

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE**

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique**

جامعة أبي بكر بلقايد - تلمسان -

Université Aboubakr Belkaïd – Tlemcen –  
Faculté de TECHNOLOGIE



**THESE**

Présentée pour l'obtention du **diplôme de DOCTORAT LMD**

**En : HYDRAULIQUE**

**Spécialité : Sciences de l'eau**

**Par : RABAH MOSBAH**

**Sujet**

**Étude et analyse des relations entre pluie, débit liquide et solide au sein du bassin versant de Oued Mazafran.**

Soutenue publiquement, le 10/07/2023 , devant le jury composé de :

Mr.	Professeur	Univ.	Président
Mr. BOUCHELKIA Hamid	Professeur	Univ. Tlemcen	Directeur de thèse
Mr. BELARBI FADILA	M. C. A.	Univ. Tlemcen	Co- Directeur de thèse
Mr.	Professeur	Univ.	Examineur
Mr.	Professeur	Univ.	Examineur

2022/2023

# Dédicaces

*Je dédie ce travail*

*A mes parents Hadj mosbah et Rebiha.*

*A mes frères M<sup>ca</sup> eleid , Mondji et Khaled.*

*A mes chères sœurs.*

*À ma chère femme, Fatima.*

*A mes amis.*

*Merci pour tous les sacrifices consentis par tous et chacun  
pour me permettre d'atteindre cette étape de ma vie.*

*Avec toute ma tendresse.*

*Cet humble geste comme preuve de reconnaissance.*

*Rabah Mosbah*

## REMERCIEMENT

Avant tout, je remercie **DIEU** qui a illuminé mon chemin et qui m'a armé de courage pour achever mes études.

Au terme de cette recherche, j'exprime toute ma gratitude, ma reconnaissance et mes sincères remerciements à tous ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce sujet de thèse.

J'exprime ma profonde reconnaissance et mes sincères remerciements à **Pr BOUCHELKIA Hamid**, Je lui suis également reconnaissant pour le temps conséquent qu'il m'a accordé, ses qualités pédagogiques et scientifiques, sa franchise et sa sympathie. J'ai beaucoup appris à ses côtés et je lui adresse ma gratitude pour tout cela.

J'adresse de chaleureux remerciements à mon Co-encadrant de thèse, **Mm BELARBI Fadila** de m'avoir orienté et dirigé par leurs conseils judicieux dans le but de mener à bien ce travail.

Je voudrais Un grand merci à **Mr Agustín Millarès**, pour son implication dans le projet. Il m'a beaucoup appris, j'ai apprécié son enthousiasme et sa sympathie. J'ai pris un grand plaisir à travailler avec lui. Je remercie **Pr. Lahcen Benaabidate** Professeur à l'Université de Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fez – Maroc, Pour leurs aides précieuses.

**Dr Kateb Zakaria** et **Dr Chikh hamza Abdessamad** pour leurs aides et la présence précieuse durant période de la thèse.

Ma gratitude va également aux membres du jury pour accepter de cette thèse de recherche et pour l'effort fourni afin de juger ce travail. Je lui exprime mon profond respect.

Je remercie enfin toutes les personnes intéressées par mon travail et j'espère qu'elles trouveront dans ce mémoire de thèse des informations utiles.

## **Résumé**

La perte de sol est un problème majeur pour la gestion des bassins versants dans les environnements semi-arides. Cette étude analyse les modèles de charges en suspension et quantifie les rendements spécifiques de sédiments dans un environnement semi-aride du bassin de l'oued Mazafran en Algérie centrale. Les résultats ont confirmé la saisonnalité du transport de sédiments en suspension dans le bassin, avec un rendement annuel moyen de  $17,52 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ . L'analyse de la variabilité de l'indice d'érosivité des précipitations a montré une forte corrélation avec l'indice de Fournier modifié (MFI) et une faible corrélation avec l'indice de concentration mensuel des précipitations (PCI). Une application d'une architecture de PMC pour la sur-prévision de la charge sédimentaire a donné des résultats satisfaisants avec une erreur relative inférieure à 0,1%.

## **Mots clés :**

Mazafran, Érosivité, apport, Précipitation, sédiment, saisonnalité, sédiments en suspension, Réseau de neurones artificiels.

## **Abstract**

This study analyzes the annual and seasonal models of suspended sediment loads and quantifies specific sediment yields in a semi-arid environment of the Mazafran watershed in central Algeria. The information obtained on water discharge and suspended sediment load, recorded over 19 years, was compared with precipitation data to establish relationships between driving agents and erosive processes. The specific sediment yield was estimated by evaluating the flow data curves under two identified response types. The results confirmed the seasonality of suspended sediment transport in the studied basin, which represents 56% of the estimated total suspended sediment load in winter. The average annual suspended sediment yield was estimated at  $17.52 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ . The results also showed that event type 2 dominates sediment production in the study area compared to event type 1. Analysis of the variability of the precipitation erosivity index showed a strong correlation between annual precipitation and the modified Fournier index (MFI) and a weak correlation with the monthly precipitation concentration index (PCI). Moreover, the spatial distribution of the modified Fournier index at the watershed scale showed the highest rainfall aggressiveness in the southern part of the study region for both event types, while rainfall aggressiveness was low to moderate in the rest of the study area. Applying a multilayer perceptron (MLP) architecture for sediment load over-prediction in the Mazafran watershed produced satisfactory prediction results for different input

parameters. The choice of hidden layer number, hidden neurons number, and iteration number is a key element for the proper functioning of the network. The selected combination defining the proper network functioning with a relative prediction error below 0.1% with two input neurons is an excellent result.

**Keywords:** Mazafran, Erosivity, inflows, Precipitation, sediment, seasonality, Artificial neural network.

## الملخص

يعد فقدان التربة مشكلة رئيسية لإدارة مستجمعات المياه في البيئات شبه القاحلة. الهدف من هذه الدراسة هو تحليل الأنماط السنوية والموسمية للأحمال المعلقة وتحديد حصائل الرواسب المحددة في بيئة شبه قاحلة لمستجمعات المياه مازافران في وسط الجزائر. تمت مواجهة المعلومات التي تم الحصول عليها لتصريف المياه وحمل الرواسب المعلقة ، والتي تم تسجيلها خلال 19 عامًا ، ببيانات هطول الأمطار من أجل إنشاء العلاقات بين عوامل التأثير وعمليات التآكل. تم تقدير إنتاجية الرواسب المحددة من خلال تقييم بيانات منحني التصنيف تحت نوعين من الاستجابات المحددة. أتاحت النتائج التي تم الحصول عليها تأكيد الموسمية على نقل الرواسب المعلقة في الحوض المدروس والذي يمثل 56% من إجمالي حمل الرواسب المعلق المقدر في فصل الشتاء. ويقدر المتوسط السنوي للرواسب العالقة بـ 17.52 طن/هكتار/سنة. أوضحت النتائج أن حدث النوع 2 يهيمن على إنتاج الرواسب في منطقة الدراسة مقارنة بالنوع الأول.

. أظهر تحليل تقليدية مؤشر التآكل الناجم عن هطول الأمطار أن هناك علاقة ارتباط قوية بين هطول الأمطار السنوي ومؤشر فورنييه المعدل (MFI) ، وارتباط ضعيف مع مؤشر تركيز الهطول الشهري (PCI). علاوة على ذلك ، أظهر التوزيع المكاني لمؤشر فورنييه المعدل على مقياس الحوض أعلى عدوانية لهطول الأمطار في الجزء الجنوبي من منطقة الدراسة لكلا النوعين من الأحداث ، بينما عدوانية التهطل منخفضة إلى معتدلة. في الجزء المتبقي من منطقة الدراسة. أدى تطبيق النموذج RNA (PMC) للتنبؤ بكمية حمل الرواسب في حوض مازافران إلى نتائج تنبؤ مرضية لمعلمة الإدخال المختلفة. يعد اختيار عدد الطبقات المخفية وعدد الخلايا العصبية المخفية وعدد التكرارات عنصرًا أساسيًا لعمل الشبكة بشكل صحيح. التركيبة المختارة التي تحدد الأداء السليم للشبكة بها خطأ نسبي في التنبؤ أقل من 0.1% مع اثنين من الخلايا العصبية المدخلة ، وهي نتيجة ممتازة.

**مفتاح الكلمات:** مازافران ، التعرية، المدخلات ، الأمطار ، الرواسب ، الموسمية ، الشبكة العصبية الاصطناعية.

## Liste des abréviations

MRE : Ministère ressource en eau. Algérie

EPIC: The erosion-productivity impact calculator

EUROSEM: The European Soil Erosion Model

ANRH : L'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques d'Algérie.

HR : humidité relative

MUSLE: The modified universal soil loss equation

R<sup>2</sup> : le coefficient de détermination

SSC : La concentration des sédiments en suspension.

SSY : Rendement spécifique des sédiments.

RNA : Réseau neurons artificiel.

RUSLE: The Revised Universal Soil Loss Equation

SWAT: soil and water assessment tools

USLE: The Universal Soil Loss Equation

WEPP: Water Erosion Prediction Project

MFI ; l'indice de Fournier Modifiée

PCI : l'indice de concentration mensuel des précipitations

PMC: Le perceptron multicouche

E<sub>app</sub> : Erreur d'apprentissage

## Liste des signes

P : précipitations (liquide et solide) [mm] ou [m<sup>3</sup>]

S : ressources disponibles à la fin de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm]

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm]

E : évaporation (y compris évapotranspiration)

S±ΔS : ressources accumulées à la fin de la période étudiée [mm]

As : Apport solide spécifique (tonne/km<sup>2</sup>/an)

α : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol

E : Ecoulement annuel (mm)

Tss : Transport solide spécifique moyen annuel (t/km<sup>2</sup>/an)

IL : Indice lithologique (%)

IP : Indice des précipitations (%)

CT : Coefficient de torrencialité

Dd : Densité de drainage (km/km<sup>2</sup>)

F1 : Fréquence des thalwegs élémentaires

Pm : Précipitations moyennes mensuelles du mois le plus pluvieux (mm)

Pam : Précipitations moyennes annuelles (mm)

h : Dénivelée moyenne (m)

S : Superficie de bassin versant (km<sup>2</sup>)

## Liste des tableaux

Tableau 1.3. Stockage, puissance et sédimentation dans le monde (Adam, 2013). .....	45
Tableau.I-4. Valeurs des taux d'érosion spécifiques des sols des bassins versants Algérie. ...	47
Tableau I.5 Types de modèles (Benedini and Tsakiris, 2013, Singh and Frevert, 2010).....	52
Tableau I.6 classification du Modèle numérique (Bundschuh and Arriaga, 2010) .....	53
Tableau II.1. Caractéristique de forme du bassin Mazafran.....	71
Tableau II.2. Caractéristiques du réseau hydrographique. ....	71
Tableau III.1 Classes de l'indice de fournier (Oduro-Afriyie, 1996).....	83
Tableau III.2 Classes de IFM (CEC, 1992). ....	83
Tableau III.3 Conceptual scale to evaluate the PCI index (Oliver, 1980).....	83
Tableau III.4 Valeurs statistiques des variables mesurées (débit d'eau Q, apport sédimentaire spécifique SSC) pour la période 1976–1994. ....	84
Tableau III.5 Contributions solides dans le bassin de l'Oued Mazafran (1976–1994). ....	87
Tableau III.6 Répartition annuelle de l'apport de matières en suspension ( $Mg \cdot an^{-1}$ ) et du rendement spécifique en sédiments ( $Mg \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$ ) dans le bassin versant de l'oued Mazafran (1976–1996). ....	87
Tableau III.7 Variations interannuelles des précipitations annuelles (Pann), de la dégradation spécifique ( $Mg \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$ ), de l'indice de Fournier modifié (MFI), de l'indice de Fournier modifié par Meddi (MFI Meddi) et de l'indice de concentration des précipitations (PCI); période 1976–1994. ....	91
Tableau III.8 Les valeurs de variation de l'indice de concentration des précipitations (ICP), des précipitations (P), de l'indice de Fournier modifié (MFI), de l'indice de Fournier modifié de Meddi (MFI Meddi), 20 stations pluviométriques à travers le centre de l'Algérie (période 1976–1994).....	93
Tableau IV.1 types de réseaux. (Fausett, 2006) .....	93
Figure IV.2 Exemple d'architecture d'un PMC (Fausett, 2006). ....	95
Tableau IV.3 Meilleure architecture de réseau et critères de performance associés .....	102



## Liste des figures

Figure I.1. Le cycle hydrologique (McVicar et al., 2002).....	30
Figure I.2 schémas d'un bassin versant (Source : Office internationale de l'eau OIEau.France). .....	31
<b>Figure I-4.</b> Principaux modes de transport de particules par le vent (Pierre, 2010).....	37
Figure I-5. Effet d'une goutte de pluie (effet splash) (BOUHADEB, 2019). ....	38
Figure I.6 Les formes et mécanismes de transport solide (Guillou et al., 2011). ....	42
Figure II.1. Bassin côtier algérois 02A (MRE.Algerie) ..... <b>Error! Bookmark not defined.</b>	
Figure II.1. Bassin côtier algérois 02A (MRE.Algerie) .....	66
Figure II.2. Bassin versant de Mazafran (propre élaboration).....	67
Figure II.4. Carte des pentes du bassin versant (propre élaboration) .....	69
Figure II.5. Réseau hydrographique du Mazafran du bassin versant (propre élaboration) .....	72
Figure II.6 Distribution mensuelle des précipitations pour Mazafran (1976-1996).....	73
Figure II.7 Température moyenne dans le bassin versant, période 1976-1994.....	74
Figure II. 8 Diagramme ombrothermique de Gaussen du bassin versant.....	74
Figure II. 9 Humidité relative dans le bassin versant .....	76
Figure III.1 Données disponibles pour le site d'étude ; (a) Débit mesures à la station de jauge; (b) débit de sédiments mesurés à la station de jauge, et (c) Concentration. ....	79
Figure III.2 Organigramme méthodologique proposé dans cette étude .....	81
Figure III.3 Courbes de tarage des sédiments élaborées sur les débits d'eau instantanés et les débits de sédiments instantanés selon différentes échelles : a) type 1, b) type 2 ; l'ajustement basé sur la relation $SSC = \alpha Q^\beta$ , avec les paramètres ajustés et le coefficient de détermination. .....	86
Figure III.4 Apport spécifique en sédiments (SSY) à différentes échelles de temps, pour chaque type d'années. ....	86
Figure III.5 Apport sédimentaire spécifique annuel du bassin de l'Oued Mazafran en différenciant le type de périodes identifiées. ....	88
Figure III.6. Relation entre la contribution estimée de la charge sédimentaire pour chaque type et le débit annuel moyen ; source : propre étude. ....	90
Figure III.7 Relation entre : a) l'indice de Fournier modifié (MFI) et les précipitations annuelles moyennes (P) dans 21 stations pluviométriques, b) l'indice de concentration des précipitations mensuelles (PCI) et les précipitations annuelles moyennes (P) dans 21 stations pluviométriques ; l'ajustement basé sur la relation $SSC = \alpha Q^\beta$ , avec les paramètres ajustés et le coefficient de détermination. ....	92

Figure III.8 Répartition spatiale de : a) indice de Fournier modifié de type 1, b) indice de Fournier modifié de type Meddi 1, c) indice de Fournier modifié de type 2, d) indice de Fournier modifié de type Meddi 2.....	94
Figure IV.1 Schéma simplifié du neurone (Medsker and Jain, 2001).....	87
Figure IV.2 Structure d'un neurone artificiel.....	89
Figure IV.4 Charge solide observée et prédite. ....	103
Figure IV.5 Comparaison entre les valeurs observées et prédites de sédiments en suspension. .....	103

## Sommaire

<b>Résumé</b> .....	3
<b>Abstract</b> .....	3
المخلص .....	4
Liste des abréviations .....	5
Liste des signes.....	6
Liste des tableaux .....	7
Liste des figures.....	8
Sommaire.....	10
I.1. Cycle hydrologie .....	29
I.2. Bassin versant.....	30
I.2. Précipitations.....	31
I.2.1. Formation de la précipitation .....	31
I.2.2. Formes de précipitation.....	32
I.3. Ruissellement .....	33
I.4. Infiltration .....	34
I.6. Généralités sur l'érosion .....	35
I.6.1. Types d'érosion.....	35
I.6.1.1. Erosion éolienne.....	35
I.6.1.2. Érosion hydrique .....	37
I.6.2. Forme d'érosion hydrique .....	37
I.6.2.1. Érosion en nappe ou "sheet érosion" .....	37
I.6.2.2. Érosion linéaire .....	38
i. Erosion en griffes et rigoles.....	38
ii. Érosion en ravine.....	39
I.6.2.3. Érosion en masse.....	39
i. Les glissements lents.....	40

ii.	Les glissements rapides .....	40
iii.	Les versants moutonnés .....	40
iv.	Les coulées boueuses .....	40
v.	Les glissements rotationnels en «coups de cuillère ».....	41
I.6.3.	Transport Solide .....	41
I.6.3.1.	Le Transport Par Charriage .....	41
I.6.3.2.	Le Transport Par Suspension .....	41
I.6.4.	Facteurs de l'érosion hydrique .....	42
I.6. 4..1.	Les précipitations .....	42
I.6.4.2.	Le ruissellement .....	42
I.6.4.3.	Le sol .....	43
I.6.4.4.	Le couvert végétal .....	43
I.6.4.5.	La topographie.....	44
I.6.4.6.	Activités anthropiques.....	44
I.7.	Dégradations des sols dans le monde.....	45
I.8.	L'érosion hydrique dans l'Algérie.....	46
I.9.	Méthodes de prévision des apports solides .....	48
I.9.1.	Mesures de terrain .....	48
i.	L'étude des débits solides .....	49
ii.	Parcelles expérimentales .....	49
iii.	Les levés bathymétriques .....	50
iv.	Les mesures topographiques.....	50
I.9.2.	La télédétection .....	50
I.9.3.	La modélisation.....	51
I.9.3.1.	Les types de modèles.....	51
➤	Physique : .....	52
➤	Analogue : .....	52
➤	Numérique : .....	53

I.9.3.2. Application des formules .....	54
i. Formule de Fournier.....	54
ii. Formule de Tixeront.....	54
iii. Formule de Sogreah .....	55
iv. Formule de l'ANRH .....	55
I.10. Les Réseaux de neurones artificiels (RNA) .....	55
II.1. Situation géographique .....	66
II.2.2 Situation administrative .....	67
II.2.3 La géologie du bassin versant .....	67
II.2.4 La topographie du bassin versant.....	68
II.2.5. Reliefs .....	70
II.2.5.1. Forme du bassin versant .....	70
i. Rectangle équivalent.....	70
II.6. Réseau hydrographique du Mazafran. ....	71
II. 7. Climatologie du bassin versant du Mazafran.....	73
II.7.1. Précipitation .....	73
II.7.2 Température .....	73
II.7.3 Diagramme ombrothermique de Gaussen.....	74
II.7.4 L'humidité relative.....	76
Conclusion : .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
III.1. Données disponibles .....	78
III.2 Méthodologie.....	80
III.2.1 Contributions du rendement des sédiments en suspension.....	81
III.2.2 Indices d'érosivité des pluies .....	82
III.3 RESULTAS .....	84
III.3.1 Analyse des courbes de tarage des sédiments .....	84
III.3.2. Estimation du rendement sédimentaire (SSY) .....	86
III.3.3. Influence des précipitations sur le rendement en sédiments .....	90

III.4 DISCUSSION.....	95
III.4.1 Analyse des courbes de tarage des sédiments .....	95
III.4.2 Estimation du rendement en sédiments .....	95
III.4.3 Interactions entre les précipitations et le rendement en sédiments.....	96
II.5. Conclusion .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
IV.1 Le neurone biologique.....	86
IV. 2 Le neurone formel (artificiel) .....	88
IV.3 Architecture des réseaux de neurones : .....	89
IV.3.1 Les réseaux non bouclés (statiques) .....	89
IV.3.2 Les réseaux bouclés ou récurrents (dynamiques) :.....	90
IV.4 Apprentissage des réseaux de neurones .....	90
IV.4.1 L'apprentissage supervisé .....	90
IV.4.2 L'apprentissage non supervisé : .....	91
IV.4.3 L'apprentissage semi-supervisé .....	91
IV.5 .....	91
IV.6 Fonction d'activation.....	92
IV.7 Modèles Des Réseaux neurones articiel (RNA).....	93
IV.7.1 Réseaux de neurones multicouche (Perceptron multicouche).....	94
IV.7.2 Application de la méthode du RNA sur le BV de Mazafran.....	96
IV.7.2.1 Normalisation des données.....	97
IV.7.2.2 Critères d'évaluation de la performance .....	98
IV.7.2.3 Données utilisées :.....	100
IV.8 Résultats et discussion.....	101
Conclusion Générale.....	90
<b>Résumé</b> .....	123
<b>Abstract</b> .....	123
الملخص .....	123

# INTRODUCTION

La compréhension de la perte de sol et des processus d'érosion associés est assez difficile, car les processus d'identification et de mesure des opérations naturelles et anthropiques sont hautement complexes (Touaibia et al., 1999). Le transport en suspension des sédiments dans les bassins versants est un sujet assez important dans le domaine de l'hydrologie (Tachi et al., 2016). De plus, la quantité de charges de sédiments dans le débit de la rivière a un impact crucial sur la qualité de l'eau, l'ensablement des réservoirs et la vulnérabilité des écosystèmes, etc. Cependant, aujourd'hui, ces processus et leurs effets en aval poussent les chercheurs à approfondir leur compréhension des mécanismes d'érosion des sols et des processus de transport et de leurs interactions pour expliquer leurs causes et conséquences (Balla et al., 2017).

Dans les pays du Maghreb, l'ensablement et le transport de matières solides représentent une préoccupation majeure, car ils causent de nombreux dommages, tels que la dégradation des sols agricoles et de la qualité de l'eau, entraînant de lourdes pertes financières pour ces (Meddi et al., 1998). De nombreux chercheurs ont travaillé sur la quantification des sédiments transportés dans les rivières et les ruisseaux ainsi que sur les relations existantes entre les conducteurs hydrométéorologiques dans les environnements maghrébins (Rabah et al., 2021b). Dans 114 barrages actuellement exploités sur tout le territoire algérien, environ 32 millions de mètres cubes d'eau sont perdus chaque année à cause de l'ensablement. La partie septentrionale de l'Algérie est caractérisée par des bassins versants gravement touchés par l'érosion (Bourouba, 2002). Les pertes de sol et les processus d'érosion sont largement rencontrés dans l'environnement en général, et plus particulièrement dans les régions semi-arides ou tempérées, ce qui met en évidence la vulnérabilité de l'Algérie à l'érosion (Bouchelkia, 2009). Avec un rendement annuel moyen de sédiments spécifiques (SSY) compris entre 20 et 40 Mg.ha<sup>-1</sup>, l'Algérie est classée comme le pays ayant le sol le plus érodable au monde (Demmak, 1982b). De plus, l'Algérie est caractérisée par une agressivité climatique, entraînant une augmentation de l'intensité des précipitations et une fréquence accrue d'événements extrêmes, engendrant des événements d'inondation à grande échelle plus fréquents. De manière évidente, ces événements d'inondation affectent les modèles à grande échelle d'érosion et de transport de sédiments dans les bassins versants. Il est largement admis que l'érosion, l'écoulement et l'infiltration sont principalement dus à des précipitations intenses (Elagib, 2011), à l'utilisation des terres et à la couverture végétale (Nunes et al., 2016); (Xu et al., 2019)). Il est bien connu que l'érosion par la pluie est le type d'érosion le plus courant et le plus important (Mazour and Roose, 1996). Les précipitations agressives causent des tempêtes de pluie et des événements d'eau sévères qui



entraînent des processus d'érosion graves tels que les ravines, les rainures ou les impacts des gouttes de pluie (de Luis et al., 2010, Modeste et al., 2016).

L'indice modifié de Fournier (MFI) et l'indice de concentration de précipitation (PCI) peuvent être utilisés pour évaluer l'agressivité de la pluie dans le phénomène d'érosion (Lujan and Gabriels, 2005, Mello et al., 2013). Cela permettrait également une meilleure représentation de l'agressivité de la pluie dans les bassins versants de l'Algérie (Bessaklia et al., 2018, Meddi et al., 2014, Meddi et al., 2016b, MEDDI, 2015). D'autres chercheurs tels que (Taguas et al., 2013) et (Rutebuka et al., 2020) se sont également intéressés à développer une relation entre la pluie et le MFI d'une part, et entre la pluie et le PCI de l'autre.

Il existe plusieurs techniques classiques pour analyser les séries chronologiques, qui supposent une relation linéaire entre les variables. Cependant, la complexité et la non-linéarité du phénomène rendent la prédiction difficile et incomplète.

Les réseaux de neurones artificiels (RNA) constituent une méthode innovante pour approximer les systèmes complexes. L'utilisation de RNA en tant que système intelligent en hydrologie est de plus en plus courant en raison de leur efficacité (Kharroubi et al., 2016). Les modèles RNA offrent une approche plus systématique, réduisent la longueur des données d'étalonnage et le temps consacré à l'étalonnage des modèles. Ces techniques ont donné des résultats satisfaisants dans de nombreux modèles non linéaires complexes utilisés en études hydrologique (Coulibaly et al., 1999).

Les réseaux neurone artificiels (RNA) est utilisée pour modéliser des processus hydrologiques tels que la pluie-ruissellement journalier, la fonte des neiges, l'impact du changement climatique sur les cours d'eau, la prévision des précipitations, le transport des sédiments, la concentration des sédiments dans les rivières, l'estimation de l'affouillement des piles et pollution des eaux souterraines, ainsi que la qualité de l'eau et la gestion des eaux. Les résultats de simulation et de prévision obtenus avec les réseaux de neurones ont été confirmés par plusieurs études dans le monde (Campos de Oliveira et al., 2017, Coulibaly et al., 2000, Tabari et al., 2012, Young and Liu, 2015).

En Algérie plusieurs les chercheurs (TARIK and Dechemi, 2004, Benzineb and Remaoun, 2016, Dechemi et al., 2003, Zakhrouf et al., 2018).

La thèse est structurée en quatre chapitres, avec une introduction et une conclusion générale. Le premier chapitre examine la littérature sur l'érosion et le transport solide, en présentant les différents types et facteurs d'érosion, ainsi que les techniques d'évaluation. Le deuxième chapitre décrit la zone d'étude en mettant en évidence les caractéristiques physico-géographiques telles que le relief, les roches et les formations superficielles, ainsi que

l'occupation des sols, qui sont déterminantes pour le comportement hydrologique des bassins, aussi l'étude pluviométrique et climatique. Le troisième chapitre présente l'estimation des apports en suspension solides à l'échelle annuelle et saisonnière, ainsi que l'étude des relations et interactions entre les précipitations et le rendement sédimentaire. Le quatrième chapitre utilise des réseaux de neurones artificiels pour estimer les transports solides, en utilisant des données de débits liquides et solides de la station de Fer de Cheval de la période 1976- 1994.

# Chapitre I

## Analyse

### bibliographique

## I.1. Cycle hydrologique

L'hydrologie fait partie des sciences de la terre qui s'intéresse l'étude le cycle de l'eau et tous les échanges physiques et chimiques entre les différents réservoirs d'eau, qui ont lieu entre les nappes phréatiques, le sol et l'atmosphère.

L'eau comme l'une des ressources naturelles le plus essentielles de toutes qu'il nous faut absolument préserver. Le cycle de l'eau (ou cycle hydrologique) représente la circulation continue de l'eau sur Terre par des échanges permanents entre les grands réservoirs d'eau liquide, solide ou gazeuse, sur Terre (Figure I.1). Le soleil est le principal moteur du cycle de l'eau dans la nature, lorsque le soleil réchauffe la surface de l'océan et d'autres eaux de surface, provoquant l'évaporation de l'eau liquide et la sublimation de la glace - la convertissant directement d'un solide en gaz (Lambert, 1996). Ces processus solaires transfèrent l'eau dans l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau, Ce cycle se produit en synchronisation avec les changements l'état de l'eau ainsi que le mouvement physique de l'eau à travers et entre les écosystèmes. Parmi les nombreux processus impliqués dans le cycle de l'eau, les plus importants sont l'évaporation, la transpiration, la condensation, les précipitations et le ruissellement.

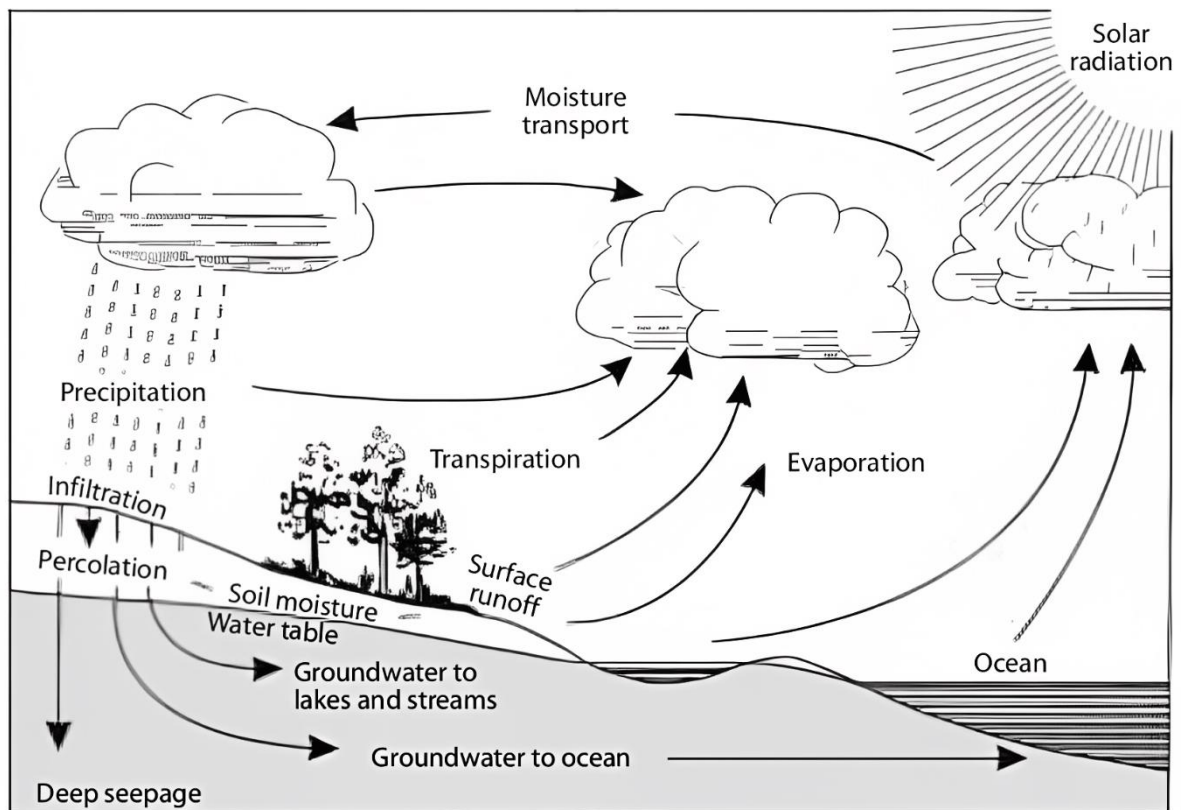


Figure I.1. Le cycle hydrologique (McVicar et al., 2002).

## I.2. Bassin versant

Le bassin versant est la zone terrestre à partir de laquelle l'eau est collectée et drainée dans un plan d'eau tel qu'un ruisseau, une rivière, un lac ou un océan. Un bassin versant défini peuvent être classés sur la base de la surface, relief, forme, pente, géologie, couvert végétale, occupation du sol. La taille et la forme des bassins sont déterminées par la géographie des collines, des montagnes et d'autres caractéristiques élevées forment la périphérie du bassin versant où l'eau s'écoule le long de la colline, et par sa capacité des eaux stocker et les quantités qui si ruisselle. Certains bassins sont des millions de km<sup>2</sup> de superficie et autres ne sont que quelques hectares, dans chacun grand bassin, il y a des rivières et des ruisseaux plus petits qui s'alimentent à partir de leur propre bassin versant s'appelle sous-bassins versants(Singh and Frevert, 2010).

L'équation du bilan hydrique se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un espace donné :

$$P + S = R + E + (S \pm \Delta S) \dots \dots \dots (I.1)$$

Avec:

P : précipitations (liquide et solide) [mm] ou [m3] ;

S : ressources disponibles à la fin de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm] ;

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm] ;

E : évaporation (y compris évapotranspiration) ;

S±ΔS : ressources accumulées à la fin de la période étudiée [mm].

En général, la modélisation de bilan hydrique d'un bassin versant (corrélation entre les apports et les sorties du système), dépend à de plusieurs facteurs détermine la quantité d'eau qui s'écoule dans un cours d'eau, ces facteurs tels que précipitation, infiltration, Évaporation, Transpiration/évapotranspiration, l'utilisation de l'eau sont de nature universelle et ne sont pas propres à un seul cours d'eau (Figure I.2)(Anctil et al., 2012).

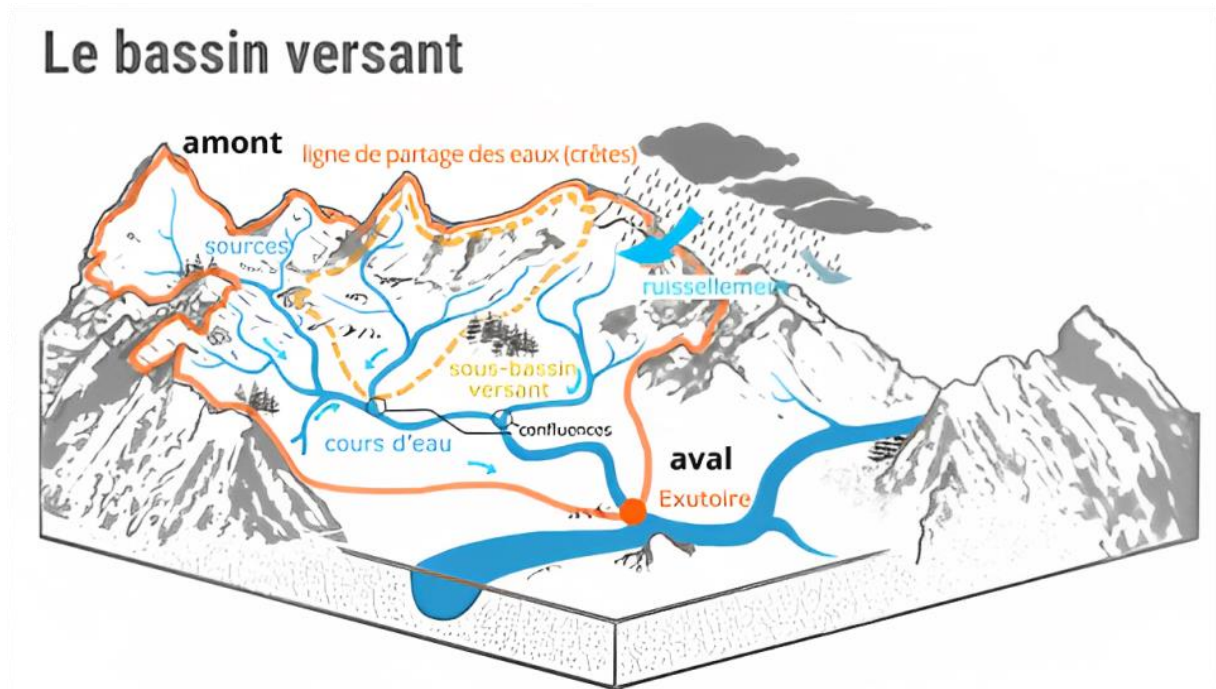


Figure I.2 schémas d'un bassin versant (Source : Office internationale de l'eau OIEau.France).

## I.2. Précipitations

Les précipitations sont l'élément climatique le plus important du cycle de l'eau de la Terre, qui affecte fortement l'équilibre hydrique et la qualité des ressources en eau. Les changements de précipitations, qui sont le principal moyen de ruissellement, modifient le volume et le moment du ruissellement des tempêtes et de la fonte des neiges dans les plans d'eau, ainsi que la distribution spatiale et la qualité de l'eau ajoutée à un bassin versant (Musy and Higy, 2004).

Pour les hydrologues, il existe de nombreuses incertitudes quant à la prévision de la quantité, l'intensité et la distribution saisonnière et spatiale des précipitations à l'avenir.

### I.2.1. Formation de la précipitation

Les particules de poussière ou de fumée présentes dans l'atmosphère ainsi que la saturation sont des conditions préalables à tout processus de condensation, au cours duquel les précipitations se forment dans les nuages lorsque la vapeur d'eau se condense en gouttelettes d'eau plus grosses, aidée par les particules appelées « noyaux de condensation », qui fournissent une surface sur laquelle la vapeur d'eau peut se condenser. Lorsque les gouttes sont suffisamment lourdes, elles tombent sur la terre sous différentes formes (neige, grêle ou pluie), en fonction

des conditions à l'intérieur du nuage et à la surface de la terre au moment de la formation (Philippe, 2018).

### I.2.2. Formes de précipitation

La forme que prennent les précipitations lorsqu'elles atteignent le sol dépend de la température dans les nuages, de la température au sol et de la température de l'air entre les deux. Il existe quatre formes différentes de précipitations (Tableau I.1):

Tableau I.1 Les formes de précipitations (Stewart, 1992).

<b>Particules</b>	<b>taille</b>
Bruine	C'est une forme de précipitation qui ressemble à la pluie. Constituée de gouttelettes d'eau d'une taille inférieure à 0,5 mm , et l'intensité est généralement < 1 mm/h.
Pluie	Ces gouttes d'eau sont d'une taille supérieure à 0,5 mm. La taille maximale de la goutte de pluie est d'environ 6 mm.
Glaçure	C'est la forme de précipitation qui se forme lorsque la pluie ou la bruine entre en contact avec le sol froid, généralement à 0 degrés Celsius.
Grésil	Des granules de glace tombent sous forme de grésil. Ces granules ressemblent à des billes translucides de glace. Elles sont plus petites que les grêlons. Ces granules rebondissent souvent à l'atterrissage, et ne semblent pas vouloir geler en masse compacte sur le sol.
Neige	La neige est la forme de précipitation constituée de cristaux de glace sous forme de flocons. Il a généralement une densité moyenne de 0,1 gramme par centimètre cube.
Grêle	La grêle est la forme de précipitation qui existe sous forme de grumeaux ou de boulettes d'une taille supérieure à 5 mm de diamètre.

L'ampleur des précipitations indique une forte variation temporelle et spatiale. Ces variations sont responsables de l'apparition de diverses conditions hydrologiques extrêmes telles que les

inondations, les famines et les sécheresses. La nature et l'intensité des précipitations dépendent de la température, de l'humidité et du déplacement des masses d'air. Les quantités de pluie sont ainsi variables dans le temps et dans l'espace. De plus, toutes les précipitations ne contribuent pas directement à l'alimentation des milieux aquatiques : en surface, l'évaporation reste active et une partie de l'eau est retenue par la végétation pour ses besoins vitaux (Trenberth, 2011).

### **I.3. Ruissellement**

En hydrologie, le ruissellement désigne le phénomène d'écoulement des eaux pluviales à la surface du sol. La complexité de ce phénomène réside dans les variations spatiales et temporelles. Le ruissellement se produit lorsque les exigences de stockage de l'évaporation, des pertes primaires, de l'infiltration et de la séquestration sont satisfaites dans le bassin versant qui reçoit des précipitations, et que les précipitations excédentaires s'écoulent sur les surfaces du sol pour finalement pénétrer dans un canal de surface et rejoindre un cours d'eau (figure I.3) (Mishra and Singh, 2003).

Plusieurs facteurs déterminent le ruissellement, qu'ils soient météorologiques (type de précipitation - pluie, neige, grésil, etc. -, intensité des précipitations, quantité de pluie, durée des précipitations, répartition des précipitations sur les bassins versants, direction du mouvement de la tempête, précipitations antérieures et humidité du sol qui en résulte, autres conditions météorologiques et climatiques ayant une incidence sur l'évapotranspiration, telles que la température, le vent, l'humidité relative et la saison) ou liés aux caractéristiques physiques (utilisation des terres, végétation, type de sol, zone de vidange, forme du bassin, élévation, pente, topographie, sens d'orientation, modèles de réseau de drainage, étangs, lacs, réservoirs, puits, etc. dans le bassin, qui empêchent ou altèrent le ruissellement de continuer en aval).

Ce phénomène a plusieurs conséquences néfastes sur le territoire, notamment l'érosion et le transfert de pollutions diffuses vers les milieux récepteurs, ainsi que l'apport massif d'eau à la rivière pouvant causer des inondations (Novotny, 2002).



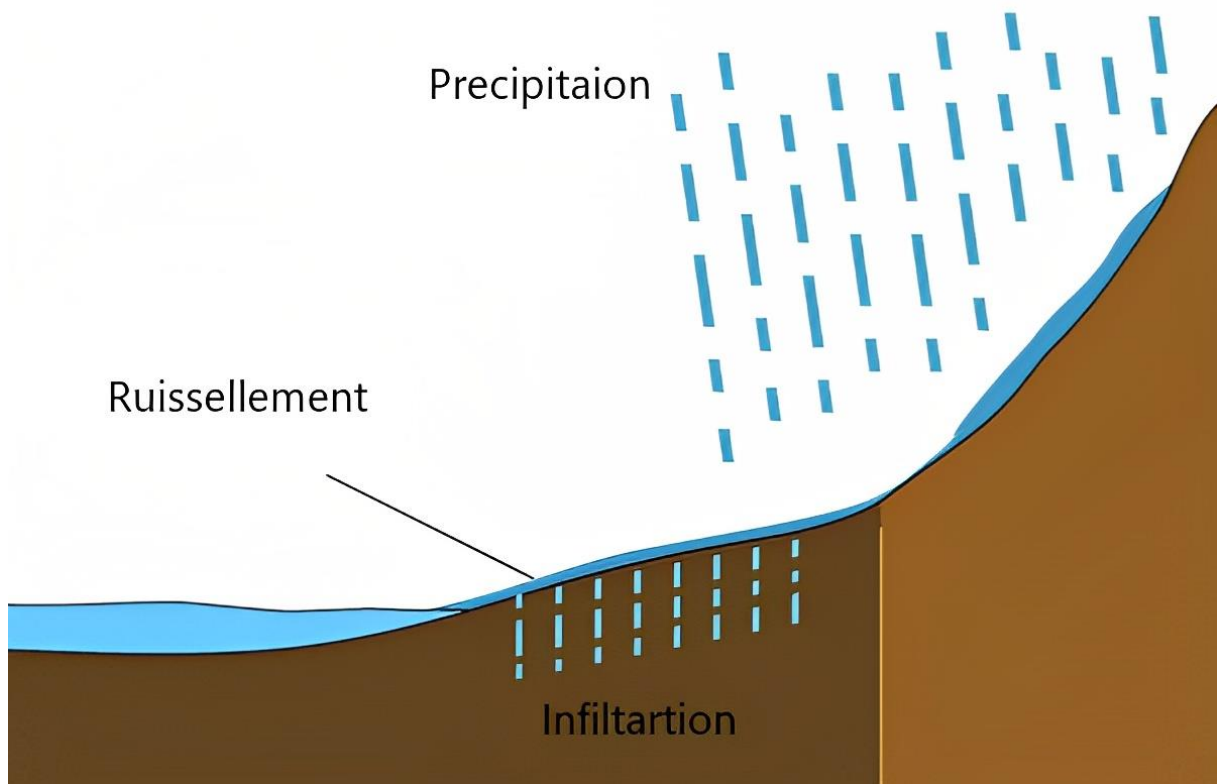


Figure I.3. Le mécanisme de la création du ruissellement (Dautrebande et al., 2006).

#### I.4. Infiltration

La compréhension quantitative du phénomène d'infiltration est indispensable pour comprendre et relier les processus de surface et souterrains dans la description du cycle hydrologique. L'infiltration est un phénomène hydrologique général de mouvement de l'eau dans les milieux poreux et est défini comme le flux d'eau de la surface du sol vers le sous-sol. Le processus d'infiltration résulte de l'influence combinée de la gravité et des forces capillaires qui permettent à l'eau de pénétrer à la surface du sol. La capacité d'infiltration est définie comme la vitesse maximale à laquelle un sol est capable d'absorber de l'eau dans des conditions données. Cela dépend de l'humidité ambiante, généralement la capacité est plus importante au début d'une pluie qui suit une période sèche, mais elle diminue rapidement. Après plusieurs heures, elle est quasiment constante car le sol se colmate avec des particules et des argiles gonflantes (Brutsaert, 2005). Plusieurs facteurs contrôlent la capacité d'infiltration : précipitations antérieures et conditions d'humidité du sol, compactage du sol dû à l'impact des gouttes de pluie, couverture végétale, baisse de la température, air emprisonné dans la zone non saturée, propriétés physiques du sol et qualité de l'eau, compactage du sol par les animaux, les routes, les sentiers, l'aménagement urbain, etc.

### I.5. Évaporation-transpiration

L'évaporation est le processus de transformation de l'eau sous forme de vapeur de la terre ou de l'océan à l'atmosphère (Carey, 2020). Le processus de transpiration permet aux plantes de puiser l'eau du sol, et transporter vers leurs feuilles, où elle s'évapore à travers les pores du système foliaire et transporté dans l'atmosphère (Stengel and Gelin, 1998).

L'évapotranspiration d'une culture est la quantité totale d'eau du sol utilisée pour la transpiration par les plantes et l'évaporation de la surface du sol environnant, des rivières et des lacs, de la sublimation des surfaces de glace et de neige, et des surfaces végétatives (perte d'interception). L'évapotranspiration et les précipitations sont les deux composantes essentielles du cycle hydrologique, qui relie les processus hydrologiques terrestres et atmosphériques. De nombreux facteurs influencent les processus d'évaporation et de transpiration : concentration de CO<sub>2</sub> dans l'air, disponibilité de l'eau, disponibilité de l'énergie, gradient d'humidité loin de la surface, vitesse du vent au niveau du sol, capacité thermique, chimie du sol, paramètres biophysiques des plantes, etc.

### I.6. Généralités sur l'érosion

L'érosion du sol est un processus progressif de détachement et de transport de la couche supérieure du sol, la plus fertile, vers un lieu de dépôt, par différents agents, en particulier l'eau, le vent et les mouvements de masse provoquant sa détérioration à long terme. L'érosion et la sédimentation des sols peuvent non seulement entraîner une dégradation sur place de la base de ressources naturelles, mais aussi des problèmes hors site dépôt de sédiments en aval dans les champs, les plaines inondables et les plans d'eau, pollution de l'eau, eutrophisation et envasement des réservoirs, etc. avec de graves conséquences environnementales et une déficience économique (Zapata, 2002). peut causer de graves dommages sur place aux terres agricoles en réduisant la productivité des sols fertiles (Julien, 2010). L'érosion peut prendre diverses formes, en fonction des facteurs : le climat, la pente, les propriétés physico-chimiques des roches, la couverture végétale (son abondance, sa nature) et l'action de l'homme (pratiques agricoles, urbanisation...) (Zapata, 2002).

#### I.6.1. Types d'érosion

##### I.6.1.1. Erosion éolienne

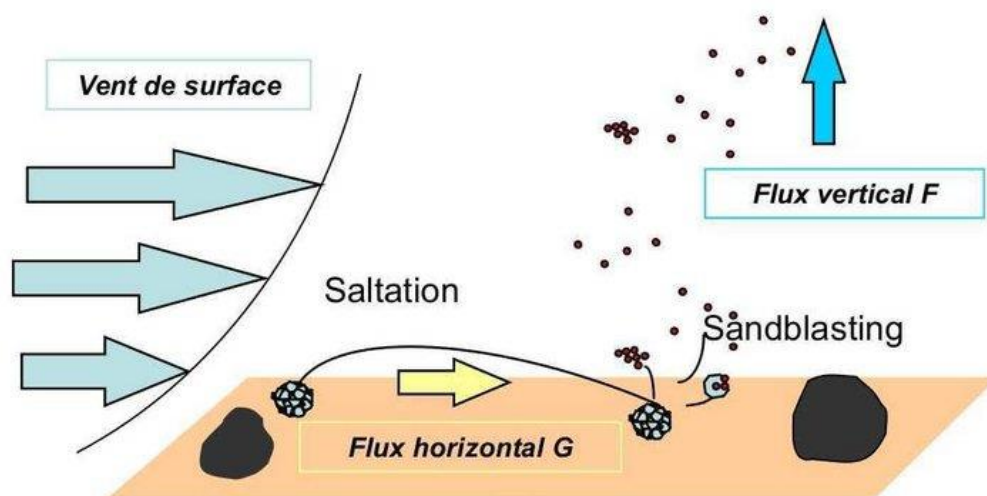
L'apparition de l'érosion éolienne peut être décrite en trois phases différentes : l'initiation du mouvement du sol, le transport des particules du sol et le dépôt des particules du sol. L'initiation du mouvement du sol est causée par les turbulences créées par les forts courants de vent. Le

mouvement des particules de sol peut être décrit selon trois formes distinctes, en fonction de la taille des particules de sol. Les mouvements des particules sont : la suspension, la saltation et le fluage de surface (voir figure I-10).

Le transport des particules de sol dans l'érosion éolienne est directement influencé par la taille des particules, la gradation des particules, la vitesse du vent et la distance à travers la zone d'érosion. À partir d'études sur le terrain, il a été constaté que la quantité de sol déplacée par le vent varie comme le cube de la vitesse du vent en excès au-delà de la vitesse de seuil constante. De plus, il est directement proportionnel à la racine carrée du diamètre des particules de sol. De plus, le transport augmente également à mesure que la gradation des particules de sol diminue (Zachar, 2011).

Après l'initiation et le transport des particules du sol, la phase suivante est leur dépôt à la surface du sol. Le dépôt de particules de sol dépend du poids des particules et de la vitesse du vent, le poids des particules étant directement lié à la force gravitationnelle ; a une importance primordiale pour le dépôt. Le dépôt de particules de sol se produit lorsque la force gravitationnelle est supérieure à la force de résistance retenant les particules dans l'air. Le dépôt de particules peut également avoir lieu lorsque les gels de vitesse du vent diminuent suffisamment près de la surface du sol en raison de la rugosité de la surface ou d'autres causes naturelles (Zachar, 2011).

L'érosion éolienne est principalement due au surpâturage et, dans une moindre mesure, à la coupe excessive de la végétation. La dégradation chimique et physique des sols résulte principalement de pratiques agricoles défectueuses (Godone and Stanchi, 2011).



**Figure I-4.** Principaux modes de transport de particules par le vent (Pierre, 2010).

### **I.6.1.2. Érosion hydrique**

L'érosion hydrique est composée d'un ensemble de processus complexes et interdépendants qui provoquent le détachement et le transport des particules de sol. Elle se définit comme la perte de sol due à l'eau qui arrache et transporte la terre vers un lieu de dépôt (Vanoni, 2006).

"L'érosion hydrique est causée par deux forces principales : l'impact des gouttes de pluie et l'écoulement de l'eau. Les gouttes de pluie peuvent à la fois détruire les agrégats du sol et transporter le sol sur de petites distances. Ensuite, l'eau qui s'écoule transporte ces particules détachées vers le bas de la colline. La taille des particules transportées augmente avec l'énergie cinétique de l'eau. Plus l'eau est profonde, plus les particules qui se déplacent sont grosses. Ces particules s'éloignent du champ et se retrouvent dans les ruisseaux et les cours d'eau (Zapata, 2002). La dégradation des sols due à l'érosion hydrique est un phénomène très complexe difficilement maîtrisable, qui constitue une menace sérieuse pour la qualité des sols, des terres, la productivité des cultures et des ressources en eau. Cela génère des conséquences importantes au niveau économique, humain et écologique (Vanoni, 2006).

### **I.6.2. Forme d'érosion hydrique**

#### **I.6.2.1. Érosion en nappe ou "sheet érosion"**

C'est la première étape du processus d'érosion causé par la pluie. Lorsque les gouttes de pluie tombent sur le sol, elles peuvent posséder une énergie cinétique suffisante pour que leur impact provoque le détachement et le mouvement de petites particules de sol (voir figure I-11). Les gouttes de pluie "bombardent" essentiellement la terre exposée et nue, déplaçant ses particules et détruisant la structure de la couche supérieure. Finalement, cela provoque la formation de croûtes de surface, affecte négativement la capacité d'infiltration du sol et entraîne éventuellement la formation de ruissellement. Outre les propriétés des précipitations, les propriétés physiques constantes du sol (texture et matière organique du sol) sont cruciales pour comprendre l'érosion par splash. Le principal moteur du processus de détachement par splash est l'énergie cinétique (KE) des précipitations, qui dépend de la quantité, de la taille et de la vitesse de chute des gouttes (Tilg et al., 2020).

Les conditions avant les précipitations, telles que la teneur en eau initiale et l'état de surface, affectent fortement l'érodabilité du sol, l'infiltration et l'érosion finale par splash. Les éclaboussures ont plus d'influence sur les particules de sol détachées que le ruissellement de surface (Fernández-Raga et al., 2019).

L'érosion en nappe est liée à l'effet de la pente (10 à 30 %), aux caractéristiques du sol (sableuse ou rocailleuse), à l'état de surface (sols nus, réduction de la couverture végétale) ainsi qu'à l'érosivité des pluies (Environnementales et al., 2020).

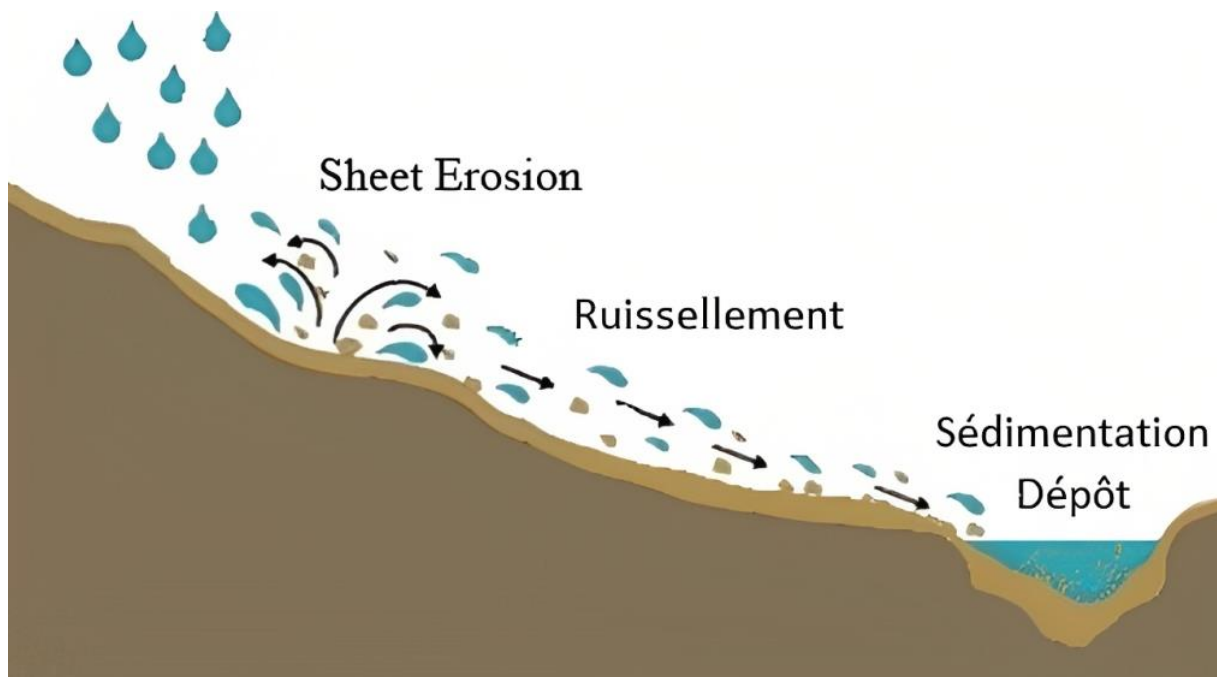


Figure I-5. Effet d'une goutte de pluie (effet splash) (BOUHADEB, 2019).

### I.6.2.2. Érosion linéaire

Le ruissellement se produit lorsque les précipitations dépassent les taux d'infiltration du sol. Ces filets d'eau acquièrent une énergie propre concentrée sur des lignes de plus forte pente, ce qui crée une érosion limitée dans l'espace par des lignes d'écoulement. L'érosion linéaire est un indice que le ruissellement a acquis une vitesse et une énergie cinétique capables d'entailler le sol en formant des griffes, des rigoles et des ravines, et d'emporter des particules de plus en plus grosses (voir figure I-13). Les turbulences du ruissellement de surface peuvent souvent causer plus d'érosion que l'impact initial des gouttes de pluie. L'élucidation des mécanismes mécaniques de l'érosion linéaire peut contribuer à la compréhension de l'érosion des sols et à sa prévention. Concernant la perte de sol, la relation complexe a généralement été décrite comme une courbe exponentielle négative entre la couverture végétale et les taux d'érosion pour un large éventail de conditions environnementales. Cela montre l'importance de la couverture végétale dans le contrôle de l'érosion hydrique (Mati, 1999).

#### i. Erosion en griffes et rigoles

L'érosion linéaire dépend du volume ruisselé et de son énergie (Rey et al., 2004). On assiste à l'érosion en rigoles lorsque les eaux de ruissellement se concentrent et forment des filets ou

rigoles. Celle-ci décape des griffes (profondeur de quelques centimètres) ou des rigoles (profondeur de 5 à 30 cm). L'érosion par rigoles se produit lorsque l'érosion superficielle n'est pas maîtrisée sur un terrain en pente ; l'eau de ruissellement creuse alors les couches arables et de petits canaux ou rigoles se forment. L'écoulement se concentre dans des chenaux plus ou moins grands, et l'énergie cinétique du ruissellement est suffisante pour détacher les sédiments de la surface du sol. Ce type d'érosion est caractérisé par une érosion en rigoles quasi-parallèles, de forte densité mais de dimensions et de profondeur modestes, et par une érosion diffuse sur les bandes d'inter-rigoles (Cerdan et al., 2002).

Tableau I.2. Les formes d'incision dues à l'érosion linéaire (Ghenim, 2008, Bouzeria, 2018)

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	10- 30 cm
Ravine	Peu sinueux	Centaine de m	50cm à 1	30-50 cm
Petit ravin	Peu sinueux	Centaine de m	50 cm à 1m	50-200 cm

## ii. Érosion en ravine

L'érosion provoque des dégâts aux terres agricoles, mais elle entraîne aussi une dégradation de la qualité des eaux et le déplacement de sédiments qui forment des coulées boueuses. Le ruissellement lié à de fortes précipitations entraîne le départ de terre par érosion de façon spectaculaire en creusant de profondes ravines ou plus discrètement en emportant les éléments fertiles du sol. Les ravinements qu'il engendre sont à l'origine de dégâts plus importants, car ils intéressent les couches profondes du sol, allant jusqu'à la roche-mère, et ils s'accroissent en largeur, en profondeur et en longueur.

La topographie, la couverture végétale, la forme du bassin versant, le type de sol, l'intensité des pluies, la lithologie et la présence de ravins à proximité du réservoir collinaire sont les principaux facteurs qui contrôlent et influencent l'érosion en ravine (Valentin et al., 2005).

### I.6.2.3. Érosion en masse

Le gaspillage de masse est une forme rapide d'érosion qui fonctionne principalement sous l'influence de la gravité en combinaison avec d'autres agents d'érosion. Les humains jouent un rôle important dans ces processus géomorphologiques. Il est produit très rapidement et peut

entraîner des changements à petite ou à grande échelle du paysage selon le type d'événement. La cause des mouvements de masse est le glissement plus ou moins lent des couches superficielles de la couverture pédologique qui déplace un volume de sol. C'est un phénomène observé généralement sur les pentes fortes. Les facteurs qui causent la plupart des événements de mouvement de masse sont la sous-cotation des pentes abruptes, les tremblements de terre, les fortes précipitations prolongées, les couches imperméables à l'eau et les argiles gonflantes, et le dégel de la glace. De nombreuses catastrophes de mouvement de masse sont précédées par le développement, la déforestation et l'accentuation des pentes (Norris et al., 2008).

Il existe différents types de mouvements de masse (figure I-14) :

i. Les glissements lents

Les mouvements lents entraînent une déformation progressive des terrains qui n'est pas toujours perceptible par l'humain. Ils regroupent principalement les affaissements, les tassements, les glissements et le retrait-gonflement. Il s'agit de glissements plus ou moins lents des couches superficielles de la couverture pédologique.

ii. Les glissements rapides

Les mouvements rapides surviennent de manière brutale et soudaine. Ils regroupent les effondrements, les chutes de pierres et de blocs, les éboulements et les coulées boueuses. 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.

iii. Les versants moutonnés

A l'échelle moyenne (Demmak et al.), les roches moutonnées constituent la principale forme d'érosion. Elles résultent des processus d'abrasion et d'arrachement. Les roches moutonnées sont lisses et de forme dissymétrique : elles sont polies à l'amont, là où le glacier est compressé sur la roche, et anguleuses à l'aval des obstacles, là où le glacier se décolle de la roche et où, par regel des eaux sous-glaciaires, des morceaux de roche sont arrachés.

iv. Les coulées boueuses

Les coulées de boue sont des mouvements rapides de matériaux sous forme plus ou moins fluide. Ce sont des phénomènes très rapides qui affectent des masses de matériaux remaniés, soumises à de fortes concentrations en eau. Ce type de phénomène est caractérisé par un fort remaniement des masses déplacées, une cinématique rapide et une propagation importante (Delannoy et al., 2016).

#### v. Les glissements rotationnels en «coups de cuillère »

Lors de glissements rotationnels, la masse se déplace vers l'aval le long d'une surface de rupture circulaire. Habituellement, les glissements de type rotationnel sont de faible volume et le déplacement des matériaux est limité. Ils se produisent principalement dans des terrains meubles, homogènes, surtout argileux et silteux (Delannoy et al., 2016).

### **I.6.3. Transport Solide**

Le transport solide désigne le transport de sédiments par un cours d'eau. Il est fonction de la granulométrie des matériaux. La charge sédimentaire transportée par les rivières est la somme de la charge de lavage, de la charge en suspension et de la charge de fond. La charge de fond se compose de particules de sédiments grossiers situées sur le lit d'une rivière et entraînées par l'eau qui coule. La charge en suspension se compose normalement de particules de sédiments plus fines, qui sont suffisamment légères pour que la turbulence de l'eau les maintienne en suspension. La charge de lavage se compose généralement de particules très fines, telles que des particules d'argile ou de limon. La compréhension des principes du transport des sédiments est essentielle pour l'interprétation et la résolution de nombreux problèmes d'ingénierie hydraulique, hydrologique et des ressources en eau (Milliman and Farnsworth, 2013).

Différents modes de transport solide peuvent coexister (figure I.6) :

- Suspension (transport sur de longues distances dans la masse de l'écoulement) ;
- Charriage (déplacement des particules au contact du fond).

#### **I.6.3.1. Le Transport Par Charriage**

Le transport solide par charriage comprend les particules solides telles que les sables, graviers, galets et blocs, avec des diamètres supérieurs à 1 mm, qui sont transportées le long du lit de la rivière. Il transporte les particules les plus grossières en contact étroit avec le fond, elles se déplacent en glissant, roulant ou sautant.

#### **I.6.3.2. Le Transport Par Suspension**

Les sédiments transportés comme des matières en suspension ont un rôle dans l'équilibre de transport uniquement lorsqu'ils se déposent et participent ainsi à l'atterrissement, comme c'est le cas par exemple dans les cours d'eau très lents ou stagnants. La charge de sédiments en suspension d'une rivière est composée principalement de particules fines, équivalentes à la fraction 0,062 mm, comme de l'argile et du limon, qui ne se trouvent qu'en quantités relativement faibles dans le lit du cours d'eau (Heimann et al., 2011). Les mesures de transport solide en suspension sont très faciles par rapport au transport par charriage. Les valeurs très



importantes des matières en suspension (MES) transportées par le cours d'eau ne sont indicatrices que de la sensibilité des roches à l'érosion, de l'intensité des précipitations et des perturbations du régime d'écoulement. Ces valeurs expliquent que la charge en suspension d'une rivière soit plusieurs fois supérieure au flux de charge de fond.

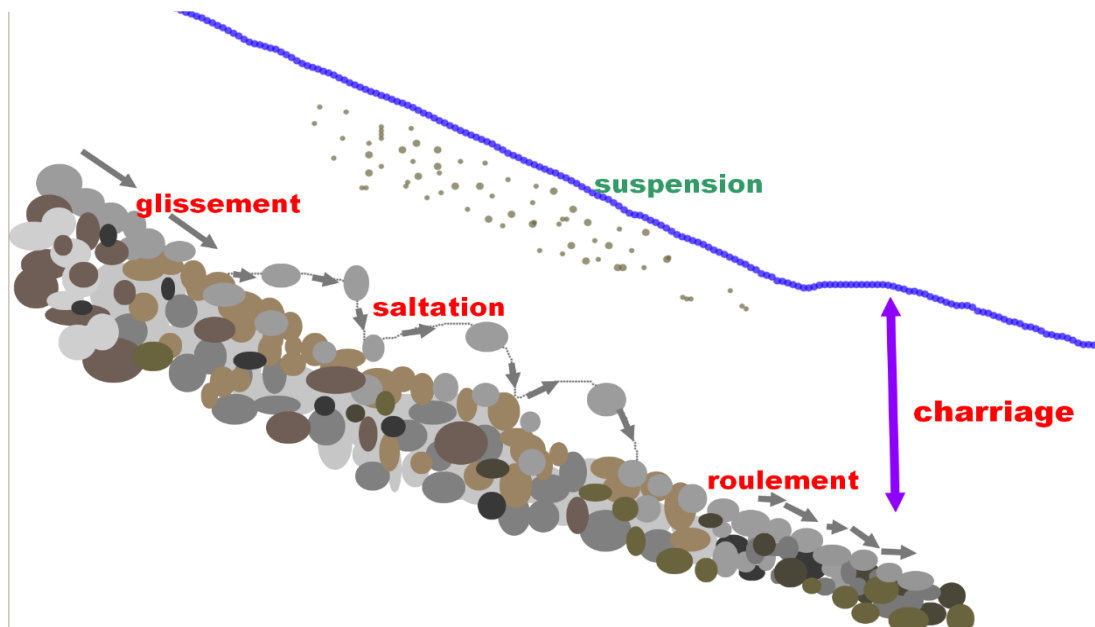


Figure I.6 Les formes et mécanismes de transport solide (Guillou et al., 2011).

#### I.6.4. Facteurs de l'érosion hydrique

Le climat, les propriétés du sol, la végétation, la couverture du sol, la topographie et les pratiques de gestion des terres sont des facteurs qui influencent l'érosion hydrique.

##### I.6.4.1. Les précipitations

Les estimations de l'érosion des sols nécessitent des informations sur l'intensité des précipitations, sa hauteur, son intensité et sa fréquence. L'agressivité de ces précipitations est le facteur moteur de génération de l'érosion hydrique, qui est influencée par la production de végétation qui, à son tour, contrôle l'apparition et l'évolution des sols. Par conséquent, la taille des particules, la densité apparente, la teneur en eau initiale et les propriétés d'infiltration des sols jouent un rôle important dans l'érosion hydrique et la perte de sol (Diodato et al., 2021).

##### I.6.4.2. Le ruissellement

Les précipitations peuvent se faire sous forme d'averses violentes ou d'accumulation des eaux lors d'une longue période pluvieuse, et la vitesse d'arrivée de l'eau sur le sol est souvent supérieure à la vitesse d'infiltration, ce qui entraîne un ruissellement important. La perméabilité de surface et la capacité de rétention en eau du sol favorisent l'infiltration et s'opposent donc au

phénomène de ruissellement. Le flux d'infiltration dépend de l'état de surface et du système de porosité, eux-mêmes conditionnés par la compacité, la fissuration et l'activité biologique. La végétation s'oppose au ruissellement et favorise l'infiltration. Les tiges constituent des obstacles à l'écoulement superficiel qui diminuent la vitesse des filets d'eau. Les racines augmentent la perméabilité du sol. En revanche, l'érosion est intense sous les climats semi-arides à arides où la couverture végétale est réduite (Bochet et al., 1998).

#### **I.6.4.3. Le sol**

Les caractéristiques structurales de la surface et propriétés physico-chimique des sols sont au cœur des phénomènes d'érosion hydrique (Bryan, 2000). La sensibilité du sol à l'érosion hydrique dépend de sa structure, de sa texture et de sa teneur en matière organique. Le détachement des particules ou l'érodibilité du sol varie en fonction de ses propriétés physico-chimiques telles que la composition granulométrique (proportion des sables, limons et argiles), la stabilité structurale des agrégats, la porosité, la structure du sol en surface, la teneur en matière organique et la capacité de rétention d'eau du sol (Hudson, 1993).

Les deux facteurs pris en compte pour l'étude du sol sont la battance et l'érodibilité, qui sont estimés à partir des données pédologiques telles que la texture, le taux de matière organique et la profondeur. Les sols riches en matière organique subissent moins l'érosion hydrique, et un sol profond a une forte résistance à l'érosion, contrairement aux sols superficiels.

#### **I.6.4.4. Le couvert végétal**

La végétation est un facteur important dans la protection de la surface du sol contre l'érosion. Par conséquent, une modification du couvert végétal dans une zone vulnérable à l'érosion éolienne a un impact direct sur l'érosion et donc sur le taux de dégradation des terres. Elle absorbe l'énergie cinétique des gouttes de pluie, couvre une grande partie du sol pendant les périodes de l'année où les précipitations sont les plus agressives, ralentit le ruissellement et maintient la surface du sol poreuse. La perte ou l'élimination de la végétation des pentes peut entraîner soit des taux d'érosion accrus, soit des fréquences plus élevées de rupture des pentes. Les avantages de stabilisation ou de protection de la végétation dépendent à la fois du type de végétation et du type de processus de dégradation des pentes. Dans le cas de la stabilité des masses, les avantages protecteurs de la végétation ligneuse vont du renforcement mécanique et de la retenue par les racines et les tiges à la modification de l'hydrologie des pentes en raison de l'extraction de l'humidité du sol via l'évapotranspiration. D'une part, elle augmente l'infiltration, améliore les propriétés physiques et chimiques du sol et maintient la cohésion des

matériaux grâce au système racinaire. D'autre part, elle brise l'énergie cinétique des gouttes de pluie et intercepte une partie des précipitations (Kefi et al., 2011).

#### **I.6.4.5. La topographie**

L'inclinaison et la longueur de la pente ont un effet significatif sur l'érosion du sol et le ruissellement. Une pente uniforme produit plus de ruissellement et d'érosion du sol que les autres, et la pente concave produit le moins. L'érosion des sols montre une variabilité spatiale inexplicée dans les pentes concaves et convexes. Les fines particules de sol ( $\leq 2$  mm) constituent la majorité du sol érodé à partir d'une pente uniforme, et les pentes concaves et convexes démontrent une grande variabilité dans la distribution de la taille des particules érodées entre les parcelles individuelles et les périodes d'étude (Sensoy and Kara, 2014). La longueur et le gradient de pente ont un effet sur la perte de sol et le ruissellement. On observe une érosion accrue des matériaux et une augmentation du débit avec une pente plus élevée, et une nette réduction du ruissellement pour chaque unité de longueur de pente a été observée à mesure que la longueur de pente augmentait. Un effet notable de l'érosion sur les longues pentes est la tendance d'une partie du sol érodé à s'accumuler à l'extrémité inférieure de la pente. Cette tendance peut être attribuée à la plus grande charge de sol ou à la densité plus élevée de l'eau et à son mouvement plus lent lorsqu'elle atteint la partie inférieure des pentes. L'accumulation de sols sur la partie inférieure des pentes longues et douces est une observation courante sur les terrains légèrement vallonnés.

#### **I.6.4.6. Activités anthropiques**

Les activités humaines ont un impact significatif sur l'évolution du paysage en modifiant la production, le transport et le stockage des sédiments (Kemp et al., 2020). L'érosion des sols se produit naturellement par le vent ou l'eau, mais les activités humaines peuvent l'accélérer et la déclencher.

L'érosion hydrique est influencée par plusieurs facteurs, dont l'activité humaine qui peut en être un facteur important. Les activités humaines peuvent entraîner l'apparition et/ou l'augmentation des zones de sol nu, qui peuvent représenter jusqu'à 0,20% de la superficie (Ouedraogo et al., 2019). Les humains perturbent la terre avec des activités de construction, de jardinage, d'exploitation forestière et minière, constructions de routes et de bâtiments, etc. .... Il en résulte un affaiblissement de la couche arable de la terre, ce qui entraîne une usure et une érosion excessives.

### I.7. Dégradations des sols dans le monde.

Ce phénomène, allant des dégradations légères aux plus graves, affecte environ 1,964 milliard d'hectares, soit plus de la moitié des surfaces cultivables dans le monde. L'estimation des valeurs médianes des taux bruts d'érosion dans le monde montre que les valeurs sont beaucoup plus élevées en Afrique et en Asie par rapport à l'Europe et à l'Amérique du Nord, reflétant ainsi l'impact érosif des pluies tropicales et la capacité plus grande des pays développés à mettre en place des programmes de conservation des sols (ha Dang, 2011) . La sédimentation des réservoirs est un problème très grave pour de nombreux pays, en particulier dans les régions semi-arides. Il existe environ 45 000 grands barrages dans le monde (Tableau 1.3), qui perdent chaque année entre 0,5 % et 1,0 % de leur capacité de réservoir (Mammou and Louati, 2007). De plus, dans des conditions climatiques arides, la capacité perdue atteint 6 000 à 8 000 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/an (Tigrek et al., 2009).

Tableau 1.3. Stockage, puissance et sédimentation dans le monde (Adam, 2013).

Région	Nombre de grands barrages	Stockage (km <sup>3</sup> )	Puissance totale (Zakrouf et al.)	Production d'hydroélectricité en 1995 (TWh/yr)	Perte annuelle due à la sédimentation (% de stockage résiduel)
À l'échelle mondiale	45,571	6,325	675	2,643	0.5–1
Europe	5,497	1,083	170	552	0.17–0.2
Amérique du Nord	7,205	1,845	140	658	0.2
Amérique du Sud et centrale	1,498	1,039	120	575	0.1
Afrique du Nord	280	188	4.5	14	0.08–1.5
Afrique sub-saharienne	966	575	16	48	0.23
Moyen-Orient	895	224	14.5	57	1.5
Asie (hors Chine)	7,230	861	145	534	0.3–1.0
Chine	22,000	510	65	205	2.3

La forme la plus courante du processus de dégradation des sols dans la région méditerranéenne est l'érosion hydrique (Roose and Sabir, 2002) flux spécifiques de sédiments varient de 0 à 271 t/ha à l'échelle annuelle, et de 0 à 116 t.ha<sup>-1</sup> à l'échelle mensuelle au sein des bassins versants méditerranéens, indique reflète l'extrême variabilité des flux hydro érosifs. Au Maroc 40 % avec une dégradation spécifique supérieure à 20 t ha<sup>-1</sup>.an<sup>-1</sup>, et en Tunisie, 45 % de la superficie du pays sont menacées par l'érosion, et près de 3 millions d'hectares de sols agricoles touchés par l'érosion hydrique (Benbrahim et al., 2004, Hermassi et al., 2014) .

### **I.8. L'érosion hydrique dans l'Algérie.**

Dans le monde, l'érosion et le transport solide sont des problèmes sérieux, notamment dans les pays maghrébins. Ainsi, l'Algérie est l'un des pays les plus touchés par l'érosion à l'échelle mondiale. (Meddi et al., 2016b). En Algérie, les ressources en eau et en sol sont sérieusement menacées par les processus érosifs qui influençant le stockage des barrages, inondations et destruction des infrastructures (Touaibia et al., 1999).

L'accélération de l'érosion est due à la fréquence et à l'intensité des sécheresses, aux déficits de pluviométrie et aux pluies torrentielles (Morsli et al., 2013) . À cause de transports et au dépôt de sédiments, l'envasement réduit environ 1 % de la capacité mondiale de stockage d'eau et de 0,5 à 1 % en Algérie (Gheraout et al., 2020). Un pourcentage importante de perte du stockage des volumes des barrages atteint de 14% qui égale le volume du barrage de Beni Haroun (Kateb et al., 2020). Environ de 50 millions d'hectares sont dégradée par l'érosion hydrique plus de 20% des superficies totales des terrains, avec un taux d'érosion élevé de 2000 à 4000 Mg.km<sup>2</sup>.an<sup>-1</sup> (Mihi et al., 2020). plusieurs chercheurs était basée sur l'utilisation de différents modèles tels que USLE, RUSLE, PAP/CAR (Mihi et al., 2020, Djoukbala et al., 2019, Chikh et al., 2019, Toumi et al., 2013, Toubal et al., 2018, Meghraoui et al., 2017, Khanchoul et al., 2020b), et SWAT (Hallouz et al., 2018a) (Kateb et al., 2020, Zettam et al., 2017, Khanchoul et al., 2020a, Mosbahi et al., 2013, Tadriss and Debauche, 2014), méthodes reposaient sur la distribution du radio-isotope C137 (Mesrar et al., 2017, Badreddine et al., 2021). De nombreux chercheurs ont étudié le phénomène d'érosion et leur quantification en Algérie en utilisant divers types d'équations basées sur la relation entre le flux liquide et solide et l'analyse graphique des données. Nous citerons notamment:

**Tableau.I-4.** Valeurs des taux d'érosion spécifiques des sols des bassins versants Algérie.

<b>Le bassin versant</b>	<b>Érosion spécifique</b>	<b>L'auteur</b>
Oued 'Isser	400 – 4900 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup> <sub>1</sub>	(Demmak et al., 1991)
Oued Agrioun	7 200 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Probst and Suchet, 1992)
Oued Saf Saf	461 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Probst and Suchet, 1992)
Oued 'Isser Lakhdaria	2 300 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Bourouba, 1997)
Algérie orientale	145 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Bourouba, 1998)
Oued Ebda	1 875 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Meddi, 1999)
Oued Mouilah	126 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Terfous et al., 2001)
Bassin versant la haute Tafna	1 120 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Megnounif et al., 2003)
Oued Chelif	942 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Bouchelkia and Remini, 2003)
Bassin versant Sebdou	937 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Bouanani, 2004)
Bassin versant Sikkak	170 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Bouanani, 2004)
Oued Haddad	212 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Achite and Meddi, 2004)
Oued Taht	191 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Achite and Meddi, 2004)
Oued Mina	187 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Achite and Meddi, 2005)
Oued Mina	187 t Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Achite and Meddi, 2005)
Oued el Abd	136 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Achite and Ouillon, 2007)
Oued Mellah	373 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Khanchoul and Jansson, 2008)
Oued Mouilah	165 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Ghenim et al., 2008)
BASSIN VERSANT DE HARREZA	470 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Meguenni and Remini, 2008)
Oued Souagui II	1 268 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Keddar, 2011, Keddar et al., 2011)
Oued Kebir bassin	572 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Khanchoul et al., 2012)
Oued Bellah	610 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Elahcene et al., 2013)
Bassin versant Sebdou	343 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Megnounif et al., 2013)
Oued Sikkak	170 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Bouanani et al., 2013)
Bassin versant de la Haute-Tafna	1 120 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Megnounif et al., 2003)
Oued Bellah	610 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Elahcene et al., 2013)
Oued El-Hachem	318 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Tadrist et al., 2014)
Oued Boukourdane	446 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Tadrist et al., 2016)
Le nord de l'Algérie	37–905 Mj.mm.ha <sup>-1</sup> .an <sup>-1</sup>	(Meddi et al., 2016a, Meddi et al., 1998)
Oued Sebdou	343 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Megnounif and Ghenim, 2016)
Oued Mellegue	589.23 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Selmi and Khanchoul, 2016)

BASSIN VERSANT Mellah	467.78 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Bouzeria et al., 2017)
Oued Soultez	575.60 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Balla et al., 2017)
Oued Reboa	678.34 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Balla et al., 2017)
Oued Kebir Rhumel	884 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Tourki et al., 2017)
Oued Bouhamdane	111.8 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Bouguerra et al., 2017)
Bassin tafna	196.11 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Belarbi et al., 2018)
Oued Mina	860 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Hallouz et al., 2018b)
Bassin Mekerra	117 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Mokadmi and Cherif, 2019)
Bassin Mouillah	16.502 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Belarbi et al., 2020)
Bassin Benni Haroun	3944.835 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Kateb et al., 2020)
Bassin Isser	800 Mg.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup>	(Millares et al., 2020)

### I.9. Méthodes de prévision des apports solides

Les problèmes associés au dépôt de sédiments sont variés. Les sédiments déposés dans les chenaux des cours d'eau réduisent la capacité de charge des crues, ce qui entraîne des débordements plus fréquents et des dommages plus importants aux propriétés adjacentes par les eaux de crue. Le dépôt de sédiments dans les canaux d'irrigation et de drainage, dans les canaux de navigation et les canaux de dérivation, dans les réservoirs et les ports, dans les rues et les autoroutes et dans les bâtiments crée non seulement une nuisance, mais inflige un coût public élevé en entretien, en enlèvement ou en services réduits. La sédimentation est une préoccupation vitale pour la conservation, le développement et l'utilisation de nos ressources en sol et en eau (Gregersen et al., 2007) .

De nombreux modèles/équations mathématiques empiriques et théoriques ont été développés pour estimer l'érosion des sols pour prévoir la quantité des apports solides dans les bassins versants.

#### I.9.1. Mesures de terrain

Mesure des eaux de surface et des sédiments, est essentielle et traite de la mesure des débits des rivières et de la capacité des lacs et des réservoirs. La quantification des pertes de terres d'un bassin versant est obtenue à partir des mesures de la quantité de sédiments quittant un bassin versant le long de la rivière au cours du temps. Des stations d'enregistrement (station de jaugeage ou station hydrologique) sont établies au point de sortie pour la mesure automatique du débit, à l'aide de déversoirs et d'enregistreurs de profondeur, et des concentrations de sédiments en suspension dans l'eau de la rivière. Des échantillons d'eau sont prélevés à des heures fixes avec des échantillonneurs de sédiments intégrés spécialement conçus, ou la





l'importance de l'érosion créée par ces deux facteurs dans un milieu naturel donné (Mietton, 1988).

#### iii. Les levés bathymétriques

La bathymétrie est un aspect important pour étudier la performance du degré d'accumulation de sédiments dans les réservoirs d'eau. Des levés bathymétriques ont été réalisés en raison d'une augmentation inexplicée de la turbidité de l'eau brute et de la diminution de la capacité de stockage des réservoirs, ainsi que du manque de données historiques sur la région et les retenues. Pour ces raisons, l'objectif des levés bathymétriques d'un lac ou d'une retenue de barrage est d'estimer le volume total ou la diminution de la capacité utile due à l'envasement. Les relevés bathymétriques permettent de mesurer la profondeur d'un plan d'eau et de cartographier les caractéristiques sous-marines d'un plan d'eau. Nous utilisons des levés bathymétriques pour de nombreux types de recherche, notamment pour l'étude des inondations, le contour des cours d'eau et des réservoirs, les fuites, l'affouillement et la stabilisation, les études de la qualité de l'eau, l'enlèvement des barrages, la biologie et les déversements, ainsi que pour le stockage et le remplissage des réservoirs et des étangs (Ali, 2014).

#### iv. Les mesures topographiques

L'objectif des levés topo-bathymétriques est de calculer et de cartographier le volume de sédiments emportés par l'érosion. Ces levés permettent de suivre, en fonction de l'évolution des débits, les changements de forme du lit et de fournir une base de données pour l'analyse et la prédiction des changements morphologiques, qu'ils soient naturels ou artificiels en réponse à des travaux fluviaux (Foxgrover et al., 2004).

### **I.9.2. La télédétection**

Les techniques avancées de cartographie de l'érosion sur de vastes zones font appel à des photographies aériennes, à la télédétection et à des outils de systèmes d'information géographique (SIG). Plusieurs modèles ont été développés avec des capacités de prédiction et d'utilité différentes. Les outils tels que la télédétection et les SIG ont considérablement amélioré l'utilité des modèles d'érosion des sols en permettant le couplage de modèles empiriques et basés sur des processus avec des données de télédétection et SIG. La télédétection est utile pour estimer la couverture terrestre sur de vastes zones géographiques, ce qui est une donnée essentielle pour la modélisation de l'érosion. La télédétection et les outils SIG permettent également la mise à l'échelle des données modélisées de petites parcelles (par exemple, USLE) à de grandes zones. La combinaison des modèles actuels avec des outils de télédétection et SIG

est une approche prometteuse pour améliorer la capacité prédictive des modèles à différentes échelles temporelles et spatiales (Merchant and Narumalani, 2009).

### **I.9.3. La modélisation**

La modélisation numérique de l'érosion, du transport et du dépôt des sédiments en termes spatiaux et temporels joue un rôle très important pour comprendre le processus de l'érosion et leur quantification. Les applications bidimensionnelles ou tridimensionnelles sont généralement utilisées pour évaluer les processus de sédimentation dans les vastes plaines inondables, les estuaires, les régions côtières et les plans d'eau stratifiés, tandis que les applications unidimensionnelles sont généralement utilisées pour évaluer les processus de sédimentation le long des rivières et des canaux. La modélisation du transport des sédiments permet à l'ingénieur de choisir parmi un large éventail de formules, d'algorithmes ou de procédures de transport pour estimer les taux de transport des sédiments pour des conditions hydrauliques données.

Les valeurs par défaut des paramètres du programme de modélisation sont calibrées et ajustées par rapport aux données réelles, qui consistent généralement en des changements morphologiques observés (érosion ou sédimentation) ou des taux de transport de sédiments observés. La modélisation physique du déplacement et du transport des sédiments est un moyen important pour évaluer la performance et tester les alternatives des projets ou des installations de génie civil proposés.

Généralement, l'érosion, le transport et le dépôt des sédiments sont simulés le long du long profil grâce à une formulation unidimensionnelle par des modèles numériques appelés parfois modèles morphologiques, car les processus simulés impliquent l'interaction et la rétroaction entre la structure de l'écoulement et les limites mobiles du canal. Les résultats de ces modèles consistent généralement en l'historique temporel du niveau de la rivière, du débit, de l'élévation du lit du canal, de la gradation des matériaux du lit et de la quantité et de la gradation du transport des sédiments. (Lopes, 1987)

#### **I.9.3.1. Les types de modèles**

Les modèles sont des imitations de la réalité et sont utilisés pour représenter des situations réelles de manière à permettre l'étude de certains aspects particuliers sous des conditions de contrôle impossibles à réaliser dans la réalité (HEC et al., 2013).

Dans le domaine de l'hydrologie, il existe plusieurs modèles en fonction de leurs spécificités et de leur domaine d'application. De nombreux auteurs ont proposé une classification des modèles

hydrologiques (Singh and Frevert, 2010). Tableau I.5 illustre une classification globale des différents types de modèles.

Tableau I.5 Types de modèles (Benedini and Tsakiris, 2013, Singh and Frevert, 2010).

<b>Caractéristiques</b>	<b>Type de modèle</b>
Selon la nature de la variable	Modèle déterministe (variable non Aléatoire) Modèle stochastique (variable aléatoire)
Traitement de l'espace (homogénéité du bassin)	Modèle globale Modèle semi distribué Modèle spécialisé
Fondement théorique et approche de développement	Modèle empirique Modèle conceptuelle Modèle a base physique
L'évolution temporelle	Modèle cinématique(descriptifs) Modèle dynamique (explicatifs)
Fonction objectif	Modèle de simulation Modèle de gestion

(Gorunescu, 2011),proposa notamment une classification des modèles en trois types principaux :

➤ Physique :

Un modèle physique est une représentation matérielle simplifiée, généralement à une échelle réduite, d'une situation problématique. Il assure la similarité des forces, ce qui signifie que les rapports entre les différentes forces à pleine échelle doivent être les mêmes à l'échelle du modèle.

➤ Analogue :

La modélisation analogue consiste à construire un système physique, mécanique ou électrique, qui reproduit plus ou moins fidèlement un phénomène que l'on souhaite étudier.

## ➤ Numérique :

Basé sur le travail des ordinateurs peuvent traiter très vite de grandes quantités de données (tableau I.6).

Tableau I.6 classification du Modèle numérique (Bundschuh and Arriaga, 2010) .

Modèle numérique	La description
Sur une base Empirique	Basé sur des corrélations statistiquement significatives entre des variables obtenues à partir de l'analyse de données expérimentales avec une base de données suffisante, le modèle empirique peut fournir des résultats fiables lorsqu'il est fondé sur une quantité substantielle de données d'essai.
Sur une base Stochastique	Basé sur la génération de séquences synthétiques de données à partir des caractéristiques statistiques des données d'échantillons existantes, ce type de modèle est utile pour générer des séquences d'entrée pour des modèles empiriques et à base physique où les données ne sont disponibles que pour de courtes périodes d'observation.
Sur une base physique	Représente une construction physique dont les caractéristiques ressemblent aux caractéristiques physiques du système modélisé, base sur des équations mathématiques, qui sont des abstractions de modèles physiques en ce sens qu'ils remplacent des événements, des forces et/ou des objets en utilisant des expressions qui contiennent des variables mathématiques, des constantes et des paramètres.

"Plusieurs modèles importants sont utilisés pour la quantification des apports solides et le risque d'érosion au niveau d'un bassin versant, tels que : WEPP (Water Erosion Prediction Project), un programme informatique de simulation continue pour la prévision de l'érosion, la perte de sol et le dépôt de sédiments(Flanagan et al., 2013) ; EPIC (Erosion-Productivity Impact Calculator), un modèle de simulation mathématique continu pour déterminer la relation entre l'érosion et la productivité du sol ; EUROSEM (European Soil Erosion Model), un modèle

distribué dynamique pour simuler le transport, l'érosion et le dépôt de sédiments par les processus de ruissellement, rigoles et interrigoles ; USLE (Arnoldus), un modèle mathématique pour calculer le taux d'érosion annuel moyen à long terme causé par l'érosion en nappes et en rigoles (Fistikoglu and Harmancioglu, 2002) ; RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation), une version actualisée de l'équation USLE (Renard et al., 2017) ; MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation), une version modifiée de l'équation USLE pour les applications aux bassins versants, a été modifié en remplaçant le facteur d'énergie de pluie annuelle par un taux d'écoulement et un facteur de volume pour l'application aux bassins versant l'équation prend la forme suivante (Williams, 1975); et **SWAT** : Soil and Water Assessment Tools est un modèle physique hydrosédimentologique semi-distribué et continu qui a été développé pour prédire et quantifier l'impact des pratiques de gestion des terres dans les grands bassins versants complexes (Douglas-Mankin et al., 2010). SWAT est un modèle hydrologique avec les composants suivants : évapotranspiration, pertes de transmission, stockage des étangs et des réservoirs, percolation, chargements des nutriments et des pesticides, transfert d'eau, croissance des cultures et irrigation, écoulement des eaux souterraines, acheminement des tronçons, météo, ruissellement de surface, écoulement de retour (Williams, 1975).

Le choix de modèle dépende deux critères : la qualité et disponibilité des données.

### I.9.3.2. Application des formules

i. Formule de Fournier

$$As = \frac{1}{36} \times \left( \frac{Pm}{Pam} \right)^2 \times 2,65 \times \left( \frac{h}{S} \right)^2 \times 0.46 \dots \dots \dots (I.4)$$

Avec :

$As$  : Apport solide spécifique moyen annuel (tonne/km<sup>2</sup>/an) ;

$Pm$  : Précipitations moyennes mensuelles du mois le plus pluvieux (mm) ;

$Pam$  : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

$h$  : Dénivelée moyenne (m) ;

$S$  : Superficie de bassin versant (km<sup>2</sup>).

ii. Formule de Tixeront

Cette formule est spécifique pour l'Algérie et la Tunisie.

$$As = 354 E^{0.15} \dots \dots \dots (I.5) \text{ (Pour les bassins Tunisiens).}$$

$$As = 92 E^{0.21} \dots \dots \dots (I.6) \text{ (Pour la région Est Algérien).}$$

$$As = 200 E \dots \dots \dots (I.7) \text{ (Pour la région Centre Algérien).}$$

## iii. Formule de Sogreah

Basée sur les données de 30 bassins Algériens, la formule est :

$$As = \alpha E^{0.15} \dots \dots \dots (I.8)$$

Avec :

$As$  : Apport solide spécifique (tonne/km<sup>2</sup>/an) ;

$\alpha$  : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol ;

$E$  : Ecoulement annuel (mm).

## iv. Formule de l'ANRH

$$T_{ss} = 26.62 IL + 5.07 IP + 9.77 CT - 593.59 \dots \dots \dots (I.9)$$

Où :

$T_{ss}$  : Transport solide spécifique moyen annuel (t/km<sup>2</sup>/an)

$IL$  : Indice lithologique (%) ;

$IP$  : Indice des précipitations (%) ;

$CT$  : Coefficient de torrencialité =  $Dd.F1$

$Dd$  : Densité de drainage (km/km<sup>2</sup>) ;

$F1$  : Fréquence des thalwegs élémentaires ;

Cette formule s'applique pour les conditions de  $IL > 10\%$  et  $Pm > 300\text{mm}$ .

**I.10. Les Réseaux de neurones artificiels (RNA)**

Les réseaux de neurones artificiels (RNA) sont des modèles impliquant des calculs et des mathématiques qui simulent les processus du cerveau humain. Les modèles RNA sont constitués de neurones sous une forme complexe et non linéaire. Ils sont composés de neurones reliés entre eux par des liens pondérés, permettant une reconnaissance des relations hautement non linéaires et l'organisation de données dispersées dans un modèle non linéaire (Braspenning et al., 1995). De nombreux domaines de travail appliquent la méthode des réseaux de neurones. En hydrologie, les RNA ont été largement utilisés ; cette technique fournit des solutions et des détails pour la gestion et la conception (Bedient et al., 2008).

# Chapitre II

# Présentation

# de la zone

# d'étude

Le bassin versant du barrage de Mazafran a été choisi comme exemple d'étude dans cette thèse. Il s'agit d'une zone importante qui constitue une source considérable de sédiments. L'étude des caractéristiques morphométriques, géologiques, géographiques et climatiques du site permettra de comprendre les principaux facteurs qui influencent l'érosion.

## II.1. Situation géographique

Le bassin côtier 02A, qui appartient à la région hydrographique Algérois-Hodna-Soummam, est représenté en détail à la figure 2. Il est divisé en quatre sous-bassins (délimités en rouge) : Mazafran, El-Harrach, Côtier Ouest, Côtier Centre et Côtier Est (Figure II.1).

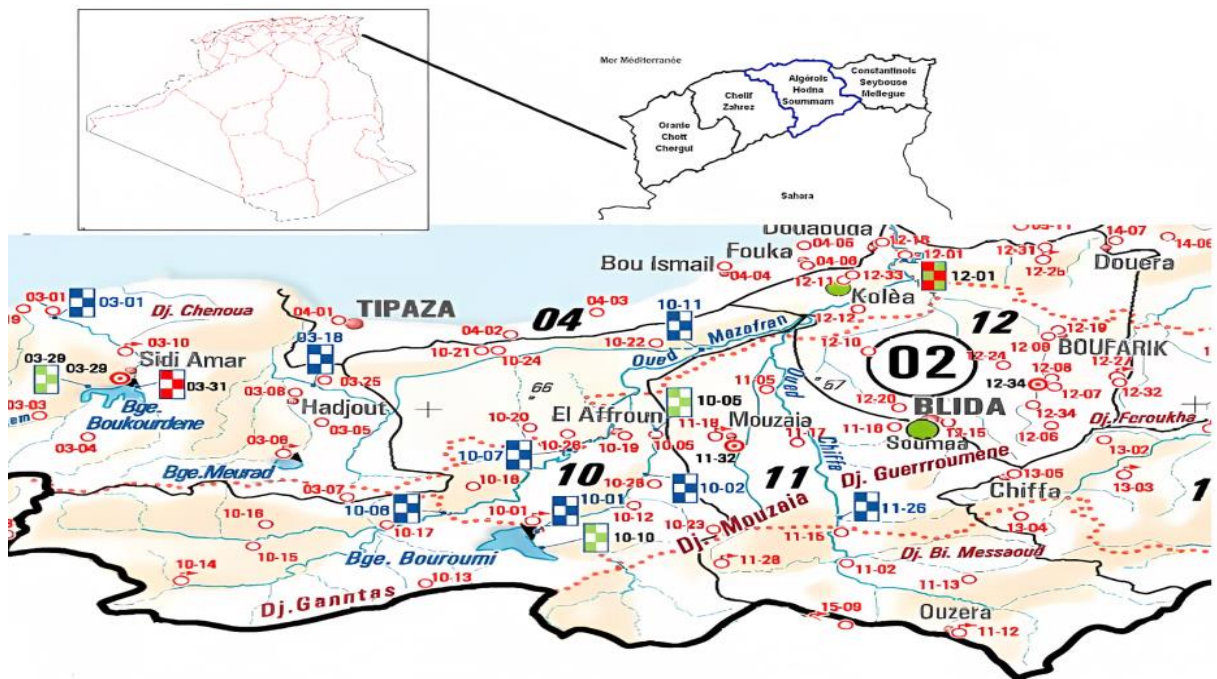


Figure II.1. Bassin côtier algérois 02A (MRE.Algerie)

Le bassin versant du Mazafran se situe sur la partie centrale de l'Algérie et fait partie du grand bassin côtier algérois dénommé le bassin versant 02. Il couvre une superficie de 2056,02 km<sup>2</sup>, avec un périmètre de 394,17 km. Il est situé entre 1° et 1°20' Est et 36° et 36°30' Nord et traverse deux domaines différents : au sud, un domaine montagneux (l'Atlas blidéen), et au nord, la plaine de la Mitidja. Le principal exutoire est l'Oued Mazafran, qui traverse le Sahel par une cluse.



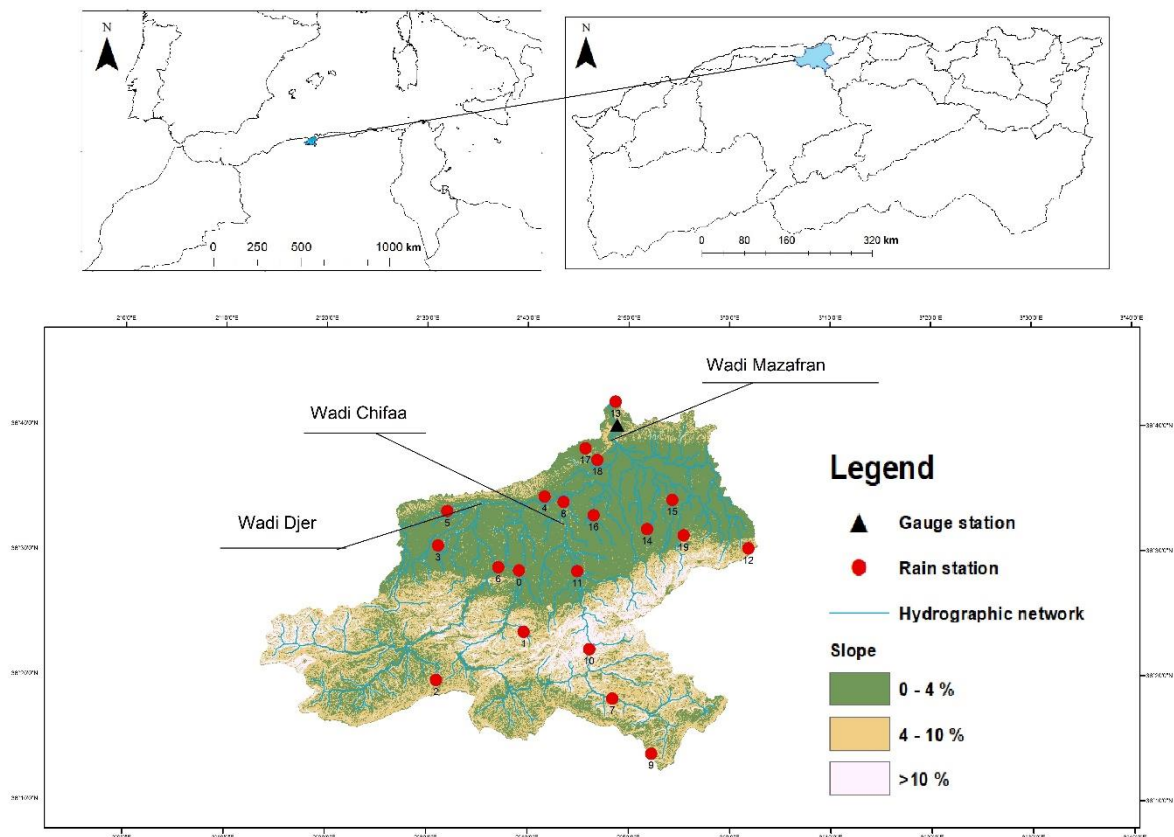


Figure II.2. Bassin versant de Mazafran (propre élaboration)

### II.2.2 Situation administrative

Le bassin versant du Mazafran se situe principalement dans deux wilayas (Alger et Tipaza). Le bassin côtier étudié est situé à 40 km à l'ouest de la capitale Alger. Il fait partie d'une série de dunes qui forment la frontière entre les wilayas (provinces) d'Alger et de Tipaza. Ce bassin versant est limité au nord par la Bouzareah, à l'est par le bassin versant de l'Oued El Harrach, au sud par le bassin de l'Isser et à l'ouest par l'Oued Chiffa.

### II.2.3 La géologie du bassin versant

Dans son étude, (Messaoud Nacer, 1987) décrit le contexte géologique des aquifères de la plaine de Mazafran en définissant les formations aquifères et les substrats imperméables de la région. La forme en synclinale du bassin est confirmée par les flexures de ses bords, le fond du bassin étant généralement relativement plat. La flexure du nord est plus prononcée, avec des profondeurs atteignant 500 mètres. Les variations en hauteur peuvent être schématisées par la succession suivante, de bas en haut :

Le substratum marneux imperméable du Plaisancien.

L'Autien à faciès gréseux, généralement d'une épaisseur de 100 à 200 mètres.

Des alluvions argileuses couvrant la plupart du bassin, sauf dans certaines zones où des dépôts grossiers sont présents.

Des alluvions grossières en surface, tels que des cônes de déjection et des anciens lits de rivières, d'une épaisseur moyenne de 200 mètres. Les formations Astienne et les alluvions grossières constituent les réservoirs aquifères.

Le relèvement de l'horizon astien, le long du flanc sud du Sahel, induit parfois un contact avec le réservoir alluvial. Au sud, les relations entre le réservoir alluvial et l'Atlas sont localisées au piedmont.

La figure II.3 présente une carte morphogéologique du bassin versant à une échelle de 1/500 000. Cette carte a été réalisée par (Guemache et al., 2010).

#### **II.2.4 La topographie du bassin versant**

La topographie du bassin est caractérisée par une pente modérée à forte, à l'exception des plaines et des ruisseaux des principaux cours d'eau (Figure II.4).

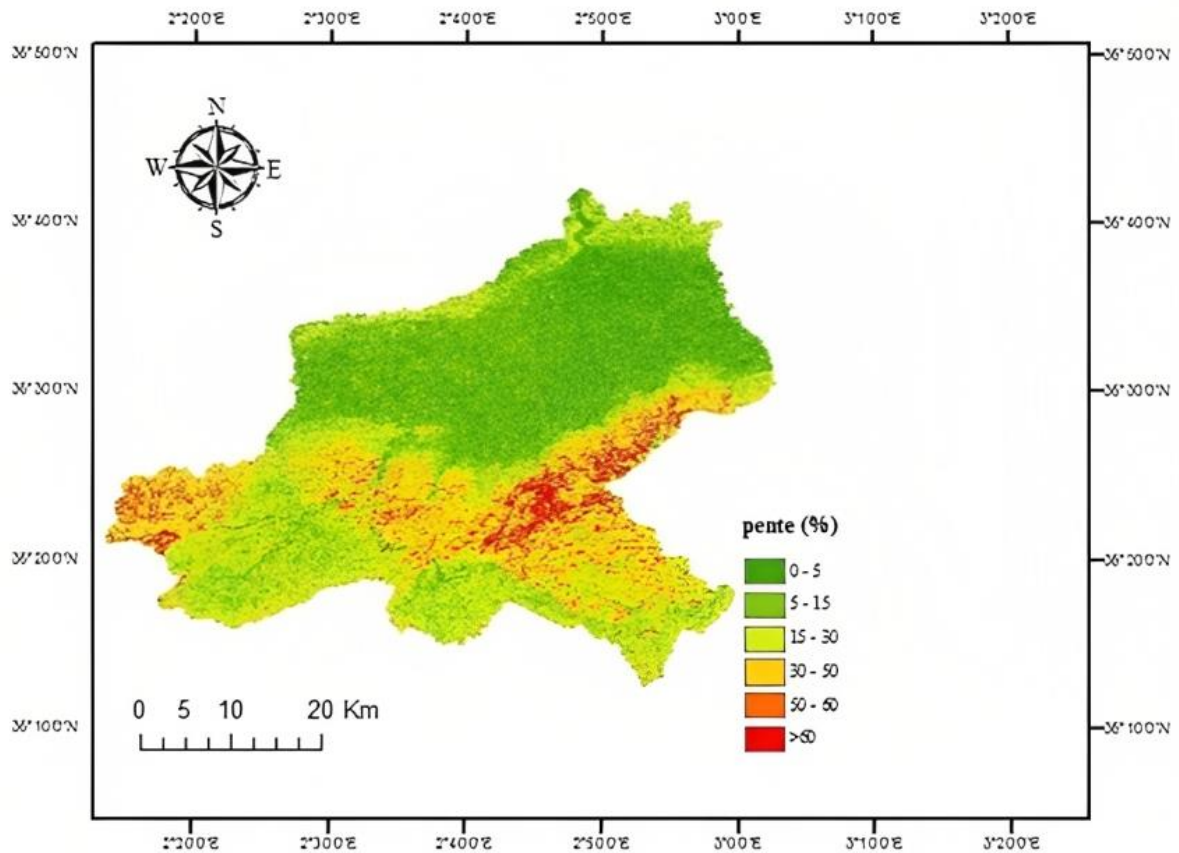


Figure II.4. Carte des pentes du bassin versant (propre élaboration)

Le bassin versant du Mazafran présente une topographie contrastée, variant entre des zones basses et plates de la plaine de la Mitidja et des reliefs escarpés de l'Atlas blidéen. Les altitudes extrêmes du bassin versant sont comprises entre 6 m et 1 628 m. La figure II.4 montre que la pente moyenne du fleuve principal est de 6,2 %, et que 60 % de la superficie du bassin présente des pentes inférieures à 10 %. Le Sahel est caractérisé par un bombement anticlinal à pente faible (5 % à 12 %) supportant des sols souvent riches et profonds, tandis que la plaine est une dépression synclinale d'orientation WSW/ENS, à pente très faible variant de 0 à 5 % .

Dans cette zone montagneuse située au sud du bassin, le massif est caractérisé par ses reliefs escarpés et ses pentes inclinées allant de 12 % à 25 % et atteignant parfois 35 % dans la partie centrale de l'Atlas blidéen. La dépression de la Mitidja ne correspond pas à l'existence de cours d'eau traversant la plaine de manière perpendiculaire. Les principaux oueds de la région, comme celui de Mazafran, ont des caractéristiques similaires, notamment des origines dans les montagnes de l'Atlas et des dimensions limitées. Leur profil longitudinal est composé de deux



➤ **Longueur du rectangle équivalent**

$$L = \frac{Ic \cdot \sqrt{S}}{1.12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{Ic} \right)^2} \right] \dots \dots \dots (II. 2)$$

➤ **Largeur du rectangle équivalent**

$$l = \frac{S}{L} \dots \dots \dots (II. 3)$$

**Tableau II.1.** Caractéristique de forme du bassin Mazafran.

Bassin	Kc	L(km)	l(Km)	IPR	IPG (%)	Alt min	Alt max	Alt moy
Mazafran	1,19	61,7	30,89	0,26	2,65	10	1629	446

Où :

- S : la superficie drainée.
- IPR : est l'indice de pente de Roche.
- IPG : Indice de pente globale, il est égal à la dénivelée divisée par la longueur du rectangle équivalent.

A partir des résultats obtenus de l'indice de compacité de Gravelius, on conclut que les bassins versants de l'oued Mazafran se caractérise par une forme allongée.

**II.6. Réseau hydrographique du Mazafran.**

Le bassin versant de l'oued Mazafran est un des plus importants dans la plaine de Mitidja et bassins du côtier Algérois. Avec une superficie totale de près de 2056.02 km<sup>2</sup> dont 1110 km<sup>2</sup> en montagne. Il est limité au Nord par le Sahel de direction Est-Ouest, au Sud par l'Atlas de Blida qui s'étend également d'Est en Ouest, à l'ouest par le lac de Halloula et les collines de Hadjout, et à l'est par l'oued El Harrach. (ABH. Agence National des bassins hydrographiques, 2013).

**Tableau II.2.** Caractéristiques du réseau hydrographique.

Bassin	Station	Code	∑Li (Km)	Dd(Km/Km2)	Ct	Lt(Km)	Tc (h)
Oued Mazafran	Fer à Cheval	021201	5320	2.8	21	96	19

Dd : densité de drainage, Ct : Coefficient de torrentialité, LT : Longueur du Talweg principale,  $i$  : longueur du chevelu hydrographique.

Le bassin versant du Mazafran est formé par la confluence de quatre oueds : l'oued Djer, l'oued Bouroumi, l'oued Chiffa et l'oued Fatis. La plus grande contribution provient de la rencontre de l'Oued Djer et de l'Oued Chiffa ,avec des caractéristiques suivantes (Messaoud Nacer, 1987) :

- L'Oued Djer, qui est long de 50 km avec une superficie de 396 km<sup>2</sup> , forme la limite naturelle entre les communes d'Attatba et Ameer El Ain. Une partie de son cours a été aménagée en canal d'assèchement le long de la route départementale n°7. Il reçoit ensuite l'Oued Bou Roumi
- L'Oued Chiffa, qui vient des gorges de Chiffa, traverse le massif de Chrea et le massif de Mouzaia pour devenir l'Oued Mazafran. Il mesure 35 km de long et son bassin versant à une superficie de 316 km<sup>2</sup>. Enfin, l'Oued Bou entre sur le territoire d'Attatba à la limite des communes d'El Affroun et Mouzaia, il coule près de l'Oued Djer, il mesure 72 km de long et son bassin versant est estimé à 680 km<sup>2</sup>.

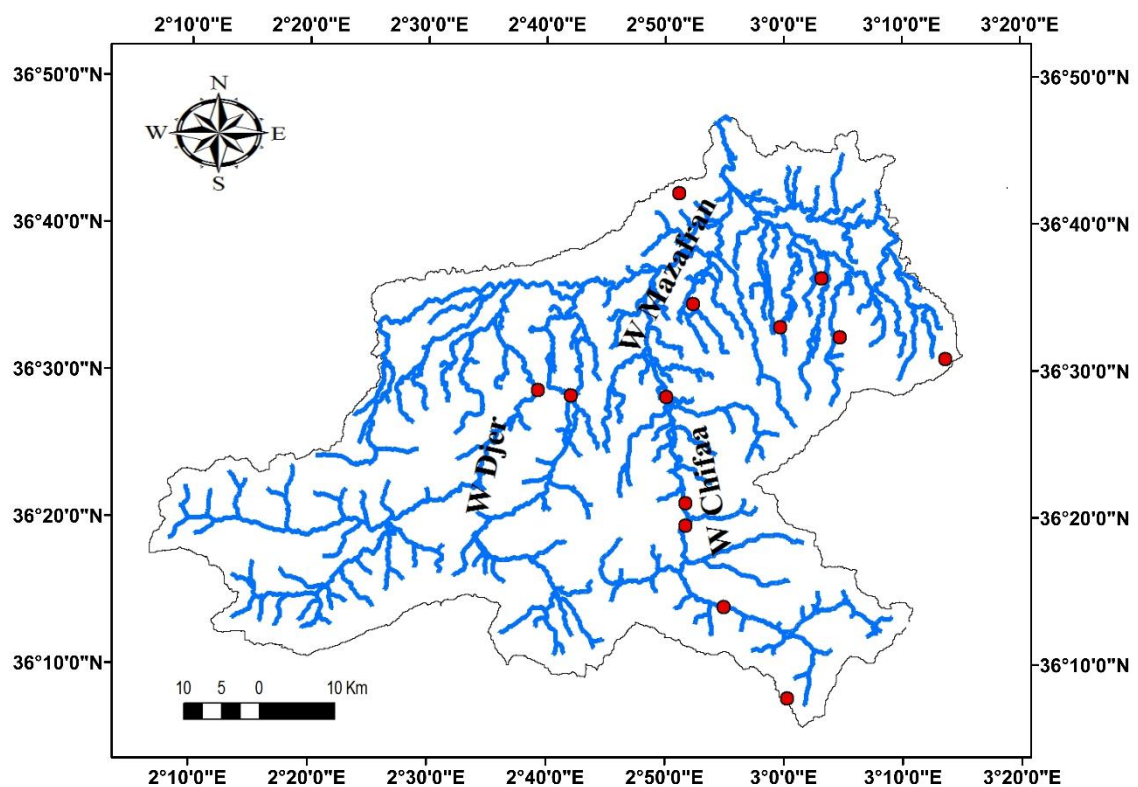


Figure II.5. Réseau hydrographique du Mazafran du bassin versant (propre élaboration)

## II. 7. Climatologie du bassin versant du Mazafran

### II.7.1. Précipitation

En Algérie les précipitations sont caractérisées par une variabilité spatio-temporelle très marquante(BOUCETTA, 2018). La tranche de pluie annuelle décroît à mesure que l'on avance du Nord vers le sud et de l'Est vers l'Ouest.

La figure II.6 illustre la précipitation moyenne inter-mensuelle dans le bassin versant du Mazafran pendant la période 1976-1994.

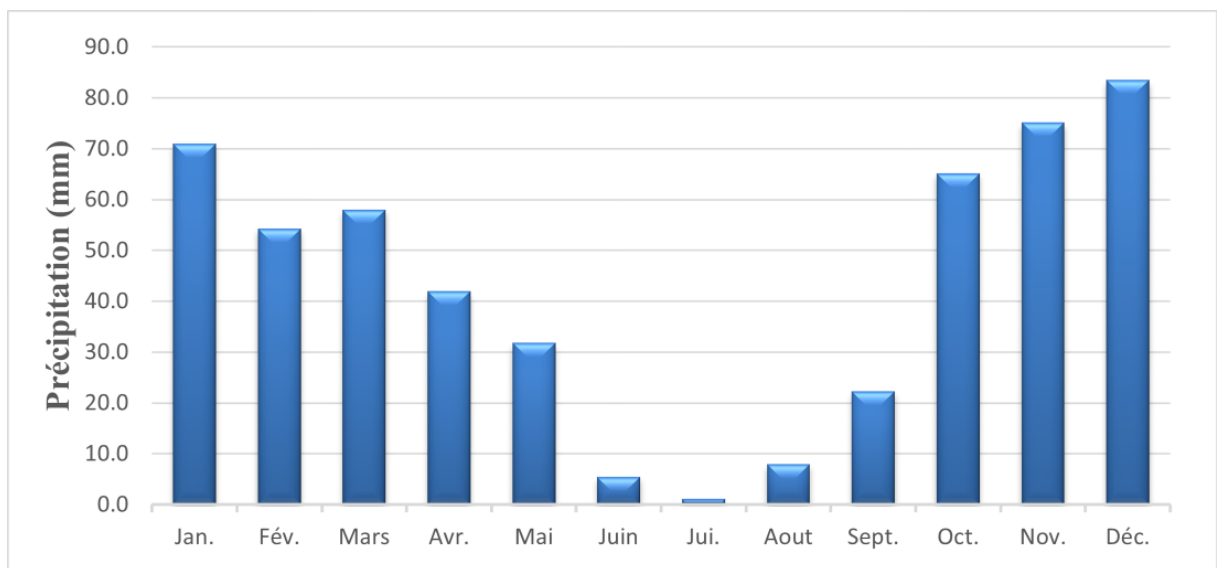


Figure II.6 Distribution mensuelle des précipitations pour Mazafran (1976-1996).

La figure II.6 montre que les précipitations les plus importantes dans le bassin versant sont enregistrées durant les mois de novembre (75 mm) et décembre (84 mm). Le bassin reçoit en moyenne des quantités annuelles de précipitations variantes entre 300 et 800 mm de pluie, avec une moyenne interannuelle de 517 mm pour une période allant de 1976 à 1994. Les pluies les plus faibles sont enregistrées durant les mois de juin, juillet et août, avec une précipitation variant de 1 à 7,9 mm par mois.

### II.7.2 Température

La figure II.7 représente la moyenne inter-mensuelle de la température dans le bassin versant du Mazafran pendant la période 1976-1994. Les températures moyennes annuelles et mensuelles réagissent directement en interaction avec les autres facteurs météorologiques. Le climat du bassin versant de l'Oued Mazafran est de type semi-aride, avec des hivers humides et froids (de 7 à 18°C) et des étés secs et chauds (de 19 à 30°C), avec une température interannuelle

moyenne de 18°C. Les minima thermiques sont généralement atteints au mois de novembre, décembre et janvier (de 12°C à 17°C), tandis que les maxima sont atteints en juillet et août (de 12°C à 17°C). L'influence de la mer comme facteur atténuant en hiver et rafraîchissant en été est assez marquée sur les régions du littoral. De même, les contrastes saisonniers sont bien marqués en hiver et en été (Davtian, 1998).

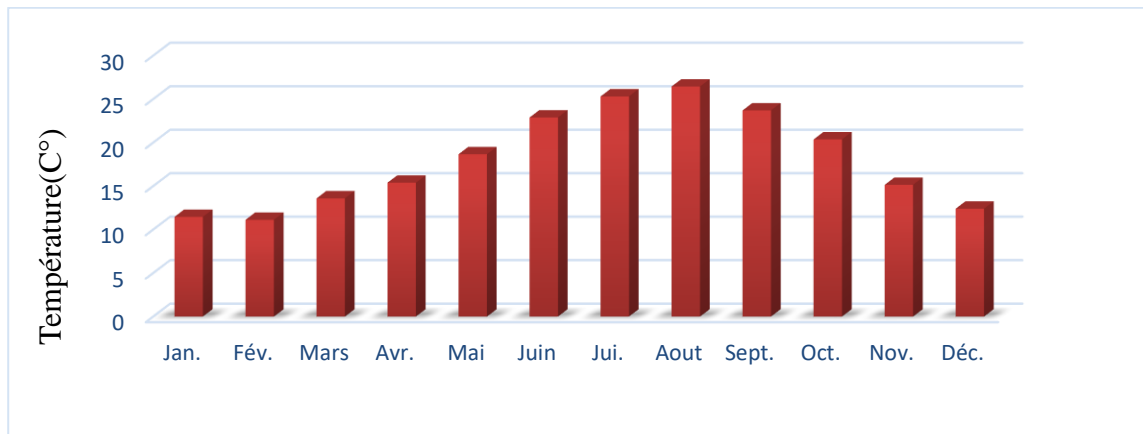


Figure II.7 Température moyenne dans le bassin versant, période 1976-1994.

### II.7.3 Diagramme ombrothermique de Gaussen

Il est possible d'utiliser une représentation de la variation de la température et de la précipitation mensuelle dans une échelle standardisée avec  $P=2T$  pour étudier la saisonnalité des précipitations et de la température dans la zone d'étude. Cette méthode permet de visualiser la période sèche et humide ainsi que les variations annuelles de la température et des précipitations (Bagnouls and Gaussen, 1957).

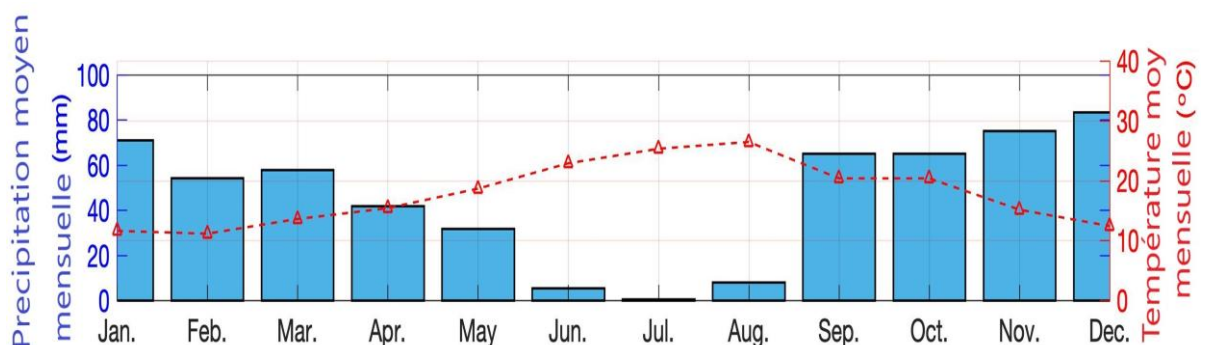


Figure II. 8 Diagramme ombrothermique de Gaussen du bassin versant

D'après la figure présentée, il est possible de conclure que dans le bassin versant de Mazafran,



la période sèche s'étend de manière significative du mois d'avril au mois d'octobre, tandis que la période humide s'étend de manière marquée du mois de novembre au mois de mars. Cette observation est importante pour comprendre les fluctuations saisonnières des précipitations et leur impact potentiel sur le régime hydrologique du bassin versant.

### II.7.4 L'humidité relative

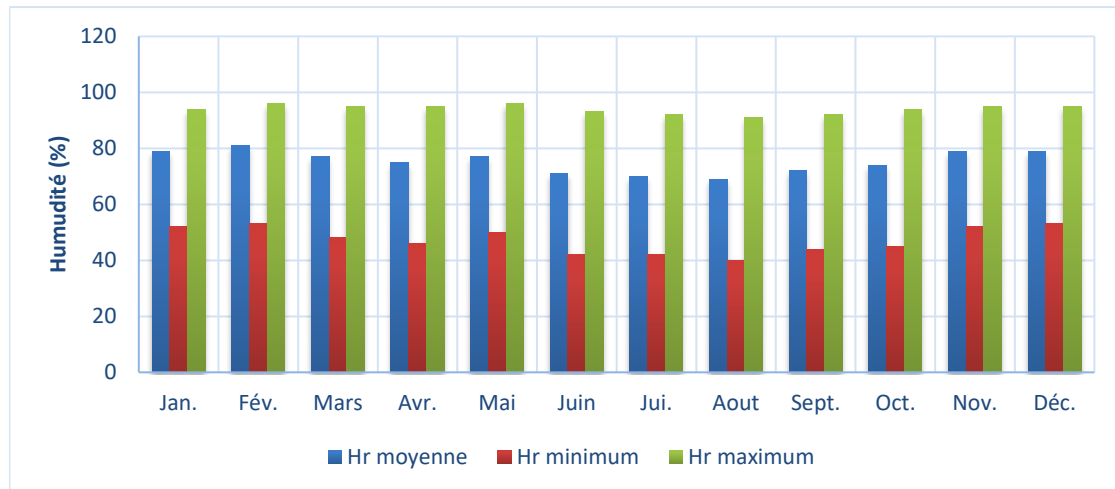


Figure II. 9 Humidité relative dans le bassin versant

D'après les données présentées dans la figure ci-dessus, il est possible de constater que l'humidité relative moyenne mensuelle dans le bassin versant de Mazafran varie entre 40% et 96%. Il est à noter que le mois d'août présente l'humidité relative la plus basse, tandis que les mois de février et de mai présentent les valeurs les plus élevées

# Chapitre III

# QUANTIFICATION

# DU TRANSPORT

# SOLIDE

Ce chapitre s'intéresse à l'évaluation des matières en suspension dans un bassin versant spécifique à l'aide de données hydro-pluviométriques réelles. Il utilise l'analyse des matières en suspension pour comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire et quantifier les flux de matière solide dans le bassin versant. Il aborde également la quantification des transports solides à différentes échelles, et examine la relation entre les précipitations et les flux de sédiments en utilisant des indicateurs.

Le chapitre traite de l'évaluation des matières en suspension dans un bassin versant spécifique en utilisant des données hydro-pluviométriques réelles. L'analyse des matières en suspension est une méthode permettant de comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire et de quantifier les flux de matière solide dans le bassin versant. Le chapitre aborde également la quantification des transports solides à différentes échelles, ainsi que la relation entre les précipitations et les flux de sédiments en utilisant des indicateurs appropriés. L'analyse des matières en suspension est utile pour comprendre les processus hydrosédimentaires et pour aider à la gestion des ressources en eau et des écosystèmes associés. Le chapitre souligne l'importance de quantifier les transports solides pour évaluer l'impact potentiel des phénomènes hydrologiques tels que les inondations et les sécheresses. Enfin, le chapitre fournit une vue d'ensemble des méthodes et des outils utilisés pour évaluer les matières en suspension dans un bassin versant spécifique.

### **III.1. Données disponibles**

Dans cette étude, une analyse des modèles annuels et saisonniers des charges en suspension ainsi que la quantification des apports solides en suspension pour le bassin de Mazafran en Algérie centrale ont été réalisées. Pour cela, les données de débit d'eau et de sédiments en suspension enregistrées pendant 19 ans à l'exutoire du bassin versant ont été utilisées. En outre, les courbes de tarage saisonnières ont été analysées pour évaluer la relation entre les précipitations et les processus d'érosion.

Les données utilisées dans la présente étude comprennent des mesures quotidiennes de débit et de concentration de sédiments en suspension qui avaient été effectuées auparavant par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) d'Alger. L'Oued Mazafran est contrôlé par la station hydrométrique « Fer à Cheval » (S13) à l'exutoire du bassin du Mazafran (Figure III.1). La méthode d'échantillonnage a consisté à obtenir des échantillons d'eau quotidiens, avec des pas de temps de 15 min, lors des crues. Des échantillons de sédiments ont été prélevés à des pas de temps allant jusqu'à 30 min (Ghenim and Megnounif, 2013). La hauteur d'eau enregistrée a

été transformée en débit à l'aide d'une courbe d'étalonnage régulièrement mise à jour ; cela a été fait dans le but d'analyser les échantillons en laboratoire afin de déterminer les concentrations solides. Les figures 2c et 2d donnent les valeurs obtenues pendant la période d'étude.

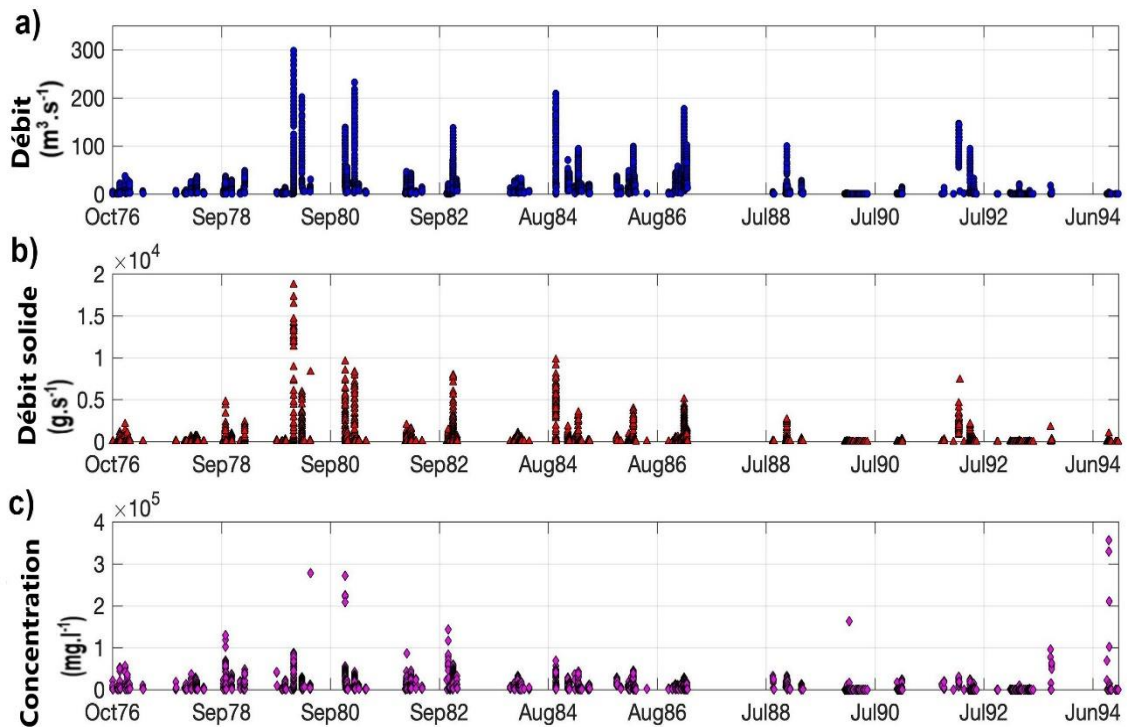


Figure III.1 Données disponibles pour le site d'étude ; (a) Débit mesures à la station de jauge; (b) débit de sédiments mesurés à la station de jauge, et (c) Concentration.

La concentration des sédiments en suspension (Figure III.1.c, d) a ensuite été estimée à l'aide de la méthode de filtration en pesant l'échantillon après séchage dans une étuve à  $105^\circ \text{C}$  pendant une période de 30 min. L'échantillonnage a été validé en multipliant le nombre obtenu lors de crues ou débit variable (Ghenim et al., 2007). Les données utilisées portent sur la période s'étendant sur une période de 19 ans; soit de 1976 à 1994. Ces données sont présentées sous la forme d'une série de couples de débit liquide ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) et de concentration en sédiments ( $\text{g} \cdot \text{dm}^{-3}$ ). D'autre part, 20 stations météorologiques réparties sur le bassin versant étudié (Figure III.1) ont été sélectionnés pour évaluer l'influence des précipitations sur la perte de sol et les processus d'érosion, et pour différencier les périodes sèches et humides. Les données des précipitations et des températures utilisées ont été fournies par l'Office National de la Météorologie (ONM) pour la même période de 19 ans; de 1976 à 1994.

### III.2 Méthodologie

En raison de la qualité des données disponibles et de la relation entre la concentration et le débit d'eau, l'analyse basée sur la périodicité annuelle ne permet pas de comprendre la relation. C'est pourquoi des types particuliers d'années ont été distingués, avec des comportements différents pour les premiers et deuxièmes types. Plusieurs conclusions peuvent être tirées entre les saisons sèches et humides. La figure III.2 présente la méthodologie suivie, avec des méthodes organisées selon deux types d'années pour évaluer l'impact des caractéristiques hydrologiques sur le rendement spécifique en sédiments. La contribution des sédiments est estimée à l'échelle de l'événement à partir de périodes saisonnières et annuelles, avec une sélection d'événements pluvieux pour les périodes sèches et humides. Les approches sont analysées en tenant compte de la fréquence, des périodes avec et sans données, de l'écart-type et de la moyenne, du minimum et du maximum (Millares et al., 2020). Les périodes des saisons humides et sèches ont été déterminées à partir du diagramme ombrothermique. L'évaluation du rendement spécifique des sédiments SSY a été réalisée en synthétisant les courbes de tarage pour chaque période et en comparant les estimations annuelles et saisonnières. La relation entre SSY et le débit liquide a également été analysée. Les données de précipitations pour les 20 stations de mesure ont été analysées à l'aide de l'indice de concentration mensuelle moyenne des précipitations (PCI), de l'indice de Fournier modifié (MFI) et de l'indice de Fournier modifié (MFI Meddi) pour valider la relation statistique entre chaque indicateur et les précipitations annuelles moyennes. La distribution spatiale de l'érosivité des précipitations, du MFI et du MFI Meddi ont été réalisées pour vérifier le modèle spatial spécifique dans la distribution spatiale de chaque type. Ces analyses ont été réalisées pour l'ensemble de la période d'étude.

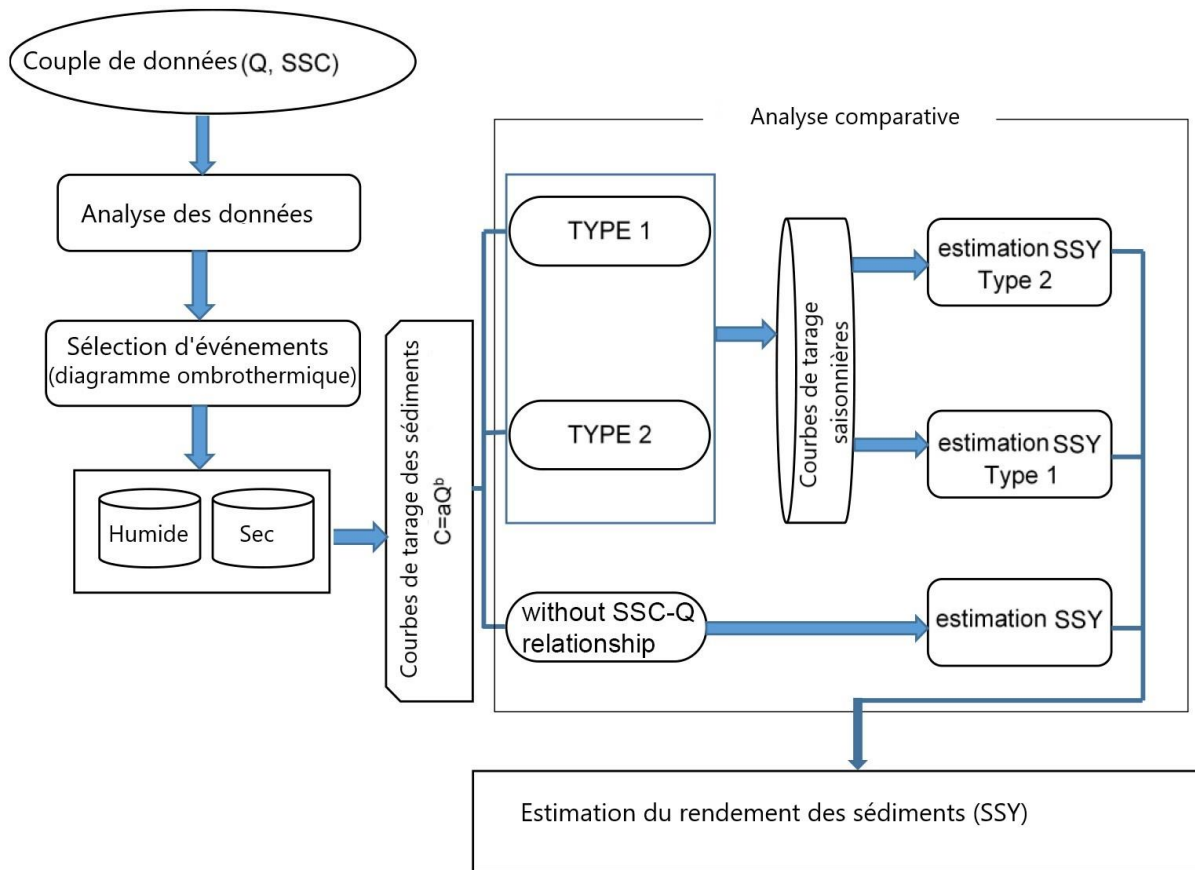


Figure III.2 Organigramme méthodologique proposé dans cette étude

**III.2.1 Contributions du rendement des sédiments en suspension**

Les courbes de tarage des sédiments ont été analysées. La relation considérée a été étudiée sous la forme puissance  $SSC = \alpha Q^\beta$ , où les paramètres  $\alpha$  et  $\beta$  sont des coefficients de régression liés aux caractéristiques du bassin versant, telles que le relief topographique et le ruissellement (Syvitski et al., 2000). Le coefficient de détermination  $R^2$  et le coefficient de corrélation  $R$  sont utilisés pour valider chaque ajustement et la relation statistique entre  $SSC$  et  $Q$ .

La contribution annuelle et saisonnière de l'eau et le rendement en sédiments ont été calculés à partir de (GHENIM et al. 2007).

$$A_s = \sum_{j=0}^N \frac{(Q_{j+1}C_{j+1})(Q_jC_j)}{2} (t_{j+1} - t_j) \dots \dots \dots (III. 1)$$

Où  $A_s$  est la charge de sédiments en suspension saisonnière ou annuelle ( $Mg \cdot an^{-1}$ ),  $C_j$  est les concentrations de sédiments en suspension mesurées ( $kg \cdot m^{-3}$ ),  $Q$  est le débit d'eau ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ), et  $t_{j+1}$ ,  $t_j$  est le pas de temps entre deux consécutifs mesurés. Enfin, l'apport sédimentaire spécifique

SSY ( $\text{Mg}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ ) a été calculé en divisant l'apport sédimentaire annuel  $Y_s$  ( $\text{Mg}\cdot\text{an}^{-1}$ ) en considérant la superficie du bassin versant  $A$  ( $\text{km}^2$ ).

### III.2.2 Indices d'érosivité des pluies

Par ailleurs, plusieurs indices de précipitations ont été estimés afin d'évaluer leur relation avec le transport des sédiments en suspension.

L'indice de Fournier élaboré par (Fournier, 1960) a déjà été évalué par plusieurs chercheurs (MEDDI, 1992), (Oduro-Afriyie, 1996), (Ferro et al., 1999), (Meddi, 2013) et (Meddi et al., 2016a). L'indice de Fournier est calculé avec la relation :

$$FI = P_m^2/P \dots \dots \dots (III.2).$$

Où  $P_m$  représente les précipitations pour le mois le plus humide de l'année (mm) et  $P$  est la précipitation annuelle (mm). La plage de valeurs a été précédemment évaluée entre 1 et > 100 pour différents taux SSY, comme présenté dans le tableau III.1 (Arnoldus, 1980) a développé l'indice de Fournier modifié (MFI) à partir de l'indice de Fournier (FI), qui est basé sur l'année-précipitations rondes ( $P_i$ ), L'indice de Fournier modifié peut être exprimé comme :

$$MFI = \frac{\sum_{i=1}^{12} P_i^2}{P} \dots \dots \dots (III.3)$$

Où  $P_i$  est la précipitation mensuelle moyenne (mm). (Meddi, 2013) ont déclaré que le MFI explique une grande partie de l'érosivité et de la dégradation spécifique des précipitations. De plus, une autre équation, qui permet de calculer l'indice basé sur les précipitations annuelles et la longitude du bassin versant, est exprimée par (Meddi et al., 2014) :

$$MFI_{Meddi} = 0.43 P^{0.94} X^{-0.9} \dots \dots \dots (III.4)$$

Où  $P$  est la précipitation annuelle (mm) et  $X$  la longitude du bassin versant (km). Meddi et al. [2014] a utilisé 117 stations pluviométriques pour étudier et calculer le MFI en termes de précipitations annuelles. Le tableau III.2 montre la fourchette des valeurs de MFI. L'indice de concentration des précipitations (PCI), tel que proposé par OLIVER [1980], exprime la variabilité saisonnière et annuelle des précipitations en pourcentage (Tableau III.3) (Oliver, 1980). Cet indice a l'avantage d'évaluer et de comparer les concentrations des précipitations entre différentes stations pluviométriques. L'indice de concentration des précipitations s'exprime comme suit :

$$PCI = \frac{\sum_{i=1}^{12} P_i^2}{(\sum_{i=1}^{12} P_i)^2} \dots \dots \dots (III.5)$$



**Tableau III.1** Classes de l'indice de fournier (Oduro-Afriyie, 1996).

Classes	SSY (Mg·ha <sup>-1</sup> an <sup>-1</sup> )	Indice de fournier	Risque d'érosion
1	<5	<20	Très lent
2	5–12	21–40	Lent
3	12–50	41–60	Modérer
4	50–100	61–80	Sévère
5	100–200	81–100	Très sévère
6	>200	>100	Extrêmement grave

**Tableau III.2** Classes de IFM (CEC, 1992).

Classes	Description	Intervalle IFM
1	<60	Très lent
2	60–90	Lent
3	90–120	Modérer
4	120–160	Élevé
5	>160	Très élevé

**Tableau III.3** Conceptual scale to evaluate the PCI index (Oliver, 1980).

Classes	PCI	Concept
1	0.8–10	Uniforme
2	11–15	Saisonnaire modérée
3	16–20	Saisonnaire
4	21–50	Forts saisonnière
5	51–100	Irrégulier

### III.3 RESULTAS

#### III.3.1 Analyse des courbes de tarage des sédiments

Toutes les données ont d'abord été analysées pour estimer la qualité et le nombre d'échantillons enregistrés. Le tableau 4 montre l'enregistrement des jours au cours desquels les mesures sont effectuées avec et sans données. Un nombre important d'écart est observé en raison de plusieurs facteurs. Le plus important est attribué à l'absence d'événements ou à l'échec de la campagne (Millares et al., 2020). Les paramètres statistiques des événements (Tableau III.4) confirment la variation annuelle du régime hydrologique de l'Oued Mazafran.

Tableau III.4 Valeurs statistiques des variables mesurées (débit d'eau Q, apport sédimentaire spécifique SSC) pour la période 1976–1994.

Type des données	Période	Variable mesurée	Période analysée (jours)	Périodes sans données (jours)	Périodes avec données (jours)	Moyenne	Ecart-type	Min	Max	
Toutes les données	Toutes périodes	$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	6649	4656	1993	36.18	47.31	0	298	
		$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	6649	4656	1993	16751	36347	0	356000	
Type 1	1976	$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	365	307	58	8.76	10.25	0.34	37.04	
		$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	365	307	58	16263.39	20468.59	290	56570	
	1977	$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	365	334	31	9.12	8.78	0.60	29.20	
		$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	365	334	31	5627.74	8345.98	420	35500	
	1979	$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	365	267	98	9.76	11.78	0.28	48.20	
		$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	365	267	98	11916.84	12019.25	270	48120	
	1984	$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	365	179	186	60.89	57.70	0.50	209	
		$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	365	179	186	19249.62	15859.18	80	68640	
	1991	$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	365	346	19	3.65	5.04	0.01	14.40	
		$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	365	346	19	8936.84	9189.44	0	24700	
	Type 2	1978	$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	365	189	176	11.14	9.45	0.11	36.30
			$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	365	189	176	14802.90	19728.07	270	129960
1981		$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	365	255	110	77.15	70.30	2.66	232.40	
		$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	365	255	110	15824.09	12491.57	80	42230	
1985		$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	365	191	174	27.73	23.72	0.32	94	
		$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	365	191	174	10306.38	10413.07	280	42600	
1986		$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	365	160	205	28.06	23.49	0.35	98.80	
		$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	365	160	205	8636.90	10145.54	0	45090	
1987		$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	365	219	146	51.96	41.31	2.02	177	
		$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	365	219	146	8414.38	8515.70	40	28560	
1989		$Q$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )	365	347	18	10.26	9.43	0.85	27.88	
		$SSC$ ( $mg \cdot dm^{-3}$ )	365	347	18	4462.78	4619.26	40	13040	

La régression de toutes les mesures séparées a réduit le coefficient de corrélation lorsqu'il est appliqué aux 1993 couples de (Q-SSC). En raison du faible coefficient de corrélation, différentes périodes des courbes de notation ont été analysées séparément, en deux groupes d'années (Tableau III.4). Un comportement annuel différentiel est observé pour chaque série d'années ; type I : 1976, 1977, 1979, 1984 et 1991 ; type II : 1978, 1981, 1985, 1986, 1987 et 1989.

De plus, une tentative a été faite en divisant les données selon différents types : données d'hiver, de printemps, d'été, d'automne, de saison sèche et humide. Les données ont été divisées afin

d'étudier les impacts saisonniers et d'expliquer l'effet des saisons sur le transport solide (Yles and Bouanani, 2012).

La figure III.3 permet de mener l'analyse des courbes de tarage à travers.

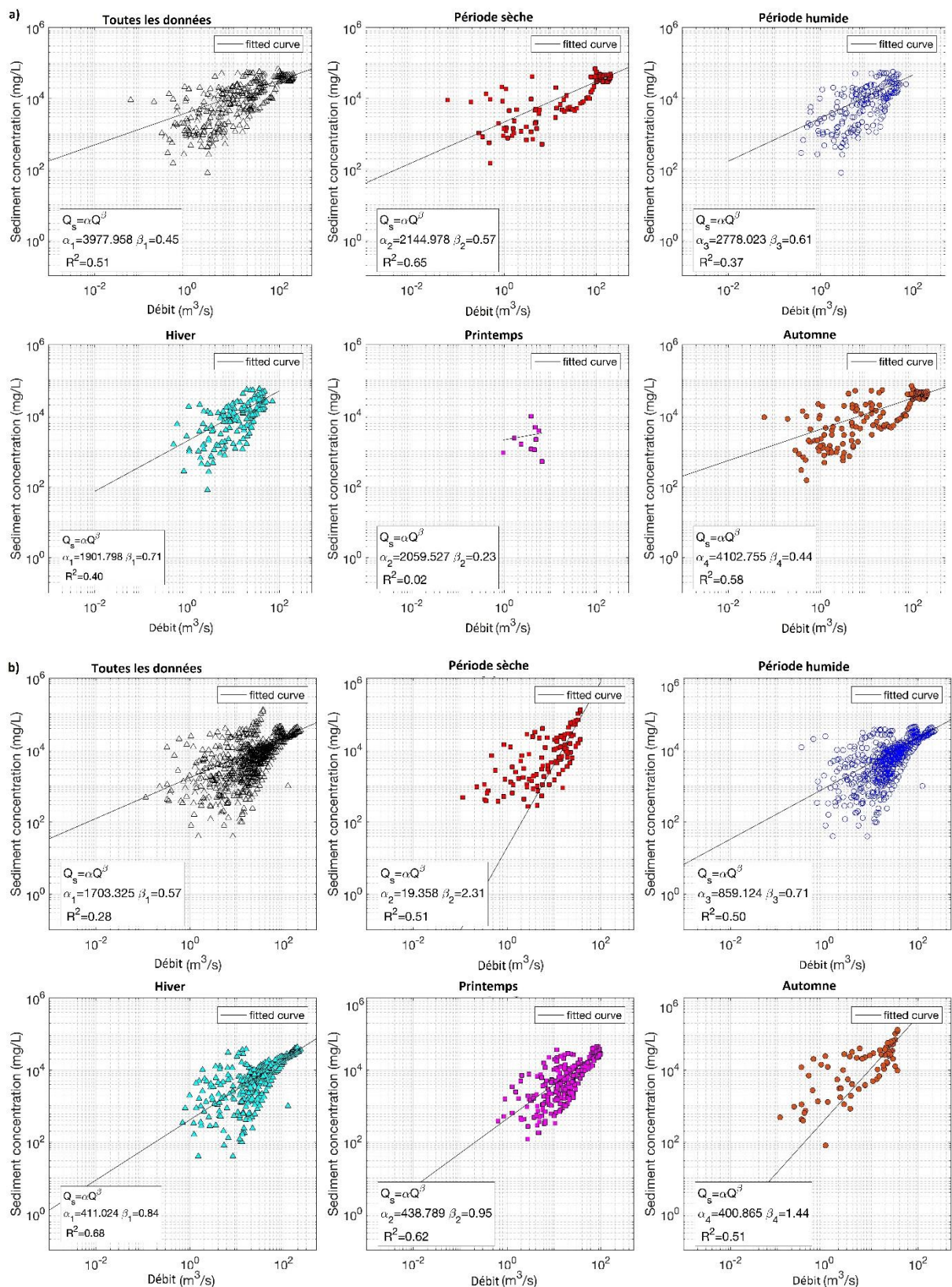


Figure III.3 Courbes de tarage des sédiments élaborées sur les débits d'eau instantanés et les débits de sédiments instantanés selon différentes échelles : a) type 1, b) type 2 ; l'ajustement basé sur la relation  $SSC = \alpha Q^{\beta}$ , avec les paramètres ajustés et le coefficient de détermination.

De plus, les figures 4a, 4b montrent les valeurs de l'analyse de régression de la relation entre la concentration en sédiments (SSC) et le débit d'eau instantané (Q), à partir d'échantillons pour chaque type d'années à travers l'identification des périodes et des saisons.

Cette analyse de régression pour chaque type n'a pas fourni un coefficient de corrélation assez fort (type 1 :  $R^2 = 0,51$  ; type 2 :  $R^2 = 0,28$ ) et les données C – Q montrent une distribution principalement aux valeurs les plus élevées (Figure III.4a, b).

### III.3.2. Estimation du rendement sédimentaire (SSY)

Les courbes de tarage ont permis de déterminer le taux d'apport sédimentaire moyen dans l'Oued Mazafran, ce qui a permis d'estimer la contribution des charges sédimentaires transportées par l'Oued Mazafran et d'évaluer le SSY. Le SSY total estimé dans l'Oued Mazafran pour les périodes annuelles et saisonnières pour chaque type sont données dans la figure III.4, et les détails sont rapportés dans le tableau III.5.

Le tableau III.6 résume la distribution annuelle des apports de sédiments au cours de la période de 1976 à 1994 ; les résultats obtenus sont présentés dans la Figure III.5.

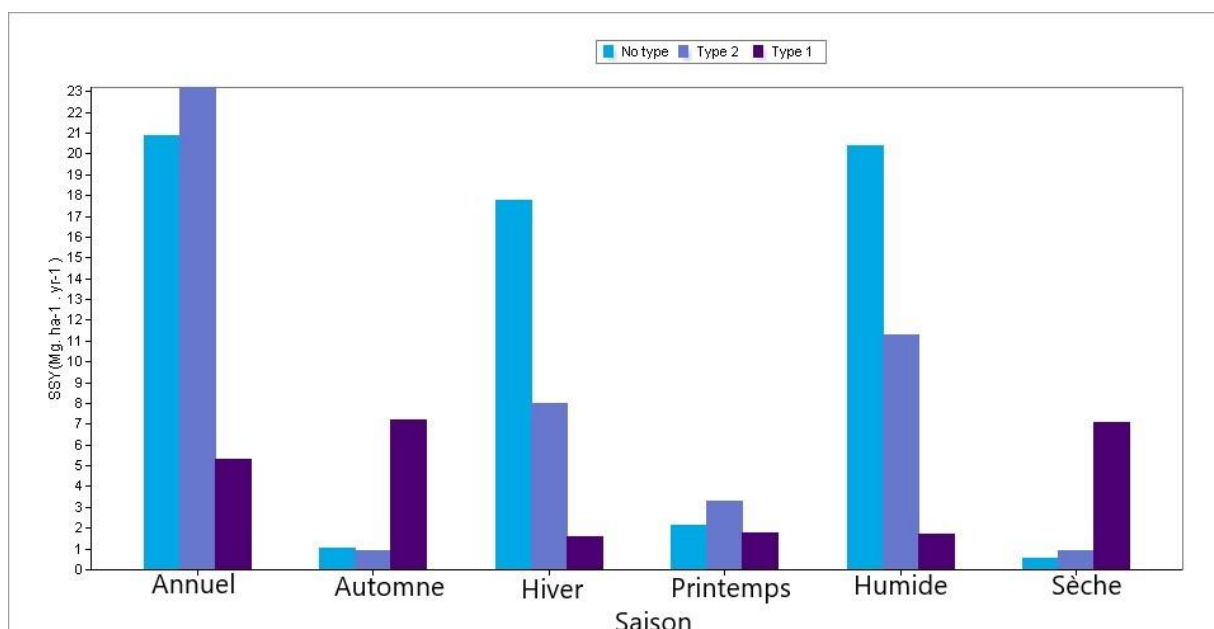


Figure III.4 Apport spécifique en sédiments (SSY) à différentes échelles de temps, pour chaque type d'années.

Tableau III.5 Contributions solides dans le bassin de l'Oued Mazafran (1976–1994).

Paramètres	Annuelle	Seasons			Période	
		Automne	Hiver	Printemps	S. Humide	S. Sèche
Q liquide moy jour ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	17.11	30.71	41.43	28.85	38.33	28.88
Concentration des sédiments ( $\text{g dm}^{-3}$ )	16.37	23.50	15.03	9.25	13.99	19.76
débit solide en suspension ( $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$ )	251.16	721.71	622.56	266.98	536.33	570.77
Apport solide annuelle ( $10^6 \text{Mg}\cdot\text{an}^{-1}$ )	4.02	1.88	5.94	1.20	7.18	1.84
Dégradation spécifique ( $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ )	17.5214	9.1448	28.8824	5.8267	34.9112	8.9362

Tableau III.6 Répartition annuelle de l'apport de matières en suspension ( $\text{Mg}\cdot\text{an}^{-1}$ ) et du rendement spécifique en sédiments ( $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ ) dans le bassin versant de l'oued Mazafran (1976–1996).

Période	Année	Q liquide moy jour ( $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ )	Concentration des sédiments ( $\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$ )	Débit solide en suspension ( $\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$ )	Apport solide annuelle ( $10^6 \text{Mg}\cdot\text{an}^{-1}$ )	Dégradation spécifique ( $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ )
Type 1	1976	9.25	10.49	97.05	3.06	14.87
	1977	9.12	5.63	51.31	0.26	1.25
	1979	9.83	11.91	117.07	1.82	8.87
	1984	1.77	3.28	5.81	0.18	0.89
	1991	8.94	6.55	58.52	0.11	0.55
Type 2	1978	11.14	14.80	164.95	4.35	21.16
	1981	1.88	4.27	8.03	0.25	1.23
	1985	28.86	10.31	297.48	6.89	33.50
	1986	34.26	8.62	295.21	7.47	36.32
	1987	86.44	8.38	724.72	9.53	46.34
	1989	2.32	4.46	10.34	0.13	0.65
Discarded	1980	9.25	31.72	293.50	9.26	45.02
	1982	37.29	21.30	794.25	16.71	81.28
	1988	37.87	15.43	584.15	3.03	14.75
	1990	2.37	12.51	29.64	0.93	4.54
	1993	1.86	11.46	21.34	0.67	3.27
	1994	2.72	48.34	131.39	0.10	0.47

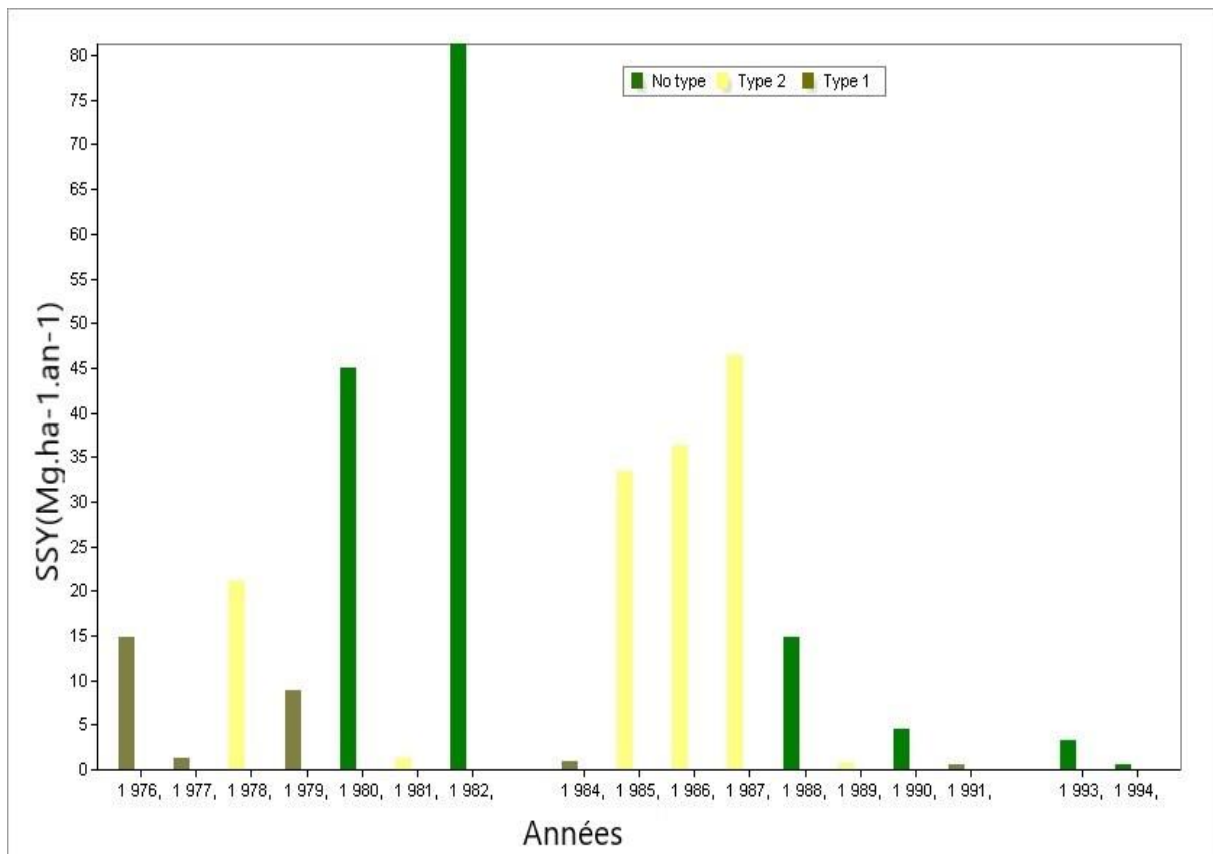


Figure III.5 Apport sédimentaire spécifique annuel du bassin de l'Oued Mazafran en différenciant le type de périodes identifiées.

La relation temporelle de SSY pour chaque type d'événement est identifiée dans cette enquête. On voit comment les événements de type 2 dominent le rendement en sédiments dans la zone d'étude par rapport aux événements de type 1 (Figure. III.5).

Par exemple, au cours de l'année hydrologique 1987/1988, le débit du cours d'eau, la concentration en sédiments et la charge sédimentaire étaient beaucoup plus élevés que la moyenne de la charge annuelle en sédiments en suspension de  $17,52 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ . En effet, durant cette année,  $9,53 \cdot 10^6 \text{ Mg}$  de sédiments en suspension ont été transportés dans l'Oued Mazafran (Tableau III.6). Cela est principalement dû à l'intensité des orages qui ont dépassé  $100 \text{ mm}\cdot\text{j}^{-1}$  fin novembre, produisant de fortes concentrations de sols nus plus secs que la moyenne (Khanchoul and Jansson, 2008). Le débit d'eau annuel moyen pendant la période d'étude était de  $17,11 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ . C'était un degré beaucoup trop faible pour le type 2, où la charge annuelle de sédiments en suspension ne dépassait pas  $14 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ . Cela a été enregistré en 1976, où la charge annuelle moyenne de contribution solide de  $3,06 \text{ Mg}\cdot\text{an}^{-1}$  des sédiments en suspension transportés était bien inférieure à la moyenne globale (Tableau III.6). Toutefois, les périodes pendant lesquelles aucune corrélation des cotes de courbe n'a été identifiée ont montré une très grande variabilité (de  $0,5$  à  $81,5 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ ). En considérant les résultats SSY

(Tableau III.5) pour chaque type séparément, on voit que les événements de type 2 dominent la production de sédiments dans la zone d'étude, avec un rendement moyen en sédiments en suspension égal à  $23,20 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ , par rapport aux événements de type 1 pour lesquels le rendement moyen en sédiments en suspension est égal à  $5,29 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}$ . Ces chiffres confirment que la plupart des bassins versants des zones côtières de l'Algérie contiennent des quantités assez importantes de sédiments, avec plus de  $10 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$  (Demmak, 1982b).

La figure III.7 illustre clairement les résultats de la comparaison entre les charges sédimentaires totales et les processus de ruissellement (débit annuel moyen) pour chaque type d'événement. Comme on peut l'observer sur cette figure, la production de sédiments de type 2 est fortement corrélée au débit annuel moyen ( $R^2 = 0,91$ ). Cependant, cette relation est moins significative pour les événements de type 1. Comme indiqué précédemment dans la figure III.6, l'hiver est la saison qui contribue le plus à la charge sédimentaire (Figure III.3a, Tableau III.5). Ceci est principalement attribué aux pluies de mousson (Khanchoul, 2006). Par exemple, en 1986, un volume d'environ 2,17 millions de  $\text{m}^3$  d'eau et environ 6,89 Mg de sédiments ont été transportés. L'apport d'eau le plus élevé a été enregistré en février avec un volume de 1,14 million de  $\text{m}^3$ . Cette forte relation des événements de type 2 avec les processus de ruissellement prouve que les pluies saisonnières et les événements de précipitation prolongés ou consécutifs en période hivernale sont responsables du ruissellement de surface et, par conséquent, de l'érosion des sols (Winteraeken and Spaan, 2010).

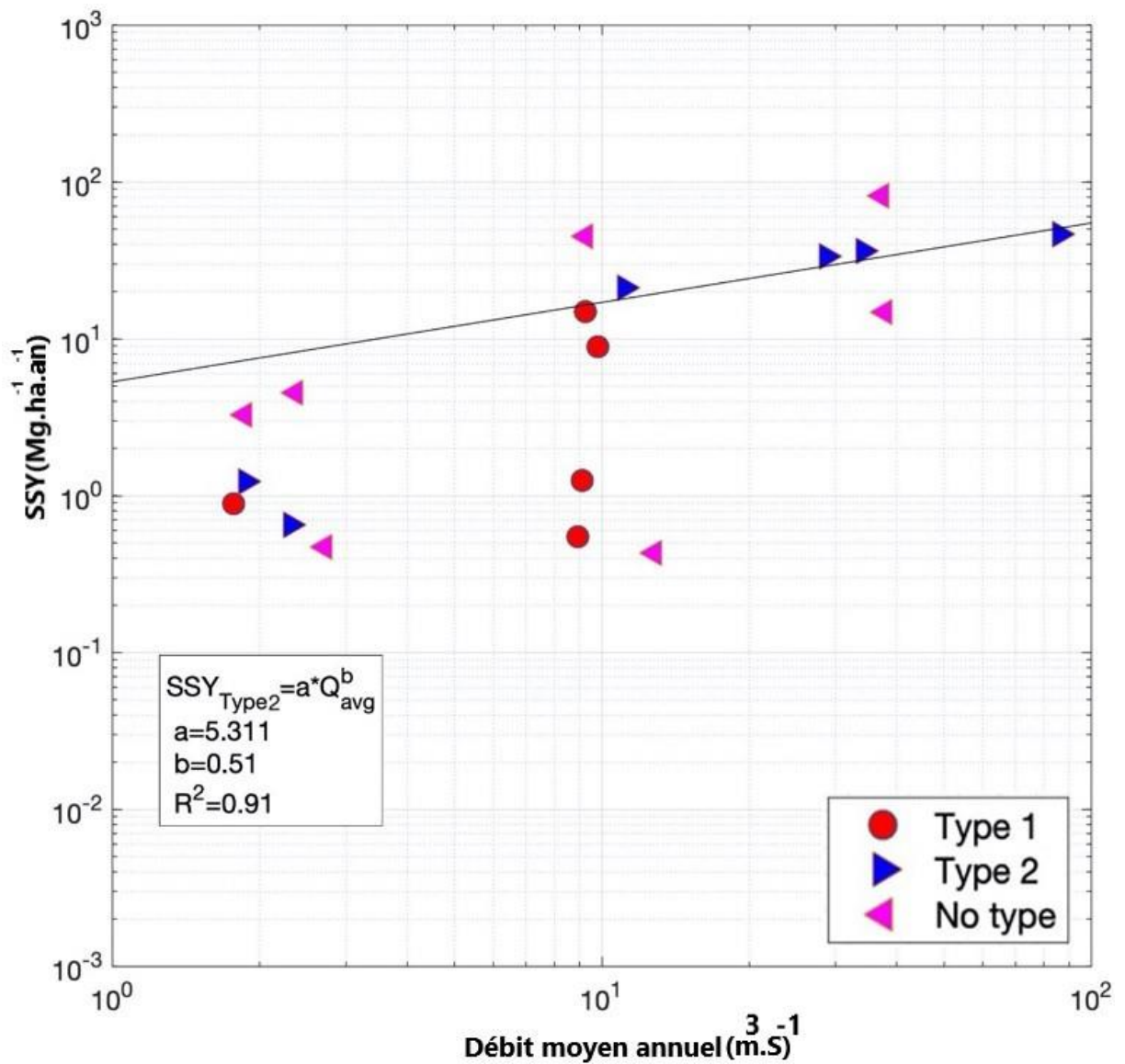


Figure III.6. Relation entre la contribution estimée de la charge sédimentaire pour chaque type et le débit annuel moyen ; source : propre étude.

### III.3.3. Influence des précipitations sur le rendement en sédiments

Les valeurs moyennes des précipitations annuelles pour la zone d'étude ont varié entre 285,8 et 898,7 mm. Pour mettre en évidence les changements annuels plus clairement, le tableau III.7 résume les valeurs pour la période d'étude de l'indice de concentration mensuelle moyenne des précipitations (PCI), l'indice de Fournier modifié (MFI), l'indice de Fournier modifié de Meddi (MFI Meddi), la charge sédimentaire et les précipitations annuelles.



Tableau III.7 Variations interannuelles des précipitations annuelles (Pann), de la dégradation spécifique ( $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ ), de l'indice de Fournier modifié (MFI), de l'indice de Fournier modifié par Meddi (MFI Meddi) et de l'indice de concentration des précipitations (PCI); période 1976–1994.

Période	année	SSY ( $\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ )	Précipitation Annuel (mm)	MFI	MFI Meddi	PCI (%)
Type 1	1976	14.87	417.3	74.22	85.08	14.74
	1977	1.25	441.3	71.68	62.95	19.61
	1979	8.87	558.6	105.87	131.62	13.21
	1984	0.89	563.9	143.31	137.58	15.66
	1991	0.55	628.2	110.95	93.23	14.87
Type2	1978	21.16	772.15	55.2	62.76	15.15
	1981	1.23	250.43	81.19	84.89	16.16
	1985	33.5	474.64	62.67	70.05	17.06
	1986	36.32	610.9	113.28	103.27	15.3
	1987	46.34	429.1	40.99	56.72	18.3
	1989	0.65	233.2	47.11	59.41	17.19
Discarded	1980	45.02	763.25	105.25	96.36	18.31
	1982	81.28	527.43	175.93	128.29	22.56
	1988	14.75	578.9	84.28	82.97	12.53
	1990	4.54	707.3	66.92	76.52	13.7
	1992	0.43	341.6	63.7	75.18	19.98
	1993	3.27	262.7	63.82	64.98	14.43
	1994	0.47	450.2	81.67	102.66	16.88

Les valeurs de l'indice de Fournier modifié obtenues varient entre 56,72 et 137,58. Selon la classification de l'indice proposée dans la CEC [1992], les précipitations dans la région d'étude ont une érosivité modérée à élevée. Ces valeurs élevées peuvent s'expliquer par la présence importante de précipitations sur une très courte période de l'année hydrologique (Ghenim and Megnounif, 2013).

Selon la classification PCI, il a été constaté que la zone d'étude a une pluviométrie saisonnière modérée avec un minimum de 12,53 % et un maximum de 22,56 %. Les valeurs les plus élevées ont été observées en 1982 et les valeurs les plus basses ont été observées en 1988. Ces résultats sont cohérents avec ceux rapportés dans le nord de l'Algérie par (Meddi et al., 2014).

Afin d'étudier les caractéristiques variables des indices de précipitations, nous avons détaillé les relations linéaires entre les indicateurs (PCI, MFI) et les précipitations annuelles pour chaque type de données dans l'extrême centre de l'Algérie, durant la période allant de 1976 à 1994. La figure III.7a montre la relation entre le MFI et les précipitations annuelles cumulées. Comme on peut le voir, il existe une forte relation linéaire. En effet, une corrélation positive est observée dans les deux types de cas ( $R^2 = 0,91$ ,  $R^2 = 0,66$ ) et, la Figure III.7b montre la relation entre le PCI et les précipitations annuelles cumulées. Comme on peut le voir, il existe une relation linéaire très faible ( $R^2 = 0,22$ ,  $R^2 = 0,11$ ). En effet, la corrélation inverse est observée dans les deux types de cas.

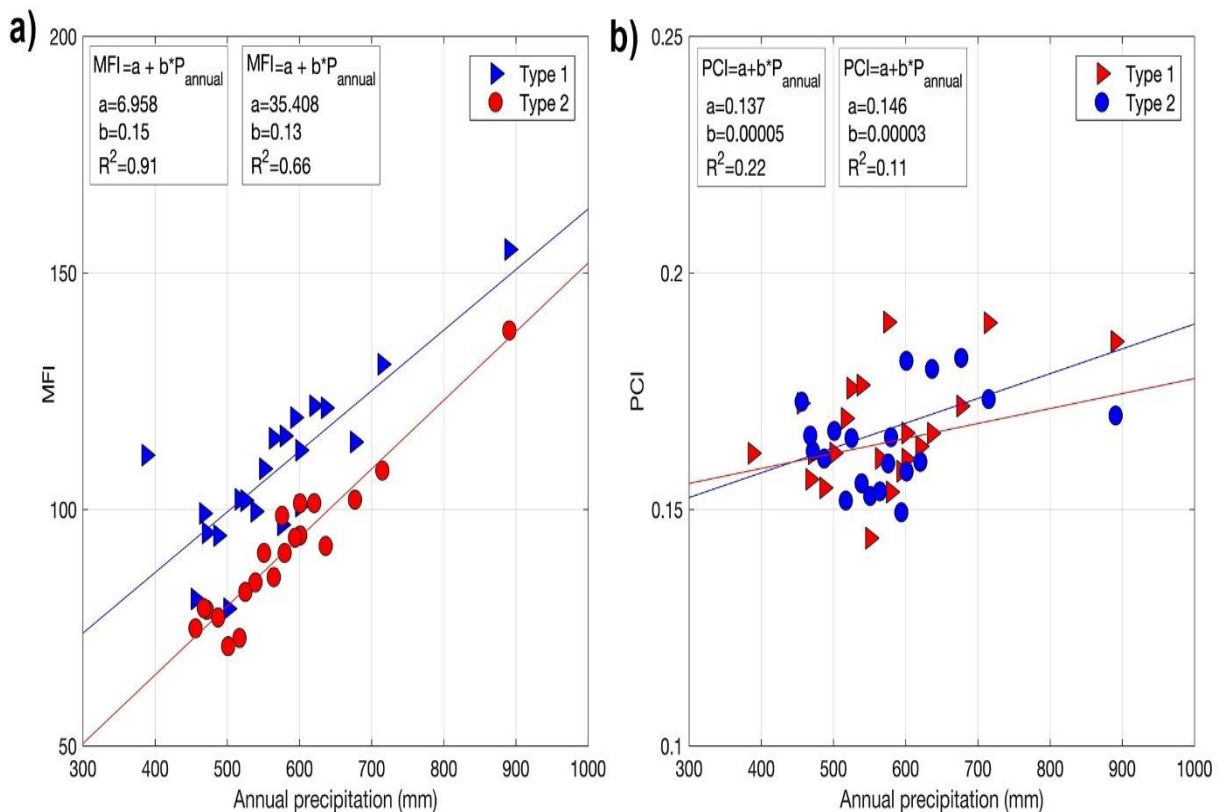


Figure III.7 Relation entre : a) l'indice de Fournier modifié (MFI) et les précipitations annuelles moyennes (P) dans 21 stations pluviométriques, b) l'indice de concentration des précipitations mensuelles (PCI) et les précipitations annuelles moyennes (P) dans 21 stations pluviométriques ; l'ajustement basé sur la relation  $SSC = \alpha Q^\beta$ , avec les paramètres ajustés et le coefficient de détermination.

Les valeurs des précipitations annuelles sur la période allant de 1970 à 1994 pour chaque type d'événements sont résumées dans le tableau III.7. Ces résultats mettent en évidence une variabilité spatiale pour le type 1 allant en moyenne de 367 à 952 mm, avec une variabilité spatiale moyenne de 643,68 mm. Pour les périodes identifiées comme de type 2, la variabilité

varie en moyenne de 368 mm à 842 mm, avec une variabilité spatiale moyenne de 533 mm. La région du Nord a enregistré des précipitations annuelles plus élevées à la station d'El Hamdania (S10) (953 mm) et (843 mm) pour le type 1, le type 2 respectivement. Cependant, les faibles valeurs de précipitations annuelles ont été enregistrées pour le type 1 à Sidi Rached Helloula (S4) (368 mm) et pour le type 2 à la grotte d'Attaba (S6) (369 mm). Les valeurs obtenues sur l'ensemble du bassin versant varient pour le type 1 de 0,14 à 0,19. Les valeurs les plus élevées ont été enregistrées à la station d'El Hamdania (S10) (0,19). Cependant, pour le type 2, il était de 0,15 à 0,18, avec les valeurs les plus élevées trouvées à la station de Soumaa (S19) (0,18). De plus, les valeurs les plus faibles ont été observées pour le type 1 à la station de l'Ouzera (S9) (0,14), cependant, pour le type 2 cette valeur était de 0,15 à Fer Cheval (Tableau III.8).

Tableau III.8 Les valeurs de variation de l'indice de concentration des précipitations (ICP), des précipitations (P), de l'indice de Fournier modifié (MFI), de l'indice de Fournier modifié de Meddi (MFI Meddi), 20 stations pluviométriques à travers le centre de l'Algérie (période 1976 –1994).

Station			Valeur de type 1				Valeur de type 2			
No.	Nom	Code	P (mm)	MFI	PCI (%)	IMF	P (mm)	MFI	PCI (%)	MFI Meddi
0	Pont de Bouroumi	21005	565.30	91.09	0.16	95.03	463.83	76.44	0.16	78.76
1	Rouabah	21012	676.94	112.22	0.16	112.52	562.56	91.58	0.16	94.49
2	Ain Dem	21013	590.40	92.70	0.16	99.16	464.58	77.96	0.17	79.10
3	Ameur El Ain	21020	601.96	103.58	0.17	100.72	605.67	114.11	0.18	101.28
4	Attatba Cave	21022	670.32	107.96	0.16	111.46	368.64	73.74	0.16	79.61
5	Sidi Rached Helloula	21024	367.65	86.63	0.15	94.47	453.98	73.03	0.16	77.19
6	El Afroun Dne 44	21026	480.48	81.38	0.17	81.06	439.53	77.64	0.17	74.88
7	Prise de Medea	21102	796.52	144.73	0.19	130.68	651.22	115.57	0.17	108.22
8	Rn4 Chiffa	21105	610.79	106.94	0.18	101.88	488.16	83.08	0.17	82.59
9	Ouzera	21112	653.84	93.69	0.14	108.62	540.87	83.93	0.15	90.81
10	El Hamdania	21115	952.92	176.77	0.19	154.93	842.78	146.02	0.17	137.85
11	Chiffa	21117	697.26	107.03	0.15	115.52	540.28	90.29	0.17	90.81
12	Mouzaia Sp	21132	465.62	75.78	0.16	79.04	415.52	68.73	0.17	71.09
13	Fer Cheval	21201	613.12	101.21	0.17	102.09	427.74	66.74	0.15	72.85
14	Beni Mered	21208	739.64	120.59	0.16	121.91	608.30	98.92	0.16	101.32
15	Boufarik Pepiniere	21209	724.40	115.65	0.16	119.44	562.07	85.49	0.15	94.03
16	Wadi El Alleug	21210	597.26	104.66	0.18	99.60	500.85	79.62	0.16	84.56
17	Kolea	21211	694.66	111.94	0.16	115.04	508.90	79.59	0.15	85.71

18	Kolea Secteur	21233	593.94	116.87	0.19	96.76	604.07	96.78	0.16	98.64
19	Soumaa	21234	691.16	117.74	0.17	114.24	613.60	110.40	0.18	102.09

Pour établir la carte représentant la variabilité spatiale de l'agressivité des précipitations (MFI, MFI Meddi), 20 stations pluviométriques ont été considérées. Les résultats sont illustrés dans le tableau III.8. La tendance de l'érosivité des précipitations mesurées par l'indice de Fournier modifié (MFI) et l'indice de Fournier modifié de Meddi (MFI Meddi) est illustrée dans la figure III.8. Comme observé, la zone étudiée est fortement caractérisée par les valeurs de l'indice de Fournier modifié pour cette région.

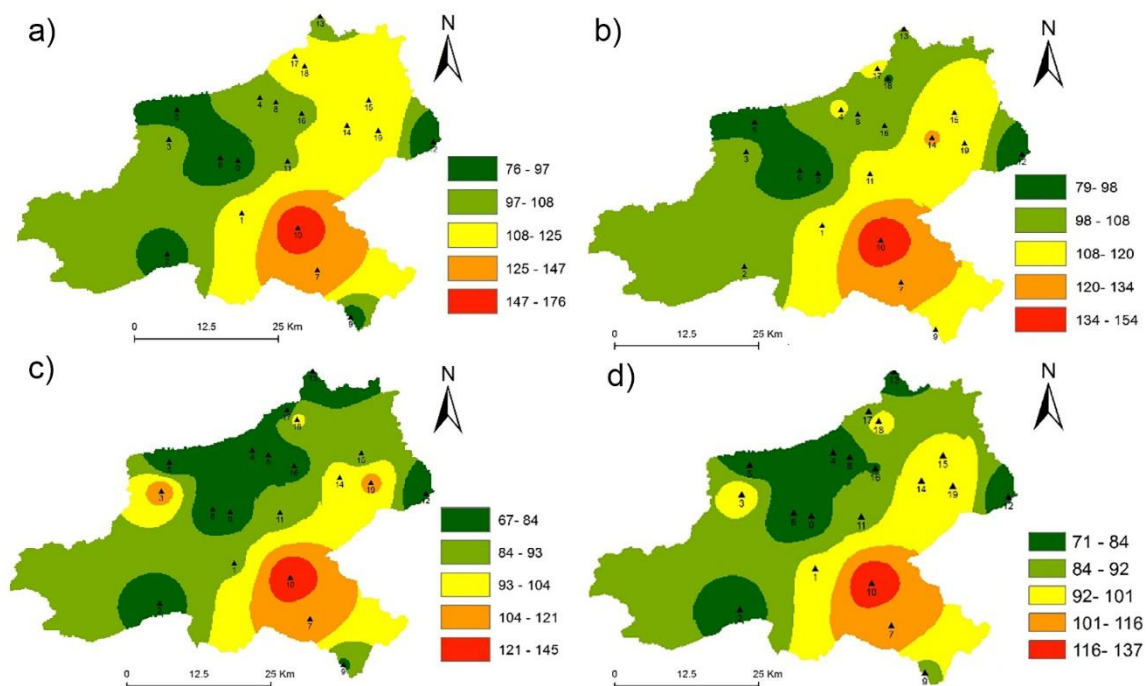


Figure III.8 Répartition spatiale de : a) indice de Fournier modifié de type 1, b) indice de Fournier modifié de type Meddi 1, c) indice de Fournier modifié de type 2, d) indice de Fournier modifié de type Meddi 2.

### III.4 DISCUSSION

#### III.4.1 Analyse des courbes de tarage des sédiments

Les résultats des modèles d'ajustement pour les saisons et les événements ont montré des coefficients de corrélation allant de 0,02 à 0,68 (Figure III.3a, b). Selon les types d'années, le coefficient de corrélation est beaucoup plus important pour les saisons de type 2, c'est-à-dire l'automne, l'hiver et le printemps, saison sèche et humide pour lesquelles ce coefficient est égal à 0,51, 0,68, 0,62, 0,51, et 0,50, respectivement. Pour le type 1, le coefficient de corrélation pour les saisons d'automne, d'hiver, de printemps, de saison sèche et humide est égal à 0,58, 0,40, 0,02, 0,65 et 0,37, respectivement. Ces résultats sont confirmés par l'influence saisonnière et l'irrégularité des types d'années sur le phénomène. Pour le type 1, les valeurs de concentration les plus élevées sont généralement observées de 1976 à 1984. De plus, de grandes variations au cours d'années consécutives peuvent également être observées. Les valeurs les plus élevées de débit d'eau sont observées en 1984. Comme on peut l'observer dans les années de type 1, le débit d'eau moyen est de  $18,44 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et la concentration des sédiments en suspension est de  $12,4 \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$ .

Dans les années de type 2, on observe une tendance à la baisse des valeurs de concentration, avec une valeur moyenne de  $11,041 \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$ . De plus, des différences significatives ont été trouvées dans le débit entre les années, avec un pic enregistré en 1981, avec des valeurs moyennes de  $34,38 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

#### III.4.2 Estimation du rendement en sédiments

De manière générale, l'étude de la distribution saisonnière de la charge sédimentaire indique que le plus grand flux de matières en suspension dans la zone d'étude tout au long de la période considérée est généralement enregistré en hiver. Les résultats du tableau III.7 indiquent que 5 938 790 Mg de sédiments ont été transportés pendant la saison hivernale, ce qui représente 56 % de la charge sédimentaire totale, avec une valeur SSY maximale de  $28,88 \text{ Mg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ . Ce chiffre est supérieur à la moyenne annuelle estimée de  $17,52 \text{ Mg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ . De plus, 1 880 345 mg (Tableau III.8) ont été transportés pendant la saison d'automne. Cette quantité est la deuxième plus grande charge sédimentaire transportée au cours de cette saison avec une charge atteignant 320 000 Mg, avec 19% de SSY. De plus, le tableau 7 montre que la charge sédimentaire transportée est plus élevée pendant la saison des pluies que pendant la saison sèche.

En revanche, les valeurs élevées enregistrées en saison hivernale, et généralement en saison humide, expliquent les effets des pluies de mousson (Khanchoul, 2006) et des orages violents

(Ledermann et al., 2010) dans le transport des sédiments. De plus, des facteurs tels que les caractéristiques morphologiques, la végétation, l'occupation des sols et la géologie du terrain font de l'Oued Mazafran un milieu privilégié pour le phénomène d'érosion (Bourouba, 2002). Il convient de noter que la plupart des bassins versants des zones côtières de l'Algérie contiennent des quantités assez importantes de sédiments, parfois supérieures à  $10 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$  [DEMMAK 1982]. L'apport sédimentaire observé dans ce travail est supérieur à l'apport sédimentaire moyen annuel d'autres bassins versants algériens tels que l'Oued Sebdou avec  $9,37 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$  (Bouanani, 2004), l'Oued Isser avec  $8,00 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$  (Millares et al., 2020), Wadi El Hammam avec  $1,11 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$  (Madani Cherif et al., 2017), Oued Abd avec  $1,36 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$  (Achite and Ouillon, 2007). A l'inverse, ces valeurs sont relativement faibles par rapport à l'érosion excessive des bassins d'autres Oueds en Algérie, comme l'Oued Ebda avec  $18,75 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$  (Meddi, 1999) et  $26,10 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$  (Bourouba, 1996), Oued Djer avec  $32,56 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$  (Bourouba, 1998).

### III.4.3 Interactions entre les précipitations et le rendement en sédiments

L'érosion des sols est directement liée aux caractéristiques des précipitations (Liu et al., 2018) et à l'érosivité des précipitations (Hedding et al., 2020). La variation de la charge sédimentaire est bien expliquée par l'indice de Fournier modifié (MFI), ce qui n'est pas le cas pour les précipitations (MEDDI, 1992, Meddi, 2013).

Les valeurs de l'indice de Fournier modifié obtenues varient entre 56,72 et 137,58. Les précipitations dans la région d'étude ont une érosivité modérée à élevée. Ces valeurs élevées peuvent s'expliquer par l'occurrence de pluies importantes sur une très courte période de l'année hydrologique (Ghenim and Megnounif, 2013). Les valeurs de l'indice d'érosivité des précipitations obtenues pour le bassin de Mazafran se sont avérées similaires à celles déjà trouvées dans d'autres parties de l'Algérie et du Maroc (Haddou et al., 2020), pour la même période pluviométrique. Ces valeurs sont similaires à celles obtenues par (Meddi et al., 2014) qui ont utilisé l'indice d'agressivité de la pluie en Algérie centrale pour la période allant de 1950 à 2006.

Selon la classification PCI, il a été constaté que la zone d'étude a une pluviométrie saisonnière modérée avec un minimum de 12,53 % et un maximum de 22,56 %. Les valeurs les plus élevées ont été observées en 1982 et les valeurs les plus basses ont été observées en 1988. Ces résultats sont cohérents avec ceux rapportés dans le nord de l'Algérie par MEDDI et al. [2014].

De plus, les pentes des courbes sont très similaires dans les deux cas, ce qui indique une dynamique similaire de la relation entre les MFI et les précipitations annuelles (Amara et al., 2020); (Bessaklia et al., 2018); (Taguas et al., 2013), pour les deux types d'événements.

Cependant, comme on peut l'observer à partir du facteur d'échelle, marqué par le paramètre  $a$  de la relation linéaire ajustée, la valeur obtenue est jusqu'à 5 fois plus élevée pour les événements de type 1 que pour les événements de type 2 (Figure III.7a). De plus, la relation entre les précipitations cumulées annuelles et l'indice PCI, pour les deux types d'événements, est très faible (Figure III.7b), ce qui indique un comportement opposé de la relation entre les indices de concentration des précipitations annuelles et saisonnières. Ainsi, la variation mensuelle des précipitations au cours de l'année est prépondérante. Ce changement est principalement dû à la répartition irrégulière des précipitations. Concernant le PCI, une distribution irrégulière des précipitations a été constatée dans le bassin de Mazafran. Ces résultats sont en accord avec ceux de (De Luis et al., 2000) pour la région méditerranéenne de la péninsule ibérique. (Nunes et al., 2016) rapportent la même observation pour le sud du Portugal.

Une forte agressivité des précipitations a été détectée dans la partie sud de la région d'étude pour les deux types d'années (Figure III.8). Elle a atteint la valeur maximale aux stations de Sidi Rached Helloula (S5), RN4 Chiffa (S8), alors que l'agressivité des précipitations était modérée à faible dans la majeure partie de la zone d'étude. Les valeurs MFI dominantes dans le premier type sont supérieures à celles observées dans le second type. La variation spatiale observée pour cet indice dépend de la pluviométrie annuelle dans la région d'étude (Rabah et al., 2021a). Le changement du régime des précipitations peut être expliqué par le MFI. Ce changement a conduit à une accélération de l'érosion des sols dans les bassins méditerranéens [(Bou Kheir et al., 2001) (Shaban and Khawlie, 1998), qui explique l'augmentation de l'IMF pour le type 1.

Chapitre IV  
Modélisation Des  
Débits Solide PAR  
Les RNA



Face à ces problèmes, les chercheurs se sont consacrés à de multiples approches, théoriques et opérationnelles dans un but essentiel de donner à l'ordinateur des compétences de raisonnement proches des compétences humaines. Cette faculté de mémoriser et de réutiliser des expériences permet à l'ordinateur d'atteindre un stade complet d'autonomie. C'est dans ce contexte que les chercheurs se sont investis dans l'intelligence artificielle, en vue d'améliorer les capacités de résolution d'un système informatique, est de lui inclure des connaissances sur le domaine qu'il doit gérer (White, 1992).

Le terme « réseau de neurones artificiels » fait référence à un sous-domaine de l'intelligence artificielle d'inspiration biologique qui vise à reproduire la structure et le fonctionnement des réseaux de neurones biologiques présents dans le cerveau. Un réseau de neurones artificiels est généralement un réseau informatique constitué de plusieurs couches de neurones interconnectés, qui permettent de réaliser des tâches telles que la reconnaissance de formes, la classification de données ou la prédiction de valeurs (Zurada, 1992).

#### **IV.1 Le neurone biologique**

Le concept de réseaux de neurones artificiels a été inspiré par les neurones biologiques. Dans un réseau de neurones biologiques, plusieurs neurones travaillent ensemble, reçoivent des signaux d'entrée, traitent des informations et déclenchent un signal de sortie. Le neurone est l'unité fonctionnelle de base du système nerveux, et peut présenter certaines différences fonctionnelles selon les espèces.

On peut le décomposer en trois régions principales (Pribram, 2014, Medsker and Jain, 2001) :

**Le corps cellulaire :** Il contient le noyau du neurone ainsi que la machine biochimique nécessaire à la synthèse des enzymes. Ce corps cellulaire de forme sphérique ou pyramidale contient aussi les autres molécules essentielles à la vie de la cellule. Sa taille est de quelques microns de diamètre.

**Les dendrites :** Ce sont des prolongements implantés sur le corps cellulaire et se présentent sous forme d'arborisations fines et courtes. Le nombre de dendrites varie selon les neurones. L'information importante à savoir sur les dendrites, c'est qu'elles sont conductrices de l'influx nerveux et qu'elles ne peuvent le conduire que dans un seul sens (de l'extrémité des arborisations dendritiques jusqu'au corps cellulaire)(Browne, 1997).

**L'axone :** C'est est, lui, un prolongement unique pour chaque cellule qui se termine en arborisations irrégulières et ramifiées de terminaisons axonales. L'axone est lui aussi

conducteur de l'influx nerveux, souvent il est recouvert de gaine de myéline et de nœuds de Ranvier pour que l'influx nerveux se propage plus rapidement et sans perte. Généralement, l'axone ne peut conduire l'influx nerveux que dans un seul sens (du corps cellulaire jusqu'aux terminaisons axonales).

Synapse : Lorsqu'un neurone reçoit une information, un influx nerveux ou potentiel d'action, elle se propage le long de sa dendrite jusqu'à arriver au niveau du soma, ou elle sera traitée puis réémise par son axone. C'est donc le sens de propagation de l'influx nerveux qui différencie l'axone des dendrites. Et c'est grâce à ces prolongements que la cellule nerveuse peut entrer en contact avec les organes qu'elle innerve ou bien avec d'autres neurones.

On dit qu'un neurone X est connecté à un neurone Y lorsque sa dendrite est " raccordée " à l'axone du neurone X. Le " raccordement " entre les deux s'appelle synapse. Une synapse est composée d'un bouton pré-synaptique avec des vésicules pour le neurone X, d'un bouton post-synaptique pour le neurone Y, et d'une fente synaptique.

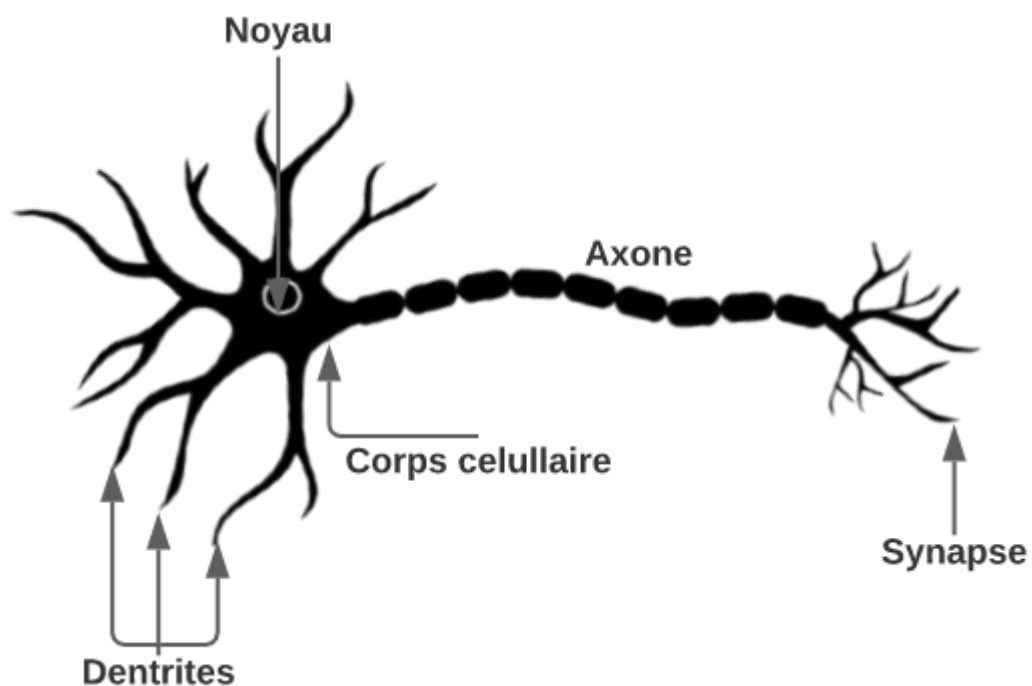


Figure IV.1 Schéma simplifié du neurone (Medsker and Jain, 2001)

Le cerveau est principalement composé d'environ 10 milliards de neurones, chacun connecté à environ 10 000 autres neurones. Chaque neurone reçoit des entrées électrothermiques d'autres neurones au niveau des dendrites (Villegas Prados, 2018). Si la somme de ces entrées électriques est suffisamment puissante pour activer le neurone, il transmet un signal électrochimique le

long de l'axone, et transmet ce signal aux autres neurones dont les dendrites sont attachées à l'une des terminaisons axonales. Ces neurones attachés peuvent alors se déclencher. Il est important de noter qu'un neurone ne se déclenche que si le signal total reçu au niveau du corps cellulaire dépasse un certain niveau. Le neurone se déclenche ou ne se déclenche pas, il n'y a pas différents niveaux de déclenchement. Ainsi, tout notre cerveau est composé de ces neurones de transmission électrochimique interconnectés. À partir d'un très grand nombre d'unités de traitement extrêmement simples (chacune effectuant une somme pondérée de ses entrées, puis émettant un signal binaire si l'entrée totale dépasse un certain niveau), le cerveau parvient à effectuer des tâches extrêmement complexes (Pribram, 2014) .

#### **IV. 2 Le neurone formel (artificiel)**

Chaque neurone a son propre regard interne. Cet état interne est appelé niveau d'activation ou d'activité du neurone, qui est la fonction des entrées que le neurone reçoit. Le signal d'activation d'un neurone est transmis aux autres neurones. Un neurone ne peut envoyer qu'un seul signal à la fois, qui peut être transmis à plusieurs neurones ocres. Pour décrire le fonctionnement de base d'un réseau de neurones, considérons un ensemble de neurones, disons X1 et X2, transmettant des signaux à un autre neurone, Y. Ici, X1 et X2 sont des neurones d'entrée, qui transmettent des signaux, et Y est le neurone de sortie, qui reçoit les signaux (Browne, 1997).

Les neurones d'entrée X1 et X2 sont connectés au neurone de sortie Y, sur des liaisons d'interconnexion pondérées (W1 et W2) comme le montre la Figure IV.2.

Pour l'architecture de réseau de neurones simple ci-dessus, l'entrée nette doit être calculé de la manière suivante :  $y_{in} = x_1w_1 + x_2w_2$

$x_1$  et  $x_2$  → activations des neurones d'entrée X1 et X2, c'est-à-dire sortie des signaux d'entrée.

La sortie y du neurone de sortie Y peut être obtenue en appliquant activations sur l'entrée nette, c'est-à-dire la fonction de l'entrée nette :  $y = f(\text{Sensoy and Kara})$

Sortie = Fonction (entrée nette calculée)

La fonction à appliquer sur l'entrée nette est appelée fonction d'activation.

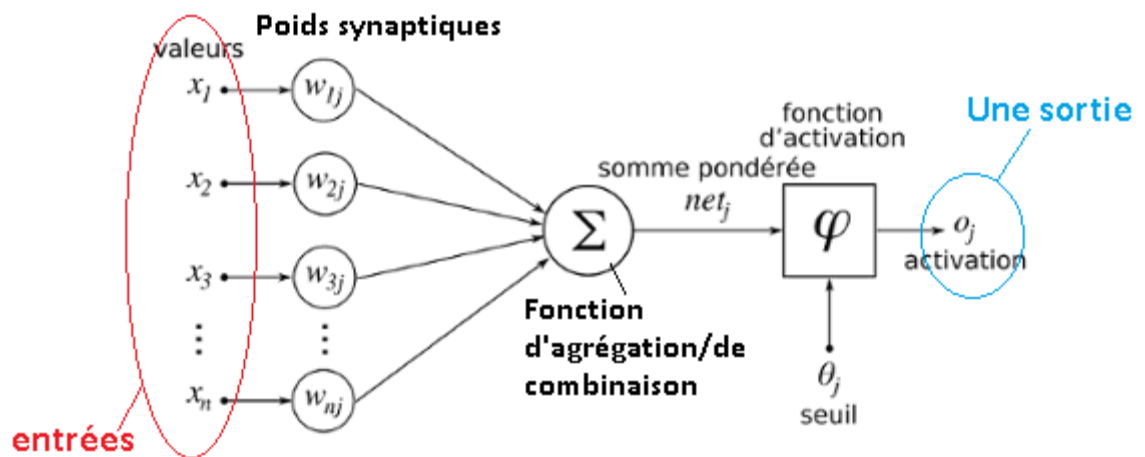


Figure IV.2 Structure d'un neurone artificiel.

### IV.3 Architecture des réseaux de neurones :

L'architecture des réseaux de neurones est composée d'une couche d'entrée, de sortie et cachée. Les réseaux de neurones eux-mêmes, ou réseaux de neurones artificiels (ANN), sont un sous-ensemble de l'apprentissage automatique conçu pour imiter la puissance de traitement d'un cerveau humain.

Elle définit le fonctionnement du réseau, on distingue :

**IV.3.1 Les réseaux non bouclés (statiques) :** qui sont organisés en couches de neurones interconnectés entre eux (Figure IV.3), et dont l'information à l'intérieur du réseau est sans retour en arrière (Feed-back).

Un réseau de neurones non bouclé est une composition de fonctions réalisée par des neurones formels interconnectés entre eux. Certaines applications peuvent nécessiter plusieurs sorties (dans le cas d'une classification à plusieurs classes par exemple), mais dans notre cas, tous les réseaux utilisés ont une seule sortie (Dayhoff, 1990).

Les possibilités d'arrangements entre les neurones sont multiples. La configuration la plus classique est appelée perceptron multicouche. Dans cette architecture, les neurones sont organisés en couches comme le montre la Figure 6.1 : une couche intermédiaire entre les entrées et les sorties appelée couche cachée et un neurone (ou une couche de neurones) de sortie. Les connexions se font d'une couche à la suivante sans qu'il y ait de connexion entre couches non adjacentes. Cette architecture est également appelée réseau à deux couches puisqu'il y a deux

couches de poids ajustables : celle qui relie les entrées aux neurones cachés et celle qui relie les neurones cachés au neurone de sortie (Browne, 1997).

Les neurones de la couche cachée sont appelés neurones cachés. Une fois l'architecture à deux couches choisies, il faut fixer le nombre de neurones cachés. Plus ce nombre est élevé, plus le nombre de degrés de liberté est élevé et plus la fonction modélisée par le réseau de neurone peut être complexe.

### **IV.3.2 Les réseaux bouclés ou récurrents (dynamiques) :**

Le réseau de neurones récurrent (RNN) est un type de réseau de neurones où la sortie de l'étape précédente est alimentée en entrée de l'étape en cours. Dans les réseaux de neurones traditionnels, toutes les entrées et sorties sont indépendantes les unes des autres, mais dans des cas comme lorsqu'il est nécessaire de prédire le mot suivant d'une phrase, les mots précédents sont nécessaires et il est donc nécessaire de se souvenir des mots précédents. C'est ainsi que RNN a vu le jour, ce qui a résolu ce problème à l'aide d'une couche cachée. La caractéristique principale et la plus importante de RNN est l'état caché, qui mémorise certaines informations sur une séquence (Fausett, 2006, Medsker and Jain, 2001).

## **IV.4 Apprentissage des réseaux de neurones**

L'apprentissage automatique (ML) est un type d'algorithme qui s'améliore automatiquement en fonction de l'expérience, et non par un programmeur écrivant un meilleur algorithme. L'algorithme acquiert de l'expérience en traitant de plus en plus de données, puis en se modifiant en fonction des propriétés des données. Il existe de nombreuses variétés de techniques d'apprentissage automatique, mais voici trois approches générales :

**IV.4.1 L'apprentissage supervisé :** Le but de l'apprentissage supervisé est de comprendre les données dans le contexte d'une question particulière.

L'apprentissage supervisé consiste à utiliser des ensembles de données étiquetés pour former des algorithmes informatiques pour une sortie particulière. Au fur et à mesure que l'utilisateur alimente le modèle en données d'entrée, le système s'ajuste pour prédire les résultats et classer les données avec plus de précision par validation croisée, c'est-à-dire en ajustant ses pondérations pour mieux s'adapter au modèle (Dayhoff, 1990, Browne, 1997).

La collecte de données d'entraînement étiquetées est la première étape du processus d'apprentissage supervisé par l'IA. Avec suffisamment de données disponibles, la division de ces données étiquetées en trois ensembles est la prochaine étape : formation, validation et test.

L'algorithme d'apprentissage supervisé minimise les erreurs dans le modèle avec l'ensemble d'apprentissage. Les utilisateurs peuvent vérifier la progression de l'algorithme d'apprentissage indépendamment avec le jeu de validation. L'ensemble de test offre des données de test du monde réel à utiliser uniquement lorsque l'ensemble de validation prouve que le modèle est optimal et peut être généralisé à de nouvelles données.

**IV.4.2 L'apprentissage non supervisé :** Dans le cas de l'apprentissage non supervisé, des algorithmes de ML sont utilisés pour examiner et regrouper des jeux de données non étiquetés. Ces algorithmes peuvent révéler des schémas inconnus dans les données sans aucune supervision humaine. Il existe trois principales catégories d'algorithmes (Valentin et al., 2005).

**IV.4.3 L'apprentissage semi-supervisé :** Les problèmes pour lesquels vous avez une grande quantité de données d'entrée (X) et que seules certaines données sont étiquetées (Y) sont appelés problèmes d'apprentissage semi-supervisés. Par conséquent, ces problèmes se situent entre l'apprentissage supervisé et l'apprentissage non supervisé. Ou par renforcement (apprentissage par Récompense et Pénalité) : représente une technique nouvelle, dans ce cas on fournit des exemples au réseau et des indications sur le résultat par un superviseur qui est régi par un de degrés de performance (vrai ou faux) (Fausett, 2006).

#### **IV.5 Algorithme d'apprentissage :**

L'algorithme d'apprentissage est la méthode mathématique qui va modifier les poids de connexions afin de converger vers une solution qui permettra au réseau d'accomplir la tâche désirée. L'apprentissage est une méthode d'identification paramétrique qui permet d'optimiser les valeurs des poids du réseau. Plusieurs algorithmes itératifs peuvent être mis en œuvre, parmi lesquels on note : l'algorithme de rétropropagation, la Méthode Quasi Newton, Algorithme de BFGS ...etc. Il arrive qu'à faire apprendre un réseau de neurones toujours sur le même échantillon, celui-ci devient inapte à reconnaître autre chose que les éléments présents dans l'échantillon (Dayhoff, 1990). Le réseau ne cherche plus l'allure générale de la relation entre les entrées et les sorties du système, mais cherche à reproduire les allures de l'échantillon. On parle alors de surapprentissage, le réseau est devenu trop spécialisé et ne généralise plus correctement. C'est-à-dire que les exemples de la base d'apprentissage comportent des valeurs approximatives ou bruitées. Si on oblige le réseau à répondre de façon quasi parfaite relativement à ces exemples, on peut obtenir un réseau qui est biaisé par des valeurs erronées. Le surapprentissage apparaît aussi lorsqu'on utilise trop d'unités cachées (de connexions), la phase d'apprentissage devient alors trop longue (trop de paramètres réglables dans le système)







		et les changements pendant l'entraînement.
Basé sur l'unité de mémoire	Dynamique statique	<b>Statique</b> - Unité sans mémoire. La sortie courant dépend de l'entrée courant. Par exemple, réseau Feedforward. <b>Dynamique</b> - Unité de mémoire - La sortie dépend de l'entrée de courant ainsi que de la sortie de courant. Par exemple, réseau neuronal récurrent

Les types de réseau de neurones diffèrent par plusieurs paramètres (Dayhoff, 1990):

- La topologie des connexions entre les neurones ;
- la fonction d'agrégation utilisée (somme pondérée, distance pseudo-euclidienne...) .
- la fonction de seuillage utilisée (sigmoïde, échelon, fonction linéaire, fonction de Gauss, ...)
- L'algorithme d'apprentissage (rétropropagation du gradient, cascade correlation) ;
- D'autres paramètres, spécifiques à certains types de réseaux de neurones, tels que la méthode de relaxation pour les réseaux de neurones (e.g. réseaux de Hopfield) qui ne sont pas à propagation simple (e.g. Perceptron Multicouche).

#### IV.7.1 Réseaux de neurones multicouche (Perceptron multicouche)

Un perceptron multicouche (MLP) est l'un des modèles de réseau de neurones les plus couramment utilisés dans le domaine de l'apprentissage en profondeur. Il est constitué de neurones interconnectés qui se transmettent des informations, un peu comme le cerveau humain. Chaque neurone se voit attribuer une valeur. Le réseau englobe successivement multicouche a des couches d'entrée et de sortie, et une ou plusieurs couches cachées avec de nombreux neurones empilés ensemble. Et tandis que dans le Perceptron, le neurone doit avoir une fonction d'activation qui impose un seuil. Les neurones d'un Perceptron multicouche peuvent utiliser n'importe quelle fonction d'activation arbitraire (figure C-4). Les neurones de la même couche ne sont pas connectés (Zurada, 1992).

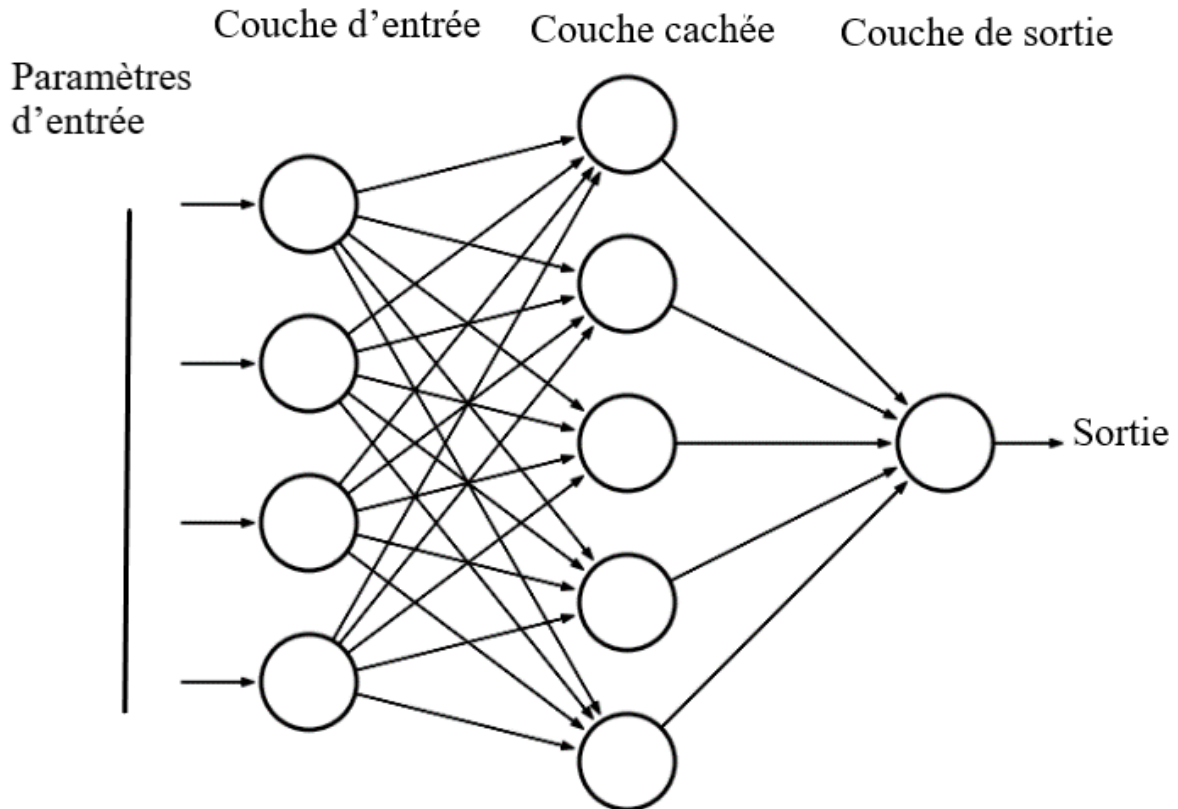


Figure IV.2 Exemple d'architecture d'un PMC (Fausett, 2006).

La détermination du nombre de couches, du nombre de neurones par couche et des différentes fonctions d'activation dépend de l'architecture du réseau de neurones artificiels et du problème à résoudre (Kharroubi, 2013). Le perceptron multicouche (PMC) est un réseau de neurones artificiels composé de multiples couches de neurones. Chaque couche est un ensemble de neurones qui ne sont pas connectés entre eux. La couche d'entrée reçoit les signaux d'entrée (variables), avec un neurone par entrée  $x_j$ , et ne modifie pas ces signaux. Les couches cachées effectuent des calculs en utilisant les signaux d'entrée et les transmettent à la couche de sortie, qui fournit la réponse du système (Fausett, 2006).

Dans un perceptron, Une ou plusieurs couches cachées participent au transfert et un neurone d'une couche cachée est connecté en entrée à chacun des neurones de la couche précédente et en sortie à chaque neurone de la couche suivante.

Les entrées d'un réseau sont encore notées  $X_1, \dots, X_p$  comme les variables explicatives d'un modèle tandis que les poids des entrées sont des paramètres  $\alpha$  et  $\beta$  à estimer lors de procédure d'apprentissage et que la sortie est la variable  $Y$  à expliquer ou variable réponse du problème.

Un perceptron multicouche réalise donc une transformation des variables d'entrée

$$Y = f(X_1, \dots, X_n; \alpha) \dots \dots \dots (IV.3)$$

où  $\alpha$  est le vecteur contenant chacun des paramètres  $\alpha_{jkl}$  de la  $j^{\text{ème}}$  entrée du  $k^{\text{ème}}$  neurone de la  $\ell^{\text{ème}}$  couche; la couche d'entrée ( $\ell = 0$ ) n'est pas paramétrée, elle ne fait que distribuer les entrées sur tous les neurones de la couche suivante.

La couche d'entrée est composée de neurones qui reçoivent des sommes pondérées  $S$  (IV.4) des données d'entrée, puis à l'aide de la fonction d'activation elle les transmet aux neurones cachés.

$$S_{ij} = \sum_i^n X_i \times W_{ij} + W_0 \dots \dots \dots (IV.4)$$

Avec :  $n$  est le nombre d'éléments d'entrée ;  $X_i$  est la valeur de la sortie du  $i^{\text{ème}}$  neurone de la couche précédente ;  $W_{ij}$  est la valeur du poids entre le neurone  $i$  et le neurone  $j$  ;  $W_0$  est le biais.

La première couche reçoit les variables d'entrées ( $X_i$ ) à travers les neurones d'entrées  $i$ , les transforme avec la fonction d'activation  $f$  sur le neurone d'entrée et les envoie aux neurones  $j$  de la première couche cachée (Kharroubi, 2013) . L'équation de production dans un PMC à trois couches ( $n$  neurones dans la couche d'entrée,  $m$  neurones dans la couche cachée et  $p$  neurones dans la couche de sortie) est la suivante :

$$Y_k = f_k \left( \sum_{j=1}^m W_{jk} f_j \left( \sum_{i=1}^n X_i \times W_{ij} \right) \right) + W_0 \dots \dots \dots (IV.5)$$

Avec :  $Y_k$  est l'une des sorties du système ;  $f_k$  et  $f_j$  sont successivement les fonctions d'activation du neurone  $k$  de la couche sortie et du neurone  $j$  de la couche cachée ;  $W_{jk}$  et  $W_{ij}$  sont successivement les poids entre le  $j^{\text{ème}}$  neurone et le  $k^{\text{ème}}$  neurone de sortie et le poids entre le  $i^{\text{ème}}$  neurone et le  $j^{\text{ème}}$  neurone;  $W_0$  le biais. Selon l'apprentissage du réseau de neurones, le nombre de neurones dans la couche cachée est limité pour éviter le surapprentissage. Le processus de décision du nombre de couches cachées et du nombre de neurones dans chaque couche cachée est encore déroutant (Browne, 1997).

Il existe un PMC équivalent avec une seule couche cachée qui offre déjà un degré de liberté suffisant et se rapproche d'une fonction de type non linéaire, c'est le PMC le plus souvent fonctionnel.

#### IV.7.2 Application de la méthode du RNA sur le BV de Mazafran

L'exploitation d'un réseau de neurones artificiels passe par plusieurs étapes nécessaires. Tout d'abord, il faut fixer le nombre de couches, le nombre de neurones dans chaque couche et le choix des fonctions d'activation associées aux neurones (dans ce cas, des fonctions sigmoïdes).

Ensuite, on passe à l'étape itérative de l'apprentissage du réseau de neurones artificiels. Cette étape est suivie de deux phases de vérification : la phase de test et la phase de validation. Il est important de bien maîtriser la topologie (l'architecture et le nombre de nœuds dans chaque couche) du réseau de neurones. Un nœud de la couche cachée a deux fonctions : la première est de « résumer » les informations qui lui arrivent en entrée, et la seconde est d'appliquer une fonction de transfert à cette somme afin de fournir ce résultat aux nœuds de sortie (ou au nœud d'une autre couche cachée s'il y en a une).

Il convient de garder à l'esprit que l'augmentation des couches cachées augmenterait également la complexité du modèle et que le choix de couches cachées peut parfois conduire à un sur-apprentissage. Pour obtenir la meilleure structure de réseau, la détermination de nombre de neurones d'entrée cachés, de sortis et leurs fonctions d'activation dépendent principalement de l'adoption des essais expérimentaux (essais-erreurs) selon les objectifs d'application.

Nous avons commencé initialement avec 1 nœud caché et calculez les valeurs de prédites, et nous avons vérifié la corrélation de ces valeurs prédites avec les valeurs réelles. Vous trouverez une valeur de corrélation. Et augmentez progressivement le nombre des nœuds et vérifiez la même chose. Les valeurs de corrélation continueront d'augmenter jusqu'à un certain nombre de nœuds, après quoi elles commenceront à diminuer. Le point où la valeur de corrélation est maximale sera le nombre optimal de nœuds. L'augmentation des nœuds dans une couche masquée entraîne un ajustement excessif. Si nous continuons à augmenter le nombre de nœuds au-delà d'un certain point, cela peut entraîner un sur-apprentissage qui produira des résultats peu fiables pour les données de test. Le nombre de neurones artificiels dans la couche de sortie est fixé selon l'objectif de l'application. Ici, nous allons prévoir les débits ( $Q_t$ ,  $Q_{st-1}$ ,  $Q_{t-1}$ ,  $Q_{st-2}$ ,  $Q_{t-2}$ ) en tant que données d'entrée. Alors la sortie sera composée d'un seul neurone artificiel qui présente l'écoulement de sédiment  $Q_s$ .

La base de données utilisée dans cette étude est subdivisée en trois groupes: 70 % pour entraîner le système, 15 % pour valider le réseau et 15 % pour le test qui seront tirés d'une manière aléatoire.

#### **IV.7.2.1 Normalisation des données**

Dans le cas des réseaux de neurones, l'opération de normalisation des données est obligatoire. Pour préparer les données (preprocessing) et en particulier enlever les valeurs aberrantes.

La normalisation est une bonne technique à utiliser lorsque vous ne connaissez pas la distribution de vos données ou lorsque vous savez que la distribution n'est pas gaussienne (Shanker et al., 1996) . La normalisation est utile lorsque vos données ont des

échelles variables et que l'algorithme que vous utilisez ne fait pas d'hypothèses sur la distribution de vos données, telles que les k plus proches voisins et les réseaux de neurones artificiels.

Dans cette approche, les données sont mises à l'échelle dans une plage fixe généralement de 0 à 1. Contrairement à la normalisation, le coût d'avoir cette plage délimitée est que nous nous retrouverons avec des écarts-types plus petits, ce qui peut supprimer l'effet des valeurs aberrantes (Shanker et al., 1996).

Une mise à l'échelle Min-Max est généralement effectuée via l'équation suivante :

$$\bar{X} = \frac{X - X_{min}}{X_{max} - X_{min}} \dots \dots \dots (IV. 6)$$

Avec :  $\bar{X}$  est la valeur réelle à normaliser,  $X_{min}$  est sa valeur minimale,  $X_{max}$  est sa valeur maximale et est la valeur normalisée.

#### IV.7.2.2 Critères d'évaluation de la performance

Dans de RNA, il est nécessaire de mettre en place un algorithme qui va propager cette correction à travers l'ensemble des couches du réseau. Il existe aujourd'hui plusieurs algorithmes basés sur ce que l'on appelle la descente de gradient. Il s'agit de minimiser progressivement l'erreur du réseau de façon itérative en nous appuyant sur le dérivé de la fonction de calcul de l'output. Le but ces algorithmes étant de parvenir à une valeur optimale des poids des connexions entre les neurones en propageant cette information dans le réseau. On parle alors de rétro-propagation puisqu'il s'agit tout simplement de faire passer l'erreur du réseau depuis la couche d'output jusqu'à la couche d'input (Karayiannis and Venetsanopoulos, 1992).

La rétropropagation du gradient de l'erreur (ou backpropagation) est un algorithme d'optimisation permettant d'ajuster les paramètres d'un réseau de neurones multicouches pour mettre en correspondance des entrées et des sorties référencées dans une base d'apprentissage. La rétropropagation permet de calculer le gradient de l'erreur pour chaque neurone, de la dernière couche vers la première. Le calcul de ce gradient se fait par la méthode de rétropropagation.

$$E_{APP} = \sum_{i=1}^n (y_i - y_i)^2 \dots \dots \dots (IV. 7)$$

Avec : Erreur d'apprentissage  $E_{app}$  : valeur calculée  $y_i$  : valeur observée  $n$  : nombre d'observations.

À chaque itération de l'apprentissage du réseau de neurones, une comparaison est faite entre l'erreur de test et l'erreur d'apprentissage jusqu'à ce qu'elle atteigne un niveau minimum, en

utilisant une base de données différente de celle d'apprentissage (la base de données de test). Les itérations s'arrêtent dans deux cas : soit la différence entre l'erreur d'apprentissage et l'erreur de test est grande, ce qui indique un surapprentissage, soit on atteint le meilleur critère de performance. Dans ce dernier cas, la phase de validation commence, qui consiste à tester les performances du réseau de neurones sur une base de données indépendante de celle d'apprentissage et de test, afin de s'assurer que le réseau généralise bien les connaissances acquises lors de l'apprentissage et qu'il est capable de produire des résultats fiables pour de nouvelles données.

Le modèle ayant été contrôlé à travers ces itérations. Ainsi, à la fin des itérations, après l'enregistrement du modèle le plus performant, le modèle passe à la phase de la validation, de l'exploitation où nous appliquons le modèle sur une base de données différente de celles de l'apprentissage et du test.

Pour évaluer la performance de modèle RNA, ont été choisi dans notre étude :

L'erreur quadratique moyenne (MSE pour Mean Square Error ou MCE pour moyenne des carrés des erreurs) : c'est la moyenne arithmétique des carrés des écarts entre prévisions du modèle et observations.

$$RMSE = \left( \frac{1}{N} \sum_{n=1}^n (Q_{(s.obs)n} - Q_{(s.pred)n})^2 \right)^{1/2} \dots \dots \dots (IV.8)$$

La RMSE est égale à 0 si les valeurs calculées et les valeurs observées sont égales.

L'erreur absolue moyenne (EAM ou MAE pour Mean Absolute Error) : moyenne arithmétique des valeurs absolues des écarts.

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^n |(Q_{(s.obs)n} - Q_{(s.pred)n})| \dots \dots \dots (IV.9)$$

Le critère MAE a une valeur de 0 % (valeur idéale) lorsque nous avons une égalité entre les deux valeurs, calculée et observée.

**Le critère de performance (CP) :** qui compare l'erreur du modèle à celle d'un modèle naïf prévoyant un valeur futur égal au valeur observé :

$$CP = 1 - \frac{\sum_{n=1}^n (Q_{(s.obs)n} - Q_{(s.pred)n})^2}{\sum_{n=1}^n (Q_{(s.obs)n} - \bar{Q}_{(s.obs)n})^2} \dots \dots \dots (IV.10)$$

Où :

$Q(s.obs)$  : valeur de débit observée

$Q(s.pred)$  : la valeur de débit prédite par le modèle.

$\overline{Q}(s.obs)$  : est la moyenne des valeurs observées .

N : est le nombre total d'observations utilisées pour le calcul d'erreur.

$C_p$  est égale à « 1 » si la prévision est parfaite, entre « 1 » et « 0 » si elle est meilleure que la prévision naïve et négative si la prévision est médiocre.

#### **IV.7.2.3 Données utilisées :**

Les données utilisées dans notre étude sont fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) de Alger. Oued MAZFRAN est contrôlé par la station hydrométrique de Fer Cheval à l'exutoire du grand bassin MAZFRAN (coordonnées Lambert (X = 510,1 m ; Y = 373,2m). Elle dispose de mesures de hauteurs d'eau et des débits liquides et leurs concentrations en matières solides en suspensions, correspondantes à partir du 1945 jusqu'à ce jour, toutes les données sont réalisées sur une période s'étalant de 1976 à 1994. Les données sont :

- Une série continue et la plus longue possible, de débits liquides moyens journaliers en ( $m^3/s$ ).
- Série de couples (débit liquide ( $m^3/s$ ), débit solide (Kg/s)).

### IV.8 Résultats et discussion

La figure ci-dessous illustre la corrélation entre le débit solide et le débit liquide du bassin d'Oued Mazafran sur la période 1976-1994. Les résultats obtenus montrent une bonne corrélation entre ces deux paramètres. Ces résultats permettent une compréhension préliminaire du changement temporel du débit solide des oueds.

Les résultats des modèles d'ajustement du débit solide au débit liquide pour toutes les échelles sont significatifs, comme indiqué dans le tableau IV.2 et la figure IV.3, avec un coefficient de corrélation de 81 %.

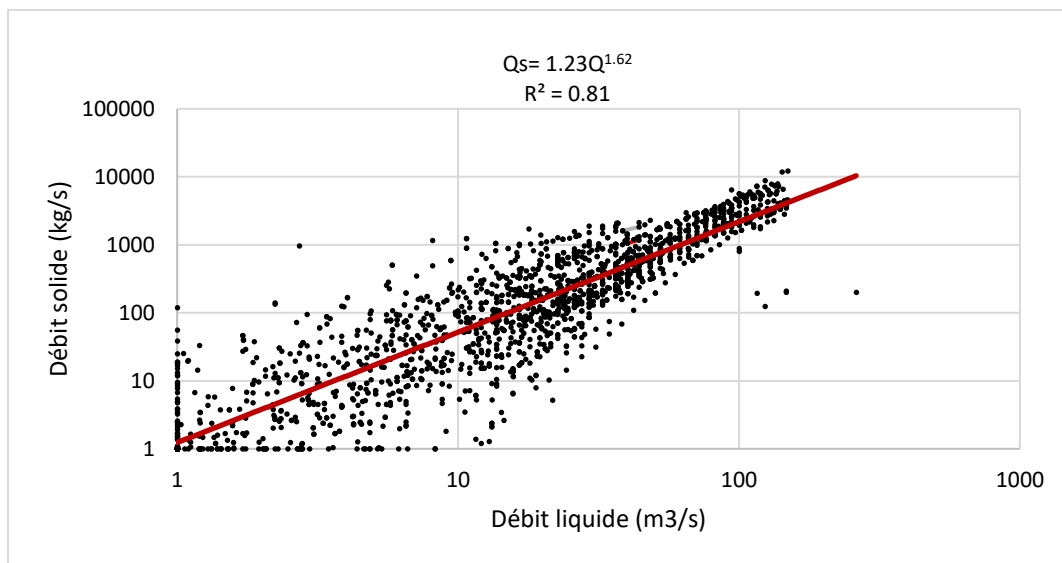


Figure IV.3. Relation débits liquides - débits solides.

Le Tableau III.6 (Répartition annuelle des apports solides en suspension (en tonnes/an) et des dégradations spécifiques en (t/km<sup>2</sup>/an) dans le bassin-versant de l'oued Mazafran (1976-1996)) montre les dégradations spécifiques annuelles enregistrées dans l'oued Mazafran.

Les dégradations spécifiques annuelles enregistrées sont en majorité élevées, avec une moyenne interannuelle qui s'élève à 17,52 Mg·ha<sup>-1</sup>·an<sup>-1</sup>. Dans le bassin versant de l'oued Mazafran, c'est au printemps et en hiver que l'on enregistre le plus fort flux de matières en suspension, représentant respectivement 43 % et 40 % du total annuel. L'oued Mazafran véhicule ainsi une moyenne saisonnière de 544 000 tonnes de matières en suspension. Le printemps enregistre un apport liquide plus important que l'automne. En automne, la charge en suspension est faible, ne représentant que 14 % de la charge annuelle. En été, le transport de matières en suspension est quasi-nul, soit environ 3 % de l'apport solide annuel.

On peut remarquer que, pour les deux années 1977-1978 la quantité de précipitations est presque la même, mais la dégradation spécifique peut être très différente.



L'évaluation par la modélisation RNA a été effectuée à partir des résultats de la validation. Le tableau IV.3 montre les différents résultats évalués selon les critères de performance numérique le minimum de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur moyenne absolue (MAE), coefficient d'efficacité (CE), et les coefficients de corrélation (R2). Le tableau IV.3 présente les critères de performance des calculs faits en fonction le nombre de neurones de chaque combinaison avec les couches cachées. Les résultats montrent que les différentes combinaisons ont une bonne qualité et le modèle RNA 02 de prévisions sont performants en produisant des débits solides proches de la réalité avec des erreurs minimales (RMSE = 0,00031), avec deux (02) entrées et deux neurones cachés.

Les résultats de ces derniers sont présentés dans le tableau suivant.

Tableau IV.3 Meilleure architecture de réseau et critères de performance associés

Combinaison	Entrée	Sortie	Neurones	RMSE	MAE	CE	R2
01	Q	Qs	02	0.00188	0.00102	0.90	0.91
02	Q;Qst-1	Qs	02	0.000314	0.00916	0.94	0.91
03	Q; Qt-1	Qs	02	0.001599	0.02103	0.87	0.92
04	Q;Qt1;Qt-2	Qs	02	0.001356	0.0022	0.90	0.95

La figure IV.4 montre la série chronologique des débits solides observés et attendus au cours de l'apprentissage pour le modèle RNA. Le modèle RNA explique, avec précision, le modèle non linéaire des débits solides, pendant la phase de l'apprentissage puis produit une bonne généralisation lors de deux autres phases. Dans cette étude, les sédiments en suspension prédite sont relativement proches des valeurs observées. Le modèle RNA est donc capable de prédire Les sédiments en suspension dans les rivières, malgré la multitude des variables d'entrée du système.

La figure IV.4 montre également que le modèle RNA prédit les sédiments en suspension de manière plus précise que le modèle de perceptron multicouche (MLP), comme en témoigne la proximité des valeurs prédites par RNA avec les valeurs réelles. Les différences entre les deux modèles sont clairement visibles aux points de changement brusque de débits solides ou liquides, où la transition de valeurs élevées vers des valeurs faibles (et vice versa) est mieux représentée par le modèle RNA.

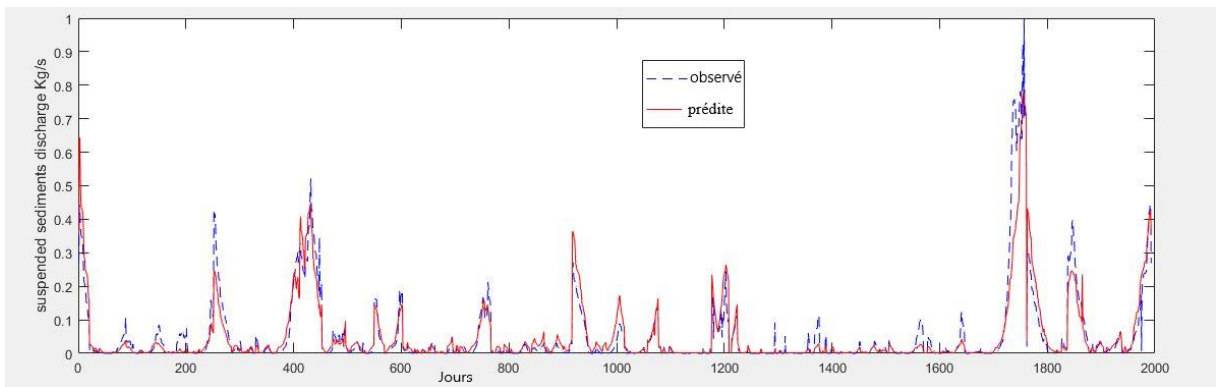


Figure IV.4 Charge solide observée et prédite.

La figure IV.5 montre les graphes des coefficients de détermination R2 pour les ensembles d'apprentissage, de test, de validation et pour l'ensemble de prédiction global, sous forme de sortie du réseau par rapport aux valeurs observées.

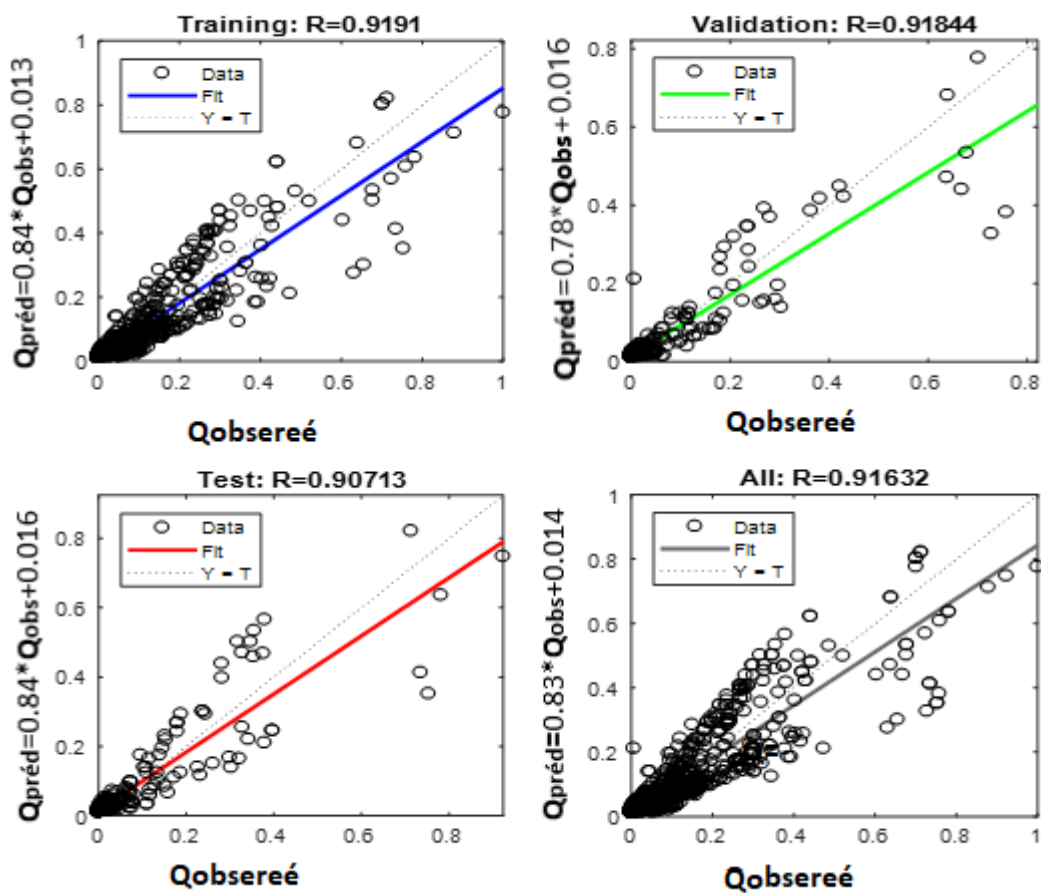


Figure IV.5 Comparaison entre les valeurs observées et prédites de sédiments en suspension.

Le coefficient de détermination ( $R^2$ ) pour l'apprentissage, la validation et les tests étaient respectivement de 0,91, 0,91 et 0,90, tandis que l'ensemble de prédiction global était de 0,91, ce qui confirme que le modèle RNA est satisfaisant pour ajuster les données expérimentales. Cela signifie que les valeurs prédites de sédiments sont très proches des valeurs observées. Le choix du nombre de couches cachées, du nombre de neurones cachés et du nombre d'itérations est un élément clé pour le bon fonctionnement du réseau.

# Conclusion Générale

## Conclusion

Oued Mazafran se caractérise par des quantités de sédiments beaucoup plus importantes par rapport à celles trouvées dans les autres rivières côtières algériennes. Les données relatives aux débits d'eau et aux concentrations de sédiments en suspension pour Oued Mazafran ont été analysées. Ils permettent d'estimer la production de sédiments en suspension pour la période de 19 ans. Une forte variabilité interannuelle et saisonnière des quantités de sédiments a été observée. En outre, la charge de sédiments pouvait être calculée à partir des courbes d'évaluation des sédiments. Une bonne corrélation a été trouvée entre ces courbes d'évaluation. Cela peut donner une approximation raisonnable des estimations de production de sédiments en suspension et de leur variabilité interannuelle et saisonnière. Pour comprendre ces changements, les courbes d'évaluation des sédiments ont été évaluées pour toute la période d'étude et ont ensuite été classées en deux périodes, en fonction de leurs réponses. D'un point de vue global, les résultats obtenus ont indiqué que la production estimée de sédiments en suspension pour le Wadi Mazafran était d'environ  $17,52 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ . Ce taux est comparable à d'autres taux enregistrés à proximité du site d'étude. De plus, les résultats ont suggéré que les périodes de type 2 dominent la production de sédiments dans la zone d'étude par rapport aux périodes de type 1. Cependant, les périodes où il n'y a pas de corrélation entre les courbes d'évaluation ont présenté une très grande variabilité ( $5\text{-}83 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ ). En outre, les résultats obtenus ont indiqué que la charge de sédiments en suspension la plus élevée a été estimée en hiver, ce qui représente 56% des contributions totales pendant la période d'étude. Ce pourcentage pourrait être lié au changement de couvert végétal et aux tempêtes de pluie qui se sont produites dans la zone d'étude. Enfin, l'analyse de la relation entre la contribution estimée de la charge de sédiments pour chaque type et le débit d'eau annuel moyen indique que la production de sédiments des événements de type 2 a également une forte corrélation avec les processus d'écoulement. Cette relation est moins significative pour les périodes de type 2.

L'étude a examiné la variabilité spatiale et temporelle de l'indice d'érosivité pluviométrique représenté par l'indice Fournier modifié et de l'indice de concentration pluviométrique à partir de 20 stations pluviométriques. De plus, la corrélation entre l'indice de concentration pluviométrique (PCI) et les précipitations annuelles est très faible pour les deux types de périodes. En outre, les variations du PCI indiquent qu'il n'y a pas nécessairement un modèle constant de précipitations saisonnières. De plus, en se basant sur les valeurs de l'indice Fournier modifié, la partie sud de la région d'étude, pour les deux types d'années, aux stations de Sidi Rached Helloula (S4) et Rn4 Chiffa (S8), présentent une agressivité pluviale élevée. Cependant,

## Conclusion

cette agressivité est faible à modérée dans la plupart de la région d'étude. Enfin, il existe une forte relation linéaire entre l'indice Fournier modifié et l'accumulation pluviale annuelle.

Il existe des corrélations très significatives entre les débits solides et liquides, comme le montrent les coefficients de détermination ( $R^2$ ) généralement supérieurs à 0.80. L'utilisation de ces données a permis d'examiner la prévision de la charge sédimentaire en utilisant différentes combinaisons d'entrées comprenant des débits liquides et solides, avec le débit solide comme sortie. Les réseaux de neurones artificiels (RNA) sont un excellent outil de prédiction, qui peut être utilisé pour interpréter et prévoir les sédiments en suspension de manière plus rapide.

En résumé, l'étude a permis de mieux comprendre la production de sédiments en suspension dans le bassin de l'oued Mazafran et a proposé des outils pour la prédiction de ces sédiments, en mettant en évidence l'importance de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations et des débits liquides et solides.

L'étude peut être étendue à d'autres bassins versants en Algérie pour mieux comprendre la variabilité spatio-temporelle de la production de sédiments en suspension dans différentes régions. Cela pourrait aider à mieux gérer les ressources en eau et les écosystèmes dans ces régions et à développer des stratégies de gestion plus durables pour les bassins versants en Algérie.

# Références Bibliographiques

- ACHITE, M. & MEDDI, M. 2004. Estimation du transport solide dans le bassin-versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien). *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 15, 367-373.
- ACHITE, M. & MEDDI, M. 2005. Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin versant de l'oued Mina (nord-ouest algérien). *Revue des sciences de l'eau*, 18, 37-56.
- ACHITE, M. & OUILLON, S. 2007. Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973–1995). *Journal of hydrology*, 343, 187-202.
- ADAM, N. 2013. Gestion des sédiments dans de grands réservoirs.
- ALI, Y. S. A. 2014. The impact of soil erosion in the upper Blue Nile on downstream reservoir sedimentation, Citeseer.
- AMARA, D. M. K., ULLAH, K. & YUSHU, Z. 2020. Rainfall erosivity estimation for Sierra Leone using non-parametric indices. *Theoretical Applied Climatology*, 139, 221-236.
- ANCTIL, F., ROUSSELLE, J. & LAUZON, N. 2012. *Hydrologie: Cheminement de l'eau*, Presses inter Polytechnique.
- ARNOLDUS, H. J. A. A. O. T. R. F. I. T. U. S. L. E. 1980. An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. 127-132.
- BADREDDINE, B., MOHAMMED, H., BOUTKHIL, M. & AHMED, A. J. E. M. 2021. Assessment of erosion: use of nuclear techniques and conventional methods—case of the Fergoug watershed, Algeria. *Environmental Monitoring Assessment*, 193, 1-17.
- BAGNOULS, F. & GAUSSEN, H. Les climats biologiques et leur classification. *Annales de géographie*, 1957. JSTOR, 193-220.
- BALLA, F., KABOUCHE, N., KHANCHOU, K., BOUGUERRA, H. J. J. O. W. & DEVELOPMENT, L. 2017. Hydro-sedimentary flow modelling in some catchments Constantine highlands, case of Wadis Soultez and Reboa (Algeria).
- BEDIENT, P. B., HUBER, W. C. & VIEUX, B. E. 2008. *Hydrology and floodplain analysis*, Prentice Hall Upper Saddle River, NJ.
- BELARBI, F., BOUCHELKIA, H., REMINI, B. & BENMANSOUR, A. 2018. Quantification and study of monthly variation of suspended sediment loads in Tafna basin—Algeria. *Journal of Water*



Land Development.

BELARBI, F., BOULCHELKIA, H. & REMINI, B. 2020. Estimation of suspended sediment rate by double correlation method in Mouillah basin, North-West of Algeria. %J Journal of Water

Land Development.

BENBRAHIM, K. F., ISMAILI, M., BENBRAHIM, S. F. & TRIBAK, A. 2004. Land degradation by desertification and deforestation in Morocco. %J Science et changements planétaires/Sécheresse, 15, 307-320.

BENEDINI, M. & TSAKIRIS, G. 2013. Water quality modelling for rivers and streams, Springer Science & Business Media.

BENZINEB, K. & REMAOUN, M. 2016. Daily rainfall-runoff modelling by neural networks in semi-arid zone: Case of Wadi Ouahrane's basin. %J Journal of Fundamental

Applied Sciences, 8, 956-970.

BESSAKLIA, H., GHENIM, A. N., MEGNOUNIF, A. & MARTÍN VIDE, J., , 2018. Spatial variability of concentration and aggressiveness of precipitation in North-East of Algeria. %J Journal of Water

Land Development, p. 3-15.

BOCHET, E., RUBIO, J. L. & POESEN, J. 1998. Relative efficiency of three representative matorral species in reducing water erosion at the microscale in a semi-arid climate (Valencia, Spain). %J Geomorphology, 23, 139-150.

BOU KHEIR, R., GIRARD, M. C. & KHAWLIE, M. 2001. Erosion hydrique des sols dans les milieux méditerranéens: . une revue bibliographique.

BOUANANI, A. 2004. Hydrologie, Transport solide et Modélisation: Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW-Algérie). %J Doctorat d'Etat en hydrogéologie, Université Abou Bekr Belkaid Tlemcen, Algérie.

BOUANANI, A., BABA-HAMED, K. & FANDI, W. J. R. D. S. D. L. E. J. O. W. S. 2013. Production et transport des sédiments en suspension dans l'oued Sikkak (Tafna-nord-ouest Algérie). Journal of Water Science, 26, 119-132.

BOUCETTA, D. 2018. Effets des changements climatiques sur les cultures pratiquées et les ressources en eau dans la région de Biskra. UNIVERSITE MOHAMED KHIDER BISKRA.

BOUCHELKIA, H. 2009. Etude du transport solide dans un bassin versant et son impact sur l'envasement des barrages cas du bassin versant du Chelef.

- BOUCHELKIA, H. & REMINI, B. 2003. Quantification du transport solide dans le bassin versant algérien du Chellif. %J Ingénieries eau-agriculture-territoires, p. 45-p. 56.
- BOUGUERRA, H., BOUANANI, A., KHANCHOUL, K., DERDOUS, O. & TACHI, S. E. J. J. O. W. 2017. Mapping erosion prone areas in the Bouhamdane watershed (Algeria) using the Revised Universal Soil Loss Equation through GIS. %J Journal of Water Land Development, 13--23.
- BOUHADEB, C. 2019. Evaluation du transport solide au niveau du bassin versant de Oued Bounamoussa et ses incidences sur l'envasement du barrage de Cheffia (Nord-Est algérien). Université de Batna 2.
- BOUROUBA, M. J. B. D. R. E. 1998. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides de l'Oued Medjerda supérieur (Algérie orientale). %J Bulletin du RESEAU EROSION, 76-97.
- BOUROUBA, M. J. B. D. R. E. 2002. Comparaison de la charge solide en suspension dans les Oueds algériens: essai de synthese; A comparaison of suspended solid transport of algerian oueds: asynthetic approach. %J Bulletin du RESEAU EROSION, 358-374.
- BOUROUBA, M. J. B. O. 1996. L'érosion actuelle dans l'Algérie septentrionale: Bilan d'érosion comparatif de deux affluents du Cheliff: l'Oued Ebda et l'Oued Deurdeur. %J Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, 24, 113-128.
- BOUROUBA, M. J. B. O. 1997. Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi-arides de l'Algérie orientale. %J Bull. ORSTOM, 17, 345-360.
- BOUZERIA, H. 2018. Quantification et modélisation des transports solides, cartographie des zones à risques d'érosion hydrique à partir d'une base de données gérée par un SIG: application aux bassins de Bounamoussa et Mellah (Nord-Est algérien). Thèse de Doctorat. Université Abou bakr Belkaïd, Tlemcen.
- BOUZERIA, H., GHENIM, A. N. & KHANCHOUL, K. 2017. Using artificial neural network (ANN) for prediction of sediment loads, application to the Mellah catchment, northeast Algeria. %J Journal of Water Land development.
- BRASPENNING, P. J., THUIJSMAN, F. & WEIJTERS, A. J. M. M. 1995. Artificial neural networks: an introduction to ANN theory and practice, Springer Science & Business Media.
- BROWNE, A. 1997. Neural network analysis, architectures and applications, CRC Press.

- BRUTSAERT, W. 2005. Hydrology: an introduction, Cambridge university press.
- BRYAN, R. B. J. G. 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. 32, 385-415.
- BUNDSCHUH, J. & ARRIAGA, M. S. 2010. Introduction to the numerical modeling of groundwater and geothermal systems, Taylor and Francis, London.
- CAMPOS DE OLIVEIRA, M. H., SARI, V., DOS REIS CASTRO, N. M. & PEDROLLO, O. C. J. H. S. J. 2017. Estimation of soil water content in watershed using artificial neural networks. 62, 2120-2138.
- CAREY, V. P. 2020. Liquid-vapor phase-change phenomena: an introduction to the thermophysics of vaporization and condensation processes in heat transfer equipment, CRC Press.
- CEC 1992. CORINE Soil erosion risk and important land resources in the southern regions of the European Community. Office for official Publications of the European Community , Luxemburg.
- CERDAN, O., LE BISSONNAIS, Y., COUTURIER, A., BOURENNANE, H. & SOUCHÈRE, V. J. S. 2002. Rill erosion on cultivated hillslopes during two extreme rainfall events in Normandy, France. %J Soil Tillage Research, 67, 99-108.
- CHIKH, H. A., HABI, M. & MORSLI, B. 2019. Influence of vegetation cover on the assessment of erosion and erosive potential in the Isser marly watershed in northwestern Algeria—comparative study of RUSLE and PAP/RAC methods. %J Arabian Journal of Geosciences, 12, 1-23.
- COULIBALY, P., ANCTIL, F. & BOBÉE, B. J. C. J. O. C. E. 1999. Prévision hydrologique par réseaux de neurones artificiels: état de l'art. %J Canadian Journal of civil engineering, 26, 293-304.
- COULIBALY, P., ANCTIL, F. & BOBÉE, B. J. C. J. O. C. E. 2000. Daily reservoir inflow forecasting using artificial neural networks with stopped training approach. %J Journal of Hydrology, 230, 244-257.
- DAUTREBANDE, S., CORDONNIER, H., THIRION, M. & BIELDERS, C. 2006. Lutter contre l'érosion des terres.
- DAVTIAN, G. 1998. Analyse des données et cartographie automatique: application aux principales variables climatiques du versant méditerranéen du Maghreb. Université de Nice Sophia-Antipolis (UNS).

- DAYHOFF, J. E. 1990. Neural network architectures: an introduction, Van Nostrand Reinhold Co.
- DE LUIS, M., BRUNETTI, M., GONZALEZ-HIDALGO, J. C., LONGARES, L. A. & MARTIN-VIDE, J. J. G. 2010. Changes in seasonal precipitation in the Iberian Peninsula during 1946–2005. %J Global Planetary Change, 74, 27-33.
- DE LUIS, M., RAVENTÓS, J., GONZÁLEZ-HIDALGO, J., SÁNCHEZ, J. & CORTINA, J. J. I. J. O. C. A. J. O. T. R. M. S. 2000. Spatial analysis of rainfall trends in the region of Valencia (East Spain). %J International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society, 20, 1451-1469.
- DECHEMI, N., BENKACI, T. & ISSOLAH, A. J. R. D. S. D. L. E. 2003. Modélisation des débits mensuels par les modèles conceptuels et les systèmes neuro-flous. %J Revue des Sciences de l'Eau, 16, 407-424.
- DELANNOY, J.-J., DELINE, P. & LHÉNAFF, R. 2016. Géographie physique: aspects et dynamique du géosystème terrestre, De Boeck Supérieur.
- DEMMAK, A. 1982a. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. éditeur non identifié.
- DEMMAK, A. 1982b. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie. %J Jhèse doct. Ing., Univ. Alger.
- DEMMAK, A. 1984. Recherche d'une relation empirique entre apports solides spécifiques et paramètres physico-climatiques des bassins: application au cas algérien. %J IAHS-AISH publication, 403-414.
- DEMMAK, A., OUAAR, M. & GUEDJTAL, A. J. U. D. L. E. D. P. B. V. E. Z. A., ED. AUPELFUREF. JHON LIBBEY EUROTEXT, PARIS 1991. Quantification de l'érosion à l'exutoire de microbassins en zone semi-aride. %J Utilisation de l'eau des petits bassins versants en zone aride, Ed. AUPELFUREF. Jhon Libbey Eurotext, Paris, 179-188.
- DIODATO, N., GÓMARA, I., BARONETTI, A., FRATIANNI, S. & BELLOCCHI, G. J. H. S. J. 2021. Reconstruction of erosivity density in northwest Italy since 1701. %J Hydrological Sciences Journal, 66, 1185-1196.
- DJOUKBALA, O., HASBAIA, M., BENSELAMA, O. & MAZOUR, M. 2019. Comparison of the erosion prediction models from USLE, MUSLE and RUSLE in a Mediterranean watershed, case of Wadi Gazouana (NW of Algeria). %J Modeling Earth Systems

Environmental Monitoring, 5, 725-743.

DOUGLAS-MANKIN, K., SRINIVASAN, R. & ARNOLD, J. J. T. O. T. A. 2010. Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model: Current developments and applications. %J Transactions of the ASABE, 53, 1423-1431.

ELAGIB, N. J. L. D. 2011. Changing rainfall, seasonality and erosivity in the hyper-arid zone of Sudan. %J Land degradation development, 22, 505-512.

ELAHCENE, O., TERFOUS, A., REMINI, B., GHENAIM, A. & POULET, J.-B. J. H. S. J. 2013. Etude de la dynamique sédimentaire dans le bassin versant de l'Oued Bellah (Algérie). %J Hydrological Sciences Journal, 58, 224-236.

ENVIRONNEMENTALES, B., DOSSO, N. & ZINDER, N. J. A. S. 2020. Dynamique récente et actuelle de l'érosion en nappe aux abords du fleuve Niger. %J Afrique SCIENCE, 16, 247-259.

FAUSETT, L. V. 2006. Fundamentals of neural networks: architectures, algorithms and applications, Pearson Education India.

FERNÁNDEZ-RAGA, M., CAMPO, J., RODRIGO-COMINO, J. & KEESSTRA, S. D. J. W. 2019. Comparative analysis of splash erosion devices for rainfall simulation experiments: A laboratory study. %J Water, 11, 1228.

FERRO, V., PORTO, P. & YU, B. J. H. S. J. 1999. A comparative study of rainfall erosivity estimation for southern Italy and southeastern Australia. %J Hydrological sciences journal, 44, 3-24.

FISTIKOGLU, O. & HARMANCIOGLU, N. B. J. W. R. M. 2002. Integration of GIS with USLE in assessment of soil erosion. %J Water Resources Management, 16, 447-467.

FLANAGAN, D. C., FRANKENBERGER, J. R., COCHRANE, T. A., RENSCHLER, C. S. & ELLIOT, W. J. J. T. O. T. A. 2013. Geospatial application of the water erosion prediction project (WEPP) model. %J Transactions of the ASABE, 56, 591-601.

FOURNIER, F. 1960. Climat et érosion, Presses universitaires de France Paris.

FOXGROVER, A. C., HIGGINS, S. A., INGRACA, M. K., JAFFE, B. E. & SMITH, R. E. J. U. G. S. O.-F. R. 2004. Deposition, erosion, and bathymetric change in South San Francisco Bay: 1858–1983. %J US Geological Survey Open-File Report, 1192, 25.

GHENIM, A., SEDDINI, A. & TERFOUS, A. 2008. Variation temporelle de la dégradation spécifique du bassin versant de l'Oued Mouilah (nord-ouest Algérien)/Temporal variation of the specific sediment yield of the Wadi Mouilah basin (northwest Algeria). %J Hydrological sciences journal, 53, 448-456.

- GHENIM, A., TERFOUS, A. & SEDDINI, A. 2007. Étude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes: cas du bassin-versant de l'oued Sebdou (Nord-Ouest algérien). %J Science et changements planétaires/Sécheresse, 18, 39-44.
- GHENIM, A. J. T. D. D., UNIV. ABOU-BEKR BELKAID, ALGÉRIE 2008. Étude des écoulements et des transports solides dans les régions semi-arides méditerranéennes. %J Thse de doctorat, Univ. Abou-Bekr Belkaid, Algérie.
- GHENIM, A. N. & MEGNOUNIF, A. 2013. Estimation de la précision de la relation en puissance reliant la concentration au débit liquide. %J Nature Technology, 54.
- GHERNAOUT, R., ZEGGANE, H. & REMINI, B. 2020. Dynamique du transport solide dans le bassin versant de l'Oued Isser au droit du barrage de Koudiat Acerdoune (Nord Algérie). %J La Houille Blanche, 4, 15-32.
- GLYSSON, G. D. 1987. Sediment-transport curves.
- GODONE, D. & STANCHI, S. 2011. Soil Erosion Issues in Agriculture, BoD—Books on Demand.
- GORUNESCU, F. 2011. Data Mining: Concepts, models and techniques, Springer Science & Business Media.
- GREGERSEN, H. M., FFOLIOTT, P. F. & BROOKS, K. N. 2007. Integrated watershed management: Connecting people to their land and water, CABI.
- GUEMACHE, M. A., DJELLIT, H., YMMEL, H., GHARBI, S. & DORBATH, C. J. B. O. G. A. C. S. 2010. The post-Astian BouinaneSoumâa fault (area of Blida, southern border of the Mitidja Basin, Algeria): neotectonic expression and implication in seismic hazard assessment. %J Bulletin of Geological Algeria Card Service, 21.
- GUILLOU, S., THIEBOT, J., CHAUCHAT, J., VERJUS, R., BESQ, A., NGUYEN, D. H. & POUV, K. S. 2011. The filling dynamics of an estuary: from the process to the modelling. intech.
- HA DANG, T. 2011. Erosion et transferts de matières en suspension, carbone et métaux dans le bassin versant du Fleuve Rouge depuis la frontière sino-vietnamienne jusqu'à l'entrée du delta. Bordeaux 1.
- HADDOU, M. A., KABBACHI, B., AYDDA, A., GOUGNI, H. & BOUCHRITI, Y. Spatial and temporal rainfall variability and erosivity: Case of the Issen watershed, SW-Morocco. E3S Web of Conferences, 2020. EDP Sciences, 02003.

- HALLOUZ, F., MEDDI, M., MAHÉ, G., ALIRAHMANI, S. & KEDDAR, A. 2018a. Modeling of discharge and sediment transport through the SWAT model in the basin of Harraza (Northwest of Algeria). %J Water Science, 32, 79-88.
- HALLOUZ, F., MEDDI, M., MAHÉ, G., TOUMI, S. & ALI RAHMANI, S. E. J. W. 2018b. Erosion, suspended sediment transport and sedimentation on the Wadi Mina at the Sidi M'Hamed Ben Aouda Dam, Algeria. %J Water, 10, 895.
- HEC, O., HEC-RAS, H.-H. E. & RAS, H. 2013. CONCEPTS DE BASE DE LA MODELISATION HYDROLOGIQUE ET HYDRAULIQUE.
- HEDDING, D. W., CALVERT, D. R., TATAYAH, V., COLE, N., RUHOMAUN, K., KHADUN, A., SUMNER, P. D. & NEL, W. J. L. D. 2020. A comprehensive study of erosivity and soil erosion over a small tropical islet: Round Island, Mauritius. %J Land degradation development, 31, 372-382.
- HEIMANN, D. C., SPRAGUE, L. A. & BLEVINS, D. W. 2011. Trends in suspended-sediment loads and concentrations in the Mississippi River Basin, 1950-2009, US Department of the Interior, US Geological Survey.
- HERMASSI, T., CHERIF, M. A. & HABAIEB, H. J. L. H. B. 2014. Etude du transport solide au niveau du bassin versant de Merguellil, Tunisie centrale: cas des bassins versants d'Ettieur et de Rajela. %J La Houille Blanche, 88-96.
- HUDSON, N. 1993. Field measurement of soil erosion and runoff, Food & Agriculture Org.
- JULIEN, P. Y. 2010. Erosion and sedimentation, Cambridge university press.
- KARAYIANNIS, N. & VENETSANOPOULOS, A. N. 1992. Artificial neural networks: learning algorithms, performance evaluation, and applications, Springer Science & Business Media.
- KATEB, Z., BOUCHELKIA, H., BENMANSOUR, A. & BELARBI, F. 2020. Sediment transport modeling by the SWAT model using two scenarios in the watershed of Beni Haroun dam in Algeria. %J Arabian Journal of Geosciences, 13, 1-17.
- KEDDAR, A. 2011. Impact des aménagements hydrauliques sur le transport solide dans une région semi aride: cas du bassin des Isser, Algérie, Editions universitaires européennes.
- KEDDAR, A., TOUAÏBIA, B. & ARABI, M. J. A. S. R. I. D. S. E. T. 2011. Degré d'impact des aménagements hydrauliques sur le ruissellement et le transport solide dans une région semi aride: cas des micro-bassins dans le haut Isser, Algérie. %J Afrique Science: Revue Internationale des Sciences et Technologie, 7.

- KEFI, M., YOSHINO, K., SETIAWAN, Y., ZAYANI, K. & BOUFAROUA, M. J. E. E. S. 2011. Assessment of the effects of vegetation on soil erosion risk by water: a case of study of the Batta watershed in Tunisia. %J Environmental Earth Sciences, 64, 707-719.
- KEMP, D. B., SADLER, P. M. & VANACKER, V. J. N. C. 2020. The human impact on North American erosion, sediment transfer, and storage in a geologic context. %J Nature communications, 11, 1-9.
- KHANCHOUL, K., AMAMRA, A. & SAAIDIA, B. J. B. D. I. W. R. E. 2020a. Assessment Of Sediment Yield Using Swat Model: Case Study Of Kebir Watershed, Northeast Of Algeria. %J Big Data In Water Resources Engineering, 2, 36-42.
- KHANCHOUL, K., BOUKHRISSE, Z. E. A., ACIDI, A. & ALTSCHUL, R. J. Q. I. 2012. Estimation of suspended sediment transport in the Kebir drainage basin, Algeria. %J Quaternary International, 262, 25-31.
- KHANCHOUL, K. & JANSSON, M. B. J. G. A. S. A., PHYSICAL GEOGRAPHY 2008. Sediment rating curves developed on stage and seasonal means in discharge classes for the Mellah wadi, Algeria. %J Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 90, 227-236.
- KHANCHOUL, K., SELMI, K. & BENMARCE, K. J. E. E. S. 2020b. Assessment of soil erosion by RUSLE model in the mellegue watershed, northeast of Algeria. %J Environ Ecosyst Sci, 4, 15-22.
- KHANCHOUL, K. J. U. P. D. T., DEPARTMENT OF GEOLOGY, UNIVERSITY OF ANNABA, ALGERIA 2006. Quantification de l'érosion et des transports solides dans certains bassins versants du nord-est algérien. %J Unpublished Ph. D. thesis, Department of Geology, University of Annaba, Algeria.
- KHARROUBI, O. 2013. Préviation des crues par modèle de réseau de neurones artificiels: application au bassin versant de l'Eure. Lille 1.
- KHARROUBI, O., BLANPAIN, O., MASSON, E. & LALLAHEM, S. J. H. S. J. 2016. Application du réseau des neurones artificiels à la préviation des débits horaires: Cas du bassin versant de l'Eure, France. %J Hydrological Sciences Journal, 61, 541-550.
- LAMBERT, R. 1996. Géographie du cycle de l'eau, Presses Univ. du Mirail.
- LEDERMANN, T., HERWEG, K., LINIGER, H., SCHNEIDER, F., HURNI, H. & PRASUHN, V. J. L. D. 2010. Applying erosion damage mapping to assess and quantify off-site effects of soil erosion in Switzerland. %J Land degradation development, 21, 353-366.



- LIU, X., QIU, J. & ZHANG, D. J. J. O. S. 2018. Characteristics of slope runoff and soil water content in benggang colluvium under simulated rainfall. %J Journal of soils sediments, 18, 39-48.
- LOPES, V. L. 1987. A NUMERICAL MODEL OF WATERSHED EROSION AND SEDIMENT YIELD (RUNOFF), The University of Arizona.
- LUJAN, D. L. & GABRIELS, D. J. S. 2005. Assessing the rain erosivity and rain distribution in different agro-climatological zones in Venezuela. %J Sociedade Natureza, 1, 16-29.
- MADANI CHERIF, H., KHANCHOU, K., BOUANANI, A. & TERFOUS, A. J. A. J. O. G. 2017. Prediction of sediment yield at storm period in Northwest Algeria. %J Arabian Journal of Geosciences, 10, 1-17.
- MAMMOU, A. & LOUATI, M. J. R. D. S. D. L. E. J. O. W. S. 2007. Évolution temporelle de l'envasement des retenues de barrages de Tunisie. %J Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science, 20, 201-210.
- MATI, B. M. 1999. Erosion hazard assessment in the Upper Ewaso Ng'iro basin of Kenya: Application of GIS, USLE and EUROSEM, Cranfield University (United Kingdom).
- MAZOUR, M. & ROOSE, E. 1996. Influence de la couverture végétale sur le ruissellement et l'érosion des sols sur parcelles d'érosion dans des bassins versants du Nord-Ouest de l'Algérie.
- MCVICAR, T. R., RUI, L., WALKER, J., FITZPATRICK, R. W. & CHANGMING, L. J. R. W. 2002. Regional water and soil assessment for managing sustainable agriculture in China and Australia. %J Regional water soil assessment for managing sustainable agriculture in China Australia.
- MEDDI, M. 1992. Hydropluviométrie et transport solide dans le bassin versant de l'Oued Mina (Algérie). Université Louis Pasteur (Strasbourg)(1971-2008).
- MEDDI, M. 1999. Etude du transport solide dans le bassin versant de l'oued Ebda (Algérie). %J Zeitschrift für Géomorphologie, 167-183.
- MEDDI, M. 2013. Sediment transport and rainfall erosivity evolution in twelve basins in Central and Western Algeria. %J Journal of Urban Environmental Engineering, 7, 253-263.

- MEDDI, M. 2015. Contribution à l'étude du transport solide en Algérie du nord. %J LARHYSS Journal P-ISSN -/E-ISSN -, 315-336.
- MEDDI, M., KHALDI, A. & MEDDI, H. J. I. P. 1998. Contribution à l'étude du transport solide en Algérie du nord. %J IAHS PUBLICATION, 393-398.
- MEDDI, M., TOUMI, S. & ASSANI, A. A. 2016a. Spatial and temporal variability of the rainfall erosivity factor in Northern Algeria. %J Arabian Journal of Geosciences, 9, 1-13.
- MEDDI, M., TOUMI, S. & ASSANI, A. A. 2016b. Spatial and temporal variability of the rainfall erosivity factor in Northern Algeria. %J Arabian Journal of Geosciences, 9, 1-13.
- MEDDI, M., TOUMI, S., ASSANI, A. A. & ESLAMIAN, S. J. I. J. O. H. S. 2014. Regionalisation of rainfall erosivity in northern Algeria. %J International Journal of Hydrology Science Technology, 4, 155-175.
- MEDSKER, L. R. & JAIN, L. 2001. Recurrent neural networks.
- MEGHRAOUI, M., HABI, M., MORSLI, B., REGAGBA, M. & SELADJI, A. J. J. O. W. 2017. Mapping of soil erodibility and assessment of soil losses using the RUSLE model in the Sebaa Chioukh Mountains (northwest of Algeria). %J Journal of water land development, 34, 205.
- MEGNOUNIF, A. & GHENIM, A. N. 2016. Rainfall irregularity and its impact on the sediment yield in Wadi Sebdou watershed, Algeria. %J Arabian Journal of Geosciences, 9, 1-15.
- MEGNOUNIF, A., TERFOUS, A. & BOUANANI, A. 2003. Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute-Tafna (Nord-Ouest Algérien). %J Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science, 16, 369-380.
- MEGNOUNIF, A., TERFOUS, A. & OUILLON, S. 2013. A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Sebdou, NW Algeria (1973–2004). %J Journal of hydrology, 497, 24-36.
- MEGUENNI, K. & REMINI, B. J. L. J. P.-I.-E.-I.-. 2008. Evaluation du débit solide dans le bassin versant de Harreza (Algérie). %J LARHYSS Journal P-ISSN -/E-ISSN -.
- MELLO, C. D., VIOLA, M., BESKOW, S. & NORTON, L. J. G. 2013. Multivariate models for annual rainfall erosivity in Brazil. 202, 88-102.
- MERCHANT, J. W. & NARUMALANI, S. 2009. Integrating remote sensing and geographic information systems, SAGE Publications Ltd: London, UK.

- MESRAR, H., SADIKI, A., FALEH, A., QUIJANO, L., GASPAR, L. & NAVAS, A. J. J. O. E. R. 2017. Vertical and lateral distribution of fallout  $^{137}\text{Cs}$  and soil properties along representative toposequences of central Rif, Morocco. %J *Journal of environmental radioactivity*, 169, 27-39.
- MESSAOUD NACER, N. 1987. Hydrogéologie et pollution des eaux: exemple du bassin versant du Mazafran, Mitidja (Algérie). Grenoble 1.
- MIETTON, M. 1988. Dynamique de l'interface lithosphère-atmosphère au Burkina Faso. L'érosion en zone de savane, Editec.
- MIHI, A., BENARFA, N. & ARAR, A. J. A. G. 2020. Assessing and mapping water erosion-prone areas in northeastern Algeria using analytic hierarchy process, USLE/RUSLE equation, GIS, and remote sensing. %J *Applied Geomatics*, 12, 179-191.
- MILLARES, A., CHIKH, H., HABI, M., MORSLI, B., GALVE, J., PEREZ-PEÑA, J. & MARTÍN-ROSALES, W. J. H. S. J. 2020. Seasonal patterns of suspended sediment load and erosion-transport assessment in a Mediterranean basin. %J *Hydrological Sciences Journal*, 65, 969-983.
- MILLIMAN, J. D. & FARNSWORTH, K. L. 2013. River discharge to the coastal ocean: a global synthesis, Cambridge University Press.
- MISHRA, S. K. & SINGH, V. 2003. Soil conservation service curve number (SCS-CN) methodology, Springer Science & Business Media.
- MODESTE, M., ABDELLATIF, K., NADIA, M. & ZHANG, H. J. E. S. J. E. 2016. Cartographie des risques de l'érosion hydrique par l'équation universelle révisée des pertes en sols, la télédétection et les sig dans le bassin versant de l'Ourika (Haut Atlas, Maroc). %J *European Scientific Journal ESJ*, 12, 277-297.
- MOKADMI, S. & CHERIF, E.-A. J. I. J. O. H. S. 2019. Hydrological study and suspended sediment transport in the MACTA: Mekerra watershed (NW-Algerian). %J *International Journal of Hydrology Science Technology*, 9, 65-83.
- MORSLI, B., HABI, M. & MEDDI, M. 2013. Dynamique de l'érosion en zone méditerranéenne algérienne: facteurs explicatifs de variation du ruissellement et de l'érosion sous différentes occupations du sol. %J *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 26, 89-105.
- MOSBAHI, M., BENABDALLAH, S. & BOUSSEMA, M. R. J. A. J. O. G. 2013. Assessment of soil erosion risk using SWAT model. %J *Arabian Journal of Geosciences*, 6, 4011-4019.

- MUSY, A. & HIGY, C. 2004. Hydrologie: Une science de la nature, PPUR presses polytechniques.
- NORRIS, J. E., STOKES, A., MICKOVSKI, S. B., CAMMERAAT, E., VAN BEEK, R., NICOLL, B. C. & ACHIM, A. 2008. Slope stability and erosion control: ecotechnological solutions, Springer Science & Business Media.
- NOVOTNY, V. 2002. Water quality: diffuse pollution and watershed management, John Wiley & Sons.
- NUNES, A. N., LOURENÇO, L., VIEIRA, A. & BENTO-GONÇALVES, A. J. L. D. 2016. Precipitation and erosivity in southern Portugal: seasonal variability and trends (1950–2008). %J Land Degradation Development, 27, 211-222.
- ODURO-AFRIYIE, K. J. G. 1996. Rainfall erosivity map for Ghana. 74, 161-166.
- OLIVER, J. E. J. T. P. G. 1980. Monthly precipitation distribution: a comparative index. %J The Professional Geographer, 32, 300-309.
- OUEDRAOGO, B., KABORE, O. & KABORE, M. J. I. J. O. B. 2019. Cartographie quantitative de l'érosion des sols par approche SIG/RUSLE dans la Commune de Karangasso vigué (Burkina Faso). %J International Journal of Biological Chemical Sciences, 13, 1638-1653.
- PHILIPPE, D. 2018. Autour des relations température-précipitations dans la région Euro-Méditerranéenne. Université Paris-Saclay (ComUE).
- PIERRE, C. 2010. Variabilité interannuelle des émissions d'aérosols minéraux en zone semi-aride sahélienne. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- PRIBRAM, K. H. 2014. Rethinking neural networks: Quantum fields and biological data, Psychology Press.
- PROBST, J.-L. & SUCHET, P. A. J. H. S. J. 1992. Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). %J Hydrological Sciences Journal, 37, 621-637.
- RABAH, M., BOUCHELKIA, H., BELARBI, F. & MILLARES, A. J. J. O. W. 2021a. Evaluating annual and seasonal patterns of suspended sediment loads in a semi-arid watershed, central Algeria. %J Journal of Water Land Development, 158-172-158-172.

- RABAH, M., BOUCHELKIA, H., BELARBI, F. & MILLARES, A. J. J. O. W. 2021b. Evaluating annual and seasonal patterns of suspended sediment loads in a semi-arid watershed, central Algeria. %J Journal of Water Land Development, 158-172-158-172.
- RENARD, K. G., LAFLÉN, J., FOSTER, G. & MCCOOL, D. 2017. The revised universal soil loss equation. Soil erosion research methods. Routledge.
- REY, F., BALLAIS, J.-L., MARRE, A. & ROVÉRA, G. J. C. R. G. 2004. Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface. %J Comptes rendus géoscience, 336, 991-998.
- ROOSE, E. & SABIR, M. J. B. R. É. 2002. Stratégies traditionnelles de conservation de l'eau et des sols dans le bassin méditerranéen: classification en vue d'un usage renouvelé. %J Bulletin Réseau Érosion, 21, 33-44.
- RUTEBUKA, J., DE TAEYE, S., KAGABO, D. & VERDOODT, A. J. C. 2020. Calibration and validation of rainfall erosivity estimators for application in Rwanda. %J Catena, 190, 104538.
- SELMİ, K. & KHANCHOUL, K. 2016. Sediment load estimation in the Mellegue catchment, Algeria. %J Journal of Water Land Development.
- SENSOY, H. & KARA, Ö. J. I.-B. 2014. Slope shape effect on runoff and soil erosion under natural rainfall conditions. %J iForest-Biogeosciences Forestry, 7, 110.
- SHABAN, A. & KHAWLİE, M. Geoenvironmental assessment of riparian zones under extreme climatic events: a case study of representative rivers in Lebanon. Mediterranean rivers and riparian zones-processes and management symposium, Zaragoza, Spain, 1998.
- SHANKER, M., HU, M. Y. & HUNG, M. S. J. O. 1996. Effect of data standardization on neural network training. 24, 385-397.
- SINGH, V. P. & FREVERT, D. K. 2010. Watershed models, CRC press.
- STENGEL, P. & GELIN, S. 1998. Sol: interface fragile, Editions Quae.
- STEWART, R. E. J. B. O. T. A. M. S. 1992. Precipitation types in the transition region of winter storms. %J Bulletin of the American meteorological society, 73, 287-296.

- SYVITSKI, J. P., MOREHEAD, M. D., BAHR, D. B. & MULDER, T. J. W. R. R. 2000. Estimating fluvial sediment transport: the rating parameters. %J Water resources research, 36, 2747-2760.
- TABARI, H., KISI, O., EZANI, A. & TALAEE, P. H. J. J. O. H. 2012. SVM, ANFIS, regression and climate based models for reference evapotranspiration modeling using limited climatic data in a semi-arid highland environment. %J Journal of Hydrology, 444, 78-89.
- TACHI, S. E., OUERDACHI, L., REMAOUN, M., DERDOUS, O. & BOUTAGHANE, H. J. J. O. W. 2016. Forecasting suspended sediment load using regularized neural network: Case study of the Isser River (Algeria). %J Journal of Water Land Development, 29, 75.
- TADRIST, N. & DEBAUCHE, O. La modélisation à l'aide du modèle SWAT des flux hydriques et du transport en suspension sur le bassin versant de la vallée de l'oued EL-Hachem. Meeting international «Gestion des Ressources et Application Biotechnologiques en Aridoculture et cultures Oasiennes: Perspectives pour un Développement Durable des Zones Arides», 2014.
- TADRIST, N., DEBAUCHE, O., DEGRÉ, A. & XANTHOULIS, D. Modeling using the SWAT model of water flow and transport in suspension in the watershed of the valley of Wadi El-Hachem. The Third International Conference on Water Resources and Environmental Management (ICWRE-2014) 13-15 May 2014, Antalya, Turkey, 2014.
- TADRIST, N., DEBAUCHE, O. & XANTHOULIS, D. 2016. Impact de l'érosion sur l'envasement des barrages, la recharge des nappes phréatiques côtières et les intrusions marines dans la zone semi-aride méditerranéenne: cas du barrage de Boukourdane (Algérie). %J Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement, 20.
- TAGUAS, E., CARPINTERO, E. & AYUSO, J. J. L. D. 2013. Assessing land degradation risk through the long-term analysis of erosivity: a case study in southern Spain. %J Land Degradation Development, 24, 179-187.
- TARIK, B. & DECHEMI, N. 2004. „,Modélisation pluie-débit journalière par des modèles conceptuels et “boîte noire”; test d’ un modèle neuroflou/Daily rainfall-runoff modelling using conceptual and black box models; testing a neuro-fuzzy model““. %J Journal des Sciences Hydrologiques, 49, 919-930.

- TERFOUS, A., MEGNOUNIF, A. & BOUANANI, A. J. R. D. S. D. L. E. J. O. W. S. 2001. Etude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). %J Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science, 14, 173-185.
- TİĞREK, Ş., GÖBELEZ, Ö. & ARAS, T. J. O. M., SERIES A 2009. Sustainable management of reservoirs and preservation of water quality. %J Options Méditerranéennes, Series A.
- TILG, A.-M., VEJEN, F., HASAGER, C. B. & NIELSEN, M. 2020. Rainfall Kinetic Energy in Denmark: Relationship with Drop Size, Wind Speed, and Rain Rate %J Journal of Hydrometeorology. 21, 1621-1637.
- TOUAIBIA, B., DAUTREBANDE, S., GOMER, D. & AIDAOUİ, A. J. H. S. J. 1999. Approche quantitative de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales: bassin versant de l'Oued Mina. %J Hydrological sciences journal, 44, 973-986.
- TOUBAL, A. K., ACHITE, M., OUIILLON, S. & DEHNI, A. J. E. M. 2018. Soil erodibility mapping using the RUSLE model to prioritize erosion control in the Wadi Sahouat basin, North-West of Algeria. %J Environmental Monitoring Assessment, 190, 1-22.
- TOUMI, S., MEDDI, M., MAHÉ, G. & BROU, Y. T. J. H. S. J. 2013. Cartographie de l'érosion dans le bassin versant de l'Oued Mina en Algérie par télédétection et SIG. %J Hydrological sciences journal, 58, 1542-1558.
- TOURKI, M., KHANCHOUL, K., LE BISSONNAIS, Y. & BELALA, F. J. S. R. D. S. E. D. L. T. 2017. Sediment yield assessment in the Upper Wadi Kebir catchment, Kébir Rhumel River, Northeast of Algeria (1973-2006). %J Synthèse: Revue des Sciences et de la Technologie, 34, 122-133.
- TRENBERTH, K. E. J. C. R. 2011. Changes in precipitation with climate change. %J Climate research, 47, 123-138.
- VALENTIN, C., POESEN, J. & LI, Y. J. C. 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. 63, 132-153.
- VANONI, V. A. Sedimentation engineering. 2006. American Society of Civil Engineers.
- VILLEGAS PRADOS, D. 2018. Evaluation of artificial neural network method applied to probe diagnostics in plasma.
- WHITE, H. 1992. Artificial neural networks, Blackwell Cambridge, Mass.
- WILLIAMS, J. 1975. Sediment routing for agricultural watersheds 1. %J JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 11, 965-974.
- WINTER, T. C. 1999. Ground water and surface water: a single resource, Diane Publishing.

- WINTERAEKEN, H. & SPAAN, W. J. L. D. 2010. A new approach to soil erosion and runoff in south Limburg—The Netherlands. %J Land Degradation Development, 21, 346-352.
- XU, C., YANG, Z., QIAN, W., CHEN, S., LIU, X., LIN, W., XIONG, D., JIANG, M., CHANG, C. T. & HUANG, J. C. J. L. D. 2019. Runoff and soil erosion responses to rainfall and vegetation cover under various afforestation management regimes in subtropical montane forest. %J Land Degradation Development, 30, 1711-1724.
- YLES, F. & BOUANANI, A. 2012. Quantification et modélisation du transport solide dans le bassin-versant de l'oued Saïda (hauts plateaux algériens). %J Science et changements planétaires/Sécheresse, 23, 289-296.
- YOUNG, C.-C. & LIU, W.-C. J. H. S. J. 2015. Prediction and modelling of rainfall–runoff during typhoon events using a physically-based and artificial neural network hybrid model. %J Hydrological Sciences Journal, 60, 2102-2116.
- ZACHAR, D. 2011. Soil erosion, Elsevier.
- ZAKHROUF, M., BOUCHELKIA, H., STAMBOUL, M., KIM, S. & HEDDAM, S. J. P. G. 2018. Time series forecasting of river flow using an integrated approach of wavelet multi-resolution analysis and evolutionary data-driven models. A case study: Sebaou River (Algeria). %J Physical Geography, 39, 506-522.
- ZAPATA, F. 2002. Handbook for the assessment of soil erosion and sedimentation using environmental radionuclides, Springer.
- ZETTAM, A., TALEB, A., SAUVAGE, S., BOITHIAS, L., BELAIDI, N. & SÁNCHEZ-PÉREZ, J. M. J. W. 2017. Modelling hydrology and sediment transport in a semi-arid and anthropized catchment using the SWAT model: The case of the Tafna river (northwest Algeria). %J Water, 9, 216.
- ZURADA, J. 1992. Introduction to artificial neural systems, West Publishing Co.



## Résumé

La perte de sol est un problème majeur pour la gestion des bassins versants dans les environnements semi-arides. Cette étude analyse les modèles de charges en suspension et quantifie les rendements spécifiques de sédiments dans un environnement semi-aride du bassin de l'oued Mazafran en Algérie centrale. Les résultats ont confirmé la saisonnalité du transport de sédiments en suspension dans le bassin, avec un rendement annuel moyen de  $17,52 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ . L'analyse de la variabilité de l'indice d'érosivité des précipitations a montré une forte corrélation avec l'indice de Fournier modifié (MFI) et une faible corrélation avec l'indice de concentration mensuel des précipitations (PCI). Une application d'une architecture de PMC pour la sur-prévision de la charge sédimentaire a donné des résultats satisfaisants avec une erreur relative inférieure à 0,1%.

### Mots clés :

Érosivité, apport sédimentaire, saisonnalité, semi-arides, sédiments en suspension, perceptron multicouche.

## Abstract

This study analyzes the annual and seasonal models of suspended sediment loads and quantifies specific sediment yields in a semi-arid environment of the Mazafran watershed in central Algeria. The information obtained on water discharge and suspended sediment load, recorded over 19 years, was compared with precipitation data to establish relationships between driving agents and erosive processes. The specific sediment yield was estimated by evaluating the flow data curves under two identified response types. The results confirmed the seasonality of suspended sediment transport in the studied basin, which represents 56% of the estimated total suspended sediment load in winter. The average annual suspended sediment yield was estimated at  $17.52 \text{ Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ . The results also showed that event type 2 dominates sediment production in the study area compared to event type 1. Analysis of the variability of the precipitation erosivity index showed a strong correlation between annual precipitation and the modified Fournier index (MFI) and a weak correlation with the monthly precipitation concentration index (PCI). Moreover, the spatial distribution of the modified Fournier index at the watershed scale showed the highest rainfall aggressiveness in the southern part of the study region for both event types, while rainfall aggressiveness was low to moderate in the rest of the study area. Applying a multilayer perceptron (MLP) architecture for sediment load over-prediction in the Mazafran watershed produced satisfactory prediction results for different input parameters. The choice of hidden layer number, hidden neurons number, and iteration number is a key element for the proper functioning of the network. The selected combination defining the proper network functioning with a relative prediction error below 0.1% with two input neurons is an excellent result.

**Keywords:** Mazafran, Erosivity, inflows, Precipitation, sediment, seasonality, Artificial neural network.

## المخلص

يعد فقدان التربة مشكلة رئيسية لإدارة مستجمعات المياه في البيئات شبه القاحلة. الهدف من هذه الدراسة هو تحليل الأنماط السنوية والموسمية للأحمال المعلقة وتحديد حصائل الرواسب المحددة في بيئة شبه قاحلة لمستجمعات المياه مازافران في وسط الجزائر. تمت مواجهة المعلومات التي تم الحصول عليها لتصريف المياه وحمل الرواسب المعلقة، والتي تم تسجيلها خلال 19 عامًا، ببيانات هطول الأمطار من أجل إنشاء العلاقات بين عوامل التأثير وعمليات التآكل. تم تقدير إنتاجية الرواسب المحددة من خلال تقييم بيانات منحني التصنيف تحت نوعين من الاستجابات المحددة. أتاحت النتائج التي تم الحصول عليها تأكيد الموسمية على نقل الرواسب المعلقة في الحوض المدروس والذي يمثل 56% من إجمالي حمل الرواسب المعلق المقدر في فصل الشتاء. ويقدر المتوسط السنوي للرواسب العالقة بـ  $17.52 \text{ طن/هكتار/سنة}$ . أوضحت النتائج أن حدث النوع 2 يهيمن على إنتاج الرواسب في منطقة الدراسة مقارنة بالنوع الأول.

. أظهر تحليل تقليبية مؤشر التآكل الناجم عن هطول الأمطار أن هناك علاقة ارتباط قوية بين هطول الأمطار السنوي ومؤشر فورنييه المعدل (MFI)، وارتباط ضعيف مع مؤشر تركيز الهطول الشهري (PCI). علاوة على ذلك، أظهر التوزيع المكاني لمؤشر فورنييه المعدل على مقياس الحوض

أعلى عدوانية لهطول الأمطار في الجزء الجنوبي من منطقة الدراسة لكلا النوعين من الأحداث ، بينما عدوانية التهطل منخفضة إلى معتدلة. في الجزء المتبقي من منطقة الدراسة.

أدى تطبيق النموذج RNA (PMC) للتنبؤ بكمية حمل الرواسب في حوض مازافران إلى نتائج تنبؤ مرضية لمعلمات الإدخال المختلفة. يعد اختيار عدد الطبقات المخفية وعدد الخلايا العصبية المخفية وعدد التكرارات عنصرًا أساسيًا لعمل الشبكة بشكل صحيح. التركيبة المختارة التي تحدد الأداء السليم للشبكة بها خطأ نسبي في التنبؤ أقل من 0.1٪ مع اثنين من الخلايا العصبية المدخلة ، وهي نتيجة ممتازة.

مفتاح الكلمات: مازافران ، التعرية، المدخلات ، الأمطار ، الرواسب ، الموسمية ، الشبكة العصبية الاصطناعية.