

Office de la Recherche
Scientifique et Technique
Outre-Mer
service hydrologique

Université Paris-Sud (Orsay)
laboratoire d'hydrologie et
de géochimie isotopique

.....
LES CARACTÉRISTIQUES DE L'ÉROSION
EN RELATION AVEC LES PRATIQUES AGRICOLES
.....

mémoire de D.E.A
"ressources en eau" (géologie appliquée)

BEN SALAH Chafik
juillet 1984

....

REMERCIEMENTS

Le sujet de ce mémoire m'a été suggéré par Monsieur J. COLOMBANI, chef département recherche du service hydrologique à l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer. Qu'il me permette de lui exprimer ma sincère gratitude.

Ma profonde reconnaissance va également à Monsieur P. RIBSTEIN, responsable de la formation des élèves hydrologues à l'O.R.S.T.O.M, pour les précieux conseils qu'il m'a prodigués.

Enfin, je tiens à remercier Monsieur S. PIEYNS, chef département formation à l'O.R.S.T.O.M et Monsieur J. SIRCOULON, chef département technique à l'O.R.S.T.O.M pour la formation qu'ils m'ont donnée en matière d'hydrologie opérationnelle dans le cadre du diplôme d'études approfondies "Ressources en eau" à l'Université de Paris-Sud (Orsay).

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
<u>RESUME</u>	
<u>INTRODUCTION</u>	1
 <u>PREMIERE PARTIE : LES CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES ET PHYSIQUES DU SOL</u>	
I. PROPRIETES PHYSIQUES DES SOLS	3
I.1. Les sols naturels	3
I.2. La formation des sols	3
I.3. Les éléments constitutifs du sol	5
I.4. Texture et structure des sols	6
I.5. Classification des sols naturels	7
I.6. Les sols agricoles	9
I.7. Les organisations pelliculaires superficielles	11
II. NOTION DE POROSITE	13
II.1. Grandeurs caractéristiques du sol	13
II.2. Porosité du sol	15
III. RELATION SOL-EAU	16
III.1. L'humidité du sol - point de flétrissement	16
III.2. Energies de succion - cycle d'HYSTERESIS	16
IV. NOTION DE STABILITE STRUCTURALE	20
IV.1. Variation de l'indice d'instabilité structurale (I_s) dans l'espace	21

IV.2. Variations de (I_s) dans le temps	22
IV.3. Influence de la texture du sol sur (I_s)	22

DEUXIEME PARTIE : L'EROSION HYDRIQUE

I. INTRODUCTION	24
II. LES DEFINITIONS DE L'EROSION	24
III. LES DIFFERENTES FORMES DE L'EROSION HYDRIQUE	25
III.1. L'érosion mécanique	25
III.2. L'érosion par éboulement	25
III.3. L'érosion par solifluxion	25
III.4. L'érosion interne ou souterraine	26
IV. ESTIMATION DES PERTES DE SOLS PAR LES MESURES	26
IV.1. Simulation de pluies	26
IV.2. Hydrogramme de ruissellement	31
IV.3. Turbidigramme	35
IV.4. Estimation des pertes de sols à partir des débits solides des cours d'eau	37
a) L'équation de FOURNIER (1960)	37
b) L'équation de ROEHL (1962)	40
c) L'équation de FLEMING (1969b)	40
d) L'impossibilité d'emploi des données limnologiques.	41
IV.5. Conclusion à l'évaluation directe des pertes de sols ...	42
V. CAUSES DE L'EROSION HYDRIQUE - PRECIPITATIONS ET RUISSELLEMENT ...	43
V.1. La pluie, cause première de l'érosion hydrique	43
a) L'énergie cinétique et l'intensité de la pluie	44
b) Durée et fréquence des précipitations	48
V.2. Le ruissellement	48
a) Indice de saturation et coefficient de ruisselle- ment	48

b) Action du ruissellement	50
VI. LES DIFFERENTS FACTEURS DE L'EROSION HYDRIQUE	50
VI.1. Facteurs géologiques et pédologiques	50
VI.2. Le climat	51
a) La température	51
b) Les différents types de climat	51
VI.3. L'occupation des terres	53
à) Le défrichement	54
b) Aménagements hydro-agricoles	55
VI.4. Les facteurs topographiques	55
a) La pente du bassin versant	56
b) Longueur de la pente	57
c) Le relief	58
d) L'orientation du bassin versant	59
e) La taille du bassin versant	59
VI.5. L'effet de l'humidité préalable du sol	60
VI.6. Le couvert végétal	61
VI.7. Les techniques culturales	62
a) Sous-solage	63
b) Préparation du lit de semence	63
c) Utilisation des résidus de cultures, "le mulch"	65
VII. ETUDE INTEGREE DES FACTEURS DE L'EROSION HYDRIQUE	66
VII.1. L'équation de MUSGRAVE (1947)	66
VII.2. L'équation de THOMPSON (1964)	67
VII.3. L'équation de WISCHMEIER et SMITH (1960)	67
a) L'indice d'agressivité des pluies (R)	68
b) L'indice d'érodibilité du sol (K)	60
c) L'indice topographique (SL)	71
d) L'indice couvert végétal (C)	73
e) L'indice pratiques antiérosives (P)	74
VII.4. Un exemple d'utilisation de l'équation de WISCHMEIER et SMITH (1960)	77
VII.5. L'équation de WILLIAMS (1974)	87
VII.6. L'équation de FOSTER, MEYER et ONSTAD (1977)	87

VIII. LES CARACTERISTIQUES D'UN ARROSAGE EN RELATION AVEC L'EROSION HYDRIQUE	88
VIII.1. Les caractéristiques d'un arrosage	88
VIII.2. Les systèmes d'irrigation et les risques d'érosion ..	89
VIII.3. L'irrigation avec des eaux salées	91
IX. PROTECTION DES TERRES AGRICOLES CONTRE L'EROSION HYDRIQUE	97
IX.1. Les procédés biologiques	97
a) Aménagement du terroir en fonction des vocations et des potentialités de production	97
b) Adaptation des techniques culturales en vue de la conservation de l'eau et de la fertilité des sols - les bandes alternées	98
IX.2. Les méthodes agronomiques spéciales	100
a) Fixation des cultures à l'intérieur des structures en courbes de niveau	100
b) Culture minimale et en ligne	102
c) Terrassement et contrôle de l'érosion	102
d) Aménagement des zones montagneuses à climat aride - les jessours	107
e) Les grands ouvrages hydrauliques	109
IX.3. Effets secondaires de l'irrigation	110
a) Action oxydante des eaux et épuration du sol	110
b) Apport de matières fertilisantes	110
c) Action calorifique des eaux d'irrigation	111
IX.4. Le drainage agricole	111
X. CONCLUSION GENERALE A L'EROSION HYDRIQUE	112

TROISIEME PARTIE : L'EROSION EOLIENNE

I. INTRODUCTION	113
II. CAUSES DE L'EROSION EOLIENNE	113
II.1. Le vent	113

II.2. La nature et l'état de la végétation	114
II.3. La nature et l'état du sol	114
III. LES EFFETS DE L'EROSION EOLIENNE	114
III.1. Action du vent sur la végétation	114
III.2. Action du vent sur le sol	115
IV. PROTECTION DES TERRES CULTIVEES	116
IV.1. Les brise-vents protecteurs	116
IV.2. Les autres procédés de protection	118
V. PROBLEME DES DUNES	118
VI. CONCLUSION A L'EROSION EOLIENNE	120
 <u>QUATRIEME PARTIE : L'EROSION CHIMIQUE</u>	
I. INTRODUCTION	121
II. DETERMINATION DE L'EROSION CHIMIQUE	121
III. L'AZOTE TOTAL	122
IV. LA SILICE	124
V. LE POTASSIUM	125
VI. LE CALCIUM ET LE MAGNESIUM	125
VII TRANSPORT DES SELS DURANT LE LESSIVAGE DU SOL	125
CONCLUSIONS GENERALE	128
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	

INTRODUCTION

Partout dans le monde et, en conséquence de l'accroissement démographique, l'homme a senti la nécessité d'augmenter les ressources alimentaires. C'est la raison qui a incité l'agriculteur à étendre les champs cultivés. Le défrichement et le surpaturage ont rompu l'équilibre naturel des forêts. Les nouvelles espèces végétales et les nouvelles techniques de travail du sol introduites ont été souvent mal adaptées à la nature du sol et aux conditions climatiques. Là où on a transformé les forêts en exploitations agricoles, on a observé des taux élevés de perte en sol.

De nombreux ouvrages ont été publiés, qui fournissent des informations sur l'érosion du sol. Les divers aspects de ce phénomène ont été étudiés. L'érosion du sol par l'eau est la forme la plus répandue et la plus dangereuse du phénomène. Dans les pays arides et semi-arides, le vent participe à l'érosion du sol. Plus tard, on a constaté l'appauvrissement du sol en éléments indispensables à la vie végétale.

Une mesure de l'érosion était nécessaire. Pour l'obtenir, plusieurs auteurs se sont adressés aux transports solides effectués par les cours d'eau parce que les hydrologues ont accumulé déjà à leur sujet un certain nombre d'informations valables.

L'étude de la relation entre l'érosion hydrique et les facteurs qui la provoquent a abouti à des éléments permettant de coordonner les observations effectuées dans les différentes parties du globe et de prévoir l'ordre de grandeur de l'érosion du sol.

Les mesures en champs expérimentaux ont permis de mettre au point l'infiltromètre à aspersion.

La complexité du mécanisme d'érosion, les méthodes d'approche, les limites des formules empiriques, la difficulté des mesures sur terrain et l'irrégularité du mécanisme ne facilitent guère l'appréhension du phénomène érosion. Cependant, plusieurs auteurs n'ont pas hésité à mettre au point des


méthodes de protection contre l'érosion hydrique éolienne et chimique. Ils ont commencé par les procédés biologiques (augmentation du couvert végétal et brise-vents) qu'ils ont rendus plus efficaces par l'irrigation, le drainage et les procédés hydrotechnique de protection.

L'objet du présent document est de faire une synthèse des principaux résultats auxquels on est parvenu à partir de nombreuses observations faites dans le monde en matière des caractéristiques de l'érosion en relation avec les pratiques agricoles.



PREMIERE PARTIE

LES CARACTERISTIQUES
GRANULOMETRIQUES ET
PHYSIQUES DU SOL



PREMIERE PARTIE

I. PROPRIETES PHYSIQUES DES SOLS

Avec la lumière, l'air et l'eau, le sol est le quatrième élément indispensable à toute vie végétale et sert de support à toute vie animale et humaine. Il constitue pour la plante un support, une réserve d'eau, d'air et d'éléments nutritifs.

Pour arriver à établir un plan de défense et de restauration des sols il faut en connaître la description, la formation, les éléments constitutifs et les principaux types.

I.1. Les sols naturels

On donne le nom de sol naturel à toute formation de surface à structure meuble et d'épaisseur variable résultant de la transformation de la roche mère sousjacente (GRECO, 1966).

Le profil pédologique d'un sol naturel est généralement composé de plusieurs horizons :

- horizons A ou éluviaux
 - A₀ couche organique peu décomposée
 - A₁ horizon humifère
 - A₂ horizon lessivé, essentiellement minéral

- horizon B ou illuvial (horizon d'accumulation)

- horizon C de roche mère
 - C₁ roche mère en cours d'altération
 - C₂ roche mère non altérée

I.2. La formation des sols

Pour qu'il y ait formation de sol, il faut d'abord une désagrégation des roches sous l'action des phénomènes physiques et chimiques, et sous l'action d'organismes vivants, végétaux et animaux.

a) action de l'eau

L'eau agit par son énergie cinétique et gravitaire. Il en résulte une pulvérisation mécanique de la surface de la roche. De plus, l'eau imprègne la roche, elle circule dans celle-ci, dissolvant certains éléments et les transportant en profondeur. Ces éléments sont ensuite déposés dans les horizons d'accumulation.

b) action de la température

Les roches, exposées au rayonnement solaire, sont échauffées puis soumises au refroidissement nocturne. Il en résulte des efforts internes et une dislocation accélérée par le mouvement de l'eau.

c) action topographique

Lorsque le relief est accentué, les sols pentus sont rajeunis car leur couche superficielle a été érodée. Sur les sommets ne persistent que les gros éléments.

d) action du vent

L'érosion éolienne est fréquente, et le vent emporte les débris se trouvant sur son chemin, par suspension ou roulage, selon leurs dimensions. Au premier obstacle efficace, les sables sont déposés en formant des dunes.

e) action des êtres vivants

Partant d'un sol nu, l'action des êtres vivants débute par celle des microbes auxquels succèdent des végétaux inférieurs : algues, champignons, lichens, ... Ceux-ci meurent en cédant leur place aux mousses et à quelques végétaux supérieurs abris de quelques petits animaux et obstacles aux sables. Les cadavres animaux et les débris végétaux forment une couche humifère favorisant le développement des forêts. Des petits animaux viennent vivre dans le sol et contribuent à l'aération et au malaxage des différentes couches (notamment les

vers de terre et parfois les cloportés).

I.3. Les éléments constitutifs du sol

Le sol est essentiellement composé d'éléments organiques et minéraux.

a) Les éléments organiques du sol - l'humus

L'humus est l'ensemble des produits de la décomposition des débris végétaux et animaux qui ont perdu leur forme, leur structure et sont fortement colorés, ayant une teinte plus ou moins foncée : noire-brune.

La répartition de l'humus suivant les horizons, ses propriétés et sa composition dépendent des conditions de sa génèse, et conditionnent la structure et les propriétés des groupes de sols.

L'humus comprend une partie à structure plus ou moins organisée et une fraction à l'état colloïdal sans structure nette. Ce sont les composés humiques fabriqués par les micro-organismes du sol au dépens des débris végétaux et animaux à la suite d'une décomposition lente.

b) Les éléments minéraux du sol

Les éléments minéraux du sol sont de deux sortes :

- les plus grossiers et altérés qui ne sont qu'un support inerte, constituant une réserve minérale. Ce sont des fragments de la roche mère, et ils sont d'autant plus abondants qu'on se rapproche de celle-ci.
- la partie fine du sol provient de l'altération lente des éléments grossiers (particules de diamètre inférieur à 0.002 mm), et a des propriétés colloïdales. Ces colloïdes peuvent se mettre en suspension et suivre l'eau dans son mouvement descendant, mais se déposent quand l'eau remonte par capillarité, alors que les sels

dissous accompagnent l'eau jusqu'en surface où ils sont abandonnés après évaporation.

Quand l'équilibre évaporation - infiltration est réalisé, les éléments fins restent uniformément répartis (sols bruns) sinon il y a lessivage ou accumulation des matières solubles dans les horizons superficiels selon que l'infiltration est supérieure ou inférieure à l'évaporation.

I.4. Texture et structure des sols

La texture est la répartition granulométrique des éléments du sol après destruction des agrégats. On classe ces éléments en :

Pierres	$d > 20 \text{ mm}$
Gravier	$2 \text{ mm} < d < 20 \text{ mm}$
Sable grossier	$0.2 \text{ mm} < d < 2 \text{ mm}$
Sable fin	$0.02 \text{ mm} < d < 0.2 \text{ mm}$
Limons	$0.002 \text{ mm} < d < 0.02 \text{ mm}$
Colloïdes (argiles)	$d < 0.002 \text{ mm}$

Classification d'après GRECO (1966)

Il faut considérer également la proportion de matières organiques et de calcaire pour déterminer la catégorie d'un sol. Il sera argileux quand il contient au moins 30 % d'argile, calcaire s'il contient au moins 5 % de carbonate de calcium et humifère avec au moins 10 % de matière organique (GRECO, 1966).

La structure d'un sol, c'est la disposition, l'agencement et la dispersion de ses éléments constitutifs. Cette structure agit sur l'aération du sol, joue un rôle dans la résistance à l'érosion et intervient dans le lessivage du sol. Un sol à structure grumeleuse, stable, se lessive peu car sa perméabilité est grande. Les sols à structure dispersée, pauvres en colloïdes ont une perméabilité moyenne et sont sujets au lessivage. Alors que les mêmes

sols, mais riches en colloïdes, ont une perméabilité faible et le lessivage reste réduit par suite du gonflement des colloïdes. La structure est alors asphyxiante.

I.5. Classification des sols naturels

On trouve différents types de sols selon la nature de la roche mère, le climat local et le couvert végétal. De plus, deux sols de même classe peuvent avoir deux stades d'évolution différents. On ne citera que les principaux types de sols méditerranéens classés par DUCHAUFOR.

a) Les sols non évolués ou sols bruts à profil (A), C

Ils sont constitués de fragments de roche mère, grossiers ou fins, ayant subi une simple dégradation physique et dépourvus d'humus.

. sols désertiques (erg) : désert de sable

(reg) : désert de pierres

. les sols d'érosion où les limons se sont déposés récemment.

b) Les sols à profils peu différenciés (AC)

Appelés Rankers, ces sols à profils peu différenciés se trouvent sur les hautes montagnes et sur les pentes. Ils sont constitués d'un seul horizon composé d'un mélange intime de matière organique peu humifère et de petits fragments de roche mère sur laquelle ils reposent. Les sols alluviaux que l'on peut trouver le long des lits d'oueds peuvent faire partie de ce groupe.

c) Les sols de steppe chatains et bruns, profil A.C.

Les sols steppiques se trouvent en climat continental aride, là où la pluviométrie annuelle ne dépasse pas 250 mm, sous la steppe à graminées (Alfa) et à armoise.

L'horizon est épais et humique, suivi d'un horizon d'accumulation riche en carbonate et souvent durci, empêchant l'infiltration de

l'eau et la pénétration des racines. Certains de ces sols sont rubifiés et dits bruns-rouges ou chatains-rouges, provenant de l'évolution des sols rouges anciens en climat aride ou semi-aride.

d) Les rendzines à profil A.C.

Les rendzines sont formés d'un mélange entre le calcaire divisé, la matière organique et les éléments silicatés. Un seul horizon se distingue en surface. Il est foncé et formé d'humus et de cailloux calcaires qui apparaissent en surface au fur et à mesure que l'érosion s'accroît.

e) Le sol brun méridional (brun forestier) à profil (ABC)

Il se trouve en climat humide et subhumide sous forêts denses de toutes sortes de chêne. Il est caractérisé par :

- . un horizon A grumeleux, distinct et évolué.
- . un horizon B peu net, coloré en brun par des oxydes de fer résultant de l'altération de la roche mère
- . un horizon rouge ancien, jouant le rôle de roche mère.

f) Les sols podzoliques, à profil (ABC)

Ils sont formés sur des roches mères filtrantes, non calcaires, dans des climats humides entraînant un fort lessivage. Le premier horizon est composé d'humus acide à décomposition lente, sous lequel on trouve un horizon lessivé d'aspect cendré.

g) Les sols halomorphes (sols salés)

Les uns présentent des efflorescences blanches en surface (solonchaks) et sont généralement riches en calcaire. Les autres sont salés mais lessivés. L'argile tend à s'accumuler dans un horizon B.

h) Les sols rouges méditerranéens

Ce sont des paléosols formés sous un climat antérieur plus chaud.

I.6. Les sols agricoles

Les sols agricoles, au départ exposés aux conditions naturelles, sont modifiés par l'homme à travers les pratiques agricoles. Le profil cultural sera modifié par l'intervention des instruments de culture et les racines des végétaux en interaction avec les facteurs naturels.

Il existe de nombreux sols agricoles rangés conventionnellement en trois grands types : terres lourdes argileuses, terres légères siliceuses et terres calcaires.

a) Les terres argileuses lourdes

Elles proviennent des sols naturels développés sur les roches non calcaires, imperméables et mélangés avec la roche mère argileuse ou marneuse.

L'eau concentrée en quantités importantes dans les thalwegs attaque le sol de faible cohésion. Elle y creuse des rigoles et des ravines très profondes à berges escarpées. Les vases fines emportées par l'eau colmatent les terres agricoles inondées.

En hiver, le sol absorbe les premières pluies, et l'érosion ne se remarque qu'avec les pluies tardives, trouvant le sol gorgé d'eau. A ce moment, le sol argileux et saturé en eau commence à glisser.

En été, les terres non cultivées se crevassent et des fentes de retrait plus ou moins importantes apparaissent, très défavorables aux racines très développées.

La culture des terres argileuses est délicate et demande des interventions au temps opportun. En effet, le labour d'automne doit se faire après les premières pluies, mais avant que le sol ne devienne

gorgé d'eau et sensible au compactage. Pour régénérer la structure du sol, on doit ajouter des amendements calcaires, des fumures organiques et des engrais verts.

b) Les terres légères siliceuses

Ces terres proviennent de la décomposition des grès. Elles retiennent assez l'eau quand elles sont humifères, mais deviennent très filtrantes quand elles sont exposées à un fort rayonnement solaire qui brûle l'humus. Les particules fines sont entraînées par l'eau, soit par ravinement superficiel à parois souvent verticales, soit par entraînement en profondeur.

L'érosion éolienne est particulièrement active sur ces terres quand elles sont dénudées, mais elles peuvent être aménagées en cultures forestières ou, à la rigueur fruitières.

Ces terres sont faciles à travailler et ne demandent pas beaucoup d'énergie.

c) Les terres calcaires

Elles sont issues de la décomposition des calcaires plus ou moins durs et contiennent toujours une certaine proportion d'argile et de sable, résidus de la décalcification de couches de calcaire qui ont disparu. Les terrains calcaires sont souvent relativement pauvres en humus, légers, perméables, assez riches et chauds.

Ces terrains peuvent être travaillés et mis en culture en démolissant la croûte calcaire quand elle existe à l'explosif, à la défonceuse ou au rooter.

Entre les terres siliceuses, les terres argileuses lourdes et les terres calcaires dont les caractéristiques sont nettement extrêmes, on peut trouver des sols intermédiaires. Les terres franches qui sont perméables, retiennent bien l'eau et sont faciles à travailler. Elles doivent cela à leur composition équilibrée en argile, silice, chaux et en humus. D'autre part, on trouve les

terres argilo-siliceuses ou battantes formées d'un mélange d'argile, de sable et de cailloux de différentes tailles qui leur donnent une mauvaise structure.

En été, ces terres deviennent trop dures, difficiles à travailler. En hiver, elles acquièrent le comportement d'une terre argileuse, avec en plus, la formation d'une pellicule de battance, obstacle à l'infiltration de l'eau. Cependant, ces terres peuvent être mises en valeur et porter de belles récoltes si elles sont efficacement travaillées.

I.7. Les organisations pelliculaires superficielles

La destruction de la structure de certains sols sous l'effet de la pluie conduit à la formation d'une mince croûte superficielle continue et consistante dite "organisation pelliculaire superficielle" et désignée par O.P.S.

Ces organisations sont composées de différents matériaux superposés que nous appelons micro-horizons, constituant un micro-profil. Il s'agit de traits laminaires, d'épaisseurs très réduites, de l'ordre du millimètre, inclus habituellement, lors des descriptions, dans le premier horizon pédologique.

Trois types d'organisations pelliculaires superficielles sont étudiés par VALENTIN (1981) :

- . Reg : OPS à pavage dense caillouteux sur paléosol dérivé d'altérite de grès. Ce sont les surfaces qui, dans ces régions désertiques, constituent le "reg".
- . Sab : OPS à pavage rare gravillonnaire sur alluvions sableuses.
- . Arg : OPS sans pavage, sur alluvions argileuses.

a) Comparaison des O.P.S.

Malgré des différences très importantes de composition granulométrique des apports alluviaux qui varient des matériaux les plus grossiers (reg) aux plus fins (sites sur alluvions argileuses),

l'étude morphologique des OPS des trois sites fait apparaître une convergence de structure. En effet, sur les trois sols étudiés, s'est opérée une ségrégation du squelette et du plasma, qui conduit à la différenciation en deux types majeurs de microhorizons.

- . Les microhorizons constitués essentiellement de squelette dont les grains peuvent être déliés ou légèrement cimentés et recouvrant les matériaux qui suivent ;
- . Les microhorizons à dominance plasmique, cohérents, à porosité réduite, pauvres en squelette et modifiés par l'apparition des fentes de retrait. L'épaisseur des microhorizons à dominance plasmique est d'autant plus grande que la teneur en éléments fins de l'horizon superficiel est élevée.

b) Relation entre les OPS et les sols

Pour la plupart des sols, la pédogenèse s'effectue au dépens de la roche mère dont subsistent des reliques (lithoreliques) au sein du profil. C'est le cas, par exemple, du paléosol développé sur grès argileux. Pour certains sols alluviaux, le processus de formation des OPS peut être inverse. En effet, le matériau pédologique ne provient pas de l'altération de la roche sous-jacente, et donc de la profondeur, mais d'apports superficiels alluviaux successifs : ce sont des sédireliques. Cependant, ces matériaux peuvent subir des évolutions ultérieures et présenter des traces d'évolution de type pédologique qui constituent alors des pédoreliques.

c) Intérêt de la caractérisation des OPS

Les organisations pelliculaires superficielles fournissent des données sur l'évolution actuelle des sols, et permettent d'interpréter la présence de certains caractères pédologiques (traits laminaires, papules, ...) observés dans les horizons sous-jacents. En effet, malgré une convergence de structure, les OPS ne correspondent pas toutes aux mêmes processus de formation. Pour un site sur alluvions argileuses, on peut distinguer des OPS de désagrégation et

des OPS d'apport ou de dépôt. Sur alluvions sableuses, il semble que la différenciation squelette-plasma ait lieu.

II. NOTION DE POROSITE

II.1. Grandeurs caractéristiques du sol

Le sol en place est un mélange de trois phases : terre, eau, et air (en négligeant la partie organique des systèmes radiculaires). L'eau, transportant des matériaux, devient une boue si la concentration en matières solides est importante. Les sédiments déposés sous l'eau dans les lacs forment des vases plus ou moins consolidées et denses (J. COLOMBANI, cours DEA, 1983).

Si on désigne par :

- V : volume total du mélange de terre, d'eau et d'air
- d_a : densité apparente du mélange
- V_s : volume du solide contenu dans le mélange
- d_r : densité réelle de ce matériau solide
- p_s : poids sec du solide
- H_v : humidité volumique du mélange
- ρ : densité de l'eau ($\rho \approx 1$)
- V_a : volume de la phase gazeuse
- ε : la densité de l'air (négligeable devant celle des autres composants du mélange, $\varepsilon \approx 0$).

On obtient alors les relations suivantes :

$$V \cdot d_a = V_s \cdot d_r + H_v \cdot \rho + V_a \cdot \varepsilon$$

$$\Rightarrow V \cdot d_a \approx V_s \cdot d_r + H_v$$

Si le mélange occupe un volume unitaire alors le volume occupé par le matériau solide sera exprimé par. :

$$V_{sl} = \frac{d_a - H_v}{d_r}$$

Le poids unitaire du matériau solide est p_{sl} tel que :

$$p_{sl} = V_{sl} \cdot d_r, \text{ soit } p_{sl} = d_a - H_v$$

Le volume occupé par l'air est :

$$V_{al} = 1 - H_v - V_{sl}, \text{ soit}$$

$$V_{al} = 1 - H_v - \frac{d_a - H_v}{d_r}$$

On en déduit que dans un sol sec ($H_v \approx 0$) :

$$\left\{ \begin{array}{l} v_s = \frac{d_a}{d_r} \\ v_a = \frac{d_r - d_a}{d_r} \end{array} \right.$$

Dans une boue où tout le vide est occupé par l'eau ($V_a \approx 0$) :

$$\left\{ \begin{array}{l} v_s = \frac{d_a - 1}{d_r - 1} \\ p_s = d_r \cdot \frac{d_a - 1}{d_r - 1} \\ H_v = \frac{d_r - d_a}{d_r - 1} \end{array} \right.$$

II.2. Porosité du sol

La porosité totale est le volume occupé par les pores, remplies en eau ou non, par rapport au volume total du mélange

$$\omega = \frac{V_v}{V} = \frac{d_r - d_a}{d_r} \cdot 100$$

avec V_v : volume des vides

La microporosité correspond à un sol stable et non remanié. Alors que la macroporosité correspond à un sol remanié par des actions extérieures (labour, hersage, ...) ou à des galeries dues à des insectes ou petits animaux.

La teneur en eau est le rapport entre le poids de l'eau et le poids de la terre :

$$\gamma_e = \frac{d_r - d_a}{d_r(d_a - 1)}$$

L'indice des vides est le rapport entre le volume des vides (rempli totalement ou partiellement d'eau) et le volume du solide contenu dans le mélange :

$$\varepsilon = \frac{V_v}{V_s} = \frac{V - V_s}{V_s}$$

$$\rightarrow \varepsilon = \frac{V}{V_s} - 1$$

III. RELATION SOL - EAU

III.1. L'humidité du sol - point de flétrissement

En général, l'humidité du sol (θ) augmente avec sa profondeur et avec la réduction du couvert végétal (MINGTEH Chang, et al, 1982). Le taux d'humidité du sol varie selon les traitements. Cela peut être dû à la grande concentration en systèmes racinaires et à l'exposition directe du sol à l'air libre.

On montre que l'humidité du sol diminue davantage en présence d'un couvert forestier avec un taux d'humidité préalable élevé. Quand le sol devient plus sec, (θ) est exponentiellement réduite et tend vers un niveau constant appelé point de flétrissement. Cette tendance peut être exprimée par l'équation suivante (MINGTEH Chang, et al, 1982) :

$$\Delta S_t = S_0 \cdot e^{-bt}$$

où S_0 : humidité initiale du sol (en mm)

ΔS_t : humidité du sol, t jours après (en mm)

b : coefficient de diminution.

avec un coefficient de corrélation entre ΔS_t et S_0 de 0.993 pour une forêt bien développée, et de 0.729 pour une parcelle cultivée.

Si on observe le profil hydrique du sol, on trouve qu'il varie en fonction des saisons et de la profondeur (figure 1 - Modification du profil d'humidité après la pluie).

III.2. Energies de succion - cycle d'HYSTERESIS

La succion est la quantité d'énergie que doit fournir le sol pour absorber une certaine quantité d'eau. Plus le sol est humide, moins il a d'énergie à fournir pour remplir ses vides.

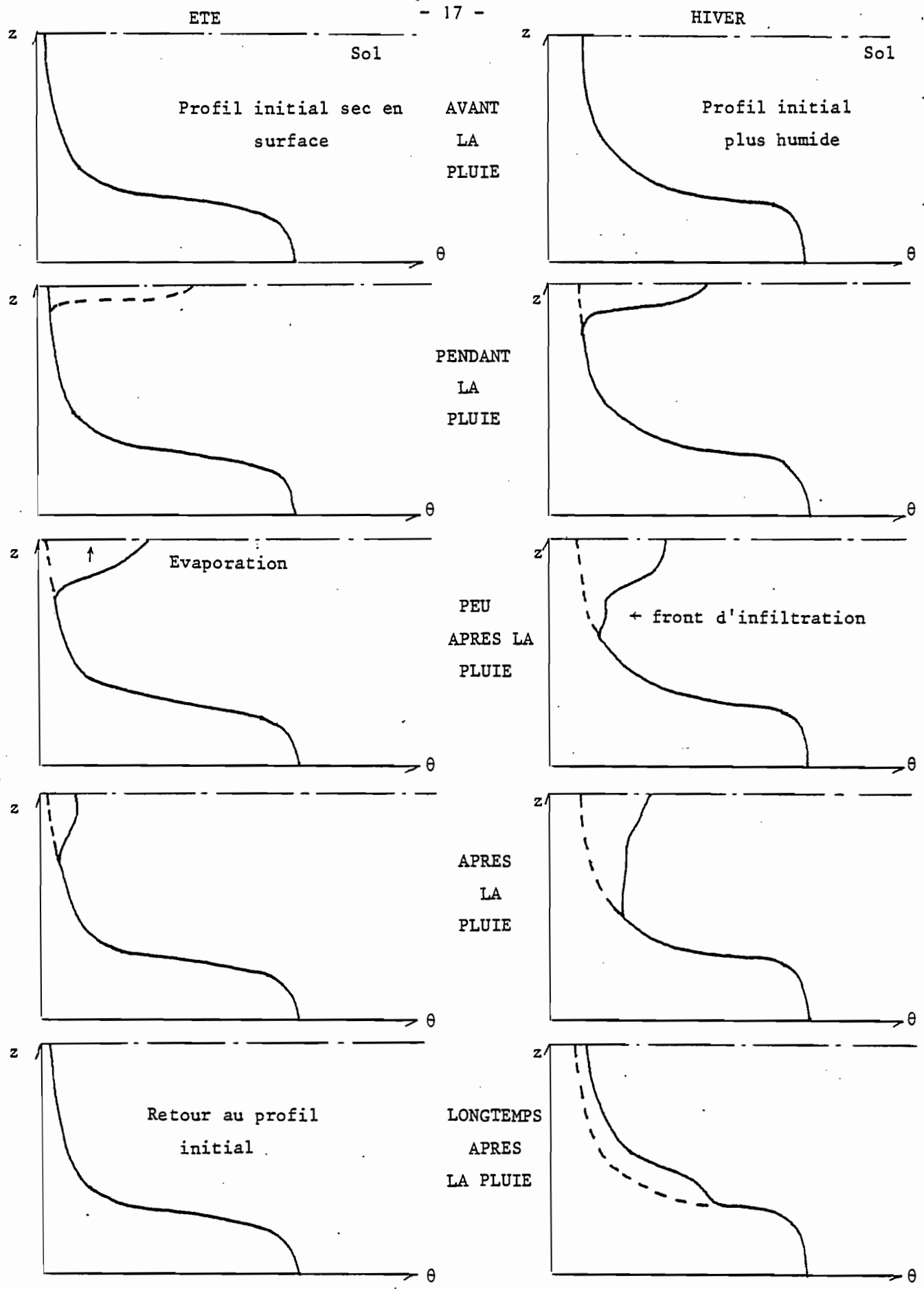


Fig. 1 MODIFICATION DU PROFIL D'HUMIDITE
APRES LA PLUIE

Le potentiel matriciel est la différence de pression de part et d'autre d'une membrane séparant la solution du sol de la terre non saturée en cette même solution.

Le potentiel osmotique est la différence de pression qui existe de part et d'autre d'une membrane séparant la solution du sol et l'eau pure.

Le potentiel total est la différence de pression de part et d'autre d'une membrane semi perméable qui sépare le sol non saturé de l'eau pure. Autrement dit, le potentiel total est la somme de la succion osmotique et de la succion matricielle.

Il existe des relations qui lient le potentiel matriciel ψ , pour certains types de sols, et la teneur en eau θ .

. VISSER, 1966

$$\psi(\theta) = \frac{a(\omega - \theta)^b}{\theta^c}$$

où ψ : succion matricielle
 ω : porosité du sol
 θ : teneur en eau
a, b et c : constantes empiriques

. GARDNER, 1970

$$\psi(\theta) = A.\theta^{-B}$$

Le cycle d'Hystérésis traduit la relation succion/teneur en eau $\psi(\theta)$ selon que le sol est en régime de drainage ou d'irrigation (figure 2).

Partant d'un sol complètement saturé, on va parcourir une courbe de drainage du sol. L'air reprend la place de l'eau jusqu'à atteindre une teneur en eau irréductible (θ_1) : eau retenue par les particules solides grâce aux forces de Wan Der Walls et n'est pas extractible même avec une succion infinie.

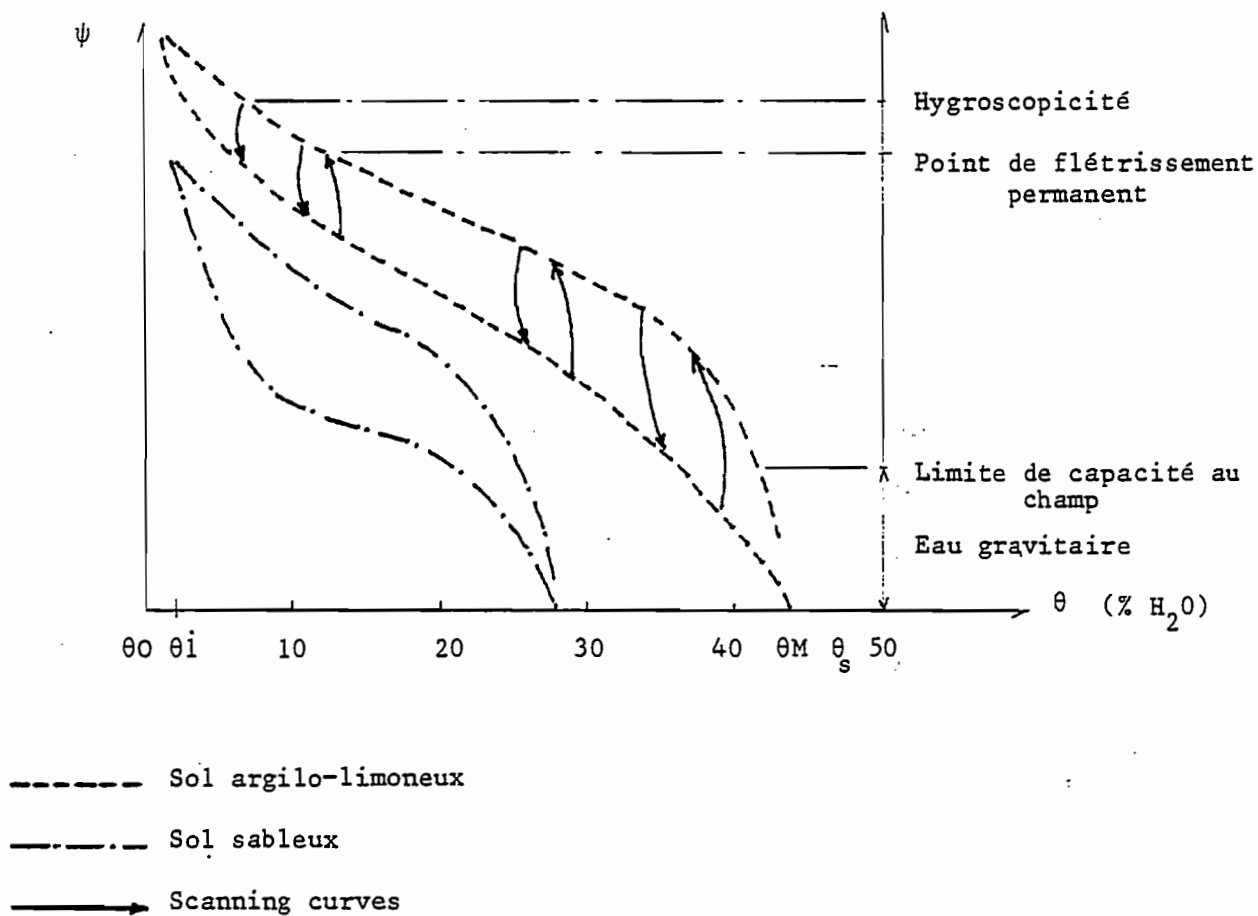


Fig. 2 CYCLE FONDAMENTAL D'HYSTERESIS

(F. LELONG, cours DEA, 1983)

On resature le sol suivant une courbe d'irrigation. On constate qu'on arrive à une teneur en eau (θ_M) inférieure à la teneur de saturation (θ_s) : des poches d'air subsistent toujours et occupent la place de l'eau.

Le cycle d'Hystérésis passe par trois régimes :

- . entre θ_M et θ_s : régime insulaire
- . entre θ_i et θ_M : régime funiculaire
- . entre θ_o et θ_i : régime pendulaire

Le sol naturel ne passe pas par une saturation totale ou un dessèchement total, mais il passe par un phénomène de redistribution (scanning curves) qui permet de passer de la courbe de drainage à la courbe d'irrigation et vice versa.

IV. NOTION DE STABILITE STRUCTURALE

L'étude des propriétés physiques des sols peut être faite sous l'angle de leur stabilité structurale. Cette caractéristique est définie à travers la technique mise au point par S. HENIN pour la détermination de l'indice d'instabilité structurale (I_s).

Cette méthode consiste à associer les résultats des tests de stabilité des agrégats du sol en présence d'eau à un test de dispersion spontanée des éléments fins dans l'eau. Les tests de stabilité des agrégats sont exécutés par tamisage sous l'eau, soit directement, soit après prétraitements par des liquides organiques qui rendent compte du rôle de la cohésion de l'échantillon (prétraitement à l'alcool) et du rôle de la matière organique (prétraitement au benzène) dans la stabilité.

Les sols ayant en surface un indice d'instabilité inférieur à 1 seront considérés comme stables, alors que l'on juge instables ceux pour lesquels I_s est supérieur à 2, et très instables les sols caractérisés par un I_s supérieur à 5 (d'après PNUD-FAO, 1971).

La stabilité structurale varie dans l'espace et dans le temps, et dépend de la texture des sols.

IV.1. Variation de I_g dans l'espace

a) Horizon superficiel

Pour illustrer cette variation, on va prendre pour exemple les tests effectués à la station de Cherfech (haute vallée de la Medjerdah - Tunisie) irriguée à l'eau salée et drainée. Le comportement physique de ses sols résulte d'une texture déséquilibrée due à l'abondance des éléments fins qui se traduit par une forte plasticité du sol à l'état humide et une grande compacité à l'état sec.

Les tests effectués sur l'horizon superficiel du sol (0-10 cm) ont conduit aux constatations suivantes (PNUD - FAO, 1971) :

- . Les pourcentages d'agrégats stables à l'eau sont faibles, et le taux de dispersion élevé ; ce qui traduit une très faible stabilité en surface.
- . Les variations de la fraction agrégée stable à l'eau après prétraitement à l'alcool, par rapport à une valeur médiane, reflètent les variations du taux d'argile.
- . La fraction agrégée stable à l'eau, après prétraitement au benzène, est pratiquement négligeable, traduisant une faiblesse généralisée du taux de matière organique dans l'horizon superficiel. D'où le rôle que joue la teneur en matière organique dans la stabilité de la structure.
- . L'indice I_g est toujours supérieur à 4.4 (atteint des fois la valeur 15), d'où une très mauvaise stabilité généralisée à la surface du sol, étudié en présence d'eau.

b) Variations dans le profil du sol

On a choisi deux profils de sols drainés : l'un réputé à bonne structure (P1) et l'autre réputé pour sa mauvaise structure (P2), conduisant aux comparaisons suivantes :

- . Dans les deux cas, l'horizon superficiel est dégradé par rapport aux horizons sous-jacents. Ce phénomène est peut être dû à la mauvaise pratique des techniques culturales.
- . Les horizons les moins stables sont ceux de texture légère et situés sous l'horizon argileux.

Pour préciser si le sol se trouve toujours à cet état, ou plutôt, c'est un phénomène localisé sur certaines époques de l'année, il faut réaliser une étude des variations saisonnières de l'indice d'instabilité structurale.

IV.2. Variation de I_s dans le temps

On a procédé à des prélèvements mensuels de surface, tout au long de l'année, sur les mêmes profils (P1) et (P2). Les résultats ont permis de conclure que les échantillons (P1) bénéficient d'une stabilité structurale supérieure à celle des échantillons (P2).

Les évolutions saisonnières de l'instabilité structurale ont pratiquement la même allure avec deux pics en avril et août, et un pic très net au mois de novembre, allant jusqu'au double d'instabilité (pour P2, I_s novembre est égale à 8 et I_s août est égale à 4). Ceci est peut-être dû au grand taux d'humidité du sol en novembre et au gonflement de l'argile au début de la saison sèche, mais le premier phénomène influence plus l'instabilité du sol.

IV.3. Influence de la texture du sol sur I_s

La texture a un rôle fondamental dans la stabilité structurale. En effet, les zones caractérisées par les valeurs les plus faibles de I_s correspondent à celles qui sont les plus riches en argile et en éléments fins (0 - 20 μ). Inversement, c'est dans le secteur de plus faibles teneurs en argile qu'on assiste à une très mauvaise stabilité structurale.

Le calcul sur 45 échantillons fait apparaître une corrélation significative entre l'instabilité structurale et le taux d'argile :

$$I_s = -0.22 A + 16 \quad \text{avec } r = -0.631.$$

Par conséquent, lorsque le taux d'argile s'abaisse, la proportion des unités structurales résistant à l'action de l'eau diminue également, alors que la proportion relative des éléments fins qui se dispersent spontanément augmente : les deux processus jouent dans le sens de la diminution de la stabilité structurale.

Le sol, ayant ses caractéristiques pédologiques que l'on ne peut pas changer, subit des modifications de ses caractéristiques physiques par l'homme à travers des activités visant l'augmentation de la production agricole. Ceci va donner à la terre un comportement différent vis-à-vis des apports ou du ressuyage de l'eau, qui se font naturellement ou artificiellement.



DEUXIEME PARTIE

L'EROSION HYDRIQUE



DEUXIEME PARTIE

I. INTRODUCTION

L'homme, poussé par la nécessité et techniquement mal informé, défriche les forêts pour les transformer en vastes domaines d'exploitation. Par la suite, l'agriculteur est souvent tenté par l'introduction de nouvelles cultures dont la nature biologique et le mode d'exploitation sont mal appropriés pour maintenir le sol dans un état acceptable. Mais, après une période pluvieuse ou une série d'irrigations, et parfois même après quelques années, alors qu'il est déjà trop tard pour intervenir, il observe l'érosion des sols qui se manifeste en différentes formes. Se trouvant dans une situation alarmante, l'homme cherche à maîtriser les différents facteurs de l'érosion hydrique dans le but de limiter le taux de perte de sol à un niveau acceptable.

II. LES DEFINITIONS DE L'EROSION

L'érosion est définie comme étant le mécanisme de détachement des particules sédimentaires et des autres matériaux à la surface du sol (FLEMING, 1977). D'autres définitions existent et font appel à la combinaison entre les processus de détachabilité et de transport des matériaux du sol (ELLISON, 1944 et ASCE, 1970 - [8]).

Deux grands types d'érosion ont été reconnus par UN-FAO, (1965 - [8]), G. GAUCHE, (1961 - [24]), l'érosion géologique et l'érosion accélérée. L'érosion pour un pédologue est un processus de nature essentiellement mécanique, exerçant une action destructrice sur les sols et les roches en contact avec l'atmosphère. Cette définition exclut les altérations des minéraux et des roches qui constituent un processus typiquement pédologique. Ces altérations peuvent parfois être facilitées par l'intervention de l'érosion qui, par décapage expose de nouvelles surfaces de sols ou de roches à l'action des agents externes. Ensuite, vient l'érosion accélérée qui provient des activités humaines et aggrave l'état du terrain.

L'érosion, en elle même, peut se subdiviser en plusieurs sortes de dégradation de la couche cultivable en fonction de l'agent moteur.

III. LES DIFFERENTES FORMES DE L'EROSION HYDRIQUE

On distingue quatre formes d'érosion hydrique :

III.1. L'érosion mécanique

Elle est provoquée par la force de l'eau et comprend les formes suivantes :

- a) L'érosion en nappe : c'est le résultat d'un ruissellement diffus qui enlève les particules superficielles du sol. Le mélange d'eau et de terre s'écoule le long des pentes comme une nappe, et le sol se trouve décapé par couches successives.
- b) L'érosion en griffes ou en rigoles : les particules du sol sont entraînées en lignes suivant la pente, perpendiculairement aux courbes de niveau, creusant ainsi des rigoles.
- c) L'érosion par ravinement : quand les rigoles s'approfondissent au cours du temps, elles forment des ravines en forme de V si le sous sol est tendre, et en forme de U quand le sous sol est dur.

III.2. L'érosion par éboulement

Une masse de terre déposée par les eaux de ruissellement risque d'être emportée par l'effet de la pesanteur dès qu'elle est instable.

III.3. L'érosion par solifluxion

Elle est due principalement à l'action de l'eau d'imbibition qui donne au sol une fluidité suffisante pour provoquer le mouvement. Ce processus comprend trois formes :

- . L'érosion rampante (creep erosion)
- . L'érosion par glissement
- . L'érosion en coulée de boue

III.4. L'érosion interne ou souterraine

Elle se produit par les crevasses naturelles d'un sol argileux ou dans les sols amenés par les travaux aratoires à un degré de division et d'ameublissement très poussé. Dans ce dernier cas, ce processus concourt à la formation de la semelle de labour qui est un des effets les plus caractéristiques de l'intervention de l'homme dans la morphologie des sols.

IV. ESTIMATION DES PERTES DE SOLS PAR LES MESURES

IV.1. Simulation des pluies

a) Principe de l'appareil (schéma 1.)

Le mini-simulateur de pluie est destiné à la détermination des caractéristiques hydrodynamiques de différents sols étudiés à petite échelle et sous diverses conditions. Il est constitué d'un système d'arrosage fixé au sommet d'une tour pyramidale tronquée de 3.5 m de haut. Cette tour permet la fixation d'une bache destinée à isoler la parcelle de l'action du vent. L'eau refoulée à partir d'une motopompe alimentée par un réservoir, arrive à un gicleur avec une pression et un débit constants. Ce gicleur calibré est muni d'un mouvement de balancement, actionné par un moteur, afin d'arroser uniformément la parcelle. Le débit étant constant, si on veut faire varier l'intensité de la pluie, on utilise une manivelle destinée à varier l'angle de balayage du gicleur. Ainsi, on dispose d'une gamme d'intensités comprise entre 30 et 150 mm.h⁻¹.

La parcelle étudiée est de 1 m², limitée par un cadre métallique enfoncé dans le sol d'environ 5 cm. Ce cadre est percé à l'aval par des trous au ras du sol et débouchant tous sur un canal collecteur qui va vers une cuve réceptrice calibrée où une élévation de 1 cm

Moteur
(d'essuie-glace)

- 27 -

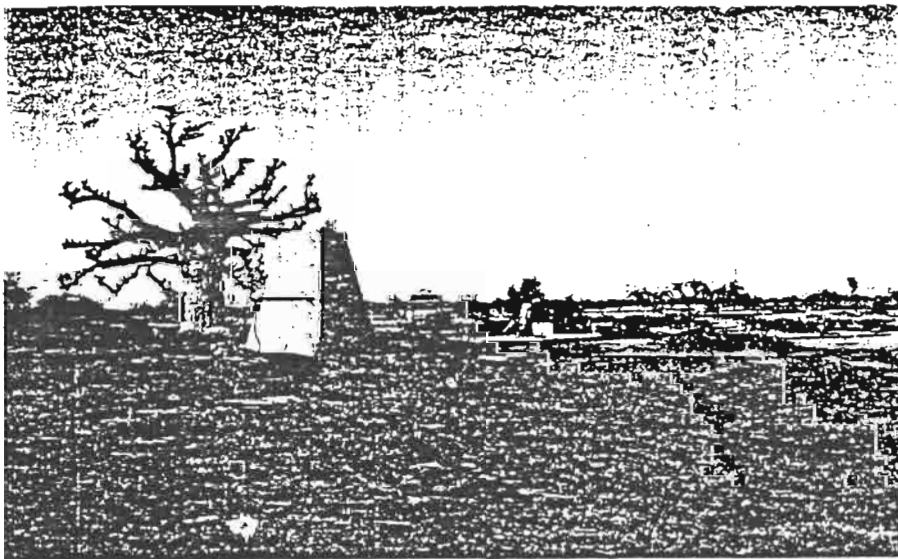
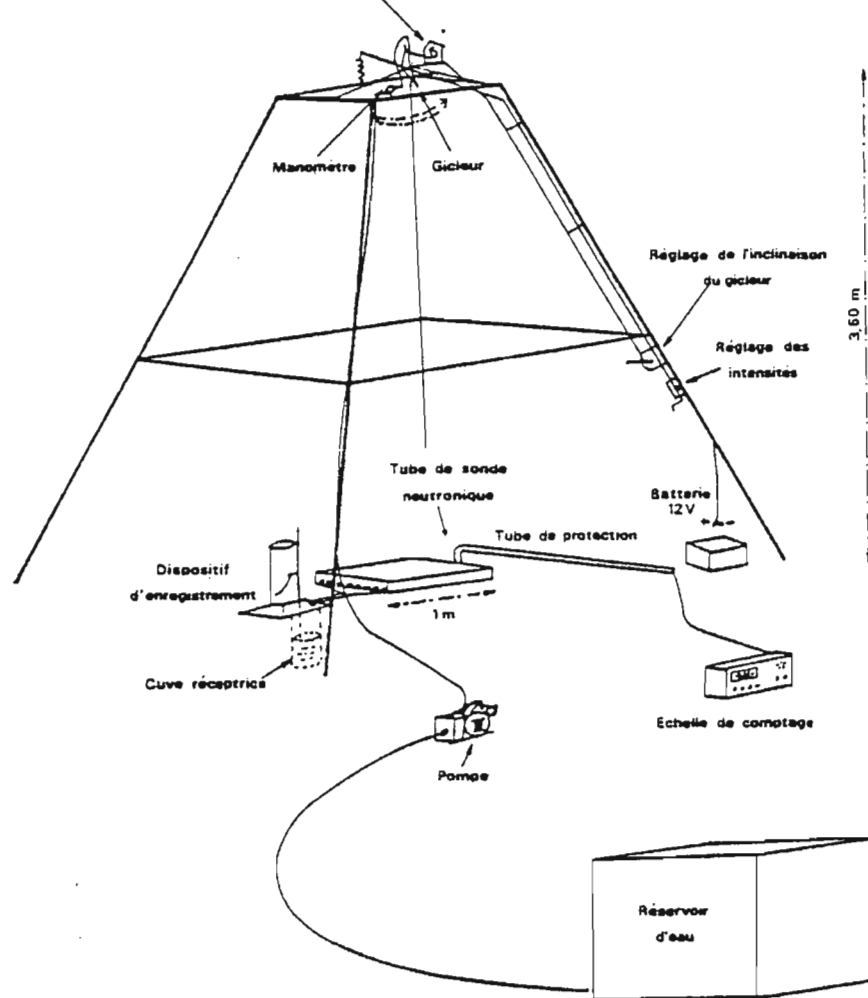


Schéma 1. Le mini-simulateur de pluie
d'après CASENAVE, 1982.

correspond à 1 mm de ruissellement. Cette cuve est surmontée d'un limnigraphe OTT (type 20000) ou SEBA (type ALPHA.U modifié) qui permet de donner une grande précision sur le temps à 10 secondes ondes près et les lames ruisselées à 0.1 mm près (photo 1.).

Pour contrôler l'humidité du sol avant, au cours et après l'expérience, on peut procéder soit directement par un tube pour mesures neutroniques implanté généralement à 10 cm à l'amont de la parcelle soit par prélèvements à la tarière pour des mesures pondérales.

b) Mise en place de la parcelle (photos, 2, 3 et 4)

La parcelle choisie doit être dans les conditions normales pour que les résultats soient significatifs et utilisables. Donc, il faut prendre des précautions pour ne pas désherber la parcelle, ne pas la piétiner au cours de l'implantation du cadre et la mettre en défense contre tout passage imprévu de véhicules ou de troupeaux.

Le cadre est enfoncé dans le sol à l'aide d'une masse jusqu'à ce que la ligne des trous soit tout à fait au ras du sol. Parfois, cette manoeuvre s'avère difficile à cause des petites racines ou des horizons gravillonnaires, ce qui peut créer des zones d'infiltration privilégiées le long des bordures, il faut donc prendre le soin de ne pas trop ébranler le sol avec la tôle. En zone de savane, on procède à une incision de quelques centimètres de profondeur, aux dimensions du cadre. Une fois le cadre installé, on verse du goudron fondu le long des bordures pour assurer la continuité de la formation pelliculaire (CASENAVE, 1982).

Au cours d'une campagne, il est nécessaire de construire autant de cadres que de parcelles à étudier, et une fois placé, ils ne doivent plus être déplacés.

c) Mise en place de la cuve

La cuve recueillant le ruissellement est installée dans une petite fosse de 50 cm de profondeur sur 40 cm de diamètre. Les pieds de

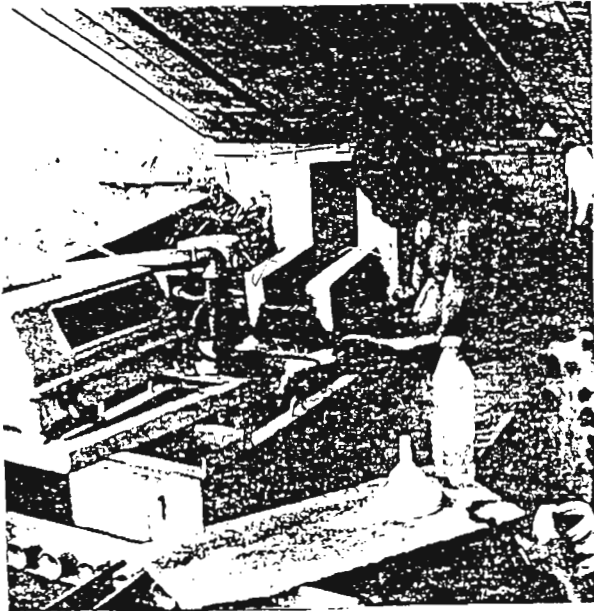


Photo 1

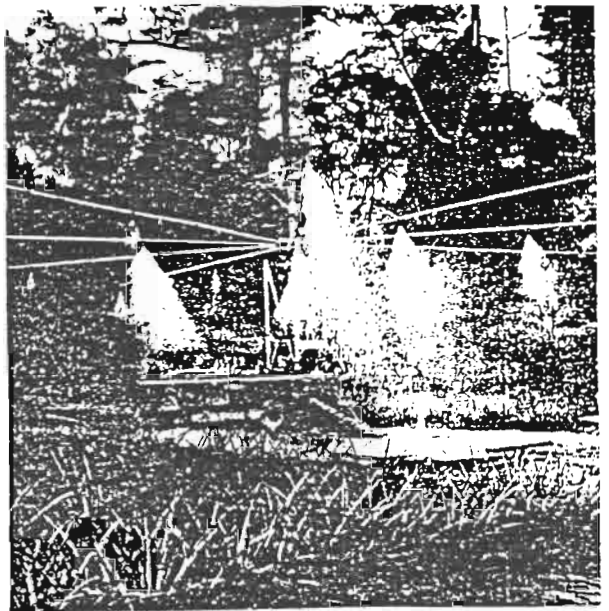


Photo 2

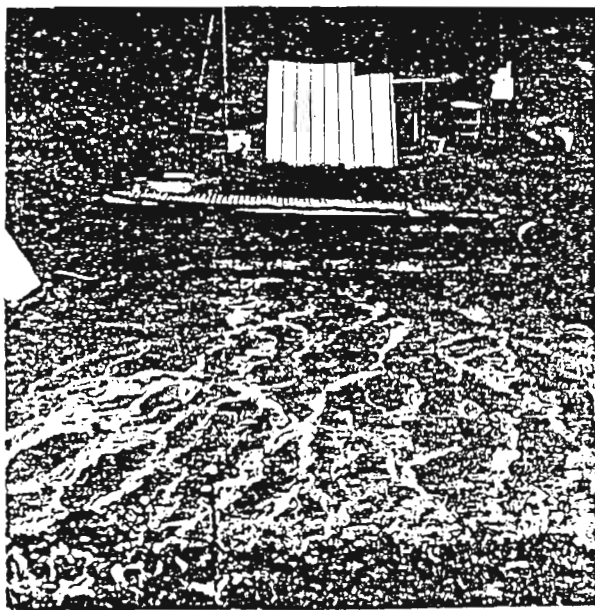


Photo 3

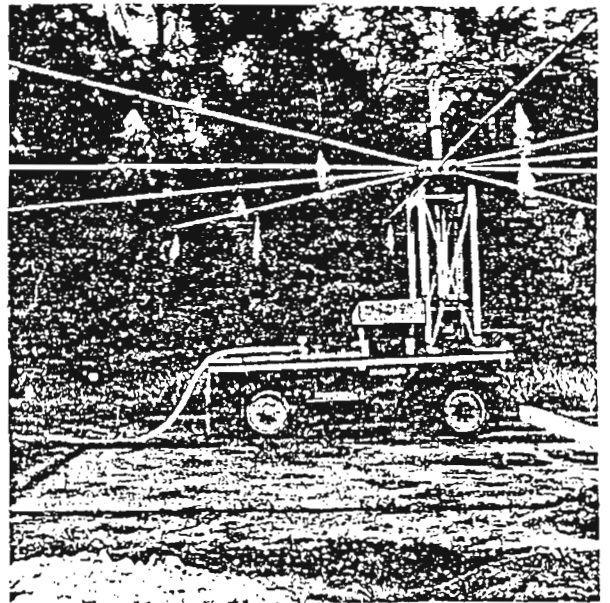


Photo 4

PARCELLES D'EROSION SOUS PLUIES SIMULEES (d'après
CASENAVE, 1982)

l'appareil reposent sur un replat aménagé dans le sol à 12 cm de profondeur. Dans les sols où les horizons superficiels sont particulièrement drainants, il faut prendre la précaution de placer la cuve suffisamment loin à l'aval de la parcelle (1 m) pour ne pas accélérer l'infiltration.

d) Mise en place de la tour

Le gicleur doit être centré sur la parcelle afin d'avoir un anneau de garde suffisant quelle que soit l'intensité de la pluie. Pour compenser la pente du terrain, les pieds de l'appareil sont réglables en hauteur pour que le sommet de la tour soit bien horizontal. Une fois le réglage fait, on note les conditions d'installation de la tour et on matérialise la position par des piquets, ceci pour éviter les tâtonnements quand on est amené à refaire les mesures sur la même parcelle. Enfin, il ne faut pas oublier d'enlever la bâche à la fin des mesures parce que la tour est très sensible à l'action du vent et serait emportée facilement. Ceci n'empêche pas de remettre la bâche en recommençant les mesures parce que des variations de plus de 10 % peuvent survenir dès lors que la vitesse du vent dépasse 8 à 10 km.h⁻¹ (ROOSE et ASSELINE, 1978).

e) Réglage des intensités

Le bras de levier faisant varier l'angle de balancement est réglé à l'aide d'une tige filetée. Le nombre de tours de cette tige est indiqué par un compteur à chiffres sautants. Chaque appareil est muni d'une courbe d'étalonnage donnant les intensités en relation linéaire avec le nombre de tours correspondant aux angles de balayage. Mais il est conseillé de vérifier la validité de la courbe avant toute expérience.

f) Choix des emplacements de mesure

Le choix des emplacements de mesure se fait en utilisant une carte pédologique et une carte topographique de façon à ce que l'ensemble des parcelles représente les différentes classes de sols et la topo-

séquence du bassin. C'est une manipulation qui prend beaucoup de temps certes, mais nous évitera de commettre l'imprudence d'extrapoler une mesure sur tout le bassin versant.

Les autres critères de choix sont l'accessibilité du site et la proximité d'un point d'eau (1200 à 1500 litres nécessaires à deux pluies journalières).

Il ne faut pas oublier que ces essais doivent se faire sous différentes contraintes pour qu'ils soient utilisables :

- . la pluie ne doit pas dépasser soit la hauteur de la pluie journalière de fréquence annuelle, soit la hauteur de fréquence décennale
- . Le total des pluies sur une parcelle ne doit pas excéder la valeur moyenne de la pluviométrie annuelle.
- . Les composantes intensité-durée-fréquence doivent respecter celles communément admises pour la région.

IV.2. Hydrogramme de ruissellement

L'hydrogramme type de ruissellement est obtenu à partir d'un limniographe et traduit graphiquement l'influence de l'intensité et du temps sur le ruissellement. Il comporte quatre phases distinctes :

- . phase d'imbibition où le ruissellement est nul,
- . phase de transition où le ruissellement est croissant,
- . phase de régime permanent caractérisé par un ruissellement constant,
- . phase de vidange avec une décroissance du ruissellement

(fig. 3, KAPFER, 1983 ; ROOSE et ASSELINE, 1978).

I et R
en mm.h⁻¹

- 32 -

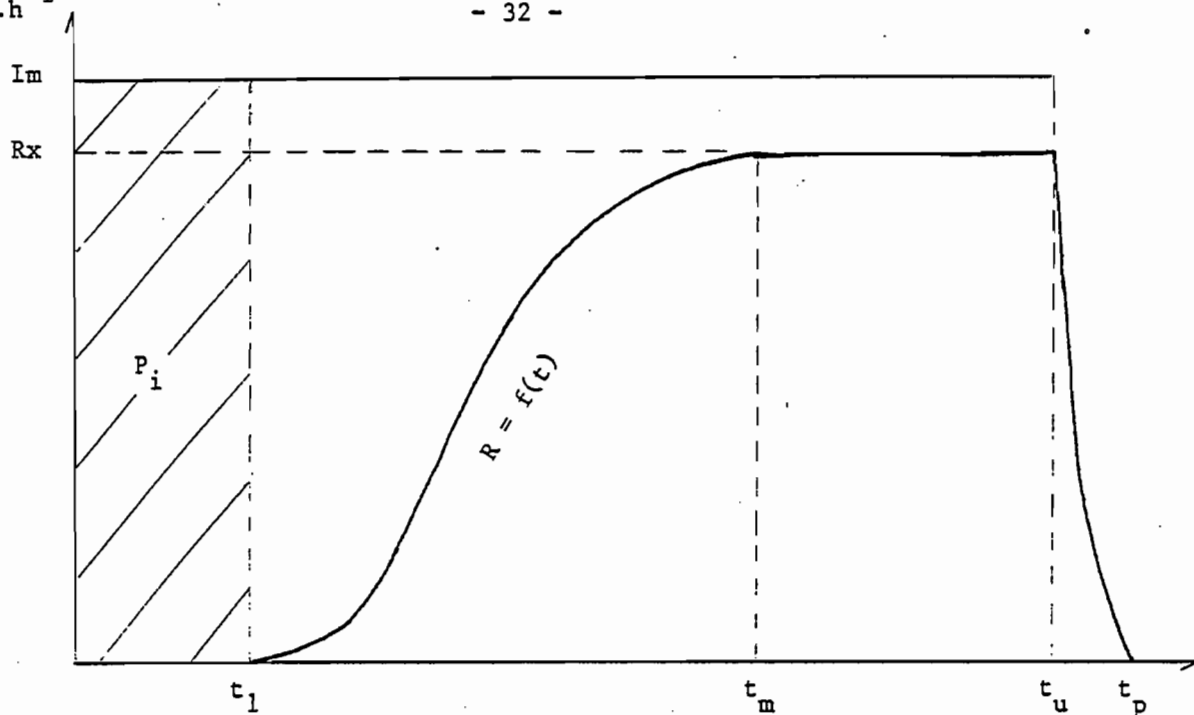


Fig. 3 HYDROGRAMME THEORIQUE DE RUISSellement
(KAPFER, 1983 ; ROOSE et ASSELINE, 1978)

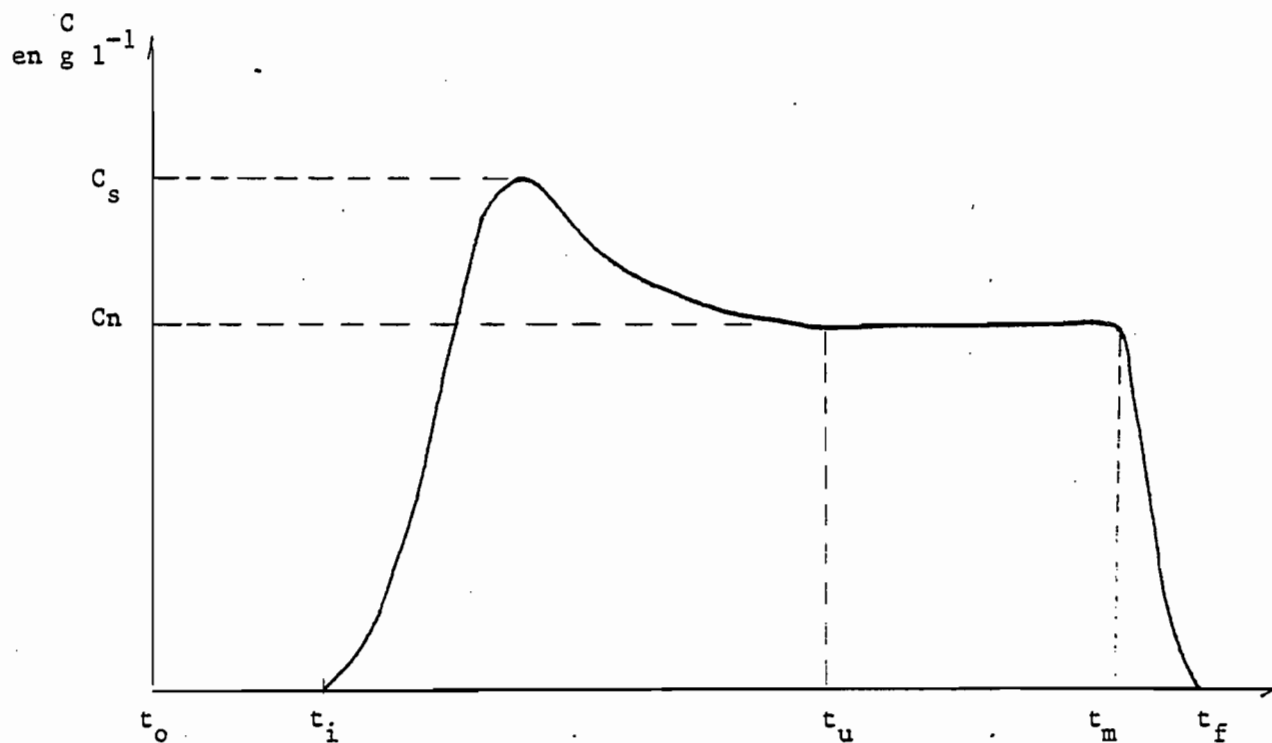


Fig. 4 LE TURBIDIGRAMME
(KAPFER, 1983)

a) Phase d'imbibition

De (t_0) à (t_i), la pluie imbibé le sol et en diminue la capacité d'absorption, mais le ruissellement reste nul. Lorsque l'infiltration est inférieure à l'intensité de la pluie, apparaissent des flaques d'eau, et à un certain moment, les flaques débordent. C'est à ce moment que le ruissellement se déclenche.

La durée de cette phase dépend de :

- . l'humidité initiale du sol,
- . la pente et la rugosité du sol,
- . la nature du sol (porosité, structure et texture).

b) Phase transitoire

De (t_i) à (t_m), l'intensité de la pluie reste constante donc il n'y a pas de raison pour empêcher l'augmentation du ruissellement parce qu'il est favorisé par trois phénomènes : diminution continue de la capacité d'absorption, l'augmentation du nombre de flaques débordant et l'augmentation de la hauteur moyenne d'eau à la surface du sol.

c) Phase de régime permanent

Entre (t_m) et (t_u), la capacité d'absorption est minimale et reste constante durant cette phase. Le ruissellement est maximum et reste constant aussi jusqu'à l'arrêt de la pluie.

La durée de cette phase dépend de la porosité efficace du sol et de la profondeur de l'horizon le moins perméable.

d) Phase de vidange

La pluie s'est arrêtée au temps (t_u). Entre (t_u) et (t_f), l'infiltration est reprise de nouveau et le ruissellement décroît rapide-

ment jusqu'à s'annuler.

Malgré une légère dispersion des points, qui se manifeste par une imprécision de lecture directe sur le limnigramme enregistré, il existe une relation de proportionnalité entre la détention superficielle (D_s) et le ruissellement maximum (R_x) enregistré à la phase précédente. Cette proportionnalité est exprimée par le temps de détention (T_d) :

$$T_d = \frac{D_s}{R_x}$$

D_s : exprimée en mm

R_x : exprimé en mm.h^{-1}

T_d : exprimé en heures et traduit la résistance au ruissellement par la surface du sol de la parcelle. En effet, pour une intensité de ruissellement donnée, une parcelle retiendra un stock d'eau mobilisable d'autant plus important que la valeur de ce rapport est plus grande (LAFFORGUE et NAAH, 1976).

Si on veut étudier l'infiltration en régime de vidange, on va supposer que les réactions de la parcelle sont instantanées.

Au cours d'un instant (dt), la hauteur de la pluie (dP) se partage entre une lame d'eau ruisselée ($R.dt$), une lame d'eau infiltrée ($F.dt$) et un accroissement de la détention superficielle ($Td.dR$), soit en termes d'intensité (mm.h^{-1}) :

$$F = I - R - Td. \frac{dR}{dt}$$

Un cas particulièrement simple est celui de la phase de vidange ($I = 0$), où le sol se laisse difficilement infiltrer par l'eau (très faible intensité d'infiltration) :

$$\frac{dR}{R} = - \frac{dt}{Td}$$

Cette phase dure entre les instants (t_u), où le ruissellement est à son maximum (R_x), et (t_f) où le ruissellement est nul :

$$\ln R - \ln R_x = - \frac{(t - t_u)}{T_d}$$

Donc, à tout instant, (t) entre (t_u) et (t_f), le ruissellement est exprimé par :

$$R = R_x \cdot \exp - \left[\frac{(t - t_u)}{T_d} \right]$$

Cette relation montre que, dans ce cas particulier, la loi de vidange des réserves superficielles mobilisables est une loi de tarissement exponentielle dont le coefficient est $\frac{1}{T}$.

Un second cas particulier est celui du régime permanent où tous les termes restent pratiquement constants, en particulier le ruissellement, soit :

$$F = F_N = I_m - R_x$$

IV.3. Turbidigramme

Contrairement à l'hydrogramme de ruissellement obtenu en continu grâce au limnigraphe, le turbidigramme ne peut être tracé qu'en portant la charge solide de l'eau de ruissellement à des intervalles de temps successifs. Le turbidigramme se décompose en quatre phases qui peuvent être étudiées par rapport aux phases de ruissellement, avec un pic entre le temps d'imbibition et le temps de montée (fig. 4, KAPPER, 1983).

a) Phase d'imbibition

Pendant cette phase, le turbidité est nulle étant donné qu'il n'y a pas de ruissellement. Toutefois, les flaques commencent à se former et à contenir des particules fines : les sédiments laissés par la

de vidange de la dernière pluie ajoutés aux dépôts éoliens et représentent la charge stock (C_{st}). Il y a en même temps une dégradation de la surface du sol sous l'effet splash, donnant ainsi la charge (C_{sp}). La charge totale prête à être mobilisée est la somme des deux : $C = C_{st} + C_{sp}$.

b) Phase de transition

Les flaques étant en équilibre métastable, dès que le ruissellement est déclenché, on observe un pic de turbidité allant jusqu'à (C_s) formée par la charge stock, la charge splash, mais aussi, s'ajoute la charge due à l'abrasion du sol sous l'effet du ruissellement :

$$C_s = C_{st} + C_{sp} + C_n$$

La pluie continue, le ruissellement augmente, ce qui revient à négliger les réserves, qui sont déjà évacuées, et l'effet splash. Il ne reste qu'à tenir compte de l'effet propre au ruissellement pour tendre vers un palier commençant au temps (t_m).

c) Régime permanent

Le régime permanent est caractérisé par la dominance de l'érosion en nappe. On a donc un palier allant jusqu'à (t_u), donnant un débit solide Q_n tel que :

$$Q_n = C_n \cdot R_x$$

d) Phase de vidange

Le courant de ruissellement devient incapable de transporter ce qu'il a détaché, donc la charge solide est déposée sur place, formant ainsi la charge stock de la prochaine averse. Des turbidigrammes différents ont été observés : le ruissellement continue en palier, même après l'arrêt de la pluie. Ceci provoque l'augmentation de la turbidité. C'est l'érosion en rigoles qui vient s'ajouter à l'érosion en nappe (KAPFER, 1978).

L'hydrogramme de ruissellement donne $R(t)$. Le turbidigramme donne $C(t)$. La combinaison des deux graphiques donne le solidigramme : $Q(t) = R(t).C(t)$, qui exprime la quantité de terre érodée par unité de temps et par unité de surface. La planimétrie de cette courbe, entre le début (t_i) et la fin (t_f) de l'évènement, donne la masse de terre érodée pendant la durée de l'averse.

IV.4. Estimation des pertes de sols à partir des débits solides des cours d'eau

a) L'équation de FOURNIER, 1960

La connaissance des apports solides dans un cours d'eau est particulièrement intéressante lors de l'établissement des projets de réservoirs. Mais, on serait tenté d'en profiter, par la même occasion, pour évaluer les pertes de sols sur les terrains exploités en amont de l'ouvrage. L'estimation du volume colmaté d'une retenue, d'où la diminution de son volume utile, permettrait d'évaluer la couche érodée sur tout le bassin versant.

Entre autres formules d'estimation des apports solides, on dispose de la formule de FOURNIER (1960) qui semble être fiable :

$$E = \frac{1}{36} \left(\frac{P_m^2}{P_a} \right)^{2.65} \cdot \left(\frac{H^2}{S} \right)^{0.46}$$

On la trouve aussi sous une autre forme :

$$\ln E = 2.65 \ln \frac{p_m^2}{P_a} + 0.46 \log H.tga - 1.56$$

- où E : apport solide annuel moyen spécifique (tonne.km⁻².an⁻¹)
 P_m : pluie moyenne du mois le plus pluvieux (mm)
 P_a : pluie annuelle moyenne (mm)
 H : dénivelée moyenne d'après la courbe hypsométrique (m)
 $H \approx 45\%$ de la différence altitude maximale - altitude minimale

S : superficie du bassin versant (Km^2), $S < 1000 \text{ Km}^2$
tga : pente du bassin versant.

L'équation de FOURNIER (1960) est développée sur quatre régions qui diffèrent par le climat ou par les caractéristiques physiographiques. Elle est basée sur la corrélation qui existe entre la charge en suspension dans une rivière et les paramètres de l'environnement.

L'influence du climat se manifeste par quatre corrélations qui indiquent chacune, une variation de l'érosion en fonction du coefficient $\left(\frac{\text{Pm}^2}{\text{Pa}}\right)$. Elles mettent en évidence l'action des précipitations atmosphériques. Le coefficient $\left(\frac{\text{Pm}^2}{\text{Pa}}\right)$ devient donc un véritable indice de la capacité érosive du climat.

E représentant la dégradation spécifique ($\text{tonnes.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) estimée à partir des apports en suspension des cours d'eau, et x le coefficient $\left(\frac{\text{Pm}^2}{\text{Pa}}\right)$; obtient les quatre équations suivantes :

$$. E = 6.14 x - 49.78$$

milieu à relief peu accentué ($\bar{H}.tga < 6$)
 $\text{Pm}^2 < 20$ et $x > 8.1$

$$. E = 27.12 x - 475.4$$

milieu à relief peu accentué ($\bar{H}.tga < 6$)
 $\text{Pm}^2 > 20$ et $x > 17.5$

$$. E = 52.49 x - 513.21$$

milieu à relief accentué ($\bar{H}.tga > 6$), situées sous tous les climats, sauf sous climat semi aride
 $x > 9.7$

$$. E = 91.78 x - 737.62$$

régions à relief accentué ($\bar{H}.tga > 6$), situées sous climat semi aride
 $x > 8$

Ces corrélations sont hautement significatives (FOURNIER, 1970),

alors que plusieurs chercheurs montrent que la charge transportée en suspension dans un cours d'eau est mal corrélée avec la perte effective de terre sur un bassin versant, tout en s'appuyant sur deux raisons.

Les petits cours d'eau sont peu suivis et on dispose de très peu de mesures de débits (CEMAGREF, 1982). En plus, la distribution inégale de la turbidité dans une section mouillée fait que la teneur de l'eau en substances solides est concentrée vers le centre et vers le fond du cours d'eau (BAUMGARTEN, SURELL, RIDELL et A. BROWN, MARR avant 1950).

La comparaison entre les valeurs calculées à partir de l'équation de FOURNIER (1960) et des mesures faites au Maroc (ROBERT, 1973) a conduit aux restrictions suivantes (ARNOLDUS, 1974) :

. La formule de FOURNIER a été établie à partir des valeurs fournies par le BRAZOS (USA), le TIBRE (Italie), le GANGES (Inde) et le HOANG-HO (Chine), là où les transports par suspension dérivent de bassins versants soumis à une forte érodibilité. Or, les mesures ont été faites au Maroc, dans une région à érodibilité moyenne. Donc, dans le cas où on voudrait utiliser la formule de FOURNIER, on doit faire attention au degré d'érodibilité du sol. De plus, là où l'érosion linéaire est prépondérante (en rigoles et en ravines), la formule ne convient pas en général.

. La formule ne tient pas compte de la variabilité des différents paramètres (végétation, pratiques culturales, ...) parce que, d'après FOURNIER (1960), leur effet est négligeable tant que la superficie du bassin versant est suffisamment grande. Or, les mesures ont porté sur des superficies de 2850 à 9620 Km² et les résultats calculés ne coïncident pas avec les valeurs mesurées. Donc, 9620 Km² est évidemment une limite inférieure imposée pour la validité de l'équation de FOURNIER.

b) L'équation de ROEHL, (1962)

C'est une équation qui donne le rapport de restitution : rapport entre l'apport solide d'un cours d'eau et l'érosion sur son bassin versant.

$$D = \frac{442}{A^{0.23} \cdot B^{2.79}} \cdot \left(\frac{H_t}{L} \right)^{0.51}$$

- où D : rapport de restitution (en %)
A : superficie du bassin versant (en Km²)
B : ratio moyen de bifurcation = nombre de cours d'eau d'ordre (K)/nombre de cours d'eau d'ordre (K + 1)
H_t : dénivelée totale (en m)
L : longueur du bassin versant (en Km)

c) L'équation de FLEMING, (1969 b)

C. FLEMING a obtenu une corrélation entre la charge en matières en suspension, la superficie du bassin versant et le type de végétation. Ce qui lui a permis d'établir un certain nombre d'équations

$$Y = 382.5 X_A^{0.95} \quad (1)$$

- où Y : charge annuelle de transport valide par suspension (tonnes.an⁻¹)
X_A : superficie du bassin versant (square miles)

De l'équation générale (1) découlent quatre équations selon le cas :

$$Y_M = 116.9 X_A^{1.02} \quad (2)$$

$$Y_C = 3523 X_Q^{0.82} \quad (3)$$

$$Y_S = 19260 X_Q^{0.65} \quad (4)$$

$$Y_D = 37730 X_Q^{0.72} \quad (5)$$

- où Y_M : charge annuelle de sédiments transportés par suspension (tonnes) pour des feuillages développés et denses ou pour des conifères
- Y_C : charge annuelle de transport par suspension (tonnes) à partir de conifères et hauts engazonnements
- Y_S : charge annuelle de transports par suspension (tonnes) pour un engazonnement bas ou broussailles.
- Y_D : charge annuelle de transports par suspension (tonnes) à partir d'un bassin faiblement couvert par des broussailles ou, carrément un désert
- X_Q : module annuel moyen dans les cours d'eau.

La méthode de FLEMING (1969 b) est très générale, et n'est convenable que pour une évaluation initiale du problème de sédimentation. Quand cette méthode est appliquée à la rivière Clyde en Ecosse, à une station drainant un bassin versant de 735 (square miles) elle a donné un débit solide de 220 tonnes.an⁻¹ en tenant compte de la superficie du bassin versant et 227 tonnes.an⁻¹ en tenant compte de la nature de la végétation ; alors que les mesures directes à la station ont donné une gamme de débits solides de 80 à 205 tonnes.an⁻¹. C'est une autre raison pour se méfier de la grande variation des données concernant l'apport solide des cours d'eau.

d) Impossibilité d'emploi des données limnologiques

Les valeurs obtenues par la mesure du volume des matériaux déposés dans les lacs font l'objet d'une méthode qui est une source d'erreurs. En effet, cette méthode consiste en l'évacuation périodique du volume du cône de déjection. Le volume de terre déposé est obtenu pendant l'intervalle de temps compris entre deux mesures. Mais il faut éviter de ne mesurer que la partie saillante du cône de sédiments immergé. Des particules fines peuvent se déposer au delà

du cône et forment des volumes imposants qui, s'ils ne sont pas pris en compte, engendrent une sous estimation du volume total déposé. En tout cas, c'est une méthode coûteuse, et on serait amené à faire la transformation du débit solide de la rivière en volume de sédiments déposés dans le lac, mais on se heurte à deux problèmes.

On revient au problème de la non signification des apports solides des rivières. En 1938, un orage s'est abattu sur six arrondissements de la Californie (USA) méridionale. Il a provoqué une érosion spectaculaire sur le bassin fluvial de Las Posas Creek. Des mesures faites par le service de conservation des sols dans ce bassin montrent que le volume entraîné hors du bassin est inférieur au volume total de terre érodée (FLEMING, 1977 ; COLOMBANI, cours DEA, 1983).

Pour faire la conversion débit solide de la rivière en volume de sédimentation, il faut estimer la densité apparente des éléments, mais on se heurte à une deuxième source d'erreurs, car la densité peut varier entre 1.5 à 2.5 après tassement (FOURNIER, 1960).

IV.5. Conclusion à l'évaluation directe des pertes de sols

La mesure indirecte de l'érosion du sol se fait soit en mesurant la turbidité de l'eau de ruissellement (BRUIN, 1973 ; ROBERT, 1973 ; et KAPFER, 1983), soit en contrôlant l'épaisseur de la couche superficielle du sol (TEMPLE et MURRAY-Rust, 1972) ou à partir des transports solides des cours d'eau.

Les expériences peuvent se faire à petites échelles pour travailler sur un terrain homogène et pour mieux contrôler le ruissellement, ou à plus grandes échelles pour minimiser l'effet de bordure des parcelles d'érosion. Or, cette dernière façon est impossible à appliquer à cause de son coût élevé et de la grande variabilité des caractéristiques morphométriques du bassin versant.

Pour mieux valoriser les résultats, il est intéressant de faire des mesures sur plusieurs parcelles dont chacune représente des caractéristiques

pratiquement semblables (nature du sol, pente, couverture végétale.

Les dimensions des cases expérimentales varient d'une région à l'autre, en fonction de l'agressivité des précipitations, de la cohésion du sol, et de la complexité du phénomène d'érosion observé (STAPLES, 1934). Le choix des dimensions doit être fait soigneusement afin que les résultats obtenus permettent l'extrapolation sur tout un bassin ou sur toute une région (MUTCHLER, 1963).

Si les méthodes de détermination des apports solides des rivières sont utilisables et fiables pour évaluer la vitesse de comblement des réservoirs, elles le sont moins pour estimer l'érosion des sols et restent critiquables malgré les corrections faites (rapport de restitution de ROEHL, 1962).

Pour mieux maîtriser l'érosion hydrique sur les terres agricoles, il serait utile de faire une étude complète tenant compte de tous les facteurs de l'érosion et de les formuler afin d'avoir un jugement raisonnable.

V. CAUSES DE L'EROSION HYDRIQUE

V.1. La pluie, cause première de l'érosion hydrique

Le climat est l'ensemble des actions de l'atmosphère : humidité, température, vent et la pluie, sur lequel l'homme n'a pratiquement aucune influence directe (sauf le cas particulier des irrigations). La pluie est un facteur essentiel pour le développement des plantes, la formation et le développement des sols.

En climat méditerranéen, les pluies succèdent à plusieurs mois de sécheresse. Elles sont soudaines, violentes, torrentielles et tombent sur des terres mal protégées, voire même, dépourvues de végétation. Ces chutes d'eau sont caractérisées par leur irrégularité et peuvent atteindre des intensités de pointe allant jusqu'à 1 à 3 mm par minute ($10 \text{ à } 30 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{minute}^{-1}$; GRECO, 1966).

a) L'énergie cinétique et l'intensité de la pluie

Théoriquement, l'énergie cinétique (E_c) d'une pluie est obtenue par la relation bien connue : $E_c = \frac{1}{2} MV^2$.

où M : est une masse
V : est une vitesse.

En fait, pour estimer l'énergie cinétique d'une pluie, il faut tenir compte de la discontinuité de ses paramètres dans le temps, c'est-à-dire avoir à tout instant :

I(t) : intensité de la pluie
G(d,t) : granulométrie de la pluie, c'est-à-dire la proportion de gouttes de différents diamètres d.
V(d) : vitesse de chute supposée fonction du diamètre uniquement.

On obtient alors :

$$E_c = \frac{1}{2} \rho S \int_0^t I(t) \int_0^{d_{\max}} G(d,t) \cdot V^2(d) \cdot d\theta \cdot dt$$

avec ρ : masse volumique de l'eau de pluie
S : surface arrosée
T : durée de l'averse (MASSON, 1976)

Pour déterminer la granulométrie de la pluie, on peut utiliser plusieurs méthodes dont la moins coûteuse utilise la propriété qu'a un papier filtre, de qualité bien définie, d'absorber une quantité d'eau constante par unité de surface. Les taches faites par les gouttes de pluie sont révélées en trempant le papier filtre dans une solution de bleu de méthylène puis dans du tétrachlorure de carbone et en le faisant sécher à l'air. Ainsi, on observe des auréoles de diamètre (D) et de hauteur l'épaisseur du papier filtre, ce qui permet d'obtenir le diamètre (d) des gouttes de pluie :

$$d = K.D^{2/3} \quad (\text{d'après MASSON- 1976})$$

où K : coefficient lié à la qualité du papier filtre

D'autres principes aident à établir la granulométrie d'une pluie :

- . La relation qui existe entre le diamètre d'une goutte et les dimensions de l'amalgame solide qu'elle forme avec une poudre comme la farine ou le plâtre.
- . Les trous laissés par les gouttes dans un matériau tendre traité par un indicateur.
- . Le refroidissement artificiel des gouttes à proximité du sol et la mesure du diamètre des grêlons.
- . La photographie des gouttes pendant leur chute dans l'air ou dans un liquide moins dense que l'eau (huile).
- . L'impulsion électronique résultant du passage des gouttes ou de leur image devant une surface sensible.

En utilisant ces procédés, LAWS et PARSONS (1943) trouvent une relation étroite entre la granulométrie et l'intensité de la pluie, ce qui leur a permis de l'établir sous forme d'abaque.

BEST (1950) a trouvé une équation empirique entre la granulométrie d'une pluie et son intensité :

$$F = 1 - \left[\exp - \left(\frac{X}{A.I^B} \right)^n \right]$$

où F : pourcentage cumulé du poids des gouttes de diamètre inférieur ou égal à (X), par rapport au poids total des gouttes

X : diamètre de la goutte de pluie (mm)

I : intensité de la pluie (mm.h⁻¹)

A : 1.300 et B = 0.232, considérées comme constantes universelles

n : coefficient lié au type de pluie, de valeur moyenne égale à 2.25

On peut encore utiliser une formule pratique établie par WISCHMEYER (1958) déterminant en moyenne l'énergie cinétique des pluies :

$$E_c = 8.73 \log I + 11.9$$

où E_c : énergie cinétique (en $J. m^{-2}.mm^{-1}$ de pluie)

I : intensité de la pluie (en $mm.h^{-1}$).

L'expression montre qu'au dessus de $100 mm.h^{-1}$, l'énergie cinétique des pluies n'augmente plus que faiblement. Cela correspond au fait que le diamètre moyen des gouttes n'augmente pas proportionnellement à l'intensité de la pluie. Il pourrait même décroître pour les fortes intensités car les gouttes ont de fortes probabilités d'éclater par des chocs entre elles avant d'arriver au sol.

Vu la relation linéaire qui existe entre l'énergie cinétique et le logarithme de l'intensité d'une averse, on se doute déjà que cette formule n'est valable que par morceaux linéaires où l'intensité reste à peu près constante. Ce qui a été vérifié par MASSON, (1976).

En combinant tous les travaux effectués par KELKAI, HUDSON (Rhodésie) MIHARA (Japon) et WISCHMEYER (USA), on voit qu'il existe des pluies où à une seule intensité on peut faire correspondre plusieurs énergies cinétiques. Cela dépend des climats en premier lieu.

Si les gouttes de pluie sont petites et que le sol est relativement sec, il ne se produit qu'un choc mou. La pluie stagne sur le sol sans le détruire mécaniquement. Mais si de grosses gouttes, animées d'une vitesse de chute élevée, tombent sur des mottes ou sur des agrégats déjà disloqués par humectation, elles rebondissent sous forme de fines gouttelettes entraînant les particules du sol. Par

ce processus, une certaine quantité de terre se trouve déplacée.

Les connaissances les plus approfondies sur l'étude de l'action des gouttes d'eau résultent des travaux de W.D. ELLISON (1945) et de GRAF (1971). ELLISON, aux Etats-Unis, a établi la relation suivante :

$$E = K.V^{4.33} . d^{1.07} . I^{0.65}$$

- où E : poids de terre déplacé en 30 minutes (grammes)
K : coefficient dépendant du sol
V : vitesse de chute des gouttes (pieds seconde)
d : diamètre des gouttes d'eau (mm)
I : intensité de la pluie (pouces.heure⁻¹)

Elle montre l'influence prépondérante qu'exercent la vitesse de chute et la taille des gouttes d'eau sur la dispersion mécanique du sol. Ce sont les pluies violentes qui sont douées d'un pouvoir destructeur. Les pluies fines sont peu érosives.

La seconde équation est établie par GRAF, (1971) :

$$I_D = C . \cos \alpha (\cos \alpha . P^{2n} - C' . d . P^n)$$

- où I_D : détachabilité du sol sous l'impact de la pluie
C : paramètre qui dépend du type de sol
 α : pente du sol
P : intensité de la pluie
n : coefficient qui varie de 1 à 3 (d'après MEYER et WISCHMEYER, (1969).
C' : paramètre sol à l'impact critique (cohésion du sol)
d : diamètre des particules.

Si la valeur de (C') est grande, les événements pluvieux de faible intensité ne produiront pas un détachement du sol. Alors que si

(C') est faible, toutes les pluies produiront un détachement proportionnel à leur intensité. Par conséquent, tout facteur affectant la force d'impact des gouttes de pluie sur le sol affecte aussi les processus de l'érosion.

b) Durée et fréquence des précipitations

Les caractéristiques géométriques et dynamiques des gouttes de pluie sont les premières à considérer, mais la durée et la fréquence des précipitations ne sont pas moins importantes. En effet, l'intensité et la durée de la pluie agissent conjointement en réglant l'abondance pluviale qui commande l'importance du ruissellement, une fois établi. Il sera, en effet, d'autant plus abondant qu'il sera alimenté.

Enfin, une caractéristique des événements pluvieux peut aussi exercer son influence : la fréquence. Lorsque deux pluies se succèdent le sol n'a pas le temps d'être ressuyé, et la dernière ne peut pas s'infiltrer et ruisselle. Ce phénomène est analogue à une pluie qui dure longtemps et sature le sol. L'annihilation de l'infiltration provoque le ruissellement.

V.2. Le ruissellement

a) Indice de saturation et coefficient de ruissellement

La capacité d'infiltration varie au cours du temps, soit en augmentant par assèchement du sol (ressuyage) lorsqu'il ne pleut pas, soit en diminuant pendant une pluie pour tendre vers la saturation.

La saturation est un mécanisme qui s'explique par l'engorgement successif des interstices du sol normalement remplis d'air. Il y a un deuxième aspect du phénomène qui met en jeu le gonflement des argiles colloïdales particulièrement hygroscopiques et pouvant retenir des quantités d'eau considérables. De plus, la diminution du diamètre des canaux capillaires, donc de la perméabilité, n'est pas sensiblement modifiée par la pellicule d'eau hygroscopique. Il s'en suit

qu'il faut attendre la saturation complète de toute la masse du sol pour enregistrer une diminution de la capacité d'infiltration. Il n'en va pas de même si le sol contient des produits très fins et notamment des argiles colloïdales (ROCHE, 1963).

KOHLER donne un indice de saturation :

$$I = \alpha_1 P_1 + \alpha_2 P_2 + \dots + \alpha_n P_n$$

où P_1 : la hauteur de précipitation tombée le jour précédent
 P_n : la hauteur de précipitation tombée n jours avant
les α_i : coefficient qui correspond à la manière dont la précipitation intervient.

Différents auteurs ont simplifié l'indice de KOHLER pour l'adapter aux études de l'ORSTOM

$$I = \alpha P_1 (K - t_a)$$

où t_a : intervalle de temps en jours ou en heures séparant l'averse étudiée de la précédente averse P_1
($P_1 > 5$ ou 10 mm).

Le coefficient de ruissellement est le rapport du volume ruisselé sur un bassin au cours d'une averse au volume précipité par cette averse. Son calcul consiste en une estimation indirecte du volume d'eau infiltré dans le sol, mais tient compte également des pertes par interception et par rétention de surface, dont une partie est consommée ultérieurement par l'évaporation (ROCHE, 1963). Ce coefficient peut être vu de deux façons : KRAM, coefficient de ruissellement annuel moyen en pourcentage des précipitations intéressant le bilan hydrique, ou le KRMAX, coefficient de ruissellement moyen pour une averse élémentaire (ROOSE, 1980).

b) Action de ruissellement

Après sa chute, l'eau des précipitations ne peut qu'être évaporée, s'infiltrer, stagner à la surface du sol ou ruisseler. L'état de perméabilité du sol est la caractéristique hydrodynamique qui conditionne la répartition des pluies en eau d'infiltration et eau de ruissellement. Si, en effet, le coefficient de perméabilité permet l'infiltration d'une quantité inférieure ou égale à la lame d'eau précipitée, aucun écoulement ne se produit sur le sol. Dans le cas contraire, une lame d'eau se constitue à la surface de celui-ci. L'eau non infiltrée s'écoule alors sur les moindres pentes (ELLISON, 1944 ; FOURNIER, 1960 et GARDNER, 1975). Ainsi, naît le ruissellement agent d'attaque du sol et agent transporteur des éléments terreux arrachés.

Lorsqu'elle ruisselle, après une précipitation torrentielle, l'eau s'écoule sous forme d'une lame d'eau continue. Les aspérités du terrain provoquent la formation d'une multitude de filets, s'écoulant plus ou moins, dans le sens de la ligne de plus grande pente. Ces filets ont, en tout point, une densité, une épaisseur et une pente. Ils possèdent donc une capacité d'entraînement et une puissance brute de transport des éléments solides.

Si les précipitations et le ruissellement conditionnent l'érosion des sols, les autres facteurs du climat, liés à l'état du sol ou aux techniques culturales, ont aussi leur importance.

VI. LES DIFFERENTS FACTEURS DE L'EROSION HYDRIQUE

VI.1. Facteurs géologiques et pédologiques

Ce sont les facteurs géologiques relatifs aux roches de surface qui sont importants en matière d'érosion. Si les roches se trouvent exposées aux pluies, aux vents et aux forces de gravité, il peut y avoir dégradation. Les roches les plus résistantes et les formations cohérentes produisent peu de sédiments, contrairement aux dépôts alluviaux qui sont très érodibles. Les glissements de terrain avec chute de roches au bord des falaises, coulées de

débris et les avalanches dues à la rupture des roches et à une compacité plus faible, peuvent faire partie de l'érosion géologique.

La répartition granulométrique est une caractéristique fondamentale pour l'érosion des sols : il s'agit de la composition en argile, limons et sable. Outre la répartition granulométrique des sols, la teneur en matières organiques conditionne la vulnérabilité des sols en jouant sur la cohésion du sol.

La perméabilité du sol est une de ses principales caractéristiques. Elle donne une idée sur la manière dont le sol se laisse infiltrer par l'eau. Un sol dont l'horizon superficiel est argileux cause plus de ruissellement qu'un profil ayant en surface un horizon sableux.

La mesure de la perméabilité d'une couche du sol peut se faire à l'aide de l'infiltromètre Muntz (COLOMBANI, LAMAGAT et THIEBAUX, 1972). Cet appareil met en pratique la méthode de MUNTZ, FAURE et LAINE. Ils sont partis du principe qui consiste à mesurer la hauteur d'eau infiltrée en fonction du temps sur une surface déterminée du sol. L'infiltration étant supposée se faire dans un cylindre du sol de section égale à la surface d'infiltration (schéma 2. et photos 5 et 6).

VI.2. Le climat

a) La température

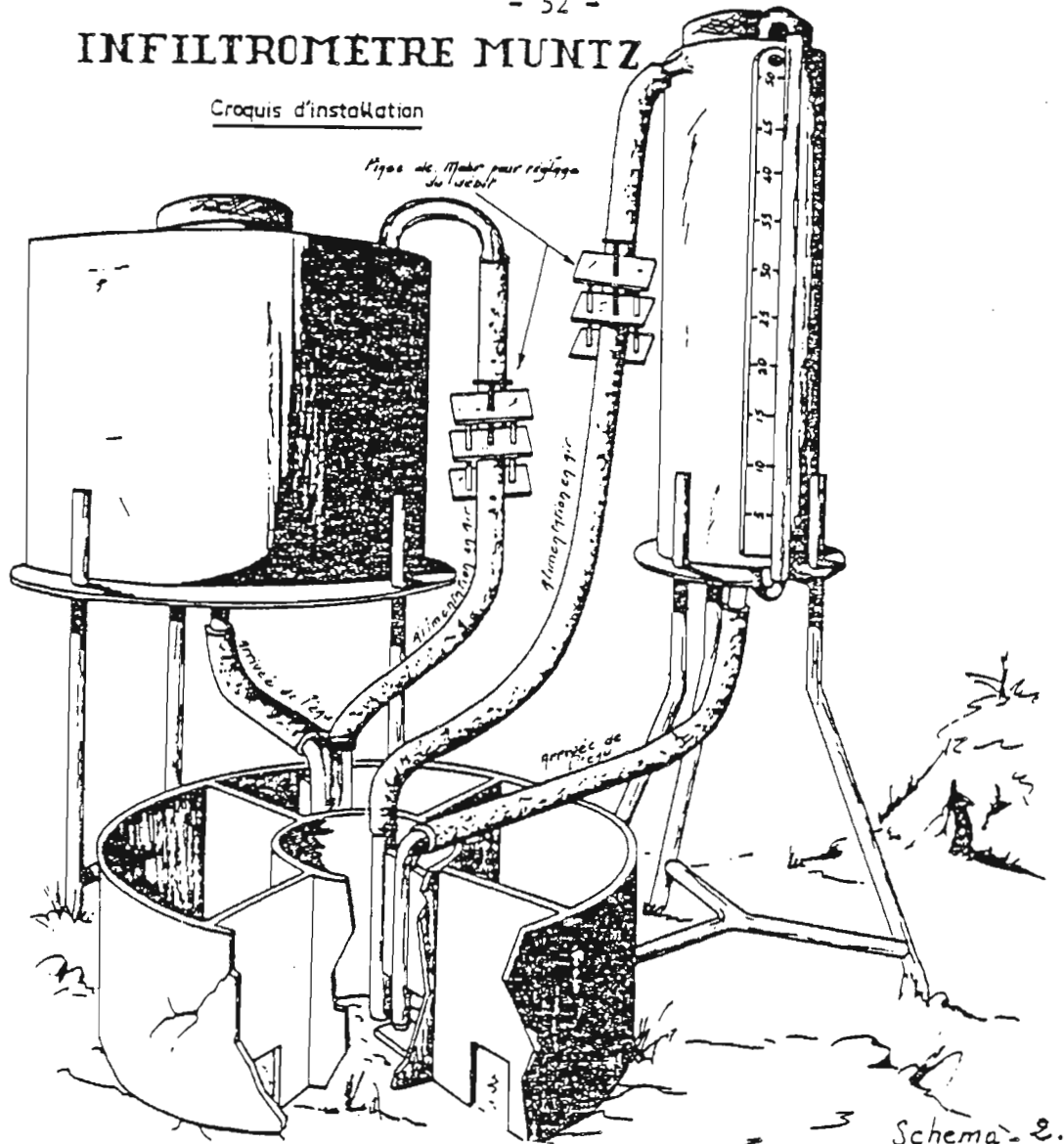
Ce sont les températures extrêmes plus que les moyennes qui ont une influence sur le développement de la végétation. Les écarts de température entre le jour et la nuit exercent aussi une influence capitale dans le processus de développement.

b) Les différents types de climat

Pour dire que deux régions ont un climat et une végétation comparables, il faut qu'elles soient rapprochées sur le graphique hydrothermique. En zone méditerranéenne, on utilise le quotient pluviothermique d'EMBERGER :

INFILTROMÈTRE MUNTIZ

Croquis d'installation



Schema - 2.

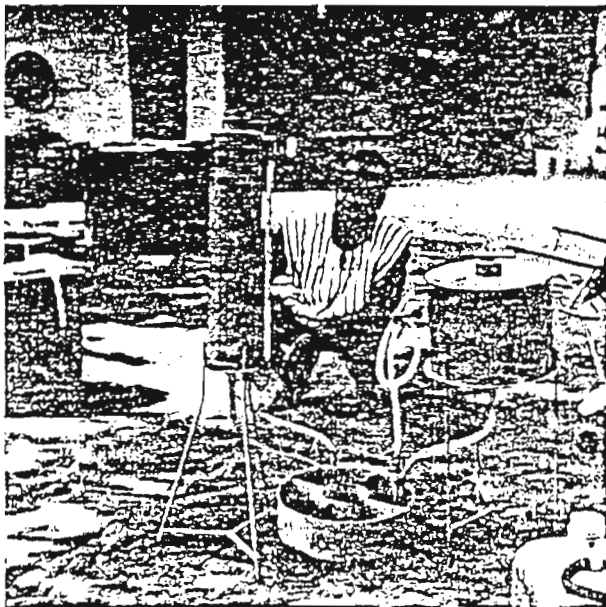


Photo 5. — Infiltromètre en position de fonctionnement avec ses réservoirs.

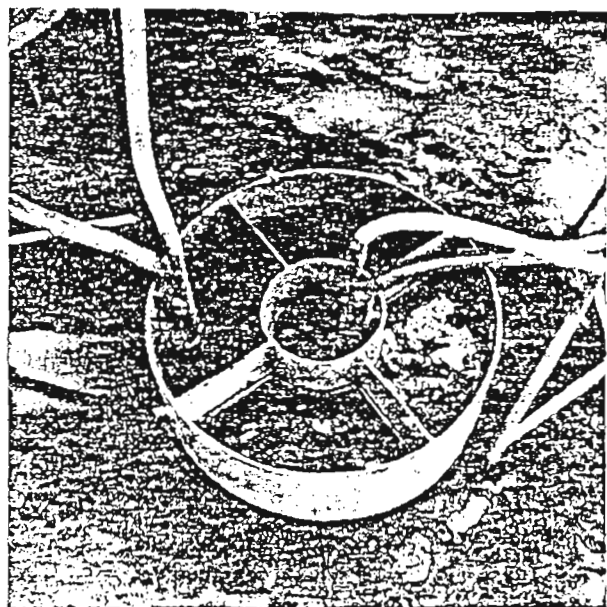


Photo 6 — Détail du cylindre et de son anneau de garde.

$$Q = \frac{100 P}{(M + m) \cdot (M - m)}$$

- où P : moyenne des pluies annuelles (mm)
M : moyenne des températures maxima du mois le plus chaud (°C)
m : moyenne des températures minima du mois le plus froid (°C).

Suivant la valeur de (Q), on dira que le climat est :

- . humide, si $Q > 100$
- . subhumide (tempéré méditerranéen), si $50 < Q < 100$
- . semiaride, si $25 < Q < 50$
- . aride, si $Q < 25$

Le diagramme pluviothermique est obtenu en traçant les courbes donnant (Q) en fonction de (m).

Le type de climat conditionne la classe des sols, les espèces végétales et leur vitesse de croissance, les précipitations ; et, par conséquent, la réaction des sols aux évènements pluvieux.

VI.3. L'occupation des terres

L'occupation des terres est en rapport avec d'autres facteurs tels que la topographie, la pédologie, le climat et les caractéristiques hydrologiques du bassin versant.

Les activités qui ont la plus grande influence sur l'érosion des sols sont l'agriculture, l'élevage, le défrichement, la construction des routes et l'urbanisation. Le surpâturage inhibe le développement normal du couvert végétal surtout en régions semi arides où le bétail est la principale source de revenu.

a) Le défrichement

Lors du défrichement, l'homme intervient à trois niveaux d'une façon plus ou moins radicale : il détruit la végétation, la brûle et réalise ainsi une minéralisation accélérée de la matière organique. L'action du feu est encore à discuter (ROOSE, 1971). D'une part, le feu détruit certains ennemis de cultures et donne une bonne fertilité des sols. Mais, d'autre part, l'usage abusif du feu constitue un gaspillage de matières fertilisantes organiques et minérales (Lixiviation). L'homme décape l'horizon humifère par le passage répété des engins lourds et, par conséquent, fait perdre au sol une partie de sa fertilité.

Il dénude le sol qui se dégrade sous l'action des forts écarts de températures et surtout de l'énergie battante des pluies.

Toutefois, les résultats du défrichement dépendent de l'intensité de l'intervention et du mode d'utilisation agricole.

Le défrichement manuel est le mode le plus conservatoire. On observe rarement les signes de l'érosion et ceci pour trois raisons : on défriche en saison sèche, le sol reste couvert par les débris et la structure de l'horizon humifère n'est pas détruite (au Maroc, on défriche des maquis sur des pentes atteignant 60 % mais on prend la précaution de ne pas toucher aux racines). Le défrichement manuel est accompagné d'un arrangement des débris en courbes de niveau sous forme de lignes d'andins. Une légère augmentation du ruissellement et de l'érosion peut accompagner le défrichement et la mise en culture des parcelles plantées en Cacao, hévéa, ... (ROOSE, 1971).

La seconde manière de défrichement vient par suite de la mécanisation. L'homme intervient violemment, avec les bulldozers, pour défricher les terres en vue des cultures annuelles. L'érosion se trouve un terrain incapable de résister à ses actions catastrophiques. En effet, après plusieurs années de l'action, les andins s'emportent avec le ruissellement, les cultures deviennent maigres parce qu'elles

manquent d'eau et d'éléments fertilisants et le sol se trouve dans un état déplorable, tassé et sans structure. Ceci dit, on peut limiter la dégradation du sol par des précautions conservatoires :

- ne défricher mécaniquement que les sols fertiles, ni trop légers, ni trop pentus,
- ne travailler qu'en dehors des saisons pluvieuses,
- respecter l'horizon humifère et ne pas dégrader sa structure,
- planter les andins (largeur 5 à 10 m) en courbes de niveau,
- recouvrir le sol le plus rapidement possible.

Cela a été prouvé par TALINEAU en travaillant sur les essais de l'IRCA à l'Anguédodou. Les différences des propriétés physiques et chimiques des horizons superficiels du sol, constatées entre divers types de défrichement manuels et mécanisés, ont pratiquement disparu en 3 ans (ROOSE, 1971).

b) Aménagements hydro-agricoles

Les grands aménagements hydroagricoles peuvent, parfois, favoriser l'érosion des terres cultivées. L'aménagement des périmètres irrigués nécessite un réseau de pistes et un réseau de drainage en fossés ou souterrain. Ce sont des travaux qui demandent la suppression des obstacles (arbres ou arbustes), des modifications topographiques et la destruction de l'équilibre des sols. Malheureusement, quelques pays se précipitent vers ce genre d'aménagements dans le but d'augmenter la production agricole sans prendre soin de l'équilibre du milieu naturel.

VI.4. Les facteurs topographiques

Les facteurs topographiques essentiels sont : la pente du bassin versant, la longueur de la pente, le relief, l'orientation et la taille du bassin.

a) La pente du bassin versant

Sous la même culture, le ruissellement augmente avec la pente, mais il y a des seuils qui dépendent des plantes et de l'aménagement de la structure. Par contre, pour les sols nus, le ruissellement peut diminuer quand la pente augmente (LAFFORGUE et NAAH, 1976 ; ROOSE et LACOEILHE, 1976) alors que LAL (1975) constate que sur des parcelles nues, le ruissellement ne change pas pour une gamme de pentes variant de 1 à 15 %, contrairement au transport solide qui augmente considérablement (Ibadan au Nigeria). ROOSE (1973), a essayé d'expliquer ce fait en faisant appel à deux processus :

- Dans le cas de sols sablonneux tertiaires, et sur faible pente, le ruissellement a tendance à s'organiser en filets liquides sans avoir l'énergie suffisante pour creuser de vraies rigoles. Sur des pentes dépassant 15 %, le ruissellement cisèle la surface du sol et augmente le nombre de pores débouchant à l'air libre participant ainsi à l'infiltration.
- Le second processus se présente comme suit : sur de faibles pentes, le ruissellement dépose ses éléments transportés par suspension et bouche les pores. Par contre, pour des pentes plus fortes, le ruissellement devient muni de l'énergie suffisante pour emporter avec lui les agrégats jusqu'à l'exutoire.

A part ce phénomène particulier, les pertes de sol augmentent considérablement quand la pente du terrain s'accroît (HUDSON et JACKSON, 1959).

Pour un champ de faible pente, l'énergie apportée par le ruissellement est inférieure à celle apportée par la pluie (HUDSON, 1973) :

(cf. tableau page suivante).

	Pluie	Ruissellement
Masse	P : masse des pluies	KRAM = 25 % masse du ruissellement = $\frac{P}{4}$
Vitesse	Vp : vitesse des gouttes en arrivant au sol	Vr : vitesse de ruissellement $Vr = \frac{Vp}{8}$
Energie	$Ep = \frac{1}{2} P \cdot Vp^2$	$Er = \frac{1}{2} \cdot \frac{P}{4} \cdot \left(\frac{Vp}{8}\right)^2 = \frac{Ep}{256}$

La pente influence l'érosion conjointement avec le mode d'utilisation des résidus de culture. Lorsque les résidus sont enfouis, l'érosion ne devient importante que sur la pente de 20 %, mais, aussi, lorsque les résidus sont laissés en "mulch", la turbidité, et donc l'érosion, devient négligeable quelle que soit la pente (ROOSE, 1978).

Enfin, on doit noter l'augmentation de l'énergie érosive en relation avec l'échelle du terrain étudié. Pour des sols sableux (50 à 70 %), et dans le cadre des plantations traditionnelles d'ananas dispersées en brousses à Adiopodoumé, l'érosion reste discrète même sur des pentes dépassant 20 %. Par contre, sur les grands blocs industriels voisins mécanisés, on assiste à des fontes de billons, rigoles et ravines, atteignant 2 m de profondeur et 4 m de large (ROOSE, 1978).

b) Longueur de la pente

La quantité d'eau ruisselée par unité de surface est plus affectée par l'intensité de la pluie et les caractéristiques du sol que par la longueur de la pente (LAL, 1982).

Le moindre ruissellement par unité de surface, à partir de longues pentes, est attribué à la longueur du temps de concentration et à la croissance de la surface de détention en comparaison avec les pentes courtes (LAL, 1982). Cependant, si le sol n'est pas couvert par la végétation et ses racines denses, le ruissellement sur de longues pentes cause plus de perte en sol (ZINGG, 1949 ; WISCHMEYER, 1972). Par conséquent, la perte de sol augmente avec l'augmentation de la longueur de la pente.

Par contre, on a constaté que le ruissellement de surface est plus fort sur des pentes courtes que sur les plus longues. Le ruissellement moyen décroît avec la longueur de la pente, à partir de 20 m. Au contraire, l'érosion augmente jusqu'à 20 m et diminue après. Ceci est peut-être dû à l'irrégularité de sédimentation sur la pente (LAL, 1982, sol tropical).

L'influence de la longueur de la pente reste, cependant, mal corrélée avec l'intensité du ruissellement (WISCHMEYER, 1966 ; BORST et WOODBURN, 1942 ; ROOSE, 1980). VALENTIN (1978) observe une diminution nette du ruissellement (1/4 en moins) entre 1,2 et 10 m de longueur de pente. En effet, en simulant des pluies de 60, 90 et 120 mm.h⁻¹ sur des parcelles défrichées, de 6 % de pente, il trouve les résultats suivants :

Longueur de la pente (mètres)	1	2	5	10
KR moyen (%)	27	29	23	20

c) Le relief

Pour définir la relation qui existe entre le relief du sol et l'érosion, on cite les résultats d'investigations faites en URSS européenne et asiatique par TREGUBOV (1982). Les modèles d'érosion suivants ont été établis :

- Un premier modèle où l'activité maximum de l'érosion et de la perte en sol prend place sur des pentes convexes, là où le relief, la superficie du bassin versant et la hauteur de la lame ruisselée augmentent la longueur de la pente.
- Sur les pentes concaves, l'activité de l'érosion est faible et la perte en sol est remplacée par la sédimentation au pied de la pente.
- Les pentes droites sont caractérisées par le même modèle que celui des pentes convexes, mais l'érosion est moins intense. Le relief est constant, l'érosion augmente graduellement au fur et à mesure que le ruissellement s'approche du pied de la pente.
- Pour les pentes complexes (terrassées, convexo-concaves et autres), la forme et la longueur sont moins importantes que leur composition granulométrique.

d) L'orientation du bassin versant

L'orientation du bassin versant influence l'érosion dans l'hémisphère nord. Les pentes exposées au sud s'érodent plus que les pentes exposées au nord. Ceci s'explique par les fortes variations de la température de l'eau et du sol sur les pentes exposées au sud avec des alternances plus fréquentes de gel et de dégel et, par conséquent, la vie biologique y est plus difficile et la végétation y est moins développée (UNESCO, 1982).

e) La taille du bassin versant

La taille du bassin versant est davantage utilisée pour quantifier l'érosion spécifique. Diverses relations du type $Q_s = \beta \cdot A^{-\alpha}$ ($0.12 < \alpha < 0.81$ et $245.5 < \beta < 670.0$) ont été établies par le "Bureau of Reclamation" pour des régions arides ou semi arides aux Etats Unis. De même plusieurs relations de ce type ont été établies à travers le monde pour montrer la corrélation négative qui existe

entre le débit spécifique et la taille du bassin versant. Cela peut s'expliquer par le fait que, sur des surfaces plus grandes, on a moins de pentes d'un seul tenant. L'énergie de ruissellement, et donc l'érosion, diminue sur les grands bassins versants (UNESCO, 1982).

VI.5. Effet de l'humidité préalable du sol

L'état d'humectation préalable du sol est influencé par le temps qui s'est écoulé depuis l'averse précédente.

En pratique, on parvient plus aisément à définir un état du sol très humide qu'un état très sec. En effet, il est toujours possible d'inclure dans le protocole d'essais des averses se produisant dans des conditions d'humectation très favorable. Ces conditions étant réalisables à volonté, ce qui n'est pas le cas pour des conditions extrêmes opposées (LAFFORGUE et NAAH, 1976).

L'état d'humectation du sol est aussi influencé par la nature du sol et par les conditions d'aération de la couche superficielle du profil cultural (VALENTIN, 1981) :

- pour une surface naturelle sur alluvions argileuses

$$P = 24.8 H^{-0.42}$$

où P : résistance mécanique à la pénétration (bar.cm^{-1}) déterminée par aiguille PROCTOR

H : humidité pondérale (%)

Le coefficient de corrélation (C) = 0.86 pour 16 parcelles.

- pour une surface naturelle sur alluvions sableuses

$$P = 34.1 e^{-0.20H}$$

C = 0.900

n = 10 parcelles

- parcelles labourées sur alluvions argileuses

$$P = 2 e^{(-0.12H + 1.44 \Sigma E_c . P_i)}$$

$$C = 0.790$$

$$n = 14 \text{ parcelles}$$

où $\Sigma E_c . P_i$: énergie cinétique cumulée des pluies qui ont participé à l'imbibition (KJoules.m⁻²)

- parcelles labourées sur alluvions sableuses

$$P = 0.9 e^{(-0.08H + 2.37 \Sigma E_c . P_i)}$$

$$C = 0.960$$

$$n = 18 \text{ parcelles}$$

Un troisième caractère influence l'état d'humectation du sol : le couvert végétal. Sur sol nu, la pluie d'imbibition varie rapidement durant les premières heures de l'averse, puis, se stabilise dans quelques jours. Sous culture, elle est d'autant plus forte que la perméabilité de la parcelle est grande, mais elle décroît si la pente augmente (ROOSE et ASSELINE, 1978).

Un sol dont le taux d'humectation, dû aux pluies précédentes, est plus proche de la saturation, réagit aux précipitations dans un temps très court. Les vides étant déjà remplis d'eau, refusent l'infiltration des eaux de pluie qui ne peuvent que stagner ou s'écouler à la surface du sol et qui, munies d'une énergie abrasive, participent à l'érosion du sol.

VI.6. Le couvert végétal

Les facteurs intrinsèques au sol (pente, pédologie, coefficient d'infiltration, ...) et les facteurs climatiques affectent directement le ruissellement mais, restent insuffisants pour analyser l'érosion du sol. Cependant, la réduction de l'érosion est surtout due à la couverture végétale qui est d'autant plus efficace qu'elle absorbe l'énergie cinétique des pluies, qu'elle recouvre une forte portion du sol durant les périodes les plus agressives

de l'année, qu'elle ralentit l'écoulement du ruissellement et qu'elle maintient une bonne porosité du sol (LAFFORGUE et NAAH, 1976 ; ROOSE et ASSELINE, 1978 ; SCET - Tunisie, 1980 ; TEMPLE, 1981 ; CAMUS et BERTHAULT, 1972).

Quelles que soient la pente, les techniques culturales et l'agressivité des précipitations, un couvert végétal complet (peu importe son architecture et sa nature botanique, pourvu qu'il soit complet) assure une bonne conservation de l'eau et du sol. Son influence prime celle de tous les autres facteurs. C'est donc aux méthodes biologiques favorisant ce couvert qu'il faut s'adresser en priorité pour assurer l'économie de l'eau et la conservation du sol avant de penser aux aménagements antiérosifs classiques (terrasses) lesquels, sont généralement peu rentables, difficiles à entretenir et, parfois même, d'efficacité douteuse (SCET - Tunisie, 1980).

Le ruissellement total (écoulement de surface et écoulement hypodermique) augmente d'une façon remarquable en passant d'une forêt intacte au sol cultivé (15 fois plus à Nacogdoches, Texas, USA). Cela va de soi pour la perte de sol, mais d'une façon beaucoup plus grave (340 fois d'après MINGTHE. Chang, et al., 1982).

Si le défrichage et la mise en cultures augmentent l'érosion du sol, la couverture des sols nus a l'effet inverse. En effet, en passant d'une terre nue à un sol couvert d'herbacées, le ruissellement diminue nettement et la percolation des eaux de pluie augmente (TEMPLE, 1981). Cela prouve que le couvert végétal a un effet bénéfique sur la conservation des eaux et des sols, mais les phénomènes de l'érosion varient dans une très large mesure en fonction du type de la végétation, des techniques culturales mises en oeuvre pour favoriser sa croissance, de sa densité et de sa précocité. Plus une plante prend du temps pour envahir le terrain, et plus les phénomènes érosifs trouvent le temps d'agir. ROOSE (1980) montre que pour couvrir 90 % de la surface du sol, il faut un mois au panicum, six semaines à l'arachide, deux mois au maïs et six mois au manioc et l'ananas.

VI.7. Les techniques culturales

L'action des techniques culturales se dissocie difficilement de celle propre au couvert végétal. En règle générale, le travail du sol brise la pel-

licule de battance, améliore la structure des sols, facilite la reconstitution des agrégats, permet au sol de s'aérer et d'absorber plus d'eau. Par contre, l'intervention brutale des machines agricoles peut rompre l'équilibre naturel du sol.

a) Le sous-solage

Le sous-solage s'impose des fois pour éclater le sol en profondeur et laisser des zones aérées favorables à la pénétration des racines. Il s'avère efficace quand le sol est crayeux, gypseux ou calcaire. Mais, dans les sols lourds et argileux, le sous-solage aère le sol au début de la saison pluvieuse, s'imbibe d'eau quand l'évènement pluie se prolonge et on assiste à l'effondrement de l'horizon superficiel. Par ce processus, le sous-solage devient un facteur d'instabilité du sol (COMBEAU, 1977 ; KERDI, 1983 ; DALLEINE, comm. personn., 1984 ; ROOSE, 1980).

Quand le sous-solage vise l'ameublissement du sol en dessous de la semelle de labour, il est indispensable de sous-soler un sol fiable, sec, sans toutefois que la sécheresse soit excessive.

S'il s'agit d'éliminer l'eau en excès dans la couche arable et de supprimer la semelle de labour qui s'oppose à sa percolation vers le sous-sol, le problème peut être différent. Il n'est pas nécessaire de détruire totalement la semelle et des intervalles de 50 cm à 1 m entre deux zones ameublies pourraient être suffisants dans certains cas (KERDI, 1983).

b) Préparation du lit de semence

Les effets bénéfiques globaux du labour sont : la destruction des mauvaises herbes, consommatrices indésirables de l'eau ; la diminution de la résistance mécanique à la pénétration des racines ; l'amélioration de la structure de la couche arable d'une façon immédiate. Cependant, on peut risquer des effets nuisibles tels que la diminution de la stabilité du sol qui risque de se tasser plus rapidement que s'il n'avait pas été travaillé, la destruction de la

matière organique, l'apport en surface d'horizons stériles et le risque d'érosion éolienne si le sol est trop émietté. En effet, si le sol est très léger, l'utilisation des charrues à disques, dans une région particulièrement ventée peut faciliter l'érosion éolienne. On est obligé d'utiliser les charrues à socs.

La détachabilité mesurée sur les parcelles naturelles est souvent inférieure à celle observée pour les sols labourés. Le travail du sol amène en surface des matériaux fort sensibles à l'érosion hydrique. L'instabilité des agrégats semble être liée à leurs faibles teneurs en matière organique (VALENTIN, 1981).

Pour les sols alluviaux, le labour apporte en surface des agrégats dont la détachabilité est nettement plus importante que celles des organisations pelliculaires superficielles dont la reconstitution sur les parcelles labourées s'accompagne d'une légère diminution des turbidités, malgré une augmentation du ruissellement.

L'étude effectuée par VALENTIN (1981) à Agadez sur parcelles naturelles et d'autres labourées, a donné des résultats prouvant qu'il existe une corrélation significative entre C_n (turbidité au régime permanent) et R_x (ruissellement au régime permanent) :

$$C_n = aR_x + b$$

	Parcelles naturelles			Parcelles labourées		
	Alluvions		Reg	Alluvions		Reg
	argileuses	sableuses		argileuses	sableuses	
Effectif	9	8	9	8	7	5
Coefficient de corrélation	0.65	0.71	0.89	0.90	0.85	0.86
a	0.11	0.04	0.02	0.31	0.13	0.02
b	1.27	- 0.05	0.44	3.93	- 2.93	- 0.30

Quand le ruissellement augmente, la turbidité augmente sur les parcelles labourées beaucoup plus rapidement que sur les parcelles naturelles.

Pour finir avec l'influence du labour sur l'instabilité des sols, il faut évoquer le problème de l'adaptation des machines agricoles à la largeur des bandes cultivées. L'utilisation d'une machine exige une bande dont la largeur soit un nombre multiple de sa largeur de travail. Une chose qui pourrait inciter l'agriculteur à supprimer les banquettes d'arrêt et la culture en courbes de niveau stricte. A titre d'exemple, on cite le "boom sprayer" : une citerne munie d'une flèche latérale, qui répand des engrais liquides ou des herbicides, dont la largeur de travail est de 7 m, de part et d'autre de la citerne, exige une bande cultivée de 34 m.

Ce n'est pas la pratique agricole qui doit être aliénée par la machine, au contraire, la commercialisation des machines agricoles doit satisfaire les buts recherchés en vue de la conservation des eaux et des sols.

c) L'utilisation des résidus de cultures. Le "mulch"

Le mulch naturel (Stubble mulch tillage) consiste à laisser les résidus de cultures après la récolte. Ils sont maintenus ancrés dans le sol qui doit être ameubli, débarrassé des mauvaises herbes et préparé pour les semailles suivantes sans être retourné (LAL, 1975 ; ROOSE et LACOUILHE, 1976 ; SCET- Tunisie, 1980).

Les moyens qui permettent l'application de ce principe sont principalement des outils spéciaux. Ainsi, le "Sweep" ou le "duck foot" sont équipés de lames en V qui travaillent sous la surface du sol. La seule trace laissée en surface est celle de l'étauçon qui relie la lame au bâti de l'outil.

Quand le sol est meuble, on utilise le "roodweeder", lame carrée de quelques centimètres de côté, passée en rotation sous la surface du sol pour le déchaumer.

Le mulch artificiel consiste à pulvériser une mince couche d'acétate de polyvinyl (CURASOL) à raison de $60 \text{ g.l}^{-1}.\text{m}^{-2}$ qui s'introduit entre les grains et rend le sol particulièrement perméable. Le seul inconvénient est que c'est une méthode trop chère (ROOSE, 1975).

Pour comparer les méthodes naturelles et mécaniques, on est amené à choisir la première dès que les conditions le permettent. En climats suffisamment pluvieux, le mulch naturel augmente l'interception des précipitations par les feuilles, diminue le phénomène de battance et de ruissellement, et favorise l'infiltration (ROOSE, 1980 ; ROOSE et ASSELINE, 1978 ; AFFORGUE et NAAH, 1976). Les racines et la mésofaune augmentent la macroporosité du sol, le ressuient entre deux averses et favorisent la vie microbienne.

On peut avoir raison d'opter pour le maintien des résidus de cultures parce que c'est la meilleure technique de conservation de l'eau et du sol, mais, on serait confronté à des problèmes d'ordre agronomique tels que la préparation du lit de semence sous le pailis et les problèmes phytosanitaires (nématodes et pourritures) causés par les mauvaises herbes qui trouvent de bonnes conditions pour la germination (LAL, 1975 ; ROOSE et ASSELINE, 1978).

Plusieurs chercheurs prouvent que le ruissellement et l'érosion diminuent considérablement en passant d'un terrain cultivé avec résidus brûlés à une culture sur résidus enfouis et enfin avec des résidus mulch (ROOSE et ASSELINE, 1978 ; LAFFORGUE et NAAH, 1976 ; ROOSE et LACOUILHE, 1976).

VII. ETUDE INTEGREE DES FACTEURS DE L'EROSION HYDRIQUE

Certains chercheurs américains ont tenté d'étudier l'action simultanée des facteurs de l'érosion hydrique envisagés plus haut : ils ont établi des équations exprimant la perte en terre en fonction de ses divers facteurs.

VII.1. L'équation de MUSGRAVE (1947)

La première tentative fut lancée par MUSGRAVE :

$$E = F \cdot R \left(\frac{S}{10} \right)^{1.35} \cdot \left(\frac{L}{72.6} \right)^{0.35} \cdot \left(\frac{P}{1.25} \right)^{1.75}$$

- où E : perte de terre (tonnes.acre⁻¹.an⁻¹)
F : facteur érodibilité du sol (tonnes.acre⁻¹.an⁻¹)
R : facteur couverture du sol : c'est le rapport entre l'érosion sur un sol couvert et celle sous précipitations continues.
S : pente du sol (%)
L : longueur de la pente (feet)
P : hauteur d'une précipitation biannuelle de durée maximum 30 minutes (inches).

VII.2. L'équation de THOMPSON, 1964

Plusieurs chercheurs ont essayé de développer les relations donnant la vitesse d'avancement d'une ravine (BEER, et al., 1965 ; THOMPSON, 1964 ; USDA, 1966) mais dont leur application reste valable uniquement pour quelques régions des Etats Unis. Pour en citer une, on pourrait énoncer celle de THOMPSON (1964) :

$$R = 0.15 \cdot A^{0.49} \cdot S^{0.14} \cdot P^{0.74} \cdot E^{1.00}$$

- où R : avancement moyen annuel de la tête de ravine (feet)
A : superficie drainée (acres)
S : la pente du ravin (%)
P : précipitations annuelles (inches)
E : le pourcentage d'argile par unité de poids du sol du profil érodé.

VII.3. L'équation de WISCHMEIER et SMITH (1960)

Le travail le plus poussé est, incontestablement, celui de WISCHMEIER et SMITH (1960). C'est une analyse des régressions menées sur plus de 10.000 résultats observés sur parcelles et petits bassins versants dans 60 stations de recherche aux Etats Unis (SCET - Tunisie, 1980) :

$$A = R.K.SL.C.P$$

- où A : quantité de terre érodée pendant une averse et pour des conditions culturales bien définies (tonnes.Km⁻².an⁻¹ ou en tonnes.acre⁻¹.year⁻¹).
- R : indice d'agressivité des pluies, défini comme le produit de l'énergie cinétique de l'averse par son intensité maximale pendant 30 minutes : $R = E.I_{30}$ en tonnes.Km⁻².an⁻¹ ou tonnes.acre⁻¹.an
- K : indice d'érodibilité du sol mesurant la résistance du sol à l'érosion : c'est la perte de terre en tonnes.acre⁻¹ et par unité R, lorsque tous les autres facteurs ont la valeur unité.
- SL : indice pente, caractérisant à la fois le degré de la pente et sa longueur. La parcelle de référence a un degré de pente de 9 %, et une longueur de 22,12 m. Le facteur SL, adimensionnel, caractérise les pertes d'une parcelle quelconque par rapport à la parcelle standard, les autres conditions étant égales par ailleurs.
- C : indice culture, caractérise l'effet du couvert végétal. Il tient compte de la nature et de la succession des cultures et du degré de fertilisation minérale ou organique. C'est le rapport des pertes en terre d'un sol cultivé dans des conditions définies à celles d'une jachère continuellement travaillée (parcelle de référence C = 1).
- P : indice conservation de l'eau et du sol. Il caractérise les mesures de protection et est défini comme étant le rapport des pertes en terre d'un champ sur lequel on applique les mesures conservatrices à celles d'un champ cultivé selon la ligne de plus grande perte (P = 1).

a) Indice d'agressivité des pluies (R)

En 1959, WISCHMEIER a cherché un indice d'agressivité (R) calculé à partir des caractéristiques de pluie (énergie cinétique et inten-

sité) et tel que si tous les facteurs de l'érosion hydrique sont maintenus constants, à l'exception de la pluie, l'érosion spécifique (poids de terre sèche érodée par unité de surface) soit proportionnelle à cet indice.

Afin de déterminer cet indice, de nombreuses expérimentations ont été effectuées en Tunisie en partant du principe établi par WISCHMEIER disant que : deux pluies ne sont distinctes que si elles sont séparées par un intervalle de temps d'au moins six heures. Ces expérimentations ont conduit à retenir un indice (R) adimensionnel tel que :

$$R = \frac{E \cdot I_{30}}{685}$$

où E : énergie cinétique de la pluie (Joules.m⁻²)

I₃₀ : intensité maximale de la pluie en 30 minutes (mm.h⁻¹)

La répartition saisonnière de l'indice d'agressivité des pluies a des répercussions agronomiques importantes : à Sidi Bou Backer (Tunisie), 80 % des pluies agressives se produisent entre le 1er juin et le 1er novembre. A Valmanya (Pyrénées orientales), ce pourcentage est de 70 entre le 1er juin et le 1er décembre. Donc, connaissant ces périodes d'agressivité, il suffit de protéger le sol durant ces mois pour enlever à l'érosion son caractère de gravité.

Plusieurs auteurs ont essayé d'établir des lignes iso-indices inter-régionaux en utilisant des relations entre les valeurs moyennes annuelles de l'indice d'agressivité et des caractéristiques de pluie déductibles de séries pluviométriques (MASSON, 1976). La liaison la plus couramment admise est de la forme :

$$R = a C^b$$

où (C) est le produit de trois caractéristiques qui sont :

- la hauteur de la pluie journalière de récurrence deux ans.
- la hauteur de l'averse horaire de période de retour deux ans

- la hauteur moyenne des précipitations annuelles.

a et b sont deux coefficients qui dépendent de la région. Pour appliquer ces formules, on peut négliger toutes les pluies dont la hauteur totale ne dépasse pas 5 mm et où l'intensité maximale en 30 minutes est inférieure à 1 mm.h^{-1} .

A titre d'illustration, on peut donner la valeur de (R) annuelle pour plusieurs villes en Afrique (ROOSE, 1971) :

Bouaké (Côte d'Ivoire)	520
Ouagadougou (Haute Volta)	480
Séfa (Sénégal)	680
Bambey (Sénégal)	292
Dschang (Cameroun)	625
Bafandriana (Madagascar)	1375

b) Indice d'érodibilité du sol (K)

Le facteur (K) est déterminé expérimentalement suivant un protocole bien établi sur des parcelles d'érosion d'au moins 10 mètres de long, et sont soumises aux pluies naturelles. Mais, cette méthode nécessite un dispositif important pour chaque type de sol et réclame une longue série de mesures (ROOSE et als., 1976). On fait recours à la corrélation qui existe entre les indices d'instabilité structurale et les valeurs de l'érodibilité du sol.

L'instabilité structurale peut être bien appréciée par simulation de pluies, soit au laboratoire (ROOSE, et als., 1977), soit sur parcelles expérimentales (SINGER, et als., 1977), tout en prenant le soin de ne pas utiliser le terme "érodibilité" qui supposerait une extrapolation à une grande échelle, mais plutôt, on utilisera le terme "détachabilité" : l'aptitude d'un sol à être fractionné en particules susceptibles d'être transportées.

Si on pose les termes suivants :

- M = % de limons (0.002 à 0.1 mm) x (100 - % argile)
m_o = % de matières organiques
S_s : paramètre lié à la structure du sol
 S_s = 1, grains très fins
 2, grains fins
 3, grains moyens et grossiers
 4, grains très grossiers
B_p : classe de perméabilité
 B_p = 1, perméabilité rapide
 2, moyenne à rapide
 3, perméabilité modérée
 4, lente à modérée
 5, perméabilité lente
 6, très lente.

On arrive à établir une équation donnant l'indice d'érodibilité du sol (WISCHMEIER, JOHNSON et CROSS, 1971) (figure 5) :

$$K : 2.1 \cdot 10^{-6} \cdot M^{1.14} (12 - m_o) + 3.25 (S_s - 2) + 2.5 (B_p - 3)$$

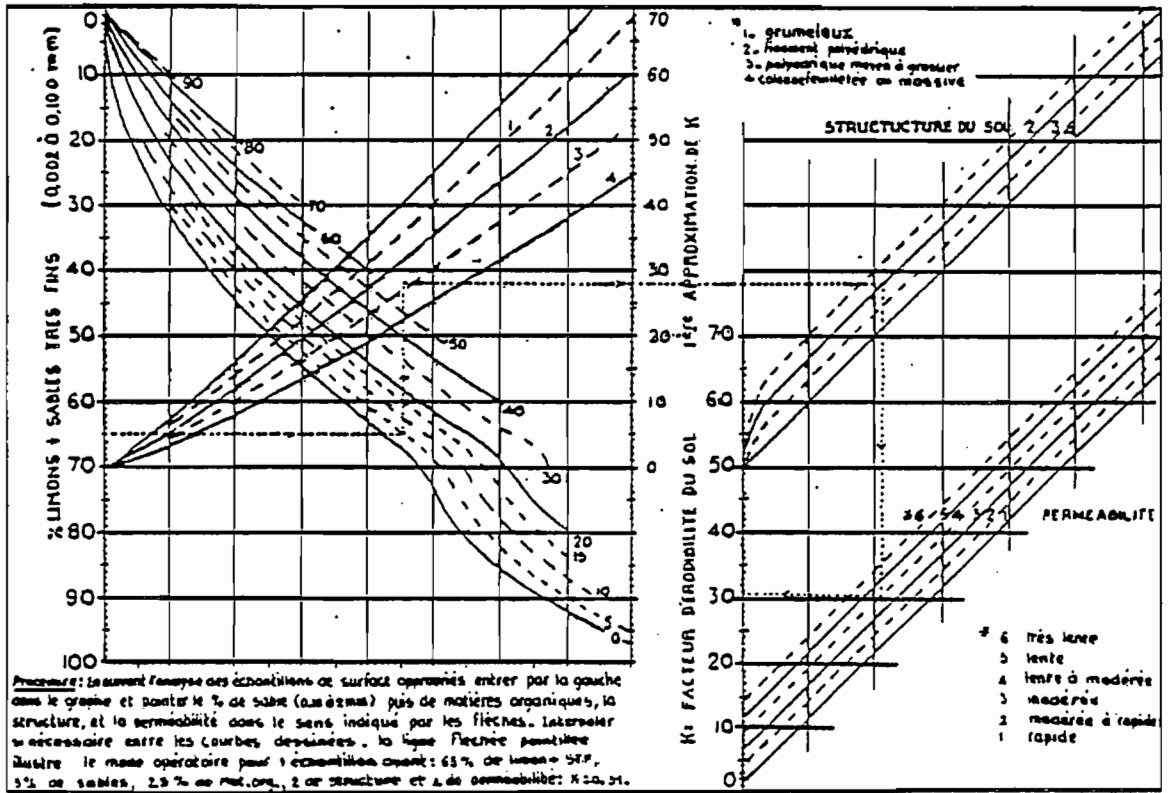
valable dans le cas où le sol présente moins de 70 % de limon et de sable très fin.

c) L'indice topographique (SL)

Les valeurs de (SL) sont obtenues grâce à l'abaque de WISCHMEIER et SMITH (1960), basé sur la proportionalité qui existe entre ce coefficient topographique, la racine carrée de la longueur de pente et une fonction de second degré de l'inclinaison de la pente :

$$SL = \frac{\sqrt{L}}{100} (0.076 S^2 + 0.53 S + 0.76)$$

où (L) est exprimée en pieds et (S) en %



Nomogramme permettant une évaluation rapide du facteur K d'érodibilité des sols (d'après WISCHMEIER, JOHNSON et CROSS, 1971)

Fig. 5 D'après COMBEAU, (1977)

Une autre formule permet d'estimer l'indice topographique (ROOSE, 1980) :

$$SL = \left(\frac{\ell}{22.1} \right)^n 65.10^{-4} (i^2 + 7i + 10)$$

avec ℓ : longueur de la parcelle (en mètres)

i : pente du terrain (en %)

et n : coefficient qui varie avec (i)

i %	1	3	5	
n	0.2	0.3	0.4	0.5

d) Indice couvert végétal (C)

Les valeurs de (C) restent en principe valables pour l'ensemble de l'année lorsqu'il s'agit de cultures pérennes et que celles-ci sont bien installées. Par contre, pour les cultures annuelles, l'indice (C) dépend de la culture et sera distingué par les résidus de récolte, lit de semence, épiaison et de la récolte jusqu'au labour de l'année suivante.

L'indice culture est influencé par le climat régional parce que celui-ci intervient différemment pour modifier la durée de chaque phase végétative. Par exemple, en région tropicale, l'absence de végétation en début de la saison de pluie créer des conditions plus défavorables qu'aux états unis. Dans les régions à deux saisons de pluie, il peut en avoir deux cycles de culture, ce qui modifié beaucoup le pourcentage couvert de la surface du sol, durant toute l'année.

Les valeurs observées du facteur (C) varient entre 0.00014 pour une forêt naturelle non défrichée et 0.10 pour une parcelle cultivée, donc augmentent quand le couvert végétal décroît (MINGTEH, 1982).

ROOSE et VALENTIN (1979) proposent une liste de valeurs variant de 0.001 à 0.9 (tableau 1).

e) L'indice pratiques antiérosives (P)

Les techniques anti-érosives mécaniques ont toujours été moins efficaces que les méthodes biologiques. Elles peuvent cependant rendre service avant l'épanouissement du couvert : observations faites par ROOSE à travers des chiffres avancés aux USA et en Côte d'Ivoire.

Techniques antiérosives	P
Labour isohypse	0.75
Labour et billonnage isohypses	0.50
Labour et bandes enherbées isohypses	0.25

D'après CEMAGREF, (1981)

Une autre série de valeurs de l'indice pratiques antiérosives est proposée par WISCHMEIER et SMITH (1960), tableau 2.

Quand les pratiques concernent les cultures en courbes de niveau protégées par des terrasses, les valeurs de (P) peuvent varier considérablement en fonction de la pente :

Pente du terrain %	P	Longueur maximale de la parcelle (en mètres)
1 à 2	0,60	120
3 à 5	0,50	90
6 à 8	0,50	60
9 à 12	0,60	40
13 à 16	0,70	24
17 à 20	0,80	18
21 à 25	0,90	15

D'après CEMAGREF, (1981)

Tableau 1 : Facteur couvert végétal x techniques culturales (C) pour diverses cultures en Afrique Occidentale (ROOSE, 1977).

	C annuel moyen
Sol nu	1
Forêt, fourré dense, culture bien paillée	0.001
Savane et prairie en bon état	0.01
Savane ou prairie brûlée ou surpâturée	0.1
Plante de couverture à développement lent ou plantation tardive, première année.....	0.3 à 0.8
Plante de couverture à développement rapide ou plantation hâtive, première année	0.01 à 0.1
Plante de couverture à développement lent ou plantation tardive, deuxième année	0.01 à 0.1
Maïs, mil, sorgho (en fonction des rendements).....	0.4 à 0.9
Riz de plateau en culture intensive.....	0.1 à 0.2
Coton, tabac en deuxième cycle.....	0.5 à 0.7
Arachide (en fonction du rendement et de la date de plantation).....	0.4 à 0.8
Manioc, première année et igname (en fonction de la date de plantation)	0.2 à 0.8
Palmier, hévéa, café, cacao avec plantes de couverture.....	0.001 à 0.3
Ananas à plat (en fonction de la pente) plantation hâtive	0.001 à 0.3
- avec résidus brûlés }	0.2 à 0.5
- avec résidus enfouis } Plantation tardive ...	0.1 à 0.3
- avec résidus en surface }	0.001 à 0.01
Ananas sur billons cloisonnés (pente 7%), plantation tardive	0.1

* D'après VALENTIN et ROOSE (1979)

Tableau 2 : Le facteur "pratiques antiérosives" (P) dans l'équation de prévision de l'érosion de WISCHMEIER et SMITH (1960)

	P
<u>U.S.A.</u>	
. labour isohypse	0.75
. labour et billonnage isohypse	0.50
. labour et bandes enherbées isohypses	0.25
<u>Afrique de l'Ouest</u>	
. billonnage isohypse cloisonné	0.2 à 0.1
. bandes antiérosives de 2 à 4 mètres de large	0.3 à 0.1
. mulch de paille de plus de 6t/ha	0.01
. mulch Curasol à 60g/l/m ² (selon pente et culture)	0.5 à 0.2
. prairie temporaire ou plante de couverture (selon le couvert)	0.5 à 0.01
. bourrelets de terre armés de pierres ou murettes en pierres sèches tous les 80cm de dénivellée plus labour isohypse plus binage plus fertilisation	0.1

On peut améliorer l'approche par estimation améliorée des différents facteurs, à travers une étude directe des régions (ROOSE, 1980) :

Plusieurs simplifications peuvent être adoptées pour le calcul du facteur (R)

. estimation au pas de temps annuel (WISCHMEIER)

$$R = \alpha \cdot P_a \cdot P_{j2} \cdot P_{h2}$$

avec P_a : pluie annuelle (mm)

P_{j2} : pluie horaire médiane (mm)

α : coefficient de proportionnalité

. une formule qui a été testée au centre et à l'est des USA :

$$R = 5.6 \cdot 10^{-2} \cdot P_6^{2.17}$$

où P_6 est la pluie médiane de durée 6 heures (mm)

. estimation pour un orage déterminé (KEITH et COOLEY, 1980) :

$$R = \beta \cdot \frac{P^2}{Vt}$$

où P : lame précipitée au cours de l'orage (mm)

t : durée de la pluie (heures)

Une autre amélioration de l'estimation porte sur le facteur (K). C'est en fait l'une des variables les plus délicates à déterminer. Elle varie en gros de 0.1 à 0.6. DUMAS (1965) a proposé une formule qui fait intervenir plusieurs paramètres :

m_o : pourcentage de matière organique par rapport à la terre fine

h_e : humidité équivalente, en pourcentage par rapport à la terre fine

C_a : pourcentage en poids des particules supérieures à 2 mm.

Et on obtient :

$$\ln K = 1.06 - 0.39 m_o - 0.05 h_e - 0.065 C_a$$

En ce qui concerne l'impact des actions humaines sur l'érodibilité des sols, on se limitera à celles destinées à des fins agricoles (CEMAGREF, 1981) :

- Agrandissement, forme et orientation du parcellaire jouant sur le paramètre (L)
- Destruction des obstacles au ruissellement, suppression des fossés qui gênent la circulation des tracteurs (L, P).
- Orientation du labour jouant sur le paramètre (P).
- Usage d'un matériel lourd favorisant la battance surtout en temps pluvieux (K)
- Faiblesse des apports en matière organique (K)
- Développement des cultures industrielles qui laissent le sol à nu (C)
- Désherbage chimique (C)
- Régression de l'élevage et, par conséquent, des prairies constituant un frein à l'écoulement des eaux en facilitant l'infiltration (K)
- Multiplication des traitements, affinage excessif des sols (K).

VII.4. Un exemple d'utilisation de l'équation de WISCHMEIER

J.M. MASSON a essayé de transposer cette équation à l'échelle méditerranéenne et en particulier en Tunisie.

- . Une carte d'indice d'agressivité moyen annuel des pluies, en Tunisie, a été établie à partir d'observations sur trois stations météorologiques dont les résultats ont été étendus à toute la Tunisie. En utilisant une liaison du même type que WISCHMEIER, et en s'aidant des études pluviométriques de CORMARY (figure 6)

$$R = f (A, B, C)$$

où A : hauteur moyenne annuelle des pluies

B : hauteur d'une pluie journalière de période de retour 2 ans

C : hauteur d'une averse horaire de récurrence deux ans

La relation ajustée en Tunisie donne $R = \frac{35.ABC}{10^5}$

- . Les différents essais effectués en Tunisie par J.M. MASSON ont conduit aux valeurs de l'érodibilité du sol (K) (tableau 3).
- . WISCHMEIER et SMITH (1960) proposent un abaque qui traduit à la fois les influences de la pente et de sa longueur sur l'indice topographique (SL), d'après la formule :

$$SL = \frac{\sqrt{L}}{100} (0.76 + 0.53f + 0.076 S^2)$$

L : longueur de la pente exprimée en pieds

S : pente en % (figure 7.)

- . Le tableau 4 donne le facteur couverture du sol et techniques culturales (C).

L'exemple que l'on va exposer, se propose de montrer comment à partir de quelques documents (restitutions aériennes au 1/10000, cartes pédologiques et les différentes formules citées ci-avant), on peut réaliser un projet de conservation des eaux et des sols (CES) à l'échelle d'un bassin versant de quelques centaines d'hectares (SCET - Tunisie, 1980).

Dans la région de Thibar (nourd ouest tunisien), l'indice d'agressivité des pluies moyennes annuelles est de 150. La délimitation des zones de sols de même sensibilité à l'érosion se fait grâce au rapport T/K : où T est la tolérance des pertes en terre et K est l'érodibilité des sols.

Le facteur T peut être défini en moyenne comme la perte de terre annuelle (tonnes.ha⁻¹.an⁻¹) au-dessus de laquelle l'érosion a des incidences techniques ou économiques alarmantes. Il est évident que certains sols peuvent tolérer sans dommages, des pertes plus importantes que d'autres ; et cela est dû à la différence de profondeur de la couche arable, des vitesses, de la pédogénèse, ...

En Tunisie, on retient les valeurs suivantes :

TYPE DE SOL	VALEUR ARRONDIE DE K
- Brun calcaire sur marne grise avec fentes de retrait.	0,05
- Rendzine à tendance brun calcaire, sur Limon. - Brun calcaire légèrement colluvionné (colluvions rosâtres) sur marne grise. - Lunettes avec fentes de retrait - Colluvions steppisées	0,10
- Brun calcaire peu profond sur recouvrement - Colluvions de sol rouge avec débris de croûte	0,20
- Bourralet éolien	0,25
- Colluvions hydromorphes - Brun calcaire érodé sur marne salée	0,6

Tableau 3 d'après SCET-Tunisie, (1980)

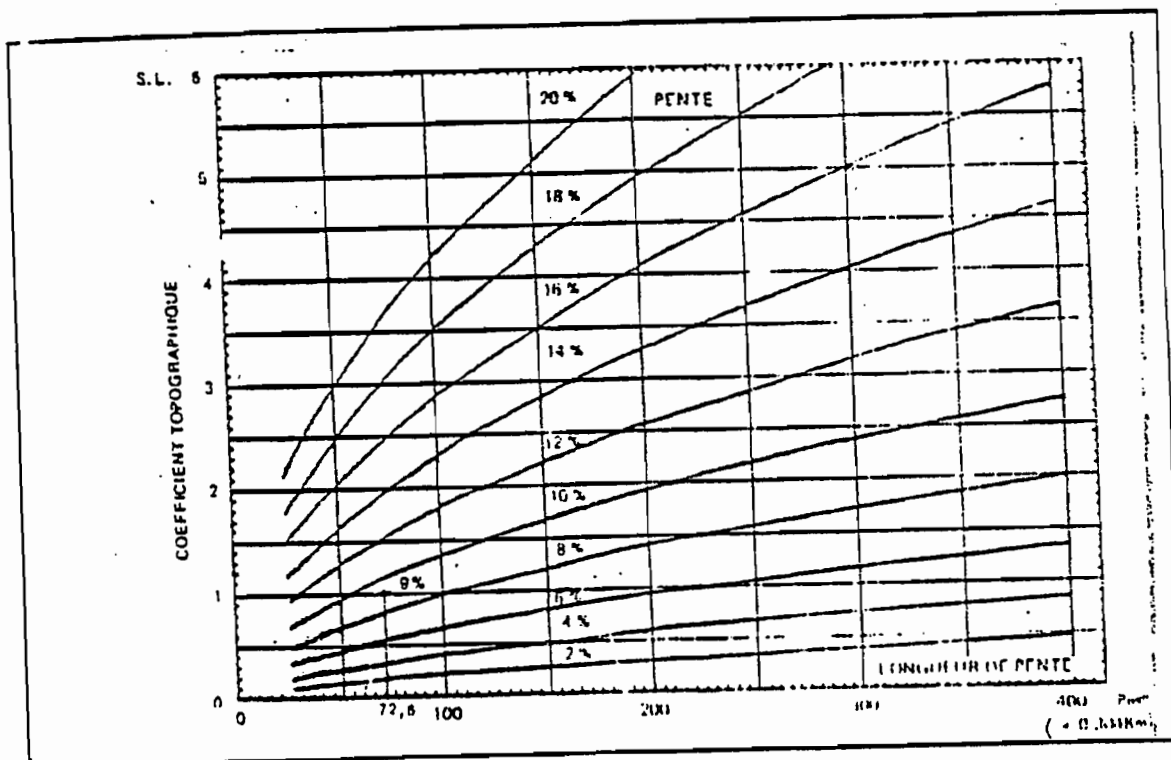


Figure 7. d'après SCET-Tunisie, (1980)

Plantes et techniques culturales	C annuel moyen
Sol nu	1
Forêt dense ou culture paillée abondamment	0,001
Forêt claire	0,05
Plantes de couverture à développement lent ou plantation tardive : 1ère année	0,3 à 0,8
2ème année	0,1
Reboisement	0,15
Plantes de couverture à développement rapide et plantation hâtive dès la 1ère année	0,1
Parcours	0,2
Cultures annuelles (céréales)	0,5
Vignes, vergers travaillés continuellement	0,9

Tableau 4 d'après SCET-Tunisie, (1980)

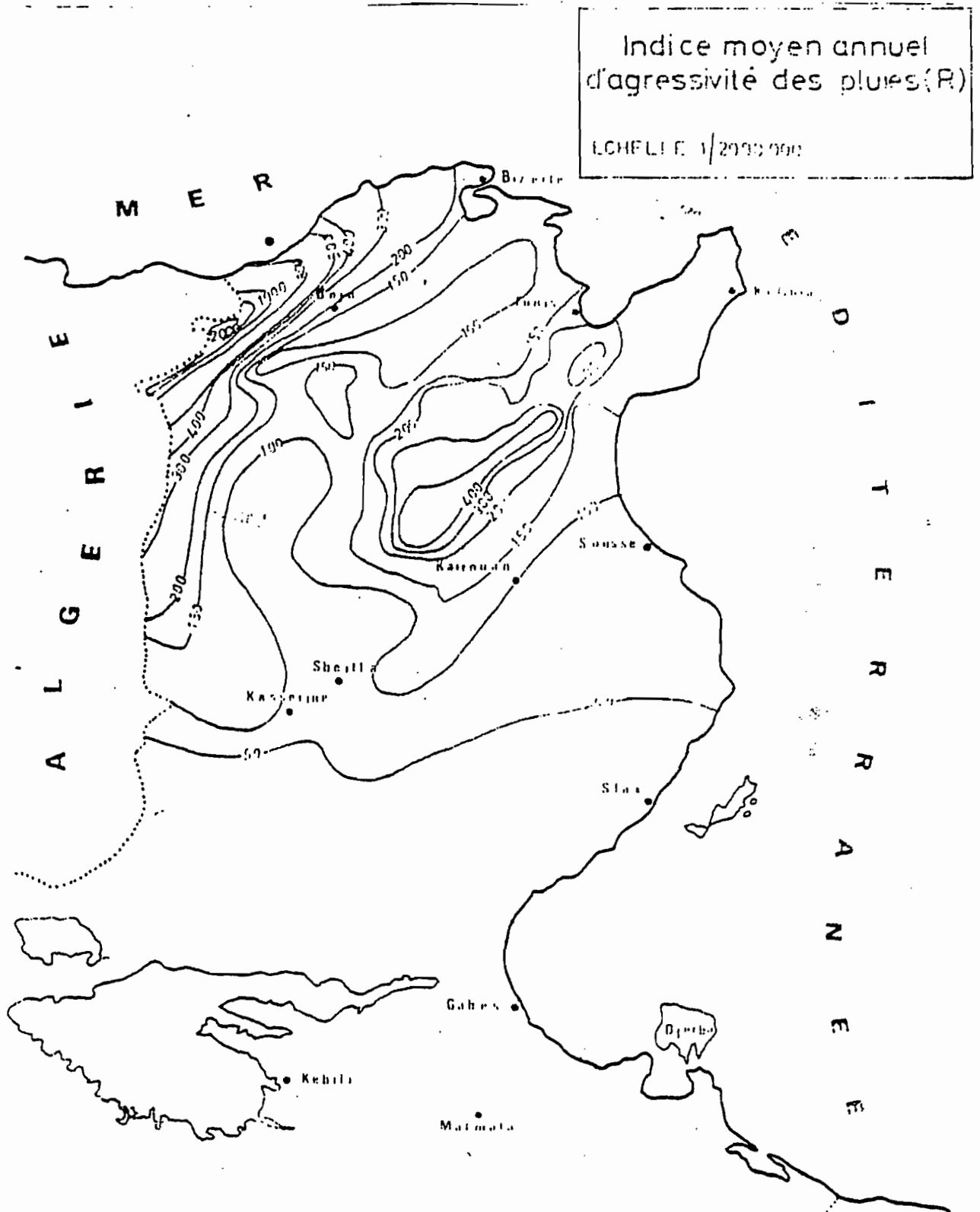


Fig. 6. D'après SCET-Tunisie, (1980)

Profondeur du sol (pr)	T (tonnes.ha ⁻¹ .an ⁻¹)
sols minces (pr ≤ 30 cm)	2.5
sols moyens (30 < pr ≤ 70 cm)	5.0
sols profonds (pr > 70 cm)	10.0

Pour le moment, on connaît R et T. Pour avoir K, on utilise l'abaque donnant sa valeur en fonction de la nature du sol et du pourcentage de cailloux en surface (figure 8).

Une fois qu'on a déterminé ces trois facteurs pour chaque type de sol, et pour la région de Thibar, on trace les cartes de zones (figure 9) et le tableau 5.

Une règle coulissante mise au point par SCET-CGR (figure 10) permet de combiner les valeurs quantitatives de chaque facteur naturel (climat, sol, pourcentage de pente) et les couples de spéculations - traitements de conservation des eaux et des sols. Par exemple, dans la zone caractérisée par $\frac{T}{K} = 25$ et S = 25 %, on voit que, seuls les assolements dont C = 0.20, sont possibles (parcours C = 0.15 ou forêt C = 0.05 - 0.01). Chaque zone ainsi étudiée donne :

Zone	T/K	S %	C limite (règle)
1	25.0	15.0	0.20
2	16.6	20.0	0.07
3	83.0	20.0	0.35
4	83.0	12.0	1.00
5	62.5	7.0	1.00
6	25.0	5.0	1.00

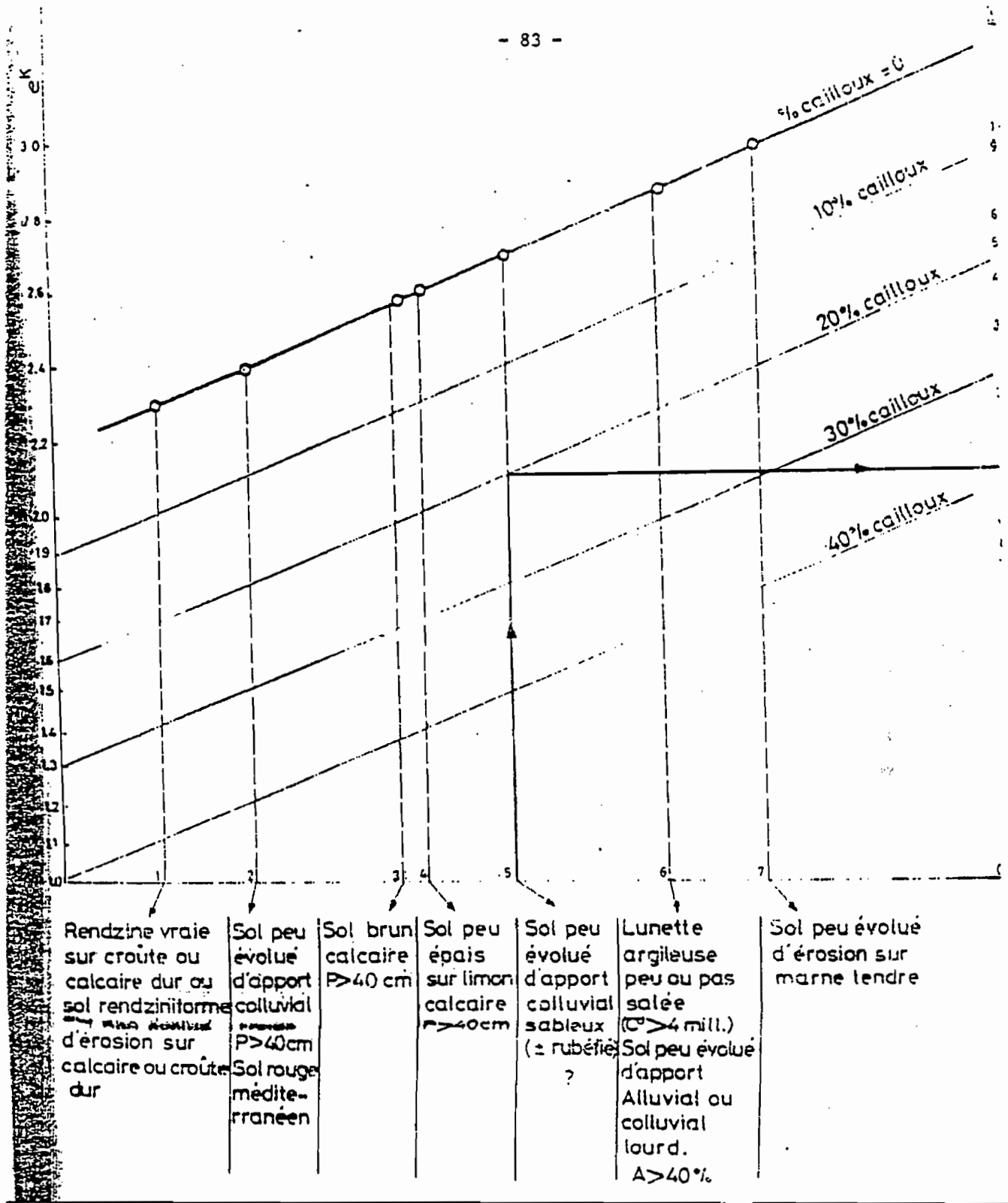
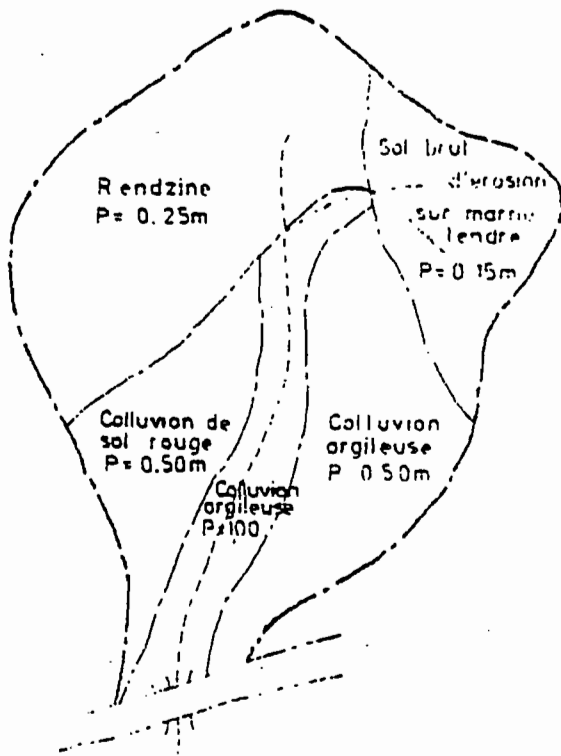
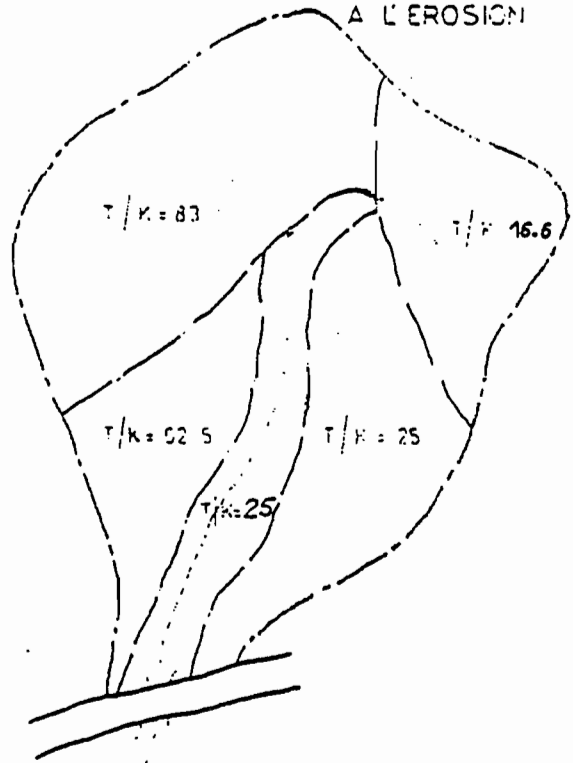


Fig. 8 Abaque de K en fonction de la pédologie et du pourcentage de cailloux en surface (d'après SCET-Tunisie, 1980)

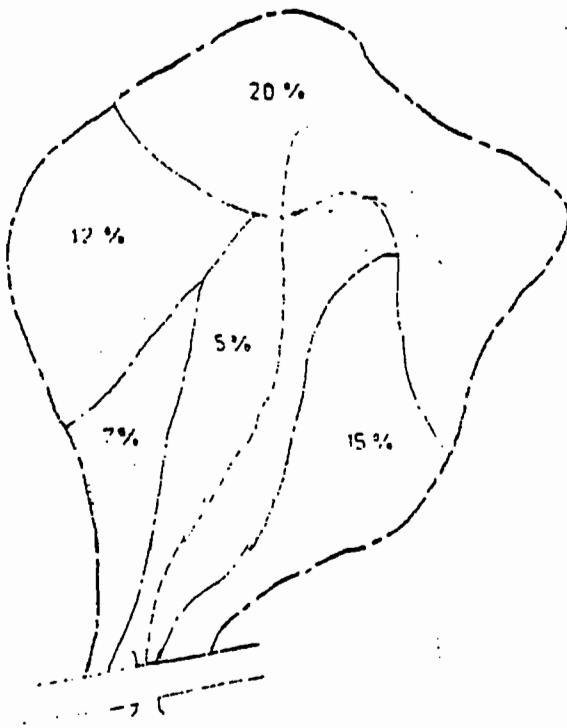
1. CARTE PEDOLOGIQUE



2. CARTE DE SENSIBILITE DES SOLS A L'EROSION



3. CARTE DES PENTES



4. CARTE DES ZONES "SOL-PENTE"

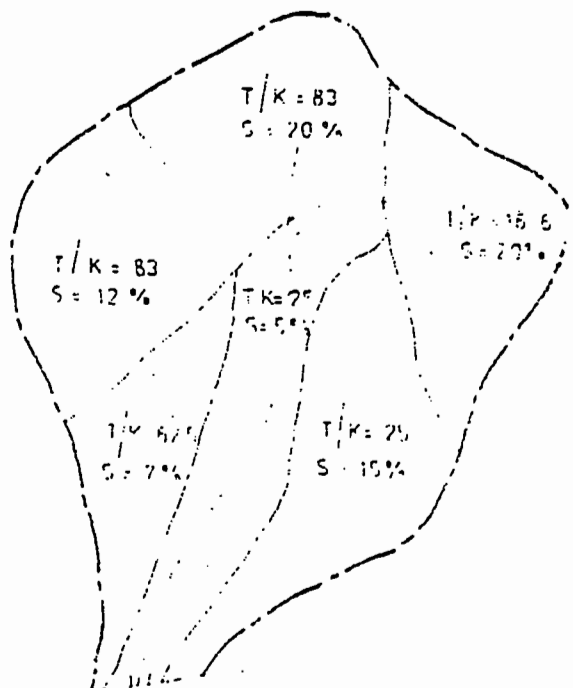
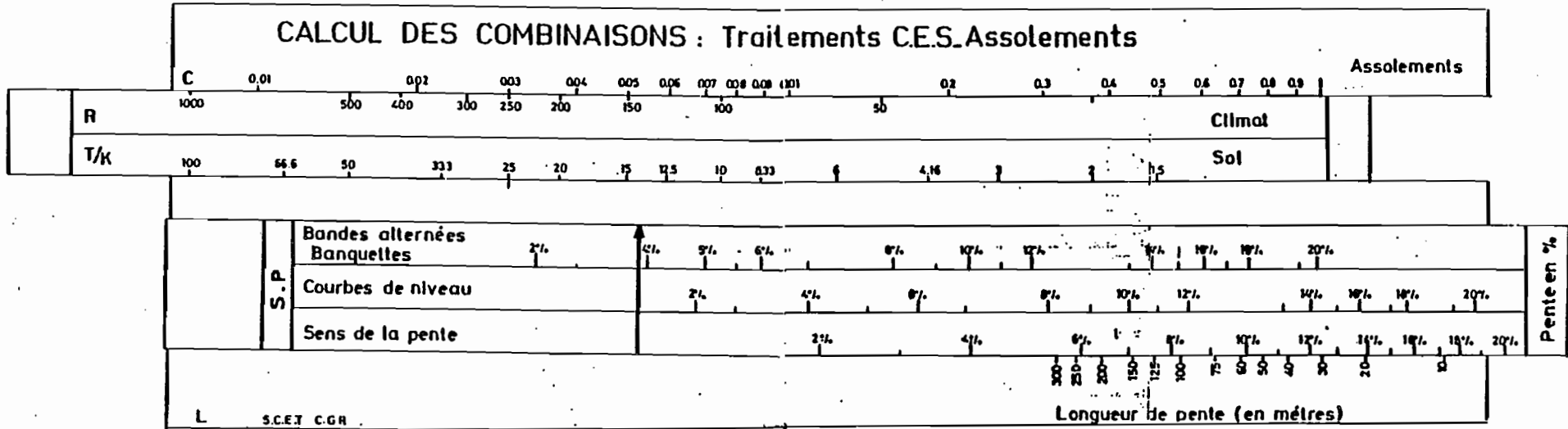


Fig. 9 d'après SCET-Tunisie, (1980)

Types de sol (carte pédo)	Prof. moy. (carte pédo)	% de cailloux en S.	Valeur de K (Fig. 4)	Valeur de T	Valeur de T/K
Ranzines	0,25 m	30 %	0,03	2,5	83,3
Colluvions de sol rouge	0,40 m	20 %	0,08	2,5	31,2
Colluvions argileuses.	0,50 m	20 %	0,20	5,0	25,0
Alluvions argileuses	1,00 m	10 %	0,40	10,0	25,0
Sol brut d'érosion peu évolué sur marne tendre	0,15 m	30 %	0,15	2,5	16,6

Tableau 5 d'après SCET-Tunisie, (1980)

MODELE DE REGLE COULISSANTE S.C.E.T.-C.G.R
 FACILITANT LA MISE EN ŒUVRE DE L'EQUATION
 DE PERTE DE SOL Fig.10



Le choix du couple assolement - traitement est donc directement lié à l'investissement actuel et au revenu futur, sauf si le traitement a d'autres objectifs tels que la protection des ouvrages ou lutte contre le colmatage des retenues d'eau. A titre d'exemple, pour la zone où $T/K = 83$ et $S = 12 \%$, on va essayer de chercher la densité des ouvrages pour l'arboriculture ($C=0.90$). La règle donne : banquettes à 40 mètres d'écartement, soit environ 200 mètres de banquettes par hectare. Dépassant $150 \text{ m} \cdot \text{ha}^{-1}$, la pratique des bandes alternées suffit pour protéger le sol.

VII.5. L'équation de WILLIAMS, (1974)

L'équation universelle de WISCHMEIER et SMITH est modifiée par WILLIAMS en 1974. Celui-ci propose la M.U.S.L.E. (modified universal soil loss equation) :

$$Y = 11.8 (Q_x \cdot V)^{0.56} K.L.S.C.P.$$

- où Y : pertes de terre (tonnes)
 Q_x : débit maximum liquide ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
V : volume de l'écoulement (m^3)
C : facteur poids moyen de la couverture

$$C = \sum_{i=1}^{12} \frac{C_i \cdot \%EI_i}{100}$$

$\%EI_i$: pourcentage mensuel de l'érosion annuelle.

VII.6. L'équation de FOSTER, MEYER et ONSTAD (1977)

On a observé que l'érosion entre les rigoles (i) est différente de celle dans les rigoles (r) :

$$Y = F_t \cdot K_r \cdot L \cdot S_r \cdot C_r \cdot P_r + I_t \cdot K_i \cdot S_i \cdot C_i \cdot P_i$$

avec $F_t = \int_0^{t'} \sigma dt$ et $I_t = \int_b^{t'} I dt$

- F_t : érosivité du ruissellement
- σ : intensité de la pluie qui a causé le ruissellement
- I_t : érosivité de la pluie
- I : intensité de la pluie
- t' : durée de l'orage.

VIII. LES CARACTERISTIQUES D'UN ARROSAGE EN RELATION AVEC L'EROSION HYDRIQUE

L'homme a vu l'intérêt qu'il avait à apporter l'eau d'appoint sur les terres qu'il cultivait, sans laquelle, certaines plantes ne pouvaient se développer, ou en tous cas atteindre leur croissance maximum.

Pour ce faire, il a cherché les ressources disponibles en eau satisfaisant le déficit hydrique de la plante. Ensuite, cette eau est amenée jusqu'à un réservoir et distribuée, ensuite, au niveau des parcelles, suivant différents modes d'irrigation.

VIII.1. Les caractéristiques d'un arrosage

- Le débit fictif continu q = exprimé en $l.s^{-1}.ha^{-1}$. Il sera parfois remplacé par (Q) exprimant les besoins globaux en eau d'un hectare de culture au cours du mois considéré ($m^3.ha^{-1}.mois^{-1}$) ;
 $Q = q.10^{-3}(3600.24.30) = 2592 q$
- Dose d'arrosage a : c'est le volume d'eau à apporter pour un arrosage et est exprimé de deux façons :
 - . soit en hauteur d'eau : a , exprimée en mètres
 - . soit en volume d'eau par hectare : A , exprimé en $m^3.ha^{-1}$;
($A = 10^4 a$)
- Période d'un arrosage T : lorsque l'on a déterminé la dose d'arrosage maximum, soit Am^3 d'eau, d'un hectare de culture donnée, le nombre d'arrosages (N) par mois sera tel que : $N.A = Q$.
Les N arrosages du mois se succéderont à intervalles réguliers de durée $T = 30 \text{ jours}/N$.

- Module ou main d'eau : c'est la quantité d'eau qu'on a à déverser sur un hectare de terre chaque fois que l'on y pratique l'arrosage. Autrement dit, c'est le débit d'eau, exprimé en litres par seconde, dont l'irrigant dispose à chaque arrosage pendant le temps nécessaire et suffisant pour que les parcelles reçoivent les doses dont elles ont besoin (POIREE et OLLIE, 1957).

VIII.2. Les systèmes d'irrigation et les risques d'érosion

On se limitera à préciser les précautions nécessaires à prendre pour que ces systèmes ne soient pas des solutions onéreuses et nuisantes pour la stabilité des sols.

a) Irrigation par ruissellement ou par déversement

C'est un système d'irrigation qui consiste à faire couler une mince couche d'eau sur le sol en pente. On laisse l'eau s'écouler tout le temps qu'il faut pour que le sol s'humecte jusqu'à la profondeur voulue. L'eau déverse par le bord d'une rigole, à peu près horizontale, en une lame ruisselante.

La vitesse de propagation d'une lame ruisselante sur le sol en pente dépend de trois facteurs :

$$v = n.h \sqrt{i}$$

où n : coefficient de rugosité du sol caractérisant la surface sur laquelle l'eau ruisselle

h : l'épaisseur de la nappe liquide

i : la pente du sol.

Un sol ne peut être convenablement arrosé par ruissellement que si sa surface et sa pente présentent une grande régularité. Les pentes extrêmes adoptées vont de 0.1 à 5 % pour les prairies et 0.1 à 2 % pour les terres de culture (POIREE et OLLIER, 1957). Une pente trop forte donnerait à la lame ruisselante une vitesse trop grande qui provoquerait le ravinement de la couche superficielle du sol et,

parfois même, la réduction de l'épaisseur de la couche arable à travers une érosion en nappe, même lente.

Une pente trop faible rendrait la lame ruisselante irrégulière et si, malgré tout, on s'abstient de pratiquer le ruissellement, on se trouve obligé de créer artificiellement une pente en utilisant des engins trop agressifs. Dans ce cas, le sommet de la parcelle irriguée reste intact, mais il y aura des endroits où la couche cultivable aura disparu, d'autres auront perdu leur stabilité structurale et, à la limite, on se trouve en présence d'un sol vulnérable à l'érosion.

L'eau doit être absorbée au fur et à mesure de son déversement sur la totalité de la planche mise en eau, sans excès, parce qu'elle arracherait le sol et creuserait des ravines, ni insuffisance, car les espèces cultivées, agents fixateurs du sol, doivent en profiter suffisamment pour que leur croissance maximale soit atteinte dans un court délai.

b) L'irrigation par submersion

Lorsque le terrain présente une pente très faible (inférieure à 2 ‰) le ruissellement devient irrégulier. On a recours à l'arrosage avec un débit supérieur à celui qui serait absorbé immédiatement par le sol de telle sorte que l'eau séjourne dans le bassin.

Pour submerger une étendue de terre, il faut l'entourer de digues; donc créer des bassins d'inondation. Le sol doit être aussi plat et horizontal que possible. L'eau est maintenue dans le bassin jusqu'à infiltration complète, ou bien évacuée après un temps plus ou moins long, compte tenu des besoins des cultures et suivant les conditions atmosphériques naturelles.

En effet, il faut combiner tous les facteurs (perméabilité du sol, précipitations, évaporation, besoin des cultures et leur tolérance à la submersion) pour que l'infiltration soit totale car le sol doit pouvoir se ressuyer entre deux inondations.

Si le sol est particulièrement imperméable et ne peut s'égoutter suffisamment, il devient hydromorphe et, on risque d'inhiber toute activité biologique et microbienne. Le sol devient particulièrement vaseux et déstabilisé donc, dans ce cas, il est conseillé de renoncer à la submersion.

c) L'irrigation par infiltration

Sans toucher à la topographie du sol, on répartit l'eau dans un ensemble dense de rigoles. L'eau humecte toute la masse de terre contenant les systèmes radiculaires des plantes. Il faut prendre les mêmes précautions que pour le ruissellement.

d) L'irrigation par aspersion et irrigation goutte à goutte

L'irrigation par aspersion est un système d'arrosage qui consiste à distribuer l'eau sous forme de pluie. L'irrigation goutte à goutte réside en l'apport des besoins en eau des plantes, juste au niveau des racines.

Ces deux systèmes ont l'avantage d'être parfaitement maîtrisables vu la diversité du matériel disponible : pression de service, débit, rayon d'humectation, ... pour les asperseurs et, diamètre de la tuyauterie, débit par gouttes, ... pour le système goutte à goutte.

VIII.3. L'irrigation avec des eaux salées

L'irrigation avec des eaux salées présente un danger immédiat qui est l'accumulation des sels dans le sol et un deuxième danger, qui est la conséquence du premier, qui peut apparaître à plus longue échéance mais qui n'en est pas moins grave, celui de l'alcalisation du complexe absorbant. Le maintien en bonnes conditions du sol d'un périmètre irrigué à l'eau salée nécessite la maîtrise de la salinité et de l'alcalisation.

Le CRUESI (Centre de Recherches sur l'Utilisation de l'Eau Salée en Irrigation) a essayé de déterminer la relation entre, d'une part, la qualité des eaux, la quantité et la fréquence des apports et, d'autre part, la salure

des sols et la production. L'essai a été réalisé en plein champ, à la station expérimentale de Cherfech, qui se trouve sur des dépôts alluviaux de la Medjerdah (nord de la Tunisie).

a) Qualité de l'eau d'irrigation

Les irrigations sont de l'ordre de 1000 mm par an et faites à partir de quatre catégories d'eau différentes entre elles par la teneur en sels totaux (UNESCO-PNUD, 1970) :

- A : eau de l'oued Ellil seule
- B : mélange d'eau de l'oued Ellil et de celle de l'oued Medjerdah dans la proportion 1/1
- C : eau de l'oued Medjerdah seule
- D : mélange d'eau de l'oued Medjerdah et de celle d'un puits dans la proportion 2/1.

L'eau de la Medjerdah a une teneur en sels totaux qui varie au cours de l'année entre 1 et 3 g.l⁻¹. Les qualités B, C et D varient, en conséquence, au cours de l'année.

b) Evolution de la salure

Les évolutions de la salure sont le résultat de plusieurs facteurs : les saisons, les apports d'eau, le drainage et le mode d'irrigation, mais on ne retient que l'influence de la qualité des eaux d'irrigation.

- Pour quatre soles étudiées, le sens général de l'évolution de la salure est le même avec des valeurs de conductivités les plus élevées pour le traitement D, et les valeurs les moins élevées pour le traitement B.
- Le niveau de la salure atteint à chaque époque diffère selon la sole considérée, étant donné que la rotation des cultures n'a pas été la même pour chaque sole.
- Les quatre traitements ont marqué des évolutions de la salure sui-

vant la profondeur : les couches 0-40 cm et 40-80 cm sont plus atteintes, celles de 80-150 cm ne subissent que plus tardivement l'effet de la salure d'eau

- Le traitement A dessale le sol, le B maintient la salure à son niveau d'origine, alors que les C et D l'augmentent. Si la salure est arrivée parfois à des taux élevés en fin de période d'irrigation, on ramène ces taux à des valeurs acceptables pour la prochaine culture et ceci, à travers le lessivage provoqué par quelques irrigations et surtout par les pluies (420 mm par an, dont 400 mm en hiver).
- On a constaté que l'accumulation des sels va, croissant de A à D, et se fait surtout dans la couche 0-100 cm ; les horizons plus profonds ne varient que très peu. Il y a cependant une exception pour les bicarbonates qui augmentent, au contraire, de D à A : cet effet est imputable au développement plus important du système racinaire des plantes dans les parcelles moins salées, ce qui amène, par suite du phénomène de respiration, une tension plus élevée du CO_2 de l'atmosphère du sol et, par voie de conséquence, une formation plus importante du bicarbonate.

Ainsi, on montre que moins l'eau d'irrigation est salée, plus le développement normal des plantes est favorisé et on se trouve en présence d'un sol mieux maintenu par l'enchevêtrement des systèmes racinaires. Cela dépend en partie de la tolérance en sel des espèces cultivées.

c) Effet de la dose et de la fréquence des arrosages

Pour améliorer le rendement des cultures et maintenir la salure des sols à un taux acceptable, on a fait des essais soit en apportant une dose supplémentaires à chaque irrigation (lessivage permanent) soit en se contentant du lessivage saisonnier d'hiver. Ces expériences ont porté sur plusieurs stations afin de disposer de plusieurs types de sols et d'une gamme d'eaux d'irrigation dont la teneur en sels allait de 2 à 4 g.l^{-1} .

Les essais comportent trois doses : D1 (75 % des besoins), D2 (100 % des besoins) et D3 (100 % des besoins + 25 % comme lessivage permanent, et deux fréquences). Les doses n'ont pratiquement eu un effet sur la salure du sol qu'à quatre époques et les différences observées mettent en évidence que D1 sale plus que D2 et D3, avec un maximum en automne et un minimum au printemps. Les fréquences n'ont pas été concluantes parce que le sens de l'effet de la salure est tantôt en faveur de la courte période et des fois en faveur de la longue période. Ceci est valable pour les sols argileux, mais pour les sols limono-argileux, la période d'irrigation n'influence pas la salure alors que, parce que le mode d'irrigation est en billons ou en calants et que les précipitations sont plus faibles, l'augmentation de la teneur en sels, dans les couches superficielles du sol, est remarquable (D1 sale plus que D2, plus que D3).

Afin de mieux étudier l'économie de l'eau, un essai de quatre doses d'irrigation sur une culture de luzerne est mis en place sur les deux types de sol :

$$\begin{aligned} D1 &= 1.5 D_0 \\ D2 &= 2 D_0 \\ D3 &= 3 D_0 \end{aligned}$$

avec D_0 : dose minimale pour permettre à l'eau d'arriver au bout de la parcelle.

On a pu constater que les deux doses, D_0 et D1 peuvent être considérées comme suffisantes pour maintenir le sol à un niveau de salure acceptable, à condition qu'au cours de l'hiver suivant, quelques apports viennent s'ajouter à l'action de la pluie.

En ce qui concerne le lessivage, trois doses ont été utilisées sur sols sablo-argileux : L1, L2 et L3 correspondant respectivement à 525, 700 et 875 mm. Quatre observations se dégagent des résultats obtenus :

- La dose L3 lessive le sol plus que la dose L1 ;

- Bien que l'essai ait commencé à partir d'octobre, le lessivage n'a donné d'effets appréciables qu'entre décembre et début mars. Cela prouve que le lessivage doit être fait pendant l'hiver afin de bénéficier des précipitations et de la réduction de l'évapotranspiration.
- Parti de deux niveaux de salure différents et arrivé à une seule valeur de taux en sel avec deux doses de lessivage, on peut conclure qu'on a atteint la valeur la plus faible avec la quantité d'eau disponible.
- Pour l'horizon 0-40 cm, la salure augmente à la fin de l'été et diminue en hiver, alors qu'en profondeur, il n'y a pas de fluctuations saisonnières ; au contraire, il y a une tendance vers le dessalement (UNESCO-PNUD, 1970).

Par suite d'irrigation à l'eau salée, sans traitements spéciaux (variation de la dose, fréquence et lessivage), la dégradation du sol devient une conséquence immédiate, quelle que soit la technique de travail du sol ou les espèces cultivées (PNUD-FAO, 1971) : la conductivité électrique de l'extrait de pâte du sol saturé et l'indice d'instabilité structurale augmentent de façon rectilinéaire avec la salure de l'eau d'irrigation.

d) Bilan des sels (UNESCO-PNUD, 1970)

Il s'agit de suivre l'évolution du stock de sel dans un volume de sol défini. La première méthode se réalise à partir du sol en posant :

S_i : quantité de sels présents dans une couche (n) du sol, à la date initiale ($\text{Kg} \cdot \text{ha}^{-1}$).

S_f : quantité de sels présents dans la même couche (n) du sol à la date finale ($\text{Kg} \cdot \text{ha}^{-1}$)

C_i : concentration de l'extrait de saturation à la couche (n) ($\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$), à la date initiale

C_f : concentration de l'extrait de saturation à la couche (n) ($\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$), à la date finale.

SP : humidité pondérale de la pâte de sol saturé

E : épaisseur de la couche n (mètres)

DA : densité apparente de la couche (n).

On obtient :

$$S_i = (C_i \times SP \times DA \times E) 100$$

$$S_f = (C_f \times SP \times DA \times E) 100$$

et $\Delta S = S_f - S_i = (C_f - C_i) SP \times DA \times E \times 100$

ΔS est la quantité de sels évacués (-) ou accumulés (+) entre les dates i et f (en $\text{Kg} \cdot \text{ha}^{-1}$).

La deuxième méthode se fait à partir des eaux d'irrigation en posant :

S_a : quantité de sels apportés par les eaux d'irrigation entre les dates i et f ($\text{Kg} \cdot \text{ha}^{-1}$)

H_a : quantité d'eau apportée entre les dates i et f (mm)

C_a : concentration de l'eau d'irrigation, ($\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$) ou ($\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}$)

S_e : quantité de sels exportés par les eaux de drainage entre les dates i et f, ($\text{Kg} \cdot \text{ha}^{-1}$)

H_e : quantité d'eau drainée entre les dates i et f, (mm)

C_e : concentration de l'eau de drainage, ($\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$) ou ($\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}$).

On obtient alors :

$$S_a = 10 (H_a \times C_a)$$

$$S_e = 10 (H_e \times C_e)$$

et $\Delta S = S_a - S_e = 10 (H_a \times C_a - H_e \times C_e)$

où ΔS : quantité de sels évacués (-) ou accumulés (+) entre les dates i et f , ($\text{Kg} \cdot \text{ha}^{-1}$), ou bien :

$$\Delta S = \int_{t_i}^{t_f} Q_I \times C_I dt - \int_{t_i}^{t_f} Q_D \times C_D dt$$

où Q_I et Q_D : débit d'eau entrant ou sortant du volume de sol étudié ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$)

C_I et C_D : concentration de l'eau entrant ou sortant du volume de sol étudié ($\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}$)

t_i et t_f : temps limites du bilan de sels

IX. PROTECTION DES TERRES AGRICOLES CONTRE L'EROSION HYDRIQUE

Parmi les facteurs qui modifient l'expression de l'agressivité climatique, on trouve en premier lieu, le couvert végétal (variation de 1 à 1000 entre un sol nu et un autre très bien couvert) puis, en second lieu, viennent la pente (1 à 50), le type de sol (1 à 20) et les pratiques anti-érosives (1 à 10). Dans ce contexte, la conservation des eaux et des sols doit s'organiser autour de deux lignes d'action assurant à la fois une productivité élevée et permanente du domaine agricole : les procédés biologique et les méthodes agronomiques spéciales (ROOSE, 1980).

IX.1. Les procédés biologiques

a) Aménagement du terroir en fonction des vocations et des potentialités de production

On doit commencer par exploiter les qualités du sol et le pouvoir protecteur du couvert végétal.

- intensification de la culture mécanisée sur les terres les plus riches, équilibrées et de meilleures caractéristiques géomorphologiques

- limitation de la culture mécanisée à des terres suffisamment profondes (60 à 100 m sans excès de gravillons ni hydromorphie) et de moins de 4 % de pente sur sols sableux et 7 % sur sols argileux bien structurés (ROOSE, 1980).
- exploitation des terres pentues par des cultures qui couvrent le sol en permanence.
- plantation précoce et dense des variétés vigoureuses et résistantes aux maladies.
- dans le cas où les conditions climatiques et pédologiques se présentent bien, on ne doit pas hésiter à cultiver des espèces à grandes surfaces foliaires.
- dans un assolement, et en rotation, on doit laisser les soles se reposer et récupérer des réserves minérales et organiques. Cela peut se réaliser à travers les jachères ou les prairies temporaires artificielles.

b) Adaptation des techniques culturales en vue de la conservation de l'eau et de la fertilité des sols - les bandes alternées

Le facteur (P) dans l'équation de WISCHMEIER et SMITH (1960) peut être calculé en déterminant le rapport entre les pertes en sol sur un champ aménagé et celles d'une parcelle voisine non aménagée. L'une des pratiques destinées à réduire ces pertes en sol consiste à aménager le terroir en bandes alternées et repose, en premier lieu, sur les caractéristiques physiologiques des cultures : la puissance, la profondeur d'enracinement, la surface d'interception, et la vitesse de croissance ne sont pas les mêmes pour deux espèces végétales (GRECO, 1966 ; COMBEAU, 1977 ; ROOSE, 1980 ; SCET-Tunisie, 1980).

L'alternance sur un versant de bandes cultivées (20 à 50 m de large) et de cordons (1 à 4 m de largeur) transforme le paysage en une succession de talus enherbés et de champs d'exploitation dont la pente est moins accentuée. Ces talus étant stabilisés par les systèmes racinaires de certaines graminées, acquièrent un pouvoir freinant et absorbant d'une bonne part du ruissellement (10 à 60 %

à Adiopodoumé) et interceptant d'une grande part de la charge solide (70 à 90 % à Adiopodoumé, ROOSE, (1971)).

Les bandes étant déjà cultivées, on doit procéder à la rotation des cultures pour ne pas épuiser le sol, pour conquérir le maximum de ses niveaux et, par conséquent, conserver la rugosité de la couche arable. Ceci a pour cause différentes raisons naturelles : les plantes peuvent avoir des systèmes racinaires ramifiés ou pivotants, elles peuvent être appauvrissantes ou enrichissantes et ont des besoins plus ou moins élevés en eau, en éléments minéraux et organiques.

Pour ce faire, il est conseillé de procéder comme suit (H. HIZEM, cours de conservation des eaux et sols, direction des forêts - Tunisie - 1982) :

- Quand la pluviométrie moyenne actuelle est inférieure à 350 mm, et dans le cas où on a uniquement affaire à un assolement biennal cultures céréalières - jachère :

	Saisons	1ère bande	2ème bande
Première Année	automne - hiver	blé	chaumes + Jachère
	printemps	blé	jachère
	été	chaumes	jachère
Deuxième Année	automne - hiver	chaumes + jachère	jachère + blé
	printemps	jachère	blé
	été	jachère	chaumes

Cet assolement doit être amélioré parce que les surfaces sont souvent mal protégées et sujets à l'érosion hydrique.

- Quand la pluviométrie moyenne annuelle dépasse 450 mm, on procède à un assolement biennal cultures céréalières - prairies annuelles :

	Saisons	1ère bande	2ème bande
PREMIERE ANNEE	automne	prairie annuelle	blé
	hiver	prairie annuelle	blé
	printemps	prairie annuelle	blé
	été	prairie annuelle	chaumes
DEUXIEME ANNEE	automne	blé	prairie artificielle
	hiver	blé	prairie artificielle
	printemps	blé	prairie artificielle
	été	chaumes	prairie artificielle

L'intérêt de cet assolement consiste, d'une part, à reconstituer la fertilité du sol en augmentant sa teneur en matières azotées à travers les prairies légumineuses et d'autre part, à augmenter l'infiltration de l'eau écoulee comme c'est le cas, d'ailleurs, pour les sols à court végétal dense.

- Dans le cas où la pluviométrie moyenne annuelle est comprise entre 350 et 450 mm, on peut pratiquer un assolement triennal : blé - prairies - jachères (tableau 6.)

IX.2. Les méthodes agronomiques spéciales

a) Fixation des cultures à l'intérieur des structures en courbes de niveau

Le labour et le billonnage en courbe de niveau réduisent le ruis-

	Saisons	1ere bande	2ème bande	3ème bande
PREMIERE ANNEE	Automne + hiver Printemps Eté	blé blé chaumes	prairie artificielle prairie artificielle prairie artificielle	prairie artificielle jachère jachère
DEUXIEME ANNEE	Automne + hiver Printemps Eté	prairie prairie prairie	prairie jachère jachère	blé blé chaumes
TROISIEME ANNEE	Automne + hiver Printemps Eté	prairie jachère jachère	blé blé chaumes	prairie prairie prairie

Tableau 6. ASSOLEMENT TRIENNAL ($350 \text{ mm.an}^{-1} < P < 450 \text{ mm.an}^{-1}$)

D'après H. HIZEM, direction des Forêts-Tunisie, 1982

sellement et l'érosion sur des pentes modérées, en augmentant la rugosité de la surface du sol. Ce procédé ne favorise pas les sols peu perméables car l'eau peut ruisseler avec une forte énergie, détruire les ados et provoquer des éboulements. Pour être assuré d'éviter ce problème, il serait indispensable de construire un lit exutoire depuis la première courbe et déversant dans un exutoire naturel le plus proche. Ce lit doit être bien protégé pour qu'il ne soit pas une source de perte de terre (ROOSE, 1980).

b) Culture minimale et en ligne

En culture minimale (minimum tillage), le sol est travaillé une seule fois au semis par un instrument qui laboure et sème à la fois.

La culture en ligne (coultter opener planting) est une culture en "mini-bandes" puisque seuls des disques crénelés ouvrent le sillon (5 à 8 cm travaillés au maximum). Ces méthodes sont efficaces pour lutter contre l'érosion mais donnent des rendements inférieurs à ceux obtenus avec les méthodes classiques. Le premier système, parce que la levée se fait mal dans une terre soulevée, le second, parce que la terre non travaillée n'emmagine pas bien l'eau (SCET-Tunisie, 1980).

c) Terrassement et contrôle de l'érosion

Les travaux hydrotechniques de protection ne peuvent être entamés que s'ils sont justifiés économiquement et que si d'autres travaux se sont révélés inefficaces (UNESCO, 1982 ; CEMAGREF, 1981).

Le système de terrasses occupe 10 à 20 % de la surface totale cultivable. Ceci dépend du relief et de la nature du sol. Il est conçu pour réduire l'érosion du sol à un niveau acceptable (LAL, 1982).

Le terrassement est une opération qui doit être bien faite parce que toute destruction ne peut engendrer qu'une situation plus grave. L'unité élémentaire d'un réseau de terrasses est comprise entre deux courbes de niveau, matérialisées par deux banquettes dont l'une,

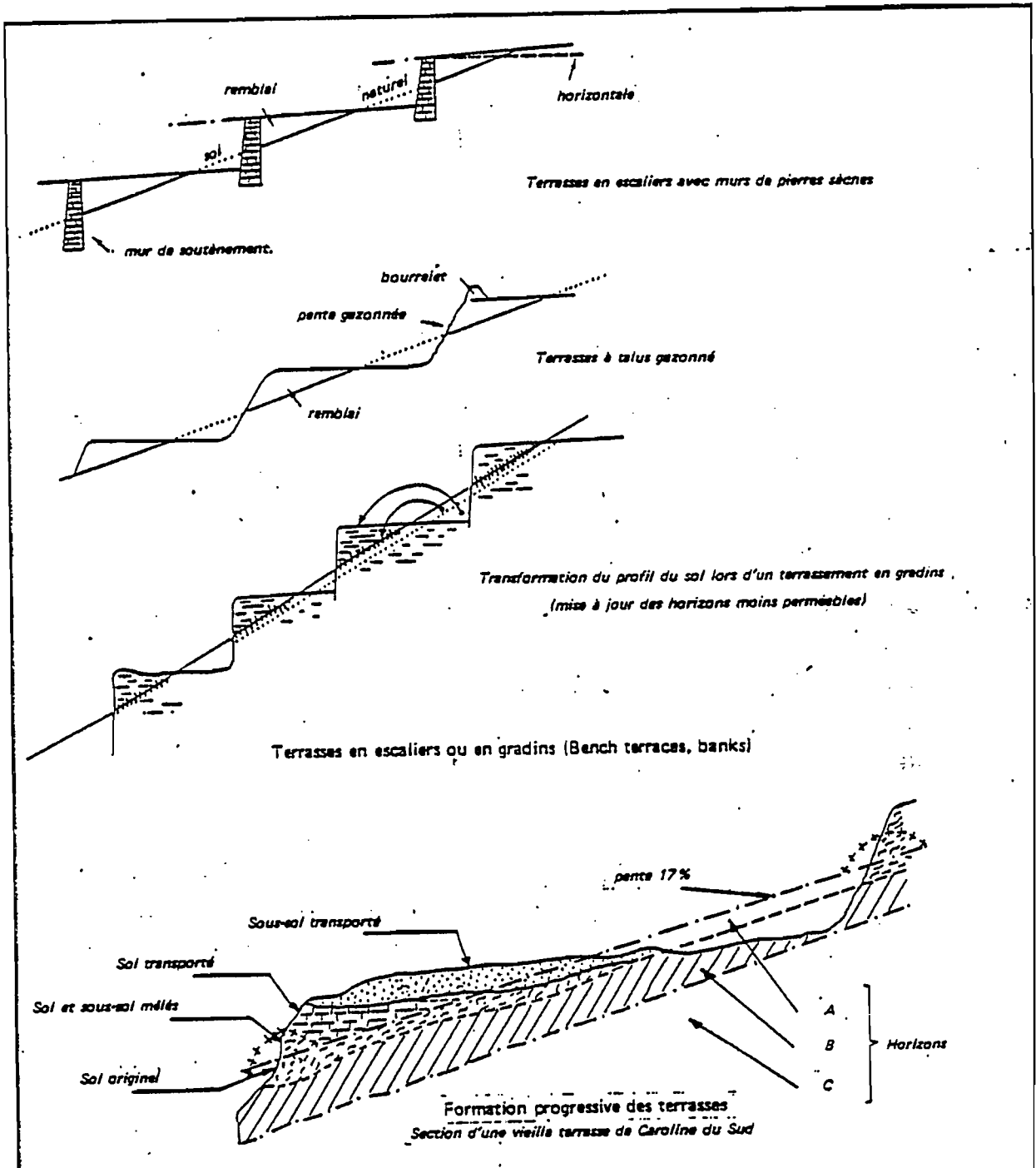


Fig. 11 RESEAUX DE TERRASSES

d'après COMBEAU, (1977)

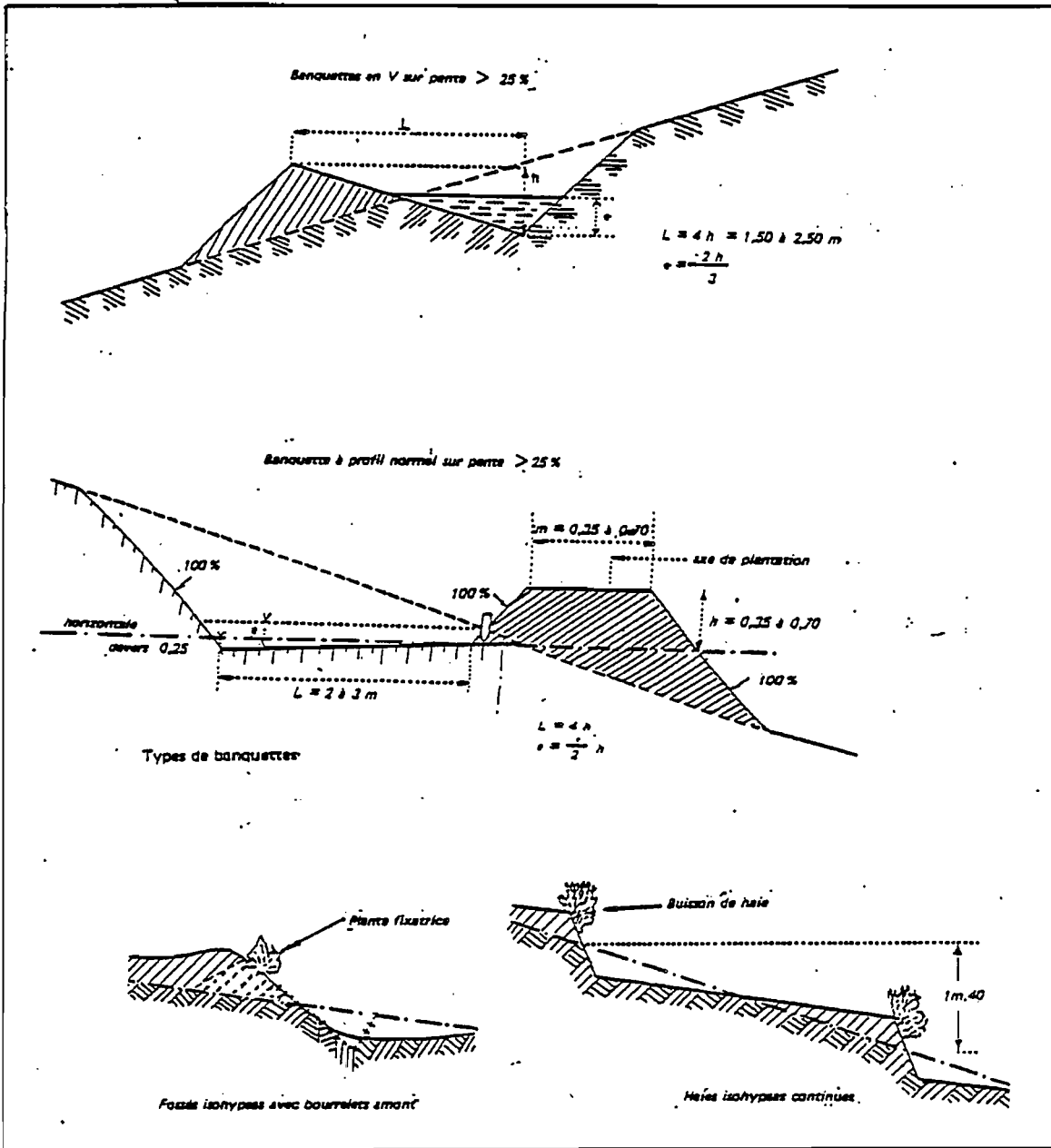


Fig. 12 BANQUETTES ET FOSSES ISOHYPSES

D'après COMBEAU, (1977).

en haut, assure la protection amont tandis que l'autre, en bas, intercepte les eaux de ruissellement (GRECO, 1966).

Ce sont les pointes dangereuses des orages exceptionnels qui doivent être prises en compte pour l'établissement des normes répondant à des conditions de sécurité de valeur générale (GRECO, 1978). Des formules ont été établies et relient la dénivelée (H) entre deux banquettes et la pente (P) du bassin.

- En Algérie, SACCARDY établit la formule

$$\frac{H^3}{P} = 260 \pm 10$$

P < 25 %

sols ni marneux, ni sableux

- En Tunisie, c'est la formule de BUGEAT qui est utilisée :

$$H = 2.2 \times (8P)$$

- Dans certaines régions des Etats-Unis, on utilise la formule de WASHINGTON :

$$H = \left(0.58 + \frac{P}{1.7}\right) \times 0.305$$

- Toujours aux Etats-Unis, pour des terres assez filtrantes et pour des pentes < 20 %, on peut utiliser les formules de RAMSER :

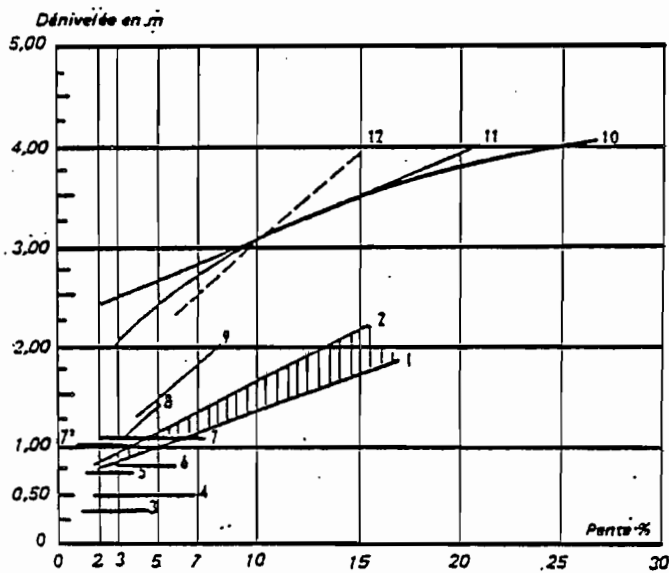
$$H = \left(2 + \frac{P}{4}\right) \times 0.305$$

érosion faible

$$H = (a + bP) \times 0.305$$

érosion forte

où a et b sont fonction des régions.



Dénivelées de divers ouvrages

- 1 - Utilisation de la formule de RAMSER
 $H = 0,30 \left(2 - \frac{P}{4} \right)$ au Congo et en Guinée
- 2 - Utilisation de la formule de RAMSER
 $H = 0,305 \left(2 - \frac{P}{3} \right)$ en conditions moins dangereuses
- 3 - Sols très érodés ; écartement très réduit,
 Haute-Volta (Ouahigouya) Mali (Sikasso)
- 4 - Autre proposition pour Haute-Volta (Ouahigouya)
- 5 - Autre proposition pour Haute-Volta (Boulbi)
- 6 - 7 - 7b - 8 - Propositions diverses pour Boukambé
 (Dahomey)
- 7 bis - Banquettes de Dabou (Côte d'Ivoire)
 et haies isohyopes
- 9 - Formule de RAMSER modifiée (Afrique du sud)
- 10 - Formule de SACCARDY (Algérie)
 $H^3 = 260 p - 10$
- 11 - Formule de BUGÉAT (Tunisie)
 $H = 2,20 - 8 p$
- 12 - Formule de l'État de Washington (U.S.A.)
 $H = 0,305 \left(0,58 - \frac{P}{1,7} \right)$

- Dans la région de MISSOURI-OHIO, on propose :

$$H = \left(2 + \frac{P}{2} \right) \times 0.305$$

Selon les caractéristiques pédologiques et climatiques des régions, on distingue deux systèmes de terrassement : le système de diversion, là où les sols sont lourds et imperméables. Il est destiné à faire évacuer les eaux de ruissellement vers les exutoires naturels. Le second système est construit pour absorber les eaux de pluie quand la région souffre d'un manque de précipitations. Ceci n'est possible que quand les sols sont légers et perméables (COMBEAU, 1977).

d) Aménagement des zones montagneuses à climat aride - les jessours

Le sud tunisien est caractérisé par une pluviométrie très faible et mal répartie. Les rares précipitations annuelles se produisent souvent d'une façon agressive, causant une forte dégradation du sol et un pourcentage de ruissellement si élevé que l'infiltration est pratiquement nulle. Ce qui laisse la végétation, si elle réussit à survivre, sans réserves d'eau. La disparition de la végétation, ajoutée au surpâturage, au défrichage et au labour effectué à la suite des pluies d'automne, met le sol dans une situation alarmante (pertes estimées à $10 \text{ tonnes} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$).

Une des principales actions entreprises est l'aménagement de la chaîne montagneuse de Matmata (sud-est tunisien) par de petits barrages de pierres sèches appelées "Jessours".

Les "jessours" sont des ouvrages traditionnels réalisés depuis très longtemps dans ces régions insuffisamment pluvieuses, où la moindre goutte d'eau doit être utilisée. Ils sont construits en pierres sèches ou taillées, ayant une forme plane ou courbée. Les "jessours" sont construits verticalement et perpendiculairement au sens des cours d'eau, aux endroits les plus resserrés des ravins, mais, précédés d'un élargissement à l'amont pour augmenter le volume de la

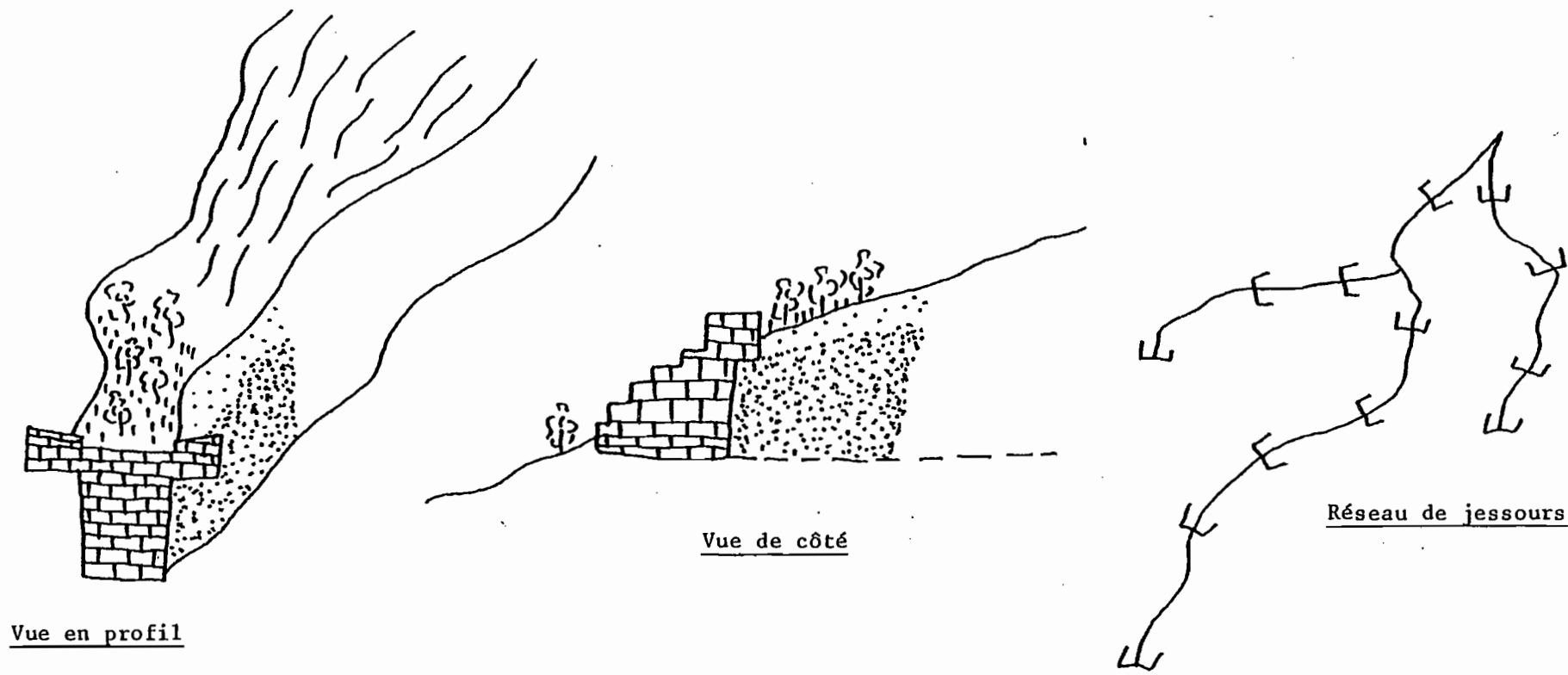


Fig. 13 LES JESSOURS DU SUD-EST TUNISIEN

d'après H. HIZEM, cours conservation des eaux et sols, 1982

retenue. Ils formeront une accumulation des sols fertiles dont l'épaisseur augmente sans cesse par l'apport d'alluvions nouvelles à chaque précipitation.

L'aval du "jessour" est ancré dans les berges et aménagé sous forme d'escalier (figure 10). Ainsi, les agriculteurs ont pu passer de quelques plantations hasardeuses à des cultures fruitières et fourragères, telles que l'olivier de table, l'amandier, le palmier dattier, l'acacia et l'orge (H. HIZEM, cours conservation des eaux et sols, 1982).

Outre leurs actions directes sur la vie végétale, les "jessours" ont permis de corriger et stabiliser des ravines par fonctionnement des cours d'eau. Ils ont permis d'augmenter la retention des terres emportées et le temps de séjour des eaux de surface d'où une bonne alimentation des nappes souterraines.

e) Les grands ouvrages hydrauliques

L'eau en ruisselant sur des pentes lisses et concaves, ronge la couche arable du sol et cause sa perte. La majeure partie de l'eau est perdue dans les exutoires. La construction des lacs collinaires et des barrages permet de contrôler ces effets néfastes et d'apporter l'eau sur les champs cultivés au temps opportun et à la dose nécessaire en fonction des besoins des espèces végétales, de la saison et des caractéristiques hydrodynamiques des sols (TREGUBOV, 1982).

A partir des barrages, l'eau est desservie d'une façon contrôlée, ce qui nous donne la possibilité de freiner l'élargissement des lits d'oueds et éviter l'inondation des berges, qui sont généralement cultivées, pendant les périodes de crues. Il faut prendre garde cependant, à ne pas perdre trop d'eau par évaporation sur la retenue (rapport surface/volume).

IX.3. Effets secondaires de l'irrigation

Dans certaines régions où les pluies sont abondantes et où, par conséquent les plantes ne souffrent pas de la sécheresse, on pratique encore l'irrigation parce que ses effets accessoires provoquent des accroissements de récoltes et entretiennent le support terre.

a) Action oxydante des eaux et épuration du sol

L'action mécanique est le résultat de la saturation de la couche supérieure du sol par l'eau qui en chasse l'air chargé en gaz carbonique puis, après infiltration en profondeur ou évaporation, l'eau est remplacée par l'air frais et on obtient une bonne aération du sol (POIREE et OLLIER, 1957).

L'arrosage a aussi une action chimique bienfaisante. L'eau courante dissout les gaz constitutifs de l'air (oxygène et azote) et, en s'infiltrant, cède son oxygène et se charge en CO_2 , accélérant ainsi les phénomènes de combustion, notamment la nitrification. Cette action est nette quand le sol contient une bonne proportion de matières organiques.

L'eau d'arrosage épure également le sol en entraînant dans les colatures les déchets de combustion des matières organiques sous forme de CO_2 et de H_2SO_4 . Les sels nuisibles sont également éliminés.

Le pouvoir oxydant de l'eau s'accroît avec la température. Il est donc plus intense en été, et on enregistre un appauvrissement exagéré du sol en matières organiques d'où la nécessité d'un arrosage sur fumures abondantes.

b) Apport de matières fertilisantes

Les eaux d'irrigation peuvent avoir une action fertilisante sur le sol grâce aux matières qu'elles contiennent en suspension ou en dissolution. Les cours d'eau sont chargés de limons en quantités variables avec la nature du terrain qui constitue leur bassin versant

et de la vitesse d'écoulement et dont la composition est également différente avec les roches d'origine.

c) Action calorifique des eaux d'irrigation

On a constaté depuis longtemps que la végétation des prairies irriguées est toujours en avance sur celle des prés non irrigués. Une mince lame d'eau qui ruisselle protège les racines contre le froid et le gel. C'est pour cela qu'il est toujours bénéfique, si les ressources le permettent, d'irriguer en automne et de poursuivre au printemps, même s'il n'y a pas de problèmes de sécheresse.

Les eaux froides ont, au contraire, des effets nuisibles sur les plantes qui flétrissent. On pratique, dans ce cas, un arrosage de nuit ou on réchauffe l'eau en la faisant couler dans des rigoles en plein soleil.

Ainsi, on voit qu'une irrigation rationnelle apportée en temps opportun accélère la croissance d'une plante et entretient la composition du sol. Deux paramètres fondamentaux pour la stabilité d'un terrain.

IX.4. Le drainage agricole

Le drainage permet une intensification de la production agricole en favorisant l'accès au champ. La maîtrise de l'élaboration du rendement des cultures et la réduction des charges d'exploitation.

Le drainage des terrains hydromorphes vise à une réduction de la durée de saturation hydrique des sols par une modification de l'écoulement des eaux.

Le drainage superficiel, par fossés à écoulement à l'air libre favorise le ruissellement organisé au détriment des submersions prolongées. Par contre, le drainage souterrain, par files de drains enterrées, a pour but de favoriser l'infiltration dans le sol au détriment du ruissellement. L'eau infiltrée a un cheminement complexe jusqu'aux drains ; ce cheminement dépend du type de sol, son état structural, le mode de drainage et des caractéristiques de ce-

li-ci. Dans la mesure où le drainage limite le ruissellement, il réduit l'érosion du sol (UNESCO-PNUD, 1970 ; CEMAGREF, 1982 ; KAPFER, 1983).

Le drainage agricole a des effets particuliers sur le flux des nitrates et autres éléments de qualité des eaux, réduisant le risque de pollution après les apports de pesticides et d'engrais.

Parfois, le drainage est nécessaire même en absence d'irrigations ou de pluies : sous climat désertique où, bien que la nappe soit à 2-3 m de profondeur, elle peut saler le sol par remontée capillaire à vitesse réduite mais continuellement (UNESCO-PNUD, 1970).

X. CONCLUSION GENERALE A L'EROSION HYDRIQUE

En observant les traces de l'érosion hydrique, on voit qu'elle se manifeste sous différentes formes. Elle est causée essentiellement par les précipitations et le ruissellement. Les facteurs caractéristiques du sol et du climat influencent l'érosion hydrique dont les processus sont accélérés par l'homme à travers les pratiques agricoles.

L'évaluation des pertes en sol peut se faire en menant des expériences sur parcelles d'érosion ou en s'inspirant des différentes études intégrées des facteurs de l'érosion dont l'application reste limitée aux régions qui ont servi à l'établissement de ce genre de formules.

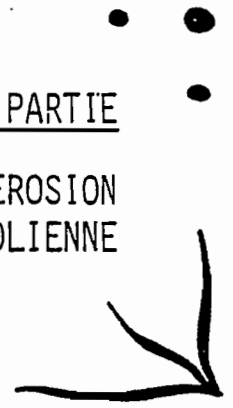
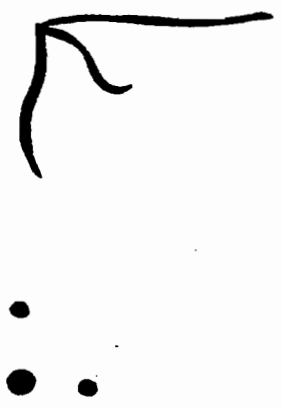
L'utilisation des données de débits solides des cours d'eau est malaisée à cause des dépôts qui se produisent entre les zones d'érosion et les points de mesure ; ou à cause de l'érosion du réseau de drainage lui-même.

L'agronome, disposant des différentes méthodes de protection des sols cultivés, se trouve souvent maître de l'érosion hydrique. En effet, il peut utiliser les procédés biologiques, les ouvrages hydrotechniques de protection, l'irrigation et le drainage pour freiner les phénomènes d'érosion et reconstituer les terres agricoles.

L'eau est le principal agent transporteur des particules solides, mais les vents peuvent aussi endommager les sols : ceci est l'érosion éolienne.

TROISIEME PARTIE

L'EROSION
EOLIENNE



TROISIEME PARTIE

I. INTRODUCTION

L'érosion éolienne se manifeste essentiellement dans les zones situées sous climat semi-aride à aride (moins de 600 mm de pluie avec une saison sèche de cinq mois au moins).

Aux Etats-Unis, la lutte contre l'érosion des sols a pris une importance particulière par suite d'une action spectaculaire des vents dans certaines grandes plaines de ce pays.

La protection des vergers par des haies brise-vents est aussi d'usage ancien dans les grandes plaines ventées. La technique de fixation des dunes est connue depuis près de deux siècles. Cependant, il est pratiquement impossible de séparer l'effet du vent sur la végétation de celui sur le sol.

Les vents ont toujours joué un rôle très important aux époques géologiques. En effet, en balayant des surfaces desséchées, le vent se charge de particules fines qui lui donnent un pouvoir abrasif sur les roches se trouvant sur son chemin, participant ainsi au nivellement général. A la longue, le vent finit par déposer les éléments transportés et participe à la formation des dunes.

II. CAUSES DE L'EROSION EOLIENNE

II.1. Le vent

La vitesse du vent au niveau du sol est pratiquement nulle. Au dessous de 2 à 3 mm, la circulation de l'air est laminaire. On trouve ensuite la couche turbulente dont les mouvements provoquent le déplacement des particules. On peut considérer que la vitesse moyenne du vent augmente comme le logarithme de la hauteur.

- les particules de diamètre 0.1 mm atteignent une vitesse de 15 km.h^{-1} , à 30 cm au dessous du sol ;
- les particules plus grosses dépassent 20 km.h^{-1} à la même hauteur (COMBEAU, 1977).

II.2. La nature et l'état de la végétation

La végétation donne une certaine cohésion à la surface du sol et s'oppose à l'effet avalanche. En zone méditerranéenne ou tropicale, la récolte intervient au début de la saison sèche et laisse le sol à découvert lors de la période critique.

II.2. La nature et l'état du sol

Les sols les plus sensibles à l'érosion éolienne sont les plus meubles, secs et à structure particulière. Ils sont souvent riches en sables fins, assez pauvres en argile et en matière organique. De tels sols sont fréquents en zone semi-aride (sols ferrugineux tropicaux et certains sols isohumiques).

III. LES EFFETS DE L'EROSION EOLIENNE

III.1. Action du vent sur la végétation

Le vent a diverses actions sur la végétation bienfaisantes, certes, mais aussi

Il a une action mécanique : là où il souffle régulièrement, les arbres sont déformés sur un côté (arbres en drapeau).

Le mouvement des masses d'air assure une réalimentation de l'atmosphère en gaz carbonique mais aussi, augmente l'évapotranspiration des plantes. Quand l'évapotranspiration n'est pas compensée par une succion suffisante de l'eau par les racines, les stomates se renferment sur elles-mêmes. Les échanges gazeux (CO_2 , O_2) sont freinés et la possibilité d'élaboration de la matière sèche par la photosynthèse diminue. Le sol, soumis à l'action du vent donc

à l'évapotranspiration potentielle, va arriver à un maximum de dessèchement. Les réserves facilement utilisables par la plante sont réduites. Les végétaux sont obligés d'augmenter leur potentiel de succion, ce qui inhibe leur croissance normale.

Le vent, chargé de particules fines, de graines et d'insectes affaiblit la plante et parfois l'effeuille. Par vent violent, la fécondation se fait mal.

III.2. Action du vent sur le sol

Deux processus viennent en conséquence causant la perte de sol par les mouvements de l'air : il y a d'abord désagrégation des mottes desséchées. Les éléments fins sont détachés et augmentent l'action abrasive du vent. Le sol perd son agrégation et sa structure.

Les particules étant détachées du sol, elles sont transportées par le vent. Ce transport se fait de trois façons suivant leurs dimensions (GRECO, 1978).

Le transport par saltation ou bondissement : 50 à 70 % des particules de 0.05 à 0.5 mm sont ainsi transportées par des bonds successifs ne dépassant pas 0.30 mètre.

Le transport par reptation ou glissement ou roulement : le mouvement se fait au ras du sol et concerne des particules plus grossières. 5 à 25 % du total est ainsi transporté.

Le transport par suspension : la suspension correspond au flottement des particules fines dans l'air. Le mouvement est souvent déclenché par l'impact des particules en saltation. Les particules sableuses sont entraînées par le mouvement ascendant des masses d'air et peuvent gagner une grande altitude (particules de 1 mm de diamètre pour des vitesses de 30 à 40 km.h⁻¹). A mesure que le processus gagne du terrain dans le sens du vent, la masse des particules fines augmente et engendre une avalanche. Ainsi, le phénomène atteint son maximum à des distances de plus en plus courtes.

La susceptibilité du sol à l'érosion éolienne est en rapport avec son état d'humidité (les sols humides sont moins facilement emportés) et de sa rugosité (les sols plus couverts de mottes en surface sont moins attaqués). Cette susceptibilité dépend aussi de la vitesse du vent et de son pouvoir évaporant.

IV. PROTECTION DES TERRES CULTIVEES

IV.1. Les brise-vents protecteurs

Tout dispositif destiné à protéger les cultures contre les effets du vent est appelé brise-vent.

Un brise-vent doit être orienté perpendiculairement à la direction des vents les plus fréquents, établi selon un plan judicieux et maintenu constamment dans un état optimum. En effet, le vent peut changer de direction et la ligne d'arbres établie dans une seule direction s'avère insuffisante, voire dangereuse car elle détournerait le vent dans l'autre direction et causerait des tourbillons intenses de masses d'air (GRECO, 1978).

La haie de brise-vent permet une réduction de la vitesse du vent. Cette protection dépend de la perméabilité de la ligne d'arbres et sa hauteur (figure 11). En effet, la zone protégée s'étend sur 10 à 12 fois la hauteur de la haie qui doit être modérément perméable et dense. L'optimum de perméabilité se situe vers 40 à 50 % de vides.

Il faut presque toujours plusieurs lignes d'arbres parallèles pour freiner le mouvement des masses d'air. Dans ce cas, l'écartement doit être de 15 à 20 fois la hauteur.

Les brise-vents réduisent la surface exploitable de 16 %. Les agriculteurs ne tolèrent pas que leur champ soit restreint donc il faut arriver à leur prouver que les pertes en rendement et en sol, quand les parcelles sont mal protégées, dépassent de loin celles où l'on a opté pour les brise-vents. Ceci est possible si on arrive à faire un bon compromis entre les qualités des arbres : hauteur suffisante, croissance rapide, encombrement réduit,

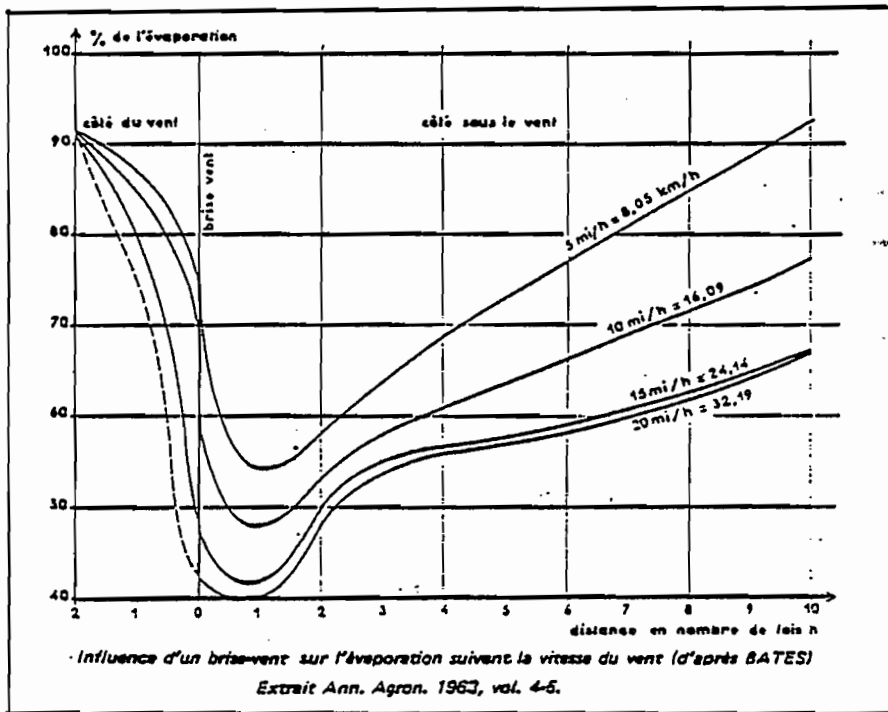
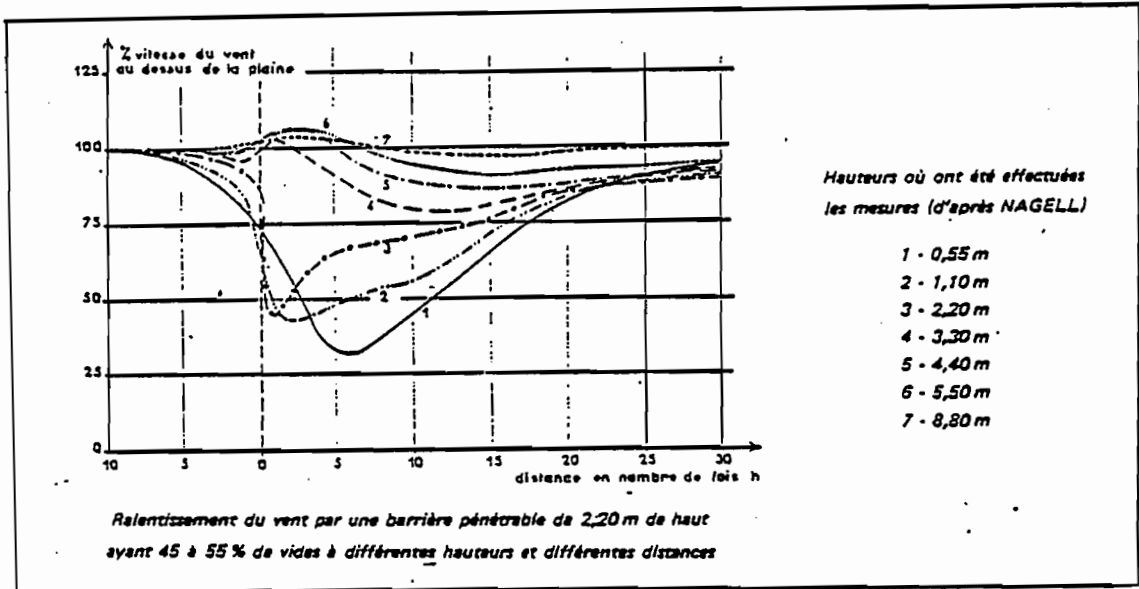
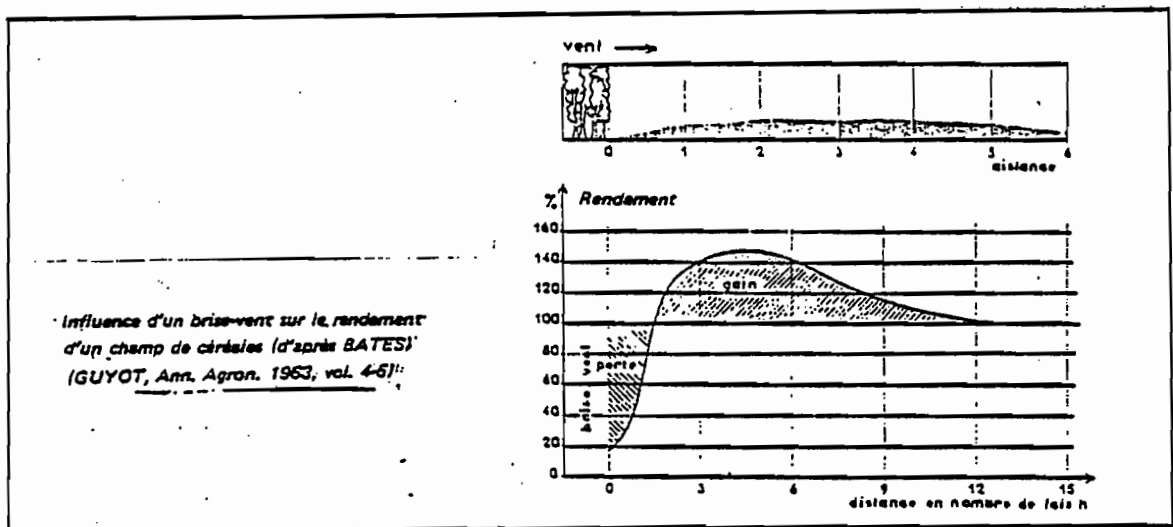


Figure 14.



feuilles persistantes, concurrence racinaire limitée et un bois non cassant.

Les essences les plus courantes sont le cyprès, le tamaris, l'eucalyptus, le casuarina, et l'acacia (COMBEAU, 1977).

IV.2. Les autres procédés de protection

Les cultures qui couvrent le sol durant longtemps sont très efficaces pour le protéger contre les effets néfastes du vent. C'est une méthode qui peut être renforcée par le semis en ligne perpendiculairement au vent.

Après les récoltes, les chaumes, les pailles et les fanes sont laissées à la surface du sol, pour augmenter sa rugosité et assurer sa protection.

L'utilisation des charrues à disques dans les régions particulièrement ventées, est une méthode à abandonner pour laisser place au labour des charrues à socs.

V. PROBLEME DES DUNES

Sur les côtes maritimes plates et basses, le vent accumule le sable en monticules mouvants appelés : dunes. Pour qu'il y ait formation des dunes, il faut un gros volume de sable, que cela soit pour les dunes maritimes, dû à l'apport des cours d'eau débouchant sur le littoral, ou bien pour les dunes sahariennes, dû à l'apport des vents du sud.

En absence d'obstacles efficaces et stables, les vents rasants déplacent les masses dunaires. Les tempêtes se répètent et les nouveaux apports de sable se déplacent dans la direction du vent. Dans la région de Essaouira-Safi (Maroc), des dunes de 4 à 5 mètres de hauteur, avancent de 150 mètres par an (GRECO, 1978).

Il faut essayer de stopper le phénomène d'ensablement en contribuant à la formation de dunes artificielles en face du vent. On commence par construire des plaques de ciment non jointives, des palplanches ou planter des espèces végétales particulièrement bien adaptées au sols sablonneux. Le vent

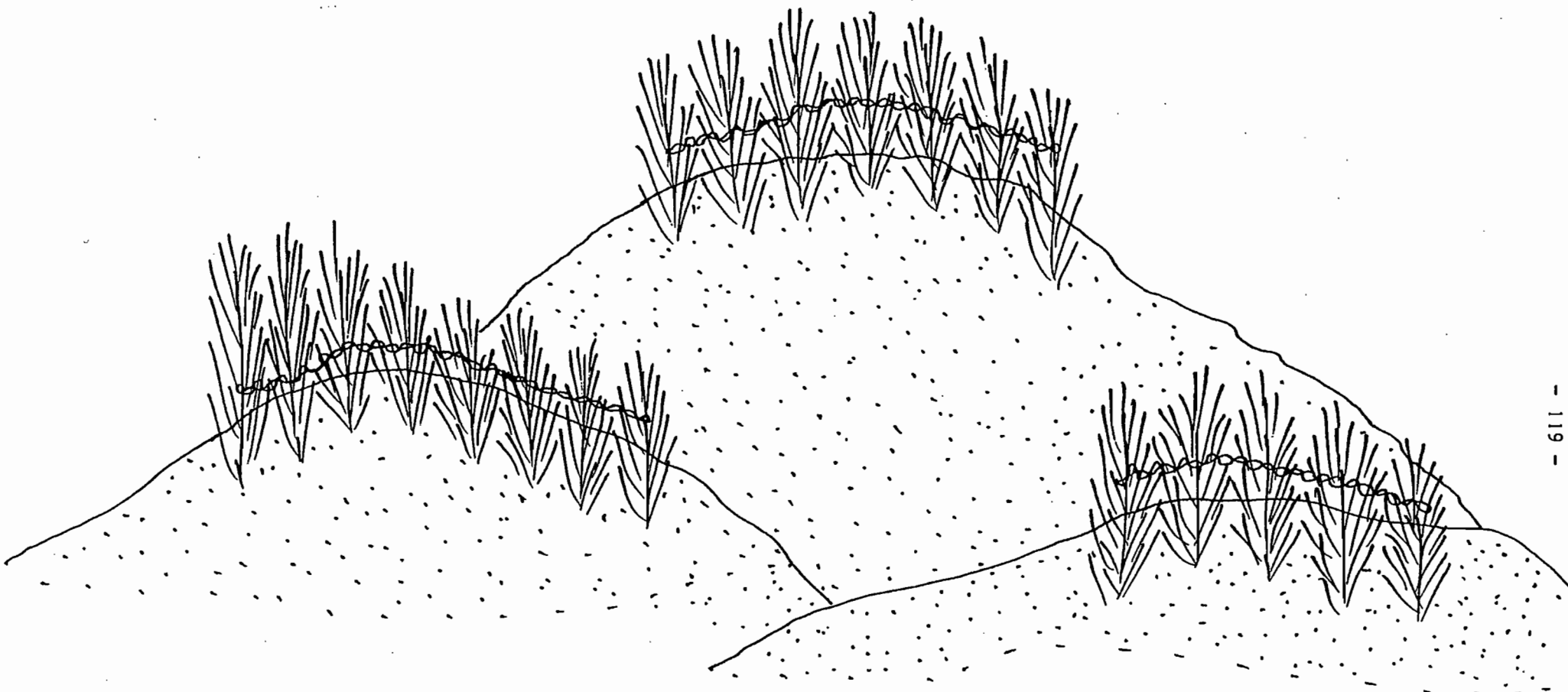


Fig. 15 Technique de protection contre les apports de sable

heurte ces obstacles, dépose son chargement petit à petit au cours du temps jusqu'à la formation des dunes stabilisées.

Au Sud-Ouest de la Tunisie, on construit des murs de rameaux de palmier, intercalés en long et en large pour être sûr que la majorité des apports est retenue (figure 12.).

VI. CONCLUSION A L'EROSION EOLIENNE

Les caractéristiques granulométriques et physiques du sol, les conditions climatiques et l'état d'humectation conditionnent l'érosion du sol sous l'action du vent.

On n'a pas de procédés hydrotechniques ou des grands ouvrages d'art pour lutter contre l'érosion éolienne. Les procédés biologiques, sous forme d'espèces végétales cultivées pour la consommation ou pour la protection des parcelles, sont moins chers et plus efficaces s'ils sont bien entretenus.

Il semble que le passage du vent peut être accompagné d'éléments absorbés par les particules du sol, et que le ruissellement emporte, des éléments dissouts dans l'eau. D'où le phénomène d'érosion chimique.



QUATRIEME PARTIE

L'EROSION
CHIMIQUE



QUATRIEME PARTIE

I. INTRODUCTION

Les pertes en eau et en sols ne sont pas les seules conséquences à craindre. Des quantités énormes d'éléments nutritifs migrent, soit par absorption aux terres érodées, soit dissoutes dans les eaux de ruissellement (ROOSE et ASSELINE, 1978).

II. DETERMINATION DE L'EROSION CHIMIQUE

Si on désigne par :

- C_d : concentration en matières dissoutes (mg.l^{-1}) ou (Kg.m^{-3}) ou (méquivalents. l^{-1})
 Q_d : débit solide de matières dissoutes (Kg.s^{-1}) ou (tonnes. s^{-1})
 Q : débit liquide ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)
 E_d : érosion spécifique annuelle en matières dissoutes ($\text{Kg.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$) ou ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)

On obtient les relations suivantes :

$$Q_d = C_d \cdot Q$$

$$E_d = \frac{\int_0^t Q_d \cdot dt}{A} \quad \text{avec } A : \text{superficie du bassin versant}$$

L'érosion chimique se mesure par la détermination du débit solide à l'exutoire du bassin versant. On prélève des échantillons pour mesurer la concentration en ions majeurs : Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , $\text{CO}_3^{=}$, $\text{SO}_4^{=}$ et NO_3^- . On peut aussi faire des mesures directes de la conductivité électrique de l'eau avec des électrodes spécifiques afin de déterminer le degré de minéralisation de l'eau.

Les éléments mineurs (traces) sont difficiles à détecter, mais la si-

lice est parfois abondante sous forme dissoute ou colloïdale (COLOMBANI, cours DEA, 1983).

La mesure d'une certaine masse de matières dissoutes sous forme d'ions à l'exutoire d'un bassin versant ne peut qu'estimer la quantité réellement exportée car l'eau de pluie est chargée en CO_2 , parfois de SO_2 , ce qui permet l'attaque des roches.

III. L'AZOTE TOTAL

Les nitrates tendent à être la forme principale de l'azote dans les eaux de surface. Cependant, NH_4^+ est la forme préférée du plancton pour être assimilée. Les nitrates peuvent être utilisés par la plupart des plantes. L'azote permet d'augmenter la fertilité des sols.

III.1. Nature du problème

Les pratiques culturales sont pour beaucoup à l'origine des transferts des nitrates du sol vers l'eau. L'eau de ruissellement dissout les nitrates et les amène dans les rivières et les lacs. Ceci, explique la bonne relation qui existe entre le ruissellement et l'augmentation des nitrates dans les rivières (MONTIEL, cours DEA, 1984).

Les nitrates sont aussi entraînés par les eaux souterraines. Ils traversent la zone insaturée et arrivent à la nappe d'eau.

III.2. Pertes de l'azote par les sols

La plus grande partie de l'azote pris par les plantes est éliminée par les récoltes. Dans le cas des céréales, une partie de l'azote reste dans la paille et les chaumes. D'où l'intérêt de pratiquer le mulch pour réduire les pertes en azote.

On a constaté que dans les eaux de ruissellement sur sol nu, les pertes en azote total sont de loin inférieures à celles mesurées sous culture. Les pertes sont plus importantes quand la pente est accentuée et augmentent sur les

parcelles où les résidus sont brûlés : 20 Kg de N.ha⁻¹.an⁻¹ (MONTIEL, cours DEA, 1984 ; ROOSE et ASSELINE, 1978).

Après pulvérisation des engrais azotés, seules les parcelles sur lesquelles le ruissellement est élevé, connaissent des pertes significatives en azote. Ce sont les parcelles où les résidus ont été brûlés (pertes 13 % des apports), et puis celles où les résidus ont été enfouis dans le sol (pertes de 6 % des apports sur une pente de 20 %).

Les eaux de drainage sont riches en nitrates à cause de leur grande solubilité dans l'eau. Les eaux de ruissellement ont moins de temps de contact avec les nitrates et on a donc des concentrations plus faibles.

Les pertes dépendent de la quantité des nitrates disponibles dans le sol. Pour les forêts, on estime les pertes à 60 Kg de N.ha⁻¹ et par an, alors que pour les sols cultivés, on peut atteindre 150 Kg de N.ha⁻¹.an⁻¹ (MONTIEL, cours DEA, 1984).

III.3. Influence de l'agriculture sur l'entrée des dérivés azotés dans le sol.

Plusieurs pratiques culturales permettent l'entrée de l'azote dans les sols ou, au contraire, favorisent sa sortie. L'application des engrais organiques ou inorganiques sert à augmenter le rendement des récoltes ; facteur permettant une grande surface du sol protégée contre divers agents érosifs.

La culture des légumineuses est une méthode qui réduit les pertes du sol en azote. En effet, les légumineuses sont des plantes d'assolement enrichissantes et nettoyantes qui permettent la fixation de l'azote.

L'aération du sol intensifie la nitrification de la matière organique. Les labours profonds changent complètement les équilibres antérieurs et augmentent les pertes d'azote.

Les doses d'arrosage doivent être apportées au temps opportun pour ne pas coïncider avec des fortes précipitations. Ceci augmente le lessivage du sol en nitrates.

Le drainage des sols argileux augmente le taux d'oxygène dans le sol et réduit les phénomènes de dénitrification.

III.4. Critères d'application des engrais azotés

Nous avons une relation entre le rendement à l'hectare et la quantité d'azote à apporter (MONTIEL, cours DEA, 1984) :

Espèce cultivée	Rendement Q.ha ⁻¹	Besoin en azote Kg.ha ⁻¹	Engrais nécessaires Kg.ha ⁻¹
Blé - maïs	70	180	100 à 200
Orge - avoine	50	110	100 à 130
Colza	30	160	120 à 200
Patates	300	140	100 à 160
Betterave	500	200	120 à 200

IV. LA SILICE

Dans le sols, la dissolution de la silice n'est pas régie que par la solubilité, mais aussi par la teneur en matières organiques du sol et les minéraux présents. La présence des matières organiques (acide alginique, ATP et amino-acides) augmente la solubilité de la silice.

Certains éléments comme Al, Fe, Mg, Ca, Ag, Cu, Pb et Hg retardent et même inhibent la solubilité de la silice : 20 mg.l⁻¹ de Al³⁺ réduisent la solubilité de la silice amorphe à 7 mg.l⁻¹, et 100 mg.l⁻¹ la réduisant à 0.5mg.l⁻¹ (MONTIEL, cours DEA, 1984).

V. LE POTASSIUM

Dans les eaux de ruissellement, les plus fortes teneurs s'observent en début d'écoulement, ensuite baissent rapidement.

Après pulvérisation des engrais potassiques, on a observé des pertes similaires à celles de l'azote : 14 % des apports sur brulis et 7.4 % sur le traitement résidus enfouis, sur 20 % de pente (ROOSE et ASSELINE, 1978).

VI. LE CALCIUM ET LE MAGNESIUM

Avant et après la pulvérisation des engrais azotés et potassique, on observe une augmentation faible, mais nette, du calcium et du magnésium dans les eaux de ruissellement, alors qu'il n'y a eu aucun apport. ROOSE et GODEFROY (1967) ont observé des phénomènes semblables dans les eaux drainées dans les colatures lors des épandages d'engrais sous bananeraies.

Il semble donc que la pulvérisation des engrais acides puisse chasser certains cations du feuillage ou de la surface du sol.

VII. TRANSPORT DES SELS DURANT LE LESSIVAGE DU SOL

La dissolution d'un sel dans l'eau infiltrée est régie par l'équation de GARDNER (1965) et BRESLER (1981) :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - V \cdot \frac{\partial C}{\partial z}$$

où C : concentration de l'eau en sel dissout

t : temps de transfert

D : coefficient de dispersion

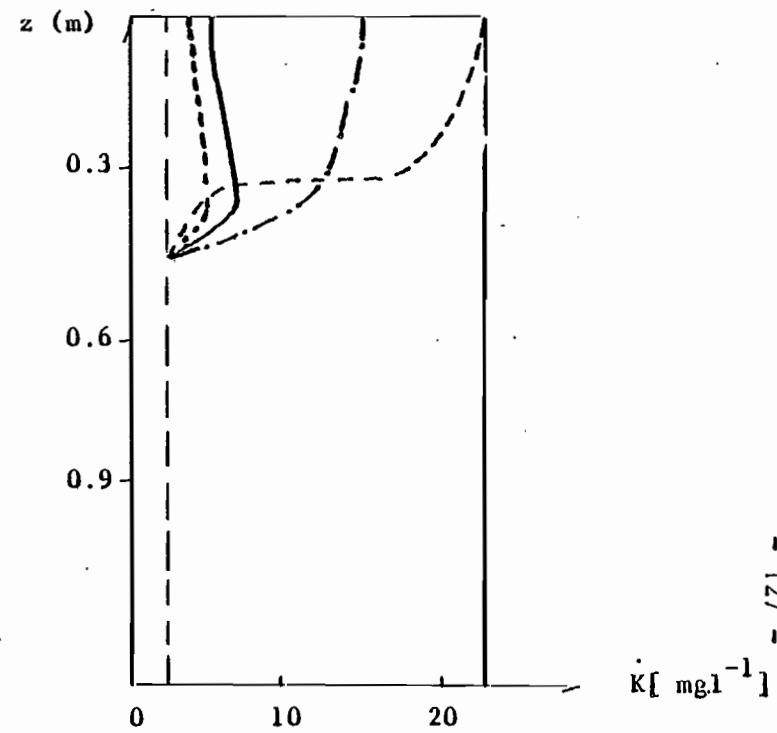
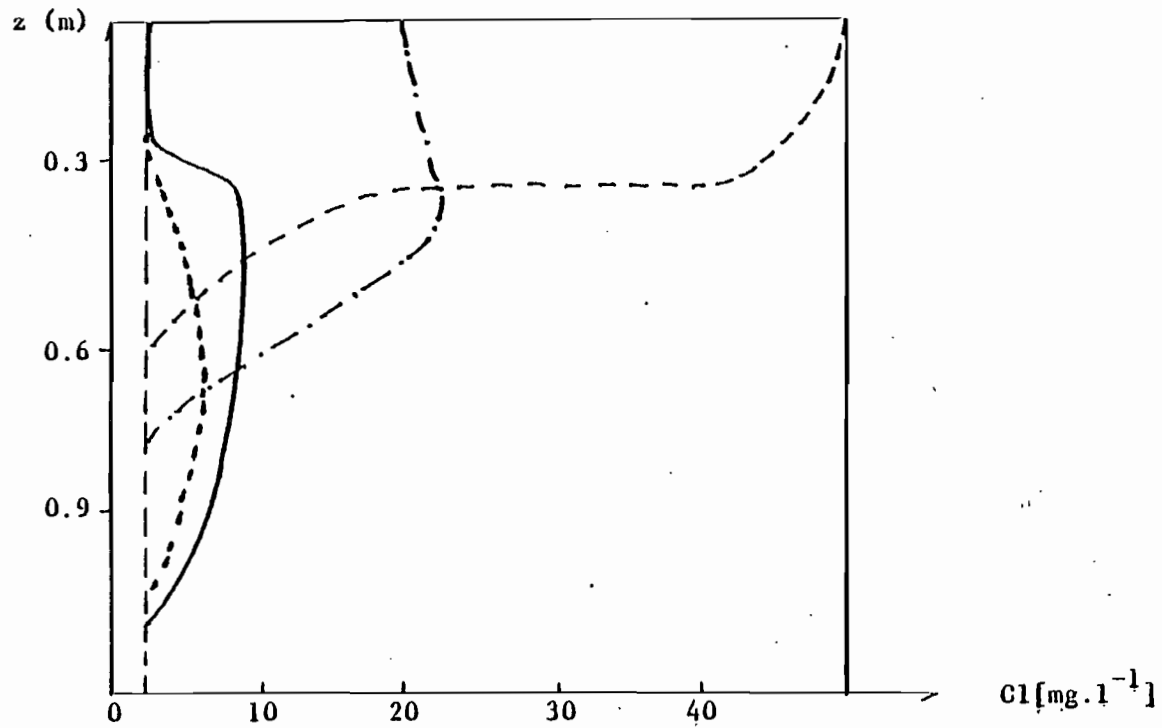
z : profondeur d'infiltration

V : vitesse d'infiltration.

La validité de l'équation est confirmée par WESTELAAR (1962) et See GARDNER (1965) après études sur le mouvement des nitrates dans des sols irrigués.

La même question a été utilisée par TALSMA (1967) pour étudier le transfert bidimensionnel des chlorures. Ses résultats sont confirmés par des modèles établis par JURY (1975).

Dans une étude récente faite par TALSMA et al. (1980), on a injecté 90 Kg.ha^{-1} de solution de Kcl sur des parcelles irriguées près du bassin versant de Picadilly (Etats Unis) afin d'étudier le flux de transfert du chlore et du potassium en fonction de la profondeur du sol et la lame d'eau drainée. Les résultats sont comme suit (figure 16 ; TALSMA, 1981). Quand la lame d'eau drainée augmente, le transfert des chlorures et du potassium se fait plus en profondeur et s'accompagne d'une dilution considérable (4 à 5 fois plus dilués en passant de la surface du sol à 1.20 m de profondeur). Les plantes qui ont une profondeur d'enracinement inférieure à 1.20 m auront du mal à profiter de la présence des chlorures dans le sol. Par contre, jusqu'à 30 cm, elles pourront utiliser facilement le potassium.



Drainage ———— 20 mm
 -.-.-.- 100 mm
 ———— 280 mm
 - - - - 660 mm

Fig. 16 Flux de transfert du chlore et du potassium dans les eaux de drainage

(TALSMA, 1981)

CONCLUSION GENERALE

L'érosion causée par l'eau, tout comme celle causée par le vent, est principalement déterminée par les caractéristiques du sol et les facteurs climatiques.

Les activités agricoles, si elles sont mal ordonnées et mal appropriées, accélèrent l'action des agents érosifs d'une façon remarquable.

Dans les deux cas, les mêmes façons culturales visent à aérer le sol, à augmenter sa cohésion et à le conserver le plus longtemps possible, par des moyens biologiques qui se sont imposés par leur efficacité et leur plus faible coût.

Les ouvrages hydro-techniques et les brise-vents ont le même but. Seulement, les uns freinent le ruissellement de l'eau et les autres, sont destinés à réduire la vitesse du vent au contact du sol.

Les deux moyens de protection doivent être complémentaires et doivent tenir compte des perturbations cycloniques sans tomber dans des cas extrêmes. Quand une région est soumise à la forte action du vent, on a tendance à augmenter l'humidité du sol pour le stabiliser. Mais si après quelques jours, les pluies tombent intensément et qu'on dépasse un certain seuil d'humidité, on soumet le sol à l'autre action érosive : les plantes sont asphyxiées et ne peuvent plus retenir la terre qui, gorgée d'eau, se déplace en masse et en nappe.

Quand le support des racines est gorgé d'eau, le drainage s'impose. Mais, il s'est avéré qu'il s'accompagne de concentrations considérables en éléments dissouts dans l'eau. Donc, il faut chercher un compromis pour assurer une aération moyenne au niveau des racines et un lessivage minimum d'éléments nutritifs de la plante.

On a cité un certain nombre d'équations qui permettent d'évaluer l'érosion spécifique des terres. La validité de ces équations reste strictement limitée aux régions ayant des caractéristiques semblables à celles qui ont

permis d'établir ce genre de formules. Dans chaque pays, et pour toute région on pourra s'inspirer de ces formules pour en établir d'autres dont l'application donnerait des résultats rapprochés des mesures effectivement faites sur terrain. Cependant, les instruments de mesure tels que le mini-simulateur de pluies, les cases d'érosion, et l'infiltromètre Muntz, seraient utilisables dans tout pays, tout en prenant les précautions de vérifier les résultats obtenus et en les adaptant aux conditions du milieu.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] CAMUS H. et BERTHAULT C. ; 1972 : Influence du couvert végétal sur la perméabilité des sols du bassin représentatif du Korhogo (Cote d'Ivoire) ; Cahier ORSTOM, série hydrologie, vol. IX, n° 3, ORSTOM-Paris, 3-13.
- [2] CASENAVE I. ; 1982 ; Le mini-simulateur de pluie : conditions d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures ; cahier ORSTOM, série hydrologie, vol. XIX, n° 4, 1982, ORSTOM-Paris, 207-227.
- [3] CEMAGREF ; 1981 ; Appréciation de l'impact de l'aménagement des terres agricoles sur l'érosion hydrique ; CEMAGREF, Décembre 1981, 1-10.
- [4] CEMAGREF ; 1982 ; Apports solides annuels moyens de petits bassins versants ; Cahier 45 ; Mars 1982, n° 6, 2 pages.
- [5] CEMAGREF ; 1982 ; Influence du drainage agricole sur les cours d'eau et les nappes ; cahier 45, 1982, n° 8, 4 pages.
- [6] COLOMBANI J. ; LAMAGAT J.P. ; et THIEBAUX J. ; 1972 ; Mesure de la perméabilité des sols en place : un nouvel appareil pour la méthode Muntz. Une extension de la méthode Porchet aux sols hétérogènes ; Cahier ORSTOM, série hydrologie, vol. IX, n° 3, ORSTOM-Paris, 1972, 15-23.
- [7] COMBEAU A. ; 1977 ; Erosion et conservation des sols ; ORSTOM-Paris 1977, 85 pages
- [8] FLEMING G. ; 1977 ; The sedimentation problem ; university of Strathclyde, june 1977, 10-81.
- [9] FOURNIER F. ; 1960 ; Climat et érosion, Presses Universitaires de France, Paris, 1960 ; 4-168.
- [10] GRECO J. ; 1966 ; L'érosion, la défense et la restauration des sols (Algérie) ; Alger 1966 ; 393 pages.
- [11] GRECO J. ; 1978 ; La défense des sols contre l'érosion ; Paris 1978, 143-163.
- [12] KAPFER A. ; 1983 ; Contribution à l'étude des techniques culturales sur le ruissellement et l'érosion dans le Faux Perche au moyen de la simulation de pluie. Mémoire de D.E.A., Université de Paris Sud, 1983, 30 - 66.
- [13] KERDI Z. ; 1983 ; Technique de travail du sol et érosion pluviale. Mémoire de DAA, Paris Grignon-1983 ; 34-47.
- [14] LAFFORGUE A. et NAAM E. ; 1976 ; Exemple d'analyse expérimentale des facteurs de ruissellement sous pluies simulées. Cahier ORSTOM, série hydrologie, vol. XIII, n° 3, 1976, 195-237.

- [15] LAL R. ; 1982 ; Effects of slope length and terracing on run off and erosion on a tropical soil. In : recent developments in the explanation and prediction of erosion and sediment yield. AISH publication, n° 137 (at Exeter), July 1982, 23-30.
- [16] MASSON J.M. ; 1976 ; Mesure de l'agressivité des pluies en rapport avec l'érosion des sols. Université des sciences et techniques de Langue- doc, 1976, 1-9.
- [17] MINGTEH Chang., FRANK A. Roth,] [, et ELLIS.V. HUNT, JR ; 1982 ; Sediment production under various forest. Site conditions. In : Recent developments in the explanation and prediction of erosion and sediment yield. AISH publication, n° 137 (at Exeter), July 1982, 13-22.
- [18] PNUD-FAO ; 1971 ; Observation sur la stabilité de la structure des sols de la station de Cherfech. Laboratoire de physique du sol - Tunis, rapport n° 45, Octobre 1971, p. 1-19.
- [19] POIREE M. et OLLIER Ch. ; 1957 ; Irrigation. Editions Eyrolles, Paris 1957 ; 19-131.
- [20] ROCHE M. ; 1963 ; Hydrologie de surface. ORSTOM, Paris 1963, 143-172.
- [21] ROOSE J.E. ; 1971 ; Influence des modifications du milieu naturel sur l'érosion, le bilan hydrique et chimique suite à la mise en cultures. 2-17.
- [22] ROOSE J.E. ; 1980 ; Dynamique actuelle des sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale : étude expérimentale des transferts hydrologiques et biologiques de matières sous végétations naturelles ou cultivées. Thèse docteur Es Sciences, Université d'Orléans, octobre 1980, 105-191.
- [23] ROOSE J.E. et ASSELINE J. ; 1978 ; Mesures des phénomènes d'érosion sous pluies simulées aux cases d'érosion d'Adiopodoumé. Cahier ORSTOM, série pédologie, vol. XVI, n° 1, 1978 ; 43-72.
- [24] SCET - Tunisie ; 1980 ; Erosion par les eaux continentales et transport solide dans les cours d'eaux en Tunisie. Division terres et eaux, 1980 ; 9-29.
- [25] TALSMA T. ; 1981 ; Transport of salts in catchments and soils ; In : Land and Stream salinity. Developments in agricultural Engineering 2, Elsevier scientific publishing compagny, 1981, 103-112.
- [26] TEMPLE P.H. ; 1981 ; Measurements of runoff and soil erosion at an erosion plot scale with particular reference to Tanzania. In : Studies of soil erosion and sedimentation in Tanzania. Bureau of Resource assessment and land use planning - University of Dar Es Salaam - December 1981, 203-219.
- [27] TREGUBOV P.S. ; 1982 ; The development of sheet erosion on intensively used soils. In : Recent developments in the explanation and prediction of erosion and sediment yield. AISH publication, n° 137, (at Exeter), July 1982, 81-87.

- [28] UNESCO, 1982. Sedimentation problems in river basins. International hydrologic program - Project 5.3, edited by W.R. White, 1982, 53-189.
- [29] UNESCO - PNUD ; 1970 ; Recherche et formation en matière d'irrigation avec des eaux salées. Rapport technique - TUNISIE.5, Paris, Août 1970, 29-179.
- [30] VALENTIN C., 1981 ; Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertique (AGADEZ-République du Niger) : dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. Thèse de 3ème cycle - Université Paris VII, Octobre 1981, 1-137.