

Sommaire

INTRODUCTION GENERALE.....	5
PARTIE 1: SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE.....	17
1.1. RAPPELS ET DÉFINITIONS DE L'ÉROSION HYDRIQUE.....	18
1.2. ÉROSION EN NAPPE.....	19
1.2.1. Les symptômes de l'érosion en nappe.....	19
1.2.2. Les formes de l'érosion en nappe	20
1.2.3. Les conséquences de l'érosion en nappe	20
1.3. ÉROSION LINEAIRE.....	20
1.3.1. Formes liés à l'érosion linéaire	21
1.4. ÉROSION EN MASSE.....	22
1.4.1. Les formes d'érosion en masse	23
1.4.1.1. Les glissements lents	23
1.4.1.2. Les glissements rapides	23
1.4.1.3. Les versants moutonnés	23
1.4.1.4. Les coulées boueuses	23
1.4.1.5. Les glissements rotationnels en «coups de cuillère ».....	24
1.4.1.6. Les formes locales.....	24
1.5. UNE TENTATIVE DE MODELISATION : UNIVERSEL SOIL LOOS EQUATION (USLE)	25
1.5.1. Principes	25
1.5.2. Les limites intrinsèques du modèle (USLE).....	26
1.6. FACTEURS D'ÉROSION HYDRIQUE.....	27
1.6.1. Le climat.....	27
1.6.2. La végétation.....	27
1.6.3. L'utilisation des terres	28
1.6.4. La topographie	28
1.6.5. Les sols.....	29
1.7. PROCESSUS D'ÉROSION DES SOLS	29
1.7.1. Impact des pluies sur le processus de détachement	30
1.7.1.1. Le rejaillissement	30
1.7.1.2. La battance	31
1.7.2. Les caractéristiques influençant les processus d'érosion.....	33
1.7.2.1. Caractéristiques des sols	33
1.7.2.2. Les caractéristiques de la pluie	34
1.7.3. L'entraînement des particules par le ruissellement.....	35
1.7.3.1. Les différents types de ruissellement.....	36
1.7.3.2. Trois théories pour expliquer la naissance du ruissellement	37
1.7.3.3 Les facteurs qui font varier le volume ruisselé.....	38
a- la pluie.....	38
b-L'humidité préalable du sol.....	38
c- L'état de la surface du sol.....	38
d- L'inclinaison de la pente.....	40
1.8. ÉCOULEMENT ET ÉROSION.....	40
1.9. ÉVOLUTION DES VALEURS D'INFILTRATION AU COURS DU TEMPS.....	40

PARTIE 2 : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE.....	42
INTRODUCTION	43
2.1. PEDOLOGIE DES MONTS DE TLEMCEN	43
2.2. SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE	45
2.2.2. Contexte juridique.....	45
2.2.3. Aspect physique	47
2.2.3.1. Topographie.....	47
2.2.3.2. Géologie.....	48
2.2.3.3. Pédologie de la zone d'étude	49
2.2.3.3.1. Modèle pédologique retenu pour la forêt de Zariffet	50
2.3. OCCUPATION DU SOL	55
2.3.1. Végétation naturelle.....	55
2.3.1.1. Etat des écosystèmes forestiers	56
2.3.1.2. Les incendie	56
2.3.1.3. Le défrichement	58
2.3.1.4. Le surpâturage.....	58
2.3.1.5. Exploitation forestière	59
2.4. LE BIOCLIMAT	60
2.4.1. Vue générale.....	60
2.4.2. Méthodologie.....	61
2.4.2.1. Choix des stations, de la période et de la durée.....	61
2.4.3. Les facteurs climatiques	61
2.4.3.1. Précipitations	64
2.4.3.2. Régime saisonnier.....	64
2.4.3.3. Autres paramètres climatiques	66
2.4.4. Les facteurs thermiques (températures)	67
2.4.4.1. Les températures moyennes mensuelles et annuelles	67
2.4.4.2. La température moyenne des maxima du mois le plus chaud «M»	68
2.4.4.3. La température moyenne des minima du mois le plus froid «m»	69
2.4.4.4. Amplitude thermique moyenne ou indice de continentalité	69
2.5. SYNTHESE BIOCLIMATIQUE	70
a-Classification en fonction des précipitations.....	70
b-Classification en fonction de la moyenne des minima du mois le plus froid(m)	71
c-Classification en fonction de la moyenne des maxima du mois le plus chaud(M).....	71
2.5.1. Diagrammes ombrothermiques de BAGNOULS et GAUSSEN	72
2.5.2. Indice de sécheresse estivale	73
2.5.3. Le quotient pluviométrique d'EMBERGER.....	74
CONCLUSION	77
PARTIE 3: METHODOLOGIE DE TRAVAIL	78
3.1. JUSTIFICATION DU CHOIX DE LA SIMULATION DE PLUIE	79
3.1. DEFINITION DES DIFFERENTS PARAMETRES MESURES.....	80
3.1.1. La phase d'imbibition	81
3.1.2. La phase de transition	81
3.1.3. La phase du régime permanent	82

3.1.4. La phase de vidange	82
3.2. PROTOCOLE EXPERIMENTAL.....	82
3.2.1. Choix des intensités des pluies appliquées	82
3.2.2. Choix de l'humidité du sol	82
3.2.3. Choix de la pente.....	83
3.2.4. Les paramètres mesurés	84
3.4. DESCRIPTION DU SIMULATEUR DE PLUIE.....	84
3.4.1. Les éléments de la structure du simulateur	84
3.4.2. Les éléments situés sous la structure	84
3.4.3. Les éléments accessoires	85
3.5. PRINCIPE DE FONCTIONNEMENT DU SIMULATEUR DE PLUIE	85
3.6. PRINCIPE D'ETALONNAGE.....	85
PARTIE 4 : RESULTATS ET DISCUSSION	88
4.1. RUISSELLEMENT ET EROSION.....	88
4.1.1. Pluie d'imbibition	88
4.1.1.1. Variation de la pluie d'imbibition en fonction des états de surface du sol.....	89
4.1.1.2. Variation de la pluie d'imbibition en fonction des états de couverture du sol....	90
4.1.1.3. Variation de la pluie d'imbibition en fonction de l'intensité de pluie.....	91
4.1.1.4. Variation de la pluie d'imbibition en fonction de la pente	92
4.1.2. Ruissellement.....	92
4.1.2.1. Variation du ruissellement en fonction des états de surface du sol	93
4.1.2.2. Variation du ruissellement en fonction de la couverture du sol	94
4.1.2.3. Effet de la pente du terrain sur le ruissellement.....	95
4.1.2.4. Effet de l'intensité de pluie sur le ruissellement.....	95
4.1.3. Phase de transition	96
4.1.4. L'infiltration finale	98
4.1.4.1. Effet de l'état de surface du sol sur l'infiltration	98
4.1.4.2. Effet de couverture sur l'infiltration	99
4.1.4.3. Effet de l'intensité sur l'infiltration	100
4.1.4.2. Effet de pente de terrain sur l'infiltration	101
4.1.5. Détachabilité/érosion	101
4.1.5.1. Effet de l'état de surface du sol sur l'érosion	103
4.1.5.2. Effet de l'état de couverture du sol sur l'érosion	103
4.1.5.3. Effet de pente de terrain sur l'érosion	104
4.1.5.4. Effet de l'intensité de pluie sur l'érosion	105
4.1.6. Détachabilité produite en 15 et 30 minutes	105
4.2. RECHERCHE DE RELATIONS ENTRE LES PARAMETRES MESURES.....	111
4.3. LES FACTEURS EXPLICATIFS DE DECLENCHEMENT DE RUISSELLEMENT	112
a- Etat de la surface du sol	112
b-Couverture du sol	113
c-L'inclinaison de la pente	114
d- L'intensité de la pluie.....	115
e- L'humidité préalable du sol	116
PARTIE 5 : REFLEXION SUR LA LUTTE CONTRE LE RUISSELLEMENT ET L'EROSION.....	117

MESURES DE CONSERVATION DES SOLS CONTRE LE RUISSELLEMENT ET L'ÉROSION	119
Mesures agronomiques	120
1. Diminuer l'impact des gouttes de pluie	120
a- La simplification du travail du sol	120
b- Le paillage et le non déchaumage.....	120
c- Les cultures intermédiaires	121
2. Augmenter la capacité d'infiltration et de stockage à la surface du sol	121
a- Le travail du sol.....	121
b- L'entretien humide et calcique des sols.....	122
c- Parcelle et assolement	122
Mesures hydrauliques.....	122
1. Limiter la concentration du ruissellement.....	123
a- Les plis.....	123
b- Les diguettes	123
2. Organiser l'écoulement des eaux	123
3. Protection rapprochée des zones sensibles contre les dégâts.....	124
SUGGESTIONS	124
CONCLUSION GENERALE.....	127
ANNEXE.....	129
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	130

Introduction générale

Le problème de la dégradation du sol qu'aucun pays ne semble y échapper, affecte dangereusement la production agricole.

La zone méditerranéenne a la réputation d'être sujet à des risques érosifs très élevés (Hudson, 1987). La partie sud de la méditerranée et plus particulièrement de l'Algérie septentrionale, voit ses terres se dégrader et leur potentiel productif s'abaisser chaque année. Au Maghreb, les potentialités en eau et en sol sont sérieusement menacées (Heush, 1971)

Les zones méditerranéennes sont en général fragiles pour plusieurs raisons : les précipitations irrégulières et souvent violentes favorisent l'érosion ; l'importance des pentes dans les nombreux secteurs de collines et de montagnes aggrave le phénomène ; les températures élevées accélèrent la minéralisation de la matière organique ; le couvert végétal est souvent réduit à cause de la dureté du climat et des actions anthropiques, et de ce fait, protège mal le sol. Les dégâts sont d'autant plus importants que les sols sont minces et pauvres en matière organique (Mankouri, 2009).

L'Algérie se classe parmi les pays les plus affectés dans le monde avec une érosion spécifique moyenne annuelle variant entre 2000 et 4000 km² (Touaibia et al, 1999). L'Algérie du nord reste soumise à des fortes pressions humaines qui ont engendré une sévère dégradation du couvert végétal et des sols. On estime à plus de 20 millions d'hectares de terres touchées par l'érosion particulièrement dans les zones où sont implantés plus de 90% des ouvrages hydrauliques ou vivent environ 20 millions d'habitants (Mazour, 1992). Les zones de montagne restent les plus touchées par l'érosion.

Dans les monts de Tlemcen qui font partie du nord ouest Algérien, l'érosion est très active. Les conditions naturelles (climat, relief, sol et couverture végétale) et la pression humaine accélèrent de plus en plus l'érosion.

Dans la région de Tlemcen, les sols subissent une forte dégradation en particulier en zone de montagne. Cette dégradation est amplifiée encore plus au cours de ces dernières décennies. Ces zones de montagnes constituent un enjeu socio-économique important et restent très touchées par le phénomène de dégradation. Ainsi les équilibres entre la végétation, le sol et l'eau se trouvent perturbés.

Les conséquences de l'érosion hydrique sont désastreuses et spectaculaires, offrant un paysage nu et sillonné par un ravinement intense, particulièrement dans les régions montagneuses à réseau d'écoulement dense, menaçant d'un envasement précoce les barrages en exploitation. La problématique d'érosion au niveau des monts de Tlemcen pose plusieurs problèmes dont les dégâts sont considérables sur différents plans.

Face au problème de l'érosion qui affecte les sols, différents travaux ont été réalisés à travers les programmes de défense et de restauration des sols, mais la plupart de ces travaux n'ont pas abouti aux objectifs escomptés. Devant l'accélération de l'érosion et l'aggravation des dégâts observés, il s'est manifesté un besoin de recherche sur le diagnostic du phénomène et les facteurs causals.

L'approche dans la préservation et la valorisation des terres doit nécessairement tenir compte des facteurs du milieu, des processus et des causes. Une étude en la matière peut aider à une meilleure compréhension et par conséquent à une meilleure protection et valorisation des sols. Il est donc urgent, d'une façon précise, de prévoir la sensibilité du milieu aux processus majeurs et de déterminer les causes, les paramètres les plus pertinents et les aménagements appropriés à mettre en œuvre.

Le diagnostic des risques de ruissellement et d'érosion sur un versant exige une bonne compréhension du comportement hydrodynamique des sols, en particulier l'origine de la naissance du ruissellement. Notre travail rentre dans ce cadre. Il a pour objectif la contribution à l'étude de l'érosion et du ruissellement des sols rouges dans les versants des monts de Tlemcen. Les sols rouges occupent une grande surface de ces monts, malheureusement peu de travaux (Mazour, 2004 ; Morsli et *al.*, 2004, 2011) ont été consacrés à l'étude de ces sols surtout sur le plan dégradation.

Il faut rappeler tout d'abord que les études concernant le ruissellement et l'érosion s'heurtent en zone de montagne à d'importantes contraintes liées à une variabilité spatiale et temporelle de l'état des unités du milieu. A ceci il faut ajouter que certaines études doivent durer une décennie, voir plus, en raison de l'absence d'évènements pluvieux suffisamment conséquents, soit pour obtenir l'évènement pluviométrique qui permettra de bien caractériser le ruissellement et l'érosion, soit même pour pouvoir suivre une saison durant laquelle le milieu permet à la végétation d'exprimer ses potentialités (Morsli, 2010). Ceci nous a mené à utiliser la méthode de simulation de pluies. C'est une méthode souple qui intègre la variabilité des caractéristiques des averses et celles des caractéristiques du milieu et surtout du sol sur des mini-parcelles aux champs.

Ce travail, nous a amené à diviser notre mémoire en cinq principales parties :

1. Etude des facteurs et causes de l'érosion hydrique
2. Présentation du cadre général de l'étude.
3. Méthodologie : présentation de la méthode utilisée
4. Résultats et discussion
5. Réflexions sur la conservation des sols.

Rapport-Gratuit.com

Partie 1

Synthèse bibliographique

Partie 1 : Synthèse bibliographique

1.1. Rappels et définitions de l'érosion hydrique

L'érosion hydrique menace la productivité des sols sur la plupart des terres cultivées. Elle résulte de la pluie qui s'abat sur la surface d'un sol insuffisamment protégé et de l'action de l'eau de ruissellement lorsque le débit de l'eau d'écoulement est suffisamment fort pour creuser des rigoles dans le sol.

Il s'agit de la forme d'érosion la plus complexe. Elle agit par l'impact des gouttes de pluie sur le sol, par l'écoulement en nappe continue ou en rigoles, par l'érosion de ravins causé par les fortes pluies, par l'écoulement des eaux dans les matériaux de surface et par les marées. L'impact des gouttes de pluie est plutôt spécialisé et n'agit que sur les terres de culture et les sols meubles dénudés (figure1).

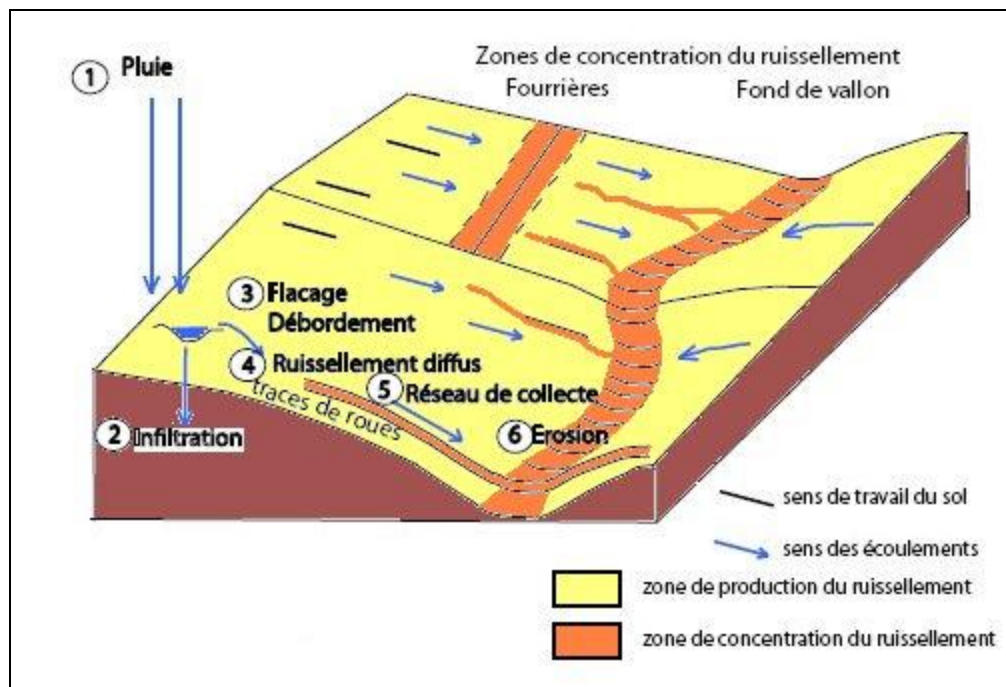


Figure 1 : schéma et processus simplifié de l'érosion (Bussière, 1996)

En effet, le sol est une ressource qui se renouvelle lentement et qui une fois perdu, donne un champ qui ne sera pas aussi productif pendant de nombreuses années. Avec le temps, même de petites pertes de sol s'accumulent pour réduire le rendement.

L'érosion de sols par la pluie et le ruissellement est un phénomène largement répandu dans les différents pays de la méditerranée, qui continu à prendre des proportions considérables en particulier sur les pentes à cause de la nature torrentielle des pluies, de la forte vulnérabilité du terrain (roches tendres, sols fragile, pentes raides et couvert végétal

souvent dégradé), du surpâturage et de l'impact défavorable des activités humaines : déforestation, incendies, mauvaise conduite des travaux agricoles...

Les études récentes sur la vulnérabilité aux changements climatiques dans la région méditerranéenne indiquent une tendance à un accroissement de l'aridité qui accélère l'érosion hydrique (Shaaban *et al.*, 1998).

1.2. Erosion en nappe

On parle d'érosion en nappe dans le cas où l'énergie des gouttes de pluie s'applique à toute la surface du sol et le transport des matériaux détachés s'effectue par le ruissellement en nappe. C'est le stade initial de la dégradation des sols par érosion.

1.2.1. Les symptômes de l'érosion en nappe

L'érosion en nappe entraîne la dégradation du sol sur l'ensemble de sa surface. De ce fait elle est peu visible d'une année à l'autre puisqu'une érosion importante de 15 à 30 t/ha/an correspond à une perte de hauteur de 1 à 2 mm. Celle-ci est peu significative par rapport au foisonnement des terres, à la rugosité du sol après les travaux culturaux ou par rapport à la respiration des sols à argile gonflante, du simple fait de leur réhumectation. Cependant, combinée à l'érosion mécanique sèche et à la dégradation de la macroporosité suite à la minéralisation accélérée des matières organiques, ou par simple tassement par les outils, l'érosion en nappe peut entraîner un décapage de la majorité de l'horizon humifère en quelques dizaines d'années.

Le premier symptôme le plus connu de l'érosion en nappe est la présence de plages de couleur claire aux endroits les plus décapés, les plus agressés des champs (haut de collines, et rupture de pentes).

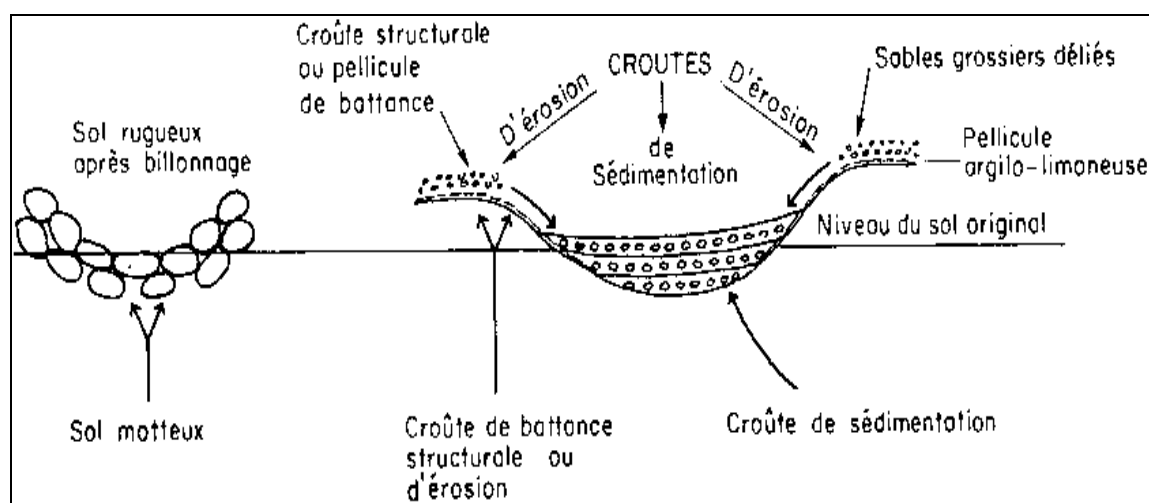


Figure 2 : schéma des croûtes d'érosion, des croûtes structurales et des croûtes sédimentaires (Valentin, 1981)

Le deuxième symptôme est la remontée des cailloux en surface par les outils de travail du sol. Les paysans disent que "les cailloux poussent" il s'agit en réalité d'une fonte de

l'horizon humifère et d'un travail profond du sol qui remonte en surface les cailloux. Après quelques pluies, les terres fines sont entraînées par les pluies soit par drainage en profondeur, soit par érosion sélective, tandis que les cailloux trop lourds pour être emportés s'accumulent à la surface du sol (Poesen, 1990). Si le sol contient du sable, la battance des gouttes de pluie va détacher des particules des mottes, les raboter et former des pellicules structurales de battance ou d'érosion et des croûtes de sédimentation (figure 2), on distingue:

- **des voiles de sable lavé** : blanc en milieu acide, rosé ou roux si les sables sont ferrugineux,
- **des caractères sombres** : dans ces voiles sableux clairs (reliquats des dernières grosses gouttes de la dernière averse),
- **des colonnettes** : sous les feuilles larges qui protègent le sol contre la battance.

1.2.2. Les formes de l'érosion en nappe

Les formes les plus démonstratives de l'érosion en nappe sont les micros demoiselles coiffées, petits piédestaux de terre coiffés d'un objet dur résistant à l'attaque des gouttes de pluie (graines racines, feuilles, cailloux ou simples croûtes de terre tassée protégées par des lichens). Leur hauteur (0,5 à 15 cm) est d'autant plus forte que l'érosion est forte. Ces colonnettes sont la preuve que l'énergie des gouttes de pluie attaque la surface du sol et que le ruissellement emporte les particules fines et légères mais que son énergie n'est pas assez forte pour cisailer la base des colonnettes. A partir du moment où le ruissellement devient abondant, il se hiérarchise et développe une énergie propre suffisante pour attaquer le fond et les bordures de son lit : il va entailler les micros demoiselles coiffées et laisser en place des microfalaises. L'érosion en nappe va alors se combiner à l'érosion linéaire pour former l'érosion en nappe et rigoles, laquelle peut évoluer vers des griffes (H = quelques cm) des rigoles (H = 10 à 50 cm) et des ravines (H = plus de 50 cm) (Roose, 1977).

1.2.3. Les conséquences de l'érosion en nappe

- **Le nivellement de la surface du sol** : par dégradation des mottes et remplissage des creux. Il s'ensuit des croûtes diverses, lisses et blanchies.
- **La squelettisation des horizons superficiels** : par perte sélective des matières organiques et des argiles, laissant en place une couche de sable et de gravier, plus claire que l'horizon humifère sous-jacent.
- **Le décapage de l'horizon humifère** : laissant des plages de couleur claire : l'horizon minéral sous-jacent apparaît à l'air libre.

1.3. Erosion linéaire

Lorsque l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration de la surface du sol, il se forme d'abord des flaques ; ensuite ces flaques communiquent par des filets d'eau et lorsque ces filets d'eau vont atteindre une certaine vitesse de 25 cm par seconde d'après Hjulström (1935), ils acquièrent une énergie propre qui va créer une érosion limitée dans l'espace par des lignes d'écoulement. Cette énergie n'est plus dispersée sur l'ensemble de la surface du sol, mais elle se concentre sur des lignes de plus forte pente. L'érosion linéaire est donc un indice que le ruissellement s'est organisé, qu'il a pris de la vitesse et acquis une énergie cinétique

capable d'entailler le sol et d'emporter des particules de plus en plus grosses : non seulement des argiles et des limons comme l'érosion en nappe sélective, mais des graviers ou des cailloux et des blocs lorsqu'il sera organisé en ravines.

Le traitement de l'érosion linéaire fait l'objet de manuels très documentés (Hudson, 1973; Gray et Leiser, 1982; Cemagref, 1982,1988; Geyik, 1986; Heusch, 1988) et de très nombreux articles spécialisés (Boiffin et *al.*, 1986; Watson et *al.*, 1986; Govers et *al.*, 1987; Laflen, 1987; Meunier, 1989; Poesen, 1989; Deymier et Combes, 1992).

1.3.1. Formes liés à l'érosion linéaire

Plusieurs systèmes érosifs se manifestent selon l'état de surface, la morphologie des sols et l'intensité des pluies. Un sol ameubli soumis à une pluie intense donne de l'érosion diffuse (Le Bissonnais, 1996). Un sol déjà battu émet un ruissellement peu chargé qui produit de l'érosion linéaire.

Sur les parcelles cultivées, le ruissellement concentré donne naissance à des formes de taille modeste qui se creusent généralement lorsque le sol est dépourvu de végétation. La terminologie est basée soit sur la profondeur des chenaux, soit sur la comparaison des profils des chenaux avec le terrain avoisinant. On distingue ainsi les griffes, rigoles et les ravineaux qui ne sont pas comblés par les agriculteurs avant la récolte.

- Les griffes sont des micros formes éphémères qui entaillent les microreliefs formés par les lignes de semis : leur profondeur est inférieure au lit de semence, leur largeur n'excède guère 10 cm et leur longueur ne dépasse le mètre que lorsqu'elles s'allongent parallèlement aux rangs et aux inters rangs. Elles correspondent le plus souvent à des bandes en dépression plus ou moins marquée, créées par les empreintes de roues ou le modelé de surface laissée par les outils de travail. Elles ont donc toujours un caractère périodique. En fait, elles ne représentent vraisemblablement, et malgré leur caractère diffus qu'une part modeste de l'ensemble des pertes en terre globales (Boiffin et *al.*, 1986) même si leur évaluation est négligée car difficilement quantifiable (Auzet, 1987).
- Les sillons sont des formes stables, rectilignes parallèles les unes aux autres dans le sens de la pente et qui présentent des profils en long identiques à celui du versant. Ces incisions ont une profondeur qui s'adapte au volume d'eau à écouler, sans toutefois excéder une profondeur de 10 cm. Toujours plus larges (de 5 à 70 cm) que profondes (3 à 10 cm), les rigoles ont des tracés sinueux souvent hiérarchisés qui recoupent les rangs et l'inter rangs au gré de la pente. Cette forme d'érosion est appelée érosion en rigole ou inter-rigole. Ce type d'érosion apparaît généralement à l'occasion de pluies d'orages de forte intensité. La surface de collecte du ruissellement nécessaire à l'incision est généralement réduite et située juste en amont des rigoles (Heusch, 1988).
- Les rigoles sont prolongées à l'aval par les ravines dont la profondeur atteint la semelle de labour et qui sont trouvées dans les régions de grande culture, en général localisées dans les zones de concentration du ruissellement, c'est à dire dans des dépressions ou des

talwegs, même faiblement marqués. Leur tracé s'adapte à la topographie et le profil transversal présente la forme d'un U dans les sables (Le Bissonnais, 1996).

- Les ravins dont la profondeur peut atteindre deux mètres. Ces deux dernières formes ne sont pas toujours comblées par le travail du sol effectué par l'agriculteur alors que les griffures peuvent être effacées par une simple pluie. Cette érosion par ruissellement concentré ou érosion de talweg peut se produire même dans des régions à faible pente (de l'ordre de 1% dans les talwegs et 2% sur les versants qui les alimentent) et pour des épisodes pluvieux de faible intensité (Souchère, 1995).

Tableau 1 : les formes d'incision dues à l'érosion chronique (Boiffin et al., 1986)

Formes	Tracé	Longueur	Largeur	Profondeur
Griffe	Sinueux	< 1 m	< 10 cm	5-6 cm
Rill	Rectiligne	Centaine de m	10-20 cm	5-10 cm
Rigole	Sinueux	Dizaine de m	5-70 cm	3-10 cm
Ravine	Peu sinueux	Centaine de m	50 cm à 1 m	30-50 cm
Petit ravin	Peu sinueux	Centaine de m	50 cm à 1 m	50-200 cm

A l'échelle d'un bassin-versant, toutes les formes d'érosion peuvent se combiner. Le ruissellement, à l'origine d'une érosion diffuse peut provoquer quelques mètres plus loin une érosion de type rigole inter-rigole puis, après concentration entraîner l'érosion du talweg. En outre, il existe des synergies entre les différents systèmes érosifs. Ainsi, un réseau de rigoles initialement constitué dans le paysage par l'érosion concentrée facilite l'exportation ultérieure des eaux chargées issues de l'érosion diffuse. Papy (1992) émet l'hypothèse qu'un réseau de rigole, même partiellement effacé par les façons culturales, continue de faciliter les exportations d'eau boueuse hors du territoire agricole.

La localisation des formes d'érosion et d'accumulation ne se fait jamais de façon aléatoire. On ne rencontre jamais de ravineaux sur les prairies, par contre, les atterrissements débordent fréquemment sur ces dernières. Les dommages importants ne concernent que les secteurs pentus mais c'est plus la microtopographie que les fortes pentes qui conditionne les dégâts.

1.4. Erosion en masse

Alors que l'érosion en nappe s'attaque à la surface du sol, le ravinement aux lignes de drainage du versant, les mouvements de masse concernent un volume à l'intérieur de la couverture pédologique. Nous ne présenterons ici que les principes généraux de prévention et de lutte contre les mouvements de masse à portée des paysans. Nous pensons que seul l'état dispose des moyens techniques, financiers et légaux, pour maîtriser les problèmes de glissement de terrain, souvent catastrophiques, et pour imposer des restrictions d'usage aux terres soumises à des risques majeurs de mouvement de masse.

1.4.1. Les formes d'érosion en masse

Les phénomènes de mouvement de masse sont très nombreux mais on peut les regrouper en six groupes principaux :

1.4.1.1. Les glissements lents

C'est un glissement plus ou moins lent des couches superficielles de la couverture pédologique, généralement sans décollement, qui s'observe assez généralement sur les pentes fortes grâce à la forme couchée des jeunes plants forestiers et à la forme en croix de la base des arbres adultes. Dans les zones sylvopastorales ; la circulation des animaux le long des versants peut également entraîner la formation d'escaliers encadrés par des réseaux de fissures (Moeyersons, 1989).

Une autre forme de glissement, causée par les techniques culturales, a été traitée à part : c'est l'érosion mécanique sèche. L'ensemble de ces processus aboutissent, comme l'érosion en nappes et rigoles, au décapage des sommets de collines et à l'empatement des bas de pentes.

1.4.1.2. Les glissements rapides

Les glissements de terrain en planches sont des décollements d'une couche plus ou moins épaisse de sol, glissant sur un horizon plus compact (souvent de la roche altérée), servant de plan de glissement. Ce phénomène est très courant sur les schistes dont le pendage est parallèle à la topographie (pendage conforme) sur les gneiss et sur les marnes en voie d'altération.

1.4.1.3. Les versants moutonnés

Formes molles apparaissant dans des conditions humides lorsque les horizons superficiels dépassent le point de plasticité et progressent lentement, comme une pâte dentifrice, entre la trame de racines qui retient l'horizon de surface et l'horizon compact imperméable que représente l'altérité des marnes ou des argilites par exemple.

1.4.1.4. Les coulées boueuses

Ce sont des mélanges d'eau et de terre à haute densité ayant dépassé le point de liquidité et qui emportent à grande vitesse des masses considérables de boue et de blocs de roches de taille imposante. Lorsqu'elles viennent de se produire, elles se présentent sous forme d'un canal terminé par une langue de matériaux de texture très hétérogène (cône de déjection). Les matériaux fins sont repris ultérieurement par l'érosion hydrique en nappe ou en rigole, laissant en place une masse de cailloux et de blocs de taille très hétérogène. Elles apparaissent souvent à la suite d'un glissement en planche ou dans une ravine lors d'une averse exceptionnelle nettoyant les altérites accumulées depuis quelques années (Rapp, 1972).

1.4.1.5. Les glissements rotationnels en «coups de cuillère »

Ce sont des glissements où la surface du sol et une partie de la masse glissent en faisant une rotation, de telle sorte qu'il apparaît une contrepente sur le versant. Il s'agit souvent de toute une série de coups de cuillère, laissant au paysage un aspect moutonné. Au creux du coup de cuillère, on observe généralement une zone humide où croît une végétation adaptée à l'hydromorphie. Il arrive couramment qu'après des périodes très humides, il s'installe un ruissellement sur les bords de la contrepente et ce ravinement fait progressivement disparaître la contrepente, ne laissant qu'un creux dans le versant qu'il est difficile de dissocier d'un ravinement ordinaire.

1.4.1.6. Les formes locales

Il s'agit d'éboulements rocheux, de sapements de berges ou d'effondrements de versants qui entraînent des glissements localisés. Ceux-ci sont très fréquents en tête de ravine : ils entraînent l'éboulement de la partie supérieure des lèvres d'une ravine et font progresser la ravine vers le sommet de la colline par érosion régressive. On les retrouve également dans les oueds, en particulier dans les parties concaves de la rivière lorsqu'elle forme un méandre.

La cause des mouvements de masse (lents ou rapides) est recherchée dans le déséquilibre de la masse de la couverture pédologique, de l'eau qui s'y trouve stockée et des végétaux qui la couvrent d'une part, et d'autre part, les forces de frottement de ces matériaux sur le socle de roche altérée en pente sur lequel ils reposent (pente limites de 30 à 40 degrés = 65 %). Ce déséquilibre peut se manifester progressivement sur un ou plusieurs plans de glissement suite à l'humectation de ce plan ou par dépassement dans la couverture pédologique du point d'élasticité (creeping avec déformations sans rupture) ou de liquidité (coulées boueuses). Le déséquilibre est le plus souvent brutal et associé à deux type d'évènements isolés ou combinés : les secousses sismiques et les averses orageuses abondantes et intenses (plus de 75 mm en 2-3 heures) (Rapp, 1972).

La circulation rapide de l'eau dans les fissures ou des méga pores (tunneling) jusqu'à la roche pourrie provoquerait, à une certaine distance de la ligne de crête ou aux points de rencontre des filets d'eau dans le sol. Une pression hydrostatique capable de repousser la masse réorganisée des sols, de décoller celui-ci par rapport à un niveau de fragilité de la roche pourrie : d'où la fréquence élevée des glissements en planche sur les schistes, les gneiss et les matériaux volcaniques poreux déposés sur les roches imperméables.

Les facteurs qui favorisent ce déséquilibre sont les secousses sismiques, les fissurations suite à l'alternance gel/dégel ou à la dessiccation des argiles gonflantes, l'altération de la roche, l'humectation jusqu'à saturation de la couverture pédologique, l'humectation du plan de glissement qui devient savonneux (présence de limons issus de l'altération des micas), des roches présentant des plans de clivage ou de fracture préférentiels (argilites, marnes, schistes, roches mi cassées, gneiss). L'homme peut accélérer la fréquence de ces mouvements de masse en modifiant la géométrie externe du versant (par terrassement, creusement d'un talus pour installer une route ou des habitations, surcharge

d'un versant par des remblais, modification des écoulements naturels, érosion au pied d'un versant par une rivière dont le cours est modifié...). La végétation intervient également.

Rapp (1972) a montré sur un milieu de glissements de terrain que 47 % des entailles sont situées sur des champs cultivés, 47 % sur des jachères et des pâturages et moins de 1 % dans les zones forestières les plus humides. Même les arbres isolés semblent avoir un effet puisque seules les pistes non plantées d'arbres montrent des traces de glissement de terrain : une rangée d'arbres suffirait pour éviter ces processus. Cependant, quelques gros glissements ont eu lieu dans la zone forestière la plus humide (P = 2000 mm) qui a reçu 185 mm en 72 heures (Rapp, 1972).

1.5. Une tentative de modélisation : universel soil loss equation (USLE)

1.5.1. Principes

De nombreux essais ont été conduits aux Etats-Unis par différents auteurs, dès 1932 sous la direction du service de la conservation du sol et du ministère de l'agriculture. Wischmeier (1959) a finalement abouti à « l'universel soil loss equation » : USLE dues à l'érosion pluviale (pluies et ruissellement). Cette équation est utilisée aux Etats-Unis depuis cette date en agriculture. Son principe est de comparer l'érosion d'un site quelconque à l'érosion d'une parcelle témoin ayant une longueur de 22m et une pente de 9% sur jachère nue, c'est à dire labourée périodiquement de manière à ce qu'aucune végétation ne puisse s'y développer et telle que le sol ne puisse former une croûte superficielle.

Ce modèle empirique établi à partir du traitement statistique des résultats de nombreuses mesures en parcelles expérimentales menées sur plus de 20 ans exprime les pertes en sol comme le produit de différents facteurs selon la formule :

$$A = R \cdot K \cdot S \cdot L \cdot C \cdot P$$

Avec:

R : facteur pluie ou indice d'érosivité. Il a été défini comme le produit de l'énergie de la pluie.

K : facteur sol et caractérise l'érodibilité du sol. C'est la sensibilité du sol à l'érosion établie par rapport à une parcelle standard, en tenant compte de la texture, de la teneur en matière organique, de la structure et de la perméabilité du sol. A partir de leurs observations, Wischmeier et Smith ont créé un normographe permettant de calculer l'érosivité en fonction de la teneur en limons et sables fins, du pourcentage de sables et de matières organiques, de la structure et de la perméabilité.

SL : facteur topographique. Il tient compte à la fois de la longueur de la parcelle *L* et de l'inclinaison de la pente *S*. Les deux facteurs *L* et *S* sont combinés en un seul facteur topographique qui permet d'évaluer globalement l'influence de la pente sur la vitesse de l'érosion. Des formules, tables et abaques permettent de quantifier les valeurs du facteur topographique.

C : facteur de couverture végétale est défini dans l'USLE comme le rapport entre l'érosion mesurée sur une parcelle de référence (jachère nue) et une parcelle test sous une culture bien précise. Il existe des abaques pour calculer C en fonction de la couverture végétale et des effets du mulch (couche de protection sur le sol).

La valeur du facteur C dépend de plusieurs variables : la couverture des feuilles et des branches qui interceptent les gouttes de pluie et dissipent une partie de leur force érosive ; la couverture végétale du sol composée de résidus de culture et de végétation vivante à la surface. La biomasse du sol qui améliore l'écoulement de l'eau dans le sol ainsi que la capacité de rétention et le type et la fréquence de travail du sol qui influent sur la porosité, la rugosité de surface et la compaction du sol. Chacune de ces variables est traitée comme un sous facteur et C est le produit de ceux ci.

P : facteur des pratiques culturales antiérosives permet d'évaluer l'action des pratiques visant à modifier la vitesse, le profil, la pente ou la direction de l'écoulement en surface et à réduire ainsi l'érosion. Par exemple, la culture en pente transversale, la culture en courbes de niveau, la culture en bandes alternées, l'aménagement de terrasses, la présence de bandes enherbées ou encore l'enherbement des rangs dans le sens de la pente sont des types d'actions antiérosives. Le facteur P est le rapport de la perte de sol observée sur le terrain étudié travaillé mécaniquement d'une certaine façon et protégé contre l'érosion d'une certaine façon avec celle qui a lieu sur la parcelle de référence où le terrain est labouré fréquemment dans le sens de la plus grande pente.

L'équation a été réactualisée en 1978 et elle a été rendue plus accessible aux utilisateurs grâce notamment à des tableaux de données ainsi qu'à des graphes rendant son utilisation plus conviviale. Avec cette équation, les services américains de l'agriculture peuvent établir des tolérances ou des valeurs seuils de perte de terre pour des sols ou des systèmes culturaux donnés. Le poids des différents facteurs a été évalué à partir du traitement statistique d'un grand nombre de mesures réalisées sur un grand nombre d'années sur des parcelles standardisées de dimensions réduites.

Si une utilisation appropriée des paramètres de l'équation permet d'avoir une idée de la quantité moyenne de terre exportée pour différents types d'occupation du sol, cette équation a ses limites, liées aux hypothèses de base et à ses objectifs (F.A.O, 1996).

1.5.2. Les limites intrinsèques du modèle (USLE)

- Première limite :** Ce modèle ne s'applique qu'à l'érosion en nappe puisque la source d'énergie est la pluie : il ne s'applique donc jamais à l'érosion linéaire, ni à l'érosion en masse.
- Deuxième limite :** Le type de paysage: ce modèle a été testé et vérifié dans des paysages de pénéplaines et de collines sur des pentes de 1 à 20 % à l'exclusion des montagnes jeunes, en particulier des pentes supérieures à 40 % où le ruissellement est une source d'énergie plus grande que les pluies et où les mouvements de masse sont importants.

Troisième limite : Les types de pluies : les relations entre l'énergie cinétique et l'intensité des pluies utilisées généralement dans ce modèle ne sont valables que dans la plaine américaine. Elles ne sont pas valables en montagne mais on peut développer des sous-modèles différents pour l'indice d'érosivité des pluies R.

Quatrième limite : Ce modèle ne s'applique que pour des données moyennes sur 20 ans. Elles ne sont donc pas valables à l'échelle de l'averse. Un modèle MUSLE a été mis au point pour estimer les transports solides de chaque averse, qui ne tient plus compte de l'érosivité de la pluie mais du volume ruisselé.

Cinquième limite : Enfin une limite importante de ce modèle, c'est qu'il néglige certaines interactions entre les facteurs pour pouvoir distinguer plus facilement l'effet de chacun des facteurs. Par exemple, il n'est pas tenu compte de l'effet de la pente combiné au couvert végétal sur l'érosion, ni de l'effet du type de sol sur l'effet de la pente (F.A.O, 1990).

1.6. Facteurs d'érosion hydrique

L'érosion hydrique des sols méditerranéens est fonction de multiples facteurs. Selon Morgan(1986), ces facteurs semblent être les mêmes partout dans le monde.

1.6.1. Le climat

En zone méditerranéenne, plus les précipitations sont faibles, plus elles sont variables (Le Houerou, 1986). Elles tombent entre novembre et mars, période durant laquelle les sols cultivés sont nus. En Algérie, sur des parcelles peu couvertes, pendant les orages d'automne, le ruissellement journalier maximal a dépassé 19 à 32 % et jusqu'à 70-85 % des averses importante en hiver, sur des sols détrompées (Arabi et Roose, 1989). Durant le reste de l'année sévit une période sèche. Ces pluies ont des intensités fortes (Obbed et Tourasse, 1994). Les averses de fréquence rare tombant sur des sols déjà saturés et de faible épaisseur sont à l'origine de la formation des ravines, de l'apparition des mouvements en masse et d'inondations (Roose et De Noni, 1998).

1.6.2. La végétation

L'érosion des sols est fortement contrôlée par la couverture végétale qui dépend de la production de la biomasse. La production de la matière organique est limitée dans les milieux méditerranéens arides, ce qui rend les terres très susceptibles à l'érosion hydrique (Thornes, 1995). Sous un couvert végétal naturel dépassant 40% et sur fortes pentes, les pertes de terres peuvent être très réduite (Garcia Ruiz et *al.*, 1996). Dans les régions méditerranéennes semi-arides sous forêt bien entretenues sont considérées comme non sensibles à l'érosion hydrique (Delhoume, 1981) car la litière et les végétations basses favorisent l'infiltration (Roose, 1994).

Le sol soumis au pâturage intensif se tasse, devient plus compact, sa perméabilité diminue et le ruissellement de l'eau s'accroît ce qui entraîne des pertes de terres

considérables. Ce fort ruissellement aboutit à la formation de profondes ravines lorsqu'il atteint des terres cultivées (Laouina et *al.*, 2000).

1.6.3. L'utilisation des terres

L'intensité de l'érosion hydrique des sols est affectée significativement par les activités humaines qui augmentent ou diminuent les pertes en terres.

Les incendies répétés et le déboisement illégal détériorent les forêts existantes. Ceci favorise fortement le ruissellement et aboutit à une forte érosion par la suite (Benchaabane, 1997). Mais après les incendies, la colonisation par les plantes réduit l'érosion des sols qui devient inférieure à celle existant avant le feu (Garcia Ruiz et *al.*, 1996).

La mise en culture d'un sol le rend sensible à l'érosion car la probabilité s'accroît d'avoir un sol nu lors des fortes précipitations : cela dépend de la nature de la plante cultivée et les techniques culturales. Sous verger, l'érosion est intense, comme sur un sol nu (Roose et *al.*, 1993).

L'urbanisation stock le ruissellement ou au contraire favorise son cheminement. Cela peut accroître par conséquent sensiblement les risques d'érosion : le CEMAGREF (1986) donne des valeurs moyennes des coefficients de ruissellement attribuées aux différentes catégories d'utilisation d'un sol : 0,05 % pour les espaces boisés ; 0,10 % pour les terres cultivées ; 0,35 % pour les habitations individuelles denses ; 0,50 % pour les habitations collectives et 0,60 % pour les zones industrielles. Ainsi, les différents états de surfaces et leur aptitude au ruissellement, dépendent sur un territoire, de la nature de l'occupation du sol (Boardman, 1990).

1.6.4. La topographie

Sur les pentes fortes, l'eau ruisselle vite et cause une érosion grave. Dans les milieux semi aride et arides, le gradient de la pente est corrélé positivement avec le recouvrement de la surface du sol par des fragments de roches qui agissent en diminuant le ruissellement et la perte des sols (Abrahamas et Parson, 1991). Les ruissellements moyen et maximal diminuent lorsque la pente augmente (Mazour, 1992).

L'exposition des pentes peut avoir une importance, car sur celles exposées au sud qui ont une faible couverture végétale, l'érosion est très élevée (Poesen et *al.*, 1998). Sur les pentes concaves, l'érosion est la moins intense (FAO, 1976) et sur les pentes convexes, la perte en terre est plus grande que sur les pentes rectilignes (Roose, 1999).

La longueur de la pente est moins importante que son gradient et sa forme (Roose, 1994), mais à précipitation égale, il s'accumule sur une pente plus longue un plus grand volume d'eau (Lal, 1982), le temps d'absorption de l'eau de ruissellement par le sol est plus grand sur les parcelles longues que sur les parcelles courtes (Duley et Ackeman, 1934).

Au laboratoire, Poesen et Bryan (1989), montrent que les segments de pentes ou des rigoles et des têtes de rigoles se développent, ont une vitesse d'infiltration et de percolation assez importante, alors que lorsqu'ils sont couverts entièrement de pellicules de battance, la vitesse d'infiltration et de percolation est moins élevée.

1.6.5. Les sols

Les principales caractéristiques des sols qui permettent de déterminer le degré de sensibilité à l'érosion hydrique sont les suivantes : la profondeur, la porosité, la granulométrie, la teneur en matière organique (FAO, 1996), la nature minéralogique des argiles (Auzet, 1987), l'infiltrabilité et la cohésion (Mériaux, 1961). Les sols de la région méditerranéenne sont souvent peu profonds sauf ceux situant sur des formes géomorphologiques d'accumulation ou des sables. Or la résistance à l'érosion hydrique est plus faible pour les sols superficiels que pour les sols profonds (Ryan, 1982), car dès que le sol peu épais est saturé par la pluie, il ya glissement du terrain, même sur des pentes très faible. Plus de 60% des sols méditerranéens comportent des fragments de roches dans l'horizon superficiel (Poesen, 1990). Ces fragments réduisent l'érodibilité : protection contre l'impact des gouttes de pluies et diminution de la vitesse de ruissellement réduisant sa capacité de détachement et de transport (Poesen et *al.*, 1994). La suppression de cette couverture caillouteuse peut augmenter l'érosion de un tiers (Evenari et *al.*, 1982).

Mais une fois le ruissellement déclenché, il cause une turbulence et accroît la perte en terre. Il augmente le cisaillement de ruissellement et les pertes de terre si le sol est encrouté (Roose, 1994).

De même les conditions climatiques engendrent une teneur en matière organique relativement faible dans les sols méditerranéens qui sont donc très sensibles au processus d'érosion hydrique (Ozden et Sonmez, 1998).

La matière organique réduit les risques d'érosion à court terme : la matière organique maintenue en surface protège le sol de l'énergie de pluies et du ruissellement (Barthes et *al.*, 1998), mais enfouie elle ne réduit nettement ni le ruissellement ni l'érosion (Roose et *al.*, 1997).

En région méditerranéenne, les sols riches en argile saturés en calcium sont résistants à la battance mais sensibles au ravinement (Morsli, 1996).

La stabilité du sol augmente si ce dernier reste faiblement humide pendant plusieurs jours et inversement diminue lorsqu'il reste proche de la saturation.

1.7. Processus d'érosion des sols

L'érosion hydrique des sols résulte de divers processus qui sont le détachement, le transport et la sédimentation. Le détachement de particules se produit à la surface du sol, sous l'action des gouttes de pluie, des agrégats se brisent ou lorsque la force de cisaillement du ruissellement devient supérieure à la résistance au détachement du sol.

L'enjeu d'améliorer la représentation du détachement dans les modèles d'érosion est donc capital sous trois aspects :

- D'une part ce paramétrisation se fait par l'intermédiaire de grandeurs souvent difficiles à mesurer ou nécessitant un calage important, limitant l'utilisation des modèles à des zones où des données permettant ce calage existent et devenant problématique dans un contexte de changement global.

- D'autre part elle est effectuée de manière indépendante entre le détachement par l'intermédiaire des gouttes de pluie et par le ruissellement.
- Enfin, le para métrisation ne tient pas compte explicitement de la granulométrie des fragments produits dont dépendent pourtant énormément les processus de transport et sédimentation intervenant par la suite. Cette information granulométrique est également prépondérante en termes de qualité des eaux de ruissellement.

L'érosion des sols par l'eau est un phénomène complexe qui résulte de divers processus (détachement, transport et dépôt) causés par l'action en général combinée de la pluie et du ruissellement, et dont l'expression varie en fonction de la résistance du milieu (sol, couvert végétal, techniques culturales) et de la topographie.

Le détachement des particules du sol se produit lorsque les gouttes de pluie brisent les agrégats (splash) ou quand la force de cisaillement de la lame d'eau à la surface du sol dépasse les possibilités de résistance au détachement de ce sol. L'action cisailant de l'écoulement de l'eau est d'autant plus importante que la vitesse du courant est forte.

D'après Soltner (1995), l'effet splash correspond à la destruction des agrégats par l'impact des gouttes de pluie. Ce phénomène entraîne le détachement de fines particules en quantité, qui sont redistribuées uniformément autour du point d'impact grâce à l'éclaboussure de faible portée (quelques centimètres). La mobilisation de ces fines particules nécessite des flux de faible capacité de transport : l'effet splash accroît donc la disponibilité du matériau pédologique. Ce phénomène facilite également la formation de croûte de battance qui augmente grandement l'érodibilité d'un sol (surtout sur les sols limoneux). En effet, le « crusting » (encroûtement) amène à une baisse de la rugosité et de la capacité d'infiltration, due à l'obstruction des pores superficiels par les particules fines.

1.7.1. Impact des pluies sur le processus de détachement

1.7.1.1. Le rejaillissement

Les gouttes de pluie heurtant un sol nu détachent des particules qui sont éjectées dans toutes les directions, c'est un phénomène connu de longue date (De Ploey et Savat, 1968).

Chaque litre d'eau de pluie arrivant au sol détache environ dix grammes de sol par splash: c'est une capacité d'abrasion du même ordre que celle d'une rigole ou d'une ravine. Une fois détachées, la distance moyenne de projection des particules est de 10 à 20 cm, c'est-à-dire beaucoup plus que l'observation visuelle du phénomène ne le laisse supposer. Le splash a ainsi une incidence considérable sur l'érosion, la modification des propriétés physiques de la surface du sol et la qualité des eaux de ruissellement (Leguedois, 2003).

L'efficacité d'une pluie est liée à son énergie cinétique, elle-même fonction de la vitesse et de la masse des gouttes. Celle-ci n'est pas directement connue et difficile à évaluer. On a donc recours à des formules empiriques pour la déterminer.

Si la libération de l'énergie cinétique d'une goutte d'eau à son point d'impact sur le sol est suffisante, et suivant son importance et les caractéristiques de ce sol, on pourra assister à

l'éclatement de la goutte d'eau sous formes de gouttelettes plus petites qui rebondissent. Il s'ensuit un détachement partiel ou total des particules du sol à l'endroit de l'impact ainsi qu'une projection de ces particules à une certaine distance de l'impact, soit à l'intérieur des gouttelettes précédentes, soit de façon séparée. C'est ce que l'on appelle le rejaillissement ou " splash " des auteurs anglophones.

Le brassage de terre pour des sols nus peut porter sur des quantités considérables. Selon Bolline (1975) plusieurs dizaines de tonnes par hectares et par an peuvent ainsi être détachées du sol. Cependant, les distances moyennes de transport par rejaillissement restent faibles, de l'ordre de quelques décimètres, au plus. Elles dépendent essentiellement de la masse des particules, de la pente et de l'angle d'incidence de la pluie par rapport à la surface du sol.

Le transport est sélectif mais limité. Govers et Poesen (1988), ont observé des distances moyennes de l'ordre de 20 cm. La mobilisation des particules s'accompagne d'un tri du matériel, d'une migration verticale dans l'eau d'infiltration et d'un transport latéral sous l'impact des gouttes de pluie. Le rejaillissement affecte plus particulièrement les particules fines et les micro-agrégats qui ont tendance en retombant sur le sol à être piégées entre les éléments plus grossiers et à fermer ainsi les macrospores. En présence d'une lame d'eau, elles seront mises en suspension et pourront être évacuées. Ainsi, la surface du sol évolue progressivement et devient plus résistante, ce qui limite alors le détachement.

L'érosion pluviale a donc une triple action, elle désagrège, déplace et réorganise. Puis le ruissellement apparaît et vient compléter le travail, le ruissellement est d'autant plus important qu'une croûte de battance s'est formée.

1.7.1.2. La battance

L'action des pluies sur la surface du sol détruit les agrégats selon les mécanismes décrits précédemment et si la texture et la composition physico-chimique du sol s'y prêtent, la structure initiale du sol peut être totalement détruite. La surface du sol passe d'un état meuble et poreux à un état plus compact. La couche superficielle s'individualise par rapport au reste du profil et forme une croûte de battance qui diminue considérablement la perméabilité du sol. Elle participe ainsi à la formation du ruissellement.

Le splash a un rôle déterminant dans la formation de ces croûtes : la couche superficielle est compactée et sa rugosité diminue sous l'action des pluies. La capacité de rétention de l'eau sous forme de flaque est ainsi réduite et l'excès d'eau va se transformer plus souvent et plus rapidement en ruissellement.

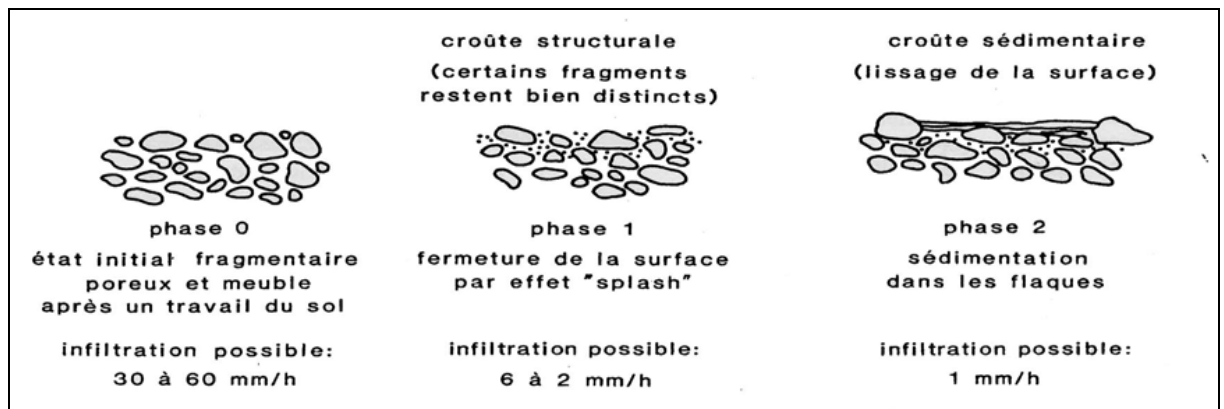


Figure 3 : les stades de dégradation de la surface du sol sous l'action des pluies (Boiffin, 1984).

La dégradation des sols limoneux cultivés peut être décomposée en deux phases successives bien distinctes (figure 4). Dans une première phase, dont la durée peut être très variable, la surface du sol, initialement motteuse et "ouverte" est progressivement occupée par une croûte structurale de quelques millimètres d'épaisseur et à compacité élevée. La vitesse à laquelle l'eau peut s'infiltrer dans cette croûte structurale diminue et atteint des vitesses de 6 à 2 mm/h.

Lorsque l'intensité des pluies dépasse l'infiltrabilité pendant une durée suffisante pour que l'excès d'eau atteigne quelques millimètres, des flaques d'eau peuvent se former. C'est le début d'une deuxième phase lors de laquelle les particules détachées par le splash et mises en suspension vont se déposer à des vitesses différentes selon leur taille formant une croûte sédimentaire dont l'infiltrabilité sera encore plus réduite (1 mm/h).

Lors de la première phase, l'état fragmentaire initial est altéré, mais certains fragments restent bien distincts alors que les autres ont disparus. Au cours de la seconde phase, la surface est lissée et il n'y a pratiquement plus aucun fragment distinct.

Ainsi peuvent se former de véritables croûtes de battance (figure 4) qui peuvent être épaisses de quelques centimètres alors que les sols prennent un aspect lisse et glacé.

Certaines de ces croûtes peuvent être formées de lits de particules, relativement classées, chacun étant riche dans une classe granulométrique déterminée. Ces croûtes de battance rendent le sol beaucoup moins perméable, ce qui accroît le ruissellement et l'érosion. Boiffin (1984) a pu mettre en évidence :

- d'une part la généralité de ce processus de dégradation en deux phases dont la monotonie n'est interrompue que par des événements "accidentels" d'origine mécanique (phases de dessiccations, gel), culturales (interventions mécaniques) ou biologiques (faune du sol) ;
- d'autre part, le rôle de différents paramètres caractérisant l'état initial du sol et des pluies sur la réalisation du processus de dégradation.

1.7.2. Les caractéristiques influençant les processus d'érosion

1.7.2.1. Caractéristiques des sols

La sensibilité des sols au compactage en surface, sous l'impact de la pluie, également en profondeur, sous le poids des engins agricoles, influence l'évolution de leur comportement hydrique, notamment l'imperméabilisation progressive ou brutale.

Le critère le plus important pour apprécier la résistance d'un sol à l'érosion est la stabilité structurale qui est l'aptitude de la terre à résister à l'action dégradante de l'eau. Cette résistance reflète leur comportement à l'humectation lorsqu'ils sont soumis à l'impact des gouttes de pluie. La stabilité structurale est influencée par de nombreuses caractéristiques des sols dont les plus souvent évoqués sont la texture, la nature minéralogique des argiles, la teneur en matière organique et l'état et l'histoire hydrique. Il existe un indice d'instabilité, qui varie de 0,1 à plus de 100 pour les terres les moins stables (Soltner, 1975). La stabilité structurale est influencée par :

- La composition granulométrique : Auzet (1987), met en évidence l'influence de la composition granulométrique sur la stabilité structurale en absence des autres facteurs. Monnier et Stengel (1982), ont tirés un triangle structural (figure 4) où les sols limoneux apparaissent comme les plus instables au contraire des sols argileux. Par ailleurs, ces deux auteurs démontrent que les sols à texture plus grossière ou plus fine sont moins sensibles au détachement par la pluie du fait de la masse plus importante de leurs particules ou de la plus grande stabilité des agrégats.
- La nature minéralogique des constituants : la stabilité des agrégats peut varier énormément suivent la nature des minéraux argileux, du fait de leur propriété de gonflement à l'eau. Les phénomènes de gonflement-retrait qui interviennent lors des cycles d'humectation dessiccation des particules argileuses entraînent une microfissuration des agrégats qui ne se traduit pas systématiquement par une désagrégation mais facilite les désagrégations ultérieures.
- Les matières organiques : elles favorisent l'agrégation des particules entre elles et ainsi une influence positive sur la stabilité structurale, influence d'autant plus grande que la teneur en argile est faible. Elles agissent essentiellement en modifiant la mouillabilité du sol puisqu'elles favorisent l'infiltration de l'eau lorsque le sol est humide. Dans un sol limoneux type et sur sol labourable, un taux de matière organique de 2,5 à 3% est considéré comme bon. Par contre, sur des prairies, ce taux est fréquemment de 4 à 6%.
- L'état et l'histoire hydriques : ils expliquent d'importantes variations de la stabilité structurale et de la sensibilité au tassement. L'histoire hydrique intervient du fait des modifications de mouillabilité des constituants organiques (Auzet ,1987). La stabilité du sol augmente si le sol reste faiblement humide pendant plusieurs jours et inversement, diminue lorsqu'il est à proximité de saturation. Les flux d'infiltration qui conditionnent le ruissellement dépendent de l'état de surface et du système de porosité, influencé par l'état de compacité, la fissuration et l'activité biologique.

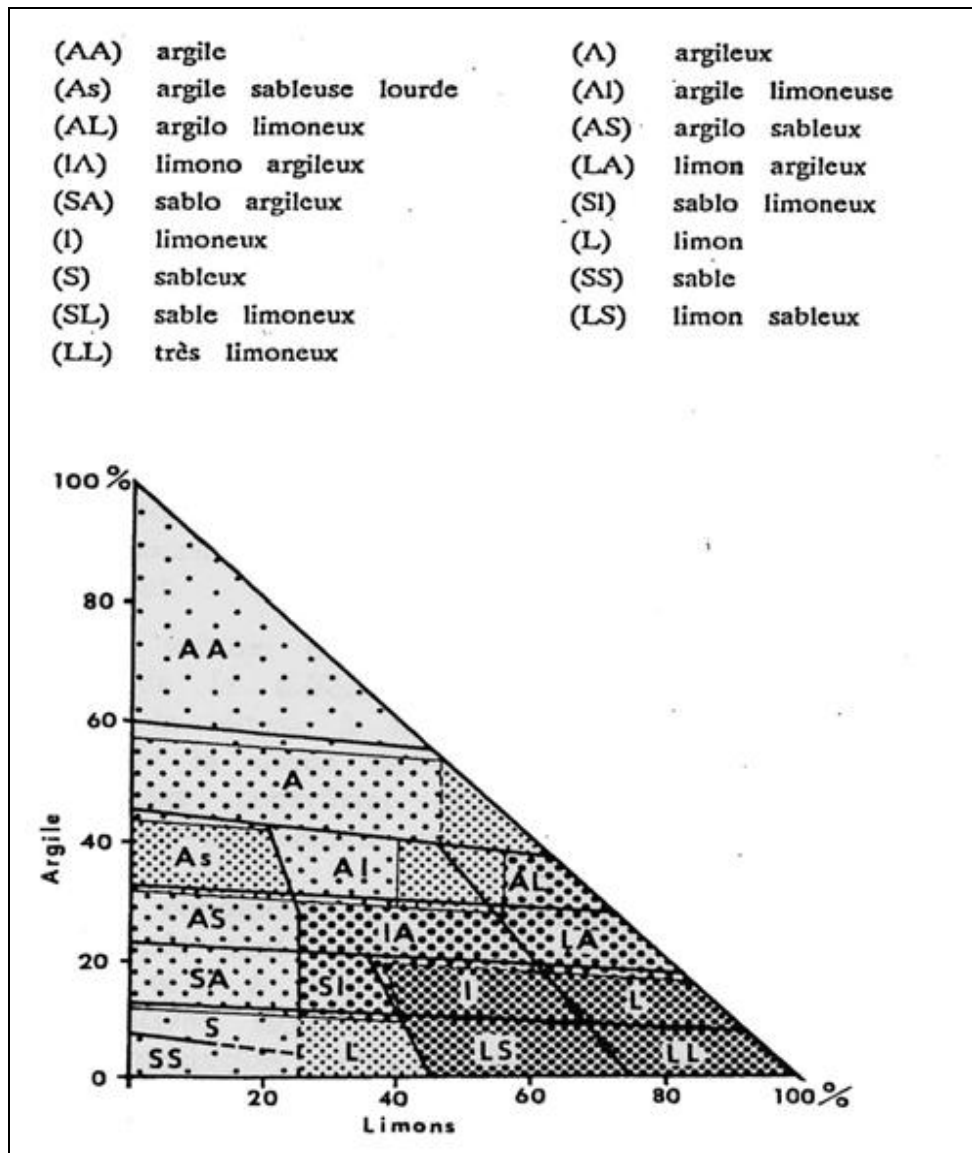


Figure 4 : triangle textural GPPA renseigné en classes de stabilité structurale (Monnier et Stengel, 1982).

1.7.2.2. Les caractéristiques de la pluie

L'efficacité de la pluie vis à vis des processus d'érosion est liée aux rôles qu'elle a dans le détachement des particules des sols, mais surtout dans la formation du ruissellement. Cette érosivité dépend essentiellement de l'intensité et du volume des précipitations.

L'intensité d'une pluie est le rapport d'une hauteur d'eau à une durée (exprimée en mm/h ou mm/min). L'intensité réelle ou instantanée se réfère à un instant au cours de la pluie et n'est jamais constante au cours d'un même événement pluvieux. L'intensité moyenne au cours d'une pluie est le rapport du volume total de la pluie à la durée effective de la pluie.

Une averse est en général définie comme un ensemble de pluies associées à une perturbation. La durée d'une averse peut donc varier de quelques minutes à une centaine d'heures avec plusieurs pointes d'intensité. Dans les études de ruissellement, la fréquence d'apparition et le temps de retour des averses vont jouer un rôle important. Ils fixent des critères de prévision et de risques liés à ces averses.

Le détachement des particules de sol sous l'impact des gouttes de pluie résulte du travail exercé par les gouttes à la surface du sol. Il est donc lié à l'énergie cinétique des gouttes. En l'absence de vent, la vitesse des gouttes augmente proportionnellement à leur taille, et si la taille des gouttes augmente avec l'intensité (Laws et Parsons cités par Auzet 1987), la taille médiane n'augmente que jusqu'à un maximum de 70 à 100 mm/h au-delà duquel le choc des gouttes entre elles peut en réduire la taille à l'arrivée au sol. Dans ces conditions, à hauteur d'eau égale, la capacité de détachement des pluies intenses est supérieure à celle des pluies fines.

D'autres composantes climatiques peuvent jouer un rôle primordial. L'évaporation d'abord qui entre les périodes pluvieuses peut jouer sur le degré de dessiccation des fragments de surface et modifier la stabilité structurale et le profil hydrique des couches superficielles et modifier ainsi l'infiltrabilité. Les alternances humectation/dessiccation quant à elles, peuvent engendrer, même en sol limoneux, une certaine microfissuration des fragments terreux qui favorise le détachement des petits agrégats. Les alternances gel/dégel ont sans doute un effet majeur d'engendrer en surface et dans certaines conditions des teneurs en eau particulièrement élevées.

La formation d'un excès d'eau à la surface du sol dépend donc principalement des caractéristiques de la pluie (intensité ou cumul pluviométrique selon le processus) et des caractéristiques du sol dont la plupart varient dans le temps et l'espace.

1.7.3. L'entraînement des particules par le ruissellement

Les pluies qui tombent sur le sol nu fraîchement travaillé favorisent le développement de la battance ainsi que la réduction de la rugosité. Ces évolutions conduisent progressivement au ruissellement de surface qui va pouvoir se charger en terre. La charge en terre des eaux de ruissellement se fait à la fois dans le talweg (érosion par ruissellement concentré) et sur l'impluvium (érosion diffuse ou de type rigole, inter-rigole).

Le ruissellement a un rôle déterminant dans le détachement des particules, en particulier dans les formes d'incision et dans le transport du matériel mobilisé. En absence de ruissellement, les particules de sol détachées par la pluie ne sont pas transportées très loin. L'érosion est ainsi très dépendante des mécanismes de formation du ruissellement.

1.7.3.1. Les différents types de ruissellement

Les eaux de ruissellement correspondent aux eaux non infiltrées. L'occurrence du phénomène dépend d'abord de la capacité du sol et du couvert végétal à absorber ou retenir les eaux de pluies (Le Bissonnais, 2002).

Le ruissellement peut avoir plusieurs origines. Après avoir satisfait à l'interception de la végétation et au retour dans l'atmosphère par l'évapotranspiration, on peut dire que les pluies, en arrivant sur le sol se partagent en deux parties complémentaires : l'infiltration et le ruissellement. Ce qui ne s'infiltré pas ruisselle ou stagne dans les flaques et inversement. Les principaux facteurs qui influent sur le glaçage sont : la perméabilité du sol, l'intensité de la pluie, et la pente du terrain. Le ruissellement se déclenche dans deux cas, lorsqu'il y a saturation ou lorsque la battance occasionne le glaçage.

Le ruissellement de type **hortonien** prend naissance lorsque la capacité d'infiltration du sol (en mm/h) est insuffisante vis à vis de l'intensité de la pluie, le sol est engorgé sur une épaisseur située entre la surface de sol et le front de saturation. Il y a alors ruissellement et stockage superficiel temporaire des eaux dans les petites dépressions superficielles. L'infiltration de la pluie est seulement partielle et peut même être nulle. Le ruissellement permet alors le transport des particules dégagées par la battance des sols. Le rôle du ruissellement dans l'érosion est tout à fait fondamental à ce sujet. Ce ruissellement est lié à la structure et au comportement des horizons de surface. Durant un épisode pluvieux, les modifications des horizons de surface peuvent être mécaniques (micro transfert vertical et tassement de l'argile qui comble la porosité), climatiques (sol gelé ou en dégel qui limite la pénétration selon la teneur en eau), biotiques, anthropiques (le passage d'un tracteur a deux reprises au même endroit fait passer l'indice de ruissellement de 20 à 75%, (Veyret, 1998).

Ce sont ces valeurs très faibles de l'infiltration qui expliquent l'apparition d'eau en excès alors que le sol n'est pas saturé en profondeur.

Le ruissellement peut aussi apparaître lors d'une pluie sur un sol totalement saturé (**ruissellement par saturation**) en eau. C'est un cas rare, sauf sous des climats humides à pluies fréquentes.

Cependant, dans certaines situations agro-pédologiques, on peut avoir coexistence de ruissellements de différentes natures. Cayot (1996), montre que le type de ruissellement peut varier d'une année à l'autre en fonction de l'état hydrique du sol, notamment en hiver le ruissellement par saturation remonte dans le versant et prend le relai d'un **ruissellement hortonien**.

Les eaux de ruissellement se déplacent en surface du sol grâce à la gravité en empruntant la direction du gradient de pente le plus élevé. Les flux sont au départ inorganisé : une fine pellicule d'eau homogène se forme et se déplace lentement en protégeant le sol de l'effet splash. La lame d'eau s'épaissit, accélère et acquière une énergie cinétique suffisante au détachement des particules sous-jacentes. Les flux se canalisent dans les lignes de plus grand gradient de pente. Ces voies préférentielles d'écoulement seront d'abord temporaires, mais

pourront se pérenniser (ravines, rigoles) si la capacité érosive des flux successifs qui les empruntent est suffisante. Ces voies permettent un transport plus aisé et plus long, dans le temps et l'espace, des particules en suspension.

1.7.3.2. Trois théories pour expliquer la naissance du ruissellement

1. Théorie de Horton (1945) : le ruissellement naît lorsque l'intensité des pluies est supérieure à la capacité d'infiltration du sol (figure 5 a). Si on compare l'infiltration à l'intensité de la pluie, on constate que l'intensité d'infiltration décroît au cours du temps, d'une part parce que le potentiel capillaire diminue à mesure que le front d'infiltration pénètre à l'intérieur du sol et d'autre part, par dégradation de l'état de la structure à la surface du sol. Par contre, l'intensité de la pluie passe généralement par un (ou plusieurs) maximum et le volume de la pluie situé au-dessus de la courbe d'infiltration peut être considéré comme le ruissellement. Pour une séquence d'intensité voisine que le volume du ruissellement peut varier considérablement en fonction de la période où apparaît le maximum d'intensité dans l'averse. Plus tôt apparaît ce maximum, plus réduit sera le ruissellement puisque la capacité d'infiltration diminue au cours du temps. Cependant, les hydrologues ont montré qu'il était rare d'obtenir une bonne corrélation entre le volume ruisselé sur un bassin versant et l'intensité des pluies.

2. Théorie de la saturation du milieu : le ruissellement naît lorsque l'espace poreux du sol est saturé (figure 5 b). Si au cours d'une pluie simulée on constate d'abord le démarrage du ruissellement après une pluie d'imbibition, le ruissellement va augmenter jusqu'à atteindre un niveau stabilisé correspondant à la capacité d'infiltration stabilisée du sol. Mais si la pluie persévère (plus de 100 mm), il peut arriver que l'on observe une nouvelle croissance du ruissellement et un nouveau plateau d'infiltration stabilisée. Il s'agit simplement de la saturation de l'horizon labouré ; elle provoque le débordement de cette capacité de stockage que représente la macroporosité de l'horizon labouré. On peut constater soit que l'intensité de ruissellement correspond exactement à celle de la pluie simulée si l'horizon de profondeur est totalement imperméable ou qu'il reste une certaine capacité d'infiltration résiduelle correspondant à celle du fond de labour. Lorsqu'un milieu est totalement saturé, toute goutte d'eau tombant dans ce milieu ruisselle, quelle que soit l'intensité de la pluie.

3. Théorie de la contribution partielle de la surface du bassin au ruissellement : (figure 5 c), le ruissellement observé au niveau de la rivière est fonction de la surface du sol saturé au fond de la vallée. Si, au cours de la saison sèche, on mesure le ruissellement sur un bassin versant, on constate que la rivière réagit très rapidement aux orages alors qu'on n'observe pas de ruissellement sur les versants. Le volume ruisselé est réduit pendant cette période sèche car la surface saturée du fond de vallée est très étroite, souvent réduite au lit mineur. En fin de l'hiver, par contre, lorsque tout le volume de la couverture pédologique a été réhumecté jusqu'à capacité au champ, la moindre averse réalimente la nappe, laquelle va latéralement saturer une surface plus grande de la vallée. Par conséquent, même s'il n'y a pas de ruissellement sur le versant en période humide, l'ensemble du bassin versant va contribuer au volume écoulé par la rivière par extension de la surface saturée, la nappe étant alimentée directement par le drainage de l'ensemble du bassin.

1.7.3.3 Les facteurs qui font varier le volume ruisselé

a- la pluie

La hauteur des pluies, au cas où le ruissellement naît d'un engorgement du sol, ou l'intensité des pluies en 30 mn (Roose, 1973), qui règle la battance et la naissance du ruissellement, ou sur les fortes pentes des montagnes.

Hudson (1992), considère que les pluies n'entraînent pratiquement pas de ruissellement ni d'érosion sur les oxisols très résistants lorsque l'intensité des pluies est inférieure à 25 mm/h. Il existe donc des intensités limites de pluie en-dessous desquelles le milieu perméable ne peut ruisseler. Au simulateur de pluie, Lafforgue et Naah (1976), ont montré que la capacité d'infiltration du sol augmente si l'intensité des pluies augmente dans le cas d'une surface rugueuse du sol. Par contre, si le sol constitue un plan homogène finement poudreux, l'augmentation de l'intensité de la pluie ne joue pas sur l'infiltration. Sur des sols limoneux fragiles, l'infiltration diminue lorsque l'intensité des pluies augmente, car il se forme plus vite une croûte de battance très peu perméable (Boudjemline, 1987).

b-L'humidité préalable du sol

Ce paramètre s'exprime, soit par le déficit de saturation du sol avant l'averse (porosité non gorgée d'eau), soit par le temps en heures qui s'est écoulé avant la pluie, soit par l'indice de Köhler. La pluie d'imbibition est généralement nettement supérieure pour un sol sec que lorsque le sol est humide. Il y a une interaction entre l'état structural du sol et l'humidité préalable du terrain. Boiffin (1976), a montré qu'une simulation de pluie sur un sol limoneux sec peut entraîner une dégradation superficielle du sol plus rapide que si les mêmes pluies tombent sur des parcelles déjà humectées.

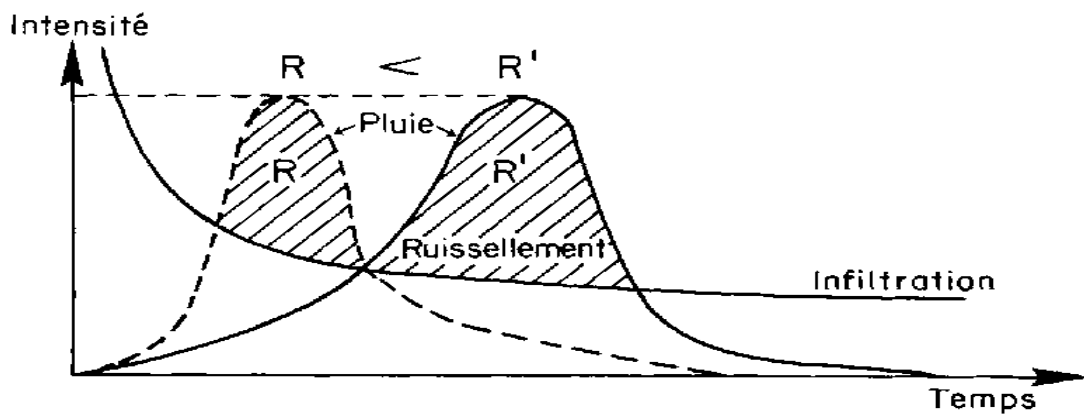
c- L'état de la surface du sol

Peut se décomposer en : organisation pelliculaire, fissuration, orifices d'origine biologique, rugosité.

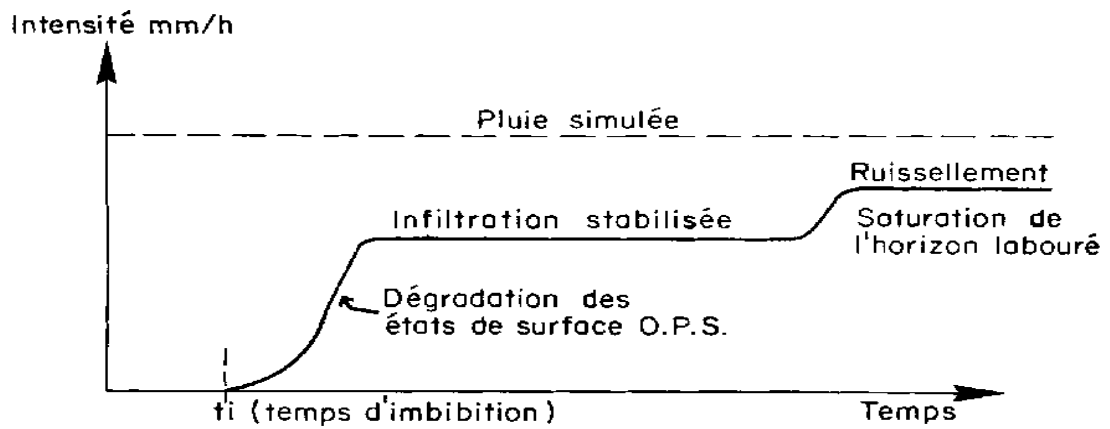
La rugosité de la surface du sol influence surtout la pluie d'imbibition mais cette influence diminue lorsque la pente augmente car le volume stocké dans les flaques diminue sur les pentes fortes.

Lorsque la surface des sols se dégradent, les mottes fondent et forment à leur surface une pellicule structurale de faible épaisseur, réduisant ainsi l'infiltration à quelques mm/h ou quelques dizaines de mm/h. Mais les croûtes de sédimentation qui envahissent le terrain à partir des flaques entre les mottes peuvent atteindre plusieurs centimètres d'épaisseur et avoir des capacités d'infiltration extrêmement réduites : de 0 à 10 mm/h. Le ruissellement d'une parcelle va donc dépendre de la surface couverte par les différents types de pellicules et par les macrospores qui restent ouverts entre les mottes à la surface du sol.

A)



B)



C)

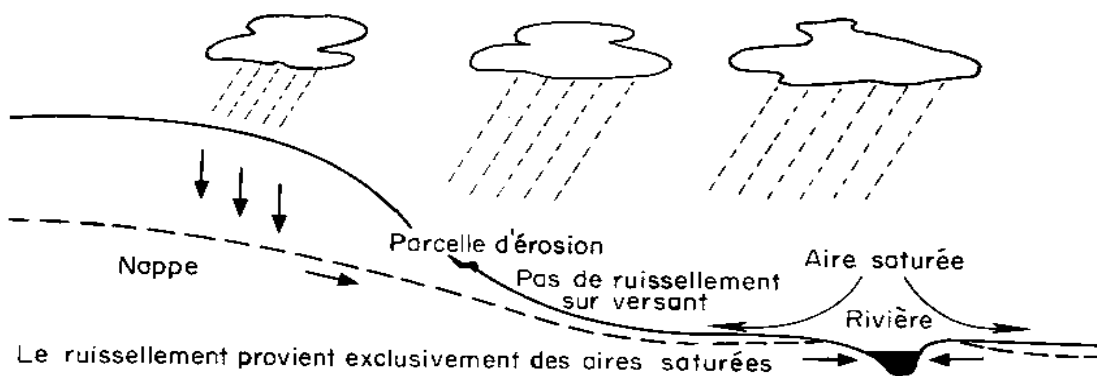


Figure 5 : naissance du ruissellement : A) si l'intensité de pluie > Infiltration. B) Si la porosité du sol est saturée. C) Contribution localisée du ruissellement

d- L'inclinaison de la pente

Généralement, l'inclinaison de la pente diminue le volume ruisselé car sur forte pente, on observe un meilleur drainage interne et une formation plus lente des pellicules de battance, lesquelles sont détruites au fur et à mesure par l'énergie du ruissellement (Roose, 1994).

Le facteur longueur de pente intervient également sur le volume ruisselé, mais si théoriquement, ce volume en pourcentage reste constant le long de la pente, il apparaît dans de nombreux cas, lorsque les sols sont dénudés, que le coefficient de ruissellement diminue lorsque la pente augmente (Poesen, 1987).

1.8. Ecoulement et érosion

L'écoulement de l'eau sur le sol exerce une action cisailante sur les grains de surface qui est d'autant plus forte que la vitesse du courant est importante. Le sol quant à lui offre une résistance au détachement de ses grains superficiels qui peut être assimilé à une sorte de résistance au cisaillement.

La vitesse à laquelle les grains sont enlevés par l'écoulement dépend de la dimension de ces grains. C'est la vitesse dite critique qui est relativement élevée pour les grains de très faibles dimensions car leur cohésion est très forte. Si la dimension des grains s'accroît, la vitesse critique décroît, jusqu'à un seuil (estimé par Hjulström (1935)) de 0,2 mm à partir duquel la vitesse nécessaire à l'arrachage s'accroît à nouveau.

Une fois arraché, le grain peut être transporté, même avec des vitesses d'écoulement inférieures, à condition toutefois que ces vitesses ne deviennent pas inférieures à la vitesse limite pour la sédimentation des grains qui elle dépend directement de la taille des particules.

Ceci dit, les chiffres donnés par Hjulström (1935) correspondent à une réalité théorique puisque composés de grains d'une même dimension. Les sols ont une réalité autrement plus complexe, les particules fines, notamment, pouvant être protégées par de plus grosses.

En outre, il paraît insuffisant de ne faire dépendre le déclenchement de l'érosion que de la vitesse de l'écoulement. Et si c'est un paramètre fondamental, la turbulence joue aussi un rôle dans le détachement des grains.

1.9. Evolution des valeurs d'infiltration au cours du temps

Au cours d'une pluie d'intensité constante entraînant un ruissellement, l'infiltration dans le sol, d'abord relativement forte, finit par diminuer pour atteindre une valeur relativement constante. Eimberck (1990), estime que si l'infiltration initiale des sols limoneux est de l'ordre de 30 à 50mm/h, elle diminue avec la fermeture de la porosité et passe rapidement à 5mm/h du début de l'apparition des croûtes structurales à l'apparition ponctuelle de croûtes sédimentaires, et ce, pour des pluies cumulées de 50 à 70 mm. Elle précise en outre que la somme des pluies cumulées nécessaire peut atteindre 150mm si des périodes de dessiccation interviennent entre deux épisodes pluvieux.

L'étude du problème d'infiltration se complique énormément du fait de l'hétérogénéité naturelle du terrain notamment au point de vue du compactage et des teneurs en eau. Il semble bien, cependant que la capacité instantanée d'infiltration à la surface du sol diminue elle aussi au cours du temps d'une façon assez générale.

« Au début d'une pluie, la capacité d'infiltration est relativement grande, puis, au fur et à mesure que le sol s'humidifie, elle diminue jusqu'à une certaine valeur constante, celle de la capacité d'infiltration terminale » le temps requis pour cela variant de quelques minutes à plusieurs heures suivant les pluies et les perméabilités du sol (Henensal, 1986).

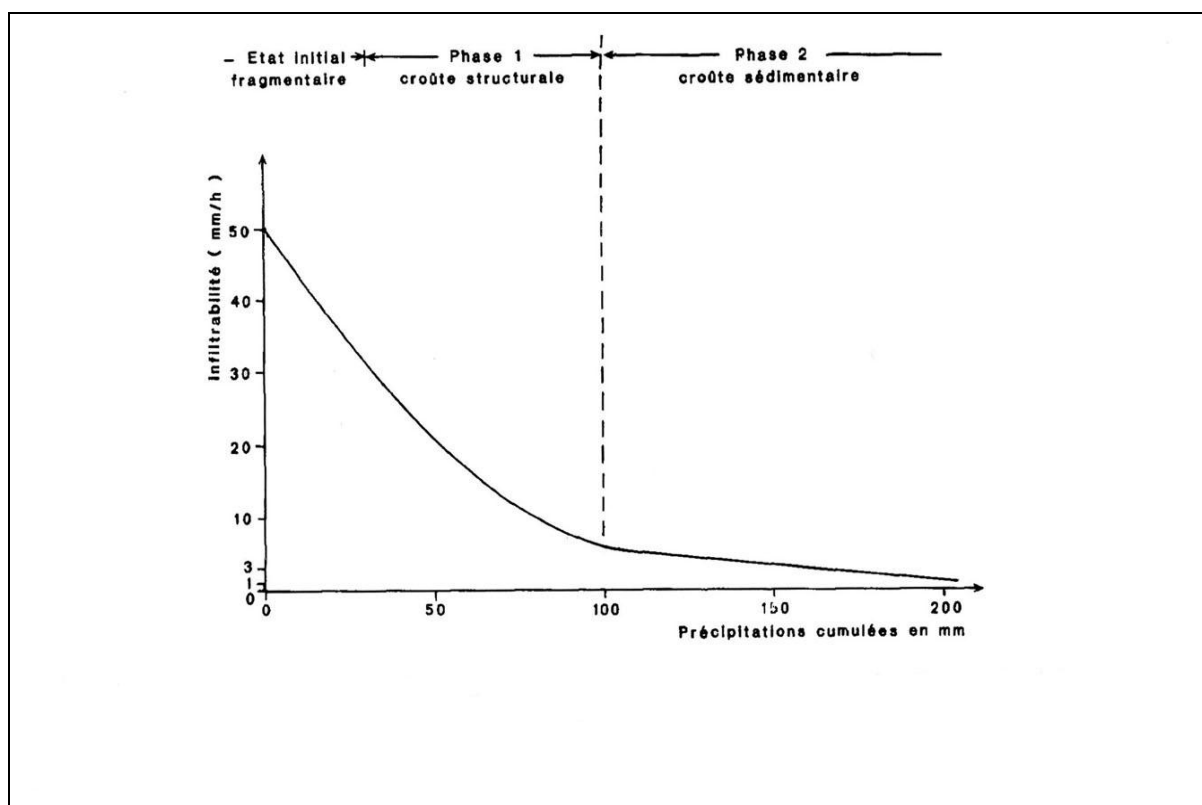


Figure 6 : diminution de l'infiltrabilité du sol en fonction de l'extension d'une croûte de battance (Eimberck, 1990)

Les valeurs d'infiltration dépendent de l'intensité de la pluie et de la pente du sol. Il apparaît donc difficile de systématiser l'infiltration sans tenir compte par exemple de l'intensité de la pluie, de la pente du sol mais aussi des données qui modifient les conditions de l'entrée de l'eau dans le sol (phénomènes de battance) ou qui modifient les conditions du mouvement de l'eau dans les sols.

On peut aussi noter qu'au niveau des zones compactées (traces de roues) les valeurs initiales d'infiltrabilité sont très faibles (3 à 5 mm/h) et atteignent rapidement la valeur plancher de 1mm/h (Ouvry, 1986).

Partie 2

Présentation de la zone d'étude

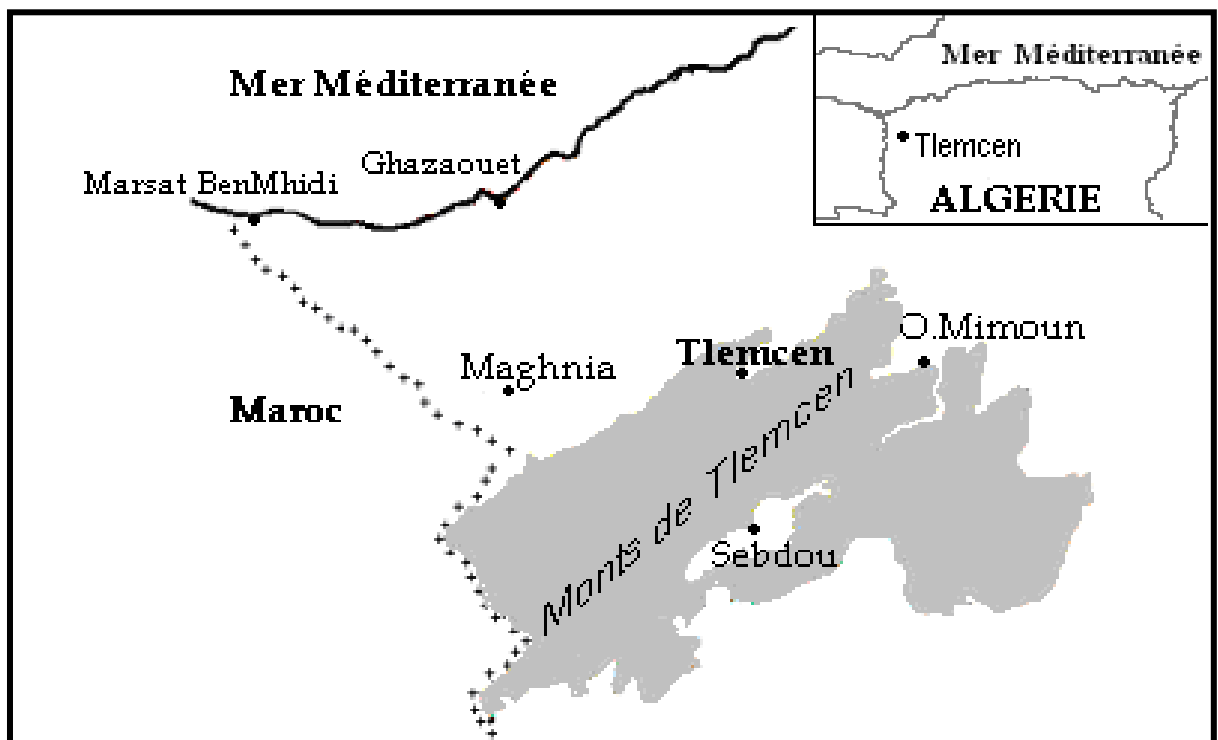
Introduction

Les monts de Tlemcen, situés au Nord-Ouest de l'Algérie, dans la partie occidentale de la chaîne tellienne, présentent une orientation générale W SW- ENE, ils sont affectés de failles plus ou moins transversales.

Ils sont découpés par trois principaux systèmes de failles transversales à savoir : la transversale de Tafna Magoura, la transversale d'Oued Chouly et la transversale d'Ain Tellout.

Le passage de ces trois accidents, affleurement de la Tafna à l'est de Béni Bahdel (Doumergue, 1910), de Sidi Benséfia (Lucas, 1952 ; Benest, 1971) et de Ain Tellout. Ces trois systèmes de failles obliques sont bien visibles dans la partie nord du massif.

Les monts de Tlemcen ont les altitudes élevées en moyenne 900-1000m et culminent à 1843 m au djebel Tenouchéfi au sud ouest ; notons en plus les altitudes suivantes : (Dj. Ouargla 1797 m et Dj. Nador 1579 m...). Les monts de Tlemcen représentent des versants assez pentus et dissymétriques ou la pente dépasse parfois les 30 %, ils constituent une barrière aux masses d'air chargées d'humidité provenant du Nord à travers la méditerranée.



Carte 1 : situation géographique des monts de Tlemcen

Dans la région de Tlemcen, comme dans toute l'Algérie du nord, les sols subissent une forte dégradation et en particulier en zone de montagne. Cette dégradation est amplifiée encore plus au cours de ces dernières décennies. Ces zones de montagnes constituent un enjeu socio-économique important et restent très touchées par le phénomène de dégradation. Ainsi les équilibres entre la végétation, le sol et l'eau se trouvent perturbés.

2.1. Pédologie des monts de Tlemcen

Concernant cette région et en se référant à la classification de Durand (1954), on peut retenir les catégories de sols reliés aux régions telliennes humides pour la partie Nord des monts de Tlemcen et les sols reliés aux régions semi-arides pour la région sud de ces monts. Bricheateau (1954), retient pour cette zone deux grands types de sol en relation avec la nature du substrat géologique :

- ✓ les sols rouges méditerranéens formés sur le calcaire ou la dolomie du Kimmerdjien, Ce type de sol est très important en raison de l'extension des formations calcaires dans la région ;
- ✓ les sols typiquement lessivés ou même podzoliques rencontrés sur les grés séquaniens, dans lesquels, la perméabilité de la roche mère et la présence d'un humus acide, favorisent un lessivage marquant. Le travail de Gaouar (1980), vient corroborer les travaux antérieurs. En effet, ce dernier décrit trois types de sols à savoir :
 - des sols bruns rouges fersialitiques non lessivés au niveau du semi aride à faible pluviométrie qui se rencontrent rarement à un stade développé, mais souvent tronqués ;
 - des sols bruns rouges fersialitiques lessivés se localisant en zone Sud-humide sur un substrat gréseux donc perméable, ce qui favorise le lessivage ;
 - des sols brun rouges fersialitiques dits terra calcis (terra rossa et terra fusca). Ce sont les plus répandus et occupent les matorrals à Doum et à Diss ou ils sont bien protégés par les puissants systèmes racinaires des deux espèces végétales précitées, on les retrouve aussi sous chêne vert et chêne Kermès généralement à l'état tronqué, ce groupe de sols correspondrait à celui des terres rouges méditerranéennes décrit par Durand (1954).

Nous signalons au passage que la terra fusca est pratiquement antérieure aux sols rouges, de ce fait, c'est un sol fossile exhumé ayant servi de roche mère à certains sols à horizons organiques de types rendzine, tels décrits par Gaouar (1980).

Un travail récemment réalisé Kazi Tani(1996), a abouti à l'établissement d'une carte pédologique des monts de Tlemcen. La conception de cette carte s'est basée sur quelques études, localisées de sols et de topo séquences initiées au sein de l'institut de biologie et celui de foresterie de l'université de Tlemcen et complétées par une superposition des cartes lithologique, bioclimatique, de végétation et à un moindre degré de la carte des pentes établie originalement au 1/200 000 et ensuite réduite au 1/500 000 pour obtenir une uniformité sur le plan échelle de carte. Cette carte fait ressortir dix types de sols qui sont les suivants :

- Les sols bruns calcaires localisés à l'extrême est dans la région de Slissen,
- Les sols rouges fersialitiques relictuels occupant une importante aire, dans la partie Nord où la dolomie prédomine,
- Les sols fersialitiques lessivés profonds au niveau de la partie Ouest de la forêt de Hafir où la nature gréseuse et par conséquent perméable de la roche mère ainsi que le taux des précipitations (674 mm/an) permettent le lessivage,
- Les sols fersialitiques à tendzoliques, ne sont présents que dans la subéraie de Hafir, la végétation y est acidifiante et la roche mère est siliceuse facilitant leur pédogenèse,

- Les sols bruns rouges fersialitiques lessivés, dans la région de Ghar Roubane à l'Ouest des monts de Tlemcen où l'importance du drainage et des précipitations favorise le lessivage.
- Les sols bruns rouges fersialitiques non lessivés dans la région de Djebel Tenoucheffi au piémont de celui-ci les faibles précipitations sont le facteur principal qui défavorise le lessivage.
- Les lithosols et les régosols occupent des zones dans lesquelles le couvert végétal n'est pas très important et par conséquent le phénomène d'érosion reste le fait marquant de ces régions.
- Les rendzines sont des sols calcimagnésiques typiquement intra-zonaux et ainsi on peut les trouver dans la pineraie mixte de Slissen.
- Les vertisols sont liés beaucoup plus aux conditions situationnelles qui déterminent leur présence.
- Enfin, les sols alluviaux à leur tour sont favorisés par un type de relief bien déterminé.

2.2. Situation géographique de la zone d'étude

La forêt de Zariffet se trouve à environ 10 km de la ville de Tlemcen, elle est orientée vers la région Sud Ouest de la wilaya sur une superficie de 931 ha, ces altitudes sont comprises entre 1050 et 1217 m. La forêt de Zariffet est implantée en grande partie dans les monts de Tlemcen.

Elle s'inscrit entre les coordonnées Lambert suivante :

X₁:123,3 Y₁:177

X₂:129,8 Y₂:180,5

Cette forêt est limitée :

-Au Nord : par Ain Ramla et la commune de Mansourah et Beni-Mester,

-l'Est : par djebel Moudjet et la commune da Mansourah,

-l'Ouest : par Ain El Mergene et la forêt domaniale de Hafir,

-Sud : par Dar Diss et la commune de Terny –Béni Heddeil.

2.2.1. Contexte administratif

La forêt de Zariffet se trouve dans son intégralité au sein du parc national de Tlemcen et traverse le territoire de trois communes :

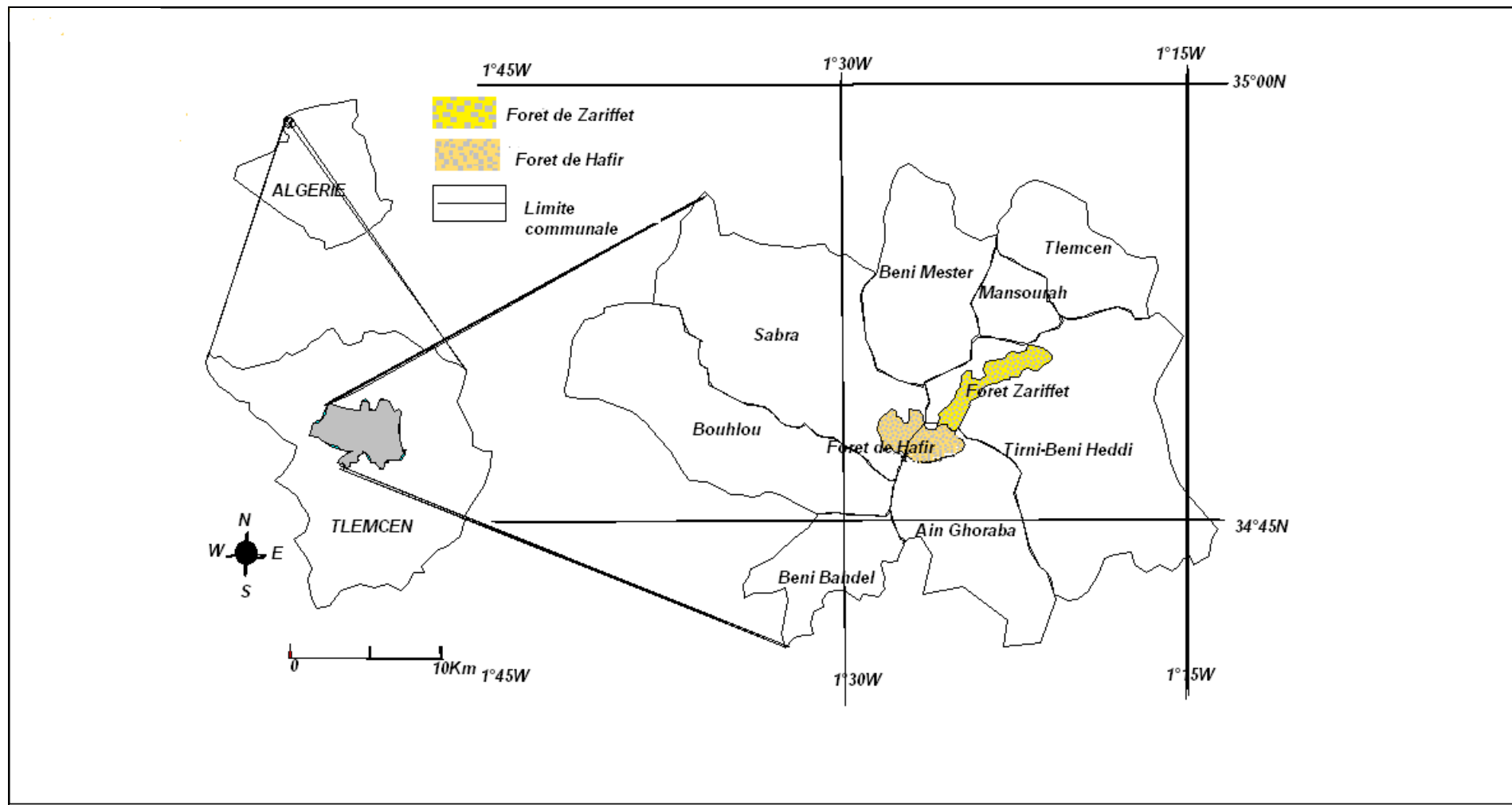
-Beni Mester 189 ha

-Terny 659 ha

-Mansourah 83 ha.

2.2.2. Contexte juridique

La forêt de Zariffet relève dans sa totalité du régime juridique domanial et se trouve de ce fait sous la gérance de la direction générale des forêts. Sa gestion est assurée par la conservation et la circonscription des forêts de Tlemcen et le parc national de Tlemcen. (District de Terny et triage de Zariffet, la wilaya de Tlemcen, daïra de Mansourah et la commune de Terny).

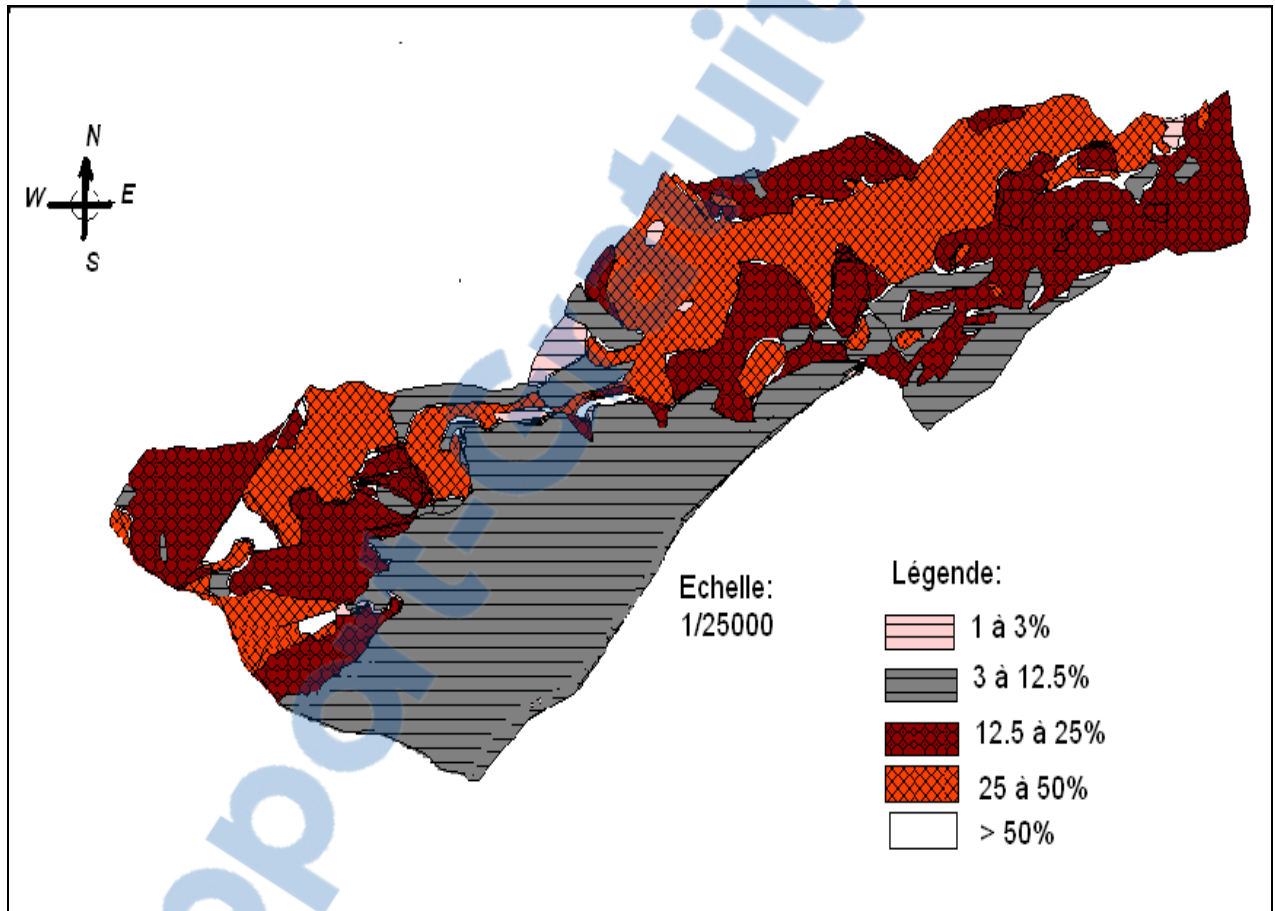


Carte 2 : carte de situation géographique de la forêt de Zariffet

2.2.3. Aspect physique

2.2.3.1. Topographie

La forêt de Zariffet est assise sur un relief accidenté où toutes les expositions sont présentes. Cependant les expositions nord et nord ouest sont les plus dominantes avec une grande influence des vents et des ensoleillements très accentués. Les pentes dominantes sont de l'ordre de 12.5 à 50 %.

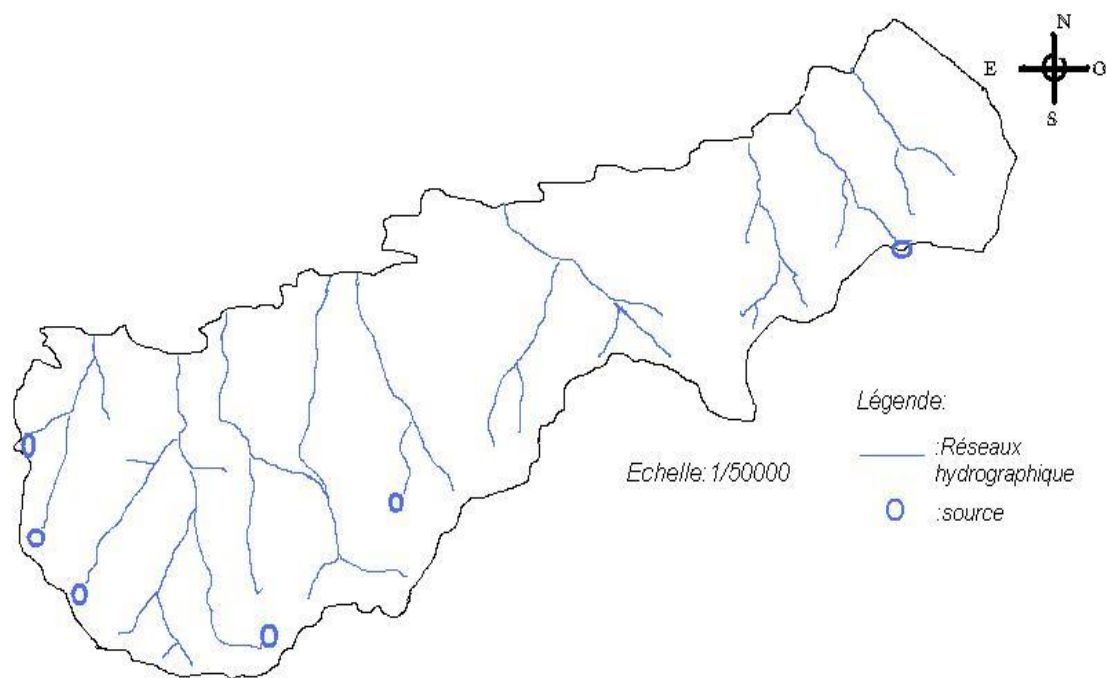


Carte 4 : carte des pentes du massif Zariffet

Le réseau hydrographique est assez développé, il est constitué d'un :

- ✓ Oued nommé Oued Zariffet avec 03 principales sources (Ain Zariffet, Ain Barhdad, Ain Defla). Sa longueur réelle est estimée à 3000 m (régime temporaire).
- ✓ Oued Bennacer à régime temporaire d'une longueur de 3250 m.
- ✓ Oued Safsafa à régime temporaire également d'une longueur réelle de 1500 m.

Ces cours d'eau se caractérisent par un régime saisonnier, avec un maximum d'écoulement en printemps-hiver.



Carte 3 : les réseaux hydrographiques de la zone d'étude

2.2.3.2. Géologie

Le rôle que joue le substratum géologique dans le façonnement et la diversification de la couverture pédologique ne peut être qu'un important facteur à étudier. En effet, les monts de Tlemcen sont considérés comme un vaste ensemble découpé en panneaux par une série d'accident subméridiens dont le jeu détermine l'orientation actuelle.

La forêt de Zariffet se localise dans les monts de Tlemcen où elle forme un puissant massif du jurassique supérieur à plissement tertiaire. Le sol est préconçu par des formations d'importantes couches de calcaires dolomitiques alternant avec des marnes et des argiles ainsi que de grès.

Par ailleurs la géologie de la zone se caractérise également par la présence de :

- grès de Boumediene
- calcaires de Zariffet
- calcaires à échenides
- dolomies de Tlemcen

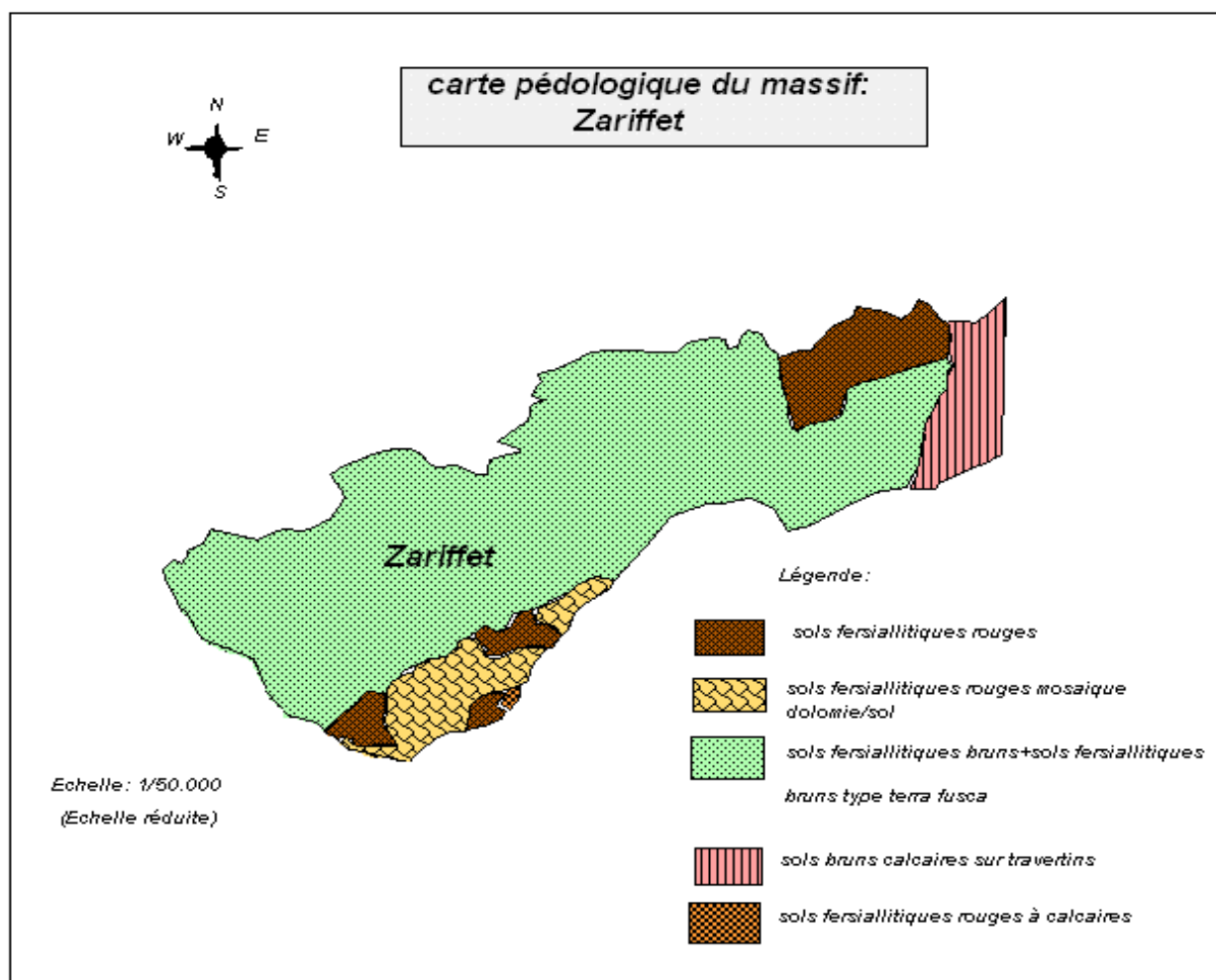
Les affleurements au niveau des sommets qui ont été affectés par le feu présentent une formation à base de calcaire, tandis qu'à mi pente le substrat est occupé par des grès dans lesquels poussent généralement le chêne liège.

2.2.3.3. Pédologie de la zone d'étude

Dans notre région, l'étude pédologique est très incomplète ; cependant, il existe quelques travaux qui caractérisent les sols de cette région.

La forêt de Zariffet fait partie des monts de Tlemcen, elle est caractérisée par plusieurs types de sols. Parmi ces sols, on cite le sol fersialitiques rouges qui sont des sols lourds très pauvres en réserves d'eau, mais riches en bases notamment en Ca^{++} , Mg^{++} , et K^+ . On y distingue le type lessivé et le type non lessivé avec une variante pseudogley.

Cependant, les sols typiquement lessivés et podzoliques se retrouvent sur les grès séquanien. Ces sols sont caractérisés par l'élaboration progressive d'un humus acide. Ils sont en général assez profonds.



Carte 5 : carte pédologique du massif Zariffet (Parc Nationale de Tlemcen, 2006)

2.2.3.3.1. Modèle pédologique retenu pour la forêt de Zariffet

Une étude approfondie a été faite à ce niveau, néanmoins l'étude d'une toposéquence à Zariffet sous la direction de Morsli (kaci, 2008) où des prélèvements pédologiques ont été réalisés qui nous ont permis de dégager les résultats suivants :

Aperçue sur quelques profils

➤ Profil 1

Coordonnées Géographiques : 34°50 54'.27" N 1° 21' 02.95" O

Date : 5-05-2008

Géomorphologie : replat

R.M. : grès

Pente : 20%

Végétation : Quercus Suber

0 – 5cm : Litière fraîche à épaisseur très variable en voie de décomposition, les fragments organiques possèdent encore une certaine organisation.

5 – 10 cm : Amas noirâtres de matière humique ayant perdu toute organisation végétale primitive, soumis à une attaque intense de la microfaune du sol. Texture limon argilo – sableux.

10 – 25cm : Rouge clair à rose pâle 2,5 Y R 6/6, structure fragmentaire arrondie avec prédominance d'agrégats centimétriques à polyédrique sub-anguleuse, texture argileuse, effervescence à HCl nulle, poreux, enracinement abondant, transition nette et rectiligne.

25 – 50 cm : Rouge (2,5 Y R 4/6), horizon compact à structure polyédrique prismatique, texture argileuse, tassé, effervescence à HCl nulle, transition nette et rectiligne.

>50 cm : Grés.

Caractéristiques synthétiques et pédogenèse du profil :

Cette unité est représentée par des sols développés sur des grès, sous végétation forestière (Quercus Suber) qui offre un humus de type mull ; ce type particulier de sol s'est développé sous l'influence de conditions topographiques locales bien particulières (bas de pente) et qui d'après le calcul de l'indice de l'entraînement (IE = 0,59) est un sol brun lessivé. Lorsque $0,5 < IE < 0,71$, le sol est lessivé (Baize, 1988). Le pH est neutre compris entre 6,8 – 7,2 pour les différents horizons qui est dû probablement à la présence de cations fixés sur le complexe absorbant, Le taux de calcaire total est faible (2%) et la conductivité est $< 2,5$ mmhos / cm.

➤ Profil 2

Coordonnées géographiques : 34° 50' 57.99" N 1° 21' 01.05" O

Date : 6-05-2008

Géomorphologie : replat

R.M. : grés

Pente : 8 %

Drainage : bon

Végétation : céréales

0-20cm : 2,5 Y R 5/4 brun rouge à structure polyédrique sub-anguleuse, poreux, activité biologique moyenne, texture limon argilo sableux, effervescence à HCl nulle, l'enracinement est très important, transition nette, rapide et rectiligne.

20 – 50cm : 2,5 Y R 4/6 rouge à structure polyédrique prismatique, à faible porosité, activité biologique très faible, effervescence à HCl nulle, transition nette avec l'horizon sous jacent (roche mère) rapide et rectiligne.

>50 cm : Grés altérable.

Caractéristiques synthétiques et pédogenèse :

Ces sols sont formés généralement sur grés. Ils sont remaniés par la mise en culture, et sont parfois peu épais allant jusqu'à l'affleurement de la roche mère. Le pH de l'horizon de surface de ces sols indique une tendance à être neutre et celle ci est probablement liée à la présence légère de bases dans le complexe adsorbant. La matière organique est très faible par le fait du travail du sol qui accélère la minéralisation au détriment de l'humification. La texture est limono sablo argileuse, le taux de calcaire total est faible (2 %), la conductivité électrique est de 0,3 mmhos/cm, ceci indique que c'est un sol non salé (conductivité électrique des sols non salés < 2,5 mmhos/cm, échelle de salinité (Servant, 1978).

Le degré de l'évolution de ces sols dans la région de Zariffet semble être en relation avec la position topographique du versant, orienté dans ce cas N – W et caractérisé par des pluies orageuses et une humidité de la Mer. Ces facteurs sont favorables à l'évolution des sols rouges et peuvent être sujets au lessivage. On rencontre ce type de sol sur pente très forte et sous une végétation comprenant des strates sous arbustives (Diss, Doum, Calycotome ...) et surtout herbacées en association très ouverte. Mais ces sols sont soumis à une mise en culture intense et peuvent être sujets à une dégradation accélérée notamment par le phénomène de l'érosion.

➤ **Profil 3**

Coordonnées. Géographiques : 34° 51' 03.93" N 1° 21' 00.86" O

Date : 07-5-2008

R.M. : grés

Géomorphologie : Pente

Pente : 25%

Drainage : mauvais

Végétation : Diss, Calycotome, chêne vert.

0 – 2cm : Litière fraîche à épaisseur très variable en voie de décomposition, les fragments organiques possèdent encore une certaine organisation.

2 – 10 cm : Amas noirâtres de matières humiques ayant perdu toute organisation végétale primitive, soumis à une attaque moins intense de microfaune du sol. Texture sablo - limoneux

10 – 25cm : Rouge clair 2,5 Y R 6/6 à structure granuleuse à grenue, texture sablo -limoneux, activité biologique moins importante, poreux, effervescence nulle, transition progressive avec l'horizon sous jacent et à enracinement horizontal.

>25 : Rouge 2,5 Y R 4/6 à structure polyédrique subanguleuse associée avec des agrégats grumeleux, poreux à texture argilo –sableux, effervescence à HCl nulle.

Caractéristiques synthétiques et pédogenèse du profil

Cette unité est représentée par des sols développés sur des grès tendres à relief accidenté (versants très pentus) avec beaucoup d'affleurements rocheux, ces sols sont caillouteux 15 – 50%, s'expliquant par la présence de l'érosion (ruissellement). L'indice d'entraînement IE >1/1,4 fait illusion à la présence de sols bruns faiblement lessivés. Le pH est neutre, les horizons sont peu calcaires, le taux de calcaire total est compris entre 1.6 % et 2.4%. Ces sols sont pauvres en MO (<2 %). La conductibilité électrique est inférieure à 2,5 mmhos/cm indiquant un sol non salé.

➤ **Profil 4**

Coordonné. Géographique : 34° 51' 09.51" N 1° 21' 05.92" O

Date: 08-05-2008

Géomorphologie : Replat

R.M. : grés

Pente : 8 %

Drainage : Bon

Végétation : Forêt de Pin D'Alep

0 – 5cm : Litière fraîche à épaisseur presque uniforme formée d'aiguilles de pin d'Alep en voie de décomposition.

5 – 10 cm : Amas noirâtres de matière humique ayant perdu toute organisation végétale primitive

10 – 25 cm : Brun 7,5 Y R 4/4, structure grenue à grumeleuse avec texture sablo-limoneux, activité biologique très faible, effervescence nulle, la transition n'est pas nette et est difficile à distinguer et à enracinement ramifiée et horizontal.

>25 : Brun (2,5 Y 5/4) jaune à structure grenue à grumeleuse, texture sablo-limoneux, effervescence nulle à HCl.

Caractéristiques synthétiques et pédogenèse

Cette unité est représentée par des sols développés sur des grès tendres sous une forêt de pin d'Alep (reboisement). L'horizon de surface est caractérisé par des horizons humifères distincts relevant un taux de MO important. Ces sols sont caractérisés par une texture sablo-limoneux et un pH neutre. Le taux de calcaire total est faible (1,6- 2,4%), la conductibilité électrique est inférieure à <2,5 mmhos / cm (sol non salé) . les horizons humifères reposent sur un horizon de couleur jaunâtre, issue de l'altération de la RM (grés), qui vient juste en dessous. Il s'agit dans ce cas de sols squelettiques en voie d'évolution.

➤ **Profil 5**

Coordonné. Géographique : 34° 51' 15.45" N 1° 21' 03.10" O

Date : 09-05-2008

Géomorphologie : PLAT

R.M. : grés

Pente : 8 %

Drainage : Bon

Végétation : Céréales

0 – 24cm : Brun rouge 2,5 Y R 5/4 à structure grenue à grumeleuse, texture limono sableux, forte activité biologique, effervescence nulle, transition difficile à distinguer, enracinement très abondant et bien proliféré.

24 - 35cm : Brun rouge 2,5 Y R 5/4, structure grenue à grumeleuse, texture limono-sableux, faible activité biologique, effervescence nulle, transition difficile à distinguer.

> 35cm Brun rouge 2,5 Y R 5/4, structure grenue à grumeleuse, texture limono-sableux, faible activité biologique, effervescence nulle, transition difficile à distinguer.

Caractéristique synthétique et pédogenèse

Cette unité est représentée par des sols formés généralement sur grès tendre, ils sont trop remaniés par la mise en culture et le travail du sol. La teneur en matière organique au sein des différents horizons de l'ensemble du profil est presque homogène due essentiellement au travail du sol (pratiques culturales) qui font le brassage des horizons, ce qui provoque une incorporation plus ou moins homogène de la matière organique. Le pH de tous les horizons est neutre, la texture est limono-sableux. Le calcaire présente des teneurs faibles. La conductivité électrique est comprise entre 0,3 – 0,6 mmhos /cm dans les deux horizons supérieurs indiquant un sol faiblement salé, de même l'horizon inférieur garde toujours le caractère du sol non salé.

➤ **Profil 6**

Coordonné. Géographique : 34° 51' 19.09" N 1° 21' 02.37" O

Date : 10-05-2008

Géomorphologie : Pente

R.M. : grès

Pente : 25%

Drainage : bon

Végétation : Diss, Calycotome, Doum

0 – 2cm : Litière fraîche à épaisseur variable en voie de décomposition, les fragments organiques possèdent encore une certaine organisation.

2 – 5 cm : Amas noirâtres de matières humiques ayant perdu toute organisation végétale primitive et soumis à une attaque intense de microfaune du sol. limono-sableux

5 - 28cm : Brun rouge 2,5 Y R 5/4, structure granuleuse à polyédrique subanguleuse, sablo-limoneux, faible activité biologique, effervescence à l'HCl nulle, sol compact, enracinement très superficiel.

> 28cm grès.

Caractéristiques synthétiques et pédogenèse

Ces sols sont formés généralement sur grès tendre sous couverture végétale forestière (maquis), où il y a présence d'affleurements rocheux avec une charge caillouteuse sous forme de bloc allant de 15-50 % et qui témoignent de la présence d'une force décapante (érosion). L'indice d'entraînement est > à 1/1,4, qui indique un sol faiblement lessivé. Le pH est neutre. La M.O est de 2,4% en surface, Les teneurs en calcaire total sont faibles. La conductibilité est < à 2,5 mmhos/cm (sol non salé).

➤ Profil 7

Coordonné. Géographique : 34° 51' 28.16" N 1° 21' 08.16" O

Date : 1-06-2008

Géomorphologie : Replat

R.M. : grés

Pente : 6%

Drainage : Bon

Végétation : Oliviers

0 - 10cm : brun, structure polyédrique, limono-sablo-argileux, activité biologique forte, présence de matières humiques ayant perdu toute organisation végétale primitive (fragments organiques possèdent encore une certaine organisation), incorporés au minéraux (complexe argilo-humique) ce qui lui confère une certaine porosité à forte activité biologique.

10 - 40 cm : Brun clair 7,5 Y R 4/4, structure polyédrique subanguleuse, texture limono-sableux, sol poreux, activité biologique faible et effervescence nulle à HCl.

40 - 60 : Rouge 2,5 Y R 4/6 à structure polyédrique prismatique, à faible porosité, texture sablo-argileux, effervescence nulle à HCl.

>60 : grés.

Caractéristiques synthétiques et pédogénèse

Cette unité des sols est formée généralement sur grés tendre sous végétation constituée d'olivieraie. On note la présence de l'asphodèle qui est une espèce indicatrice de surpâturage. Cette unité se caractérise par une forte charge caillouteuse (pierres) qui dépasse quelquefois les 40% et une surface de sol pourvue de croûtes de battance qui entravent l'infiltration et qui favorisent le ruissellement. L'indice d'entraînement IE >0,71 (1/1,4) indiquant probablement un sol brun à faible lessivage ; le pH est neutre dans tout le profil. La texture varie de limon argilo-sableuse en horizon de surface à sablo argileuse en horizon 3). Le calcaire total présente des teneurs toujours faibles. La conductivité électrique est <2,5 mmhos/cm.

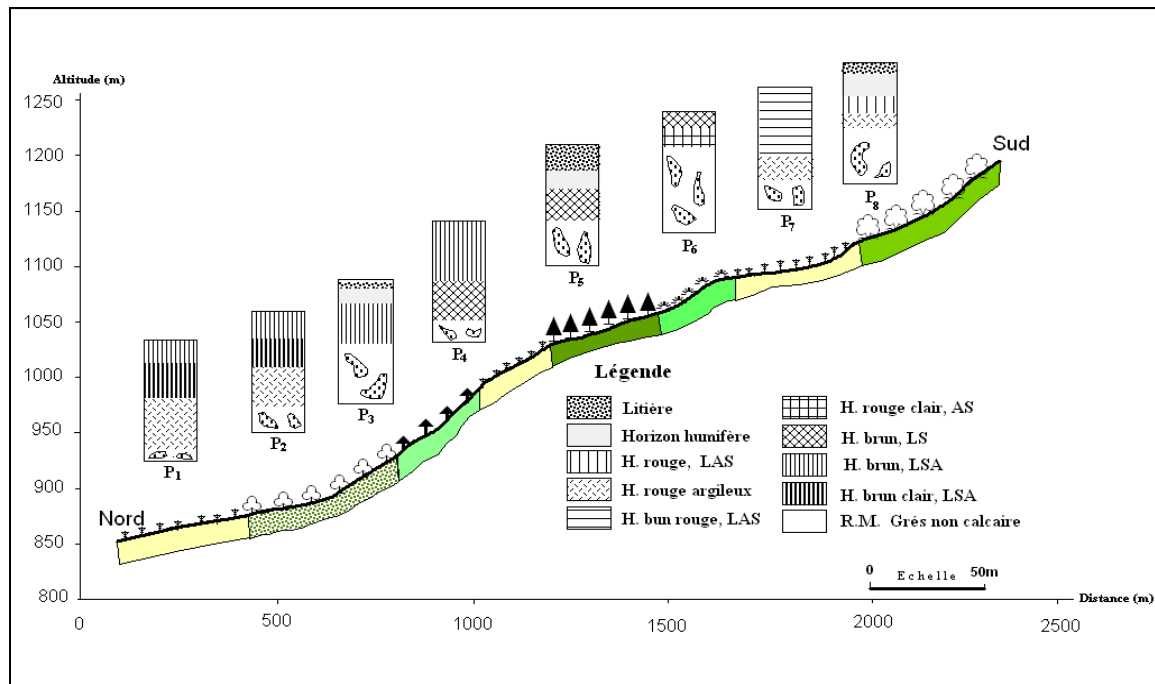


Figure 7 : toposéquence sur substrat gréseux dans la zone de Zariffet ; La variation de la dynamique du sol dû aux processus érosifs est liée à la variation d'occupation du sol (Morsli et al., 2011)

2.3. Occupation du sol

Les terres de la zone d'étude sont pour la plus part des terres à vocation forestière : structure à maquis de chêne liège (groupement à *Quercus Suber*) avec présence d'une futaie de pin d'Alep reboisée. L'agriculture occupe une surface non négligeable à prédominance de l'arboriculture, avec présence des cultures céréalière et même des cultures maraîchères à petite échelle.

2.3.1. Végétation naturelle

Dans la forêt de Zariffet, on distingue deux types de formations :

- une formation arborée constituée de chêne- liège, chêne vert et chêne zeen, avec une contenance de l'ordre de 453 ha, soit 47 % de la superficie totale.
- une formation basse constituée d'essences secondaires et sous arbrisseaux d'une superficie de 246 ha, soit 25% de la superficie totale.

En ce qui concerne, les essences principales, le chêne liège occupe 6/10, le chêne vert 3/10 et le chêne zeen 1/10.

Le chêne liège en particulier forme soit des peuplements purs et clairs soit mélangé avec le chêne vert, le chêne zeen ou les deux.

Le sou bois est très riche, clairsemé dans des endroits et abondant dans d'autres. Il est constitué essentiellement de : *Phillyrea angustifolia*, *Calycotome intermedia*, *Olea europea*, *Arbutus unedo*, *Erica arborea*, *Cistus ladaniferus*, *Cytisus triflorus* (endroit humide), *Cistus salviaefolius*, *Lavandula stoechas* et *Asphodelus microcarpus*.

D'autres espèces sous forme de plantes touffues sont présentes dans le sous bois telles que *Chamaerops humilis* et *Ampelodesma tenax*.

Tableau 2 : caractéristiques des sols de différents sites de la toposéquence (Morsli et al., 2011)

Site	Occupation	Pente %	Etat de surface	M.O. %	Epais. (cm)	Texture %	Cal. %	Charg. Cail. %	Erosion
Site 1	Matorral Dense	>20	Litière	2,5 (sol)	60	LAS* A*	2	1 à 2	traces
	Agriculture intensive+ GCES*	3 à 10	Meuble poreux	1 à 2	> 80	LSA*	2	-	traces
Site 2	Dissaie clairsemée	>25	Fermé et tassé	1 à 1,5	40	SL*	2	15 à 30	S.décapé tassé
	Forêt dense	6 à 20	Litière	4,5 (sol)	>50	SL*	-	-	traces
Site 3	Agriculture + Aménagements	3 à 6	Meuble poreux	1,3	> 80	LS*	3	2	colluvionnement
	Matorral clairsemé	>20	Fermé Tassé	2,2 sol dénudé	30	LS*	2,5	15	décapage rigoles
	Arboriculture (Oliviers)	10	Fermé	1,5	60	LS*	1,5	5	décapage griffes
	Céréales	6	Meuble	1,5	>80	LS*	3	2	griffes

*GCES : Gestion Conservatrice de l'Eau et du Sol ; LAS : limonosablo argileuse ; SL : sablolimoneuse ; A : argileuse

2.3.1.1. Etat des écosystèmes forestiers

Le paysage végétal actuel caractérisé par des montagnes dénudées est le résultat de l'utilisation et de l'exploitation anarchique et irréfléchie de toutes les surfaces boisées (installation des cultures, développement du nomadisme pastoral...) (Benabdelli, 1996). Il faut bien comprendre qu'à des causes naturelles de dégradation (milieu méditerranéen fragile) se sont ajoutées au cours des temps des causes anthropiques (Letreuch, 1981).

Il nous paraît que les deux raisons majeures citées ci-dessus ont contribué de manière déterminante à accentuer le déséquilibre et que le climat a lui seul ne peut être responsable de la dégradation car en réalité il ne semble pas exister de modification significative à l'origine de l'état des écosystèmes forestiers.

Au fond, toutes les causes se partagent la responsabilité du faciès forestier actuel (Letreuch, 1981). Morandini (1976), note à ce sujet : « l'homme considère la forêt comme une source de revenu inépuisable et gratuite ».

Les exploitations anarchiques ont altéré dangereusement la composition des peuplements. Les incendies, les coupes à blanc, le pâturage excessif, le défrichement ont des effets néfastes sur les formations forestières.

2.3.1.2. Les incendie

Il est clair que la forêt Algérienne faisant partie de la zone méditerranéenne n'a jamais été épargnée en matière de feux de forêt. Au rythme actuel de destruction du patrimoine

végétal par les incendies, dans un siècle au plus, la couverture végétale forestière sera anéantie si l'intervention des spécialistes n'est pas énergique et rapide. L'incendie paraît à nos yeux l'agression la plus grave qu'il soit, car, non seulement il entraîne la destruction totale de la végétation, mais en plus il altère le sol, enlaidit le paysage et compromet souvent la reconstitution végétale.

Les feux de forêt détruisent annuellement près de 2% de la surface forestière nationale, alors que les reboisements ne sont que de l'ordre de 1% soit une perte de l'ordre de 15 000 hectares par an et ceci bien évidemment dans le cas où tous les reboisements réussissent.

Dans les limites de la Wilaya de Tlemcen et sur les 17 dernières années (1980-1996) une superficie de 28 323 hectares a été dévastée par les feux de forêt (Bellahouel, 1997). Il est à préciser un pic en 1994 qui a occasionné la destruction de 19 500 hectares. Le feu risque de mettre en cause l'existence même de la forêt. Sa naissance et sa propagation dépendent de la présence de cinq éléments fondamentaux :

- L'imprudence et la malveillance.
- Les causes biologiques.
- Les facteurs climatiques.
- Le parcours par ses effets.
- Les travaux forestiers.

Il ne faut pas oublier la composition floristique et notamment la stratification des végétaux qui joue un rôle prépondérant.

Dans le domaine de la prévention, il est certain que les travaux d'amélioration des espèces forestières sont décisifs ainsi que le contrôle des opérations sylvicoles par dépressages et de parcours en forêt. L'aménagement et la sylviculture restent les moyens les plus efficaces et pérennes pour soustraire au feu de nombreux écosystèmes.

En dépit de quelques mesures préventives prises dans le cadre de la défense et la sauvegarde des formations végétales, aucun intérêt véritable et affirmé n'a porté sur les causes réelles des incendies en vue de mieux cerner ce fléau.

La forêt étudiée a subi plusieurs incendies successifs, le premier fut enregistré en 1892 et le dernier en 2007 (Tableau 2).

Tableau 2 : les incendies ayant ravagé les peuplements du chêne- liège de la forêt de Zariffet (Parc National de Tlemcen, 2008)

Année	Canton	Date initiale	Superficies Parcourue (ha)	Type de peuplement
1892-1903	Zariffet		450	Chêne liège
1961	Zariffet	16-07-1961	4	Chêne liège
1964	Zariffet	07-1964	2	Chêne liège
1966	Zariffet		450	Chêne liège
1970	Fernana		5	Broussailles
1975	Ain Merdjen	05-05-1975	60	Chêne liège
1978	Fernana	14-08-1978	5.5	Chêne vert
1979	Ain Merdjen	27-01-1979	2.8	Chêne liège
1983	Zariffet	29-07-1983	850	C.liège+C.vert
1994	Idem	22-07-1994	820	C.liège +C.vert
2007	Zariffet		50	Chêne liège

2.3.1.3. Le défrichement

C'est une action irrémédiable de destruction et de la disparition définitive de la végétation forestière en place pour un autre usage. Les défrichements à l'intérieur des formations végétales se justifient essentiellement par un gain de surfaces arables en vue de satisfaire les besoins de l'agriculture et de l'élevage. L'origine du défrichement remonte à la période de sédentarisation des populations, mais la vraie cause qui a fait accentuer et accélérer les défrichements est à l'origine de la colonisation.

En Oranie, de 1915 à 1989, près de 450 000 hectares de formations forestières ont été détruites et reconverties par défrichement.

Selon Benabdelli(1996) : « le défrichement est une action qui existe et qui existera encore tant que ses facteurs causaux ne sont pas pris en charge et que les riverains de la forêt ne bénéficient pas d'un programme de développement rural ou emploi quasi permanent en forêt. Son impact sur la végétation est une transformation radicale suivie d'une reconversion d'utilisation d'un terrain forestier ». La forêt de Zariffet est touchée par le défrichement qui commence à ronger la forêt.

2.3.1.4. Le surpâturage

Depuis des millénaires, l'homme et son troupeau puisent de la forêt leur nourritures et moyens de survie en dégradant ainsi les formations végétales forestières. Malgré la disponibilité des terrains agricoles pouvant servir pour une période appréciable de parcours est de 3 à 5 mois. La forêt a été brûlée pour faire apparaître des pâturages, dont le sol s'est

dégradé sous l'influence de l'érosion. La régénération des sylvatiques étant rendue par ailleurs aléatoire, voir impossible par un pâturage intensif.

Le berger se contente généralement de suivre le troupeau qui se stabilise sur une zone, provoquant ainsi une dégradation accentuée de la végétation, et c'est ce qui explique la complexité et la particularité du parcours dans la région. Le climat, par ses facteurs limitant joue un rôle déterminant dans la répartition et la disponibilité d'une couverture consommable abondante.

La production animale dépend exclusivement des formations forestières et des terrains domaniaux où tout l'apport fourrager nécessaire doit être prélevé pendant un laps de temps réduit. Le pâturage forestier assuré par l'ensemble des formations doit faire face, essentiellement pendant la période estivale et automnale, aux besoins de plus de 85% du cheptel (Benabdelli, 1996).

Benabdelli (1996), note que : « c'est dans l'étage semi-aride que l'agression du parcours sur les formations végétales est la plus intense car la majorité des peuplements sont ouverts et la biomasse consommable se concentre à 80 % dans la strate herbacée. Dans l'étage subhumide, les formations dans leur ensemble présentent un taux de recouvrement global assez élevé, supérieur à 60% agissant sur la biomasse consommable par les animaux de la strate herbacée qui ne représente que 35% des possibilités offertes »

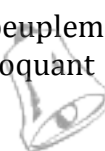
2.3.1.5. Exploitation forestière

L'exploitation forestière comme elle est pratiquée actuellement est perçue comme un facteur dégradant, car elle ne repose sur aucune méthode ayant fait ses preuves ni sur des techniques appropriées aux conditions tant biologiques, qu'écologiques, que sylvicoles des principales espèces qui accusent un retard considérable en matière d'étude d'aménagement forestier.

Les formations végétales, malgré leur résistance et leur adaptation aux conditions du milieu et de l'environnement ne pouvaient faire face aux actions d'aménagement improvisées. Ces formations sont souvent détruits par le feu , la chenille processionnaire, le dessèchement , les coupes illicites et vient ensuite l'exploitation programmée qui souvent ne fait que condamner ces formations à disparaître surtout sous des conditions écologiques aléatoires ne permettant que rarement une reprise de la végétation.

La futaie de chêne vert et celle de thuya ont connu une surexploitation à tel point qu'elles ne sont présentes que sous une forme de relique à un stade de dégradation avancé de taillis ne leur permettant pas d'atteindre des dimensions remarquables, bien qu'elles soient dotées d'un pouvoir de rejet remarquable. Dans ce cas, la futaie est bien rare et remplacée par des taillis sur d'immenses surfaces. Se pose alors toute la vraie question de la valorisation de ces taillis bien souvent improductifs. La conversion et la transformation de ceux-ci seront très certainement des voies à suivre afin de rendre, dans le cas des parcs nationaux, les forêts riches, variées et attrayantes.

Ceci n'est pas le cas actuellement en raison de l'état des peuplements dont la plupart ont été perturbés dans leur structure et leur physionomie provoquant un déséquilibre qui peut être dangereusement irréversible.



2.4. Le bioclimat

2.4.1. Vue générale

Le climat est l'ensemble des phénomènes météorologiques (température, vents, pression atmosphérique, précipitations...) qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère et son évolution en un climat donné, ces paramètres climatiques sont directement responsables de la répartition et du développement des plantes comme il intervient fortement dans la formation et l'évolution du sol. C'est un élément essentiel dans l'étude des différentes régions du monde. C'est le facteur qui se place en amont de toute étude relative du fonctionnement des écosystèmes écologiques (Thinthoin, 1948).

Le climat méditerranéen est un climat de transition entre la zone tropicale, avec un été très sec et celui des régions tempérées en bordure de la mer seulement l'hiver est très frais et plus humide (Emberger, 1955 ; Estienne et Godard, 1970). La pluviosité est concentrée durant la saison froide et relativement froide. L'été est une saison plus chaude étant sèche et comme la sécheresse coïncide avec les mois les plus chauds, on le qualifie de climat xérothermique.

D'une manière générale, le climat est à l'origine des caractères physiques fondamentaux, les termes pour désigner les zones géographiques : Tell, Steppe, Atlas Saharien et Sahara désignent en réalité des faits climatiques, en règle générale on distingue 04 grandes zones climatiques en Algérie occidentale entre les deux limites (mer et désert) (Alcaraz, 1969).

- la zone littorale : au climat chaud et humide, va du niveau de la mer jusqu'à 400 m d'altitude.
- la zone des montagnes tellienne est tempérée sur ses versants nord ; froide ou fraîche sur les autres versants et en altitudes.
- la zone des hauts plateaux et des hautes plaines sèches et arides est caractérisée par des extrêmes, marquées par des froids rigoureux et des chaleurs excessives.
- la zone saharienne se distingue par des pluies rares et irrégulières.

Plusieurs travaux ont été effectués sur le climat méditerranéen et particulièrement sur le climat de l'Oranie ; nous citons : Seltzer (1946) ; Emberger (1930 ; 1971) ; Bagnouls et Gausson (1953) ; et plus récemment : Quezel (1976) ; Le Houerou et *al.*, (1977) ; Daget (1980) ; Alcaraz (1983) ; Djebaili (1984) ; Pons (1984) ; Mahboubi (1995) ; ces travaux sont très intéressants car ils traitent une région très riche par sa flore qui est estimée par Quezel (1984) à 25000 espèces et plus récemment par Greuter (1991) à 24000 espèces.

Akman et *al.*, (1996), considèrent une forêt méditerranéenne, celle qui soumise au bioclimat méditerranéen, ce dernier est subdivisé en plusieurs ensembles bioclimatique en fonction de la valeur des précipitations annuelles, voir du coefficient pluviométrique d'Emberger (1930 ; 1955) et de la durée de la sécheresse estivale (Daget, 1977), mais aussi en fonction des étages de végétation (Quezel, 1974 ; 1981).

Les monts de Tlemcen sont sous l'influence du climat méditerranéen, avec deux saisons bien tranchées :

- une saison hivernale froide de courte durée.
- une saison estivale chaude et sèche de longue durée.

Cependant de point de vue stationnel, plusieurs facteurs vont influencer sur le climat, à savoir : l'exposition, situation géographique (topographie, proximité de la mer), le type de végétation.

2.4.2. Méthodologie

2.4.2.1. Choix des stations, de la période et de la durée

Le réseau météorologique d'une contrée pareille doit être dense, représentatif et bien suivi, à cause de son relief qui accentue la zonalité climatique. Nous avons choisi des stations météorologiques qui se trouvent à proximité des stations étudiées, dans le souci de bien cerner les influences climatiques zonales sur les conditions locales.

Notre étude bioclimatique a été réalisée sur deux (02) stations de référence : Mefrouche-Hafir.

Tableau 3 : données géographiques des stations météorologiques

Stations	Longitude	Latitude	Altitude(m)	Emplacement
MEFROUCHE	1°16'W	34°51'N	1100	Barrage
HAFIR	1°26'W	34°47'N	1270	Hafir

Dans cette étude on a exploité les données climatiques de deux périodes différentes, l'une ancienne de 26 ans (1913-1938) étude effectuée par Seltzer (1946), l'autre récente de 17 ans (1989-2005), les données sont fournies par l'agence nationale des ressources hydrauliques (A.N.R.H).

2.4.3. Les facteurs climatiques

Le climat de la région présente en général des irrégularités. Les précipitations diffèrent d'année en année. Les paramètres climatiques permettent de définir des climats régionaux, locaux et des microclimats.

D'après Barylenger et *al.*, (1979), la pluie et la température sont les charnières du climat, elles influent directement sur la végétation. Ces paramètres varient en fonction de l'altitude, de l'orientation des chaînes de montagnes et de l'exposition (Kadik, 1984). Le climat est un facteur très important dans le milieu puisqu'il régit la présence de la végétation et de son extension, ainsi que la nature du sol.

Tableau 4 : données climatiques des stations situées dans la zone d'étude

Ancienne période (1913-1938)

Stations	Moyenne mensuelles des précipitations et des températures (ancienne période : 1913-1938)													P annuelle (mm) Et t moyenne (°C)
		j	f	m	a	m	j	J t	a	s	o	n	d	
Mefrouche	P (mm)	95,61	86,80	120,77	62,90	64,14	17,61	3,77	2,52	15,10	47,80	51,58	113,22	681,83
	T (°C)	7,92	8,76	10,07	12,11	15,17	18,03	21,63	22,94	19,08	14,70	10,79	8,02	14,071
Hafir	P (mm)	108	109	106	67	63	20	6	4	28	49	95	102	707
	T (°C)	5,8	6,9	8,8	10,6	14,2	18,4	22,8	24,2	19,5	15,0	9,5	6,4	13,53

Source : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques(A.N.R.H) ,2005

Tableau 5 : données climatiques des stations situées dans la zone d'étude

Nouvelle période (1989-2005)

Stations	Moyenne mensuelles des précipitations et des températures (ancienne période : 1913-1938)													P annuelle (mm) Et t moyenne (°C)
		j	f	m	a	m	j	J t	a	s	o	n	d	
Mefrouche (1989-2005)	P (mm)	94,84	61,48	76,97	57,13	51,81	11,51	2,43	6,68	18,15	49,70	60,92	57,08	548,7
	T (°C)	6,70	8,20	10,00	10,70	14,80	20,00	24,40	24,30	19,60	14,50	11,00	8,20	14,36
Hafir (1975-1996)	P (mm)	67	76	62	53,4	60,1	8,6	7,2	9,5	19,5	25,9	51,8	60,6	483,98
	T (°C)	8,3	8,8	10,6	12,7	16	20,2	25	24,4	20,3	17	11,7	9,7	15,38

Source (A.N.R.H) ,2005

Station	Moyenne des minima et maxima (ancienne période : 1913-1938)													moyenne annuelle (°C)
		j	f	m	a	m	j	J t	a	s	o	n	d	
Mefrouche	m (°c)	3,96	4,28	4,82	6,14	11,35	12,65	15,14	16,8	14,48	9,88	6,24	4,32	9,184
	M (°c)	11,88	13,24	15,32	18,09	18,98	23,42	28,11	29,07	23,68	19,51	15,35	11,72	18,95
	(M+m)/2	7,92	8,76	10,07	12,11	15,17	18,03	21,63	22,94	19,08	14,70	10,79	8,02	14,071

Source : Seltzer ,1946

Station	Moyenne des minima et maxima (nouvelle période : 1989-2005)													moyenne annuelle (°C)
		j	f	m	a	m	j	J t	a	s	o	n	d	
Mefrouche	m (°c)	2,3	3,1	6	6,1	10,9	14,1	18,3	18,6	14,1	9,8	6,5	3,5	9,4
	M (°c)	11,1	13,3	14	15,3	18,7	25,9	30,5	30	25,1	19,2	15,5	12,9	19,3
	(M+m)/2	6,7	8,2	10	10,7	14,8	20	24,4	24,3	19,6	14,5	11	8,2	14,36

Source: A.N.R.H, 2005

2.4.3.1. Précipitations

Djebaili (1978), définit la pluviosité comme étant le facteur primordial qui permet de déterminer le type de climat. En effet, elle conditionne le maintien de la répartition du tapis végétal d'une part, et la dégradation du milieu naturel par le phénomène d'érosion d'autre part.

D'une manière générale, l'origine des pluies en Algérie est double :

1- « Les pluies dues aux vents pluvieux de secteurs Ouest et Nord-Ouest qui abordent le Maghreb par le littoral durant la saison froide » (Seltzer, 1946).

2-« les précipitations orageuses dues aux perturbation atmosphériques engendrées par les dépressions en provenance des régions sahariennes surtout à la fin du printemps » (Dubief, 1959).

Zarco (1965), signale que « la pluviométrie a une importance de premier ordre, c'est de la quantité d'eau qui tombe ou pluviosité qui dépendra normalement l'approvisionnement en eau des arbres ».

Avant d'interpréter les données climatiques des stations, on doit noter que, malgré leur importance, ces moyennes arithmétiques n'ont pas une grande signification écologique ou biologique, leur rôle est uniquement de fixer les idées en nous donnant « un ordre de grandeur » ; elles servent à exprimer la relativité qui existe entre une région et une autre.

D'après le tableau 5, on remarque que les précipitations sont extrêmement variables d'une année à l'autre et d'une station à l'autre.

D'une manière générale les monts de Tlemcen, reçoivent en moyenne 300 mm de pluie par an et peuvent augmenter sur les sommets de certaines montagnes (djebels).

2.4.3.2. Régime saisonnier

Pour faciliter le traitement des données climatiques, un découpage en saison de la pluviosité annuelle est indispensable. Musset (1935), définit le premier la notion du régime saisonnier. Il a calculé la somme des précipitations par saison et il a effectué le classement des saisons par ordre de pluviosité décroissante.

Daget (1977), définit l'été sous le climat méditerranéen comme la saison la plus chaude et la moins arrosée. Cet auteur considère les mois de juin, juillet et août comme les mois les plus chauds de l'été.

D'une manière générale, les précipitations sont réparties inégalement durant les saisons. Comme nous le montre le tableau 6, les précipitations les plus importantes sont celles qui tombent en hiver, par rapport à celle de l'automne, et au printemps bien que ces dernières constituent un apport non négligeable.

Tableau 6 : régime saisonnier des précipitations

Stations	Répartition saisonnière des pluies (mm)								Type		Précipitation annuelles (mm)	
	H		P		E		A					
	A p	N p	A p	N p	A p	N p	A p	N p	A p	N p	A p	N p
Mefrouche	295,6	213,4	247,8	185,8	23,8	20,6	114,4	128,7	HPAE	HPAE	681	548,7
Hafir	319	203,6	236	176	30	25,3	172	98	HPAE	HPAE	707	483,9

A p : ancienne période ; N p : nouvelle période

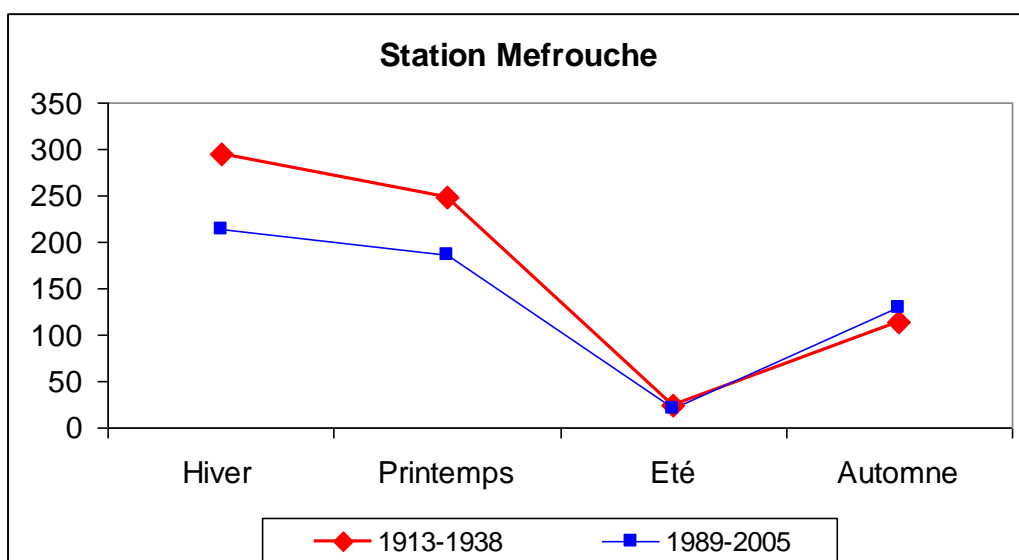
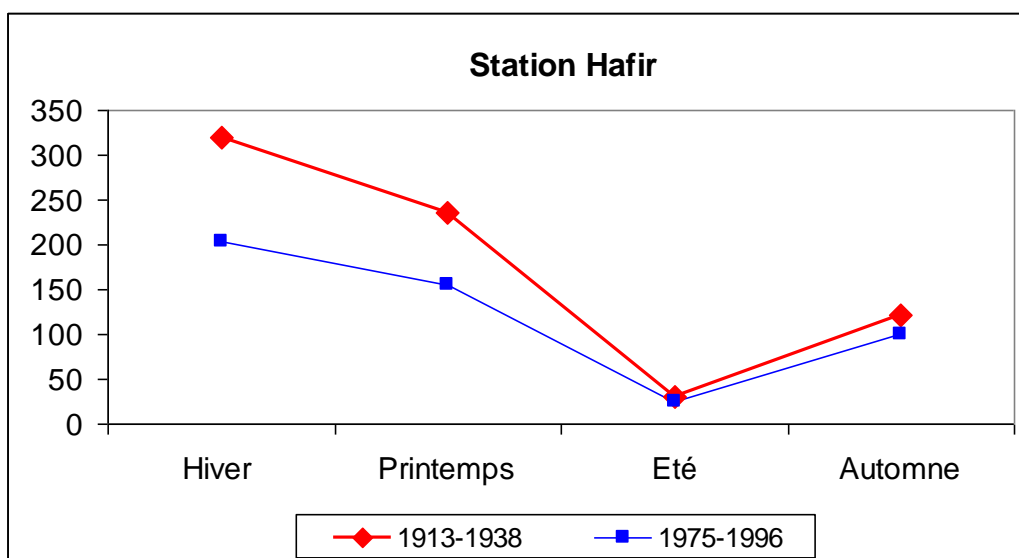


Figure 7 : régime saisonniers des précipitations

La période pluvieuse s'étend de novembre à mars voir avril. Nous avons remarqué que les deux périodes (ancienne et nouvelle) présentent le même type du régime saisonnier. Celui-ci correspond au régime semi continental (**HPAE**). Cette définition est appelée méthode de Musset (Daget, 1977).

- Le type HAPE correspondant aux zones littorales, ou plutôt ceux a influence maritime.
- Le type HPAE se rapportant à une région semi continentale.

2.4.3.3. Autres paramètres climatiques

Les précipitations et les températures, facteurs climatiques majeurs, restent les seules paramètres qui bénéficient d'une mesure quasi-régulière depuis le début du siècle (Seltzer, 1946). Cependant, l'analyse des autres paramètres climatiques, lorsqu'ils sont disponibles, permet de compléter et de nuancer les interprétations.

- **la neige** : c'est la forme solide des précipitations, c'est l'eau congelée qui tombe en flocons qui finissent par s'accumuler sur le sol. Elle peut constituer un apport d'eau appréciable pour la végétation (Djebaili, 1984). En effet le sol et la végétation ont des réactions différentes là où les précipitations tombent sous forme de neige et là où elles tombent sous forme de pluies : ceci apparait nettement dans l'écoulement que la neige ralentit et laisse le sol s'imbiber profondément moins disponibles dans les bulletins météorologiques. On note ces dernières années pour notre zone d'étude un enneigement aux mois de décembre et janvier avec des épaisseurs variables suivant l'altitude.
- **la grêle** : c'est une autre forme solide de précipitation, c'est des particules de glace tombent en averses, au cours des orages. Ce qui provoque des dégâts considérables sur la végétation. Elle est fréquente et ses risques sont à craindre de décembre à mars. Il a été dénombré annuellement (03) trois jours de chute de grêle.
- **la gelée blanche** : les gelées blanches sont des coups très clairs, elles provoquent un abaissement variante en hiver froid ($m=0^{\circ}\text{C}$), et le contraire sont nulles dans les climats à variantes chaud à (m) élevée (Le Houerou, 1995). Les gelées blanches sont fréquentes en hiver plus qu'aux autres saisons. Elle est particulièrement considérée entre fin de décembre et fin de mars.
- **les orages** : il se produit en saison humide et se succède par des pluies provoquant des dégâts considérables. Il a été dénombré en moyenne de 15 jours par an d'orage, pouvant se produire même pendant la période estivale, surtout pendant le mois d'aout.
- **le vent** : le vent est la conséquence de masse d'air, se déplaçant dans des zones de fortes pressions vers les zones de basses pressions. Les vents pendant l'hiver sont des courants froids et humides nord-ouest qui dominent et qui sont opposés à ceux venant du sud qui sont chauds et secs (sirocco) fréquent en été (15 jours par an), ainsi que les vents de sable rares insupportables, ils augmentent le pouvoir évaporant de l'air considérablement la sécheresse (Emberger, 1938).

2.4.4. Les facteurs thermiques (températures)

La température est considérée comme un facteur écologique fondamental, par l'association directe de son action, sur les êtres vivants et leur environnement à celle de tous les autres facteurs climatiques. Ainsi elle intervient dans le déroulement de tous les processus biologiques, selon des modalités diverses (Soltner, 1987).

Estienne et *al.*, (1970) précisent que la température règle les modalités de la météorisation des roches, elle conditionne l'évaporation physique et physiologique et intervient largement dans le régime des cours d'eau tout en fixant aux êtres vivants des limites plus ou moins strictes de répartition. Peguy (1970), le définit comme une quantité de l'atmosphère et non comme une grandeur physique mesurable.

Pour connaître les variations de température, Emberger (1955), utilise celle ayant une signification biologique.

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud en (°C).

m : moyenne des minima du mois le plus froid en (°C).

M-m : amplitude thermique.

$T = m + M/2$: Température moyenne annuelle en (°C).

2.4.4.1. Les températures moyennes mensuelles et annuelles

Notre étude comparative entre les deux périodes permet de situer les températures moyennes annuelles égales à 14,07 °C dans la station de Mefrouche et 13,53°C dans la station de Hafir pour l'ancienne période. Pour la nouvelle période les températures moyennes annuelles égales à 14,36°C dans la station de Mefrouche et 15,38°C dans la station de Hafir.

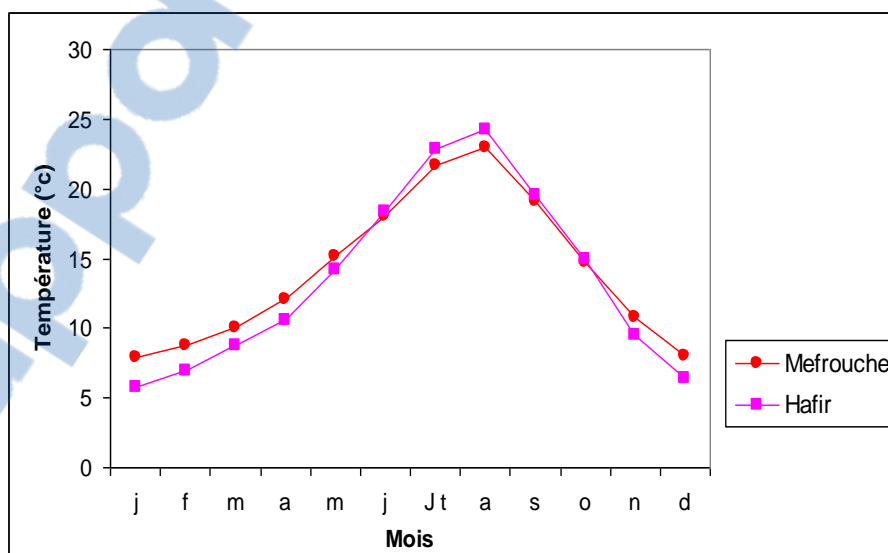


Figure 8 : variation mensuelle des températures pour les stations de référence (Ancienne période)

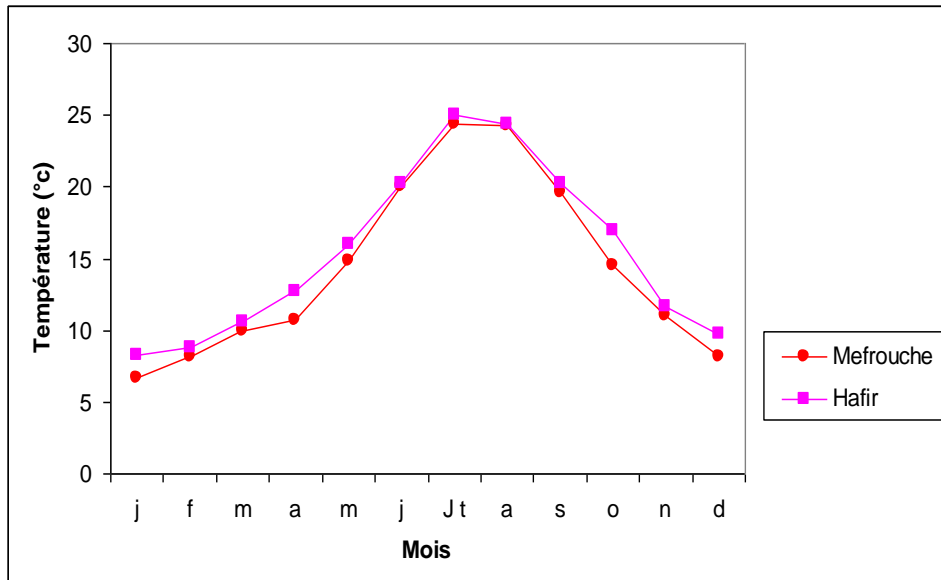


Figure 9 : variation mensuelle des températures pour les stations de référence (Nouvelle période)

A partir de ces valeurs on observe une légère augmentation de la température actuelle pour les stations d'étude.

- Les températures moyennes les plus basses dans l'ancienne période, se situent au mois de janvier : 7,92°C pour Mefrouche et 5,8°C pour la station de Hafir. Pour la nouvelle période, elles se situent au mois de janvier pour les deux stations d'étude : 6,7°C (Mefrouche) ; 8,3 °C (Hafir) .
- Les températures moyennes les plus élevées pour l'ancienne période, elles se situent au mois d'août : 22,94°C (Mefrouche), 24,2°C (Hafir). Pour la nouvelle période, elles se situent au mois de juillet : 24,4°C (Mefrouche), 25°C (Hafir).

D'après ces résultats, on remarque que le mois de juillet et août, sont les plus chaud et le mois de décembre et janvier sont les plus frais.

Généralement la période froide, s'étend de décembre à mars ; qui correspond à la période pluvieuse. La période chaude correspond à la saison estivale avec des pics important les mois de juillet et d'août.

2.4.4.2. La température moyenne des maxima du mois le plus chaud «M»

L'analyse des données climatiques montre que les températures les plus élevées sont enregistrées généralement aux mois de juillet et août ; période qui coïncide avec le manque de pluies. Comme il nous l'indique le tableau 7, $M = 29,07^{\circ}\text{C}$ (Mefrouche) et $33,1^{\circ}\text{C}$ (Hafir) pour l'ancienne période ; et $30,5^{\circ}\text{C}$ (Mefrouche) et $32,35^{\circ}\text{C}$ (Hafir) pour la nouvelle période. La relation entre «M» et les précipitations nous définit la saison estivale, qui correspond au mois les plus secs et les plus chauds (juin, juillet et août).

Tableau 7 : température moyenne des maxima du mois le plus chaud (A.N.R.H, 2005)

Station	Moyenne des maxima(M)	
	Ancienne période	Nouvelle période
Mefrouche	29,07 (Aout)	30,5 (Juillet)
hafir	33,1 (Aout)	32,35 (Juillet)

2.4.4.3. La température moyenne des minima du mois le plus froid «m»

Dans une classification des climats, Emberger utilise la moyenne des minima du mois le plus froid «m », qui exprime : le degré et la durée de la période critique des gelées. Le minima «m» diminue avec l'altitude Seltzer (1946) et BALDY (1965), on y observe le minima $m=3.96^{\circ}\text{C}$ (Mefrouche) et $1,8^{\circ}\text{C}$ (Hafir) pour l'ancienne période ; alors que pour la nouvelle période, nous remarquons une diminution de «m» $2,3^{\circ}\text{C}$ (Mefrouche) et une légère augmentation de $1,4^{\circ}\text{C}$ à la station de Hafir.

Le mois le plus rigoureux est celui de janvier et nous pouvons déduire que la période froide est toujours hivernale (décembre, janvier, février).

Tableau 8 : température moyenne des minima du mois le plus froid (A.N.R.H, 2005)

Station	Moyenne des minima(m)	
	Ancienne période	Nouvelle période
Mefrouche	3,96 (janvier)	2,3 (janvier)
hafir	1,8 (janvier)	3,2 (janvier)

2.4.4.4. Amplitude thermique moyenne ou indice de continentalité

L'amplitude thermique extrême moyenne (M-m) est un facteur climatique permettant de définir l'indice de continentalité d'une région donnée et par conséquent définir si elle est sous influence maritime ou continentale.

C'est une fonction des limites (M-m) que Debrach (1953) s'est basé pour proposer une classification thermique des climats :

- Climat insulaire $M-m < 15^{\circ}\text{C}$.
- Climat littoral $15^{\circ}\text{C} < M-m < 25^{\circ}\text{C}$.
- Climat semi-continentale $25^{\circ}\text{C} < M-m < 35^{\circ}\text{C}$.
- Climat continental $M-m > 35^{\circ}\text{C}$.

Tableau 9 : types de climats en fonction des amplitudes thermiques

stations	période	M-m (°C)	Type de climat
Mefrouche	Ap	25,11	Semi-continental
	Np	28,2	Semi-continental
Hafir	Ap	31,3	Semi-continental
	Np	29,15	Semi-continental

Ap : Ancienne période **Np** : Nouvelle période

En conclusion nous constatons que nos climats sont influencés par un climat semi-continental, dans l'ancienne et la nouvelle période.

2.5. Synthèse bioclimatique

L'étude synthétique du climat permet d'avoir un aperçu général sur le type de climat qui règne dans notre zone d'étude.

Cette synthèse climatique ne porte que sur deux paramètres climatiques, la température et les précipitations fournies par les réseaux de météorologie. Avant de procéder au calcul des indices bioclimatiques, nous avons fait appel à d'autres classifications climatiques. Sans oublier que cette classification donne lieu à de très nombreuses applications dans le domaine forestier, agricole, de planification écologique et aménagement de territoire. Selon Le Houerou et *al.*, (1977), cette classification est basée sur 3 critères :

a-Classification en fonction des précipitations

On peut classer nos stations d'étude dans :

Pour l'ancienne période :

La station de Mefrouche : appartient à l'étage humide supérieur, par contre la station de Hafir appartient à l'étage sub humide.

Pour la nouvelle période :

La station de Mefrouche appartient à l'étage sub humide, et la station de Hafir à l'étage semi aride.

Tableau 10 : classification des étages bioclimatiques

Etage bioclimatique	Précipitations en (mm)
Humide	>800
Subhumide	600-800
Semi-aride	400-600
Aride supérieur	300-400
Aride moyen	200-300
Aride inférieur	100-200
Saharien	<100

b-Classification en fonction de la moyenne des minima du mois le plus froid(m)

Emberger (1955) et Sauvage (1963), subdivisent les étages bioclimatiques en sous étages en fonction de «m».

Tableau 11 : classification des sous-étages bioclimatiques en fonction de «m»

Moyenne des minima du mois le plus froid (m)	-3	0	3	7	11
Sous -étage	Froid	Frais	Tempéré	Chaud	

Les deux stations sont sous l'influence d'un hiver frais.

c-Classification en fonction de la moyenne des maxima du mois le plus chaud(M)

Emberger (1955) et Sauvage (1963), subdivisent les variantes thermiques en sous-variantes en fonction de «M».

Tableau 12 : classification des sous-variantes thermiques

Sous-variante thermique	M (°C)
Température diurne basse	<10
Température diurne moyenne	10à12
Température diurne élevée	12à15
Température diurne très élevée	>15

Pour Rivas-Martinez (1981), sa suggestion de classification est considérée comme critère de base dans la définition des étages de végétation ; en effet il s'est basé sur :

- ✓ la température moyenne annuelle (T) en °C ;
- ✓ la moyenne des minima du mois le plus froid (m) en °C.

Elle correspond aux étages de végétations suivants :

- pour $T > 16^{\circ}\text{C}$ et $m > 3^{\circ}\text{C}$: Etage thermo-méditerranéen.
- pour $12^{\circ}\text{C} < T < 16^{\circ}\text{C}$ et $0^{\circ}\text{C} < m < 3^{\circ}\text{C}$: Etage méso-méditerranéen.
- pour $8^{\circ}\text{C} < T < 12^{\circ}\text{C}$ et $-3^{\circ}\text{C} < m < 0^{\circ}\text{C}$: Etage supra-méditerranéen.

Au terme de cette étude, il s'avère que les stations de Mefrouche et Hafir appartiennent actuellement à l'étage méso-méditerranéen.

2.5.1. Diagrammes ombrothermiques de BAGNOULS et GAUSSEN

Bagnouls et Gausсен (1953) ont élaboré un classement climatique satisfaisant aux nécessités de l'écologie végétale. Pour cela, ils ont imaginé de confronter des courbes de pluies (courbes ombriques) et températures (courbes thermiques), il en résulte les diagrammes ombrothermiques.

Pour ces auteurs un mois sec est celui dont le total moyen des précipitations est le double de la température moyenne exprimée en degré Celsius (°C).

Avec :

$$P \leq 2T$$

P : précipitation moyenne du mois en (mm).

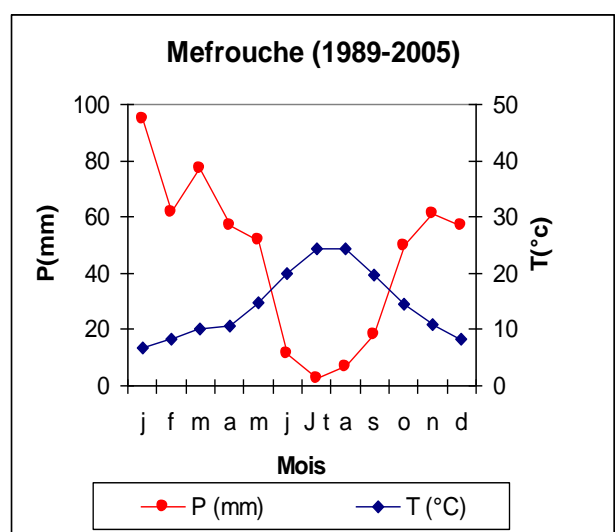
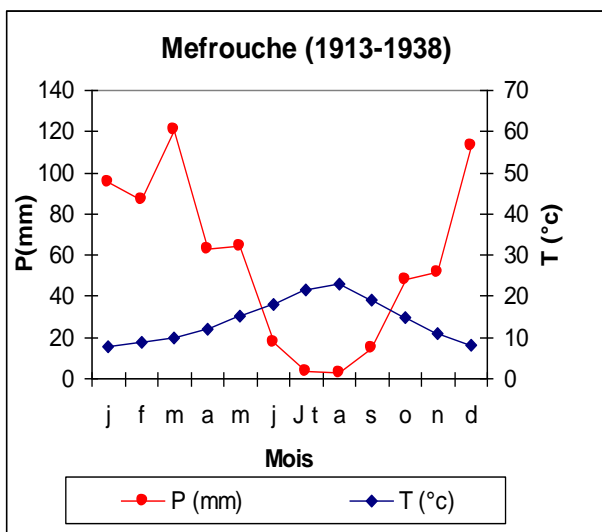
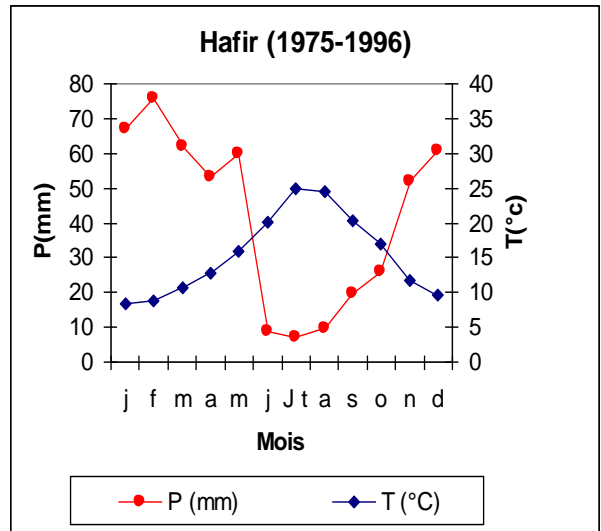
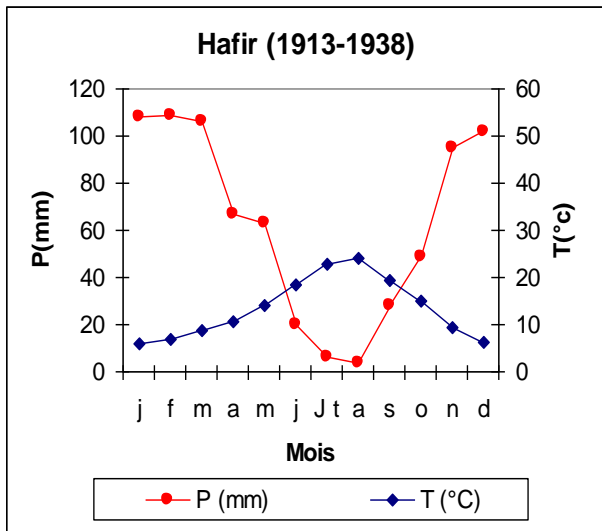
T : Température moyenne du même mois en (°C).

Pour visualiser ces diagrammes, ces derniers proposent une méthode qui consiste à porter sur un même graphe la température et la pluviométrie de sorte que l'échelle des températures soit le double des précipitations (1°C=2 mm) ; en considérant la période de sécheresse lorsque la courbe des précipitations passe en dessous de la courbe des températures. L'examen des diagrammes ombrothermiques des stations météorologiques (figure 9) montre que :

- Station de Mefrouche : 04 mois de sécheresse de mi-juin à mi-septembre pour l'ancienne période, par contre, la sécheresse est enregistrée du début de juin à mi-septembre pour la nouvelle période.
- Pour la station de Hafir : 03 mois et 15 jours de sécheresse (mi juin –début de septembre) pour l'ancienne période, pour la nouvelle période, la sécheresse est enregistrée de début de juin au début de septembre.

Pour l'ensemble de la zone d'étude, le climat subit une évolution puisque la durée de sécheresse suit un gradient croissant, car la surface comprise entre deux courbes est de plus en plus importante actuellement.

D'une manière générale, ces périodes de sécheresse englobent une partie du printemps, tout l'été et une partie de l'automne.



P (mm) : Précipitations.

T (°C) : Températures.

Période sèche.

Figure 10 : diagrammes ombrothermiques de BAGNOULS et GAUSSEN (Ancienne et nouvelle période)

2.5.2. Indice de sécheresse estivale

Cet indice s'exprime par le rapport entre les valeurs moyennes des précipitations estivales P (mm) et la moyenne des maxima du mois le plus chaud M (°C), selon la formule d'Emberger (1942) :

Le=P.E/M

La valeur de cet indice pour la forêt est indiquée dans le tableau 13. Il ressort de ce tableau que l'indice de sécheresse est très inférieur à 5 pour cette forêt. Ceci indique l'appartenance de celle-ci au climat méditerranéen selon la grille de Daget (1977), mais à sécheresse bien avancée.

Tableau 13 : indice de sécheresse estivale

Forêt	périodes	Pluviosité estivale P.E (mm)	Valeur de M (°C)	« Le »
Zariffet	1913-1938	35.3	32.9	1.1
	1989-2005	19.5	29.7	0.6

2.5.3. Le quotient pluviométrique d'EMBERGER

Emberger (1952), a proposé une formule plus simple, valable pour la région méditerranéenne où l'évaporation a une importance particulière. Il admet que cette évaporation croît avec l'amplitude thermique annuelle qu'il exprime par la différence entre la moyenne « M » du mois le plus chaud et la moyenne « m » du mois le plus froid (Ozenda, 1982).

Emberger propose d'utiliser pour la région méditerranéenne le quotient pluviométrique défini par l'expression :

$$Q_2 = \frac{200 \cdot P}{M^2 - m^2}$$

Avec :

P : précipitations moyennes annuelles en (mm).

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud en ($t^{\circ}k = t^{\circ}C + 273,2$).

m : moyenne des minima du mois le plus froid en ($t^{\circ}k = t^{\circ}C + 273,2$).

Cette formule a été modifiée par **STEWART** en **1969** :

$$Q_3 = \frac{P}{M - m} \cdot 3,43$$

Avec :

P : précipitations moyennes annuelles en mm.

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud en (°C).

m : moyenne des minima du mois le plus froid en (°C).

Les valeurs du quotient pluviométrique Q₂, calculées pour les deux stations sont représentées dans le tableau suivant :

Tableau 14 : situations bioclimatiques des stations de références

Stations	Période	P (mm)	T (°C)	M (°C)	m (°C)	Q2	Etage bioclimatique
Mefrouche	Ap	681.83	14.07	29.07	3.96	93.72	Humide inférieur à hiver tempéré
	Np	548.7	14.36	30.5	2.3	67.18	Sub humide inférieur à hiver frais
Hafir	Ap	707	13.53	33,1	1,8	77.71	Sub humide supérieur à hiver frais
	Np	483.98	15.38	32,35	3,2	57.06	Semi aride supérieur à hiver tempéré

En se référant au tableau 14 , on remarque que la situation bioclimatique de l'ancienne période (1913-1938) était bien différente de la situation bioclimatique de la nouvelle période, dont les stations météorologiques se regressent d'un sous étage bioclimatique voire parfois d'un étage. Une légère diminution des valeurs de « m » est remarquable pour la majorité des stations.

On conclue d'une façon générale que le climat à une tendance à l'aridité et qui, parconséquent se répercute sur le couvert végétal.

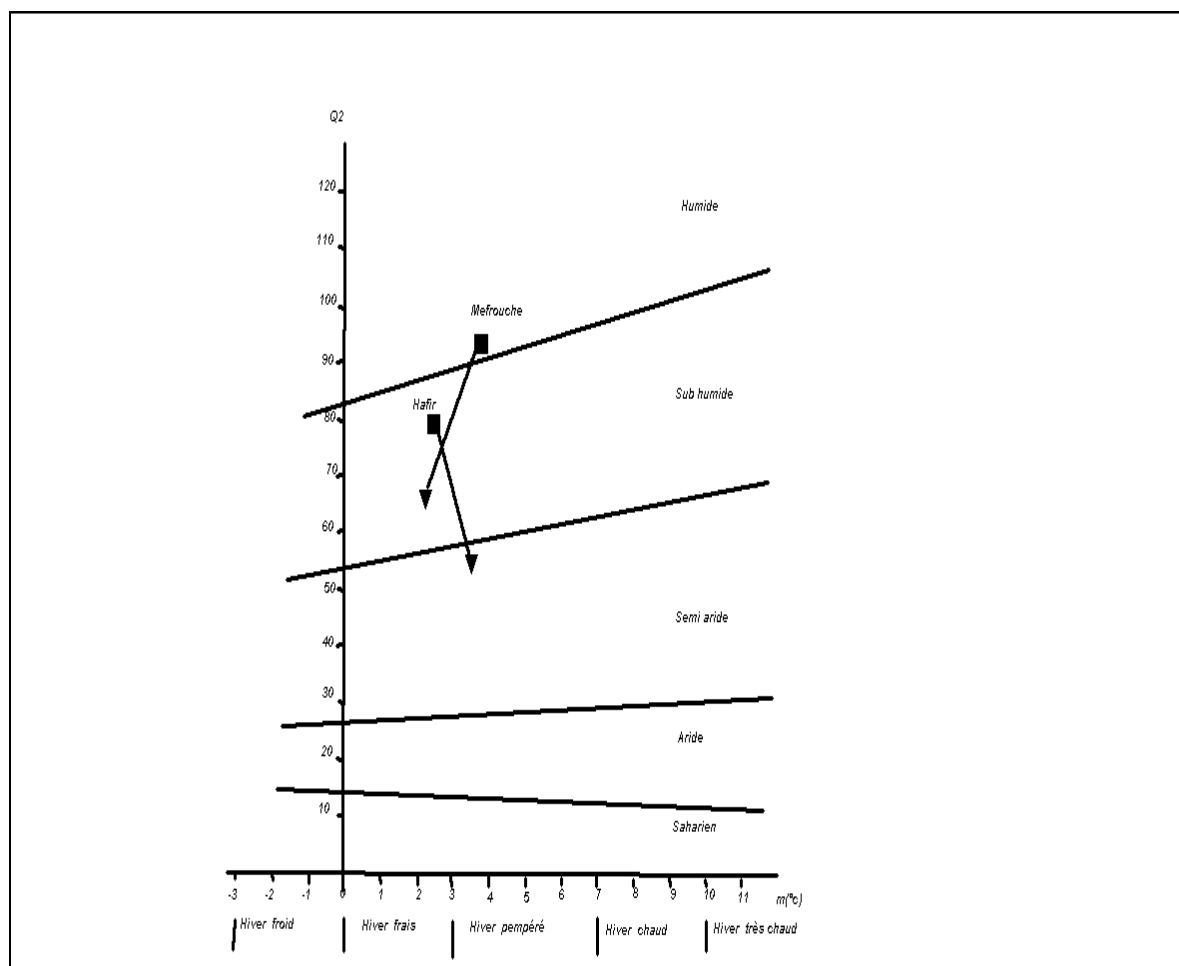


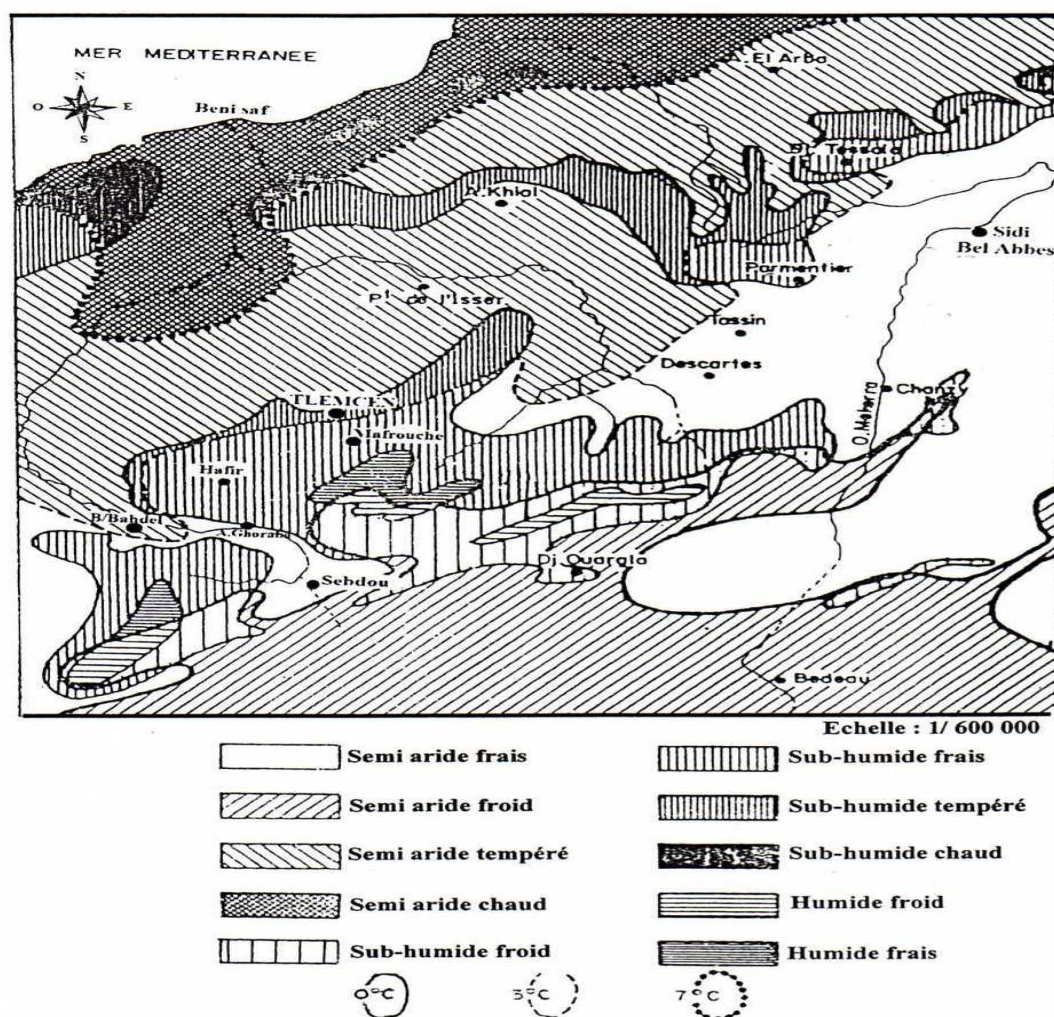
Figure 11 : climmagramme pluviométrique du quotient d'Emberger (Q2) des stations de référence

La carte 6 des étages bioclimatiques établie par Alcaraz (1982), nous a servi à réaliser une analyse comparative (tableau 15) des ambiances bioclimatiques actuelles caractérisés notre zone d'étude. Notre choix s'est porté sur cette carte, car leur établissement est proche de la réalité actuellement, et qui corespond à la période de référence nouvelle.

Tableau 15 : analyse comparative des stations climatiques et leurs ambiance climatique dans la nouvelle période (1989-2005) et les données d'ALCARAZ (1982)

Stations	Données climatiques utilisées	
	Dans la carte d'ALCARAZ (1982)	Dans nos propres investigations ANRH (1989-2005)
Mefrouche	Sub humide inférieur frais	Sub humide inférieur frais

L'analyse comparative entre cette carte et nos résultats de la nouvelle période a conduit à dire que la carte d'Alcaraz (1982) est plus ou moins précise, elle comfirme nos résultats (car elle mentionne les mêmes sous étages bioclimatiques).



Carte 6: carte des étages bioclimatiques

(Alcaraz,1982)

Conclusion

Les données et le calcul des différents indices climatiques ainsi que les synthèses abordés dans l'étude du climat nous ont permis de dégager un diagnostic net et par conséquent une caractérisation du climat de la région d'étude. En effet cette étude montre une nette variation entre la période ancienne (1913-1938) et la période récente (1989-2005).

Nous pouvons signaler un certain nombre d'informations utiles :

Sur l'ensemble des stations, la température et les précipitations divisent l'année en deux saisons distinctes :

- une saison humide très courte qui ne dure que quatre à cinq mois, elle se caractérise par des précipitations irrégulières parfois irréversibles et souvent mal réparties dans l'année ;
- une saison chaude s'étendant sur sept à huit mois qui n'est pas sans incidences, elle se caractérise par un déficit hydrique. En effet la période pluvieuse s'étend du mois de novembre à mars, quant à la période sèche, elle s'étend sur le reste des mois de l'année.

Les températures moyennes annuelles sont maximales pour les mois de juillet et août et elles sont minimales pour les mois de janvier et février.

D'une manière générale, l'analyse comparative des stations de références, pour les deux périodes ancienne et nouvelle, montre un décrochement des positions de chaque station en étroite relation avec le Q_2 d'Emberger et avec les autres indices bioclimatiques étudiés.

Le quotient pluviométrique et le climagramme d'Emberger, font correspondre les différentes stations aux étages bioclimatiques auxquels elles appartiennent. C'est ainsi qu'il est noté qu'une dominance de deux étages bioclimatiques, à savoir le sub humide pour l'ancienne période, et le semi aride pour la nouvelle période, avec deux variants thermiques frais et tempéré.

Partie 3

Méthodologie de travail

Partie 3 : Méthodologie de travail

Notre objectif est l'étude de l'érosion et du ruissellement des sols rouges dans les versants des monts de Tlemcen. Notre travail est limité principalement à l'analyse de l'influence des états de surfaces et de couverture, créés par les différentes occupations et utilisations du sol, dans le déclenchement du ruissellement et de l'érosion.

Afin de pouvoir apprécier au mieux le comportement du sol sur la naissance du ruissellement et le déclenchement de l'érosion et pour faciliter la comparaison des résultats, nous avons utilisé la méthode de la simulation de pluie. L'approche est basée sur l'utilisation de parcelles expérimentales de 1m² sur lesquelles les dynamiques érosives et les différentes situations d'état de surface ont été analysées. Le simulateur de pluie utilisé est de type ORSTOM.

3.1. Justification du choix de la simulation de pluie

La plupart des méthodes de mesures du ruissellement et d'infiltration des sols ont mis en évidence le besoin de trouver de nouvelles techniques plus proches des conditions naturelles, tout en s'affranchissant du hasard et des caprices de ces dernières.

Les nombreuses études réalisées jusqu'à présent dans le domaine des relations eau- sol (bassins versants, parcelles d'érosion ou de ruissellement, bilans hydriques des sols...) se heurtaient à :

- Un problème d'analyse des paramètres qui exercent une influence sur l'infiltration et le ruissellement. Du fait de leur nombre et de leur interaction, il est difficile, sous pluies naturelles, de mettre en évidence leur rôle respectif. Le simulateur de pluies, qui permet de fixer à volonté, les caractéristiques des averses, l'état d'humectation du sol par des arrosages successifs, de tester différents types de sols, d'états de surface, de couvertures végétales ou de pentes, autorise une analyse beaucoup plus fine des phénomènes.
- Un problème de durée des études. Pour obtenir un résultat fiable sous pluies naturelles, il est nécessaire de prolonger les mesures plusieurs années, surtout en zone sahélienne où les pluies sont rares et irrégulières. Grâce aux mesures sous pluies simulées, la durée des études a pu être réduite de façon très sensible pour un résultat d'une précision sensiblement égale, sinon supérieure dans certains domaines à celle des mesures classiques.
- Un problème d'extension spatiale des résultats. Du fait de leur durée, les mesures classiques ne sont effectuées que sur un petit nombre de sites. Les mesures sous pluies simulées, beaucoup plus rapides, permettent pour un même investissement de tester un nombre de sites bien plus élevé. De plus, les mesures sous pluies simulées ont révélé que seule la cartographie très détaillée des états de surface permet une extrapolation fiable des résultats acquis sur parcelles au niveau du petit bassin versant.
- Un problème d'expérimentation. Les mesures d'infiltration ont, dans la plupart des cas été réalisées à l'aide de techniques interdisant le ruissellement (Muntz, Pioger) qui

détruisent ou modifient les croûtes superficielles et sont donc, très éloignées de la réalité physique des phénomènes. Les études sous pluies simulées ont montré que, dans le cas général, les valeurs d'intensité d'infiltration ne peuvent être déduites des tests infiltrométriques de type Müntz ; En effet, non seulement les valeurs ne sont pas du même ordre de grandeur, mais elles ne correspondent même pas à un classement identique, les réactions de la surface du sol à l'impact des gouttes de pluies n'étant pas les mêmes que pour l'apport d'une épaisse lame d'eau (Roose, 1995).

Il est évident pour étudier de manière adéquate les phénomènes induit par la pluie, l'idéal serait de pouvoir les modifier ou les faire varier pour mettre en évidence le rôle de chacun, tout en s'affranchissant du hasard et des caprices de la nature (Roose, 1997).

La simulation de pluies permet d'isoler le facteur sol et d'observer son comportement sans qu'il y ait de confusions avec les autres facteurs du milieu. C'est le moyen approprié pour apprécier la naissance du ruissellement sur une placette. En effet, avant que le ruissellement ne se concentre et ne s'accélère, il se forme en surface à mesure que le sol se dégrade et se ferme. Lorsque ces conditions sont réunies, l'intensité de pluie dépasse alors l'intensité d'infiltration de la pluie dans le sol : il ya engorgement d'eau à la surface du sol qui est prête à ruisseler. La lutte antiérosive devra donc prendre en compte cet effet qui marque la naissance du phénomène (De Noni et *al.*, 2001)

La simulation de pluie est une méthode qui tente de répondre à cet objectif, elle permet d'obtenir sur le terrain, de façon expérimentale dans un temps relativement court, de nombreuses données mesurées sur le comportement de l'eau en surface et dans le sol sous des averses artificielles effectuées et contrôlées à l'aide d'appareillage que nous appelons simulateur de pluie.

La simulation de pluie peut être utilisée dans plusieurs domaines :

- ✓ L'hydrologie de surface : étude du ruissellement et d'infiltration
- ✓ L'agronomie : étude des états de surface, comparaison d'itinéraires techniques et étude des intensités optimales d'irrigation par aspersion.
- ✓ La pédologie : détectabilité, instabilité structurale...

La simulation de pluie est une méthode qui permet de compléter les données issues des parcelles expérimentales.

3.1. Définition des différents paramètres mesurés

Il ressort du diagramme de Lafforgue (1977), que le processus du ruissellement et d'infiltration peut se décomposer chronologiquement en quatre phases (figure 12):

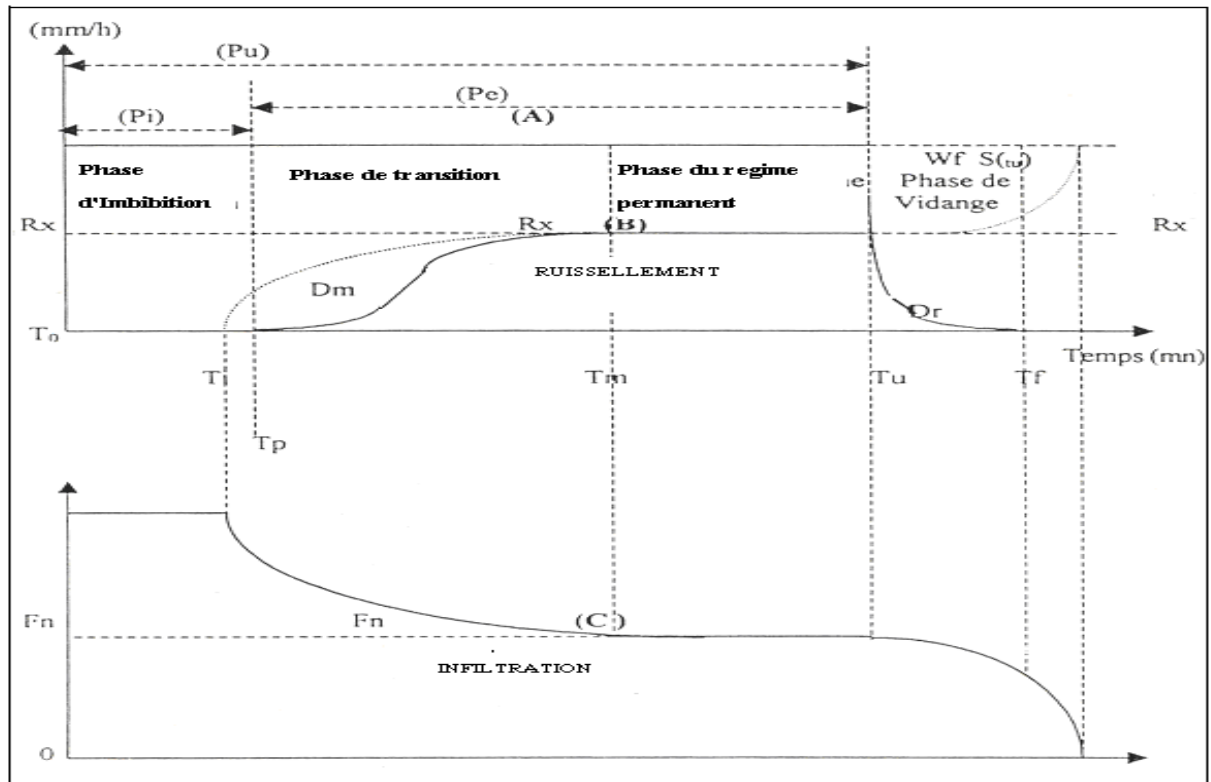


Figure 12 : diagramme théorique d'une pluie simulée (Lafforgue, 1977)

3.1.1. La phase d'imbibition

Elle correspond à la hauteur de la pluie qui tombe sur la parcelle sans provoquer de ruissellement. Elle se produit en début d'essai et sa hauteur est variable selon les sites. Elle exprime un double processus : un processus majeur qui traduit l'infiltration d'une grande partie de l'eau de pluie dans le sol et un autre processus, variable selon les sites, qui dépend de la capacité de l'eau à pouvoir s'accumuler dans les petites dépressions superficielles (flaques) dont la taille est fonction de la rugosité ou du micro relief de la micro parcelle. En tout point de la parcelle, hormis là où les petites dépressions de surface, si elles existent, peuvent retenir un peu d'eau, la capacité d'infiltration du sol est supérieure à l'intensité de pluie. Puis, au fur et à mesure que la surface du sol s'humecte, l'eau finit par ne plus pouvoir être absorbé, il y a refus à l'infiltration et c'est le début de ruissellement.

3.1.2. La phase de transition

Elle a un régime transitoire et correspond à l'augmentation progressive du ruissellement et la diminution corrélative de la capacité d'infiltration du sol. L'humidité du sol augmente, l'impact des gouttes de pluie pulvérise les agrégats, les pores du sol se colmatent et les flaques débordent hors des micros dépressions superficielles.

3.1.3. La phase du régime permanent

Elle est atteinte à condition que l'essai dure suffisamment longtemps. Elle traduit un équilibre entre le ruissellement et l'infiltration. L'intensité de pluie se stabilise à son niveau le plus élevé jusqu'à la fin de l'averse, tandis que l'intensité d'infiltration est minimale.

3.1.4. La phase de vidange

Elle survient lorsqu'on arrête l'essai et que la pluie cesse. Le ruissellement tout en se poursuivant, diminue fortement d'intensité avant de s'arrêter définitivement. L'eau qui ruisselle provient de la vidange des micro dépressions superficielles (détention superficielle récupérable). La partie de l'eau qui ne peut s'évacuer finit par s'infiltrer dans le sol.

3.2. Protocole expérimental

Pour évaluer le risque du ruissellement et de l'érosion et analyser les facteurs conditionnels, nous avons mené plusieurs campagnes de simulation de pluie sur différents états.

Les comportements de divers états de surfaces et de couverture de sol ont été testés (figure 13) : Sol travaillé, sol couvert par la litière, mulching, les pierres et la broussaille. Toutes ces situations ont été rencontrées au niveau de la toposéquence de la zone de Zariffet.

3.2.1. Choix des intensités des pluies appliquées

Pour déterminer les intensités et les durées avec lesquelles il faut travailler, nous avons étudié la nature des pluies naturelles, leurs hauteurs, leurs intensités et leurs durées. Nous avons pris en considération les données enregistrées au niveau de la station de Mefrouche durant les cinq dernières années (Tableau 2).

L'analyse des pluies et le type de simulateur de pluie, nous ont conduits à choisir des intensités de 30 et 50 mm/h.

En pratique l'intensité réelle au moment de l'essai peut différer légèrement de l'intensité théorique (celle que l'on désire appliquer). Pour vérifier la variation elle est donc mesurée avant et après chaque averse à l'aide du bac pluviométrique de 1 m² posé sur la parcelle.

3.2.2. Choix de l'humidité du sol

Nous avons appliqué des événements pluvieux sur deux états du sol :

- Etat sec : nous considérons sec, les sols n'ayant pas reçu de pluie depuis 25 jours ou d'avantage ; les campagnes de simulation de pluie ont été effectuées lorsque le sol est très sec.
- Etat humide : il s'agit d'un sol ayant reçu récemment plusieurs pluies, la dernière s'étant produite au plus une heure auparavant. Dans notre cas la pluie simulée est appliquée après 15 minutes de la pluie précédente.

Nombre de parcelle	Intensité (mm/h)	pente (%)	Etat d'humidité		Etat de surface
			Sec	humide	
10	50	25	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sol travaillé rugueux
			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sol non travaillé nu et tassé.
			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sol couvert de litière.
			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sol couvert de pierres.
			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sol couvert de mulching.
06	30	17	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sol travaillé rugueux.
			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sol couvert de broussaille.
			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sol couvert de pierres.
06	30	25	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sol travaillé rugueux.
			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sol couvert de broussaille.
			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	Sol couvert de pierres.

Figure 13 : protocole expérimental

3.2.3. Choix de la pente

La pente intervient dans le phénomène de l'érosion et le ruissellement du fait de son inclinaison, de sa longueur et de sa forme. Les classes de pente choisies sont de l'ordre de 17% et 25% vu que dans notre zone d'étude, les pentes les plus répandues sont de l'ordre de 12.5% à 50% (Carte 4).

3.2.4. Les paramètres mesurés

La procédure habituelle consiste, avant chaque averse simulée, à placer sur la parcelle un bac en tôle de 1 m² (ruissellement 100%), sur lequel on procède au réglage des intensités de pluie choisies. Une fois l'intensité choisie est stable, on enlève le bac et l'expérimentation commence.

Les descripteurs de fonctionnement :

Les variables explicatives qui ont été retenues pour l'appréciation de la naissance du ruissellement sont : la pluie d'imbibition (Pi), exprimée en mm, le ruissellement en mm/h, l'intensité minimale d'infiltration (Fn) en mm/h et les charges solides exportées en suspension dans l'eau et exprimées en kg/ha (érosion due au détachement des agrégats).

- Pour le ruissellement, des mesures manuelles de ruissellement sont réalisées au cours des pluies (suivi temporel du ruissellement).

- Pour les charges solides (les concentrations), des prélèvements manuels d'eau ruisselée sont effectués à l'exutoire de la parcelle permettant ainsi de quantifier la charge solide (détachabilité).

3.4. Description du simulateur de pluie

L'appareil est constitué d'un système d'arrosage fixé au sommet d'une tour en forme de tronc de pyramide de 3.8 mètres de haut et 16 mètres carrés à la base (figure 14) susceptible de recevoir une bâche pour la protection contre le vent. Cette structure est supportée par 4 pieds télescopiques afin de pouvoir être convenablement placée sur n'importe quelle superficie et particulièrement sur de fortes pentes.

Le simulateur de pluie que nous avons utilisé est de type ORSTOM et appartient à l'INRF.

3.4.1. Les éléments de la structure du simulateur

- la tête du simulateur (B) : est suspendue dans la partie supérieure de la tour et constitue le moteur de l'asperseur. Il existe deux types de têtes : mécanique et électronique. Cette dernière a l'avantage d'être plus facile à utiliser et plus sûre de part son faible nombre de parties mécaniques, mais son coût est cinq fois plus élevé et les plus faibles intensités sont limitées à 18 mm/h contre 10 mm/h pour la tête mécanique.
- Un manomètre (D) : de 0 à 1 bar qui permet le contrôle de la pression de l'eau.
- Une bâche : pour isoler le simulateur des effets du vent ou d'une éventuelle pluie naturelle.
- Des tuyaux d'arrivée et de sortie de l'eau.
- Des câbles de commande de la tête (G).

3.4.2. Les éléments situés sous la structure

- Une parcelle d'un mètre carré, délimitée par un cadre métallique.
- Un système de récupération des eaux de ruissellement et des sédiments.

- Un cadre d'un mètre carré doté d'un fond, sert de pluviomètre (R) pour vérifier l'intensité des pluies avant et après chaque pluie.

3.4.3. Les éléments accessoires

- Le circuit d'approvisionnement d'eau : il comprend une citerne, une pompe électrique pour alimenter le simulateur et deux manomètres de 0 à 1 bar.
- Le circuit électrique : il s'agit d'une batterie de 12 volts, un chargeur et des câbles électriques.
- Un niveau de maçon et des règles pour mesurer la pente.
- Des éprouvettes (250, 500 et 1000 ml) pour mesurer le ruissellement.
- Du matériel de récupération des eaux pour la mesure des sédiments (cuves, seaux)
- Matériel de transport : pour transporter le simulateur de pluie et les accessoires. Nous tenons à signaler que nous avons utilisé le matériel de la station de l'INRF de Tlemcen à savoir le véhicule et les accessoires.

3.5. Principe de fonctionnement du simulateur de pluie

Les mini simulateurs de pluie –modèle ORSTOM- ont été élaborés afin de simuler des pluies d'intensité prés déterminées (connues et réglées), sur une surface d'approximativement quatre mètres carré, au centre de la quelle est installée une parcelle d'un mètre carré. Cette parcelle présente dans sa partie inférieure un système de récupération recevant l'eau qui n'est pas infiltrée en sortie de la parcelle par gravité est constitue le ruissellement.

La quantité et l'intensité de ruissellement se mesurent de façon discontinue en effectuant des prises toutes les minutes avec une éprouvette. En connaissant l'intensité de la pluie et celle du ruissellement, on peut en déduire par différence l'infiltration de l'eau dans le sol à tout instant. Le gicleur alimenté en eau à pression constante produit un filet d'eau plat en forme d'éventail, ce gicleur placé à 3.7 mètres de hauteur est soumis à un mouvement de balance. Le débit d'arrosage est toujours constant, ainsi, au fur et à mesure qu'on augmente la superficie arrosée, la parcelle centrale reçoit moins d'eau et vice versa.

3.6. Principe d'étalonnage

La hauteur du simulateur, la pression d'admission au gicleur et le calibrage de celui-ci déterminent la taille et la vitesse des gouttes des pluies.

Le principal paramètre que l'on peut choisir est l'intensité de la pluie. Le système de commande manuel permet, en faisant varier l'angle d'oscillation, de modifier la surface arrosée au sol et par-là, l'intensité de la pluie (figure 15).

L'angle d'oscillation est déterminé sur l'échelle de réglage manuelle, il existe un abaque donnant l'angle en fonction de l'intensité désirée. Il est fortement conseillé de vérifier ce calibrage par un test effectué avant et après chaque nouvelle expérimentation. Pour cela on simule une pluie sur le pluviomètre, ce dernier doit être recouvert d'une fine moustiquaire tendue afin d'éviter les pertes d'eau par effet d'éclaboussures. Le coefficient de ruissellement est alors de 100 % et l'intensité de l'écoulement à la sortie du tube collecteur est égale à l'intensité de pluie reçue par le mètre carré de la parcelle.

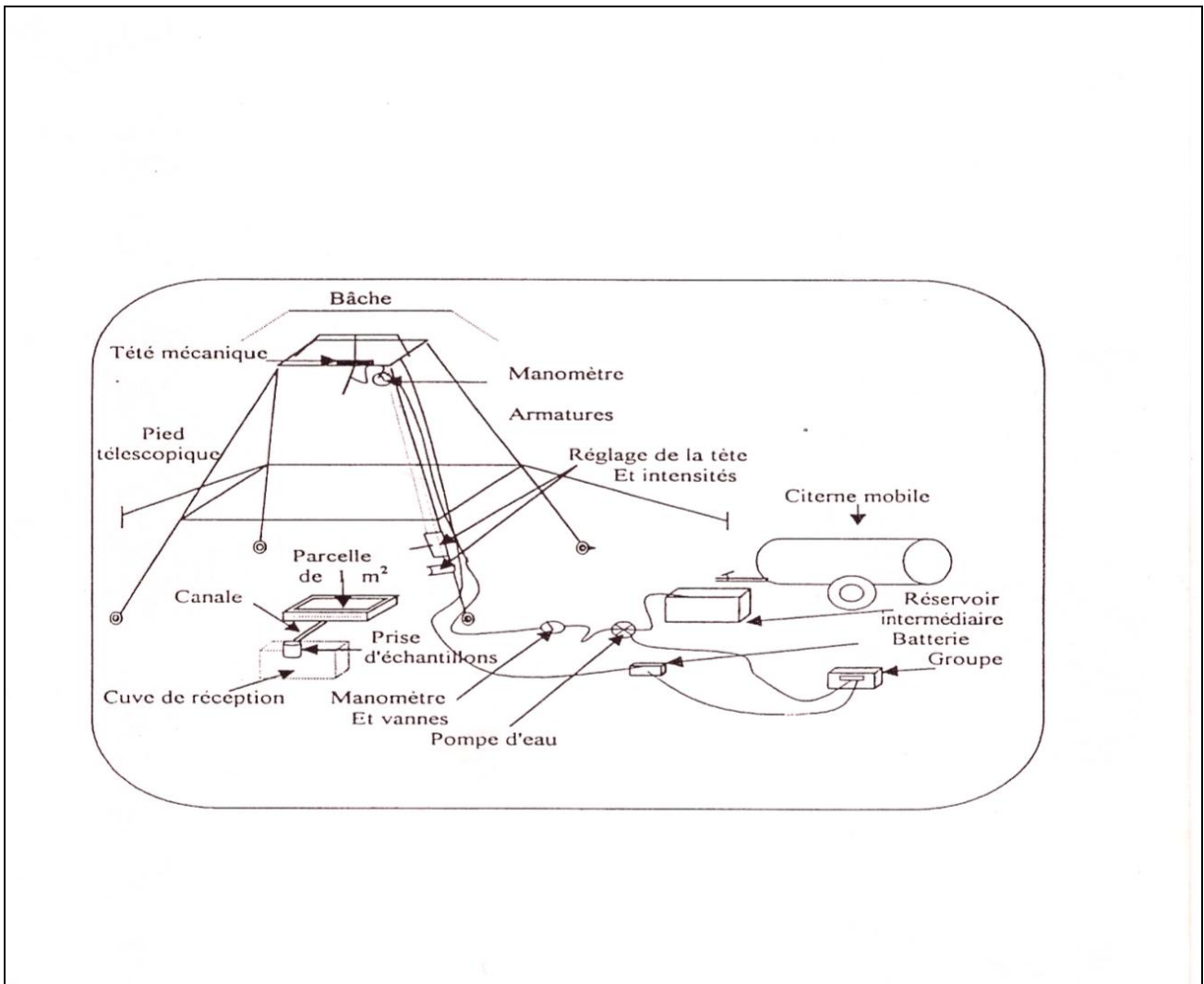


Figure 14 : le mini-simulateur de pluie (modèle : ORSTOM)

- | | |
|------------------------------|---------------------------------|
| - Angle d'oscillation faible | - Angle d'oscillation important |
| - Surface arrosée | - Surface arrosée grande |
| - Intensité de pluie forte | - Intensité de pluie faible |

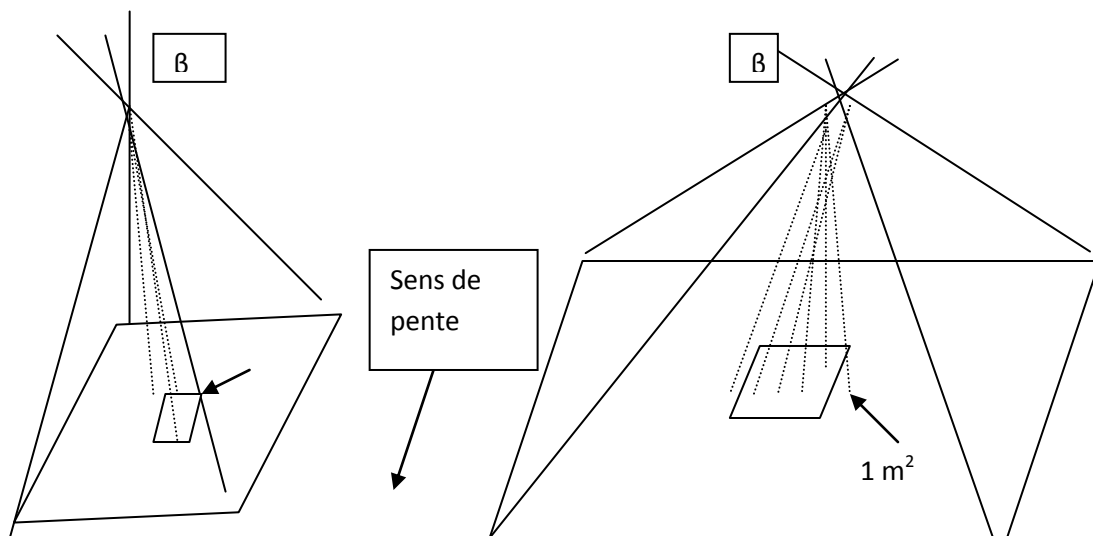


Figure 15 : principe de variation de l'intensité de pluie du simulateur.

Partie 4

Résultats et discussion

RapportGratuit.com

Partie 4 : Résultats et discussion

Nous avons réalisé plusieurs essais de simulation de pluie sur différents états de surfaces et de couverture du sol, avec trois répétitions pour tester l'influence de ces états sur la variabilité du ruissellement et l'érosion. Les états de sols étudiés que nous avons rencontrés dans la zone de Zariffet sont les suivant :

- sols travaillé rugueux
- sol non travaillé nu et tassé
- sol couvert de pierres : petite pierre posé à la surface du sol (15% de couverture).
- sol couvert de mulching : grande couche de végétation morte (paille).
- sol couvert de litière : petite couche de litière d'une formation forestière.
- sol couvert de broussaille : couverture par la végétation herbacée (graminée).

Sur ces états, nous avons appliqué deux intensités de pluie (30 et 50 mm/h). Les essais ont été réalisés sur deux types de pente (17 et 25 %).

4.1. Ruissellement et érosion

4.1.1. Pluie d'imbibition

La pluie d'imbibition (P_i) est déduite à partir du commencement de la simulation (T_0) jusqu'au temps du déclenchement du ruissellement. Elle permet de déterminer les seuils de pluies nécessaires pour déclencher le ruissellement, elle permet aussi d'apprécier la réaction du sol durant les premiers moments de l'averse. Les résultats obtenus (tableau 4) montrent que P_i est très variable.

La pluie d'imbibition (P_i) varie entre 8 à 60 mm de pluie (10 à 73 minutes) pour les états 1 et de 0.83 à 19 mm de pluie (01 à 23 minutes) pour les états 2. P_i est influencé par différents facteurs : états de surface, couverture du sol et caractéristiques de la pluie et de la pente du terrain.

Tableau 16 : pluie d'imbibition pour les différents traitements

Type de sol	Pente (%)	Intensité (mm/h)	Etat d'humidité	Ti (mn)	Pi (mm)	
Sol rouge travaillé	17	50	Etat 1	29	24.16	
			Etat 2	16	13.33	
Sol rouge non travaillé nu et tassé	25		Etat 1	10	8.33	
			Etat 2	01	0.83	
Sol rouge travaillé			Etat 1	19	15.83	
			Etat 2	2,5	03	
sol rouge couvert par litière			Etat 1	63	52.5	
			Etat 2	12	10	
sol rouge couvert par les pierres			Etat 1	16	13.5	
			Etat 2	02	1,5	
sol rouge couvert par mulching			Etat 1	73	60.83	
			Etat 2	23	19.16	
sol rouge couvert de broussaille	17		30	Etat 1	Inf>pi*	--
				Etat 2	Inf>pi*	--
Sol rouge travaillé				Etat 1	38	19
				Etat 2	11	5.5
sol rouge couvert de pierre	25			Etat 1	36	18
				Etat 2	06	03
sol couvert de broussaille		Etat 1		Inf>pi*	--	
		Etat 2		Inf>pi*	--	
Sol rouge travaillé		Etat 1		34	17	
		Etat 2		07	3,5	
sol rouge couvert de pierre		Etat 1		33	16.5	
		Etat 2		05	2,5	

Etat 1 : sol sec est rugueux ; Etat 2 : sol dégradé et humide ; *aucun ruissellement n'est observé après 1h30mn.

4.1.1.1. Variation de la pluie d'imbibition en fonction des états de surface du sol

D'après les résultats présentés, il paraît que l'état de surface du sol influe directement sur Pi (figure 16). Le sol sec est caractérisé par un réseau profond de fissures dense. Les premières gouttes d'eau ont donc peu de chance de donner un ruissellement, puisque le réseau de fissures permet de véhiculer l'eau rapidement en profondeur, mais aussi en lessivage oblique. Cet écoulement par les fissures permet une exportation interne de matériaux, tant que les fissures sont ouvertes.

Quand le sol est travaillé ou contient de la pierre à la surface, Pi varie entre 13 mm et 19 mm, par contre le même sol à l'état nu Pi est égal à 8 mm. Cela montre le rôle de la rugosité du sol. Le travail du sol crée une macroporosité importante dans les premiers horizons et

favorise l'infiltration, c'est pour cette raison que les pluies d'imbibition sont importantes. Le retard d'apparition du ruissellement et son importance est d'autant plus considérable que la rugosité et la porosité sont importantes, au cours de cette phase l'impact des gouttes de pluie attaquent les agrégats terreux et les mottes provoquant une diminution de la rugosité et un départ des particules fines qui colmatent les pores réduisant ainsi l'infiltration.

La rugosité de la surface du sol influence sur la pluie d'imbibition (F.A.O, 1990), car elle réduit la vitesse de ruissellement et intervient également sur le volume stocké de même la stabilité de la structure du sol aura une influence sur la vitesse de la battance et par conséquent, la pluie d'imbibition (Roose, 1996).

L'effet du travail du sol est temporaire, la pluie d'imbibition est importante : le sol étant très aéré, mais très vite une croûte de battance se forme et la parcelle devient imperméable. Les pluies d'imbibition sont très faibles quand le sol devient humide (Roose, 1973).

A l'état sec du sol, la valeur de P_i est grande et au fur et à mesure que le sol s'humidifie et se compacte, les P_i diminuent et le ruissellement se déclenche dans un temps très court. La simulation de pluie sur un sol sec peut entraîner une dégradation superficielle du sol plus rapide que si les mêmes pluies tombent sur des parcelles déjà humectées (Boiffin, 1976). Arabi et al., (1993), ont observés que le ruissellement démarre après 20 minutes de pluie si le sol est sec, et après 3 minutes si le sol est compact ou humide. Ces seuils de hauteur limite dépendent surtout de l'humidité préalable et de l'état de la surface du sol.

4.1.1.2. Variation de la pluie d'imbibition en fonction des états de couverture du sol

La couverture du sol influe directement P_i . On constate que pour les sols couverts, les valeurs de P_i sont importantes. Pour le sol couvert de mulching, la pluie d'imbibition est de 52 à 60 mm pour le sol couvert de litière. Par contre pour le sol non travaillé et nu, elle chute à 8 mm (figure 16). Donc le couvert protège le sol contre la battance des pluies, il augmente l'infiltration du sol et réduit le volume ruisselé, car la couverture absorbe une grande quantité d'énergie de pluie. La couverture végétale du sol, permet une restructuration et par conséquent une amélioration des propriétés hydriques du sol (Roose, 1994).

La pluie d'imbibition est considérablement plus importante lorsqu'il existe de la végétation, d'une part le tapis graminéen offre une résistance importante et d'autre part la morphologie fine de la surface du sol est modifiée par le couvert végétal. Par contre quand le sol est nu il y a une diminution remarquable de la pluie d'imbibition (Lafforgue, 1977). Les pluies d'imbibition sont importantes sur les sols qui ont une bonne couverture, une bonne stabilité des agrégats et une capacité d'infiltration élevée (Sabir et al., 1994).

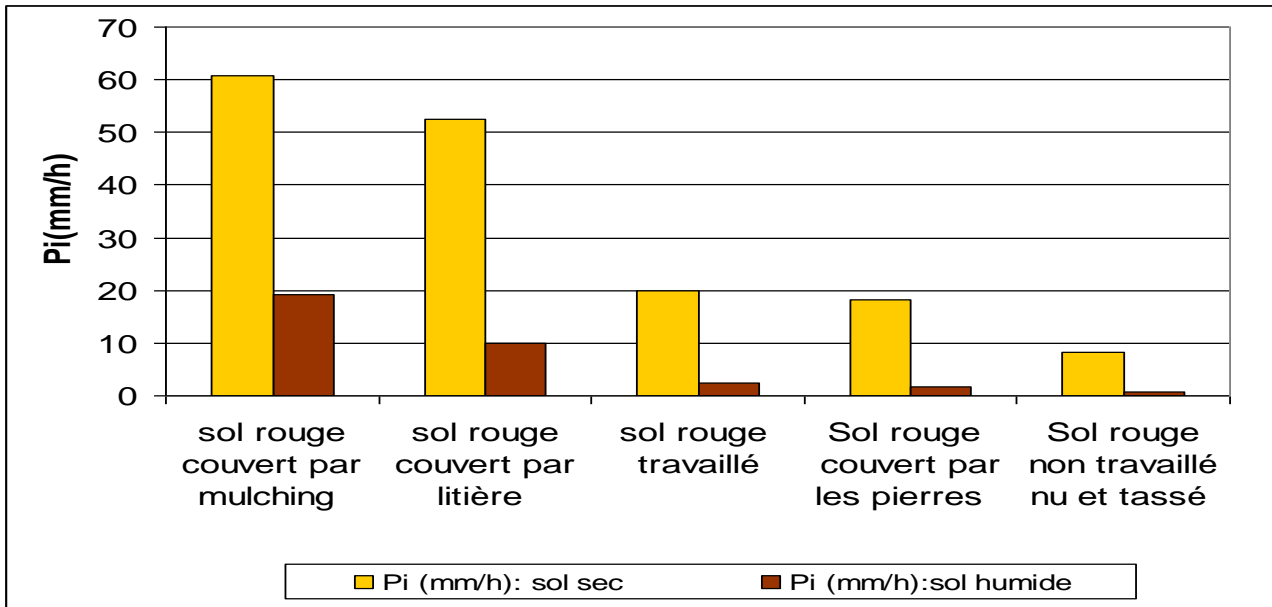


Figure 16 : pluie d'imbibition nécessaire pour le déclenchement du ruissellement des différents états de sols (Intensité : 50mm/h ; pente : 25%)

4.1.1.3. Variation de la pluie d'imbibition en fonction de l'intensité de pluie

L'intensité de la pluie joue un rôle sur Pi. Lorsqu'on passe de 30 à 50 mm/h d'intensité de pluie, la valeur de Pi diminue : à l'état 1, la diminution de Pi pour le sol travaillé et le sol couvert de pierre est respectivement de l'ordre de 09 % et 18 % ; à l'état 2 la réduction est respectivement de l'ordre de 14 % et 40%. Cela est principalement dû au volume d'eau recueilli à la surface du sol qui dépasse quelques fois la capacité d'absorption du sol et à l'énergie cinétique des gouttes de pluie, qui tout en augmentant, elle détruit de plus en plus rapidement la structure du sol et par conséquent Pi diminue (figure 17).

Les pluies de faibles intensités permettent une certaine infiltration et un risque de ruissellement réduit. Par contre, avec des pluies d'intensités fortes, le déclenchement du ruissellement est relativement plus rapide.

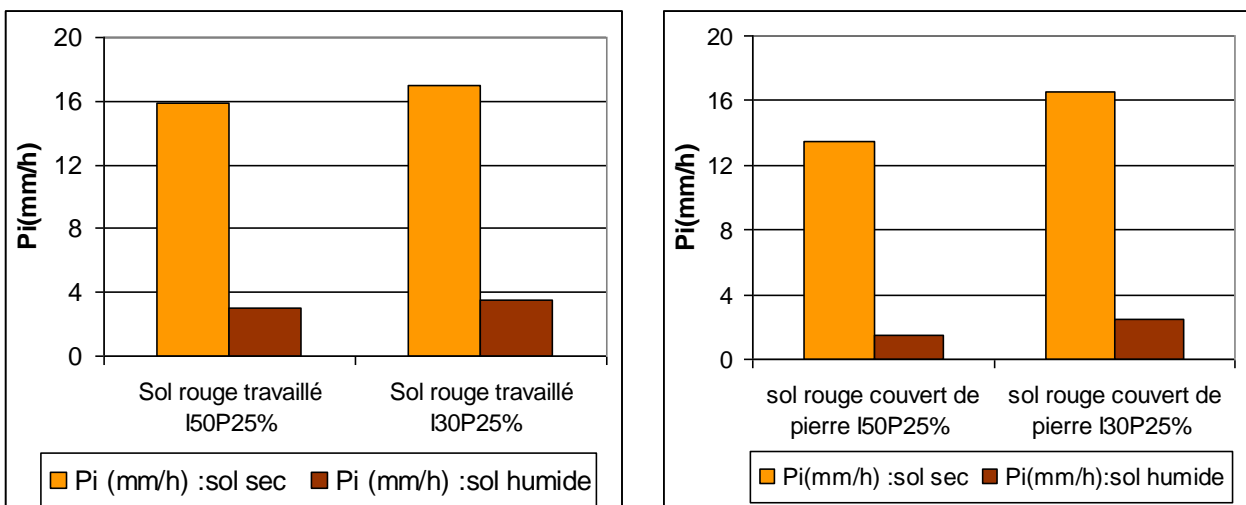


Figure 17 : effet de l'intensité de pluie sur la variation de la pluie d'imbibition

4.1.1.4. Variation de la pluie d'imbibition en fonction de la pente

Lors du passage de la pente de 17 % à la pente de 25 %, les P_i diminuent : à l'état 1, P_i diminue de 11 % (de 19 mm à 17 mm) pour le sol travaillé et de 09 % pour le sol couvert de pierre (de 18 mm de pluie à 16 mm) ; à l'état 2, la diminution est de 34 % pour le sol travaillé et de 17 % pour le sol couvert de pierre (figure 18).

L'effet de la pente sur cette phase n'est pas négligeable, pour une pente très forte, le déclenchement du ruissellement est plus rapide, ne laissant pas un temps suffisamment long pour l'imbibition du sol ; Par contre, pour une pente plus faible, le déclenchement du ruissellement est retardé laissant place à une imbibition prolongée des particules du sol.

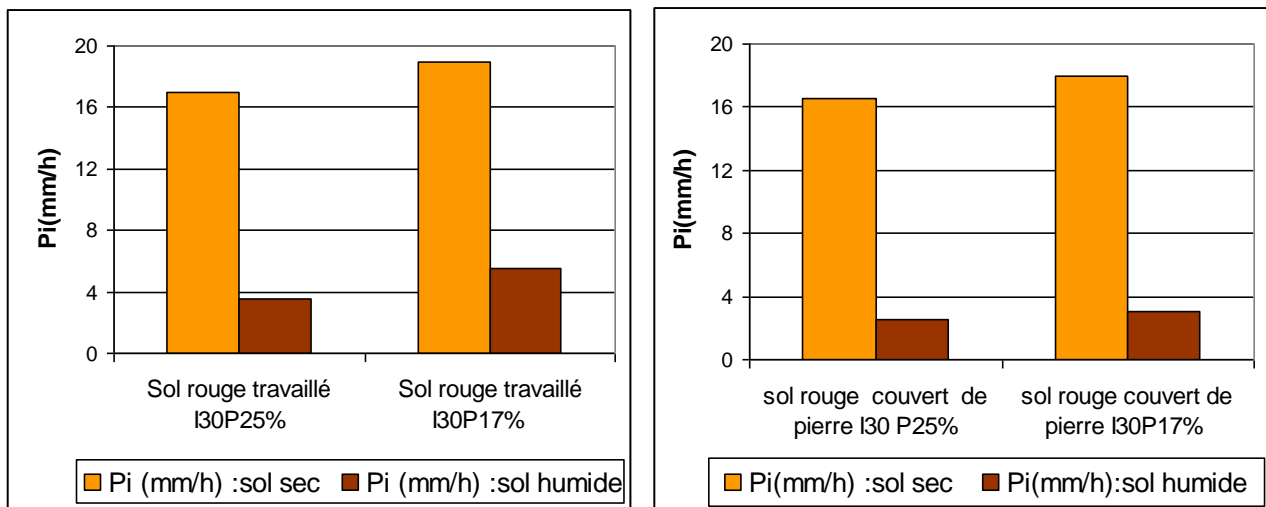


Figure 18 : effet de la pente sur la variation de la pluie d'imbibition

4.1.2. Ruissellement

Le ruissellement se déclenche lorsque le sol cesse d'absorber la totalité de la pluie. La pluie en excès est alors disponible pour le ruissellement. Au début de l'essai, l'eau s'infiltré durant cette période où la capacité d'infiltration est supérieure à l'apport de pluie. Après un certain temps, il y a formation des flaques d'eau retenues par les dépressions qu'on appelle rétention mobilisable des micros reliefs. Les micro-reliefs ou rugosité de la surface ne cessent de se dégrader sous la pluie et ils ont tendance à s'affaisser pour donner une surface presque plane. L'impact des gouttes de pluie attaque les agrégats terreux, provoquant une croûte superficielle, qui réduit ainsi l'infiltration et augmente le ruissellement (Morsli, 1996).

Avec le temps, des filets d'eau commencent à se former et à se réunir en bas de la parcelle expérimentale. Puis il y a l'apparition de goutte à goutte dans la cuve de réception. Cette goutte à goutte évolue vers un écoulement transitoire qui est caractérisé par une discontinuité puis vers un écoulement continu. Ce n'est qu'à partir de ce moment là que les prélèvements commencent.

La détermination du coefficient du ruissellement (Kr) de la pluie pour nos différents essais de simulation de pluie se fait selon la formule :

$$Kr = \frac{\text{Volume d'eau ruisselé (litres)}}{\text{Pluie (mm) X surface de la parcelle (1m}^2\text{)}} \times 100$$

$$Kr.max = \frac{\text{Volume d'eau ruisselé max (litres)}}{\text{Pluie tombée (mm) X surface de la parcelle (1m}^2\text{)}} \times 100$$

Les coefficients de ruissellement sont plus élevés pour les états 2 (figure 19), il varie entre 3 et 28 %. Pour les états 1, on enregistre des valeurs de l'ordre de 2 à 20 %. Les résultats obtenus sont regroupés dans le tableau 17.

Tableau 17 : variation du coefficient du ruissellement.

Type de sol	Pente (%)	Intensité (mm/h)	Etat d'humidité	Kr(%)	Kr max(%)	
Sol travaillé rugueux	17	50	Etat 1	12,6	21.20	
			Etat 2	14,64	41.62	
Sol non travaillé nu et tassé	25		Etat 1	16,95	48.41	
			Etat 2	25,92	79,42	
Sol travaillé rugueux	25		Etat 1	14.4	39,02	
			Etat 2	22.3	65.42	
sol couvert par litière	25		Etat 1	4,2	12	
			Etat 2	7,5	14,01	
sol couvert par les pierres	25		Etat 1	11,9	34.01	
			Etat 2	20,32	64.75	
sol couvert par mulching	25		Etat 1	2,18	7,2	
			Etat 2	3,25	12	
sol couvert de broussaille	17		30	Etat 1	--	--
				Etat 2	--	--
Sol travaillé rugueux	17	Etat 1		10,06	34	
		Etat 2		17,4	64	
sol couvert de pierres	17	Etat 1		10,9	35	
		Etat 2		22,42	65	
Sol couvert de broussaille	25	Etat 1		--	--	
		Etat 2		--	--	
Sol travaillé rugueux	25	Etat 1		12,6	35	
		Etat 2		24,53	74	
sol couvert de pierre.	25	Etat 1		12,53	56	
		Etat 2		23,9	67	

4.1.2.1. Variation du ruissellement en fonction des états de surface du sol

La modification de l'état de surface conditionne le démarrage du ruissellement. Les mottes et les pierres servent comme barrière contre la circulation de l'eau à la surface. Nos

résultats indiquent que les sols travaillés et les sols couverts de pierres enregistrent un Kr moins élevé par rapport au sol nu et tassé (tableau 17). Les surfaces fermées vont produire rapidement de l'eau libre à la surface du sol. Pour que celle-ci ruisselle, il faut qu'elle évite les pièges des surfaces rugueuses. Les mottes se comportent souvent comme des pierres (peu perméables) et sont à l'origine d'une redistribution de matériaux qui contribuent à colmater la surface du sol (Boli, 1996)

Lors des premières pluies, sur sol initialement sec, les pertes en eau en restent très faibles. Lors des deuxièmes pluies, sur sol humide, tous les traitements ruissellent et les pertes en eau sont particulièrement fortes (Tableau 17). Les coefficients de ruissellement sont plus élevés sur un sol humide que sur un sol sec. On enregistre une augmentation de 30 à 60% du coefficient de ruissellement en passant d'un sol sec à un sol humide. L'humidité de la couche superficielle influence la réaction du sol à la pluie (Boudjemline, 1987).

Le déficit de saturation de l'horizon poreux (Porosité totale - porosité pleine d'eau avant l'averse) conditionne le démarrage du ruissellement plus que l'humidité en elle-même (Trévisan, 1986).

4.1.2.2. Variation du ruissellement en fonction de la couverture du sol

La couverture du sol influe aussi le coefficient de ruissellement. Le plus faible ruissellement est enregistré au niveau du sol couvert de mulching (Kr= 2%). Il est suivi par le sol couvert de litière qui enregistre 4 %. Par contre pour le sol nu et tassé il arrive à 16 %. La simulation de pluies sur sol couvert montre que le ruissellement est faible dans l'ensemble, surtout lorsque le sol est mulché ou porte une végétation importante. Les situations sans mulch connaissent toutefois des ruissellements importants (figure 19). Les pluies simulées sur sol nu produisent un ruissellement élevé (Barthès et *al.*, 1997).

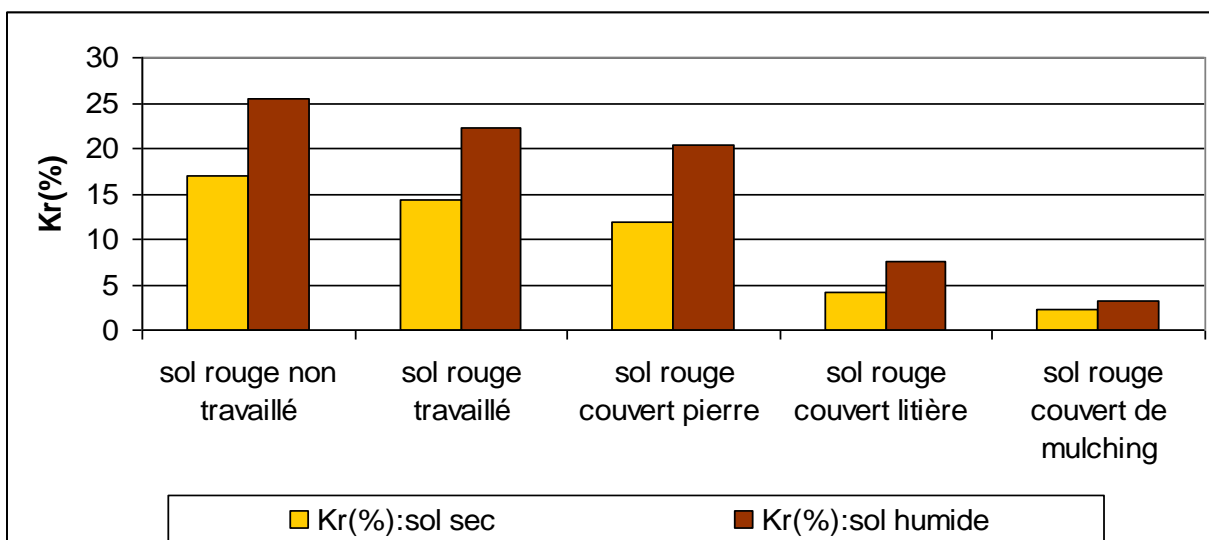


Figure 19 : évolution du ruissellement en fonction de l'état du sol (Intensité : 50mm/h ; pente : 25%)

4.1.2.3. Effet de la pente du terrain sur le ruissellement

L'accroissement de la pente favorise l'augmentation du coefficient de ruissellement. Le passage d'une pente de 17% à 25% entraîne une augmentation de 20% du coefficient de ruissellement pour le sol travaillé et de 11 % pour le sol couvert de pierre (figure 20). Cela est due principalement à la réduction de l'effet de freinage du au frottement de l'écoulement de l'eau sur une pente forte par rapport à une pente plus faible. Lorsque la pente augmente, le transport s'accélère vers le bas car l'énergie cinétique du ruissellement augmente. Le ruissellement croit de façon très rapide pour de faibles variations de pente (Roose ,1967). Wischmeier (1966), montre qu'en général le ruissellement augmente avec la pente sur de petites parcelles. Roose (1973), trouve que le coefficient de ruissellement atteint 16 % sur une pente de 4,5 % et il se stabilise autour de 24 %, sur les parcelles de 7 à 23 % de pente.

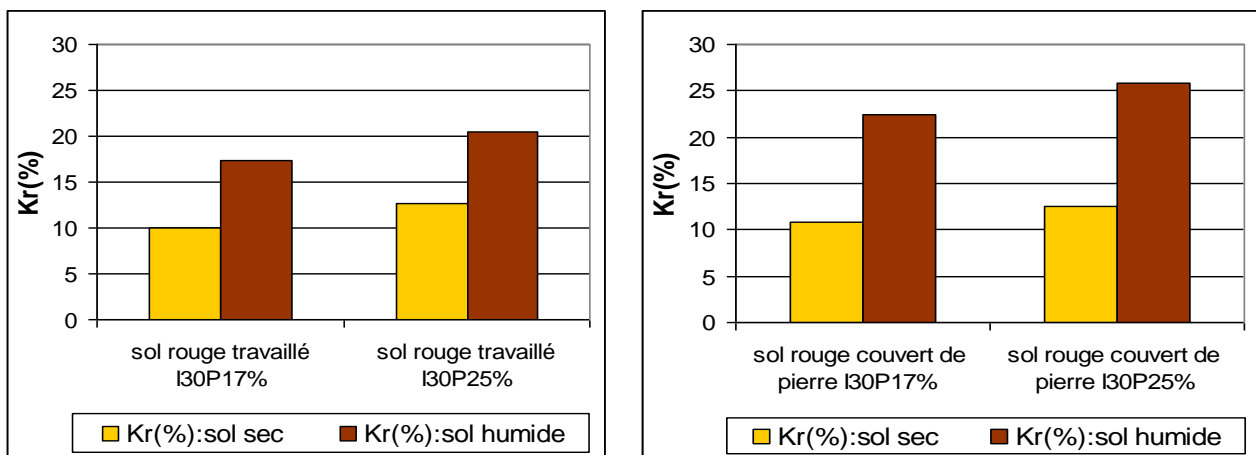


Figure 20 : évolution du ruissellement en fonction de la pente

4.1.2.4. Effet de l'intensité de pluie sur le ruissellement

Pour étudier l'influence de l'intensité sur le coefficient de ruissellement, il faut aller loin pour l'analyse des phénomènes qui peuvent modifier le ruissellement. Donc, l'énergie cinétique des gouttes d'eau constitue le fondement de ruissellement des pluies et ce dernier se déclenche lorsque le sol cesse d'absorber la totalité de la pluie.

Dans notre cas, on a remarqué qu'une fois l'intensité de la pluie augmente (de 30 à 50 mm/h) la valeur du coefficient de ruissellement augmente (Figure 21). Cette augmentation n'est pas importante et elle tourne autour de 5 % pour le sol couvert de pierre et le sol travaillé.

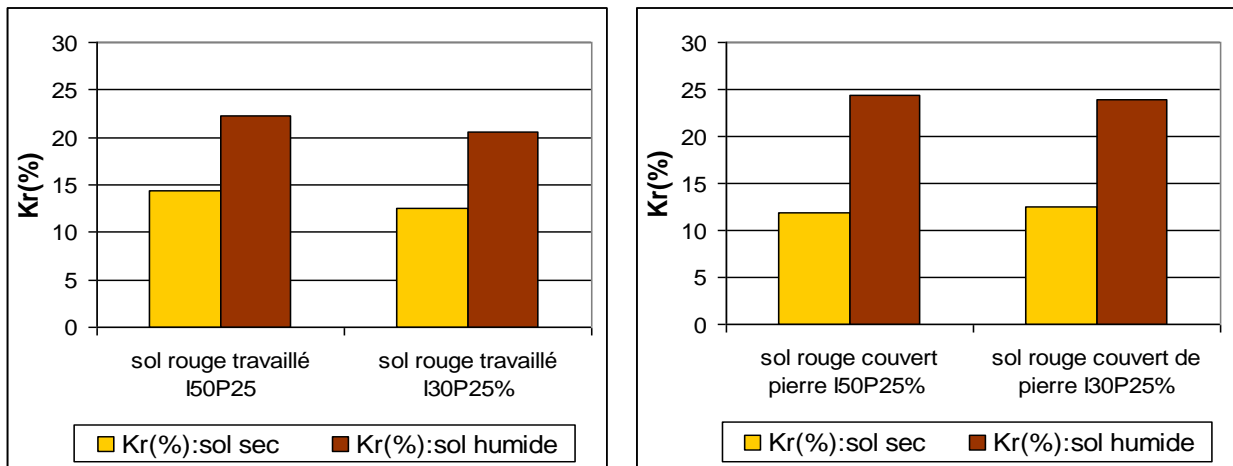


Figure 21 : évolution du ruissellement en fonction de l'intensité.

4.1.3. Phase de transition

La phase de transition «Tm» représente la durée entre le déclenchement du ruissellement et sa stabilité proprement dite. La durée de la phase de transition varie de 9 à 32 minutes pour les sols secs et de 6 à 17 minutes pour les sols humides comme le montrent les résultats obtenus dans le tableau 18.

Tableau 18 : variation de la phase de transition.

Type de sol	Pente (%)	Intensité (mm/h)	Etat d'humidité	Tm (mn)
Sol travaillé rugueux	17	50	Etat 1	19
			Etat 2	15
Sol non travaillé nu et tassé	25		Etat 1	11
			Etat 2	10
Sol travaillé rugueux			Etat 1	17
			Etat 2	12
sol couvert par litière			Etat 1	27
			Etat 2	14
sol couvert par les pierres			Etat 1	21
			Etat 2	15
sol couvert par mulching	Etat 1		32	
	Etat 2		17	
sol couvert de broussaille	17		Etat 1	--
			Etat 2	--
Sol travaillé rugueux			Etat 1	12
			Etat 2	07
sol couvert de pierre	25	Etat 1	14	
		Etat 2	10	
sol couvert de broussaille		Etat 1	--	
		Etat 2	--	
Sol travaillé rugueux		Etat 1	10	
		Etat 2	06	
sol couvert de pierre		Etat 1	09	
		Etat 2	06	

La phase de transition est plus grande pour un sol sec que pour un sol humide. Cela peut s'expliquer par l'évolution de l'état de surface. L'évolution importante et rapide des états de surface consiste à une dégradation des agrégats et une redistribution des particules détachées sous l'effet des pluies. Cette évolution suit un cycle bien connu, à savoir : désagrégation et fonte des agrégats fins et formation d'une croûte structurale et ensuite accroissement du ruissellement atteignant son régime permanent.

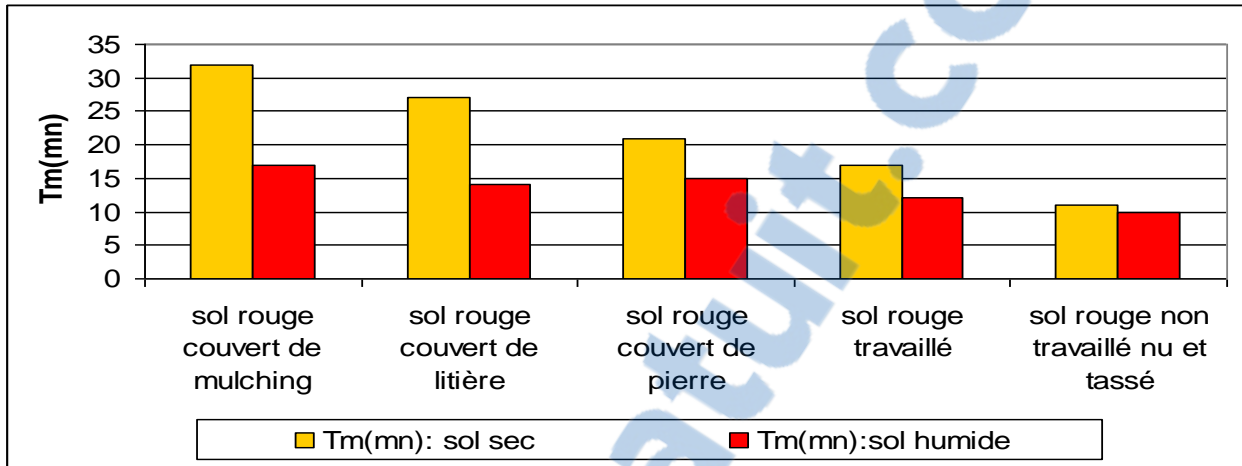


Figure 22 : effet de l'état de sol sur la phase de transition (Intensité : 50mm/h ; pente : 25%)

L'intensité de la pluie a une influence sur la durée de la phase de transition. Lorsqu'on passe de 30 à 50 mm/h d'intensité de pluie, la durée de la phase de transition « Tm » augmente : pour le sol travaillé de 10 à 17 minutes et pour le sol couvert de pierres de 09 à 21 minutes.

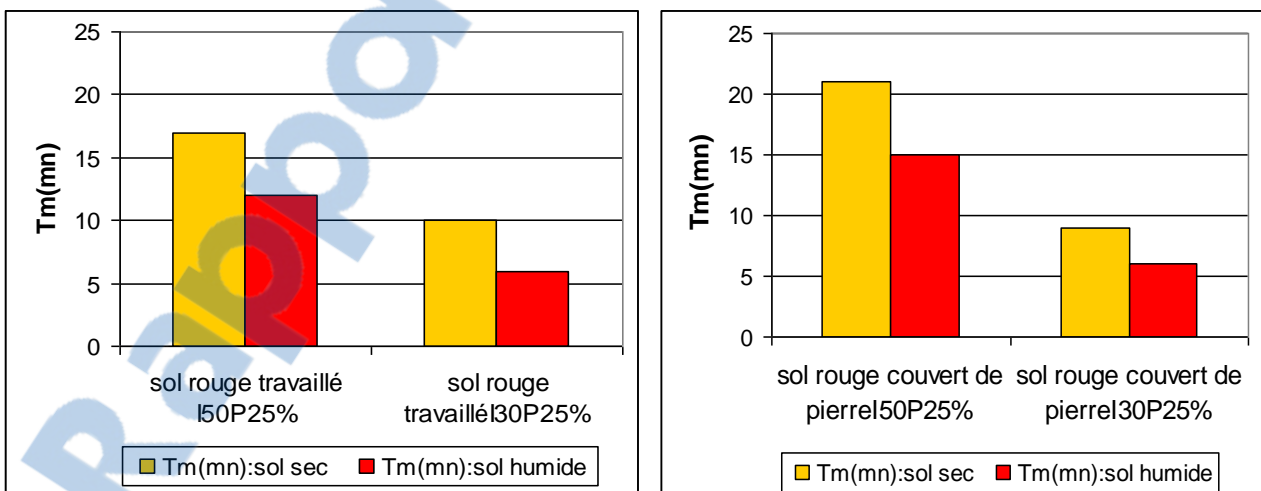


Figure 23 : effet de l'intensité de pluie sur la phase de transition

Quand à la pente, on enregistre des petites variations de Tm. En augmentant la pente de 17% à 25 %, les valeurs de Tm diminuent de 12 à 10 minutes pour le sol travaillé et de 14 à 9 minutes pour le sol couvert de pierre.

4.1.4. L'infiltration finale

Elle correspond à la différence entre le volume de ruissellement et le volume d'eau de la pluie tombée en un temps donné. Cette infiltration varie en fonction des quatre paramètres : l'état de surface, la pente, l'humidité du sol et l'intensité de la pluie.

L'étude du problème d'infiltration se complique énormément du fait de l'hétérogénéité naturelle du terrain notamment au point de vue du compactage et des teneurs en eau. Il semble bien, cependant que la capacité instantanée d'infiltration à la surface du sol diminue elle aussi au cours du temps d'une façon assez générale.

Les résultats trouvés sont présentés dans le tableau 19.

Tableau 19 : variation de l'infiltration finale pour les différents états du sol

Type de sol	Pente (%)	Intensité (mm/h)	Etat d'humidité	Fn (mm/h)	
Sol rouge travaillé	17	50	Etat 1	14.6	
			Etat 2	8.3	
Sol rouge non travaillé nu et tassé	25		Etat 1	10.6	
			Etat 2	4.6	
Sol rouge travaillé	25		Etat 1	11.8	
			Etat 2	5.6	
sol rouge couvert par litière	25		Etat 1	37.8	
			Etat 2	34.8	
sol rouge couvert par les pierres	25		Etat 1	12.1	
			Etat 2	6.3	
sol rouge couvert par mulching	25		Etat 1	46.2	
			Etat 2	43.8	
sol rouge couvert de broussaille	17		30	Etat 1	--
				Etat 2	--
Sol rouge travaillé	17	Etat 1		16	
		Etat 2		6,6	
Sol rouge couvert de pierre	17	Etat 1		16,6	
		Etat 2		9,5	
Sol rouge couvert de broussaille	25	Etat 1		--	
		Etat 2		--	
Sol rouge travaillé	25	Etat 1		13,2	
		Etat 2		6	
sol rouge travaillé couvert de pierre.	25	Etat 1		14,2	
		Etat 2		8,8	

4.1.4.1. Effet de l'état de surface du sol sur l'infiltration

Selon les résultats classés dans le tableau 19, on peut dire d'une part que l'infiltration diminue légèrement quand la pluie tombe sur un sol nu que sur un sol qui contient de pierres en raison des variations de macroporosité et de rugosité. D'autre part, des changements plus

progressifs associés à la diminution de la rugosité et à la formation des croûtes de battance. Quant la surface du sol contient des pierres ou des roches, ils la protègent contre le splash. Les cailloux vont avoir une influence sur l'infiltration (Poesen, 1990 ; Valentin et Figueroa, 1987).

L'humidité préalable du sol est un facteur essentiel pour caractériser l'infiltration du sol et son évolution, car les forces de succion sont fonction du gradient d'humidité du sol : Les valeurs de l'infiltration finale varient de 11 à 46 mm/h pour les états 1 et de 5 à 43 mm/h pour les états 2. Si on passe d'un sol sec à un sol humide, la valeur de l'infiltration finale diminue et peut arriver à 48% de différence (cas de sol couvert de pierre) (Figure 24). Au début d'une pluie, la capacité d'infiltration est relativement grande, puis, au fur et à mesure que le sol s'humidifie, elle diminue jusqu'à une certaine valeur constante (Henensal, 1986).

La modification de la structure du sol et l'état hydrique initial, expliquent à notre avis les différences importantes d'infiltration entre la première et la deuxième pluie. La formation de croûtes structurales dès l'application de la première pluie, observée lors des simulations, est associée à une forte diminution de l'infiltration. Une telle croûte structurale se développe surtout quand le sol est nu ou peu couvert par la végétation. La rugosité du sol encourage le stockage de l'eau refusant d'infiltrer dans les dépressions (Cavalier, 1988 ; Roose, 1994).

Le travail du sol peut aussi augmenter de façon considérable l'infiltration, on enregistre une augmentation de la valeur de l'infiltration de 10% entre le sol travaillé et le sol nu et tassé. Cela est peut être dû à la présence d'une collection importante de pores de petite dimension, bien connectés, qui contribueraient à assurer une conductivité hydraulique plus élevée dans le sol travaillé, ce réseau de pores tend à rapprocher progressivement le fonctionnement hydrodynamique du sol travaillé de celui d'un sol non travaillé. Le labour améliore temporairement l'infiltration, il expose le sol nu à l'agressivité des pluies, réduit sa cohésion, enfouit les matières organiques et favorise leur minéralisation en aérant l'horizon humifère (Boli et al., 1996). Pouni, (1984) a fait la comparaison de l'infiltration sur un sol nu non travaillé, et les sols piochés avec résidus de culture sous une intensité de 120 mm/h. L'infiltration du sol passe de 35 mm d'infiltration (sol nu non travaillé) à plus de 104 mm (sol pioché).

4.1.4.2. Effet de couverture sur l'infiltration

L'infiltration va pouvoir varier en fonction de différents paramètres propres au sol et à son occupation. D'après les résultats regroupés dans le tableau 19, il paraît visiblement que l'état de couverture du sol influence nettement sur l'infiltration finale, plus les sols sont couverts plus l'infiltration finale augmente. D'ailleurs la plus grande valeur est enregistrée sur le sol couvert de mulching (46 mm /h), suivie par le sol couvert de litière (39 mm/h) (figure 24). Le couvert végétal est d'autant plus efficace du fait qu'il ralentit l'écoulement du ruissellement et maintient une bonne porosité à la surface du sol (Roose, 1996). Le couvert végétal est sans aucun doute le facteur le plus puissant pour réduire le ruissellement (Fritsch, 1992). La litière et la végétation basse sont efficaces pour absorber l'énergie des pluies et du ruissellement (Roose, 1973, 1994 ; Valentin, 1981).

La couverture du sol (litières, adventices et végétations basses), en interceptant l'énergie des gouttes de pluies et l'énergie des eaux ruisselantes peut avoir une influence

considérable sur l'érosion et dans une moindre mesure, sur le ruissellement. La végétation ralentit le ruissellement en donnant plus de temps à l'eau de s'infiltrer. Le système racinaire et les matières organiques du sol dans une zone avec végétation augmentent la porosité du sol et par conséquent facilitent l'infiltration. Le semis direct sous litière est une tentative de se rapprocher du milieu naturel où le sol reste couvert et protégé de l'agressivité des pluies (Leprun, 1986 ; Boli *et al.*, 1996)

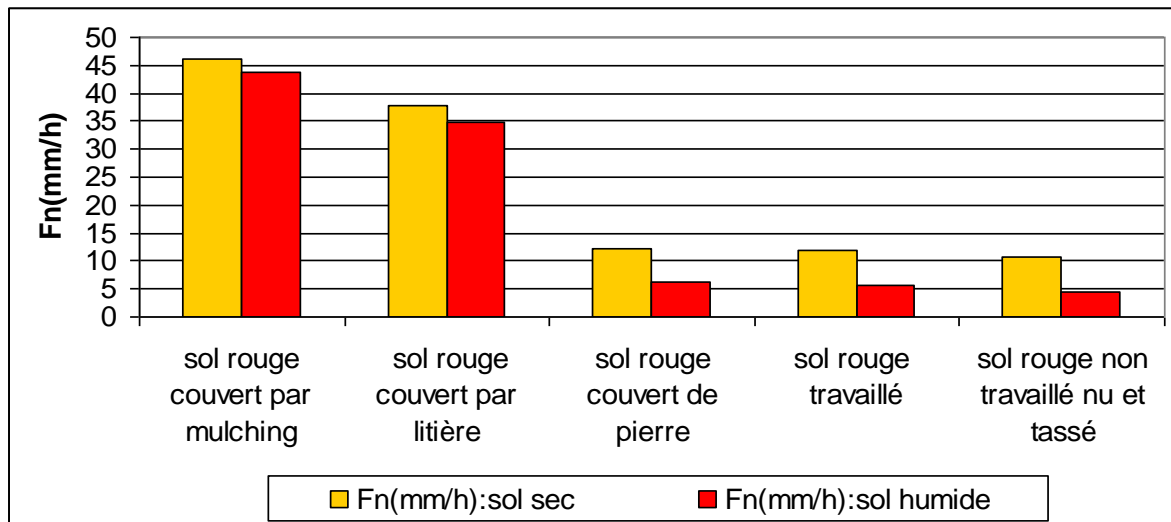


Figure 24 : effet de l'état de sol sur l'infiltration finale (Intensité : 50mm/h-pente : 25%)

4.1.4.3. Effet de l'intensité sur l'infiltration

D'après la figure 25, on remarque que l'infiltration augmente très légèrement avec les intensités pluviométriques. Le passage d'une intensité de pluie de 30 à 50 mm/h engendre une augmentation de la valeur de l'infiltration finale qui varie entre 11 à 15 %, ces mêmes observations ont été démontrées par Lafforgue (1976), qui a montré que la capacité d'infiltration du sol augmente si l'intensité des pluies augmente dans le cas d'une surface rugueuse du sol (Boudjemline, 1987). Les valeurs d'infiltration dépendent de l'intensité de la pluie. Il apparaît donc difficile de systématiser sans tenir compte de l'intensité de la pluie, mais aussi des données qui modifient les conditions de l'entrée de l'eau dans le sol (phénomènes de battance) qui modifient les conditions du mouvement de l'eau dans le sol (Ouvry, 1986).

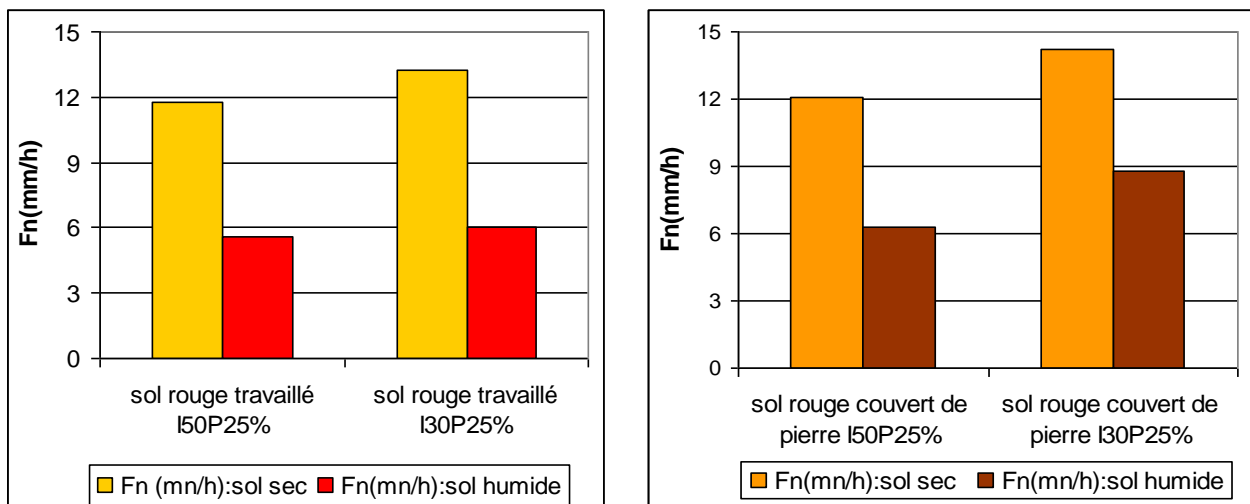


Figure 25 : effet de l'intensité de pluie sur l'infiltration finale

4.1.4.2. Effet de pente de terrain sur l'infiltration

Les valeurs d'infiltration dépendant de la pente du terrain qui influe aussi sur l'infiltration finale, mais cette diminution n'est pas importante. Lorsqu'on passe d'une pente de 17 à 25%, la valeur de l'infiltration diminue de 14% à 17%. L'inclinaison de la pente position topographique améliore les paramètres de l'infiltration.

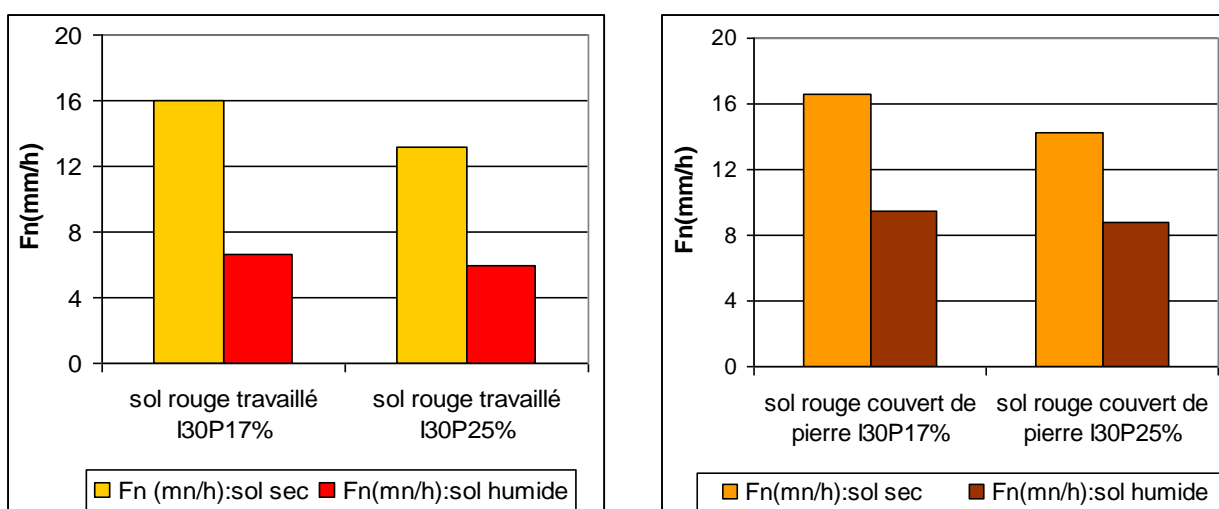


Figure 26 : effet de la pente sur l'infiltration finale

4.1.5. Détachabilité/érosion

L'érosion des sols par l'eau est un phénomène complexe qui résulte de divers processus (détachement, transport, dépôt) causés par l'action en général combinée de la pluie et du ruissellement, et dont l'expression varie en fonction de la résistance du milieu (sol nu, couvert végétal, techniques culturales) et de la topographie. La collecte des particules solides

à l'exutoire de la parcelle permet de quantifier l'érosion, bien qu'on ne puisse pas parler d'érosion à l'échelle d'une parcelle d'un mètre carré. Valentin (1981), propose le terme de détachabilité et la définit comme l'aptitude d'un sol à être fractionné en particules susceptibles d'être transportées.

Les résultats trouvés sont classés dans le tableau 20.

Tableau 20 : variation de la concentration pour les différents états de sols.

Type de sols	Pente (%)	Intensité (mm/h)	Etat d'humidité	C (g/l)	
Sol rouge travaillé	17	50	Etat 1	5.63	
			Etat 2	14.07	
Sol rouge non travaillé nu et tassé	25		Etat 1	12.10	
			Etat 2	16.44	
Sol rouge travaillé	25		Etat 1	16.07	
			Etat 2	26.40	
Sol rouge couvert par litière	25		Etat 1	3.7	
			Etat 2	4.85	
sol rouge couvert par les pierres	25		Etat 1	6.51	
			Etat 2	9.99	
Sol rouge couvert par mulching	25		Etat 1	3.31	
			Etat 2	4.92	
Sol rouge couvert de broussaille	17		30	Etat 1	--
				Etat 2	--
Sol rouge travaillé	17	Etat 1		5.71	
		Etat 2		7.88	
Sol rouge couvert de pierre	25	Etat 1		3.16	
		Etat 2		6.63	
Sol rouge couvert de broussaille	25	Etat 1		--	
		Etat 2		--	
Sol rouge travaillé	25	Etat 1		6.76	
		Etat 2		8.64	
Sol rouge travaillé couvert de pierre.	25	Etat 1		4.39	
		Etat 2		7.73	

Le transport en solide nécessite, comme toute action, une source d'énergie. De nombreux auteurs ont montré le rôle de la pluie (Smith et Wischmeir 1978 ; Henensel, 1986 ; Keith et Cooley, 1980). Ce mécanisme commence avec le ruissellement en nappe, mais très rapidement surtout dans le cas des pentes relativement fortes, se créent des rigoles puis des ravines où le rôle érosif du ruissellement peut devenir très important (Boiffin, 1984 ; Le Bissonnais, 1988).

4.1.5.1. Effet de l'état de surface du sol sur l'érosion

Les gouttes de pluie désagrègent les fines particules du sol qui peuvent ensuite être entraînées par le ruissellement en fonction de sa capacité de transport. La répétition de travaux superficiels provoque un affinement excessif des mottes de terre (diminution de la rugosité) et augmente le détachement des particules de terre. L'érodibilité des sols dépend de leur mode de formation (pédogenèse), mais surtout de leur texture (lithologie), des matières organiques et de la stabilité de leur structure. La sensibilité des sols à l'érosion peut changer au fil des années (Quantin et Combeau, 1962 ; Roose, 1973, 1980, 1989).

La présence de pierres à la surface a empêché et réduit la concentration et on a enregistré des valeurs qui ne sont pas importantes (6 g/l), donc, on peut dire que les pierres protègent la surface du sol contre l'impact des gouttes de pluie.

Quand au travail du sol, au niveau des sols travaillés les charges en solides sont importantes, On enregistre des valeurs importantes de la concentration du sol travaillé (16 g/l), car l'état de surface des parcelles labourées évolue d'une structure motteuse à une structure lisse sur laquelle une croûte de battance tend à se former. Le sol se tasse, des flaques se forment et la perte en sédiments devient de plus en plus importante. Le sol, quand il est travaillé et exposé à la battance des pluies, la charge solide du ruissellement augmente significativement.

Pour l'humidité préalable, on a constaté que les concentrations prennent des valeurs de l'ordre de 03 à 16 g/l pour les sols secs où les particules sont susceptibles au transport par les lames d'eau ruisselées et de 4 à 26 g/l pour les sols humides (figure 27).

L'état d'un sol sec se traduit par un réseau très serré de fissures et d'une complète désagrégation en fines particules de l'horizon de surface. Les petites particules désagrégées qui se détachent facilement sont immédiatement emportées par les eaux de ruissellement. Par contre à l'état humide les pluies précédentes ont déjà attaqué les agrégats terreux, provoquant une diminution de la rugosité, un colmatage des pores et une formation d'une croûte superficielle qui réduit relativement l'ablation du sol tout en engendrant le ruissellement.

Asseline et Valentin (1978), ont testé la sensibilité du sol à l'érosion pour mesurer les pertes en eau induits, ils ont produit une averse artificielle sur une micro parcelle de 1 m² sur sol non remanié et presque nu, comportait deux averses de 60 mm/h pendant 30 mn : la première sur sol sec et la seconde 24 h plus tard. Ils ont remarqué que lors des premières pluies, sur sol initialement sec, les pertes en eau et en terre restent très faibles. Lors des deuxièmes pluies, sur sol humide, les pertes en eau et en terre sont particulièrement fortes.

4.1.5.2. Effet de l'état de couverture du sol sur l'érosion

D'après le tableau 20 on remarque quand le sol est couvert les charge en solides sont réduites : Les plus faibles concentrations sont enregistrées au niveau du sol couvert de mulching et le sol couvert de litière (3 g/l), contrairement au sol non travaillé nu et tassé (12g/l). C'est-à-dire quand le sol est couvert, il est protégé contre le risque d'érosion. Le couvert végétal est sans doute parmi les facteurs les plus puissants pour réduire les risques d'érosion (Roose, 1994 ; Fritsch, 1992), il ralentit l'écoulement du ruissellement et maintient

une bonne porosité à la surface du sol (Roose, 1996). L'érosion en nappe peut être maîtrisée par un simple paillage de 01cm d'épaisseur (Dabin et Leneuf, 1958).

Morel, Quantin et Combeau (1962) montrent que la fragilité des agrégats dépend de l'abondance et du type d'humus du sol. Celui-ci diminue rapidement durant la culture et augmente progressivement durant les 3 à 10 ans de jachère qui succèdent aux cultures.

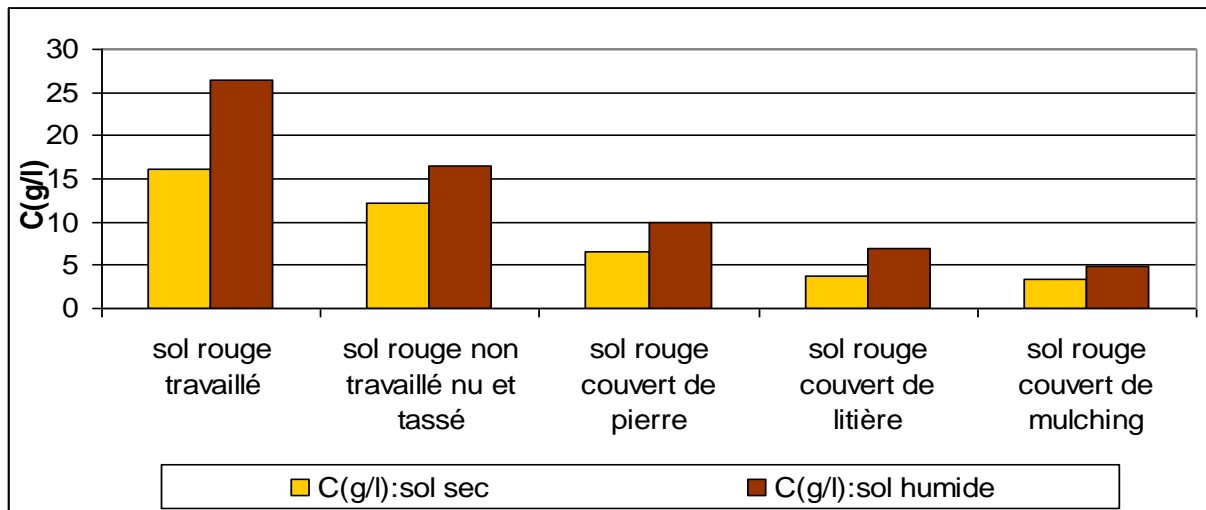


Figure 27 : effet de l'état de sol sur la concentration (Intensité : 50mm/h ; pente : 25%)

4.1.5.3. Effet de pente de terrain sur l'érosion

L'effet de la pente est observé en passant de 17% à 25%. Les valeurs de la détachabilité augmentent de 15 % pour le sol travaillé et sec et de 09 % pour le sol à l'état humide et dégradé. Pour le sol couvert de pierre sec, la valeur de la détachabilité augmente de 28 %, par contre pour le même sol à l'état humide et dégradé l'augmentation est de 15 %. Une pente faible peut favoriser l'accumulation des particules du sol contraignant la force du ruissellement, par contre, une pente plus accentuée engendre une abondante lame ruisselée chargée du maximum de particules de sol.

Le détachement des particules par la pluie décroît aux intensités des pentes les plus douces, en raison d'un épaissement de la lame d'eau ruisselante et celles-ci agissent en protégeant le sol de l'impact des gouttes de pluie. Palmer (1964) et Woodruff (1947), montrent que sur des pentes de 8 %, le ruissellement n'apporte que 10% de l'énergie provoquant l'érosion, mais cette proportion augmente rapidement avec la pente de 60%.

Hudson (1992), Roose (1981, 1994), montrent également que l'érosion croît avec l'inclinaison de la pente car l'énergie cinétique du ruissellement augmente et l'emporte sur l'énergie cinétique des pluies dès que les pentes dépassent 15 %.

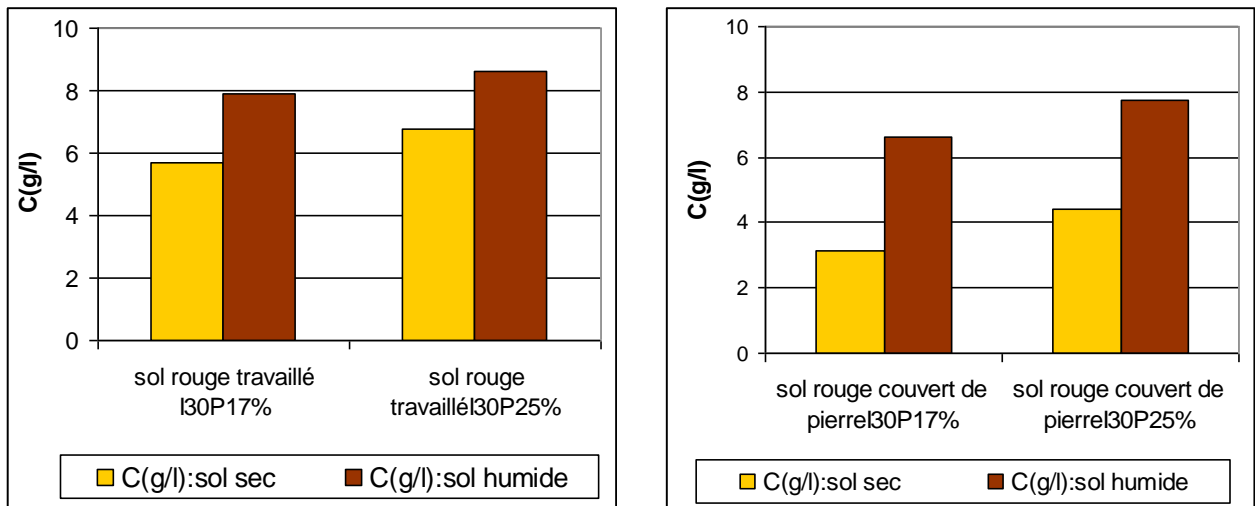


Figure 28 : effet de la pente sur la concentration

4.1.5.4. Effet de l'intensité de pluie sur l'érosion

Pour l'effet de l'intensité des pluies sur l'érosion, nous avons remarqué que lors des fortes pluies (50 mm/h), la détachabilité est plus élevée sur sol humide et dégradé que sur sol sec. Lors de ces fortes pluies, le ruissellement s'est intensifié, certains filets de ruissellement se sont développés, donc un cisaillement par les eaux de ruissellement et par conséquent, une augmentation de sédiments qui peut être due aussi à l'énergie des gouttes des premières pluies.

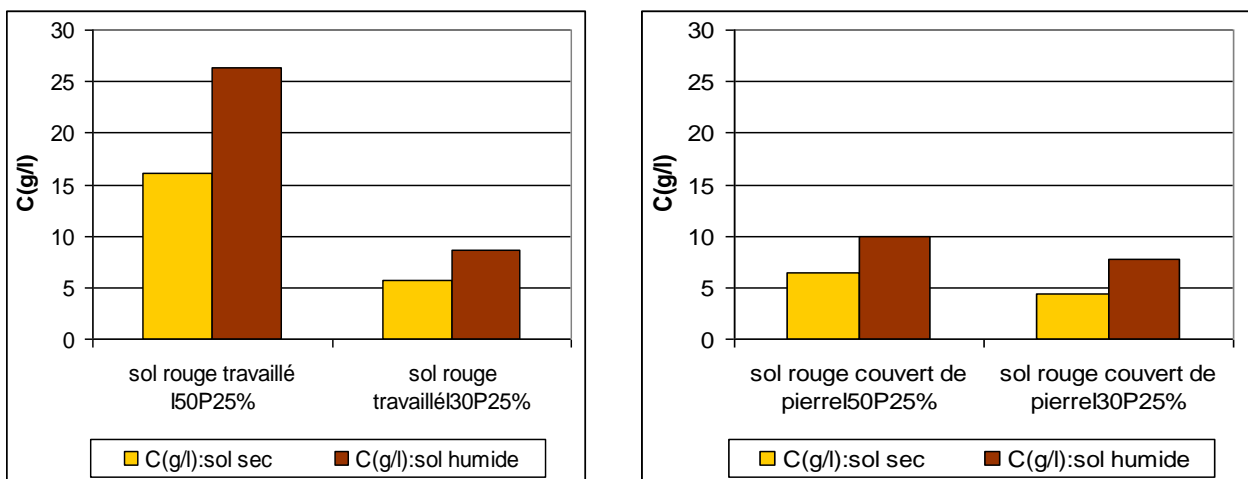


Figure 29 : effet de l'intensité de la pluie sur la concentration

4.1.6. Détachabilité produite en 15 et 30 minutes

Pour faciliter la comparaison des résultats de l'érosion, nous avons calculé l'érosion produite en 15 et 30 minutes. Les résultats trouvés sont classés dans les tableaux 21, 22, 23 et 24.

Tableau 21 : détachabilité produite à la 15^{ème} minute (sols secs)

	Sol travaillé sec I50 P17	Sol travaillé sec I50 P25	Sol non travaillé sec I50 P25	Sol couvert de litière sec I50 P25	Sol couvert de pierre sec I50 P25	Sol couvert de mulching sec I50 P25	Sol couvert de Pierre sec I30 P17	Sol travaillé sec I30 P17	Sol travaillé sec I30 P25	Sol couvert de pierre sec I30 P25
Pluie tombée en 15mn (mm)	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	7,5	7,5	7,5	7,5
Kr enregistré en 15mn (%)	0	0	38,36	0	0	0	0	0	0	0
Concentration en 15mn (g/l)	0	0	12,09	0	0	0	0	0	0	0
Erosion produite en 15mn (g)	0	0	57,66	0	0	0	0	0	0	0
Erosion produite en 15mn (Kg/ha)	0	0	576,6	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 22 : détachabilité produite à la 15^{ème} minute (sols humides)

	Sol travaillé humide I50 P17	Sol travaillé humide I50 P25	Sol non travaillé humide I50 P25	Sol couvert de litière humide I50 P25	Sol couvert de pierre humide I50 P25	Sol couvert de mulching humide I50 P25	Sol couvert de Pierre humide I30 P17	Sol travaillé humide I30 P17	Sol travaillé humide I30 P25	Sol couvert de pierre humide I30 P25
Pluie tombée en 15mn (mm)	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	12,5	7,5	7,5	7,5	7,5
Kr enregistré en 15mn (%)	0	42,96	56,56	20	56,72	0	68	77,6	67,65	68,66
Concentration en 15 mn (g/l)	0	9,96	10,45	3,25	3,92	0	5,2	3,31	6,64	5,72
Erosion produite en 15mn (g)	0	52,78	73,88	8,12	27,79	0	26,52	19,19	33,59	29,45
Erosion produite en 15 mn (Kg/ha)	0	527,8	738,8	812	277,9	0	265,2	191,9	335,9	294,5

Tableau 23 : détachabilité produite à la 30^{ème} minute (sols secs)

	Sol travaillé sec I50 P17	Sol travaillé sec I50 P25	Sol non travaillé sec I50 P25	Sol couvert de litière sec I50 P25	Sol couvert de pierre sec I50 P25	Sol couvert de mulching sec I50 P25	Sol couvert de Pierre sec I30 P17	Sol travaillé sec I30 P17	Sol travaillé sec I30 P25	Sol couvert de pierre sec I30 P25
Pluie tombée en 30 mn (mm)	25	25	25	25	25	25	15	15	15	15
Kr enregistré en 30 mn (%)	0	36,82	69,84	0	33,58	0	61,6	48,13	45,73	48,13
Concentration en 30 mn (g/l)	0	12,62	12,1	0	4,51	0	4,7	4,88	5,2	4,3
Erosion produite en 30 mn (g)	0	116,1	211,26	0	37,86	0	43,42	35,23	35,67	30,96
Erosion produite en 30 mn (Kg/ha)	0	1161	2112,6	0	378,6	0	434,42	352,3	356,7	309,6

Tableau 24 : détachabilité produite à la 30^{ème} minute (sols humide)

	Sol travaillé humide I50 P17	Sol travaillé humide I50 P25	Sol non travaillé humide I50 P25	Sol couvert de litière humide I50 P25	Sol couvert de pierre humide I50 P25	Sol couvert de mulching humide I50 P25	Sol couvert de Pierre humide I30 P17	Sol travaillé humide I30 P17	Sol travaillé humide I30 P25	Sol couvert de pierre humide I30 P25
Pluie tombée en 30mn (mm)	25	25	25	25	25	25	15	15	15	15
Kr enregistré en 30mn (%)	44,76	46,08	93,6	22,32	65	11,7	92,33	66,46	69,86	64,46
Concentration en 30mn (g/l)	5,6	26,4	16,46	3,78	5,3	3,31	7,73	7,1	7,64	9,7
Erosion produite en 30mn (g)	62,66	304,12	385,16	21,09	86,12	9,66	107,06	70,78	80,06	93,79
Erosion produite en 30 mn (Kg/ha)	626,6	3041,2	3851,6	210,9	861,2	96,6	1070,6	707,8	800,6	937,9

A la quinzième minute (7,5 mm pour une intensité de 30mm/h et 12,5 mm pour une intensité de 50) on ne signale aucun ruissellement dans les différentes situations à l'état sec sauf pour le sol non travaillé qui enregistre une érosion de 576 kg/ha.

Par contre au niveau des sols humides, le ruissellement s'est déclenché presque dans tous les types de sols avec des quantités variable d'érosion, à l'exception du sol travaillé (I50, P17%) et du sol couvert de mulching (I50, P25%). Sur ces derniers, le ruissellement n'a pas été déclenché. Cela est dû au rôle de la couverture qui protège le sol et les agrégats de l'horizon superficiel. La couverture joue le rôle de barrière contre l'action de la pluie. Le détachement des particules du sol se produit lorsque les gouttes de pluie brisent les agrégats ou quand la force de cisaillement de la lame d'eau à la surface du sol dépasse les possibilités de résistance au détachement du sol (Berville, 2002).

A la 30^{ème} minute, à l'état sec, tous les sols non travaillés et le sol pierreux ont ruisselé. Par contre sur le sol couvert de litière (I50, P25%), le sol couvert de mulching (I50, P25%) et le sol travaillé (I50, P17%) le ruissellement n'a pas été déclenché. A l'état humide, la totalité des sols ont ruisselé avec des érosions variables.

Les plus faibles quantités d'érosion sont enregistrées sur le sol couvert de mulching (96 kg/ha) et le sol couvert de litière (210 kg/ha). Par contre, les plus grandes quantités sont enregistrées sur le sol travaillé (3041 kg/ha) et le sol non travaillé (3851 kg/ha). Pour les autres situations, l'érosion fluctue entre 626 kg/ha et 1070 kg/ha). Ceci montre bien le rôle de la couverture dans la réduction du risque d'érosion. Le couvert végétal est sans aucun doute le facteur le plus puissant pour réduire les risques d'érosion (Roose, 1994).

Les résultats obtenus montrent que la couverture du sol protège le sol de l'impact de la pluie et diminue ainsi le phénomène de battance. Elle ralentit l'écoulement de l'eau à la surface, lui donnant ainsi plus de temps pour s'infiltrer dans le sol. La simulation de pluies sur sol couvert montre que l'érodabilité est faible dans l'ensemble dans les surfaces couvertes, surtout lorsque le sol est mulché ou porte une végétation importante. En revanche, les pluies simulées sur sol nu produisent un ruissellement et des pertes en terre élevés. Le couvert végétal représente aussi une barrière physique vis-à-vis de la pluie, les pertes en terre sont minimales. La litière et la végétation basse sont efficaces pour absorber l'énergie des pluies et du ruissellement (Roose, 1973 ; Valentin, 1981).

La couverture du sol, en interceptant l'énergie des gouttes de pluies et l'énergie des eaux ruisselantes peut avoir une influence considérable sur l'érosion. Si la surface du sol contient des graviers ou des roches, ces cailloux protègent la surface du sol contre le splash et protègent la macroporosité sous-jacente. Ces cailloux vont avoir une influence positive sur l'infiltration (Poesen, 1990).

Le travail du sol permet la destruction des résidus des cultures précédentes et l'aération du sol. Il accroît la porosité et la rugosité du sol, améliore temporairement l'infiltration et la capacité de stockage du sol. Mais expose le sol à l'agressivité des pluies. Le travail du sol est susceptible d'influencer la sensibilité des terres au ruissellement et à l'érosion (Roose, 1994).

Le critère le plus important pour apprécier la résistance d'un sol à l'érosion est la stabilité structurale qui est l'aptitude de la terre à résister à l'action dégradante de l'eau. Cette résistance reflète le comportement du sol à l'humectation lorsqu'il est soumis à l'impact des gouttes de pluie. La stabilité structurale est influencée par de nombreuses caractéristiques des sols dont les plus importants sont la texture, la teneur en matière organique et l'état et l'histoire hydrique.

La stabilité du sol augmente si le sol reste faiblement humide pendant plusieurs jours et elle diminue lorsqu'il est à proximité de saturation. Les flux d'infiltration qui conditionnent le ruissellement dépendent de l'état de surface, du système de porosité, de la fissuration et de l'activité biologique (Berville, 2002).



avant la simulation



après la simulation

Photo A : sol travaillé rugueux



Avant la simulation



après la simulation

Photo B : sol couvert de Litière



Photo C : sol couvert de Broussaille



Photo D : Sol couvert de pierre



Photo E : sol couvert de Mulching

Photos des situations de sol étudiées par la simulation de pluie

4.2. Recherche de relations entre les paramètres mesurés

Les résultats obtenus sur les différents états étudiés montrent qu'il existe des relations entre la charge solide « C » et le coefficient de ruissellement « Kr ». Pour spécifier cette relation mathématiquement, nous avons procédé à un traitement des données afin de trouver le modèle mathématique le plus significatif entre ces deux paramètres.

Le modèle mathématique linéaire : $Y = A + Bx \Rightarrow C = A + BKr$ a donné de bons résultats. Les relations trouvées avec leurs coefficients de détermination « R² » et de corrélation « R » sont regroupées dans les tableaux 25, 26 et 27.

Tableau 25 : relation entre « C » et « Kr » pour les pentes 17% et 25%

Traitement	Intensité (mm/h)	Pente (%)	Etat du sol	Nombre	Expression	R ²	R
Sol travaillé rugueux	30	17	Etat 1	15	$C = -0,11kr + 9,73$	0,58	-0,76
			Etat 2	15	$C = 0,04kr - 0,39$	0,02	0,16
		25	Etat 1	19	$C = 0,22kr - 5,06$	0,56	0,75
			Etat 2	18	$C = 0,48kr - 25,85$	0,30	0,55
Sol couvert de pierre		17	Etat 1	20	$C = -0,14kr + 8,57$	0,36	-0,60
			Etat 2	18	$C = -0,21kr + 26,9$	0,10	-0,32
	25	Etat 1	23	$C = 0,049kr + 1,18$	0,08	0,29	
		Etat 2	23	$C = -0,21kr + 24,5$	0,10	-0,32	

Tableau 26 : relation entre « C » et « Kr » pour les intensités 30 et 50

Traitement	Pente (%)	Intensité (mm/h)	Etat du sol	Nombre	Expression	R ²	R
Sol travaillé rugueux	25	30	Etat 1	19	$C = -0,15kr + 9,60$	0,41	-0,64
			Etat 2	18	$C = 0,48kr - 25,85$	0,30	0,55
		50	Etat 1	22	$C = 0,32kr - 4,87$	0,90	0,95
			Etat 2	22	$C = -0,04kr + 27,83$	0,004	-0,06
Sol couvert de pierre		30	Etat 1	23	$C = 0,13kr - 0,86$	0,20	0,45
			Etat 2	23	$C = 25,31 - 0,22kr$	0,07	0,27
	50	Etat 1	22	$C = 0,14kr + 0,65$	0,53	0,73	
		Etat 2	22	$C = 0,009kr + 3,13$	0,02	0,16	

Tableau 27 : relation entre « C » et « Kr » pour les différents états de sol

Traitement	Pente (%)	Intensité (mm/h)	Etat du sol	Nombre	Expression	R ²	R
Sol travaillé rugueux	25	50	Etat 1	22	$C= 0,32kr-4,87$	0,90	0.94
			Etat 2	22	$C=-0,042kr+27,8$	0,004	-0.06
Sol non travaillé nu et tassé			Etat 1	21	$C=0,05kr+7,16$	0,06	0.25
			Etat 2	22	$C=0,23kr-0,51$	0,19	0.43
Sol couvert de litière			Etat 1	12	$C=0,09kr+6,60$	0,04	0.21
			Etat 2	21	$C= 8,33kr+2E-14$	1	1
Sol couvert de pierre			Etat 1	22	$C= 0,09kr+1,62$	0,33	0.58
			Etat 2	22	$C=0,009kr+3,13$	0,02	0.16
Sol couvert de mulching			Etat 1	17	$C=0,03kr+4,19$	0,002	0.04
			Etat 2	19	$C= -0,62kr+7,25$	0,21	-0.46

Ce qui ressort de ces tableaux 25, 26 et 27 c'est que pour le sol travaillé sec, il existe une relation entre la concentration et le ruissellement. Alors que pour les autres traitements, la relation entre le ruissellement et l'érosion est très faible. Ceci est dû à l'influence de d'autres facteurs dans la variation de l'érosion, tel que les états de surface, les caractéristiques du sol,... Les particules sont d'autant plus difficilement détachables, qu'elles sont petites du fait des liaisons fortes qui se forment avec les colloïdes et la matière organique. Par contre, les traitements de surface, tel que le travail du sol vont dans le sens inverse (Heutsh, 1970).

A l'état humide, on remarque qu'il n'y a pas de corrélation entre le Kr et C. La stabilité structurale est influencée par de nombreuses caractéristiques des sols dont les plus importants sont la texture, la teneur en matière organique et l'état et l'histoire hydrique (Soltner, 1975).

4.3. Les facteurs explicatifs de déclenchement de ruissellement

a- Etat de la surface du sol

Les résultats obtenus ont bien montré l'influence des états de surface liés au sol. Les pluies d'imbibition sont plus importantes sur le sol dont la rugosité est élevée, tel que le sol travaillé rugueux. La rugosité augmente l'infiltration et le volume stocké entre les mottes du sol, ainsi le risque de ruissellement est réduit. Alors que pour les sols de rugosité très faible, tel que le sol non travaillé, le ruissellement se produit rapidement, les croûtes de battance qui se forment rapidement par la pluie ferme la surface du sol. Ceci montre bien le rôle de ces états dans le déclenchement du ruissellement. Les sols rugueux prennent beaucoup de temps pour se dégrader. La croûte de battance et de sédimentation accroît encore davantage l'imperméabilité (Auray, 1991).

Le travail du sol, par l'augmentation de la rugosité, permet une infiltration presque totale des pluies de ruissellement. La transformation de l'état de surface du sol par l'aplanissement du microrelief et la formation de pellicules superficielles favorise le

ruissellement dont l'importance croit avec l'intensité de la pluie et l'état d'humectation des sols.

Pour les sols humides, les pluies d'imbibition sont relativement faibles. Les surfaces fermées par l'action de la pluie vont produire rapidement de l'eau libre à la surface du sol (figure 31).

b-Couverture du sol

Les taux de ruissellement sont classés par ordre croissant : sol couvert de mulching, sol couvert de litière, sol couvert de pierre, sol travaillé et le sol non travaillé nu et tassé. Les pluies d'imbibitions sont élevées dans le cas des sols couverts et chutent quand le sol est nu (figures 30 et 31).

Les résultats montrent que les zones qui ont une bonne couverture du sol, ont une bonne stabilité des agrégats et une capacité d'infiltration élevée. La couverture joue un rôle important en interceptant une grande partie de l'énergie liée à la goutte de pluie. En absence du couvert végétal les pluies entraînent un écoulement de surface, avec un taux minimum d'infiltration. La réduction du couvert végétal et le tassement de la surface du sol, réduit l'infiltration et augmente les risques de ruissellement et d'érosion (Roose, 1996).

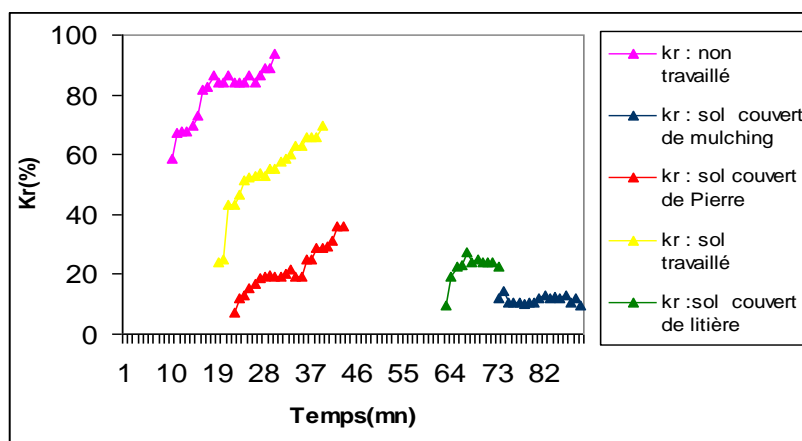


Figure 30 : effet de l'état de sol sur la pluie d'imbibition et le ruissellement (sol sec ; intensité : 50 mm/h ; pente : 25%)

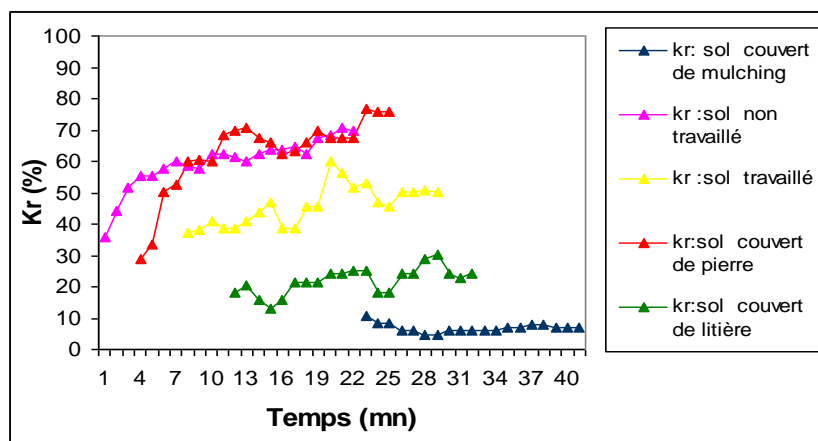


Figure 31 : effet de l'état de sol sur la pluie d'imbibition et le ruissellement (sol humide ; intensité : 50 mm/h ; pente : 25%)

c-L'inclinaison de la pente

D'après les figures 32 et 33, les pluies d'imbibition augmentent lorsque la pente du terrain augmente. Le ruissellement est toujours supérieur sur les pentes fortes. En forte pente, on observe un meilleur drainage interne et une formation plus lente des pellicules de battance (Litzler, 1988). On peut en déduire que l'augmentation de la pente accroît le ruissellement et diminue l'infiltration. L'énergie du ruissellement est liée à la pente, son rôle est toutefois complexe car la pente tend à améliorer le drainage oblique et à favoriser l'infiltration et elle rend également plus difficile la formation de croûte de battance. Si la pente est faible, les particules libérées par effet splash vont former des croûtes de battance ce qui tend à imperméabiliser le sol et l'infiltration est alors limitée.

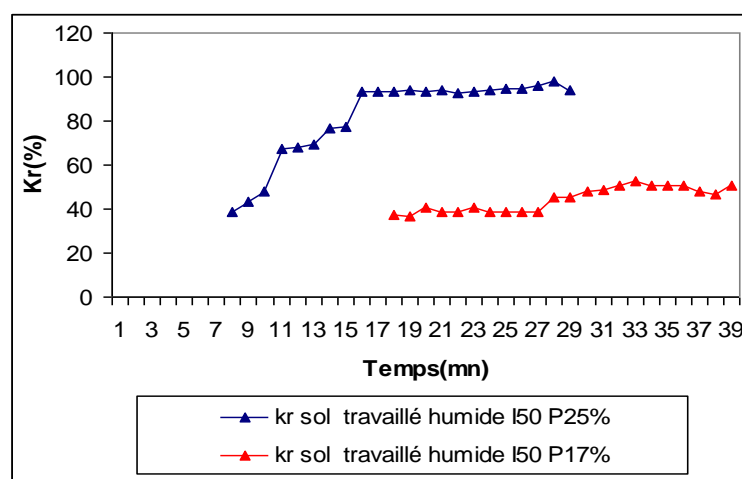


Figure 32 : effet de la pente sur la pluie d'imbibition, le ruissellement du sol travaillé humide (intensité : 50 mm/h ; pente : 17 et 25 %)

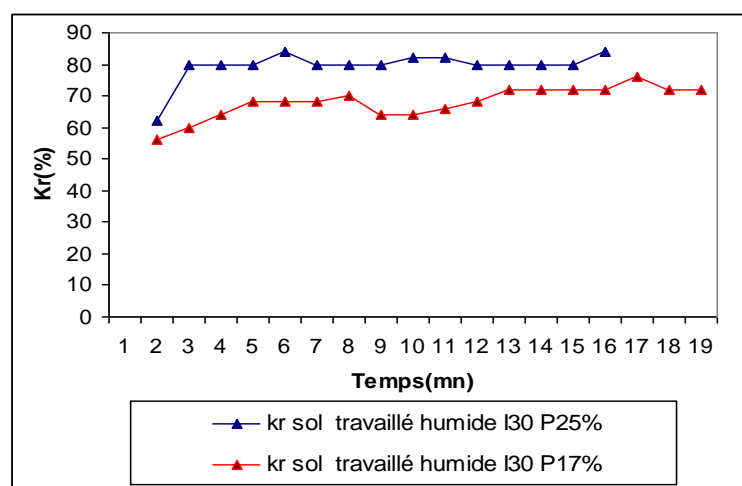


Figure 33 : effet de la pente sur la pluie d'imbibition, le ruissellement du sol travaillé humide (intensité : 30 mm/h ; pente : 17 et 25%)

d- L'intensité de la pluie

Les pluies de faible intensité permettent une certaine infiltration et un risque de ruissellement réduit, par contre avec des pluies d'intensité forte, le déclenchement du ruissellement est relativement plus rapide. Lorsque l'intensité de la pluie augmente, les pluies d'imbibition diminuent et le déclenchement du ruissellement est plus rapide. En passant de 30 à 50 mm/h, les pluies d'imbibition diminuent de 09 à 40 %.

Selon les figures 34 et 35 et en ce référant aux résultats du tableau 18, les valeurs les de plus élevés pour le ruissellement sont enregistrées pour les pluies de 50 mm/h d'intensité. Et les plus faibles pour les pluies de 30 mm/h. L'efficacité de la pluie dépend de son intensité, de la hauteur totale des précipitations et de la durée de la pluie (Litzler, 1988). L'infiltration diminue lorsque l'intensité des pluies augmente, car il se forme plus vite une croûte de battance très peu perméable (Boudjemline, 1987).

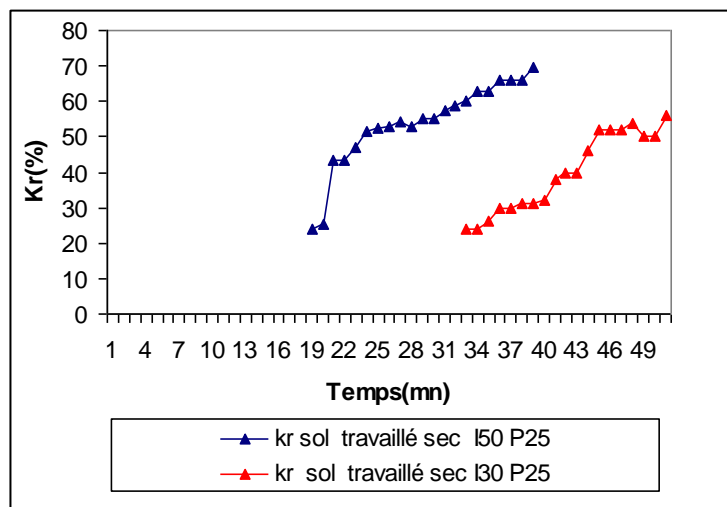


Figure 34 : effet de l'intensité sur la pluie d'imbibition, le ruissellement du sol travaillé sec (Intensité : 30 et 50 mm/h ; Pente 25 %)

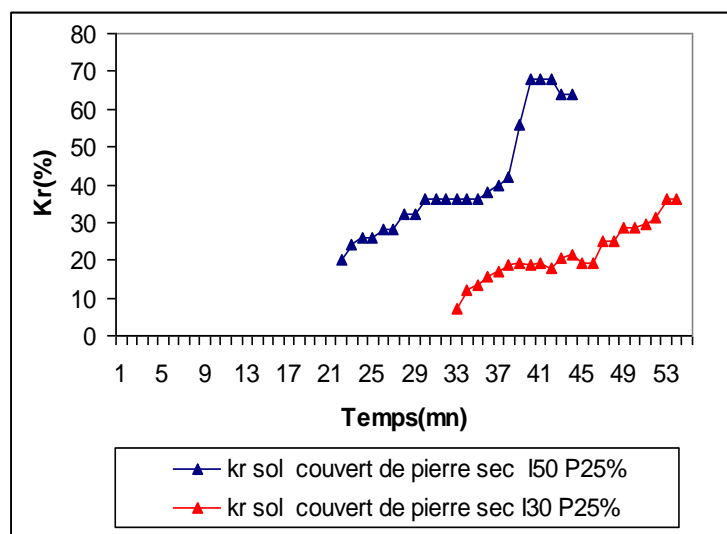


Figure 35 : effet de l'intensité sur la pluie d'imbibition, le ruissellement du sol couvert de pierre sec (Intensité : 30 et 50 mm/h ; Pente 25%)

e- L'humidité préalable du sol

Les figures 36 et 37 montrent que la pluie d'imbibition est généralement nettement supérieure pour un sol sec que pour un sol humide. L'humidité du sol affaiblit les agrégats car elle diminue leur cohésion, il y a une interaction entre l'état structural du sol et l'humidité préalable du terrain (Boiffin, 1976). L'humectation rapide d'un sol initialement sec a pour conséquence une désagrégation des agrégats plus importante que si le sol est déjà humide. Les cycles d'humectation et dessiccation répétés diminuent la stabilité des agrégats (Levy, 1985).

D'après nos résultats, on remarque que les coefficients de ruissellement des sols secs sont toujours inférieurs à ceux des sols humides. A l'état humide, les lames d'eau ruisselées sont plus élevées (Casenave et Valentin, 1989). Selon Boiffin (1976) On passe souvent d'une pluie d'imbibition de 10 à 40 mm en sol sec et de 1 à 10 mm en sol humide. Il a montré qu'une simulation de pluie sur un sol limoneux sec peut entraîner une dégradation superficielle du sol plus rapide que si les mêmes pluies tombent sur des parcelles déjà humectées.

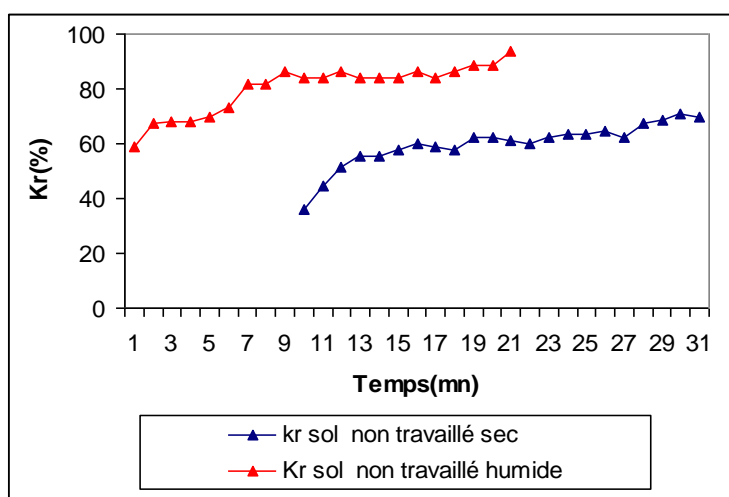


Figure 36 : effet de l'humidité sur la pluie d'imbibition, le ruissellement du sol non travaillé nu et tassé (intensité : 50 mm/h ; pente : 25%)

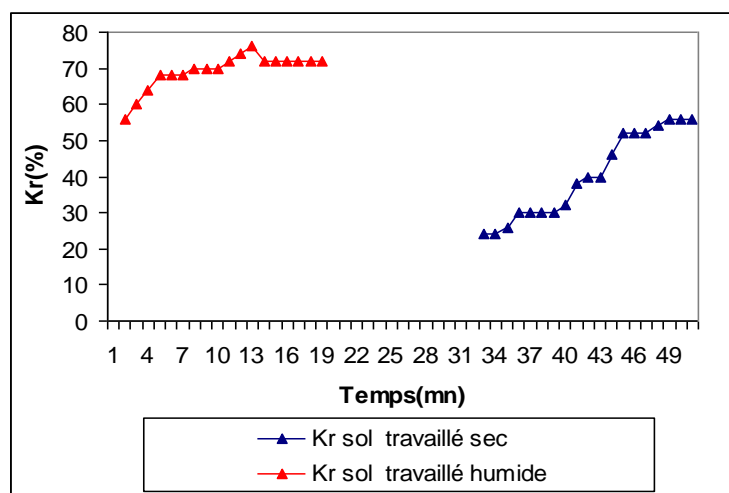


Figure 37 : effet de l'humidité sur la pluie d'imbibition, le ruissellement du sol travaillé (intensité : 30 mm/h ; pente : 25%)

Partie 5

Réflexion sur la lutte contre le ruissellement et l'érosion

RapportGratuit.com

Partie 5 : Réflexion sur la lutte contre le ruissellement et l'érosion

Dans notre zone d'étude, les sols et la végétation se présente comme un ensemble qu'il est possible de percevoir globalement comme un système agro-sylvopastoral. Ce système se traduit par un écosystème fragile et vulnérable où les impacts sont importants sur la végétation et par conséquent sur le sol. Sur cette zone, les sols sont très variés. A cette variation des formations pédologiques sur une aussi courte distance, correspond également une variation d'occupation de sol des formations végétales, qui sont successivement des formations arbustives, des formations buissonnantes et des zones cultivées (arboriculture et céréales). En fait, il existe une grande variété de sol suivant les processus mis en jeu par l'action de la topographie.

Cette distribution des sols montre une dynamique de l'érosion au niveau de ces versants. Les conséquences de l'érosion hydrique sont désastreuses et spectaculaires, particulièrement dans les régions montagneuses comme celles de Tlemcen.

Pour faire face aux graves problèmes causés par l'érosion hydrique, plusieurs stratégies furent mises en place depuis longtemps. Au début, une stratégie faisant appel à des équipements hydrauliques lourds fut développée par l'administration des Eaux et Forêts pendant la période 1940-1980 (Greco, 1966). La DRS (Défense et Restauration des Sols) tient à la fois de la RTM (Restauration des Terrains de Montagne) et de la CES (Conservation des Sols et de l'Eau).

Le principal but était de retarder l'envasement des barrages et de protéger les équipements et les terres. Mais en 1980, l'échec de cette approche technocratique d'équipement hydraulique des zones rurales pour le bien public était évident. Malgré quarante années de lutte antiérosive, les terres ne cessent de se dégrader, les paysans rejettent le système des terrasses de diversion, la production de bois est restée faible et le taux d'envasement des barrages demeure très élevé.

Le programme d'aménagement des banquettes fut abandonné pour des raisons économiques (Heusch, 1986).

Depuis 1985, l'Institut National algérien pour la Recherche Forestière (INRF) et l'Institut français de Recherche et de Développement (IRD) en collaboration avec l'université de Tlemcen ont testé dans les montagnes méditerranéennes semi-arides d'Algérie une nouvelle approche participative de la lutte antiérosive : la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES) (Roose, 1980). Ce programme comprend trois volets :

- ✓ Une enquête sur l'efficacité de l'approche DRS.
- ✓ L'aménagement de micro-bassins versants de Tlemcen et d'autres villes Algérienne.
- ✓ La quantification des différents processus d'érosion dans un réseau de ravines et de parcelles d'érosion.

Si on veut que les paysans participent à la protection du milieu rural et de la qualité des eaux, il faut d'abord répondre à leurs préoccupations immédiates. C'est pourquoi la GCES aborde les problèmes d'érosion par une logique « amont ». Comment améliorer la productivité des terres et du travail, en gérant au mieux l'eau disponible, la biomasse et la fertilité des sols par l'intensification de l'utilisation des intrants sur les meilleures terres, on augmente la couverture végétale et on réduit les risques d'érosion.

D'après les résultats obtenus par le projet INRF/IRD/Université, la nouvelle hypothèse pour expliquer l'érosion dangereuse est le ruissellement exceptionnel qui dévale des pentes mal couvertes par la végétation : il creuse les ravines, augmente les débits de pointe des oueds et provoque des glissements de terrain, l'érosion des berges et l'envasement rapide des barrages.

La stratégie de lutte antiérosive nouvelle devra en tenir compte à retarder et à ralentir le ruissellement en dispersant son énergie sur des surfaces stables enherbées plutôt que concentrer le ruissellement dans des exutoires jamais assez aménagés qui réduisent le temps de concentration du ruissellement et augmentent les débits de pointe des rivières.

En fonction de l'origine du ruissellement, la lutte antiérosive devra donc s'organiser différemment :

- ✓ Si comme dans le premier cas, le ruissellement provient de la dégradation de l'état de la surface du sol, la lutte antiérosive devra s'organiser essentiellement en protégeant cette surface du sol par la couverture végétale ou en retardant la formation de pellicule de battance.
- ✓ Si par contre, le ruissellement s'organise à partir de la saturation du sol, il importe d'organiser un certain drainage. La végétation va freiner le ruissellement et le stocker provisoirement : elle va diminuer les pointes de crue et l'énergie disponible pour l'arrachement des matériaux.
- ✓ Si le ruissellement ne se manifeste que localement sur un bassin versant, il est inutile d'organiser des banquettes de diversion sur les versants et les pentes fortes, puisqu'il s'y forme très peu de ruissellement.

Mesures de conservation des sols contre le ruissellement et l'érosion

Comme nous avons déjà signalé que dans notre zone d'étude comme toute l'Algérie du nord les sols sont très sensibles, cette sensibilité des sols à l'érosion hydrique dépend principalement de la dégradation de sa structure superficielle sous l'action des pluies, (appelée battance), et de la stabilité et de la cohésion de ses constituants, c'est-à-dire de leur résistance au cisaillement et de leur facilité à être mobilisé par le ruissellement.

Pour limiter efficacement l'érosion dans les versants des Monts de Tlemcen, les grands principes à retenir sont les suivants :

- identifier d'abord les différentes zones suivant les processus dominants, tant du point de vue de la formation du ruissellement que de l'érosion elle-même (travail à l'échelle du bassin versant, unité spatiale de base).



- protéger le sol de l'impact de la pluie par l'intensification du couvert végétal, comme nous l'avons signalé précédemment. Nos résultats ont bien montré le rôle efficace du couvert.
- retarder et réduire la formation d'un écoulement superficiel : augmenter la capacité d'infiltration et la capacité de stockage, accroître la protection et la résistance des zones où les conditions morphologiques peuvent favoriser l'incision
- réduire les capacités de détachements et de transport du ruissellement en limitant sa vitesse et sa concentration.

La mise en place d'un programme de lutte contre l'érosion nécessite l'intervention de nombreux partenaires (agriculteurs, ingénieurs, élus, techniciens, chercheurs...). Deux aspects sont à prendre en compte :

- L'aspect agronomique (préventif) en priorité, qui englobe les techniques culturales puisque toute modification de la structure du sol entraîne une variation de sa stabilité dans le temps et de son comportement vis à vis des précipitations.
- L'aspect hydraulique (curatif) : aménagements divers et les moyens de lutte doivent se situer dans deux zones bien distinctes :
 - une zone émettrice de ruissellement,
 - une zone sensible accumulant les précipitations.

Mesures agronomiques

1. Diminuer l'impact des gouttes de pluie

a- La simplification du travail du sol

Dans notre zone d'étude, le terrain est très accidenté du fait de l'abondance des pentes, alors il faut choisir le mode de travail selon la topographie existante. Comme nous avons déjà vu que le travail du sol peut permettre dans certains cas de limiter l'impact des gouttes de pluie et de réduire très nettement le ruissellement, la persistance de résidus végétaux en surface protège très bien la surface du sol (effet de mulch). Cette pratique entraîne également la persistance du profil du sol de zones continues, plus ou moins profondes, ce qui augmente la résistance du sol vis-à-vis de l'incision des couches superficielles. Elle favorise au contraire le ruissellement si la parcelle est située sur l'impluvium du fait de sa faible capacité d'infiltration. La quantité totale d'eau ruisselés est parfois plus élevée en non travail en raison d'une plus faible rugosité de surface qui entraîne une plus faible rétention superficielle. Le non enfouissement des résidus de récolte empêche également la restitution de la matière organique dans le profil du sol.

b- Le paillage et le non déchaumage

Le paillage permet de lutter efficacement contre l'impact des gouttes de pluie (effet splash). Il constitue un rideau protecteur et crée une rugosité de surface qui divise et ralentit la lame d'eau de ruissellement, les pertes en terre sont ainsi considérablement réduites. Ce paillage peut être naturel ou artificiel (pailles de blé broyées). Il peut être mis en œuvre par la technique du non déchaumage. Pendant l'interculturel, il peut s'écouler une longue période

durant laquelle le sol reste parfois sans protection (par exemple entre une culture de blé récoltée en août et une culture de maïs semée en avril-mai).

Le non déchaumage consiste alors à laisser le chantier de récolte en l'état et reporter le labour au printemps. Il permet de maintenir un effet de "mulch" (couverture végétale morte) qui diminue fortement l'impact des précipitations, le sol n'étant pas travaillé, il reste résistant aux incisions. Pour les récoltes de fin de printemps il permet entre autre de garder l'humidité du sol pour la restituer en été. Il est principalement recommandé dans les zones de concentration ou tout ameublissement du sol est à proscrire et dans les zones de fortes pentes et de ruptures de pentes.

Pour que les résidus de culture assurent vraiment leur rôle protecteur, il faut tout de même que le taux de recouvrement du sol soit suffisant. Des mesures sous pluies simulées en RFA ont montré que le taux de couverture doit dépasser 30 % pour réduire de façon significative la concentration des eaux de ruissellement. De plus, à partir de 50 % de couvert, la baisse du coefficient de ruissellement devient intéressante puisqu'elle est au moins divisée par deux.

La pratique du non déchaumage a tout de même quelques inconvénients du point de vue agronomique. Le maintien des résidus en surface par exemple, rend difficile le contrôle des repousses et des adventices. De même, l'absence d'enfouissement ne favorise pas leur décomposition, dans certains cas, le déchaumage est préférable.

c- Les cultures intermédiaires

Les cultures intermédiaires sont implantées après les cultures principales et permettent d'assurer une protection des sols dénudés. Outre le fait de diminuer l'impact des gouttes de pluies, le couvert végétal constitue un excellent piège à nitrates.

Le couvert végétal permet également de piéger les sédiments dans la parcelle. Certaines mesures sous simulation de pluies ont permis de démontrer qu'un couvert végétal diminuait de 10 à 100 fois la concentration en matières en suspension dans le ruissellement. En termes de perte de terre, sur les parcelles expérimentales, cela représente des pertes comprises entre 6 à 10 t/ha sur sol nu et moins de 1,1 t/ha sur sol couvert.

2. Augmenter la capacité d'infiltration et de stockage à la surface du sol

Pour favoriser l'infiltration, il faut maintenir le sol poreux en surface et créer des obstacles ou des barrages au ruissellement. Pour arriver à augmenter la capacité d'infiltration, on a déjà cité auparavant dans nos résultats comment atteindre cet objectif, essayer d'augmenter la couverture et la rugosité du sol, cela est possible par :

a- Le travail du sol

Les différentes façons culturales induisent des états de surface qui conditionnent la rugosité du sol, son système de porosité et l'état de tassement. Le travail du sol intervient donc à la fois sur le stockage de l'eau en surface et le régime d'infiltration. L'influence des opérations techniques sur la formation et le volume du ruissellement mérite la plus grande attention.

Conserver un maximum de rugosité à la surface du sol permet de retarder et limiter l'apparition du ruissellement. Un sol très motteux peut réduire le ruissellement de 50 à 75 % par rapport à un sol nu. L'état et l'histoire hydriques du sol ont un effet sur la stabilité structurale et sur la vitesse d'apparition du ruissellement. Ouvry (1986), considère ainsi « qu'il faut savoir affiner différemment le lit de semence en fonction de la date de semis et donc des risques de pluie et des risques de temps sec ». Si les pluies risquent de survenir rapidement après les semis (cas de semis précoces), un travail grossier permet de limiter le ruissellement. Il a peut d'inconvénients sur le plan agronomique car la pluie favorisera une bonne humectation malgré un contact terre-graine médiocre (Auzet, 1987). Par contre, plus la probabilité de temps sec après le semis est forte (cas des semis tardifs de mai dans le Pays de Caux), plus il faut affiner la ligne de semis. Une telle appréciation prêche surtout pour une bonne connaissance des risques locaux et un arbitrage en conséquence.

b- L'entretien humide et calcique des sols

L'ensemble des éléments qui peuvent améliorer la stabilité structurale des sols sont susceptibles de limiter leur sensibilité à l'érosion. Les amendements calcaires et humifères peuvent améliorer la résistance des sols, lorsque leurs teneurs en matière organique et en calcium, sont particulièrement faibles. En améliorant la stabilité structurale, ils limitent la battance et la prise en masse des couches labourées, ce qui augmente les capacités d'infiltration du sol et les sources de matières organiques peuvent être variées.

c- Parcellaire et assolement

La taille et la répartition des parcelles, leur affectation peuvent permettre de réduire l'érosion. En effet, un parcellaire morcelé permet une diversification des cultures le long d'un même versant et favorise l'alternance entre les parcelles où l'eau pourra s'infiltrer et être dispersée et celles où la situation sera plus critique. Une bonne organisation du parcellaire doit permettre d'éviter que des surfaces importantes soient fortement dégradées et génèrent du ruissellement lors de la préparation des semis dans les parcelles en aval. Un parcellaire diversifié peut permettre de choisir des assolements en fonction des caractéristiques des parcelles (sensibilité à l'érosion, position sur le versant...).

Mesures hydrauliques

Les mesures agronomiques donnent des résultats appréciables, mais souvent insuffisants. La question de la maîtrise du ruissellement déjà formé demeure. Elle relève d'un traitement hydraulique. L'objectif des mesures hydrauliques est de contenir le ruissellement à l'échelle d'un paysage restauré dans ses fonctions hydrauliques régulatrices. Sur l'étendue d'un bassin versant affecté par du ruissellement et du ravinement, il s'agit de s'assurer de la maîtrise du réseau hydraulique de surface. Les remèdes relèvent des techniques classiques, les principes sont les suivants :

- ✓ limiter la concentration du ruissellement
- ✓ organiser l'écoulement des eaux
- ✓ protéger les zones où les inondations et les dépôts intempestifs provoqueraient des dégâts importants.

Le dimensionnement des ouvrages hydrauliques nécessite au préalable une bonne connaissance du milieu et un bilan hydrique (occurrence et volume du ruissellement, coefficients et débits...).

1. Limiter la concentration du ruissellement

Différents ouvrages existent pour retenir l'eau, au moins temporairement, dès l'amont du bassin versant, de manière à limiter les débits de pointe, éviter l'incision des zones de concentration et le cas échéant, provoquer la sédimentation des matières solides (AUZET, 1990).

a- Les plis

La technique s'inspire de celles des banquettes, dont l'objectif est surtout de diminuer les longueurs de ruissellement en créant des obstacles. Les plis de faibles dimensions (hauteur utile : 10 à 60 cm) sont mis en place à l'intérieur des parcelles et peuvent être cultivés.

b- Les diguettes

Elles sont mises en place en limite de culture et d'exploitation ou sur les chemins d'exploitation. Les diguettes en matériaux rapportés (découverts de carrières de silice) sont destinées à assurer aux ouvrages une bonne stabilité. En outre, le fait qu'il s'agisse de matériaux différents du sol de la parcelle évite qu'elles ne soient rapidement détruites et augmente ainsi leur durée de vie.

Les autres diguettes sont composées de balles de paille de moyenne densité, ancrées dans le sol par un pieu et reliées entre elles. Les balles doivent être renouvelées tous les ans et réimplantées sur la zone de dépôt de limon de l'année précédente. Ce système léger a également des vertus démonstratives qui peuvent convaincre de l'intérêt de créer ce type de petites retenues. Après une pluie, l'eau stockée est facilement vidangée en relevant l'une des balles de paille. La digue est munie de drains pour éviter la submersion de l'ouvrage. Des débits de fuite doivent en effet être prévus (ouvrages perméables, drains...) pour éviter les débordements dus à un sous-dimensionnement ou à un événement de fréquence plus rare que celui du projet.

D'autres éléments du paysage assurent traditionnellement un certain stockage du ruissellement lorsqu'ils sont disposés en travers de la pente ou d'un axe de concentration. Il peut s'agir notamment :

- des mares
- des retenues collinaires
- des talus
- des routes.

2. Organiser l'écoulement des eaux

Pour organiser l'écoulement des eaux on peut avoir recours à trois types d'ouvrages :

- les bandes enherbées

- les fossés
- les drains

Le choix entre les différentes méthodes peut être effectué en fonction des pluies annuelles, de la superficie du bassin versant et de la pente du talweg.

3. Protection rapprochée des zones sensibles contre les dégâts

Les bassins d'orage (ou bassins de retenue), auxquels on associe parfois des bassins décanteurs, sont les principaux ouvrages de protection rapprochée (Auzet, 1990). Ils ont pour fonction de réduire les pointes de débits et ainsi de laminer les crues. Leurs volumes sont en général importants, de quelques milliers à quelques dizaines de milliers de m³. Ils sont souvent envisagés comme le principal moyen de protéger les agglomérations dont le réseau de collecte des eaux pluviales enterré est sous-dimensionné et difficile à modifier. Depuis les années 1980, leur construction se développe dans de nombreux départements avec l'aide financière des Conseils Généraux. La présence de ces bassins diminue les risques d'inondation. Cependant, leur localisation à la limite entre les terres agricoles et les zones urbanisées fait qu'ils n'ont aucun effet ni sur le ruissellement, ni sur l'érosion en amont. Les coûts d'entretien, notamment les curages, peuvent grever de manière importante le budget des communes. Si l'entretien n'est pas réalisé comme c'est parfois le cas, les dégâts risquent d'être particulièrement importants, le jour de la crue décennale pour laquelle ils sont généralement prévus. Il est donc intéressant de leur associer des mesures visant à limiter la formation du ruissellement et le transfert des sédiments dans les terres agricoles. Les ouvrages doivent être réalisés avec précaution pour éviter tout risque de pollution des nappes phréatiques notamment en région karstique où ils doivent être évités

Suggestions

- La masse d'eau de ruissellement provient en majorité des terres saturées, soit superficielles ou décapées, soit tassées par le surpâturage (parcours dégradés ou pistes), ou encore encroûtées par la battance des pluies. On ne peut donc faire l'économie l'aménagement de toute la surface du bassin versant d'où proviennent les eaux de crues. Mais au lieu de concentrer les eaux superficielles excédentaires dans des canaux qui risquent de déborder ou de glisser lorsque les versants sont saturés, et de creuser des ravines aux exutoires, nous proposons d'étaler les eaux en nappes et de dissiper leur énergie sur la rugosité des sols grâce à des haies vives et des talus enherbés (méthode traditionnelle très répandue mais à améliorer (Roose, 1994).
- En région méditerranéenne, les pentes sont liées à la lithologie et au type de sol : les roches dures protègent souvent des pentes fortes et des sols résistants tandis que les roches tendres donnent des sols fragiles sur des pentes plus douces, les pertes en terre peuvent être supérieures sur les pentes modérées. Les sols de montagne, souvent superficiels, sont mélangés à divers fragments de roche qui vont augmenter leur résistance à la battance des gouttes de pluie et au cisaillement du ruissellement. Il est donc révolu le temps des « conservateurs » qui aménageaient des bassins versants de plusieurs milliers d'hectares avec une seule méthode (la banquette et ses variantes), sans se soucier de la couverture végétale, ni des techniques culturales, en s'appuyant sur le

seul facteur topographique, les structures de gestion des eaux de surface peuvent jouer un rôle utile, une fois qu'on a défini le système de production et les risques réels de ruissellement et d'érosion. Chaque versant exige une étude approfondie si on veut intervenir pour stabiliser durablement le paysage et valoriser le travail des hommes qui en vivent.

Afin d'assurer une rentabilité aux actions entreprises par l'homme, nous devons les répartir comme suit :

- Sur les champs cultivés sont recherchées les méthodes d'amélioration de la capacité d'infiltration du sol :
 - ✓ Par les techniques culturales (labour grossier, hersage pas trop raffiné, sarclages répétés, rupture de la croûte de battance, par le buttage cloisonné) ;
 - ✓ Par l'extension du couvert végétal (cultures associées de légumineuses avec des arbres fruitiers, la vigne et la jachère, plantation dense, fertilisation minérale et organique, espèces améliorées bien adaptées, rustiques, etc....) ;
 - ✓ Par des structures qui ralentissent et absorbent une partie du ruissellement (haie de fruitiers rustiques, barrières perméables et talus enherbés) ;
 - ✓ Par des plantations pérennes et associées couvrant les terres trop pentues ;
 - ✓ Par l'alternance dans le temps (rotation) et dans l'espace des cultures à risque réduit en bandes.
- Sur les parcours dégradés :
 - ✓ Mise en défens et enrichissement en légumineuses (luzernes), en arbustes fourragers (Atriplex, Médicago arborea) et en arbres fourragers (Robinier faux acacia, Olivier, Pistachier atlantique, etc....) ;
 - ✓ Sur les pentes fortes, on pourrait implanter des haies fourragères sur des fossés discontinus distants de 2 à 4 mètres, les interlignes pourraient être couverts de mélanges fourragers (luzernes et graminées). La protection temporaire contre les troupeaux devrait être assurée par une clôture symbolique matérialisée par deux ronces de fer doublées d'épineux (Acacias) et par un gardien rémunéré localement.
- Sur les ravines :
 - ✓ Stabilisation des fossés de drainage du réseau routier et des ravines qui en sont issues (seuils en gabions, en maille plastique, en sacs plastiques renforcés par des boutures de peupliers, tamarix, lauriers roses, saules, etc....) ;
 - ✓ Fixation des berges et des sédiments par des ensembles d'herbacés et d'arbres bien adaptés à chaque exposition, aux réserves hydriques et à la présence de gypse et de sel.
 - ✓ Plantation d'espaces fourragères (frênes, caroubiers ou d'arbres fruitiers (cerisier, noyers)) ou d'essences précieuses pour rentabiliser les aménagements et le gardiennage.

- ✓ L'ensemble des aménagements doit répondre aux souhaits des paysans, des chercheurs et des techniciens de l'administration. Les paysans doivent être associés dès la conception, à la mise en place, à l'entretien et bien sûr à la récolte, afin d'avoir un double but :
- ✓ Améliorer les revenus des paysans ;
- ✓ Réduire le ruissellement et les transports solides pour protéger la fertilité des sols et retarder l'envasement des barrages.

Conclusion générale

Au terme de ce travail réalisé dans les monts de Tlemcen, nous pouvons conclure que les facteurs d'érosion étudiés au niveau de ces monts font bien apparaître la sensibilité des sols à l'égard de l'érosion hydrique. Le phénomène érosif est accentué par l'intervention de plusieurs facteurs :

- Un relief très escarpé et fortement disséqué, ayant souvent de fortes pentes qui peuvent atteindre 50 % et un réseau de drainage très dense.
- Une lithologie représentée par des roches moyennement résistantes et bien souvent tendres, qui prédispose largement la région aux processus de l'érosion.
- Les formations végétales sont très dégradées et caractérisées par de faibles densités de recouvrement et de mauvaises conditions de régénération. Cette végétation est loin de protéger de l'érosion.
- L'intervention de l'homme est caractérisée par le défrichement, le surpâturage et la mise en culture des terres en forte pente.

Les résultats obtenus sur l'analyse de l'influence des états de surfaces et de couverture, créés par les différentes occupations et utilisations du sol rencontrées dans la zone de Zariffet, ont montré que l'intensité du processus érosifs est fonction de plusieurs paramètres.

Les paramètres qui paraissent conditionner pour une large part le comportement des sols vis à vis du ruissellement et de l'érosion sont les états de surfaces et les états de couverture. Ces états influencent beaucoup le seuil de déclenchement du ruissellement et de l'érosion ($8 < P_i < 60\text{mm}$).

Les états de surface lié au sol (rugosité), influence surtout la pluie d'imbibition et le taux de détachabilité. Plus le sol est rugueux plus l'infiltration est grande (sol travaillé et motteux). Mais plus le sol est désagrégé, plus la détachabilité est grande (La turbidité est forte dans les sols labourés). Le travail du sol apparaît, à l'issue de ces premières expériences comme une méthode très utile, mais cet effet significatif sur le ruissellement et l'érosion est temporaire et se fait ressentir uniquement pour les premières pluies. Des expérimentations récentes ont montré que les risques de ruissellement et d'érosion peuvent beaucoup baisser avec un travail du sol de grande rugosité et combinées avec les résidus maintenus en surface.

La couverture du sol (mulching, litière et broussaille) joue un rôle important en interceptant une grande part de l'énergie liée à la goutte de pluie. Ces couvertures du sol agissent par la protection du sol (P_i élevées), mais surtout par la porosité sous-jacente, souvent élevée. Ceci se traduit par une corrélation positive entre P_i , F_n et les surfaces couvertes qu'on retrouve dans les trois formes d'occupation du sol rencontrées dans les toposéquences de Zariffet (mulching, litière et broussaille).

Mais cette influence reste aussi dépendante de l'intensité de pluie et de la pente. Plus l'intensité est forte plus le déclenchement du ruissellement et de l'érosion est rapide. L'intensité de pluie tout en augmentant, elle détruit de plus en plus rapidement la structure du sol et par conséquent la pluie d'imbibition diminue.

L'effet de la pente sur le déclenchement du ruissellement et de l'érosion n'est pas négligeable. Pour une pente très forte, le déclenchement du ruissellement est relativement plus rapide, ne laissant pas un temps suffisamment long pour l'imbibition du sol. Mais à cette échelle de 1 m² (parcelle de simulation de pluie = 1 m²), il est difficile d'étudier l'influence de la pente.

L'humidité initiale des sols a aussi un rôle dans le déclenchement du ruissellement et de l'érosion. Les premières pluies, lorsque le sol est sec, ont peu de chances de donner du ruissellement, puisque le réseau de fissures permet de véhiculer l'eau rapidement en profondeur. Par contre quand le sol est humide, le risque de ruissellement et de l'érosion augmente.

Les résultats obtenus par les essais de simulation de pluie montrent qu'il existe des relations entre la charge solide (C) et le ruissellement (Kr) surtout lorsque le sol est sec.

L'ensemble des résultats obtenus ont permis de montrer que l'intensité du ruissellement et de l'érosion est en étroite relation avec les états de surface, elles même en relation avec l'occupation du sol, la pente et les pluies. L'interaction de tous ces paramètres est à l'origine de la genèse des ruissellements induisant des pertes en terre.

En parallèle à ces facteurs étudiés, d'autres facteurs semblent accentuer la sensibilité du sol à l'érosion dans la zone de Zariffet : le déficit hydrique de plus en plus prolongé, les modes de gestion qui ne suivent plus l'évolution bioclimatique du milieu naturel et surtout la fréquence des incendies.

La méthode de simulation, approche très utile, a permis dans des brefs délais d'avoir des résultats significatifs sur le comportement du sol et sur les facteurs en cause.

Cette étude pose désormais de nouvelles questions suggérant de nouveaux axes de recherche. Les résultats obtenus ouvrent des perspectives de recherche. Il serait intéressant de poursuivre l'évolution de ces états de surface à l'échelle de l'année. Et d'étendre l'étude à d'autres paramètres tels que le suivi des organisations superficielles du sol avec le suivi du profil hydrique.

Annexe

Feuille de suivi de simulation de pluie

Etat: Sol travaillé rugueux.

Pression : 0,50 bar

Fiche INRF	Type de Simulateur : (Asseline-Valentin) ORSTOM		
Essai N° : 2	Date	05 /11/2009	
Sol rouge	Texture		
	Etat d'humidité	sec	
Pente	25 %		
Intensité de pluie	50 mm/h		
Début de pluie	12 :47		
Apparition des flaques	13 :03		
Début de goutte à goutte	13 :05		
Début de filet continue	13 :06		
Paramètres mesurés	T (mn)		
	V (ml)		
	C (g /l)		
Fin de pluie	13 :38		
Le temps d'imbibition (mn)	19		
Pluie d'imbibition (mm)	15,83		
Vidange	T (mn)		
	V (ml)		
Goutte à goutte	T (mn)		
	V (ml)		
Quantité de pluie (ml)	42500		
Temps (mn)	Volume ruisselé (ml)/1mn	Volume non mesuré (ml)	C (g/l)
13 :07	200		
13 :08	210		10,64
13 :09	360		
13 :10	360		
13 :11	390		
13 :12	430		
13 :13	435		
13 :14	440		15,5
13 :15	450		
13 :16	440		
13 :17	460		
13 :18	460		16,02
13 :19	480		
13 :20	490		
13 :21	500		
13 :22	525		18,97
13 :23	525		
13 :24	550		
13 :25	550		
13 :26	550		19,22
13 :27	580		
Volume ruisselé total (ml)	3985		



Références bibliographiques

- Abrahams A-D., Parsons A-J., 1991:** Relation between sediment yield and gradient on debris-covered hillslope, Walnut Gulch, Arizona. Geol. Soc. Am. Bull 103.
- Akman Y., Vural M., Quezel P., Kurt C., Ketenogui O., Serin M., Barbero M., 1996 :** Etude de la végétation steppique de la région de Karaman et d'Ermenek. Ecolo. Med, pp 1-7.
- Albergel J., Ribstein P., Valentini C., 1985 :** Quel facteurs explicatifs de l'infiltration ? Analyse sur 48 parcelles au Burkina Faso. Journées Hydrologiques de Montpellier, 19 p.
- Alcaraz C., 1969 :** Etude géobotanique du pin d'Alep dans le tell Oranais.Th.Doc.3^{ème} cycle. Fac. Sc. Montpellier, 183 p.
- Alcaraz C., 1982 :** La végétation de l'Ouest Algérien.These.Doct.D'état.Perpignon, 415p.
- Alcaraz C., 1983 :** La tétraclinaie sur terra rossa en sous étage subhumide inférieur chaud en Omanie. Ecologia Mediterranea Tome 4.Fasc.2.
- Arabi M., Roose E., 1989 :** Influence de quatre systèmes de production méditerranéenne de moyenne montagne Algérienne. Bulletin Réseau Erosion 9, pp 39-51.
- Asseline J., 1997 :** Le simulateur de pluies type ORSTOM adapté aux zones arides
- Auvray L., 1991 :** L'érosion des sols par le ruissellement des eaux pluviales sur les vignobles du Beaujolais. Université Claude Bernard (Lyon I) - DEUST Les métiers de l'eau INGEFRA Parc d'activité du Chêne.
- Auzet A-V., 1987 :** L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grandes cultures : aspects agronomiques. Min Env. Min Agri, CEREG-URA 95 CNRS. Strasbourg, 60p.
- Auzet A-V., 1990 :** L'érosion des sols cultivés en France sous l'action du ruissellement. Annales de Géographie, n° 537, pp 529-555.
- Baldy Ch., 1965 :** Climatologie, Carte de la Tunisie centrale .F.A.O.NUDP/TUN8.1 Vol. Multigr, 84 p+annexe.
- Bagnouls F., Gaussen H., 1953 :** Saison sèche et indice xérothermique. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse (88), pp 3-4 -193-239.
- Baize D., 1988 :** Guide des analyses courantes en pédologie, INRA, Paris ,169 p.
- Barnett A.P., Rogers J.S., 1966:** Soil physical properties related to runoff and erosion from artificial rainfall. Trans ASAE, 9, pp 123-128.
- Barthès B., De Noni G., Albrecht A., Asseline J., Viennot M., Galibert A., Roose E., 1997 :** Travail du sol, apports organiques et érodibilité des sols de coteaux profonds dans les Rougiers de Camarès. Gestion Technique Innovation.
- Barthes B., De Noni G., Roose E., Asseline J., Albrecht A., Viennot M., 1998 :** Influence du travail du sol et des apports sur le ruissellement et l'érosion : le cas des sols rouges de Camarès dans le nord sud Aveyron. ORSTROM actualités, special érosion, 56, 31p.

Barthès, B., Albrecht A., Asseline J., Denoni G. and Roose E., 1999: Relationship between soil erodibility and topsoil aggregate stability or carbon content in a cultivated Mediterranean highland (Aveyron, France). *Comm. Soil Sci Plant Anal* ; 30 (13 & 14).

Barylenger A., Evrard R., Gathy P., 1979 : La forêt vaillant-Carmane . Imprim. Liège.

Bellahouel M., 1997 : Essai d'élaboration d'une carte de sensibilité au feu et proposition d'aménagement : cas du parc national de Tlemcen, Thèse ing, inst, for, Tlemcen, p 89.

Benabdelli K., 1996 : Aspects physionomique-structural et dynamique des écosystèmes forestiers face à la pression anthropozoogène dans les monts de Tlemcen et les monts de Daya (Algérie septentrionale occidentale).thèse Doc. Sc. Univ. Sidi Bel Abbes T.1.T.2 Annexes, 356 p.

Benchaabane A., 1997 : Impact de l'exploitation du prélèvement du bois de feu sur l'érosion des sols en haute montagnes (cas du haut atlas de Marrakech, Maroc).*Sécheresse*, 8(4), pp 264-269.

BENEST M., 1971 : Importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mis en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdou (monts de Tlemcen, Algérie). *Bull. Soc. His. Nat. Afr. Nord*, 62(1-2), pp 21-38.

Boardman J., 1990: Soil erosion on the South Downs: oil erosion agricultural land.87-105.

Boli Z., Roose E., Bep Aziem B., Sanon K., Waechter F., 1996 : Effets des techniques culturales sur le ruissellement, l'érosion et la production de coton et maïs sur un sol ferrugineux tropical sableux. Recherche de systèmes de culture intensifs et durables en région soudanienne du Nord-Cameroun. *Cah. Orstom Pédol*, 28,2, pp 309-326.

Boiffin J., 1984 : La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies, Thèse pour le titre de Docteur ingénieur, Sciences Agronomiques, INA-PG, Paris Grignon, 320 p + annexes.

Boudjemline D., 1987 : Susceptibilité au ruissellement et aux transports solides de sols à texture contrastée, étude expérimentale au champ sous pluie simulée (Lauragais et Mont-Lozère). Thèse de doctorat 3ème cycle, Université d'Orléans, 266 p.

Bricheteau J., 1954 : Esquisse pédologique de la région de Tlemcen-Terny. *Ann. Inst. Agron. Servi .Rech. Expo. Agro. D'Algérie. Alger*, 28 p.

Casenave A., Valentin C., 1989 : Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. Ed. ORSTOM, Paris, 229 p.

Dabin B., Leneuf N., 1958 : Erosion et ruissellement en basse Côte d'Ivoire. Orstom Abidjan, 20 p.

Daget Ph., 1977 : Le bioclimat méditerranéen, caractères généraux, méthodes de classification, végétation, 34, pp 1-20.

Daget Ph., 1980 : Un élément actuel de la caractérisation du monde méditerrané :le climat. *Nat. Monsp. H.S.101*, pp 1-126.

- Debrach J., 1953** : Note sur le climat de Maroc occidental. Maroc médical.32(342) :1122-1134p.
- Dahmani M., 1984** : Contribution à l'étude des groupements à chêne vert des monts de Tlemcen (Ouest Algérien). Approche phytosociologiques et phyto-écologique.Thèse Doct. 3^ocycle : Univ. Houari, Alger, 238 p+annexe.
- Dahmani M., 1997** : Le chêne vert en Algerie.Syntaxonomie, phytoécologie et dynamique des des peuplements. Thèse. Doct. Sci. Ecologie. Univ. Sc.Tech. Houari B (USTHB). Alger, 329p +annexe.
- Delhoume J-P., 1981** : Etude en milieu méditerranéen semi aride : ruissellement et érosion en zone montagneuse de Tunisie central (Djebel Semmama).Campagne 1975 à1979.Tunis. ORSTOM, 187 p.
- De Noni G., Viennot M., Asseline J., Trujillo G., 1997** : L'homme, la montagne et l'érosion des sols dans les Andes d'Equateur. Orstom, Paris, 340 p.
- Djebaili S., 1978** : Recherches phytosociologiques et phytoécologiques sur la végétation de la haute plaine steppiques et de l'Atlas saharien Algérien .Thèse. Doc. Univ. Sci. Techn. Montpellier, 229p.
- Djebaili S., 1984** : La steppe Algérienne, phytosociologie et écologie, O.P.U. Alger, 127p.
- Demmak A., 1982** : Contribution à l'étude de l'érosion et du transport en solide en Algérie septentrionale, thèse. Doc. Paris, 323 p.
- De Noni G., Viennot M., Asseline J., Trujillo G., 2001** : La lutte contre l'érosion dans les Andes équatoriennes, pp 131-135.
- De Ploey J., Savat J., 1968** : Contribution à l'étude de l'érosion par le splash. 12, pp 174-193.
- Doumergue F., 1910** : Carte géologique de l'Algérie au 1 /50000.Feuille n°271, Lamoricière ; feuille n°300, Terny ; Feuille n°270, Tlemcen. Public. Servi. Carte géol. Algérie.
- Dubief J., 1959** : Le climat du Sahara : Tome1. Insti. Rec. Saha. Mémo. H.S, 314 p.
- Duchauffour Ph., 1976** : Atlas écologique des sols du monde. Ed. Masson, Paris, 178 p.
- Duchauffour Ph., 1983** : Pédologie. Pédogénèse et classification. Ed. Masson.2^{ème} Ed. Paris, 491 p.
- Duchauffour Ph., 1984** : Abrégé de pédologie. Ed. Masson et Cie. Paris, 220 p.
- Duley F., Ackerman F., 1934**: Runoff and erosion from plots of different lengths. Journal of agricultural research 48, pp 505,510.
- Durand J., 1954** : Les sols d'Algérie. Birmandreis, Direction du Service de la colonisation et de l'hydraulique, Service des études scientifiques.
- Evenari M., Shanan L., Tadmor N., 1982**: The Negev-the challenge of a desert. Harvard Université Presse, 437 p.

Estienne P., Godard A., 1970 : Climatologie, Collection 3^{ème} édition, 80 p.

EIMBERCK M., 1990 : Facteurs d'érodibilité des sols limoneux : réflexions à partir du cas du Pays de Caux. Cahiers ORSTOM, série Pédologie, n°1-2, pp 81-94.

Emberger L., 1955 : Une classification biogéographique des climats. Rev. Trav. Lab. Bot. Géol. Fac. Sc. Montpellier, 7, pp 1-43.

Emberger L., 1938 : Les arbres au Maroc et comment les connaître. vol1. Edit. Larousse. Paris, 314 p.

FAO., 1990 : Conservation des eaux et des sols dans les zones semi arides. Bulletin pédologique 68, 153 p.

FAO., 1976 : La conservation des sols dans les pays de développement .bulletin pédologique 30, 92 p.

FAO., 1996 : Mesure de terrain de l'érosion et de l'écoulement des eaux de surface .Bulletin pédologique 68, 153 p.

Fauk R., 1954 : Les facteurs et l'intensité de l'érosion en Moyenne Casamance, Sénégal. In C. R. Congrès Internat., AISS, Léopoldville, Congo belge, tome VI, pp 376-379.

Fritsch J M., 1992 : Les effets du défrichement de la forêt amazonienne et de la mise en culture sur l'hydrologie de petits bassins versants. Opération ECEREX en Guyane Française. ORSTOM éditions, Coll. Etudes et Thèses, Paris, 392 p.

Fournier F., 1960 : Climat et érosion. Thèse de Géographie. Uni. De France, Paris, 201 p.

Gaouar A., 1980 : Hypothèse et réflexions sur la dégradation des écosystèmes forestiers dans la région de Tlemcen (Algérie). Publi. Forêt médi. Tome2, n°2, pp 131-146.

Garcia Ruiz J., Lasanta T., Ruiz Flano P., Ortiza L., White S., Gonzalez C., Marti C., 1996: Land use changes and sustainable development in mountain areas : a case study in the Spanish Pyrenees. Landscapes ecology 11(5), 267p.

Greco G., 1966 : L'érosion, la défense et la restauration des sols, le reboisement en Algérie, pp 146-292.

Grésillon J M., 1994 : Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins versants. Approches numériques et expérimentales à différentes échelles. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches. Laboratoire des Transferts en Hydrologie et en Environnement. Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

Hadjaj Aoul S., 1995 : Les peuplements de Thuya de Berberie en Algérie : phytoécologie, syntaxonomie et potentialités sylvicoles. Thèse .Doc. D'état : uni. Aix-Marseille 3 :159 p+annexe.

Henensal P., 1986 : L'érosion externe des sols par l'eau : approche quantitative et mécanismes. Rapport de recherche LPC n°138, 76 p.

Heush B., 1970 : L'érosion du Pré-Rif, Une étude quantitative de l'érosion hydraulique dans les collines marneuses Pré-Rif occidental. Thèse Doc-ing .Toulouse. In Annales de la recherche forestière au Maroc. N° spécial, étude sur l'érosion, Rabat, 12, pp 9-176.

Heush B., 1971: Estimation et contrôle de l'érosion hydrique. C.R.Soc.Sc.Nat et Phy du Maroc T 37, pp 43-48.

Heush B., 1986 : Cinquante ans de banquette de DRS en Afrique du Nord : un bilan, Cah. ORSTOM. Pédol 22, pp 153-162.

Hjulstrom F., 1935: Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyries, Bull. Geo. Inst. Univ. Uppsala, 25, pp 221-527.

Hudson N.W., 1987: Soil and water conservation in semi-arid areas. FAO Soils Bull.57, 172 p

Hudson N.W, 1992: Land Husbandry, Batsford, London, 192 p.

IGN, 1995: Atlas nacional de España .tomo1.Madrid: instuto geográfico nacional .ministerio de obras públicas, transportes y medio ambienté.

Markouri J., Laouina A., Roose E., Sabir M., 1991 : Capacité d'infiltration et risques d'érosion du central (Maroc).

Kadik B., 1984 : Contribution à l'étude phytoécologique et dynamique des pinèdes de pinus halepensis. De l'Atlas saharien .Thèse. Doc. Etat. Uni. H Boumediene. Alger.

Kazi Tani L M., 1996 : Esquisse pédologique des zones à vocation forestière (Mont de Trara et monts de Tlemcen .Thèse ing, inst, for, Tlemcen.

King D., Le Bissonais Y., 1992 : Rôle des sols et des pratiques culturales dans l'infiltration et l'écoulement des eaux. Exemple du ruissellement et de l'érosion sur les plateaux limoneux du nord de l'Europe. C.R. Académie Agriculture, 78, n°6, pp 91-105.

Lafforgue A., 1977 : Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Cah. Orstom, sér. Hydrol. 14(4), 299 p.

Laouina A., Nafaa R., Chaker M., 2000: Gestion des eaux et des terres et dégradation dans les collines de Ksar el Kebir, Maroc. Bull. Réseau Erosion 19,18 p.

Lal R., 1982: Effect of slope length and terracing on runoff and erosion on tropical soil, IAHS Publ.137, pp 23-31.

Le Bissonais Y., Renaux B., Debouche H., 1995: Interactions between soil floods, proceedings of the NATO advanced study institute on coping with floods, 473 p.

LE Bissonais Y., 2002 : L'érosion hydrique des sols, IFEN-INRA, pp10 -15.

LE Bissonais Y, 1996 : Genèse du ruissellement et de l'érosion diffuse des sols limoneux : analyse du transfert d'échelle du m² au bassin-versant élémentaire agricole.

Leutreuch Bellarouci N., 1981 : Les reboisements en Algérie et leurs perspectives d'avenir .Thèse Doc .Es SC .Gembloux. Belgique.

Leonard M., 2002 : L'érosion hydrique des sols cultivés : analyse systémique et propositions de gestion. Application aux vignobles d'Ardèche méridionale. Thèse de doctorat : Université Joseph Fourier, Institut de Géographie Alpine, Grenoble, 2003, 546 p.

Leguedois S., 2003 : Mécanismes de l'érosion diffuse des sols : modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés. Thèse Université Orléans. INRA, 167p.

Le Houerou H.N., 1995 : Bioclimatologie et biogéographie des steppes arides du nord de l'Afrique : diversité biologique, développement durable et désertisation, option méditerranéenne, série B : recherche et études, pp 1-396.

Le Houerou H.N., Claudin G., Pouget M., 1977 : Etude bioclimatique des steppes Algérienne, pp 36-40.

Mahboubi A., 1995 : Contribution à l'étude de formations xérophytes de la région de Tlemcen .Thèse de Magistère en Ecologie Végétale, I.S.N. Tlemcen.

Lepmn J. C., 1985 : La conservation et la gestion des sols dans le Nordeste brésilien. Cah. ORSTOM Pédol., 21,4, pp 257-284.

Levy G., 1985 : Un cas d'érosion des sols catastrophique dans le vignoble de moyenne Alsace. Exploitation en vue de l'aménagement. Université Louis Pasteur, INRA de Colmar. Mémoire de maîtrise, 79 p+ annexes.

Litzer C., 1988 : Maîtrise du ruissellement et de l'érosion en vignoble de coteaux. Aspects agronomiques. Ministère de l'Environnement / ministère de l'Agriculture, ITV, Chambre d'agriculture de Saône-et-Loire, 54 p.

Monnier G., Stengel P., 1982 : La composition granulométrique des sols: un moyen de prévoir leur fertilité physique. Bulletin technique d'information 370/372, pp 503-512

Mankouri M ,2009 : contribution a l'étude de l'érosion en nappe, du ruissellement et de la fertilité des sols dans le B.V de l'Isser (sous bassin de Gourari et Madjoudj) Tlemcen Algérie, 2p.

Mazour M, 1992 : Analyse des facteurs de risques de l'érosion en nappe dans le bassin versant d'Isser. Tlemcen. ORSTROM. Bull. RES .Eros. 12. Montpellier, pp 300-313

Mazour M., 2004: Etude des facteurs de risque du ruissellement et l'érosion en nappe et conservation de l'eau et du sol dans le bassin versant de l'Isser – Tlemcen (Algérie), Thèse. Doct. Univ. Tlemcen

Mériaux S., 1961 : Action de challenge sur les composantes de la structure et sur l'état de la saturation du sol.

Morsli B., 1996 : Caractérisation, distribution et susceptibilité à l'érosion des sols de montagnes. Cas des monts de Beni Chougrane. Thèse de magistère, INA, Alger, 170p.

Morsli B., Mazour M., Mededjel N., Hamoudi A., Roose E., 2004 : Influence de l'utilisation des terres sur les risques de ruissellement et d'érosion sur les versants semi arides du Nord ouest de l'Algérie .Sécheresse 15,1, pp 96-104.

Morsli, B., 2010 : Ruissellement et érosion des sols en zone de montagne : analyse des facteurs conditionnels- cas des monts de Beni chougane. Projet de Thèse de Doctorat. INA, Alger, Algérie.

Morsli B., Habi M., Meddi M., 2011 : Dynamique de l'érosion en zone méditerranéenne algérienne : facteurs explicatifs de variation du ruissellement et de l'érosion sous différentes occupations du sol. Com. Atelier scientifique International « Relations homme/environnement et transports solides : une approche spatialisée » 7 et 8 Juin 2011; Tipaza- Algérie

Morandini R., 1976 : Les problèmes de conservation, de gestion, de reconstitution des forêts méditerranéennes : priorité pour la recherche .Notes techniques M.A.B.2, UNESCO, pp 77-83.

Musset D., 1935 : Glissement et érosion des sols champenois. In : Le Vigneron champenois n°10, 54 p.

Obbed C., Tourasse P., 1994: Uncertainly in flood forecasting : a French case study, p 473.

Ozden S., Sonmez K., 1998: Erodibility of some great soil groups in eastern Anatolia, 154p.

OUVRY J-F., 1986 : Opération régionale de lutte contre les inondations et l'érosion des sols. Volet 1 : Ruissellement et érosion des terres agricoles. Synthèse des travaux et éléments de réflexion, campagne 1985-1986, 74 p+ annexes.

Ozenda P., 1982 : Les végétaux dans la biosphère. Doin. Ed. Paris, 431p.

OUVRY J-F., 1990 : Effet des techniques culturales sur la susceptibilité des terrains à l'érosion par ruissellement concentré : expérience du Pays de Caux (France). Cahiers ORSTOM, série Pédologie, vol. XXV, n°1-2, pp 157-169.

Parc National de Tlemcen., 2006 : Phase perspective et analytique. Plan de gestion 2.

Parc National de Tlemcen., 2008: La subéraie de Hafir Tlemcen (Oranie Algérie). Rapport du Parc National de Tlemcen. 7p.

Peguy Ch., 1970 : Précis de climatologie. Ed. Masson et Cie, 444 p.

Poesen J., Savat J., 1981: Detachment and transportation of loss sediments by raindrop splash. Part2. Detachability and transportability measurements. Catena, Vol 8, pp 19-41.

Poesen J., 1987: The role of slope angle in surface seal formation, in V. Gardner (editor), International Geomorphology IT, pp 437-448.

Poesen J., Bryan R-B., 1989 : Influence de la longueur de la pente sur le ruissellement: rôle de la formation de rigoles et de croutes de sédimentation. Cahiers ORSTROM, series pédologique, 71.

Poesen J-W., Van Wesemael B., Solé Benet A., 1998: Variation of rock fragment cover and size along semiarid hill slope: a case study from southeast Spain. *Geomorphology* 23, pp 323-335.

Poesen J., 1990: Erosion process research in relation to soil erodibility and some implications for improving soil quality, 159p.

Poesen J-W., Torri D., Bunte K., 1994: Effect of the rock fragments on soil erosion by water of different spatial scale, 141p.

Planchon, O., Cadet P., Lapetite J.M., Silvera N., Esteves M., 2000: Relationship between raindrop erosion and runoff erosion under simulated rainfall in the Sudano-Sahel. Consequences for the spread of nematodes by runoff. *Earth Surface Processes and Landforms*. 25(7), pp 729-741.

Poss R., Ruellan A., 2007 : Message pour faire connaître le sol. Version n°9 AFES, 6p.

Pouni A., 1984 : Les changements de la végétation de la région méditerranéenne durant le pliocène quaternaire en relation avec l'histoire du climat et l'action de l'homme. *Webbia* 38, pp 427-439.

Quantin P., Combeau A., 1962 : Erosion et stabilité structurale du sol. *AISH N059* : 124-130.

Quezel P., 1974 : Effets écologiques des différentes pratiques d'aménagements des sols et des méthodes d'exploitation dans les régions à forêts tempérées et méditerranéennes. M.A.B.Paris , 55p.

Quezel P., 1976 : Les forêts du pourtour méditerranéen : Ecologie, conservation et aménagement. UNESCO. Note technique du MAB.2, pp 9-33.

Quezel P., 1981: Floristic composition and physiological structure of sclerophyllus matorral around the Mediterranean. In: Goodall, D.W. (1981) *Ecosystems of the world 11. Mediterranean-typheshrublands*. Amsterdam/Oxford/New York.

Quezel P., 1984: Problems of dynamic in Mediterranean forest. *Agron.G.I.(Ed).State and change of forest ecosystems, indicators in current research*, Report nr 13, pp 79-85.

Rapp A., 1972: Conclusions from the DUSER soil erosion project in Tanzania. *Geografiska Annaler* 54, pp 377-379.

Roose E., 1973 : Dix-sept années de mesures expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de basse côte d'ivoire. Thèse Doct-ing. Fac. Sci. Abidjan. 20, ORSTOM, Abidjan, 125 p.

Roose, E., 1977 : Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest, Travaux et documents de l'ORSTOM n°78, ORSTOM, Paris.

Roose E., 1980 : Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale. Etude expérimentale des transferts hydrologiques et biologiques sous végétations naturelles ou cultivées. Thèse Doc. Uni. Orléans, 587 p.

Roose E., 1987 : La GCES, une nouvelle stratégie de lutte antiérosive pour l'Algérie,

Colloque Médéa sur la lutte antiérosive, Bull Réseau Erosion no 7, pp 13-19.

Roose E., 1987 : GCES dans les paysages soudano-sahéliens d'Afrique occidentale, In (Soil, crop water management for raided agriculture in the sudano-sahelian zone) Proc. ICIUSAT , Niamey, 385 p.

Roose E., Arabi M., Chebbani R., Mazour M., Morsli B., 1993 : Erosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne Algérienne. Réduction des risques érosifs et intensification sur la production agricole par la GCES : synthèse des campagnes 1984-1995 sur un réseau de 50 parcelles d'érosion. Cahier ORTROM, série pédologie'28(2), pp 289-308.

Roose E., 1995 : La GCES, Proposition d'une nouvelle approche de la lutte antiérosive.

Roose E., 1996 : Méthodes de mesure des états de surface du sol, de la rugosité et des autres caractéristiques qui peuvent aider au diagnostic de terrain des risques de ruissellement et d'érosion, en particulier sur les versants cultivés des montagnes. Bull Réseau Erosion, 16, pp 87-97.

Roose E., 1999 : Evolution historique des stratégies de lutte antiérosive vers la gestion conservatrice de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols : (CGES) .bulletin. Réseau. Erosion 19 :11. Géomorphologie, relief, processus, environnement, 3, pp 51-64

Roose E., De Noni G., 1998 : Apport de la recherche à la lutte antiérosive : bilan mitigé et nouvelle approche. Etude de la gestion des sols ,5(3), pp 181-194.

Roose E., 1994 : Introduction à la GCES. Bulletin pédologique FAO 70,420p.

Rivas-Martinez S., 1981 : Les étages bioclimatiques de la Péninsule Ibérique, Anal. Gard. Bot. Madrid.37 (2), pp251-268.

Ryan L., 1982: A perspective on soil erosion and conservation in Leebanoon. Publication 69, American University of Beirut, 15p.

Sabir M., Merzouk A., Berkat O., Roose E., 1994 : Effet du pâturage sur l'état de surface, l'infiltrabilité et la détachabilité du sol dans un milieu pastoral aride (Aride, Haute Moulouya, Maroc). Bull Réseau Erosion, 14, pp 444-462.

Saidi D., Le Bissonnais Y., Duval O., Daoud Y., Halitim A., 2004 : Effet du sodium échangeable et de la concentration saline sur les propriétés physiques des sols de la plaine du Cheliff (Algérie). Etude et Gestion des Sols, pp 137-148.

Sauvage Ch., 1963 : Etages bioclimatiques. Notice et carte au 1/2000000, Atlas du Maroc. Sect ,2 ,pi .6b. Comité géographie, Maroc, 44p.

Savat J., Poesen J., 1977: Splash and discontinuous runoff as creators of fine sandy lag deposits with Kalahari sands. Catena 4, pp 321-332.

Stewart Ph., 1969 : Quotient pluviométrique et dégradation biosphérique : quelques réflexions. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord. Alger (59), pp23-26.

Sebbab H., 2000 : Application des SIG à l'étude de l'impact de la voirie et des structures linéaires sur l'écoulement et l'érosion hydrique des sols viticoles de Champagne. Thèse de doctorat: Université Rennes II, Haute-Bretagne, Rennes, pp19-43.

Seltzer P., 1946 : Le climat de l'Algérie. Inst. Météor. Et Phys. Du Globe. Univ. Alger.219p.

Servant J., 1978 : La salinité dans le sol et l'eau, caractérisation et problème d'irrigation-drainage. bull. BRGM, 2eme série, section3, pp123-142.

Shaban A., Khawli M., 1998 : Geo environmental assessment of riparian zone under extreme climatic events :a case study of representative rivers in Lebanon. Mediterranean rivers and riparian zones process and management symposium,Zaragosa,Spain,21 september-2 October 1998,25p.

Soltner D., 1995 : (7^{ème} édition) : Les bases de la production végétale Tome II, Le climat, Collection sciences et pratiques agricoles, 328 p.

Soltner D., 1987 : Les bases de la protection végétale. Tome2.4^{ème} édition

Souchere V., 1995 : Modélisation spatiale du ruissellement à des fins d'aménagement contre l'érosion de Talweg. Application à des petits bassins-versants en Pays de Caux (Haute Normandie), Thèse de Docteur de l'INAPG, 200 p+ annexes.

Touaibia B., 1999 : Approche quantitative de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales :Bassin versant de l'Oued Mina.

Thornes J-B., 1995: Mediterranean desertification and the vegetation cover. In Fantechi R., Peter D.,Balabanis P.,Rubio J-L, editors. Desertification in European context: physical and socio economic aspect .European commission report EUR.15415, 169p.

Thornes J-B., 1980: Erosional processes of running water and their special and temporal control: a theoretical viewpoint in soil erosion .chap 5, pp129-182.

Thinthoin R., 1948 : Les aspects physiques de tell Oranais, essai de morphologie de pays semi-aride. Ouvrage publié avec le concours de CNRS. Edit. L. Fouqué, 639p.

Zarco V., 1965 : Botanique forestière. Direction des forêts et de la restauration des sols. Alger, pp 77-115.

Van Der Knijff J.M., Jones R.J.A., Montanarella L., 2000 : Soil erosion risk assessment in Europe. European Soil Bureau, Joint Research Centre, Space Applications Institute.

Wishmeier W. H., 1976: Use and misuse of the universal soil loss equation. Journal of soil and water conservation 31, pp 5- 9.

Wishmeier W.H., SMITH D.D., 1978: Predicting rainfall erosion losses, Agriculture handbook n°537, U.S. Department of Agriculture, December.

Wainwright J., Parsons A.J., Abrahams, A.D., 1995: Simulation of raindrop erosion and the development of desert pavements. Earth Surface Processes and Landforms **20**, pp 277-291.

