



République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Aboubekr Belkaid de Tlemcen

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département des sciences de la terre et de l'univers

Laboratoire de recherche n°25 : « promotion des ressources hydriques, pédologiques et minières : législation et choix technologique »



Mémoire pour l'obtention du Diplôme de Master en Géologie

Option : « **Hydrogéologie** »

Thème

Etude des relations entre les phénomènes hydraulique et le transport des sédiments dans la moyenne tafna

Soutenu le : / /2020, devant le jury composé de :

Présenté par :

BEL HADJ KACEM SAMIRA

ZENAGUI NADJAT

Encadré par :

M. KAZI TANI Hicham

Devant le jury, composé de :

M ^{me} GUETTAIA Sabrine	M.C.B	Université de Tlemcen	Présidente
M. KAZI TANI Hicham	M.C.B	Université de Tlemcen	Encadreur
M ^{lle} GHERISSI Radia	M.C.B	Université de Tlemcen	Co- encadreur
M. BOUGUERRA	M.C.B	Université de Tlemcen	Examineur

Année universitaire 2019-2020

Remerciements

Au moment de le présenter, il nous est agréable d'adresser nos vifs remerciements à toutes les personnes qui nous ont aidées à le mener à terme.

Nous exprimons nos sincère gratitude à M. KAZI TANI H. et à Mlle. GHERISSI R, d'avoir accepté de nous encadrer, pour leur patience, leurs orientations et leurs critiques constructives, tout au long de ce travail.

Nous remercions vivement Mme. S. GUETTALA pour l'honneur qu'il nous fait de présider le jury.

Nos remerciements vont aussi à M. BOUGUERRA d'avoir accepté d'examiner ce travail.

Que Mlle N. MEDJAHDI ingénieur à A.N.R.H trouve ici nos chaleureux remerciements pour son aide et ces conseils fournies pour accomplir ce travail.

Nous tiendrons à remercier aussi les ingénieurs du DRET pour les données et la documentation qui a été mise à notre disposition.

Dédicace

Je dédie ce modeste travail

A mon mari et mes enfants

A mes chers parents

A mon frère et mes sœurs

A ma belle famille

A mon Binôme: ZENAGUI Nadjet

A tous mes amis.

Samira

Dédicace

Je dédie ce modeste travail

A mon mari et mes enfants

A mes chers parents

A mon frère et mes sœurs et leurs enfants

A ma belle famille

A mes amis et collègues de travail

A mon binôme : HADJ KACEM Samira,

A tous mes collègues du travail.

Nadjat

Résumé :

L'Algérie fait partie des pays à climat semi-aride qui a connu les derniers temps une sécheresse due aux changements climatiques. L'érosion des sols est un phénomène qui permet l'enlèvement (détachement) des sédiments (sable, argile, roche) d'un endroit vers un autre au sein du bassin versant et les particules importantes qui vont finir à se déposer dans les retenues et les envaser.

Le transport solide constitue par son importance, un problème majeur en Algérie (dégradation des sols agricoles, alluvionères des retenues).

L'étude du transport solide permet d'évaluer les quantités des sédiments transportées par les oueds et de préciser la dynamique érosive du bassin et de comprendre le fonctionnement des bassins versants dans la production des sédiments.

Dans ce travail on s'est intéressé au transport solide du bassin versant Meffroch pour ce fait on a utilisé une série de précipitations (mensuelles et journalières maximales) du bassin versant d'el Meffroch recueillies à la station pluviométrique et on a cherché une courbe d'estimation en appliquant un modèle de puissance ($Q_s=CQ^I$), ce dernier nous a montré que la dynamique de l'érosion est constante, on a remarqué une variation de la morphologie et du couvert végétal du bassin, on a aussi trouvé que l'échelle saisonnière, ce modèle n'est pas représentatif pour le printemps, par contre avec la méthode nul il est représentatif .

Mots Clés : Mafroche, transport solide, érosion, étude pluviométrique, modèle de puissance, courbes, estimations,

Abstract :

Algeria is one of the countries with a semi-arid climate which has recently experienced drought due to climate change. Soil erosion is a phenomenon that allows the removal (detachment) of sediments (sand, clay, rock) from one place to another within the watershed and the large particles that will end up being deposited in the reservoirs and silt them up. Solid transport constitutes by its importance, a major problem in Algeria (degradation of agricultural soils, alluvium in reservoirs). The study of solid transport makes it possible to evaluate the quantities of sediment transported by the wadis and to specify the erosive dynamics of the basin and to understand the functioning of the watersheds in the production of sediments. In this work we were interested in the solid transport of the Meffroch watershed for this reason we used a series of precipitations (monthly and daily maximum) of the El Meffroch watershed collected at the pluviometric station and we looked for an estimation curve by applying a power model ($Q_s = CQI$), the latter showed us that the dynamics of the erosion is constant, we noticed a variation in the morphology and vegetation cover of the basin, we also found that the seasonal scale, this model is not representative for spring, on the other hand with the null method it is representative

Keywords : Mafrouche, solid transport, erosion, rainfall study, power model, runs, estimates,

ملخص:

الجزائر هي واحدة من البلدان ذات المناخ شبه الجاف والتي شهدت مؤخرًا الجفاف بسبب تغير المناخ. تآكل التربة هو ظاهرة تسمح بإزالة (فصل) الرواسب (الرمل والطين والصخور) من مكان إلى آخر داخل مستجمعات المياه والجزيئات الكبيرة التي ستترسب في النهاية في الخزانات وتغمرها بالطيني. يشكل النقل الصلب بأهميته مشكلة رئيسية في الجزائر (تدهور التربة الزراعية ، الطمي في الخزانات). تتيح دراسة النقل الصلب تقييم كميات الرواسب التي تنقلها الوديان وتحديد ديناميكيات التآكل للحوض وفهم أداء مستجمعات المياه في إنتاج الرواسب. في هذا العمل ، كنا مهتمين بالنقل الصلب لمستجمع مياه مفروش لهذا السبب استخدمنا سلسلة من الترسيبات (الحد الأقصى الشهري واليومي) لمستجمع مياه El Meffroch الذي تم جمعه في محطة pluviometric وبحثنا عن منحى تقدير من خلال تطبيق نموذج طاقة (Qs) (CQI = ، أظهر لنا الأخير أن ديناميات التعرية ثابتة ، لاحظنا الاختلاف في التشكل والغطاء النباتي للحوض ، وجدنا أيضًا أن المقياس الموسمي ، هذا النموذج لا يمثل الربيع ، من ناحية أخرى مع الطريقة الفارغة فهي ممثلة

الكلمات المفتاحية : المفروش ، النقل الصلب ، التعرية ، دراسة هطول الأمطار ، نموذج الطاقة ، التشغيل ، التقديرات.

TABLES DES MATIERES

REMERCIEMENTS & DÉDICACES	
RÉSUMÉ	
TABLE DES MATIÈRES	
LISTE DES TABLEAUX	
LISTE DES FIGURES	
INTRODUCTION GÉNÉRALE	01
CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS	
Introduction.....	03
II. Type d'érosion.....	03
II.1. Erosion géologique.....	03
II.2. Erosion éolienne.....	03
II.2. 1. Origine et mécanisme de l'érosion éolienne.....	04
II.3. Erosion hydrique.....	05
II.3.1. définition d'érosion hydrique.....	05
II.3.2. Mécanisme de l'érosion.....	05
II.3.3. Formes de l'érosion hydrique.....	06
III. Les causes d'érosion.....	08
IV. Transport solide (origine)	10
IV.1. transport solide charriage.....	10
IV.2. Transport solide en suspension.....	11
V. Travaux d'érosion.....	11
V.1. Travaux au maghreb.....	11
V.2. Travaux en Algérie.....	12
Conclusion.....	15
CHAPITRE II : PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE	
I. Présentation de la zone d'étude.....	17
II. Caractéristiques géométriques du bassin versant meffrouche.....	17
II.1 La forme.....	17

II. 2. Le relief.....	18
II. 2. 1. La courbe hypsométrique.....	18
II.2.2. Les altitudes caractéristiques.....	19
II.2.2.1. Les altitudes maximale et minimale.....	19
II.2.2.2. L'altitude moyenne.....	19
II.2.3. La pente.....	20
III. Le réseau hydrographique.....	21
III.1. Définition du réseau hydrographique.....	21
III.1.1 .profil longitudinal du cours d'eau principal.....	22
III.1.2. La pente moyenne du cours d'eau principal.....	22
III.2. Degré de développement du réseau hydrographique.....	23
III.2.1.densité hydrographique.....	23
III.2.2 .densité de drainage.....	23
III.2.3. Le rapport de confluence.....	23
III.2.4. Le coefficient d'allongement.....	24
VI. Caractéristiques agro-pédo-géologiques.....	25
VI.1. Géologie de la région.....	25
VI.2. Pédologie de la région.....	26
VII. Etude du climat.....	26
VII.1. Etude des précipitations.....	27
VII.1.1 répartition annuelle.....	27
VII.1.2 répartition mensuelle et saisonnière des précipitations.....	28
VII. 3. Etude de la température.....	30
VII.3.1 Etude des températures.....	30
Conclusion.....	33
CHAPITRE III : MODÉLISATION.....	
I. Introduction.....	35
II. Données et méthodes.....	35
III. Résultats et discussions.....	37
III.1 Echelle instantanée.....	37
III.2. Echelle annuelle.....	38

III.3. Echelles saisonnières.....	42
IV. Bilan des apports saisonniers.....	44
V. Conclusion.....	47
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	49
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	51
RÉSUMÉ.....	

LISTE DES TABLEAUX

		Page
Tableau I.1	Dégradation spécifiques dans quelques bassins versants algériens (Kazi Tani, 2019).	13
Tableau II.1	Surfaces cumulées en fonction des tranches d'altitudes	20
Tableau II.2	Estimation des talwegs dans le bassin Meffrouche	22
Tableau II.3	Rapports de longueurs et de bifurcations du réseau hydrographique	24
Tableau II.4	Précipitations moyennes mensuelles de la station Meffrouche (1976- 2019)	28
Tableau II.5	Répartition saisonnières des précipitations (1976-2019)	30
Tableau II.6	Températures moyennes maximales et minimales (1970-2010)	31
Tableau III.1	Paramètres de a et b pour de quelques bassins du nord-ouest Algérien	38
Tableau III.2	Relation débit solide- débits liquide annuel et apports liquides et solides (1990-2010)	39
Tableau III.3	Valeurs extrêmes des apports liquides et solides	42
Tableau III.4	Relations entre débits solides et débits liquides (1990-2010).	43
Tableau III.5	Répartition saisonnière des apports liquides et solides et des dégradations spécifiques (1990-2010).	45

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure I.1	Erosion éolienne 04
Figure I.2	Mécanisme de l'érosion 06
Figure I.3	Exemple d'un ravinement dû au ruissellement 08
Figure I.4	Modes de transport des particules dans un chenal 11
Figure II.1	Situation géographique du bassin versant de Meffrouche 17
Figure II.2	Courbe hypsométrique du bassin Meffrouche 19
Figure II.3	Carte géologique de la région Meffrouche 25
Figure II.4	Répartition interannuelles des précipitations (1976-2019) 28
Figure II.5	Précipitations mensuelles (1976-2019) 29
Figure II.6	Précipitations saisonnières (1976-2019) 29
Figure II.7	Variations moyennes mensuelles des températures (1970-2007) 31
Figure III.1	Relation entre débits solides et les débits liquides instantanés (1990-2010) 37
Figure III.2	Variabilité interannuelle de l'hydraulicité k_i , pluviosité k_p , a et b (1990-2010) 41
Figure III.3	Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides instantanés (1990-2010) 43
Figure III.4	Répartition saisonnière des apports liquides et solides (1990-2010) 46

INTRODUCTION GENERALE

De nombreux phénomènes, tels que l'érosion hydrique, poncent éternellement les sols et les roches à la surface des continents. Les particules solides érodées sont entraînées par les eaux de ruissellement vers les cours d'eau, et elles se déposent dans les barrages. Les matériaux ainsi transportés, en suspension ou par charriage, peuvent alors être évalués. La quantification de l'érosion hydrique d'un bassin versant et du transport solide des cours d'eau a fait l'objet de nombreuses études. L'envasement des retenues de barrages et la dégradation des bassins versants sont un phénomène préoccupant en Algérie. Ce phénomène est dû principalement à une érosion très active dans les bassins versants algériens et maghrébins. L'évaluation du taux d'alluvions dans les barrages et des transports solides au niveau des bassins versants nécessite une bonne connaissance des apports solides. Ces phénomènes sont fonction des contraintes topographiques, granulométriques et climatiques dans les vallées des bassins versants que de la nature et du volume des apports liquides et solides fournis au réseau d'écoulement. En plus de cette complexité, le manque de données et les lacunes constitue un handicap majeur dans l'évaluation et la prévision des charges solides. Cet état de fait a conduit de nombreux chercheurs à évoluer des modèles de prévision générale (pour un ensemble de bassins) et des modèles particuliers (propres à un bassin donné). Ce domaine présente une multitude de formules empiriques dont le domaine d'application et les conditions de validité sont souvent restreintes. Il a été acquis que la meilleure méthode de quantification des apports solides, et donc de l'érosion d'un bassin versant donné, passe par la mesure de l'alluvionnement des retenues des barrages ou par la mesure de la matière en suspension dans une station hydrométrique. L'approche que nous utilisons dans ce travail pour le bassin versant de Meffrouche sur l'oued Nachef montre, la relation entre les débits solides, QS, et les débits liquides, QL, à partir de l'observation de différents épisodes de crue. L'objectif de cette étude est de quantifier le transport solide en suspension en différentes périodes.

Ce mémoire a été structuré en 3 chapitres :

Chapitre I : généralités sur l'érosion et le transport solide

Chapitre II : présentation de la zone d'étude

Chapitre III : modélisation

Le mémoire est clôturé par une conclusion générale qui décrit les résultats obtenus suite à cet étude.

CHAPITRE I

Généralités

I. Introduction

L'érosion c'est le détachement de fragments ou de particules de sol ou de roches de leur emplacement initial par l'eau et par d'autres agents géologiques tels que le vent, les vagues et la glace. Roose (1994) définit l'érosion comme un processus qui concerne l'arrachement, le transport et la sédimentation des particules par l'eau, le vent ou la gravité. A une échelle globale, l'érosion est définie comme un ensemble de processus impliqués dans l'évolution d'une roche, de sa désagrégation mécanique ou de son altération chimique jusqu'à l'océan (Maneux, 1998 ; Probst, 1992). Elle se définit en effet comme un ensemble de dynamiques caractérisant une évolution continue à long terme sur des millions d'années, qui use et sculpte les reliefs pour construire les plaines. Elle contribue d'une part à creuser des vallées, ciseler les versants pour progressivement façonner les montagnes et collines. D'autre part, elle comble les bassins sous des accumulations sédimentaires. Ces mouvements de sol sont des processus discontinus à fortes variations spatio-temporelles. (Bouguerra,).

II. Type d'érosion

II.1. Erosion géologique

Elle est apparente sur les fortes pentes de montagnes, naturellement dénudées. Les matériaux du sol et même de la roche mère sont visiblement démantelés par les torrents. Ce phénomène est parfois accompagné par des effondrements, des dérochements et des glissements en grandes masses. C'est un processus qui agit en deux temps : par altération de la surface puis transport des matériaux provenant de cette altération (Boualem, 2010).

II.2. Erosion éolienne

L'érosion éolienne est le phénomène de dégradation du sol sous l'action du vent qui arrache, transporte et dépose des quantités importantes de terre (fig.I.1). Elle s'installe quand :

- Il existe du vent violent et régulier durant de longues périodes dans la même direction (Vents dominants) ;
- Il s'agit d'un sol à texture grossière, sableuse notamment ;
- Il existe des reliefs atténués sur des grandes étendues plates ;
- Le climat a une saison sèche entraînant la dessiccation des horizons superficiels du sol



Figure I.1 : Erosion éolienne

II.2. 1. Origine et mécanisme de l'érosion éolienne

L'arrachage, le transport et le dépôt des particules de sol sont fonction de la vitesse du vent, mais aussi de la taille et la densité de ces particules, de l'humidité du sol et du couvert végétale.

Du point de vue mécanique, le vent a cinq modes d'actions, qui sont les suivantes :

- a) La déflation** : enlèvement des particules légères et sables fins du sol,
- b) La répartition** : suite de déplacement infime de quelques *mm* de gros grains de sables qui roulent sous le vent,
- c) Saltation** : se fait par des sauts des grains de sables moyens ou fins que le vent soulève brutalement et jette à quelque *dm*, *m* ou *dm*,
- d) La suspension** : transport sous forme de poussière, même par vent léger sous des grandes distances (milliers de *Km*),
- e) L'accumulation** : dépôt de poussière et sables transportés quand le vent perd de la vitesse ou quand il est trop chargé.

II.3. Erosion hydrique

II.3.1. Définition d'érosion hydrique

L'érosion hydrique est composée d'un ensemble de processus complexes et interdépendants qui provoquent le détachement des particules du sol, c'est la perte du sol due à l'eau qui arrache et transporte la terre vers un lieu de dépôt.

II.3.2. Mécanisme de l'érosion

Généralement, les processus à l'origine de l'érosion hydrique des sols sont classés en deux grandes catégories : le détachement et le transport des particules. Après le détachement, les particules sont véhiculées par un agent de transport vers un bassin de sédimentation. Les principales variables qui contrôlent le détachement et le transport de ces particules sont : la pente, la vitesse et l'épaisseur de l'écoulement.

a) Le détachement

Le détachement des particules se produit à la surface du sol lorsque, sous l'action des gouttes de pluie, des agrégats s'éclaboussent ou lorsque la force de cisaillement devient supérieure à la résistance au détachement du sol. L'impact des gouttes de pluie a pour effet de désagréger les éléments présents à la surface du sol pour donner lieu à des agrégats de plus petite taille et des particules élémentaires. La désagrégation rend la surface du sol plus compacte et tend à diminuer la rugosité au fur et à mesure de l'exposition à la pluie. Ces effets dépendent de l'énergie cinétique des gouttes de pluie et des propriétés de la surface du sol.

b) Le transport

Les particules issues de la désagrégation du substrat rocheux et du sol sont déplacées vers l'aval par l'eau et la gravitation. Au niveau des chenaux fluviaux on peut rencontrer une charge sédimentaire contenant des éléments de différentes tailles. En fait, la compétence du courant fluvial est à l'origine de la taille des particules.

Les particules fines en suspension dans l'eau vont être transportées plus loin et déposées soit dans un bassin de sédimentation soit au moment où la compétence du courant devient très faible. Dans les chenaux torrentiels par exemple, on rencontre des éléments arrachés au substrat ayant des tailles métriques, en raison de la forte compétence du courant. Les grosses particules telles que les cailloux et les blocs peuvent également se déplacer sous l'effet de la pesanteur (gravité).

Par ailleurs, la fraction fine (silts et argiles) arrachée au substratum rocheux ou d'un dépôt préexistant peuvent être reprises en suspension et parcourir de longues distances.

c) Le dépôt

Le dépôt des apports sédimentaires s'effectue lorsque l'énergie cinétique du courant, qui déplace les matériaux issus du détachement, diminue ou s'annule. Les particules arrachées sont déposées à différents endroits entre le lieu d'origine et le bassin de sédimentation (Douffissa2011). L'agent responsable de la sédimentation est l'eau de ruissellement. Les particules arrachées du sol se déposent entre le lieu d'origine et l'aval en fonction de la dimension des particules, de leur densité et de la capacité de transport du ruissellement ou du cours d'eau. Les particules se déposent dans l'ordre suivant : sable, sable fin puis les limons et matières organiques.

Les argiles et l'humus colloïdal sont généralement transportés jusqu'à l'embouchure du cours d'eau où il se dépose soit après évaporation de l'eau, soit après floculation (Ammari A. 2012).

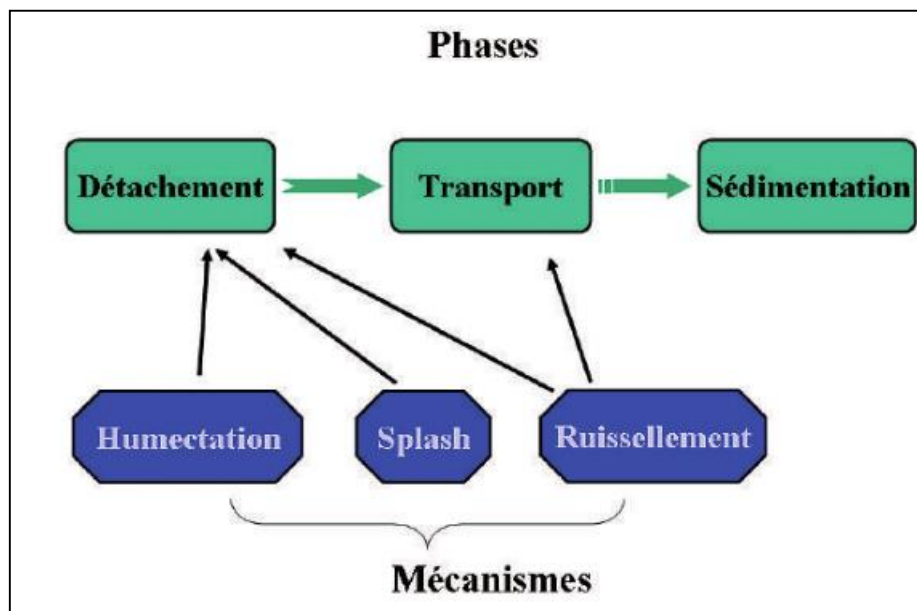


Figure I.2 : Mécanisme de l'érosion

II.3.3. Formes de l'érosion hydrique

a) Erosion par rejaillissement

C'est l'érosion élémentaire causée par l'effet des gouttes des pluies. Les gouttes de pluie brisent les mottes, projettent la terre en tous sens et réduisent la perméabilité du sol, c'est l'effet du 'Splach'.

b) Erosion en nappe

Elle est causée par une lame d'eau qui ruisselle sans griffes ou rigoles visibles. Sous l'effet de l'impact des gouttes de pluie (effet Splash), les particules sont arrachées et transportées. Ce phénomène est observé sur les pentes faibles, où l'eau ne peut pas se concentrer.

Dans un premier temps, c'est l'impact des gouttes qui va arracher les particules. La battance des gouttes de pluie va envoyer des gouttelettes dans toutes les directions. A partir de là, il y aura formation de flaques et débordement de l'eau non infiltrée d'une flaque à l'autre ce qui entraînera un ruissellement en nappe qui transportera les particules fines arrachées par le splash.

c) Erosion linéaire

L'érosion linéaire commence quand le ruissellement s'organise et prend de la vitesse. L'eau acquies 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, mais des graviers ou des cailloux et des blocs lorsqu'il sera organisé en ravine.

d) Types d'érosion linéaire

L'érosion en griffe 'rill érosion'

Elle se manifeste par le ruissellement et la formation de stries, de griffe, les griffes ont une largeur de 10 cm et moins de 10cm en profondeur, généralement sont formées au niveau des jachères nues, dans les paysages se présentent comme des lignes parallèles le long des versants.

1) Erosion en rigoles

C'est une dépression suffisamment petite issue de l'évolution des griffes en longueur, ces griffes deviennent des sillons de dimension plus importante et de largeur variable liés à la longueur de la pente, la profondeur d'une rigole dépasse 10cm et moins de 50cm. les rigoles peuvent être effacés par des techniques culturales.

2) Erosion en ravine

La ravine est une rigole approfondie de profondeur qui dépasse 50cm, ces ravines ne sont pas effaçables par les techniques culturales, l'intensification de ruissellement transforme la ravine



Figure I.3 : Exemple d'un ravinement dû au ruissellement.

f) Erosion dite « de talus »

C'est un type d'érosion plus marginal, il est essentiellement lié aux mouvements de masse ; engendré par le franchissement d'un dénivelé important par un ruissellement concentré en amont.

g) Erosion mécanique sèche

Elle correspond à l'arrachement et au transport des particules du sol du fait de la gravité et de l'utilisation d'outils aratoires (manuels ou tractés). Ce processus où l'eau n'intervient pas est peu connu, peu étudié et rarement quantifié (Douffissa, 2011).

III. Les causes d'érosion

a) La nature du sol

Le facteur sol le plus important est la résistance (stabilité) des agrégats à l'impact des gouttes de pluie. Cette résistance ou cette stabilité est influencée positivement par la présence d'agents liants tels que les argiles, la matière organique et le calcium. Ainsi, les sols de texture limoneuse sont généralement plus sensibles que les sols argileux à cause de leur faible stabilité structurale. Au niveau de la stabilité des agrégats, la matière organique est un des facteurs les plus importants. La grosseur des agrégats ou des particules de sol a aussi un rôle important. Plus ils sont gros, plus ils sont difficiles à briser et plus ils sont difficiles à transporter.

La porosité du sol influence indirectement le potentiel d'érosion des sols. Une plus grande porosité favorise une plus grande infiltration et un volume de ruissellement moindre, ce

qui diminue les possibilités d'érosion. Lorsque le sol possède une plus grande capacité de stockage de la pluie, cela diminue le volume de ruissellement et l'érosion.

Cette capacité est favorisée par une plus grande épaisseur de la couche arable, une teneur en eau faible avant la précipitation et la capacité intrinsèque de stockage du sol.

b) Le couvert végétal

Sur un sol nu, ce sont les particules de sol qui absorbent directement l'énergie des gouttes de pluie. Par contre, un couvert végétal peut absorber une partie importante de l'énergie de la pluie. Face à l'écoulement, la présence de végétation augmente considérablement le facteur de friction de Manning. Tant que la végétation n'est pas submergée, le facteur de friction peut facilement être augmenté de dix (10) fois par rapport au sol nu. Sous un autre aspect, le système racinaire enlace considérablement les agrégats et accroît considérablement leur résistance à l'arrachement. De plus, les racines sont un excellent apport de matière organique pour le sol, ce qui augmente la porosité du sol, augmente l'infiltration et diminue le ruissellement.

La végétation possède un taux d'évapotranspiration supérieur à celui d'un sol nu, ce qui contribue à diminuer les réserves en eau du sol et augmente sa capacité de stockage pour la pluie suivante. Le ruissellement potentiel et l'érosion seront alors moindres.

Face à l'érosion, la végétation joue plusieurs rôles : elle absorbe l'énergie de la pluie, protège le sol et influence positivement les propriétés physiques du sol.

c) Les facteurs climatiques

Nous avons présenté précédemment le rôle important que jouent l'intensité de la pluie et son énergie sur l'érosion. Le volume de précipitation joue un rôle similaire. En général, un plus grand volume de précipitation provoque un plus grand volume de ruissellement et nécessairement une plus grande érosion.

En climat sec ou chaud, où l'évapotranspiration est plus grande que les précipitations, le sol possède un plus grand déficit, ce qui augmente sa capacité d'absorber une précipitation et diminue le ruissellement et l'érosion. Pour deux précipitations identiques, les conditions météorologiques antérieures jouent un rôle important sur leur potentiel respectif d'érosion.

Une longue période sans pluie augmente les capacités de stockage du sol et d'absorption de la précipitation et diminue le ruissellement et l'érosion. Tous les facteurs qui influencent positivement l'évapotranspiration contribuent à diminuer le potentiel d'érosion. Une mauvaise répartition des précipitations provoquent une concentration de celles-ci qui augmentent le volume de ruissellement et le potentiel d'érosion.

d) Les facteurs topographiques

La pente est le facteur topographique le plus important. Elle augmente les vitesses d'écoulement. Sur des pentes plus grandes, l'infiltration est plus faible et le volume de ruissellement augmente. La longueur de la pente joue un rôle similaire Elle augmente le volume de ruissellement et ainsi l'érosion.

Les micros dépressions du terrain provoquent une concentration de l'écoulement qui augmente le potentiel érosif par rapport à un même volume de ruissellement coulant selon une lame uniforme. Par contre, les dépressions fermées limitent les effets de l'érosion en piégeant les sédiments en suspension.

IV. Transport solide (origine)

Le transport solide est un ensemble de phénomènes physiques qui agissent sur l'entraînement des particules solides sous l'action de l'écoulement de fluide. Ce transport est essentiellement fonction des dimensions des particules. L'érosion est l'origine de tous les types de transport solide, qu'on peut diviser en trois modes (Chauchat.2007) :

- Le transport par charriage
- Le transport par suspension
- Transport par saltation

IV.1. Transport solide charriage

Le transport solide par charriage, représente la progression de sédiments grossiers (sables, gravier, galets et blocs), de diamètre supérieur à 1 mm, qui se déplacent par roulement ou glissement, au voisinage immédiat du fond du cours d'eau, et parcourent des distances relativement petites et discontinues dans le temps et dans l'espace. Les mesures sur le terrain du transport solide par charriage sont très onéreuses et difficiles à mener. De ce fait, les évaluations de ce type de transport sont rares et difficiles. On se contente généralement d'études sur modèles réduits pour déterminer la proportion du charriage par rapport à la suspension ou au transport total. Pour quelques bassins versants le taux de charriage a été estimé à 12.5 % de la suspension (Bouanani, 2004).

Sur le lit des matériaux sans cohésion, les grains isolés sont soumis aux forces de pesanteur et aux forces hydrauliques.

Les forces de pesanteur sont des forces stabilisatrices;

Les forces hydrauliques sont des forces déstabilisatrices dues à l'écoulement (traînée et portance).

Plusieurs formules ont été proposées pour prédire soit le charriage seul, soit le charriage et la suspension. La plupart d'entre-elles ont été établies pour estimer le transport solide moyen.

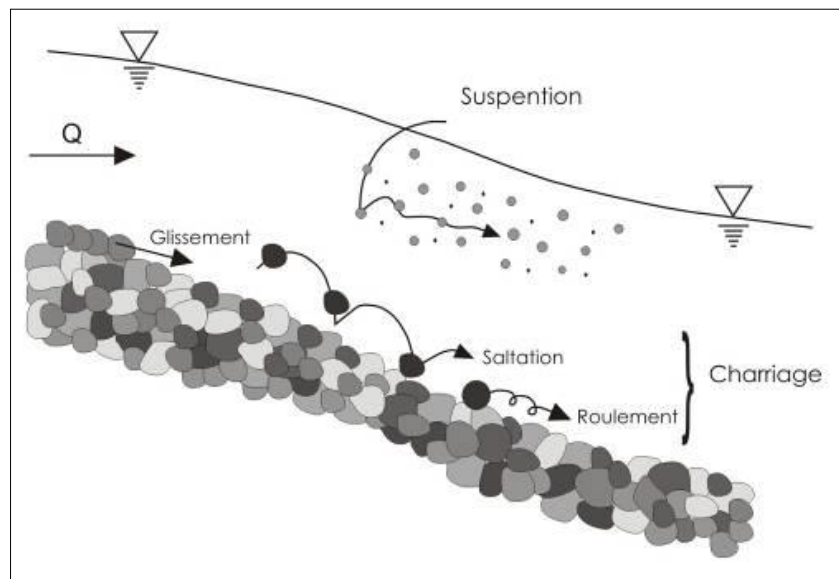


Figure I.4 : Modes de transport des particules dans un chenal.

IV .2. Transport solide en suspension

Le transport en suspension concerne les éléments plus fins placés dans un écoulement turbulent. En eau calme, les particules tombent sous l'action de leur poids à une vitesse W_c appelée vitesse de chute d'une particule. Lorsque la composante verticale de la vitesse d'écoulement U_z est supérieure à la vitesse de chute, la particule est mise en suspension et se déplace à la vitesse de l'écoulement (Kazi Tani, 2019).

V. Travaux d'érosion

V. 1.Travaux au Maghreb

Les travaux quantifiant les dégradations des sols au Maghreb montrent que cette région est très vulnérable à l'érosion hydrique .En effet, la majorité des bassins versants de l'Algérie, la Tunisie, et le Maroc est caractérisée par de fortes dégradations spécifiques dépassant 2000 t/km²/an. A titre d'exemple, dans les bassins versants marocains, le taux d'érosion spécifique est supérieure à 2000t/km²/an au niveau des bassins du Martil, de l'Ouergha, de akhdar et de la Tessaout, compris entre 1000 et 2000 t/km²/an au niveau des bassins du Neckor, de M'Harhar et du Loukkos, alors qu'il est compris entre 500 et 1000 t/km²/an au niveau des bassins versants de Sebou, de l'Inanouène, de l'Oued El Abid, et du Massa. Ce taux est inférieure à 500 t/km²/an au niveau du reste du pays (Badraoui et Hajji, 2001). En Tunisie, l'érosion hydrique dégrade les terres cultivables. Au total, 1,2 millions d'hectares sont

gravement affectés par l'érosion dans le nord, et le centre de la Tunisie, soit 25% de la superficie totale des terres (Bouزيد, 1991). En Algérie, le taux d'érosion dépasse 2000t/km²/an sur la plupart des bassins versants de l'Atlas Télien (Rhiou, Sly, Fodda, Mazafran, Isser). Il atteint 4000 t/km²/an sur la chaîne côtière de Dahra, et 5000 t/km²/an sur le bassin très dégradé de l'Oued Agrioum (Demmak, 1982). Tous ce matériel érodé est transporté plus ou moins rapidement jusqu'aux cours d'eau. Il comprend des particules fines en suspension, des sédiments grossiers charriés, et de la matière dissoute. Ce sont les crues d'automne qui causent le plus d'érosion (Bouguerra).

V.2. Travaux en Algérie

L'érosion, phénomène très complexe, lié à des facteurs naturels et anthropiques difficilement maîtrisables, évolutif aussi bien dans le temps que dans l'espace, affecte beaucoup les infrastructures hydro-agricoles, de telle sorte qu'il est parfois quasiment impossible d'y remédier. Elle représente une source importante de sédiments dans les domaines arides et semi-arides, contribuant en moyenne pour 60% de leur production par l'érosion hydrique (Possen et al, 2002).

L'Algérie se classe parmi les pays les plus affectés dans le monde avec une érosion spécifique moyenne annuelle variant entre 55 et 2800 T/km²/an (Tableau 1). L'Algérie du Nord reste soumise à de 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% d'ouvrages hydrauliques et où vivent environ 40 millions d'habitants (Mazour, 1992). Les zones de montagne restent les plus touchées par l'érosion. Beaucoup de chercheurs ont travaillé sur ce phénomène. On cite les travaux de Demmak (1982), Meddi (1992), Bourouba (1997), Touaibia (2001), Terfous *et al.*, (2001, 2003), Megnounif *et al.*, (2003), Bouanani (2004), Achite (2007), Megnounif (2007), Ghenim (2008), Elahcen *et al.*, (2009), Cherif *et al.*, (2009) Yles *et al.*, (2012), Khenchoul (2012), Meddi (2015), El Mahi (2012), Bouguerra *et al.*, (2016), Yles et al., (2016), Kouadri *et al.*, (2016), Meddi *et al.*, (2016), Tadrisme (2004), Ghernaout *et al.*, (2016), Benstaali *et al.*, (2017), Salah et Bensafi (2017), Guidoum (2017). Le tableau I.1, montre quelques résultats du taux d'érosion, dans différents bassins algériens :

Tableau I.1. Dégradation spécifiques dans quelques bassins versants algériens (Kazi Tani, 2019).

Région d'étude	Auteur	Dégradation spécifique (t/km ² /an)	Période	Surface (Km ²)
Oued Isser (Tafna)	Bouanani (2004)	180,32	(1988-1998)	1140
Oued Sikkak	Bouanani (2004)	279	(1972-1990)	463
Oued Chellif Ghrib	Chetta et Nekki (2017)	2541	(1977-1994)	1378.65
Oued Sebdou	Terfous et al (2003)	618.75	(1989-1998)	694.75
Oued Bellah	Elahcen et al (2013)	610	(1974-2007)	55
Oued Mazafran (Cotier Algérois)	Bourouba (1997)	1610	1 sept au 31 Aout 1975	427.5
Oued Abed	Achite et al (2007)	136	(1973-1995)	2480
Oued Mekerra	Cherif et al (2009)	111,19	(1988-2001)	14750
Oued Saida	Yles et al (2012)	55	(1980-2010)	543
Oued Boumessaoud	Bouguerra et al (2016)	518	(1988-2004)	118
Oued Haddad	Achite et Meddi (2005)	212	(1973-1995)	470
Oued Mouilah	Ghenim et al (2007)	165	(1973-2002)	2650
Foum el gharza	Fartas et al (2017)	2764	(1971-1994)	1300
Oued Sébaou	Achit et al (2016)	147.32	(1968-1999)	2500

Les résultats indiqués dans le tableau précédent pour quelques bassins versants qui occupent moins de 5% de la superficie de l'Algérie, montrent un taux de dégradation spécifique des sols entre 55 t/km²/an Oued Saida et 2764 t/km²/an Foum el Gherza. Cela explique que :

- Le taux d'érosion en Algérie comme les pays arides et semi-arides est variable et il dépend du bassin et de ses caractéristiques physiques, géologiques et hydroclimatiques.
- La grande variabilité de ce taux est due à la texture du sol, le climat (Variation du régime pluvieux d'une région à une autre), la topographie du terrain, l'occupation du sol.

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 (Dahmani, 2011 in Kazi Tani, 2019).

Conclusion :

Dans ce chapitre, nous avons intégré les différents modes du transport des sédiments dans le cours d'eau. L'approche du transport solide dans ce contexte permet d'aborder des problèmes liés à l'envasement des barrages le transport des polluants associés au MES.

Le mode du transport par charriage concerne les particules de taille importante dont leur transport se fait par glissement, roulement ou saltation. Le transport en suspension, le sujet principal de cette étude concerne les particules fines emportées par l'écoulement. Vu la complexité du transport en suspension, il existe divers modèles d'évaluation, dont deux semblent importante (Les modèles statistiques entre les flux et les variables à définir et les modèles conceptuels.

CHAPITRE II

Présentation de la zone d'étude

I. Présentation de la zone d'étude :

Le bassin versant Meffrouche (Figure II.1) est situé sur le plateau de Terni à plus de 1000 m d'altitude, c'est un sous bassin de la moyenne Tafna comprenant le barrage dit Meffrouche d'une capacité de 15 Hm³ mis en service en 1963 à son exutoire. Localisé au nord-ouest de l'Algérie et au sud-est de la ville de Tlemcen. Il occupe une superficie de 89 km² entre les latitudes 34°45' à 34°52' Nord, et les longitudes 1°15' à 1°25' Ouest. Il est limité au sud par Djebel Nador, à l'est par Djebel Benyakoub et Djebel Tichtiouine, à l'est par Djebel Gendouza, au nord par Djebel Zarifet et Beni Moudjer.

Ayant une forme rectangulaire avec un coefficient de Gravelius de 1,37 le bassin est orienté au Nord Est suivant son cours d'eau principal Oued El-Nachef, d'une longueur de 14,25 km, prend sa source à Aouinet Dejjaj et finit son cours au niveau du Barrage.

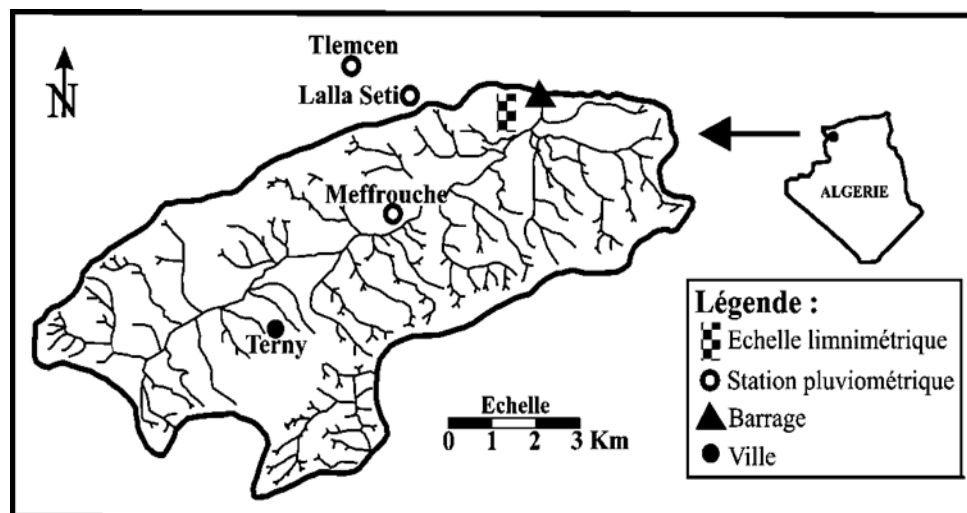


Figure II.1 : Situation géographique du bassin versant de Meffrouche

II. Caractéristiques géométriques du bassin versant Meffrouche :

Les paramètres physiques d'un bassin versant sont indispensables lors d'une étude hydrologique de ce dernier. Un bassin versant est l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface.

II. 1. La forme :

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de temps de concentration. En revanche, les bassins en forme d'éventail, présentant un temps de concentration plus court, auront les plus forts débits de

pointe. Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple l'indice de compacité de Gravelius (1914) K_G , défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface :

$$K_G = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (1)$$

K_c : Coefficient de compacité

P: Périmètre du bassin (Km);

A : La superficie du bassin (Km²);

$$K_c = 1,37$$

$K_c > 1,128$, Cette valeur traduit un allongement du bassin versant (forme rectangulaire) et le développement d'une érosion linéaire.

Le rectangle équivalent :

Partant du coefficient de Gravelius, il est possible suivant la méthode de Roche d'établir un rectangle équivalent ;

- La longueur :

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right]$$

$$L = 18,28 \text{ km}$$

- La largeur :

$$l = \frac{P}{2} - L$$

$$l = 5,07 \text{ km}$$

II. 2. Le relief :

II. 2. 1. La courbe hypsométrique :

La courbe hypsométrique (figure II.2) fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief (André Musy 1991). Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée.

Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude. Les courbes hypsométriques demeurent un outil pratique pour comparer plusieurs bassins entre eux ou les diverses sections d'un seul bassin. Elles peuvent en outre

servir à la détermination de la pluie moyenne sur un bassin versant et donnent des indications quant au comportement hydrologique et hydraulique du bassin et de son système de drainage.

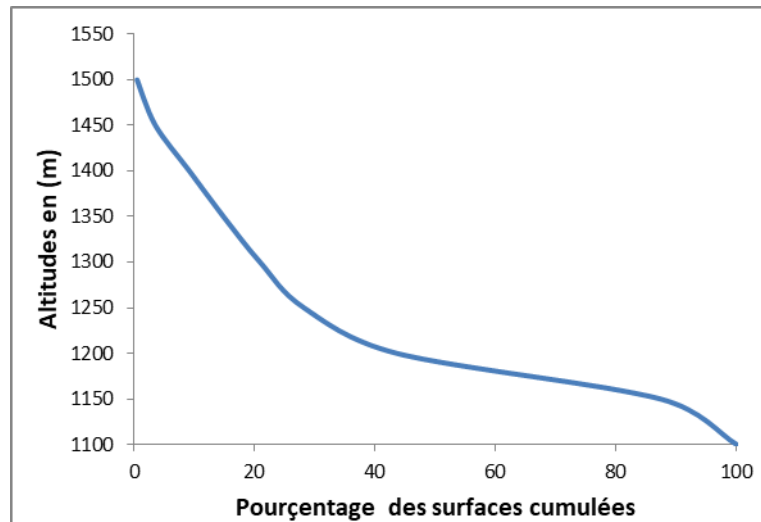


Figure II.2. : Courbe hypsométrique du bassin Meffrouche.

La courbe hypsométrique du bassin d'étude est une courbe concave, cela explique que le bassin versant Meffrouche est en état de vieillesse ; ceci développe la lame d'eau ruisselée dans le bassin.

II. 2.2. Les altitudes caractéristiques

II.2.2.1. Les altitudes maximale et minimale

Elles sont obtenues directement à partir de cartes topographiques. L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin tandis que l'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire. Ces deux données deviennent surtout importantes lors du développement de certaines relations faisant intervenir des variables climatologiques telles que la température, la précipitation et le couvert neigeux. Elles déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente. L'altitude maximale est $H_{\max}=1540\text{m}$; et l'altitude minimale est $H_{\min}=1100\text{m}$.

II.2.2.2. L'altitude moyenne

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

$$H_{\text{moy}} = \sum \frac{A_i \cdot h_i}{A}$$

$$H_{\text{moy}} = 1304,5 \text{ m}$$

H_{moy} : altitude moyenne du bassin [m] ;

A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau en km^2 ;

h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau en m ;

A : superficie totale du bassin versant en km^2 ;

L'altitude moyenne est peu représentative de la réalité. Toutefois, elle est parfois utilisée dans l'évaluation de certains paramètres hydrométéorologiques ou dans la mise en œuvre de modèles hydrologiques.

Tableau II.1. : Surfaces cumulées en fonction des tranches d'altitudes.

Tranches d'altitudes	Surfaces en (Km^2)	Surfaces cumulées (km^2)	Pourcentages de surfaces	Pourcentages de surfaces cumulées
1500-1450	2.642	2.642	3.73	3.73
1450-1400	4.685	7.327	5.45	9.18
1400-1350	4.847	12.174	5.64	14.82
1350-1300	5.23	17,4	6.08	20.9
1300-1250	6.265	23,669	7.29	28.19
1250-1200	23.382	47.05	15.45	43.64
1200-1150	34.78	81,83	43.72	87.36
1150-1100	10.862	92,69	12.63	99.99

II.2.3. La pente :

La pente moyenne d'un bassin est le rapport entre la différence d'élévation maximale mesurée entre le point le plus haut du bassin et l'embouchure de la rivière principale, et la moitié du périmètre du bassin.

La différence d'élévation est : $H = 1540 - 1100 = 440 \text{ m}$

$$I_m = \frac{2H}{P}$$

$$I_m = 18,84 \text{ m/km}$$

III. Le réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Le réseau hydrographique peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux.

La géologie : par sa plus ou moins grande sensibilité à l'érosion, la nature du substratum influence la forme du réseau hydrographique. Le réseau de drainage n'est habituellement pas le même dans une région où prédominent les roches sédimentaires, par comparaison à des roches ignées (i.e. des "roches de feu" dénommées ainsi car ces roches proviennent du refroidissement du magma). La structure de la roche, sa forme, les failles, les plissements, forcent le courant à changer de direction.

Le climat : le réseau hydrographique est dense dans les régions montagneuses très humides et tend à disparaître dans les régions désertiques.

La pente du terrain : détermine si les cours d'eau sont en phase érosive ou sédimentaire. Dans les zones plus élevées, les cours d'eau participent souvent à l'érosion de la roche sur laquelle ils s'écoulent. Au contraire, en plaine, les cours d'eau s'écoulent sur un lit où la sédimentation prédomine.

La présence humaine : le drainage des terres agricoles, la construction de barrages, l'endiguement, la protection des berges et la correction des cours d'eau modifient continuellement le tracé originel du réseau hydrographique.

III.1. Définition du réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique est composé d'un cours d'eau principal et une série de tributaires dont les ramifications s'étendent vers les parties les plus hautes du bassin versant. Il existe plusieurs méthodes de classification du réseau hydrographique, dans cette étude on a utilisé la méthode de (Strahler 1957).

Tableau II.2. : Estimation des talwegs dans le bassin Meffrouche

Ordre	Nombre	Longueur (km)	Longueur moyenne (km)
1	381	86.2	0.22
2	103	62.8	0.61
3	27	42.5	1.57
4	7	14.5	2.07
5	2	9	4.5
6	1	1.2	1.2
Total	521	216.2	10.17

III.1.1 .Profil longitudinal du cours d'eau principal :

On a l'habitude de représenter graphiquement la variation altimétrique du fond du cours d'eau en fonction de la distance à l'émissaire. Cette représentation devient intéressante lorsque l'on reporte les cours d'eau secondaires d'un bassin versant qu'il est alors facile de comparer entre eux et au cours d'eau principal. Notons qu'il est d'usage d'utiliser un graphisme différent lorsque les affluents sont en rive gauche ou droite de la rivière dont ils sont tributaires. Le profil en long d'un cours d'eau permet de définir sa pente moyenne.

III.1.2. La pente moyenne du cours d'eau principal :

Il existe certaines méthodes pour calculer la pente moyenne d'un cours d'eau : par exemple celle qui consiste à assimiler la pente moyenne à la pente de la droite tracée entre les points situés à 15% et 90% de distance à partir de l'exutoire, suivant le cours d'eau principal Benson (1959) ; ou encore, comme le préconise Linsley (1982), on prendra la pente de la ligne, tracée depuis l'exutoire, dont la surface délimitée est identique à la surface sous le profil en long

Le calcul des pentes moyennes et partielles de cours d'eau s'effectue à partir du profil longitudinal du cours d'eau principal et de ses affluents. La méthode la plus fréquemment utilisée pour calculer la pente longitudinale du cours d'eau consiste à diviser la différence d'altitude entre les points extrêmes du profil par la longueur totale du cours d'eau.

$$P_{\text{moy}} = \frac{\Delta \square}{L}$$

$$P_{\text{moy}} = 0.0063$$

Où :

P_{moy} : pente moyenne du cours d'eau [m/km] ;

$\Delta \square$: Dénivellation maximale de la rivière [m] (différence d'altitude entre le point le plus éloigné et l'émissaire) ;

L : longueur du cours d'eau principal [km].

III.2. Degré de développement du réseau hydrographique :

$$R_L = \frac{L_{n+1}}{L_n}$$

$$R_L = 1.82$$

III.2.1. Densité hydrographique :

La densité hydrographique représente le nombre de canaux d'écoulement par unité de surface.

$$F = \frac{\sum N_i}{A}$$

N_i : Le nombre de vecteurs d'ordre i

A : La surface du bassin (km^2)

$$F = 6.06 \text{ km}^{-2}$$

III.2.2. Densité de drainage :

La densité de drainage, introduite par Horton, est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A}$$

$$D_d = 2.48 \text{ km}^{-1}$$

D_d : densité de drainage [km/km^2] ;

L_i : longueur de cours d'eau [km] ;

A : surface du bassin versant [km^2].

La densité de drainage dépend de la géologie (structure et lithologie) des caractéristiques topographiques du bassin versant et, dans une certaine mesure, des conditions climatologiques et anthropiques.

III.2.3. Le rapport de confluence :

Le rapport de confluence est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. Il varie suivant l'ordre considéré. C'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre. Selon Strahler (1964), le rapport de

bifurcation varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence. Sur la base de la classification des cours d'eau, Horton (1932) et Schumm (1956) ont établi différentes lois :

$$\text{(Rapport de bifurcation)} \quad R_b = \frac{N_i}{N_{i+1}}$$

$$\text{(Rapport de longueur)} \quad R_L = \frac{L_{n+1}}{L_n}$$

R_b : rapport de confluence (bifurcation) des cours d'eau ;

R_L : rapport des longueurs des cours d'eau ;

RA : rapport des aires des cours d'eau ;

i : ordre d'un cours d'eau i varie entre 1 et w (w est l'ordre du cours d'eau principal, classification selon Strahler) ;

N_i : nombre des cours d'eau d'ordre i ;

N_{i+1} : nombre des cours d'eau d'ordre suivant ;

L_i : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre i ;

Tableau II.3. : Rapports de longueurs et de bifurcations du réseau hydrographique

Nombre d'ordre	Rapports de bifurcation	Longueur moyenne en (km)	Rapports de longueur
$N_1 = 381$	3.7	$N_1 = 0.22$	2.77
$N_2 = 103$	3.81	$N_2 = 0.61$	2.57
$N_3 = 27$	3.85	$N_3 = 1.57$	1.31
$N_4 = 7$	3.5	$N_4 = 2.07$	2.17
$N_5 = 2$	2	$N_5 = 4.5$	3.15
$N_6 = 1$	-	$N_6 = 14.2$	-
Moyenne	3.72	-	2.39

III.2.4. Le coefficient d'allongement:

Le coefficient d'allongement est donné par la relation suivante :

$$E = 2 \frac{\sqrt{\frac{A}{3,14}}}{L_0}$$

$$L_0 = \sum \frac{L_i}{N}$$

L_i : Représente la longueur des talwegs ;

N : le nombre d'ordre est 6 ;

$$E = 6.17$$

VI. Caractéristiques agro-pédo-géologiques :

VI.1. Géologie de la région :

Pour l'étude géologique (figure 3), nous nous sommes référés aux travaux de (Benest 1999 et al, Hayane 1983). La série litho stratigraphique est constituée surtout par le secondaire, le tertiaire et le quaternaire. La zone étudiée comprend deux grandes parties :

- Au Nord : Le miocène et le quaternaire ont contribué au remplissage de la dépression existante.
 - Au sud et à l'est : Des terrains jurassiques affleurent dans des massifs montagneux.
- a) **Le secondaire:** La plupart des terrains formant la région dont l'âge secondaire, l'ossature est représenté par le jurassique supérieur.
- Les dolomies de Terni : Ce sont des dolomies cristallines à cryptocristallines montrant des passés riches en laminâtes avec de nombreuses stratifications obliques. Elles ont une forme de falaises d'aspect ruiniforme qui forment les sommets de Djebel Nador, elles affleurent bien dans toute la cuvette de Terni et près du barrage de Meffrouche.
 - Les marno-calcaires : Cette formation affleure uniquement à l'Est de Terni et près du barrage, seule leur base calcaire est conservée, elle comprend une alternance de marnes et de calcaires.

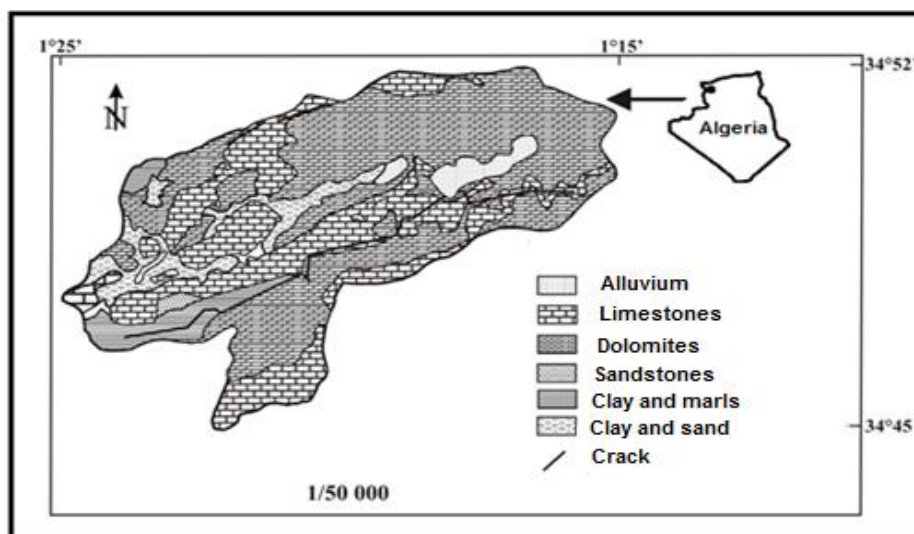


Figure II.3. : Carte géologique de la région Meffrouche

- b) **Le tertiaire** : Les formations à l'âge tertiaire sont essentiellement des dépôts marins : Le totronien est représenté par des grès fissurés, ils sont dur et mal liés et peuvent avoir des faciès différents. Ils affleurent près de Terni sous forme d'argile sableuse.
- c) **Le Quaternaire** : Il correspond à des dépôts non consolidés et des travertins friables riches en débris végétaux. Les plus importants sont ceux de Tlemcen (les cascades), de l'Oued Meffrouche et ceux du plateau de Lala Setti.

VI.2. Pédologie de la région :

Le sol est défini comme étant la couche superficielle qui couvre la roche mère. Il se développe en fonction de la nature de cette dernière, de la topographie et des caractéristiques du climat.

Le sol est le résultat de la transformation d'une roche mère sous l'influence des facteurs physiques, chimique et biologiques.

Dans la région de Meffrouche, la nature de la roche mère permet de distinguer deux grands types de sols :

- Les sols rouges méditerranéens formés sur le calcaire ou la dolomie.
- Les sols typiquement lessivés ou même les sols podzoliques que l'on trouve sur les grès séquanais.

a- Les sols rouges méditerranéens : Ce type de sol très important en raison de la grande extension des formations calcaires dans cette région, apparaît lié à la présence d'une roche mère calcaire ou dolomitique dure, compacte, bien cristallisée et dont le mode d'altération a imprimé le paysage d'un faciès typique.

On le trouve formé aussi bien en position de plateau qu'en position de pente. Les plus beaux exemples et les plus complets se trouvent sous couvert forestier (forêt de pins).

b- Les sols lessivés podzoliques : La perméabilité de la roche mère liée à la présence d'un humus acide, a favorisé le développement de sols dans lesquels le lessivage est plus exalté. Ces sols sont en général assez peu profonds.

VII. Etude du climat :

La fraction hydro-climatique est primordiale en ce qui concerne le comportement hydrologique des cours d'eau. En Algérie les pluies qui tombent étant pour la plupart d'origine orographique, la tranche annuelle augmente dans une région donnée avec l'altitude, les isohyètes y suivent donc en gros les courbes de niveau (Belloum 1993) ; avec des rapports de concentrations pluviales en saisons pluvieuses importants. Autrement dit, si les précipitations

sont concentrées en une seule saison, elles ont dans la plupart des cas une forme d'averses violentes et torrentielles ayant une incidence érosive déterminante (Fournier, 1960).

Ce sont les précipitations, surtout liquides, qui constituent le facteur essentiel intervenant par :

- Leur hauteur totale annuelle qui détermine l'abondance fluviale,
- Leur répartition mensuelle et saisonnière qui influence directement les régimes hydrologiques,
- Leurs totaux journaliers et surtout les averses génératrices de crues. (Bouanani, 2004).

VII.1. Etude des précipitations :

La pluviométrie est un paramètre de base pour chaque recherche hydrologique d'un bassin donné, en Algérie l'étude des précipitations a été élaborée par plusieurs auteurs. La répartition spatiale des précipitations est caractérisée par un gradient Nord-Sud bien marqué et un gradient Est-Ouest plus faible (M.Chaumont et C.Paquin, 1971, ANRH, 1993 et Touazi, 2001).

A partir de mesures des précipitations effectuées par l'ANRH (Agence national des ressources hydriques), nous avons travaillé sur une période de 43 ans de mesures. Pour le traitement des données ; on a réalisé les répartitions annuelles saisonnières et mensuelles de toute la série.

VII.1.1 Répartition annuelle :

Les variations de la pluviométrie moyenne annuelle à la station de Meffrouche (Fig. II. 1), montrent des alternances de périodes relativement peu pluvieuses avec des périodes plus pluvieuses, avec une moyenne égale à 570.41 mm.

Le maximum est enregistré durant la période 2012-2013 avec 1144.90 mm.

Le minimum est enregistré durant la période 1983-1984 avec 246.00 mm.

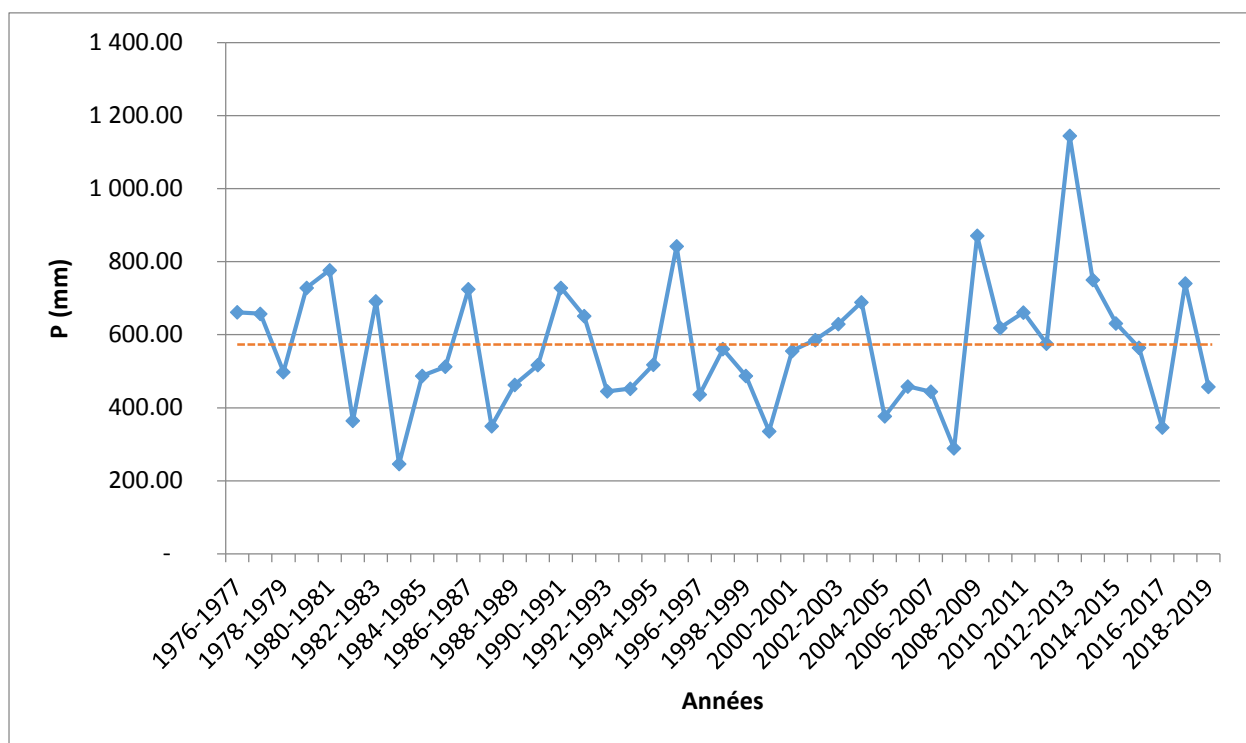


Figure II.4. : Répartition interannuelles des précipitations (1976-2019).

VII.1.2 Répartition mensuelle et saisonnière des précipitations :

Les valeurs moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1976-2019), traduisent nettement des variations mensuelles de la distribution des précipitations à l'échelle annuelle.

La figure (II.5) montre que les mois de Novembre ET Décembre sont les plus pluvieux on assiste à une diminution importante avec le minimale est observé en mois de juillet. La répartition des précipitations mensuelles est récapitulée dans le tableau (II.4).

Tableau II.4 : Précipitations moyennes mensuelles de la station Meffrouche (1976- 2019)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	JT	A
P (mm)	26.07	52.35	87.51	85.91	71.26	74.23	68.13	76.43	44.91	11.02	1.18	5.97

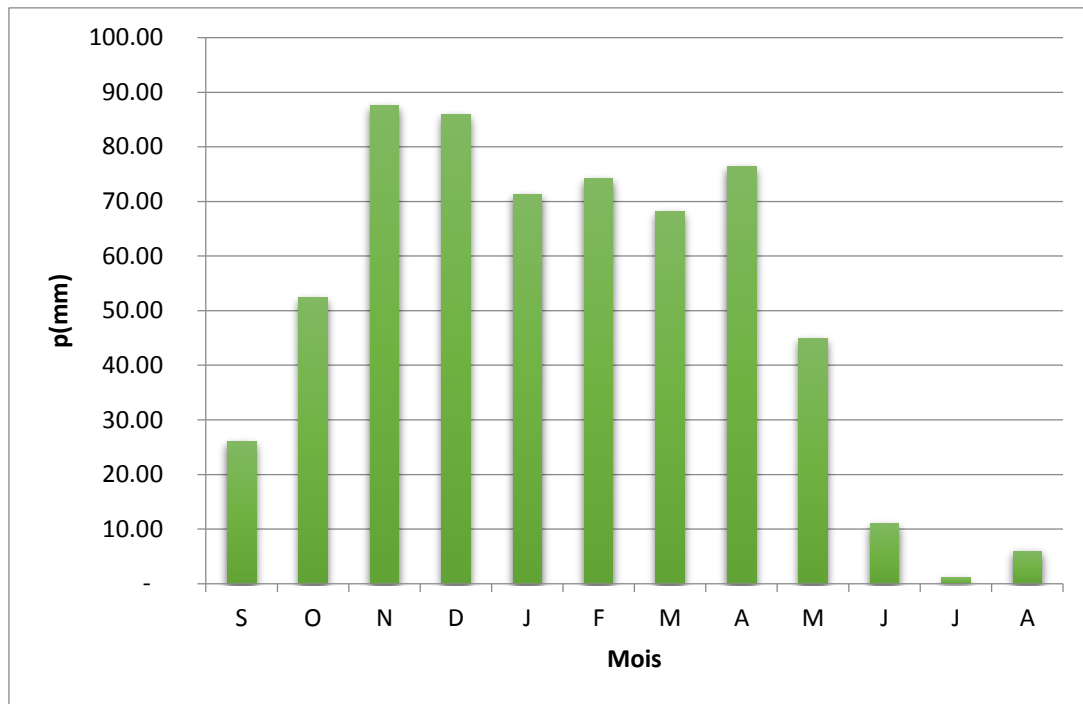


Figure II.5 : Précipitations mensuelles (1976-2019).

L'évolution moyenne saisonnière des précipitations (1976-2020), dénote que la période sèche correspond à la saison d'été (juin, juillet, aout), où le déficit pluviométrique est bien marqué. La période humide concorde surtout à partir de la deuxième moitié de l'automne suivi d'un hiver et un printemps très humide. A partir de la figure II.6 on enregistre les valeurs maximales en hiver et au printemps respectivement (231.4 mm) et (189.47 mm).

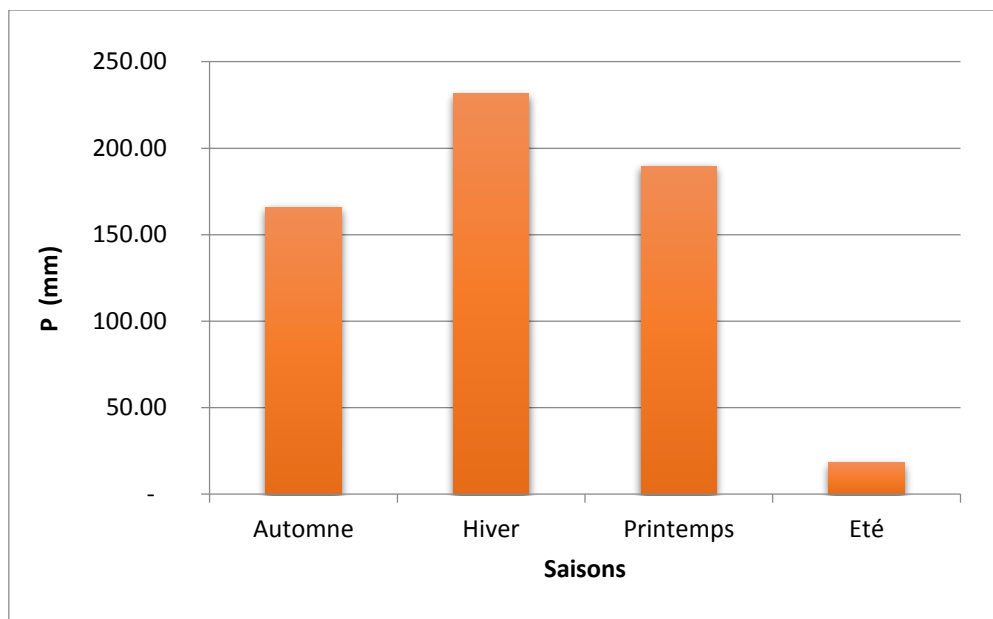


Figure II.6 : Précipitations saisonnières (1976-2019)

Tableau II.5. : Répartition saisonnières des précipitations (1976-2019)

	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Précipitations (mm)	165.93	231.4	189.47	18.17

VII. 3. Etude de la température :

Concernant le climat algérien, le pays se compose de différents climats très variés selon les régions. On y trouve notamment des climats chauds et secs dans le Sahara mais aussi un climat plus doux, méditerranéen au Nord.

Le climat méditerranéen

Au Nord du pays se trouve un climat de type méditerranéen. Le littoral ainsi que l'Atlas tellien sont concernés. Les étés sont chauds et secs, alors que les hivers sont doux et secs.

Le climat semi-aride

Au centre du pays, sur les hauts plateaux, règne un climat semi-aride. Les pluies annuelles s'élèvent entre 100 et 400 mm à l'année, et se concentrent en hiver.

Le climat désertique

Dans le désert du Sahara, le climat est chaud et sec. Les pluies annuelles sont nulles et les températures du jour extrêmement hautes (40°C) contrairement aux températures nocturnes très différentes (moins de 5°C).

VII. 3.1. Etude des températures :

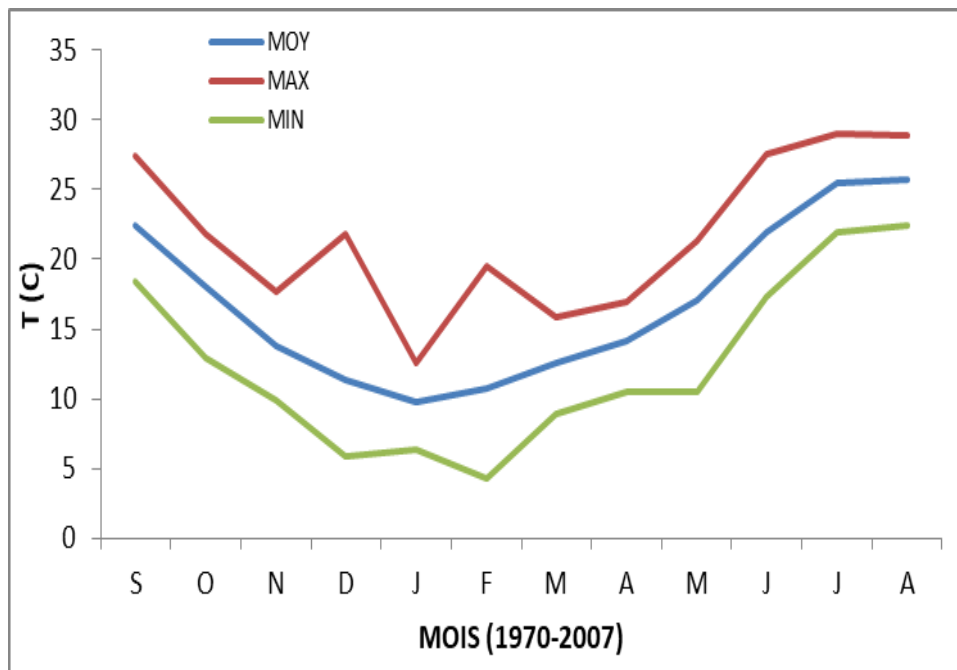
La température de l'atmosphère serait maximale près du sol et décroît de manière monotone en fonction de l'altitude, elle régit directement avec les autres facteurs météorologiques (insolation, vitesse et turbulence du vent, précipitations) et biogéographiques, le phénomène d'évapotranspiration et déficit d'écoulement annuel et saisonnier.

Les observations thermiques mensuelles recueillies par l'ANRH pour une durée de 37 ans de mesures sont représentés dans La figure (II.7).

Le tableau (II.6) illustre les températures mensuelles (1970-2007) avec leurs paramètres statistiques.

Tableau II.6. : Températures moyennes maximales et minimales (1970-2010).

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moyenn e
Moyen	22, 4	18, 1	13, 8	11, 4	9,7 5	10, 8	13	14, 1	17	2 2	25, 5	25, 8	17
Max.	27, 4	21, 8	17, 6	21, 8	12, 6	19, 5	31, 2	17	21, 3	2 8	29	29	
Min.	18, 5	13	10	6	6,3	4,2 3	8,9 3	10, 5	10, 4	1 7	22	22, 5	

**Figure II.7. :** Variations moyennes mensuelles des températures (1970-2007).

La figure (II.7) montre la variation des températures mensuelles, on remarque qu'à partir du mois de septembre les températures commencent à baisser jusqu'à arriver à atteindre le minimum au mois de janvier. La surcroissance de la courbe commence en mois de Février jusqu'à atteindre le pic habituel aux mois de Juillet et Aout.

La courbe des moyennes possède une certaine linéarité par rapport aux courbes des maximales et minimales, dont les fluctuations commencent à partir du mois de Décembre jusqu'au

mois de Mars. A partir de ces basculements on déduit que notre série de données possède des irrégularités climatiques.

Conclusion :

Dans ce chapitre nous avons essayé de présenter les grands traits du bassin versant d'el Meffroch et qui ont une influence sur l'écoulement d'une manière générale soit souterraine ou de surface.

La valeur de l'indice de compacité permet d'affirmer que Meffroch présente dans l'ensemble une forme allongé favorise ce phénomène est lié à la notion du temps de concentration

CHAPITRE III

Modélisation

I. Introduction :

L'envasement des barrages n'est qu'une des raisons des pertes de sols des versants en amont des infrastructures, transportées par les cours d'eau. Il existe une corrélation entre la lithologie et les formes d'érosion. A chaque forme d'érosion peut être associée une concentration moyenne des charges en suspension Demmak (1982). Les dégradations spécifiques dans les régions du Maghreb septentrional sont estimées entre 1000 et 5000 t.km⁻² par an Walling (1984). En Algérie, les pertes en terre sont évaluées à 120 millions de tonnes par an Hadjaj (1997). Le processus du transport des matières solides en suspension dans les bassins versants est complexe. Il se fait principalement en période de crue et étroitement lié à l'intensité des précipitations. Le taux du transport solide est très élevé dans les cours d'eau Algériens, 1330 t.km⁻².an⁻¹ à Oued Sebdou Nord-Ouest algérien Ghenim (2007), la Tafna 150 t.km⁻².an⁻¹ Sogreah (1967), Oueds Mazafran, cotier Algérois 1610 t.km⁻².an⁻¹ Bouroba (1997), l'Isser Lakhdaria 2300 t.km⁻².an⁻¹, Oued Mouilah 126 t.km⁻².an⁻¹ Terfous et al., (2001).

La recherche de modèles reliant les paramètres hydro climatiques, précipitations, écoulement et/ou transport de matériaux solides en zones arides ou semi-arides a fait l'objet de nombreuses études. On peut citer les travaux de Meddi (1992), Megnounif et al., (2003), Megnounif (2007), Terfous et al., (2001 et 2003), Achite (2002, 2004 et 2005), Touaibia et al., (2001), Elhacene (2009 et 2012), Yles et Bouanani (2012), Bouanani et al., (2013), El Amin Cherif et al., (2009) qui mettent en évidence des relations susceptibles d'être appliquées à des régions ou à des bassins versants. Seulement les mesures, sont rares, incomplètes ou inexistantes. Dans ce travail, les mesures des paramètres hydrométriques (hauteurs d'eau, débit liquide et concentration des matières en suspension à la station qui se situe en amont du barrage) ont été utilisées pour la quantification et la modélisation du transport solide.

II. Données et méthodes :

Cette étude est basée sur les valeurs instantanées des concentrations (C) de matières en suspension et des débits liquides (Q_L) mesurées par l'ANRH durant la période 1990 -2010 au niveau de la station hydrométrique de Sidi Hafif (X= 133,250 ; Y=177,900 ; Z= 1134m), située à l'amont du barrage de Meffrouche. Les valeurs des débits liquides sont obtenues à partir de la courbe de tarage sur la base de lecture sur une échelle limnimétrique. Par Ailleurs l'échantillonnage des matières en suspension s'effectue par le mode suivant : A chaque lecture de

hauteur d'eau on prélève un échantillon d'eau chargé dans un flacon en plastique à 30 cm à partir de la rive, et sur une profondeur de 20 cm. Les échantillons prélevés sont stockés dans une glacière à 4°C ; puis ramenés au laboratoire.

L'analyse des échantillons se fait par filtration sur un papier filtre d'une porosité de 10µm, puis ces matières sont séchées à l'étuve à 105°C durant 30 min. Ramenée à l'unité de volume 1 litre, cette charge est attribuée à la concentration en suspension instantanée véhiculée par le cours d'eau et ses affluents en g.L⁻¹. Les prélèvements sont effectués un jour sur deux, mais lors des crues l'écart de prise est réduit jusqu'à 15 minutes.

Le débit solide est déduit en utilisant la relation classique :

$$Q_S = C Q_L \quad (1)$$

Où :

Q_S : représente le débit solide mesuré (kg.s⁻¹) ;

C : la concentration des matières en suspension (g.L⁻¹) ;

Q_L : la valeur du débit liquide (m³.s⁻¹)

L'apport solide en suspension A_S est calculé par l'intégration du produit du débit solide en suspension dans le temps. En considérant la variation linéaire du débit solide dans le temps, l'apport solide moyen pour la période entre les temps t_i et t_{i+1} est donné par la relation :

$$A_S = \sum_1^N (t_{i+1} - t_i) Q_i C_i \quad (2)$$

La somme arithmétique des apports solides élémentaires pendant une période donnée (mois, saison, année et crue) donnera l'apport solide de cette période. Le tonnage spécifique ou l'apport spécifique exprimé en tonne par kilomètre carré (t.km⁻².an⁻¹), est obtenu en divisant l'apport total annuel par la surface du bassin versant.

De même l'apport liquide exprimé en (Hm³) correspondant est donné par la relation :

$$A_L = \sum_1^N (t_{i+1} - t_i) Q_i \quad (3)$$

La concentration des sédiments en suspension C et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle puissance $Y=aX^b$ Wood (1977), Walling et Webb (1981), Etchanchu et Probst (1986) :

$$C = a Q_L^{b-1} \quad (4)$$

Une autre relation empirique, communément appelée courbe du transport solide Cambell *et al.*, (1940), Crawford (1991), lie le débit solide au débit liquide :

$$Q_S = aQ_L^b \quad (5)$$

Proposée par Kennedy (1895 in Lefort 1992), la relation puissance qui relie le débit solide au débit liquide (où les paramètres a et b sont des coefficients) a été vérifiée pour la plupart des cours d'eau dans le monde. L'exposant b, fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins-versants Probst (1986), Vivian (1980) ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau Kattan *et al.*, (1987) varie généralement entre 1 et 2.

III. Résultats et discussions

III.1 Echelle instantanée

Pour une période allant de (1990-2010), nous avons analysé 752 couples (débit liquide ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) - débit solide ($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$) avec des données mesurées instantanément en période d'écoulement au niveau de l'Oued Nachef. L'analyse graphique de la (Fig.III.1) montre une bonne relation en puissance liant le débit liquide ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et le débit solide en ($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$), avec un coefficient de détermination de 0,81. Le nuage de point est bien réparti autour de la droite de régression. Une première analyse graphique, montre qu'à de très faibles débits liquides inférieurs ou égales à $0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ correspondent de faibles débits solides variant de $0,0001 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ à $0,1 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$. On reste toujours dans l'intervalle des débits estivaux. Pour des débits de $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ on a un étalage de débits solides entre $0,005 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ et $2 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$.

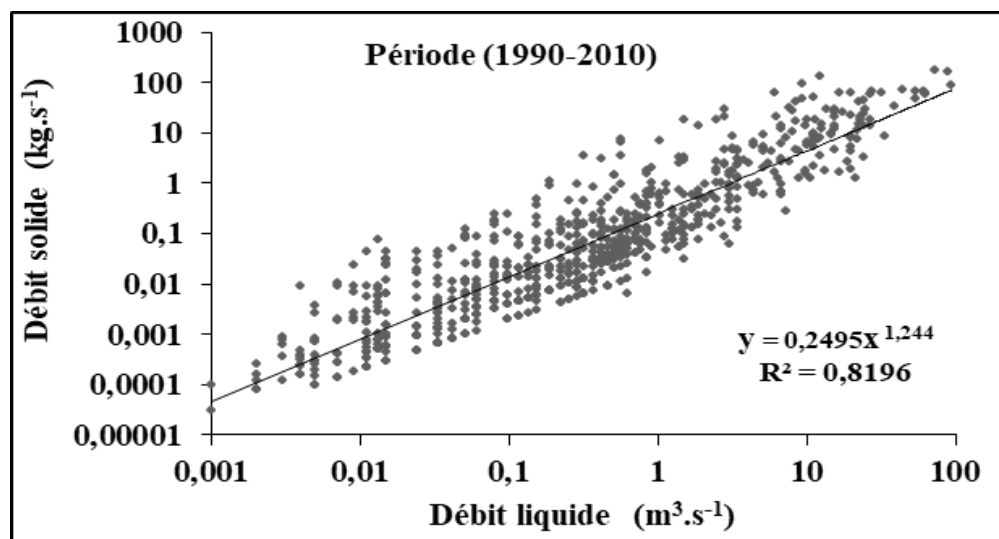


Figure III.1 : Relation entre débits solides et les débits liquides instantanés (1990-2010).

Une deuxième analyse montre que pour des valeurs de débits liquides entre $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, les valeurs des débits solides oscillent entre $0,5 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ et $100 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$. Les valeurs des paramètres a et b de la relation (5) (Tableau II) indiquent que le paramètre a (0,245) est proche de celui des Oueds Sebdu et Sikkak respectivement de 0,266 et 0,293 Bouanani (2004).

Tableau III.1 : Paramètres de a et b pour de quelques bassins du nord-ouest Algérien.

Bassin versant	a	b	auteurs
Oued Cheliff	1,62	1,44	Bouchelkia 2009
Oued Mekerra	5,71	1,30	Cherif A. 2009
Oued Mouillah	0,4	1,70	Terfous et al. 2001
Oued Isser	0,32	1,76	Bouanani 2004
Oued Sikkak	0,29	1,47	Bouanani et al. 2013
Oued Sebdu	0,268	1,64	Ghenim 2007
Oued Saida	2,36	1,63	Yles et al 2012
Oued Bellah	4,62	1,38	Elahcene et al 2012

L'exposant b de 1,244 est compris entre 1 et 1,5 ; une valeur proche de celles trouvées pour Oued Mekerra (1,31) El Amin Cherif (2009), et Oued Sikkak (1,47) Bouanani (2013).

III.2 Echelle annuelle :

Au pas de temps annuel (Tableau III.2), l'intensité pluviométrique joue un rôle primordial dans l'érosion des sols. En effet, une averse à courte durée mais à forte intensité peut provoquer une crue significative qui arrache une quantité importante de sols. Le modèle puissance utilisé pour chaque année de 1990 à 2010, donne des coefficients de corrélation très significatifs qui varient dans un intervalle de 58% en 2008-2009, année humide de la série, jusqu'à 97% (1999-2000) l'année la plus sèche de la série.

Tableau III.2 : Relation débit solide- débits liquide annuel et apports liquides et solides (1990- 2010).

Année	P (mm)	La	L'hydraulicité	Q _s =aQ _l ^b	R ²	AL	As	Ass	
		Pluviosité		K _p		K _i	a	b	
1990-1991	731,2	1,32	4,75	0,406	1,25	0,93	7,87	12767,16	143,45
1991-1992	661,5	1,19	0,72	0,136	1,25	0,9	1,70	895,67	10,06
1992-1993	444,8	0,80	1,02	0,151	1,32	0,92	1,69	1759,78	19,77
1993-1994	450,2	0,81	0,89	0,21	1,42	0,95	1,85	2986,97	33,56
1994-1995	518,4	0,93	2,52	0,09	1,45	0,94	4,56	5545,67	62,31
1995-1996	841	1,52	1,19	0,22	1,29	0,85	5,19	7207,69	80,98
1996-1997	426,3	0,77	0,02	0,056	0,85	0,68	0,12	20,427	0,229
1997-1998	560,2	1,01	0,07	0,23	1,22	0,74	0,40	290,68	3,266
1998-1999	474,6	0,85	1,03	0,143	1,4	0,95	3,13	4820,72	54,16
1999-2000	342,4	0,61	0,34	0,93	1,32	0,82	0,7	3227,84	36,26
2000-2001	567	1,02	0,91	0,156	1,3	0,8	3,22	4464,90	50,16
2001-2002	581,9	1,05	0,17	0,5	1,27	0,72	0,73	910,92	10,23

2002-2003	639,9	1,15	0,71	0,136	0,91	0,54	3,49	2552,8	28,68
2003-2004	693,5	1,25	0,44	0,12	1,02	0,82	1,51	593,34	6,66
2004-2005	392,7	0,71	0,05	0,06	0,97	0,9	0,36	17,291	0,194
2005-2006	467,6	0,84	0,11	0,17	1,21	0,75	0,65	432,34	4,857
2008-2009	875,7	1,58	2,57	0,44	1,06	0,7	11,39	13678,93	153,6
2009-2010	531,3	0,96	0,41	0,2	0,93	0,82	1,62	772,16	8,675
Moyenne	553,67	1,02	1	0,24	1,19	0,81	2,79	3496,96	39,29
Ecart-type	147,5	0,27	1,19	0,21	0,18	0,11	2,94	4113,7	46,22
C _v	0,26	0,26	1,19	1,13	0,15	0,13	1,05	1,17	1,17

Le facteur (a) explique l'état du sol d'un bassin d'une manière générale et son degré de saturation en particulier Benkhald (2003). D'après le tableau (III .2), ce facteur est réparti entre 0,056 et 0,93 ; il est fonction du coefficient de la pluviosité (Fig. 5) il atteint son max de 0,93 en 1999-2000 année la plus sèche. D'autre part il varie disproportionnellement avec l'hydraulicité lorsque cette dernière abouti à des valeurs extrêmes supérieures ou égales à 2,5. Il décroît à ces valeurs minimales. L'exposant b varie très peu, ses valeurs sont comprises entre 0,93 et 1,45, avec un coefficient de variation de 0,15. Ce paramètre est lié directement à la superficie de drainage, puisque notre bassin est en état de vieillesse ce paramètre est de ce fait modérément constant.

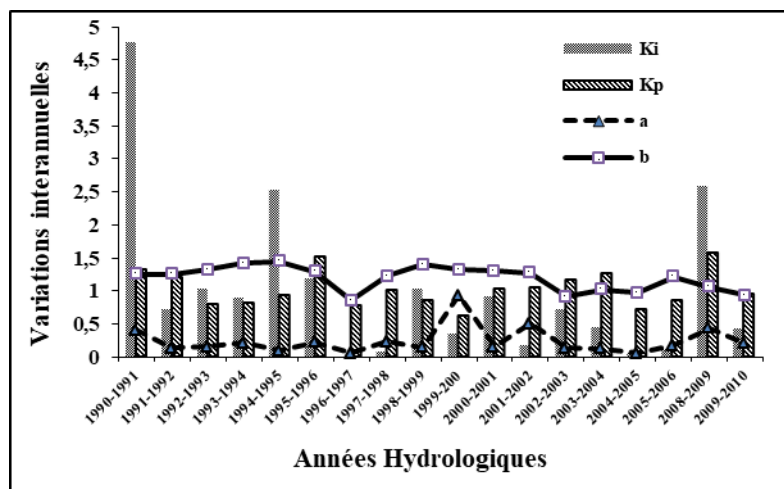


Figure III.2 : Variabilité interannuelle de l'hydraulicité k_i , pluviosité k_p , a et b (1990-2010).

Les apports liquides, solides et spécifiques interannuels dépendent essentiellement de la pluviométrie de l'année considérée. Les pics des apports enregistrés durant la période de mesure sont récapitulés dans le (Tableau III.3).

Tableau III.3 : Valeurs extrêmes des apports liquides et solides.

Année	Apport liquide (A_L) (Hm^3)	Apport solide (A_S) ($t.an^{-1}$)	Apport solide spécifique (A_{SS}) ($t.km^{-2}.an^{-1}$)
1990-1991	7,87	12767	143
1995-1997	5,16	7207	81
2008-2009	11,39	13680	153

Les valeurs du (Tableau III.3) dépassent 2 à 4 fois les moyennes interannuelles. La production des sédiments s'effectue en automne, le sol étant sec, un petit orage peut engendrer un transport. Au printemps le sol est suffisamment humide et le flux liquide bien que plus significatif engendre moins de transport solide. En effet il s'agirait de la reprise des sédiments déjà déposés lors des crues précédentes.

III. 3 Echelle saisonnière :

En utilisant la relation puissance reliant le débit liquide au débit solide $Q_S = aQ_L^b$ (tableau V et fig. 6) dans les études du bassin à l'échelle saisonnière durant la période (1990-2010), on arrive à la conclusion qu'il existe une bonne corrélation entre Q_S et Q_L pour les quatre saisons avec un coefficient de détermination variant entre 0,81 et 0,98.

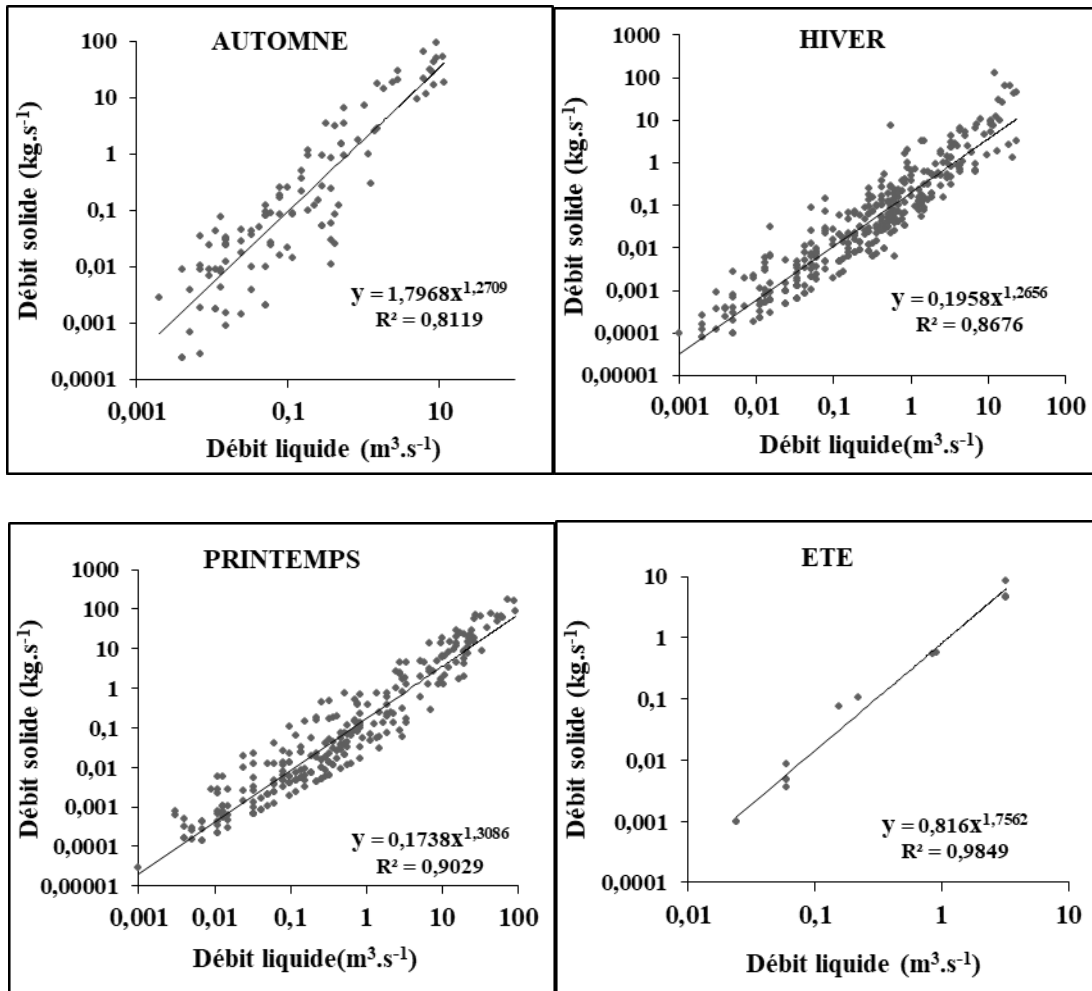


Figure III.3 : Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides instantanés (1990-2010).

Tableau III.4 : Relations entre débits solides et débits liquides (1990-2010).

Echelle temporelle	Relation	Coefficient de détermination R ²
Série complète	$Q_S = 0,249Q_L^{1,244}$	0,8196
Automne	$Q_S = 1,796Q_L^{1,27}$	0,8119
Hiver	$Q_S = 0,195Q_L^{1,26}$	0,8676
Printemps	$Q_S = 0,173Q_L^{1,308}$	0,9029
Eté	$Q_S = 0,816Q_L^{1,756}$	0,9849

En automne, le facteur a de 1,798 est plus élevé relativement aux autres saisons. L'exposant b de 1,27, associé à un débit solide maximal de $93,2 \text{ kg.s}^{-1}$ et un débit liquide de $9,32 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ le 29 septembre 2008 expliquent l'importance de la dynamique érosive dans cette saison (caractéristique des régions semi-arides). En effet, l'automne est une saison où le sol encore dépourvu de couverture végétale, reçoit des averses violentes permettant une érosion intense entraînant une concentration élevée de sédiments.

En hiver, le modèle indique une diminution des paramètres a et b , respectivement 0,195 et 1,26, cela explique qu'à de fortes valeurs de débits liquides sont associées de faibles valeurs de débits solides. Le débit solide maximal présente une valeur de $64,87 \text{ kg.s}^{-1}$ pour un débit liquide de $19,6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Cette période de l'année est caractérisée par le début de germination de la végétation et le commencement de la vidange des nappes à travers un grand nombre de sources.

Au printemps, l'exposant b de 1,31 présente une valeur moyenne par rapport aux autres saisons. Le facteur a de 0,173 est inférieur à celui de l'hiver. Ce qui indique la diminution de l'action érosive. Aussi, cette saison est connue par une couverture végétale maximale du sol. Les débits liquides au printemps sont supérieurs à ceux des autres saisons ceci provient d'un écoulement du au vidange maximum des nappes qui ont déjà commencé à s'alimenter à partir de l'hiver. Les débits liquides importants sont accompagnés de débits solides importants. La valeur maximale du débit solide enregistré est de $179,58 \text{ kg.s}^{-1}$ pour un débit liquide de $93 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ le 14 Mars 1991.

En été, le facteur a de 0,816 supérieur à celui de l'hiver et du printemps et b de 1,756 supérieur à celui des autres saisons, peuvent expliquer que le faible nombre d'averses d'été peuvent engendrer un transport en suspension remarquable. Le max du débit solide est de $8,6 \text{ kg.s}^{-1}$ pour un débit liquide de $3,21 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

IV. Bilan des apports saisonniers

Le bilan des apports liquides et solides est récapitulé dans le (Tableau VI) et présenté en (Fig. 7). Avec 1256 tonnes et 910 tonnes soit des taux de 38% et 28%, le printemps et l'automne présentent les taux les plus élevés des apports solides annuels et correspondent respectivement à un apport spécifique de $14,11 \text{ t.km}^{-2}\text{an}^{-1}$ et $10,22 \text{ t.km}^{-2}\text{an}^{-1}$. Le cumul de ces deux saisons représente plus que les 2/3 des apports solides annuels ; cela explique qu'en automne et après une longue période sèche d'été les premières pluies arrachent une très grande quantité des sols qui finit

par être transporté par les cours d'eau. Au printemps, le sol est déjà saturé cette saison marque les débits liquides les plus importants ; ce qui implique que le taux solide provient essentiellement de l'érosion des berges et des lits des cours d'eau. On enregistre en cette saison l'apport liquide maximum de $1,4 \text{ Hm}^3$ qui représente la moitié de l'apport annuel.

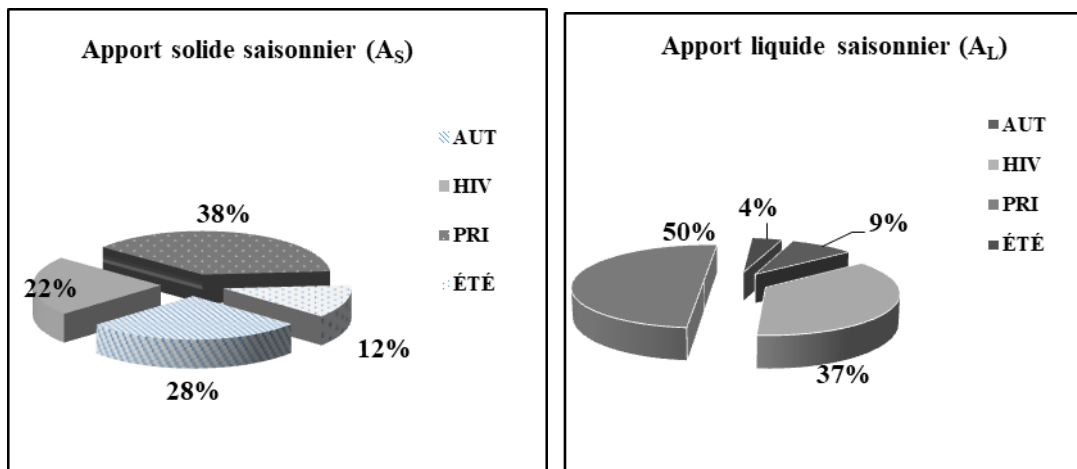


Figure III.4 : Répartition saisonnière des apports liquides et solides (1990-2010).

Tableau III.5 : Répartition saisonnière des apports liquides et solides et des dégradations spécifiques (1990-2010).

	Automne	Hiver	Printemps	Eté	Année
$A_L(\text{Hm}^3)$	0,25	1,02	1,4	0,11	2,78
$A_S(\text{t})$	910,19	731,33	1256,06	611,5	3509
$A_{ss} (\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1})$ 1)	10,22	8,21	14,11	6,87	39,42

En hiver, malgré l'accroissement de l'apport liquide de plus de 3 fois à celui de l'automne, le transport solide de 731 tonnes constitue 22% de l'apport annuel et un apport spécifique de $8,21 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. En effet, en hiver, le sol peut atteindre son taux de saturation, ce qui fait décroître le

taux d'érosion. La saison d'été ne représente que 12% du transport solide annuel, donnant un apport spécifique de $4,58 \text{ t.km}^{-2}\text{an}^{-1}$ et un apport solide de 407 tonnes. Cette quantité de transport solide est le résultat d'une ou deux averses estivales généralement très violentes.

V. Conclusion :

L'étude du transport solide en suspension dans le bassin versant du barrage Meffrouche, a été effectuée sur la base de mesures instantanées continues réalisées dans la station de Terni entre 1990 et 2010. En utilisant la relation puissance nous avons pu évaluer le transport des sédiments à différentes échelles temporelles. Les débits solides en suspension varient en fonction des débits liquides (données instantanées) suivant la forme $Q_S = 0,249Q_L^{1,244}$.

L'Automne et le printemps sont les saisons où le transport solide en suspension est le plus important. Le taux du transport solide fléchit en hiver et régresse à son minimum en été. L'oued Nachef apporte annuellement $2,77 \text{ Hm}^3$ d'eau avec un flux moyen de 3496 tonnes de sédiments en suspension, ce qui correspond à une dégradation spécifique de $39,42 \text{ t.km}^{-2}\text{an}^{-1}$, valeur nettement plus faible que celle trouvée pour les bassins voisins de la Tafna et les autres bassins Algériens. C'est un bassin essentiellement carbonaté en état de vieillesse mais il reste que les quantités transportées par l'oued sont trop variables d'une saison à l'autre. Durant l'année 2008-2009 on a enregistré un apport solide de 13678 t.an^{-1} et une dégradation spécifique de $153 \text{ t.km}^{-2}\text{an}^{-1}$.

CONCLUSION GENERALE

Dans ce travail qui nous a permis de mieux comprendre les phénomènes et les mécanismes entrants dans l'érosion et on a vu aussi quelques méthodes d'évaluation de l'érosion hydrique et ce qui nous a conduit à introduire le phénomène de transport solide où on a présenté quelques types (charriage, saltation, suspension) et quelques formules de calcul, et les processus mis en jeu dans le transport sédimentaire ainsi que des méthodes de défenses entre l'érosion et le transport solide. Suite à ça, on a présenté le bassin de Meffrouch, on a trouvé qu'il porte un indice de compacité 1,37 qui montre que notre bassin est allongé, l'altitude la plus fréquente est de 1000m.

Les valeurs de I_g de Meffrouch=18,84 de la végétation qui a une influence certaine sur l'écoulement fluvial de faible à très faible dans les bassins de Meffrouch .

Les cultures extensives occupent plus de la moitié de l'espace du bassin versant.

Le bassin de Meffrouch a une pluviométrie= 70,41mm.

Pour autre saison, on a trouvé que l'hiver est une période humide et que l'été est une période sèche, et ne présente pas une activité d'érosion.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOUANANI.A. 2004, Hydrologie, transport solide et modélisation Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie), thèse de doctorat, Univ de Tlemcen, Algérie.
- BOUGUERRA S.A., Quantification et modélisation du transport solide en climat semi-aride, cartographie du risque d'érosion hydrique au moyen d'un SIG : cas des deux bassins versants Oued Boukiou Et Oued Boumessaoud (N-W de L'Algérie), thèse doctorat université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen.
- KAZI TANI H.A., 2019, Estimation et modélisation des transports solides, utilisation du SIG pour la cartographie des zones a risque d'érosion hydrique. Application au bassin versant du barrage Meffrouche, thèse doctorat université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen.
- OULD KADDOUR R., 2018, Etude de la relation charge solide-débit liquide Oued Sikkak, mémoire master université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen.

Résumé :

L'Algérie fait partie des pays à climat semi-aride qui a connu les derniers temps une sécheresse due aux changements climatiques. L'érosion des sols est un phénomène qui permet l'enlèvement (détachement) des sédiments (sable, argile, roche) d'un endroit vers un autre au sein du bassin versant et les particules importantes qui vont finir à se déposer dans les retenues et les envaser.

Le transport solide constitue par son importance, un problème majeur en Algérie (dégradation des sols agricoles, alluvionères des retenues).

L'étude du transport solide permet d'évaluer les quantités des sédiments transportées par les oueds et de préciser la dynamique érosive du bassin et de comprendre le fonctionnement des bassins versants dans la production des sédiments.

Dans ce travail on s'est intéressé au transport solide du bassin versant Meffroch pour ce fait on a utilisé une série de précipitations (mensuelles et journalières maximales) du bassin versant d'el Meffroch recueillies à la station pluviométrique et on a cherché une courbe d'estimation en appliquant un modèle de puissance ($Q_s = CQI$), ce dernier nous a montré que la dynamique de l'érosion est constante, on a remarqué une variation de la morphologie et du couvert végétal du bassin, on a aussi trouvé que l'échelle saisonnière, ce modèle n'est pas représentatif pour le printemps, par contre avec la méthode nul il est représentatif.

Mots Clés : Mafroche, transport solide, érosion, étude pluviométrique, modèle de puissance, courbes, estimations,

Abstract :

Algeria is one of the countries with a semi-arid climate which has recently experienced drought due to climate change. Soil erosion is a phenomenon that allows the removal (detachment) of sediments (sand, clay, rock) from one place to another within the watershed and the large particles that will end up being deposited in the reservoirs and silt them up. Solid transport constitutes by its importance, a major problem in Algeria (degradation of agricultural soils, alluvium in reservoirs). The study of solid transport makes it possible to evaluate the quantities of sediment transported by the wadis and to specify the erosive dynamics of the basin and to understand the functioning of the watersheds in the production of sediments. In this work we were interested in the solid transport of the Meffroch watershed for this reason we used a series of precipitations (monthly and daily maximum) of the El Meffroch watershed collected at the pluviometric station and we looked for an estimation curve by applying a power model ($Q_s = CQI$), the latter showed us that the dynamics of the erosion is constant, we noticed a variation in the morphology and vegetation cover of the basin, we also found that the seasonal scale, this model is not representative for spring, on the other hand with the null method it is representative.

Keywords : Mafrouche, solid transport, erosion, rainfall study, power model, runs, estimates,

ملخص:

الجزائر هي واحدة من البلدان ذات المناخ شبه الجاف والتي شهدت مؤخرًا الجفاف بسبب تغير المناخ. تآكل التربة هو ظاهرة تسمح بإزالة (فصل) الرواسب (الرمل والطين والصخور) من مكان إلى آخر داخل مستجمعات المياه والجزئيات الكبيرة التي ستترسب في النهاية في الخزانات وتغمرها بالطين. يشكل النقل الصلب بأهميته مشكلة رئيسية في الجزائر (تدهور التربة الزراعية، الطمي في الخزانات). تتيح دراسة النقل الصلب تقييم كميات الرواسب التي تنقلها الوديان وتحديد ديناميكيات التآكل للحوض وفهم أداء مستجمعات المياه في إنتاج الرواسب. في هذا العمل، كنا مهتمين بالنقل الصلب لمستجمع مياه مفروش لهذا السبب استخدمنا سلسلة من الترسيبات (الحد الأقصى الشهري واليومي) لمستجمع مياه El Meffroch الذي تم جمعه في محطة pluviometric. بحثنا عن منحني تقدير من خلال تطبيق نموذج طاقة ($Q_s = CQI$)، أظهر لنا الأخير أن ديناميكيات التعرية ثابتة، لاحظنا الاختلاف في التشكل والغطاء النباتي للحوض، وجدنا أيضًا أن المقياس الموسمي، هذا النموذج لا يمثل الربيع، من ناحية أخرى مع الطريقة الفارغة فهي ممثلة.

الكلمات المفتاحية : المفروش، النقل الصلب، التعرية، دراسة هطول الأمطار، نموذج الطاقة، التشغيل، التقديرات.