

N° d'ordre :

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de L'enseignement Supérieur et de La Recherche Scientifique

المركز الجامعي بلحاج بوشعيب عين تموشنت

Centre Universitaire Belhadj Bouchaib-Ain Témouchent



Institut de Technologie
Département de Génie de l'Eau et de l'Environnement
Laboratoire de Recherche :
Hydrologie appliquée et Environnement



THESE

Présentée pour l'obtention du **diplôme de DOCTORAT 3^{ème} Cycle**

Domaine : Science et Technologie

Filière : Hydraulique

Spécialité : Science de l'eau

Par : BENSELAMA Oussama

Intitulé de la thèse

Etude des processus d'érosion dans le bassin versant de OUED EL MALEH D'AIN TEMOUCHENT et l'analyse des facteurs de risque

Soutenue publiquement, le 23 / 06 / 2019 , devant le jury composé de :

BELARBI Lahcène	Pr	Président	Centre Universitaire BELHADJ Bouchaib / Ain Témouchent
BOUTAGHANE Hamouda	Pr	Examineur	Université Badji Mokhtar / Annaba
HABI Mohamed	Dr	Examineur	Université Abou Bekr Belkdaïd / Tlemcen
MAZOUR Mohamed	Pr	Directeur de thèse	Centre Universitaire BELHADJ Bouchaib / Ain Témouchent
HASBAIA Mahmoud	Pr	Co - directeur de thèse	Université de M'sila

Année Universitaire : 2018/2019

REMERCIEMENTS

Tout d'abord je remercie الله le tout puissant pour m'avoir donné le courage, la volonté et la force d'accomplir ce travail et arriver à ce stade du savoir.

C'est avec grand plaisir que je saisis cette occasion pour remercier toutes les personnes qui, de différentes manières, ont contribué de loin ou de près la production de cette thèse. Ce sont d'abord et avant tout les membres de ma famille et surtout mon père, ma mère et ma femme qui ont sacrifié pour moi pendant tout le cursus du doctorat pour réaliser cette thèse.

Je remercie tout particulièrement mes directeurs de thèse, les Professeurs Mohamed MAZOUR et Mahmoud HASBAIA. Je tiens à leur exprimer ma profonde reconnaissance pour le soutien avec lequel ils m'ont suivi, guidé, encouragé, et pour m'avoir permis de terminer ce travail dans les meilleures conditions.

Le professeur Mohamed MAZOUR m'a encouragé, il m'a donné les conseils techniques et il m'a renvoyé à la littérature récente. J'apprécie sincèrement sa direction technique, sa vision et ses orientations qui ont grandement contribué à ce qui a été finalement réalisé dans cette thèse.

Le Professeur Mahmoud HASBAIA est remercié chaleureusement pour son engagement et son soutien fidèle. Il a tiré la ligne du chemin que j'ai suivi au cours de ce travail. Il m'a aidé et m'a fourni de précieux conseils, non seulement pour bien finaliser cette thèse, mais aussi pour arriver à réaliser des objectifs dans la vie, comme un père, qui veille toujours sur son fils pour bien vivre.

Mon profond respect et ma reconnaissance va à Mr. Hamouda BOUTAGHANE, Professeur à l'université Badji Mokhtar, Annaba, et à Mr. Mohamed HABI, Docteur à l'université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen, pour le temps qu'ils ont consacré à la lecture de ce mémoire, leurs conseils avisés, leurs générosités intellectuelle, leurs rigueurs et intégrités scientifiques m'ont profondément touché. J'ai beaucoup apprécié ses contributions scientifiques à la qualité de ce travail. Je les remercie pour leur aide et de m'avoir fait l'honneur de participer au Jury de soutenance.

Une pensée particulière est adressée à Mr. Hadj MOKHTARI, docteur à l'université de M'sila qui m'a guidé dans la maîtrise du logiciel ARCGIS, le traitement des images satellitaires, et les choix à faire concernant les données de télédétection.

Mes remerciements vont également à Mr. Abdelmalek BERMAD, professeur à l'école nationale polytechnique (ENP) pour son aide et son guide dans le traitement des données de précipitations.

De nombreux collègues et amis m'ont également apporté leur aide lors de la réalisation et de la rédaction de ce mémoire : trop nombreux pour être cité, j'espère qu'ils se reconnaîtront eux-mêmes à travers les plus vifs remerciements que je leur adresse.

Résumé

L'érosion hydrique est un problème très répandu mondialement, L'Algérie est parmi les pays les plus érodable. Les taux de la dégradation spécifique du sol est souvent spectaculaire de l'ordre de milliers de tonnes par an et par km² et l'envasement des barrages est du même ordre de danger. Ce phénomène est accentué non seulement par, des facteurs de risque défavorables de l'espace (nature de sol, pente, couvert végétal..), mais également par la variabilité spatiale et temporelle et l'agressivité du facteur climatique. La prédiction de l'érosion hydrique est certainement liée aux deux phénomènes, l'érosion à l'échelle du bassin versant et le transport des sédiments au niveau du cours d'eau.

La littérature scientifique est loin d'être pauvre en études et en contributions dans les deux axes du phénomène, toutefois, aucune contribution n'est jugée universelle. Dans cette thèse, nous cherchons à contribuer dans l'estimation de l'apport solide des bassins versants en analysant les deux phénomènes (Erosion-transport) dans un contexte semi-aride Algérien. L'érosion est traitée dans une approche modeling pour estimer l'influence de chaque facteur de risque en prenant en compte l'aspect local et régional de la zone d'étude. Par contre, pour le transport, le sujet traitera la prédiction de l'apport solide en cherchant l'origine des sédiments et la contribution de chaque mode de transport.

L'outil SIG et son couplage avec le modèle RUSLE ont permis de déduire que la dégradation moyenne du sol à l'échelle du bassin versant Oued El Maleh est d'environ 9 t/km²/an. Les traitements et les analyses effectués à l'aide du SIG fournissent une information spatialisée pouvant être utilisée comme support d'aide à la décision en permettant une localisation rapide des zones à hauts risques d'érosion dans le bassin versant Oued El Maleh.

Sur la base des couples de ($Q_L - C$) 2017 enregistrés sur 17 ans (de 1981 à 1998), il a été conclu que la courbe du transport solide explique plus de 74% de la variance pour les données paires ($Q_L - C$) enregistrées dans la station hydrométrique dite Turgot-Nord, nous avons estimé que le transport des sédiments en suspension d'Oued El Maleh a 2,94 t/ha/an. Ce qui ne représente que 32,6% du taux érodé, c'est-à-dire que les deux tiers des sédiments érodés se déposent, particulièrement dans les plaines. Ces valeurs élevées des sédiments déposés sont principalement dues aux pentes relativement modérées et à la végétation dense. L'analyse des apports en sédiments et ses évaluations a approuvé que la majeure partie du transport solide se produise principalement lors d'événements extrêmes. Les crues contribuent en moyenne 64% des rendements annuels totaux en sédiments, une seule crue en janvier 1988 a généré plus de 92 % du taux de rendement annuel en sédiments. En saison humide, nous avons enregistré 78% du taux total de perte de sol, la majeure partie de la dynamique sédimentaire d'Oued El Maleh est observée en hiver avec 45,41%. Le transport des sédiments en suspension en cette saison reste le plus élevé, dépassant significativement les autres saisons. Ces valeurs sont comparables à celles rapportées dans d'autres régions ayant un régime hydrologique similaire.

Mots clés : Erosion; Transport solide; Semi-aride; Apport solide; Oued El Maleh; SIG.

Abstract

Water erosion is a widespread problem worldwide, Algeria is among the most erodible regions. The rates of specific soil degradation are often spectacular in the order of thousands of tonnes per year per km² and the siltation of the dam is of the same order of danger. This phenomenon is accentuated not only by unfavourable risk factors of space (nature of soil, slope, vegetation cover, etc.), but also by the spatial and temporal variability and the aggressiveness of the climatic factor. The prediction of water erosion is certainly related to both phenomena, at watershed scale, and the sediment transport at the streams level.

The scientific literature is far from poor studies and contributions in both axes of the phenomenon, however, no contribution is considered universal. In this thesis, we seek to contribute in the estimation of the solid contribution of watersheds by analyzing the two phenomena (Erosion-transport) in a semi-arid Algerian context. Erosion is treated in a modelling approach to estimate the influence of each risk factor taking into account the local and regional aspect of the study area. While, for transport, the subject will treat the prediction of the sediment yield by looking for the origin of the sediments and the contribution of each mode of transport.

The GIS tool and its coupling with the RUSLE model made it possible to deduce that the average soil degradation in Wadi El Maleh catchment scale is around 9 t/km²/year. GIS-based treatments and analyzes provide spatial information that can be used as a decision-support tool by enabling rapid localization of high-erosion areas in Wadi El Maleh watershed.

Based on 2017 (Q_L - C) pairs recorded over 17 years (from 1981 to 1998), the results obtained show that the sediment rating curve explains more than 74% of the variance for the even data (Q_L - C). Recorded in the gauging station named Turgot-Nord, we have estimated that the suspended sediment transport in Wadi El Maleh is about 2.94 t / ha / year. This value represents just 32.6% of the eroded rate, that is, two-thirds of the eroded sediments are deposited, particularly in the plains. These high values of sediment deposited are mainly due to relatively moderate slopes and dense vegetation. Sediment analysis and assessments agreed that most solid transport occurs mainly during extreme events. The floods contribute on average about 64% of total annual sediment yields, one flood in January 1988 generated more than 92% of the annual sediment yield. In wet season, we recorded 78% of the total rate of soil loss, the major part the sedimentary dynamics of Wadi El Maleh is observed in winter with 45.41%. Suspended sediment transport in this season remains the highest, significantly exceeding other seasons. These values are comparable to those reported in other regions with a similar hydrological regime.

Keywords: Erosion; Solid transport; Semi-arid; Solid contribution; Wadi El Maleh; GIS.

المخلص

التعرية المائية مشكلة منتشرة في جميع أنحاء العالم، والجزائر من بين أكثر المناطق المعرضة للانجراف. ان معدلات التآكل النوعي للتربة مرتفعة في حدود آلاف الأطنان في السنة لكل كيلومتر مربع، ويكون ترسب السد هو نفس درجة الخطر. ولا تتجلى هذه الظاهرة فقط في عوامل الخطر (طبيعة التربة والمنحدر وغطاء الغطاء النباتي وما إلى ذلك)، بل أيضا من خلال التغير المكاني والزمني والعدوان المناخي. ومن المؤكد أن التنبؤ بالتعرية المائية يرتبط بكل من الظواهر، وتآكل الحوض على نطاق واسع، ونقل الرواسب على مستوى المجرى المائي.

المراجع العلمية بعيدة كل البعد عن الدراسات والمساهمات الضعيفة في محاور هذه الظاهرة، ومع ذلك، لا يوجد اي دراسة عالمية في هذا الحوض. نسعى في هذه الاطروحة إلى المساهمة في تقدير التدفقات الصلبة للأحواض المائية من خلال تحليل ظاهرتين (النقل-التآكل) في سياق مناخ شبه جاف. يتم معالجة ظاهرة الانجراف عن طريق النمذجة لتقدير تأثير كل عامل خطر مع الأخذ بعين الاعتبار الجانب المحلي والإقليمي من منطقة الدراسة. في المقابل، من اجل نقل الرواسب، فإن هذا الموضوع سوف يعالج مصدر هذه التدفقات الصلبة من خلال البحث عن أصل الرواسب ومساهمة كل وسيلة نقل مكنت أداة النظم المعلومات الجغرافية باقترانها مع المعادلة العالمية المراجعة لفقدان التربة من استنتاج أن متوسط تدهور التربة في الحوض المائي واد المالح يبلغ حوالي 9 طن/كم² / سنة. ان المعالجات والتحليلات القائمة على نظام المعلومات الجغرافية توفر معلومات مكانية يمكن استخدامها كأداة لدعم القرار عن طريق سرعة تحديد مناطق المعرضة للتعرية العالية في الحوض المائي واد المالح.

على اساس الأزواج المسجلة على مدى 17 عامًا (من 1981 إلى 1998)، تظهر النتائج التي تم الحصول على أن منحني نقل الرواسب يفسر أكثر من 74٪ من التباين تم تسجيلها في محطة القياس المائي، اظهرت النتائج ايضا ان نقل الرواسب المعلقة في واد المالح يبلغ حوالي 2.94 طن/هكتار في السنة. وهذا لا يمثل سوى 32.6٪ من المعدل المتآكل، أي أنه يتم ترسيب ثلثي الرواسب المتآكلة، خاصة في السهول. هذه القيم العالية للمواد المترسبة ترجع أساسا إلى المنحدرات المعتدلة نسبيا والنباتات الكثيفة. تحليل المدخلات الرواسب وتقييمها اظهرت على أن نقل الرواسب يحدث بشكل رئيسي خلال الفيضانات والتي تسهم بمتوسط 64٪ من إجمالي رواسب الرواسب السنوية، فيضان واحد في جانفي 1988 يولد أكثر من 92٪ من إنتاج الرواسب السنوي. في موسم الأمطار، سجلنا نسبة 78٪ من إجمالي معدل فقدان التربة، وقد لوحظ الجزء الأكبر من الديناميكيات الرسوبية في وادي المالح في فصل الشتاء بنسبة 45.41٪. يبقى نقل الرواسب المعلقة في هذا الموسم هو الأعلى، متجاوزًا بشكل كبير الفصول الأخرى. هذه القيم قابلة للمقارنة مع تلك التي ذكرت في مناطق أخرى ذات نظام هيدرولوجي مشابه.

الكلمات المفتاحية: الانجراف، نقل الصلب، شبه جاف، واد المالح، نظم المعلومات الجغرافية

TABLE DES MATIERES

Introduction générale	1
------------------------------------	----------

Chapitre 1 : Synthèse bibliographique

1.1	Introduction	2
1.2	Le sol	2
1.2.1	Définition générale.....	2
1.2.2	Définition agronomique	3
1.2.3	Définition pédologique.....	3
1.2.4	Définition écologique.....	3
1.3	Définition de l'érosion hydrique.....	3
1.3.1	Différents types de l'érosion hydrique	4
1.3.1.1	Erosion en nappe (Sheet erosion).....	4
1.3.1.2	Erosion linéaire.....	5
1.3.1.2.1	Erosion en rigoles (micro-channel ou Rill erosion).....	5
1.3.1.2.2	Erosion en ravine (Gully erosion).....	6
1.3.1.3	Erosion en masse	7
1.3.1.3.1	Glissement de terrain	7
1.3.1.3.2	Glissement lent.....	7
1.3.1.3.3	Glissement rapide.....	7
1.3.1.3.4	Glissement rotationnel	7
1.3.1.3.5	Les coulées de boue	7
1.4	Les processus et les mécanismes de l'érosion hydrique.....	8
1.4.1	Détachement des particules du sol	8
1.4.1.1	Impact des pluies sur le processus de détachement.....	8
1.4.1.1.1	Le rejaillissement.....	8
1.4.1.1.2	La battance	9
1.4.2	Transport des particules	11
1.4.3	Dépôt.....	12
1.5	Facteurs de l'érosion.....	12

1.5.1	Facteur topographique ou l'influence de la pente (LS).....	12
1.5.2	Intensité des précipitations ou érosivité des pluies (R).....	13
1.5.3	Couvert végétal (C).....	13
1.5.4	Erodibilité des sols (K).....	13
1.5.5	Facteur d'aménagement (P).....	13
1.5.6	Facteur anthropique.....	14
1.6	Les causes de l'érosion hydrique.....	14
1.7	Les conséquences de l'érosion hydrique.....	14
1.8	Conclusion.....	14

Chapitre 2 : Présentation des caractéristiques de la zone cible

2.1	Caractéristiques géographique et physique.....	16
2.2	Caractéristiques économiques.....	17
2.3	Caractéristiques hydrogéologiques.....	18
2.3.1	Identification des aquifères.....	18
2.3.1.1	Aquifère des alluvions quaternaires.....	18
2.3.1.2	Aquifère des basaltes plio-quaternaires.....	18
2.3.1.3	Aquifère des sables et grès du pliocène.....	18
2.3.1.4	Aquifère des calcaires du miocène supérieur.....	19
2.3.1.5	Aquifère des calcaires et grès de l'oligo-miocène.....	19
2.3.1.6	Aquifère du jurassique inférieur.....	19
2.4	Caractéristiques de pollution.....	19
2.4.1	Pollution bactérienne.....	19
2.4.2	Pollution chimique.....	20
2.4.3	Sources de pollution.....	20
2.4.3.1	Pollution d'origine domestique.....	20
2.4.3.2	Pollution d'origine industrielle.....	20
2.4.3.3	Pollution d'origine agricole.....	20
2.5	Caractéristiques climatiques.....	21
2.5.1	Les précipitations.....	21

2.5.1.1	Répartition des précipitations moyennes annuelles.....	21
2.5.1.2	Répartition des moyennes mensuelles.....	22
2.5.1.3	Répartition des précipitations saisonnières.....	23
2.5.2	Les températures.....	24
2.5.3	Evapotranspiration.....	25
2.5.3.1	Calcul de l'évaporation et du déficit d'écoulement.....	26
2.5.3.1.1	Méthode de Turc.....	26
2.5.3.1.2	Méthode de Coutagne.....	26
2.6	Caractéristiques hydrologique.....	27
2.6.1	Variabilité des débits moyens annuels.....	27
2.6.1.1	Le coefficient d'irrégularité (R).....	28
2.6.1.2	Le coefficient d'hydraulicité (E).....	28
2.6.2	Variabilité mensuelle des débits.....	32
2.7	Conclusion.....	37

Chapitre 3 : Evaluation des caractéristiques morphométriques

3.1	Introduction.....	35
3.2	Méthodologie, données et matériels utilisés.....	35
3.3	Les modèles numériques du terrain.....	35
3.4	Source et résolution ASTERGDEM.....	35
3.5	Résultats et discussion.....	36
3.5.1	Caractéristiques morphométriques.....	36
3.5.1.1	La Surface S.....	36
3.5.1.2	Le Périmètre P.....	36
3.5.1.2.1	La forme Kc.....	36
3.5.1.2.2	Le rectangle équivalent.....	37
3.5.2	Caractéristiques des altitudes (Hypsométrie).....	38
3.5.3	Les altitudes maximales et minimales.....	40
3.5.4	L'altitude moyenne.....	40
3.5.5	L'altitude médiane.....	41
3.5.6	Dénivelée simple.....	41

3.6	Caractéristiques des indices des pentes	41
3.6.1	La pente moyenne du bassin versant.....	41
3.6.2	L'indice de pente de Roche I_p	43
3.6.3	L'indice de pente globale I_g	43
3.6.4	Dénivelée spécifique D_s	44
3.7	Caractéristiques du réseau hydrographique.....	45
3.7.1	Structure du réseau et ordre des cours d'eau (Hiérarchisation du réseau).....	45
3.7.2	La pente moyenne brute du cours d'eau principal	46
3.7.3	La longueur du cours d'eau principal.....	47
3.7.4	La densité de drainage.....	47
3.7.5	La densité hydrographique	48
3.7.6	Constante de stabilité du cours d'eau	48
3.7.7	Rapport de confluence.....	49
3.7.8	Rapport des longueurs.....	49
3.7.9	La fréquence des cours d'eau	50
3.7.10	Le coefficient de Torrentialité.....	50
3.7.11	Temps de concentration	50
3.7.12	Vitesse d'écoulement de l'eau	51
3.8	Conclusion.....	52

Chapitre 4 : Inventaire et traitement des données pluviométriques

4.1	Introduction	54
4.2	Inventaire des données disponibles	54
4.3	Critères de sélection des stations.....	55
4.4	Stations retenues après sélection préliminaire.....	56
4.5	Critiques des données	56
4.6	Comblement des lacunes	56
4.6.1	Calcul de la moyenne mensuelle interannuelle	57
4.6.2	Méthodes de la régression linéaire simple	57
4.7	Contrôle de la qualité des données	58

4.8	Comblement et extension des lacunes des pluies par la méthode de régression linéaire...	59
4.9	Les variations spatiales et temporelles des pluies	60
4.9.1	Évaluation de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin	60
4.9.1.1	Méthode de la moyenne arithmétique	60
4.9.1.2	Méthode de Theissen	61
4.10	Répartition pluviométrique interannuelle	62
4.11	Coefficient pluviométrique	63
4.12	Conclusion	64

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

5.1	Introduction et état de l'art	65
5.2	Courbe de transport solide (sediment rating curve).....	68
5.3	Présentation des données de la station hydrométrique dite Turgot Nord	68
5.4	Méthodologie de prélèvement	68
5.5	Relation entre débit liquide et débit solide à l'échelle instantanée.....	70
5.6	Bilan des apports liquides et solides	71
5.7	Résultats et discussion	71
5.7.1	Variabilité à l'échelle globale	71
5.7.2	Variation du facteur b et paramètre a	71
5.7.3	Variabilité à l'échelle des crues	72
5.7.4	Variabilité à l'échelle mensuelle	82
5.7.5	Variabilité à l'échelle saisonnière	85
5.7.6	Variabilité à l'échelle annuelle et interannuelle	89
5.8	Conclusion	92

Chapitre 6 : Modélisation et distribution spatiale de l'érosion hydrique à l'aide de RUSLE sous les SIG et télédétection

6.1	Introduction et état de l'art	93
6.2	Intérêts de l'imagerie et des SIG pour l'étude de l'érosion	94
6.3	L'historique de la modélisation de perte de sol	95

6.4	L'équation universelle révisée du perte du sol RUSLE	96
6.4.1	Indice d'érosivité des précipitations (R).....	97
6.4.2	Facteur d'érodabilité (K).....	98
6.4.3	Occupation du sol (C)	99
6.4.4	Indice de longueur de pente (LS).....	100
6.4.5	Pratiques agricoles et facteur de conservation du sol (P).....	101
6.5	Résultats et discussion	101
6.5.1	Érosivité des précipitations (R).....	101
6.5.2	Erodibilité du sol (K).....	103
6.5.3	Occupation du sol (C)	104
6.5.4	Facteur topographique (LS)	107
6.5.5	Facteur de pratique de soutien à la conservation des sols (P)	109
6.5.6	Carte des risques potentiels d'érosion (A).....	109
6.6	Conclusion.....	111

Conclusion générale112

References bibliographiques.....115

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre 1 : Synthèse Bibliographique

Tableau 1.1 : Effet de la pente sur le ruissellement et l'érosion.....	13
---	----

Chapitre 2: Présentation des caractéristiques de la zone cible

Tableau 2.1 : Les quantités de pollution rejetées dans la wilaya de Ain Témouchent	21
Tableau 2.2 : Valeurs des précipitations moyennes annuelles à la station d'Aïn Temouchent	21
Tableau 2.3 : Valeurs des précipitations moyennes mensuelles	22
Tableau 2.4 : Valeurs des précipitations saisonnières.....	23
Tableau 2.5 : Moyennes mensuelles et annuelles des températures, maxima, et minima à la station d'Aïn Témouchent (1995/1996 – 2011/2012).....	25
Tableau 2.6 : Valeur de l'ETR (selon Turc)	26
Tableau 2.7 : Valeur du déficit d'écoulement (selon Coutagne).	27
Tableau 2.8 : Valeur du coefficient d'irrégularité R.....	28
Tableau 2.9 : Les coefficients d'hydraulicité des débits moyens journaliers	28
Tableau 2.10 : Les débits annuels et leurs caractéristiques statistiques	29
Tableau 2.11 : Valeurs des paramètres statistiques de débit à l'échelle mensuelle	32

Chapitre 3 : Evaluation des caractéristiques morphométriques

Tableau 3.1 : Les dimensions du rectangle équivalent	37
Tableau 3.2 : Répartition des surfaces partielles par rapport aux altitudes.....	38
Tableau 3.3 : Calcul d'altitude moyenne.	41
Tableau 3.4 : Deuxième classification d'après l'O.R.S.T.O.M.....	45
Tableau 3.5 : Calcul de la densité Drainage.....	48
Tableau 3.6 : Calcul de la densité hydrographique	48
Tableau 3.7 : Calcul des rapports de confluence.....	49
Tableau 3.8 : Calcul des rapports de la longueur	50
Tableau 3.9 : Caractéristiques morphométriques du bassin versant de l'Oued El Maleh.....	52

Chapitre 4 : Inventaire et traitement des données pluviométriques

Tableau 4.1 : Présentation des stations pluviométriques disponibles	54
Tableau 4.2 : Comblement des lacunes de différentes stations pluviométriques.....	58
Tableau 4.3 : La pluie moyenne annuelle par la méthode de la moyenne arithmétique	60
Tableau 4.4 : La pluie moyenne annuelle par la méthode de Theisson	61
Tableau 4.5 : Les coefficients de variation des stations pluviométriques	63
Tableau 4.6 : Coefficient pluviométrique des stations disponibles.....	64

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

Tableau 5.1 : Ordre de grandeur de l'érosion hydrique dans les bassins versants Algériens.	67
Tableau 5.2 : Caractéristiques des données hydrométriques à l'échelle instantanée	71
Tableau 5.3 : Apports solide et liquide, pluie annuelle, lame d'eau écoulée, coefficient de détermination à l'échelle de crue.	73
Tableau 5.4 : Caractéristiques de la crue de Janvier 1988.	73
Tableau 5.5 : Bilan mensuel des apports liquides (A_L), des apports solides (A_S), les dégradations spécifiques (A_{SS}), et les pluies mensuelles du bassin-versant de l'Oued Maleh.	82
Tableau 5.6 : Bilan saisonnier des apports liquides (A_L), des apports solides (A_S), des concentrations (C), des dégradations spécifiques (A_{SS}), et la pluie saisonnière du bassin-versant de l'Oued Maleh.	85
Tableau 5.7 : Bilan annuel des apports liquides (A_L), des apports solides (A_S), des concentrations (C), des dégradations spécifiques (A_{SS}), et la pluie annuelle du bassin-versant de l'Oued Maleh.	89

Chapitre 6 : Modélisation et distribution spatiale de l'érosion hydrique à l'aide de **RUSLE** sous les **SIG** et télédétection

Tableau 6.1 : Ordre de grandeur de RUSLE dans les bassins versants Algériens	94
Tableau 6.2 : Valeurs d'érosivité R des stations pluviométriques	101
Tableau 6.3 : Distribution des classes du facteur R dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.	102
Tableau 6.4 : Estimation du facteur K dans le bassin versant de l'Oued El Maleh	103
Tableau 6.5 : Distribution des classes du facteur K dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.	103
Tableau 6.6 : Distribution des classes du $NDVI$ dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.....	107
Tableau 6.7 : Distribution des classes du facteur C dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.	107
Tableau 6.8 : Distribution des classes du facteur LS dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.....	108
Tableau 6.9 : Distribution des classes de perte du sol dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.....	110

LISTES DES FIGURES

Chapitre 1 : Synthèse Bibliographique

Figure 1.1 : Erosion en nappe.....	5
Figure 1.2 : Erosion en ravine	6
Figure 1.3 : Rejaillissement du sol et de l'eau suite à l'effet splash	9
Figure 1.4 : Exemple de la battance	11

Chapitre 2: Présentation des caractéristiques de la zone cible

Figure 2.1 : Situation géographique du bassin versant de l'Oued El Maleh	17
Figure 2.2 : Variation des précipitations moyennes annuelles à la station d'Ain Temouchent (1995/1996 – 2011/2012).....	22
Figure 2.3 : Histogramme des précipitations moyennes mensuelles à la station d'Ain Temouchent (1995/1996 – 2011/2012).....	23
Figure 2.4 : Histogramme des précipitations saisonnières de la station d'Ain Temouchent (1995/1996 – 2011/2012).....	23
Figure 2.5 : Variations mensuelles des températures à la station d'Ain Temouchent	25
Figure 2.6 : Localisation de la station hydrométrique du bassin versant de l'Oued El Maleh.....	27
Figure 2.7 : Variabilité interannuelle des débits moyens annuels de la station Turgot Nord	32
Figure 2.8 : Variabilité interannuelle des coefficients de variation des débits moyens annuels de la station Turgot Nord	32
Figure 2.9 : Variabilité des écarts à la moyenne des débits annuels de la station de Turgot Nord.....	32
Figure 2.10 : Débits moyens mensuels de la station de la Turgot Nord.....	33
Figure 2.11 : Variabilité inter mensuelle des coefficients de variation des débits moyens mensuels de la station de Turgot Nord.....	34

Chapitre 3 : Evaluation des caractéristiques morphométriques

Figure 3.1 : Carte hypsométrique du bassin versant de l'Oued El Maleh.....	39
Figure 3.2 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued El Maleh.....	40
Figure 3.3 : Carte MNT du bassin versant de l'Oued El Maleh.....	42
Figure 3.4 : Carte des pentes du bassin versant de l'Oued El Maleh.	44
Figure 3.5 : Classification du réseau hydrographique selon STRAHLER (1957).	46

Chapitre 4 : Inventaire et traitement des données pluviométriques

Figure 4.1 : Equipements pluviométriques du bassin versant de l'Oued El Maleh	55
Figure 4.2 : Polygone de Thiessen dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.....	62

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

Figure 5.1: Localisation de la station hydrométrique dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.....	69
Figure 5.2 : Relation entre les débits instantanés liquides et solides a l'échelle globale	70
Figure 5.3 : Corrélation entre les valeurs a et b pour 6 crues.....	74
Figure 5.4 : Relation entre les débits instantanés liquides et solides à l'échelle des crues.	74
Figure 5.5 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1986.....	75
Figure 5.6 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1985.....	75
Figure 5.7 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1997.....	76
Figure 5.8 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1988.....	76
Figure 5.9 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1992.....	77
Figure 5.10 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1997.....	77
Figure 5.11 : Hydrogramme de crue de Janvier 1988	78
Figure 5.12 : Hydrogramme de crue de Janvier 1986	78
Figure 5.13 : Hydrogramme de crue de Janvier 1995	79
Figure 5.14 : Hydrogramme de crue de Janvier 1992	79
Figure 5.15 : Hydrogramme de crue de Janvier 1985	80
Figure 5.16 : Hydrogramme de crue de Janvier 1997	80
Figure 5.17 : Variabilité de l'apport liquide à l'échelle des crues	81
Figure 5.18 : Variabilité de l'apport solide à l'échelle des crues.....	81
Figure 5.19 : Variabilité de l'apport liquide à l'échelle mensuelle.....	83
Figure 5.20 : Variabilité de l'apport solide à l'échelle mensuelle.....	84
Figure 5.21 : Variabilité de l'érosion hydrique à l'échelle mensuelle.	84
Figure 5.22 : Variabilité de l'apport liquide à l'échelle saisonnière	86
Figure 5.23 : Variabilité de l'apport solide à l'échelle saisonnière.....	86
Figure 5.24 : Variabilité de l'érosion hydrique à l'échelle saisonnier	87
Figure 5.25 : Variabilité de l'apport liquide en saison humide et sèche	87
Figure 5.26 : Variabilité de l'apport solide en saison humide et sèche.....	88
Figure 5.27 : Variabilité de l'érosion hydrique en saison humide et sèche.....	88
Figure 5.28 : Variabilité de l'apport liquide à l'échelle interannuelle	90
Figure 5.29 : Variabilité de l'apport solide à l'échelle interannuelle.....	91
Figure 5.30 : Variabilité de l'érosion hydrique à l'échelle interannuelle.....	91

Chapitre 6 : Modélisation et distribution spatiale de l'érosion hydrique à l'aide de *RUSLE* sous les SIG et télédétection

Figure 6.1 : Carte d'érosivité R dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.....	102
Figure 6.2 : Carte d'érodibilité K dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.....	104
Figure 6.3 : Carte du NDVI dans le bassin versant de l'Oued El Maleh	105
Figure 6.4 : Carte d'occupation du sol dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.....	106
Figure 6.5 : Carte des longueurs des pentes dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.....	108

Figure 6.6 : Carte de la distribution de la perte du sol dans le bassin versant de l'Oued El Maleh..... 110

Chapitre 1

Synthèse Bibliographique

1.1 Introduction

Dans la littérature, il existe toute une panoplie d'informations sur le sol et son érosion, principalement le mécanisme, les processus, les facteurs qui l'influencent, et les conséquences qui en découlent ainsi que des méthodes d'analyse. En effet, cette revue bibliographique a été réalisée par la consultation des différents documents traitant le sujet au sens thématique (érosion).

Le sol est la couche de terre meuble de l'écorce terrestre où peuvent pousser les plantes.

Il est donc essentiel à la vie. Il provient en général de l'altération sur place de la roche mère sous-jacente, sous l'influence de facteurs physiques, chimiques et biologiques.

De par sa position d'interface, le sol constitue un compartiment clé (réservoir, source ou puits). Quels que soient les objectifs recherchés et les modèles utilisés pour son étude ou celle des variations qu'il subit, le sol est un point de passage obligé dont il convient de connaître ses propriétés et ses fonctions.

Les sols se forment en des milliers d'années à travers l'altération des roches. Cette évolution s'explique par les conditions climatiques, par l'apparition de la végétation ainsi que par l'activité des organismes vivant dans le sol et à sa surface (humains compris). Cependant, les principales propriétés des sols, comme la structure, la porosité, l'activité biologique et les teneurs en certains éléments nutritifs, peuvent évoluer très vite (Ruellan et al. 2008).

L'homme a besoin du sol pour satisfaire ses besoins vitaux, donc pour s'alimenter et se loger. Depuis que l'Homme existe, le sol l'accompagne et est présent au quotidien et partout. Les Hommes se sont sédentarisés à proximité de sols fertiles ; des civilisations se sont construites et détruites en fonction de l'évolution des sols résultant des activités humaines. Le sol constitue pour l'homme le support de toutes ses activités et ses infrastructures et constitue aussi ses champs, sources de son alimentation (Ruellan et al. 2008).

1.2 Le sol

Le sol est un corps tridimensionnel qui remplit un large éventail de fonctions socioéconomiques et écologiques. C'est un milieu complexe formé d'une matrice poreuse au sein de laquelle l'air, l'eau et les organismes vivants entrent en contact avec les flux de substances et les fluides qui se meuvent entre ces éléments. (Aee, 1999).

Diverses définitions du sol sont donc possibles en fonction de l'usage que l'on en fait et du rôle qu'on lui assigne, dans une perspective d'une meilleure compréhension des systèmes qui contrôlent notre planète. Selon les approches et les concepts, on peut attribuer au sol.

1.2.1 Définition générale

Le sol fait partie intégrante des écosystèmes terrestres et constitue l'interface entre la surface de la terre et le socle rocheux. Il se subdivise en couches horizontales successives aux caractéristiques physiques, chimiques et biologiques spécifiques.

Il a également différentes fonctions. Du point de vue de l'histoire et de l'utilisation des sols ainsi que d'une perspective écologique et environnementale, le concept de sols embrasse également les roches poreuses sédimentaires, les autres matériaux perméables, en plus de l'eau qu'ils contiennent et des réserves d'eau souterraine" (Blum, 2001).

1.2.2 Définition agronomique

Le sol est le support des plantes, cultivées ou non. C'est la zone exploitée par les racines. Il englobe le domaine de la rhizosphère (Hiltner, 1904), zone d'échanges d'ions, de compétition pour l'eau, l'oxygène (Lemanceau et Heulin, 1998) où l'activité microbienne est stimulée par la libération de composés organiques. Son potentiel de production se traduit par la notion de fertilité, variable en fonction de ses caractéristiques intrinsèques mais aussi des apports extérieurs (fertilisation, amendements minéraux ou organiques, traitements phytosanitaires), des améliorations foncières (drainage, irrigation, sous-solage) ou des techniques culturales appropriées aux modes de cultures envisagés.

1.2.3 Définition pédologique

Le sol est une zone mince formant la partie superficielle de l'écorce terrestre affectée par les différents processus de l'altération physique ou mécanique, (désagrégation) ou ceux de l'altération chimique (décomposition). Les premiers, gel, lumière, humidification, dessiccation, déterminent des dilatations, des contractions qui engendrent la fissuration des roches et à terme leur fragmentation. Les seconds, dissolution (lixiviation), hydratation, hydrolyse, oxydation, réduction, déterminent des changements de composition chimique, de structure, de porosité de couleurs et des entraînements (lessivage) susceptibles de transformer le substrat et de le différencier en horizons.

1.2.4 Définition écologique

le sol est un milieu triphasique avec une phase solide, minérale et organique, comprenant les éléments constituant "l'architecture" ou structure du sol, une phase liquide avec éléments dissous constituant la solution du sol et enfin une phase gazeuse remplissant les pores non remplis par la phase précédente. Ce milieu, poreux, hautement réactif vis à vis de la phase liquide, intégrant des fractions présentant les propriétés des substances colloïdales est un lieu d'échanges fonctionnant comme un réacteur chimique.

1.3 Définition de l'érosion hydrique

L'érosion hydrique est un phénomène naturel essentiel de l'évolution des paysages et de la modification du relief terrestre. Elle se définit comme la perte de sol due à l'eau qui arrache et transporte une partie la terre vers un lieu de dépôt, elle est composée d'un ensemble de processus complexes et interdépendants qui provoquent le détachement et le transport des particules de sol, ce fléau attaque d'autant plus les sols lorsqu'ils sont exposés à l'action des agents atmosphériques de puissance érosive.

L'érosion des sols se développe lorsque les eaux de pluie, ne pouvant plus s'infiltrer dans le sol, ruissellent sur la parcelle en emportant les particules de terre. Ce refus du sol d'absorber les eaux en excédent apparaît, soit lorsque l'intensité des pluies est supérieure à l'infiltrabilité de la surface du sol (ruissellement Hortonien), soit lorsque la pluie arrive sur une surface partiellement ou totalement saturée par une nappe (ruissellement par saturation). Ces deux types de ruissellement sont présents généralement dans des milieux très différents, bien que l'on observe parfois une combinaison des deux (Cros-Cayot, 1996). Une fois le ruissellement déclenché sur la parcelle,

Chapitre 1 : Synthèse Bibliographique

l'érosion peut prendre différentes formes qui se combinent dans le temps et dans l'espace, l'érosion de versant diffuse ou en rigoles parallèles et l'érosion linéaire ou concentrée de talweg.

L'érosion hydrique du sol peut donc se définir comme étant le phénomène par lequel le sol perd, sous l'action de l'eau, certaines ou toutes ses particules. Bien que l'eau soit définie comme un agent morphogène moteur de l'érosion, d'autres facteurs interviennent dans ce processus et conditionnent son impact (Dumas, 2004). (Morgan, 1986) mentionne que l'érosion du sol est un processus à deux phases : le détachement ou l'enlèvement des particules individuelles du sol et le transport de ces particules par les agents érosifs (eau). Toutefois, si l'énergie suffisante pour le transport des particules du sol n'est pas disponible, il peut se produire une troisième phase : le dépôt des particules.

L'érosion est l'ensemble des phénomènes qui contribuent à modifier les formes de relief que sont les sommets de plateau, les rebords de plateau, les talus, les corniches, les terrasses, les versants, dont l'agent causal est l'eau, Cette modification se fait par ablation de matières (sols et roches), mais aussi par accumulation de la matière arrachée.

L'érosion peut faciliter ou provoquer des dégâts aux installations ou à la qualité de l'eau. A plus long terme, elle a pour conséquence une perte de la fertilité et un déclin de la biodiversité des sols. Elle varie dans le temps et dans l'espace, en fonction des conditions écologiques et des mauvaises conditions de gestion de la terre par l'homme.

D'après (Roose 1994), l'érosion est donc un ensemble de processus physiques (arrachement, transport, et dépôt) variables dans le temps et dans l'espace donc difficile à évaluer, sensibles à des paramètres différents, donc à des méthodes de lutte différentes, en fonction des conditions écologiques et socio-économiques des sociétés rurales.

1.3.1 Différents types de l'érosion hydrique

Les grandes distinctions entre les différentes catégories de l'érosion hydrique se font selon l'agent causal de l'arrachement des particules solides.

1.3.1.1 *Erosion en nappe (Sheet erosion)*

C'est le stade initial de la dégradation des sols par érosion. Cette érosion en nappe entraîne la dégradation du sol sur l'ensemble de sa surface, autrement dit c'est une forme d'érosion diffuse. De ce fait, elle est peu visible d'une année à l'autre.

Le signe le plus connu de l'érosion en nappe est donc la présence de plages de couleur claire aux endroits les plus décapés. Egalement, il y a un autre symptôme de l'érosion en nappe est la remontée des cailloux en surface par les outils de travail du sol. Les paysans disent que "les cailloux poussent". Il s'agit en réalité d'une fonte de l'horizon humifère et d'un travail profond du sol qui remonte en surface les cailloux. Après quelques pluies, les terres fines sont entraînées par les pluies tandis que les cailloux, trop lourds pour être emportés, s'accumulent à la surface du sol.

L'importance de l'érosion en nappe dépend de l'intensité maximale des pluies qui déclenchent le ruissellement, de l'énergie des pluies qui détachent les particules susceptibles de migrer, de la durée des pluies et/ou de l'humidité avant les pluies.

Lorsqu'il y a l'érosion en nappe, le déplacement des particules se fait d'abord par effet "splash" à courte distance et ensuite par le ruissellement en nappe. La battance des gouttes de pluie envoie des gouttelettes et des particules dans toutes les directions. En fait, ce n'est qu'après formation des

Chapitre 1 : Synthèse Bibliographique

flaques et débordement de l'eau non infiltrée d'une flaque à l'autre, que naît le ruissellement en nappe. Celui-ci s'étalant à la surface du sol gardera une faible vitesse même sur des pentes de 5 à 10 % à cause de la rugosité du sol (mottes, herbes, feuilles, racines, cailloux, etc...) qui l'empêchent de dépasser la vitesse limite de 25 cm/seconde. L'érosion en nappes est essentiellement liée au domaine des faibles pentes et des pluies d'intensité modérée.

L'érosion en nappes ou diffuse se produit sur des surfaces de terres planes sans relief suite à un ruissellement modéré (Dautrebande et al. 2006). Elle consiste en un lessivage du sol sans que ce processus provoque d'incisions (Derruau, 1974). Ce lessivage a comme effet d'enlever la matière organique et les éléments nutritifs des sols, diminuant leur fertilité et leur production (Beasley, 1972).



Figure 1. Erreur ! Il n'y a pas de texte répondant à ce style dans ce document. 1 : Erosion en nappe

1.3.1.2 Erosion linéaire

1.3.1.2.1 Erosion en rigoles (micro-channel ou Rill erosion)

L'érosion en rigoles est une forme d'érosion qui se produit lorsque la concentration des eaux de ruissellement morcelle ou creuse le sol de plus en plus en profondeur. Elle consiste en l'entraînement des particules du sol par l'eau suivant de petits sillons qui s'inscrivent sur la surface topographique selon la plus grande pente. Le démarrage de formation en rigoles est facilité par l'hétérogénéité topographique ou granulométrique de la surface (Dautrebande et al., 2006). Les rigoles peuvent soit suivre les canaux formés par le matériel aratoire, soit former un motif dendritique qui ressemble aux branches d'un arbre. Elles n'atteignent que l'horizon supérieur de la couverture pédologique et peuvent être éliminées par les travaux aratoires. Lorsque l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration de la surface du sol, il se forme d'abord des flaques; ensuite ces flaques communiquent par des filets d'eau et lorsque ces filets d'eau ont atteint une certaine vitesse, 25 cm par seconde d'après Hjulström (1935), ils acquièrent

Chapitre 1 : Synthèse Bibliographique

une énergie propre qui va créer une érosion limitée dans l'espace par des lignes d'écoulement. Cette énergie n'est plus dispersée sur l'ensemble de la surface du sol, mais elle se concentre sur des lignes de plus forte pente. L'érosion linéaire est donc un indice que le ruissellement s'est organisé, qu'il a pris de la vitesse et acquis une énergie cinétique capable d'entailler le sol et d'emporter des particules de plus en plus grosses: non seulement des argiles et des limons comme l'érosion en nappe sélective, mais des graviers ou des cailloux et même des blocs.

L'érosion linéaire est exprimée par tous les creusements linéaires qui entaillent la surface du sol suivant diverses formes et dimensions (griffes, rigoles, ravines, etc.). En fait, L'érosion linéaire apparaît lorsque le ruissellement en nappe s'organise, il creuse des formes de plus en plus profondes. On parle de griffes lorsque les petits canaux ont quelques centimètres de profondeur, de rigoles lorsque les canaux dépassent 10 cm de profondeur mais sont encore effaçables par les techniques culturales. En effet, sur un bassin versant ou une parcelle, l'érosion en rigole succède à l'érosion en nappe par concentration du ruissellement dans les creux. A ce stade, les rigoles ne convergent pas mais forment des ruisselets parallèles.

1.3.1.2.2 Erosion en ravine (*Gully erosion*)

C'est une érosion dite concentrée, de type volumique (Dautrebande et al, 2006). On parle d'érosion en ravine lorsque le réseau fluvial devient intense sur des pentes suffisamment fortes (Derruan, 1988) où les ravines suivent les chemins de drainage naturel de paysage. Contrairement à l'érosion en rigoles, l'érosion en ravines atteint les horizons profonds de la couverture pédologique ; la ravine est donc une rigole approfondie. Elles sont de largeur et de profondeur variables (Dautrebande et al., 2006).

On parle de nappe ravinante lorsque les creux ne dépassent pas 10 à 20 cm mais que leur largeur atteint plusieurs mètres et enfin, de ravines lorsque les creux atteignent plusieurs dizaines de cm (plus de 30 cm) et en particulier, lorsqu'ils ne sont plus effaçables par les techniques culturales. A l'intérieur des ravines on peut encore distinguer des petites ravines dont le lit est encore encombré de végétation herbacée et surtout arbustive et qu'on pourra fixer rapidement par des méthodes biologiques. Par contre, dans des grandes ravines qui peuvent s'étaler sur plusieurs kilomètres, le canal central comporte des blocs rocheux, témoins d'un charriage important et d'une certaine torrentialité



Figure 1: Erosion en ravine

1.3.1.3 Erosion en masse

Elle désigne un ensemble de déplacements, plus ou moins brutaux, du sol ou du sous sol, d'origine naturelle ou anthropique. Ces déplacements peuvent être lents ou très rapides. Sous l'expression générique "érosion en masse" sont regroupés plusieurs types de phénomènes d'instabilité des terrains variables en fonction du mécanisme mis en jeu. Les principaux types de phénomènes observés et dont l'apparition peut entraîner des effets dommageables graves, sont :

1.3.1.3.1 Glissement de terrain

Il est défini comme le déplacement d'une masse de terrains meubles ou rocheux au long d'une surface de rupture par cisaillement qui correspond souvent à une discontinuité préexistante. Il peut en résulter la mise en mouvement d'une masse terreuse qui se décolle suivant une niche de décollement de forme concave. Le mouvement est engendré par l'action de la gravité, de forces extérieures ou d'une modification des conditions aux limites.

Selon la géométrie de cette surface, on peut distinguer trois types principaux de glissements :

1.3.1.3.2 Glissement lent

C'est un glissement plus ou moins lent des couches superficielles de la couverture pédologique, qui s'observe sur les fortes pentes grâce à la forme couchée des jeunes plants forestiers et à la forme en crosse de la base des arbres adultes ;

1.3.1.3.3 Glissement rapide

C'est le cas des chutes de blocs ou des décollements d'une couche plus ou moins épaisse de sol. Ce type de glissement est très fréquent en montagne, il affecte les falaises et les escarpements rocheux ;

1.3.1.3.4 Glissement rotationnel

C'est un glissement où la surface du sol est une partie de la masse glissant en faisant une rotation. Il s'agit d'un mouvement caractérisé par l'existence d'une zone de départ nette et par un bourrelet frontal plus ou moins marqué ; le remaniement interne dépend de la nature des terrains et de l'importance du déplacement. Il se produit en particulier en terrains meubles dans les roches homogènes à faible cohésion ou très divisées ;

1.3.1.3.5 Les coulées de boue

Le terme de "coulée boueuse" est entendu comme un écoulement fortement chargé en sédiments, provenant des surfaces cultivées et entraînant des particules de sol. En règle générale, cet écoulement n'est ni visqueux ni épais. (Le Bissonnais et al. 2002).

La teneur en eau des coulées de boue est supérieure à celle des glissements de terrain. Moins compactes que les glissements, les coulées de boue se déplacent plus rapidement vers l'aval et peuvent donc avoir des conséquences dévastatrices subites.

Sur les bords de la coulée, la vitesse de glissement est moindre, ce qui entraîne parfois la formation de petites levées. Parvenue au bas de la pente, la coulée de boue ralentit sa course et s'étale dans le sens de la largeur avant de s'immobiliser.

1.4 Les processus et les mécanismes de l'érosion hydrique

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

Quelle que soit l'échelle d'étude, du mètre carré au bassin versant de centaines de km², on retrouve partout ces trois phases de l'érosion mais avec des intensités différentes. D'où la diversité des facteurs de l'érosion en fonction des phases dominantes.

1.4.1 Détachement des particules du sol

La pluie est reconnue depuis longtemps comme un agent essentiel de l'érosion des sols (Ellison, 1944; Ekern, 1950). L'énergie et l'eau apportées par les gouttes de pluie sont à l'origine de la déstructuration des agrégats présents à la surface (Boiffin, 1976; Le Bissonnais, 1988), du détachement de fragments de sol et de leur transfert (Free, 1952; Bradford et Huang, 1996).

Le détachement mobilisant les fines particules de la surface du sol peut être assuré de deux manières (Boiffin, 1994) : La première correspond au rejaillissement des particules sous l'impact des gouttes de pluie (Splash). Dans ce cas, il s'opère sur toute la surface du sol exposée aux pluies. L'importance du flux de détachement est contrôlée essentiellement par l'énergie cinétique des gouttes de pluie, elle-même fortement corrélée par l'intensité pluviale, et variable en fonction du couvert végétal. Les caractéristiques du sol (texture, taux de matière organique, état de surface et d'humidité du sol avant la pluie) influencent aussi directement l'importance du splash. L'impact des gouttes de pluie brise les agrégats du sol en éléments plus fins qui progressivement entraînent la formation d'une croûte superficielle de quelques millimètres appelée aussi « croûte de battance ». Celle-ci entraîne une diminution notable de l'infiltration de l'eau dans le sol. Le sol n'étant plus en mesure d'absorber les pluies, l'excès d'eau s'accumule en surface (formation de flaques) puis ruisselle en transportant éventuellement des particules de sol et des nutriments.

D'après Soltner (1995), l'effet splash se produit lorsque les gouttes de pluie frappent le sol nu. Les gouttes de pluies ont l'effet de véritables petites bombes où chaque goutte qui tombe est érosive, sa force brise les agrégats et disperse les particules du sol, ce qu'on appelle l'effet "Splash". La force érosive se diffère selon le diamètre des gouttes de pluie ; plus le diamètre est grand plus celles-ci sont érosives. Ainsi une faible pluie pendant une longue durée aura moins d'impact qu'une forte pluie de quelques instants.

1.4.1.1 Impact des pluies sur le processus de détachement

1.4.1.1.1 Le rejaillissement

Les gouttes de pluie heurtant un sol nu détachent des particules qui sont éjectées dans toutes les directions, c'est un phénomène connu de longue date (De Ploey et Savat, 1968). Chaque litre d'eau de pluie arrivant au sol détache environ dix grammes de sol par splash: c'est une capacité d'abrasion du même ordre que celle d'une rigole ou d'une ravine. Une fois détachées, la distance moyenne de projection des particules est de 10 à 20 cm, c'est-à-dire beaucoup plus que l'observation visuelle du phénomène ne le laisse supposer. Le splash a ainsi une incidence considérable sur l'érosion, la modification des propriétés physiques de la surface du sol et la qualité des eaux de ruissellement (Leguedois, 2003). L'efficacité d'une pluie est liée à son énergie

Chapitre 1 : Synthèse Bibliographique

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

Si la libération de l'énergie cinétique d'une goutte d'eau à son point d'impact sur le sol est suffisante, et suivant son importance et les caractéristiques de ce sol, on pourra assister à l'éclatement de la goutte d'eau sous formes de gouttelettes plus petites qui rebondissent. Il s'ensuit un détachement partiel ou total des particules du sol { l'endroit de l'impact ainsi qu'une projection de ces particules à une certaine distance de l'impact, soit à l'intérieur des gouttelettes précédentes, soit de façon séparée. C'est ce que l'on appelle le rejaillissement ou " splash " des auteurs anglophones. Le brassage de terre pour des sols nus peut porter sur des quantités considérables. Selon Bolline (1975) plusieurs dizaines de tonnes par hectares et par an peuvent ainsi être détachées du sol. Cependant, les distances moyennes de transport par rejaillissement restent faibles, de l'ordre de quelques décimètres, au plus. Elles dépendent essentiellement de la masse des particules, de la pente et de l'angle d'incidence de la pluie par rapport à la surface du sol. Le transport est sélectif mais limité. Govers et Poesen (1988), ont observé des distances moyennes de l'ordre de 20 cm. La mobilisation des particules s'accompagne d'un tri du matériel, d'une migration verticale dans l'eau d'infiltration et d'un transport latéral sous l'impact des gouttes de pluie. Le rejaillissement affecte plus particulièrement les particules fines et les micro-agrégats qui ont tendance en retombant sur le sol à être piégées entre les éléments plus grossiers et à fermer ainsi les macrospores. En présence d'une lame d'eau, elles seront mises en suspension et pourront être évacuées. Ainsi, la surface du sol évolue progressivement et devient plus résistante, ce qui limite alors le détachement. L'érosion pluviale a donc une triple action, elle désagrège, déplace et réorganise. Puis le ruissellement apparaît et vient compléter le travail, le ruissellement est d'autant plus important qu'une croûte de battance s'est formée.



Figure 1. Erreur ! Il n'y a pas de texte répondant à ce style dans ce document..2 : Rejaillissement du sol et de l'eau suite à l'effet Splash

Chapitre 1 : Synthèse Bibliographique

1.4.1.1.2 La battance

L'action des pluies sur la surface du sol détruit les agrégats selon les mécanismes décrits précédemment et si la texture et la composition physico-chimique du sol s'y prêtent, la structure initiale du sol peut être totalement détruite. La surface du sol passe d'un état meuble et poreux à un état plus compact. La couche superficielle s'individualise par rapport au reste du profil et forme une croûte de battance qui diminue considérablement la perméabilité du sol. Elle participe ainsi à la formation du ruissellement. Le splash a un rôle déterminant dans la formation de ces croûtes : la couche superficielle est compactée et sa rugosité diminue sous l'action des pluies. La capacité de rétention de l'eau sous forme de flaque est ainsi réduite et l'excès d'eau va se transformer plus souvent et plus rapidement en ruissellement.

La dégradation des sols limoneux cultivés peut être décomposée en deux phases successives bien distinctes. Dans une première phase, dont la durée peut être très variable, la surface du sol, initialement motteuse et " ouverte " est progressivement occupée par une croûte structurale de quelques millimètres d'épaisseur et à compacité élevée. La vitesse à laquelle l'eau peut s'infiltrer dans cette croûte structurale diminue et atteint des vitesses de 6 à 2 mm/h. Lorsque l'intensité des pluies dépasse l'infiltrabilité pendant une durée suffisante pour que l'excès d'eau atteigne quelques millimètres, des flaques d'eau peuvent se former. C'est le début d'une deuxième phase lors de laquelle les particules détachées par le splash et mises en suspension vont se déposer à des vitesses différentes selon leur taille formant une croûte sédimentaire dont l'infiltrabilité sera encore plus réduite (1 mm/h).

Lors de la première phase, l'état fragmentaire initial est altéré, mais certains fragments restent bien distincts alors que les autres ont disparus. Au cours de la seconde phase, la surface est lissée et il n'y a pratiquement plus aucun fragment distinct. Ainsi peuvent se former de véritables croûtes de battance, qui peuvent être épaisses de quelques centimètres alors que les sols prennent un aspect lisse et glacé.

Certaines de ces croûtes peuvent être formées de lits de particules, relativement classées, chacun étant riche dans une classe granulométrique déterminée. Ces croûtes de battance rendent le sol beaucoup moins perméable, ce qui accroît le ruissellement et l'érosion. Boiffin (1984) a pu mettre en évidence, d'une part la généralité de ce processus de dégradation en deux phases dont la monotonie n'est interrompue que par des événements " accidentels " d'origine mécanique (phases de dessiccations, gel), culturales (interventions mécaniques) ou biologiques (faune du sol), d'autre part, le rôle de différents paramètres caractérisant l'état initial du sol et des pluies sur la réalisation du processus de dégradation.



Figure 1. Erreur ! Il n'y a pas de texte répondant à ce style dans ce document..3: Exemple de la battance

1.4.2 Transport des particules

Le vecteur de transport est le ruissellement superficiel. Il est généré soit par saturation de la porosité du sol (mécanisme de Dunne), soit par refus à l'infiltration dû à une pluie dont l'intensité est supérieure à la capacité d'infiltration de la surface du sol (mécanisme de Horton) (Leguedois, 2003). Ce phénomène est donc dépendant du type de pluie et de sol. Plusieurs auteurs ont signalé que la génération du ruissellement est influencée par l'état de surface du sol (Auzet et al., 1995 ; Le Bissonnais, 2005). D'autres auteurs ont montré que les variations de ruissellement et d'érosion dépendent des changements du couvert végétal et de la gestion des utilisations de la terre (Douglas, 1969; Reed, 1971; Williams and Reed, 1972; Patton and Schumm, 1975; Newson, 1985; Bryan and Campbell, 1986, Kosmas et al. 1997, Saber, 2002 ; Saber et Mrabet, 2002).

Le ruissellement sur les versants prend des formes variées. Il est d'abord diffus, très peu épais et étendu sur de grandes surfaces (ruissellement en nappe), plus à l'aval il s'organise en se concentrant dans des rigoles qui peuvent devenir des ravines pérennes. Les propriétés de l'écoulement, volume ruisselé, hydraulique et distribution spatiale, sont aussi fortement dépendantes de la rugosité de la surface (Govers et al., 2000).

Le ruissellement a un rôle déterminant dans le transport du matériel mobilisé mais également dans le détachement des particules. En l'absence de ruissellement, les particules de sol détachées par la pluie ne sont pas transportées très loin. Les principales variables qui contrôlent l'action du

ruissellement sur le détachement et le transport de particules sont la pente, la vitesse et l'épaisseur de l'écoulement (Gimenez et Govers, 2002).

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

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

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

1.4.3 Dépôt

Les particules, qu'elles soient arrachées du fond d'une rivière ou qu'elles proviennent du ruissellement et de l'érosion des sols, sont soumises à de nouvelles contraintes une fois qu'elles se trouvent dans un nouvel environnement. Le dépôt des sédiments se produit lorsque le courant n'est plus capable de maintenir les particules en suspension et résulte d'un ralentissement de la vitesse d'écoulement dont les causes peuvent être multiples. Ainsi, le diagramme de Hjulstrom permet de relier la vitesse de sédimentation du courant avec le diamètre des particules.

La granulométrie des particules, la texture des sédiments, la géométrie des dépôts sont d'importants indices sur l'agent de transport, sa vitesse au moment du dépôt, sa direction, etc.

Appelé aussi sédimentation, il se produit lorsque le courant n'est plus capable de maintenir les particules en suspension. Il résulte d'un ralentissement de la vitesse d'écoulement.

1.5 Facteurs de l'érosion

L'érosion hydrique résulte de l'interaction du climat (pluie, températures, ...), les propriétés du sol (matière organique, stabilité structurale, capacité d'infiltration,...), le relief (longueur et gradient de pente), les pratiques culturales (travail du sol) et le couvert végétal. La modification spatiale et temporelle de cette interaction peut induire une amplification de l'érosion.

1.5.1 Facteur topographique ou l'influence de la pente (LS)

Les paramètres topographiques sont fondamentaux pour expliquer l'importance des phénomènes érosifs. La déclivité et la forme de la pente et la longueur de la plus grande pente ont un rôle important. Batti et Depraetere (2007) admettent que l'érosion moyenne par unité de surface croît avec la longueur de la pente et l'expliquent par le fait que les pentes les plus longues permettent une plus forte accumulation du ruissellement, ce qui accroît l'énergie globale de celui-ci et ses possibilités de détachement et de transport.

FAO (1994), de son côté, souligne l'importance de l'influence de la pente sur l'érosion en mettant en exergue l'existence de l'érosion et de ruissellement intense sur des pentes douces.

Son analyse vise à indiquer qu'il n'est pas besoin de forte pente pour déclencher ce phénomène.

Tableau 1. Erreur ! Il n'y a pas de texte répondant à ce style dans ce document.-1: Effet de la pente sur le ruissellement et l'érosion

Pente %	Erosion moyenne en t/ha/an	Ruissellement moyen annuel %
1,25	5,0	7
1,50	8,6	22
2,00	12,0	30

Source : FAO

1.5.2 Intensité des précipitations ou érosivité des pluies (R)

La pluie est évidemment l'agent essentiel de l'érosion hydrique. L'érosivité de la pluie se définit comme étant son aptitude à provoquer l'érosion. L'érosivité dépend surtout de l'intensité de la pluie ou de l'énergie cinétique qui en résulte directement (Stengel et Gelin, 1998). Cette énergie découle du diamètre des gouttes et de leur vitesse de chute.

L'efficacité de la pluie vis à vis des processus d'érosion est liée aux rôles qu'elle a dans le détachement des particules des sols et surtout dans la formation du ruissellement (Macary et Berville., 2003).

1.5.3 Couvert végétal (C)

Le risque d'érosion augmente lorsque le sol n'a qu'un faible couvert végétal ou de résidus. Les résidus et la végétation protègent le sol de l'impact des gouttes de pluie et de l'éclaboussement. Ils tendent à ralentir la vitesse de l'eau de ruissellement et permettent une meilleure infiltration.

L'efficacité du couvert végétal et de résidus à réduire l'érosion dépend du type, de l'étendue et de la densité du couvert végétal. La végétation et les résidus combinés, couvrant complètement le sol, interceptent la pluie et sont le moyen le plus efficace pour réduire les pertes de sol. Les résidus partiellement incorporés et leurs racines ont aussi leur importance, parce qu'ils facilitent l'infiltration. (Arnold, 1977).

1.5.4 Erodibilité des sols (K)

L'érodibilité représente la sensibilité d'un sol à l'arrachement et au transport des particules qui le composent. Elle est caractérisée par la résistance au splash (battance) et la résistance au cisaillement (lié au ruissellement). Plusieurs paramètres sont aussi considérés dans l'analyse de la sensibilité d'un sol à l'érosion. Ces paramètres sont la capacité d'infiltration, la stabilité structurale, la texture, la teneur en matière organique.

Elle n'est pas homogène dans l'espace et elle évolue dans le temps : elle augmente au cours de la saison des pluies et varie en fonction des caractéristiques des sols, de l'âge du défrichement et des techniques culturales.

1.5.5 Facteur d'aménagement (P)

Le labour a certaines influences sur le risque d'érosion du sol. Ceci comprend la profondeur,

Chapitre 1 : Synthèse Bibliographique

la direction et la période de labour, le type d'équipement utilisé et le nombre de passages. En effet, on considère que le travail du sol limite l'érosion s'il dérange le moins possible la végétation ou les résidus de surface. (Barthès et al. 1998) estiment que le ruissellement et les pertes en sols sont plus importants en parcelles labourées, plus faibles en semis direct et intermédiaires en travail superficiel.

En outre, (Roose et Sarrailh, 1989) considèrent que le billonnage cloisonné en courbes de niveau améliore le stock d'eau du sol et réduit ainsi l'impact érosif des eaux de surface. De plus, FAO (1994) a souligné que les techniques biologiques (couverture maximum du sol, usage d'engrais, paillage, plantes de couverture, rotations, etc...) sont plus efficaces par rapport aux techniques mécaniques qui sont non seulement très coûteuses mais aussi très difficiles à entretenir. Donc, les types d'aménagement visent la stabilisation des cours d'eau et une atténuation des excès de précipitation.

1.5.6 Facteur anthropique

L'érosion est devenue essentiellement une conséquence directe de l'activité humaine qui représente maintenant le principal facteur de la dégradation des sols. L'homme peut être à l'origine du déclenchement et de l'accélération de l'érosion par ses actions de défrichement des forêts, incendies et surpâturages et pratiques culturales. De plus, les aménagements routiers et urbains, en augmentant les surfaces imperméables, exacerbent les inondations, favorisent le ruissellement et donc constituent un facteur d'entraînement du sol.

1.6 Les causes de l'érosion hydrique

Les causes de l'aggravation de l'érosion hydrique sont multiples et interdépendantes :

des causes naturelles liées à la prédominance des roches tendres combinée avec les fortes pentes liées à l'encaissement des vallées, à l'action irrégulière des précipitations (orages violents après une période plus ou moins longue de sécheresse).

des causes anthropiques liées à la croissance démographique et les actions qui l'accompagnent comme le défrichement des forêts, au surpâturage (prélèvement dépassant les possibilités des milieux concernés), à l'exploitation de terres marginales comme les terres en pentes fortes très exposées à l'érosion hydrique, au défoncement des croûtes calcaires et l'épierrage des sols les fragilise et les rend plus vulnérables à l'érosion, et enfin aux incendies qui détruisent près de 3000 ha/an de forêts et de nappes alfatières.

1.7 Les conséquences de l'érosion hydrique

L'érosion hydrique constitue un des obstacles majeurs au développement durable, parmi les répercussions négatives de l'érosion hydrique on trouve la diminution de la fertilité des sols par la perte en terre et l'appauvrissement en éléments nutritifs et par conséquent la régression de la production, la diminution de la valeur foncière des terres agricoles à cause de la diminution de la fertilité, la régression du patrimoine végétal (forêts et parcours), et l'envasement des barrages et des lacs collinaires et l'altération de la qualité de l'eau potable.

1.8 Conclusion

Le sol est généralement défini comme la couche supérieure de la croûte terrestre. Il est constitué de particules minérales, de matières organiques, d'eau, d'air et d'organismes vivants.

Chapitre 1 : Synthèse Bibliographique

En premier lieu, le sol naît de la matière minérale, issue de la lithosphère, des roches et des produits de leur altération que l'on nomme "altérites". La pédogenèse, processus de formation et de différenciation des sols, est étroitement dépendante des processus physico-chimiques qui contrôlent cette altération (weathering), dont le moteur serait l'action des agents climatiques (altération météorique).

En deuxième lieu et parallèlement, les processus et le mécanisme de l'érosion hydrique sont étroitement dépendants de l'action de plusieurs facteurs, notamment l'érosivité des pluies, qui l'agent essentiel de son déclenchement.

Chapitre 2

Présentation des caractéristiques de la zone cible

2.1 Caractéristiques géographique et physique

Le bassin versant de l'Oued El Maleh appartient au Bassin Hydrographique Oranie-Chott Chergui, ce dernier a une superficie de 77169 km² et qui regroupe 04 bassins versants (Côtier Oranais, Macta, Tafna et Chott Chergui). Le Côtier Oranais regroupe trois bassins versants (Côtier Oranais Est, Côtier Oranais Centre et Côtier Oranais Ouest), il s'étend sur une superficie de 5887.4 km². Le plus grand est celui du Côtier Oranai Centre avec une superficie d'environ 4621 km².

Le bassin des Côtiers Oranais est situé au nord des bassins de la Tafna, la Macta et du Chott Chergui. Il est limité au nord par la mer Méditerranée, dont l'altitude maximale varie de 1061 m (Monts de Tessala) à 1021 m (Monts de Traras) et une altitude minimale de 15 m (au niveau de la frange côtière).

D'où le bassin versant de l'Oued El Maleh se situe exactement dans le côtier oranais centre

Il est situé dans la partie nord-ouest du territoire national, abritant le chef-lieu de la wilaya d'Aïn Témouchent et ses daïras limitrophes (Terga, El Malah...) et qui s'étale sur une superficie de 932.5 km². Il est caractérisé par un climat Méditerranéen semi-aride avec des influences chaudes du sahara au sud et fraîches au nord et de l'est.

Le bassin versant d'étude se situe au nord-ouest de l'Algérie (Fig 2.1), soit approximativement entre (1° 9' 24'' et 1°26'17'' W) de longitude et entre (35°17'22'' et 35°16'37''N) de latitude. Il est délimité par la mer Méditerranée au nord, les Montagnes des Berkeches au sud, les montagnes de Sbaa El Chioukh au sud-ouest, les Monts de Tessala au sud-est, la plaine de la Mlata à l'est et le bassin de Ouled El kihel à l'ouest.

Le relief de l'Oued El Maleh se compose de trois zones :

Zone littorale : qui est de nature sablonneuse et est constituée par des affleurements rocheux où les terres agricoles en îlots sont enclavées à l'intérieur des matorrals situés aussi bien sur les versants que sur les replats, elle s'étend sur une longueur de 40 km occupant 22,10% de la superficie totale de la wilaya et une population de 25,09% de la population globale répartie à travers huit (08) communes côtières.

Zone de plaine : cette dernière occupe près de 25,34% du territoire de la wilaya et est constituée par des sols alluvionnaires dont les éléments à caractère salin proviennent des monts du Tessala, et sont drainés vers la plaine de M'léta et la sebkha. Celle-ci regroupe sept (07) communes et abrite 45,53% de la population totale, La densité est de 282 habitations au Km².

Zone de montagne, les monts de Sebaa Chioukh, des Traras et du Tessala sont constitués par un faciès moyennement dur (grés avec intercalations marneuses et des bancs calcaires). Cette dernière regroupe 13 (treize) communes et occupe une superficie de 124.930 Ha (52,56 % de la superficie totale de la wilaya avec une densité de 88 hab/km²). Paradoxalement cette zone n'abrite que 29,38% de la population totale de la wilaya.

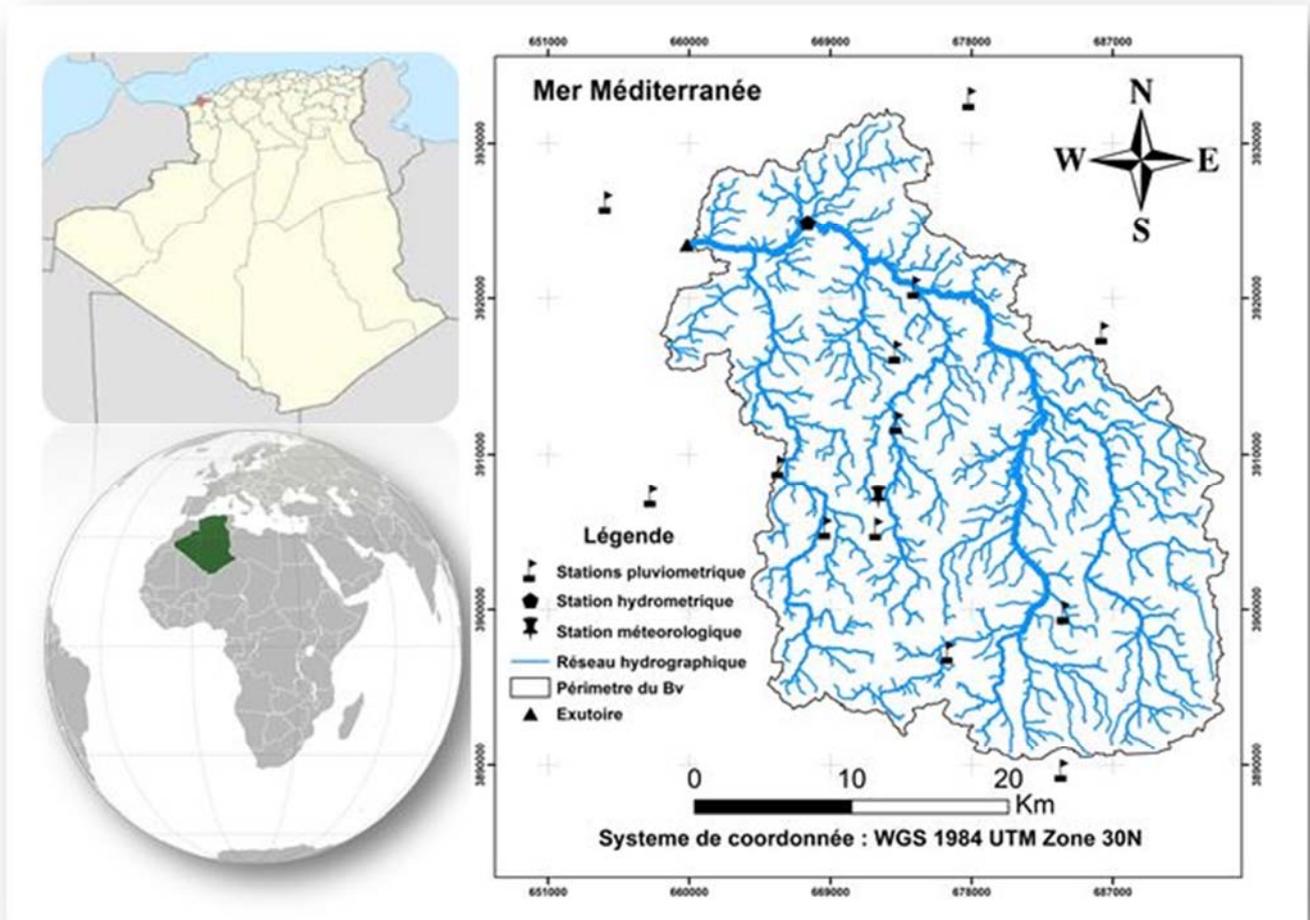


Figure 2.1 : Situation géographique du bassin versant de l'Oued El Maleh

2.2 Caractéristiques économiques

La population totale de la wilaya est passée de 325864 habitants en 1998 à 368608 en 2008.

La population active est passée de 83998 en 1998 à 116729 personnes en 2006.

La répartition de la population occupée par secteur d'activité se présente comme suit :

- Bâtiments et travaux publics avec 25169, soit 21,50% ;
- Agriculture avec 23169, soit 19,84% ;
- Administration avec 22985, soit 19,70% ;
- Commerce avec 15731, soit 13,56% ;
- Services avec 8358, soit 7,20% ;
- Forêts avec 6716, soit 5,70% ;
- Pêche avec 5268, soit 4,50%.
- Transport avec 5 202, soit 4,50% ;
- Industrie avec 4 131, soit 3,50%.

Le secteur industriel est peu développé, l'activité économique est axée principalement sur l'agriculture, la pêche et les forêts avec 30% de la population active ainsi que le secteur des BTP avec plus de 21%.

2.3 Caractéristiques hydrogéologiques

L'étude géologique a permis d'individualiser les formations perméables suivantes, Aquifère des alluvions quaternaires, Aquifère des basaltes Plio-Quaternaires, Aquifère des sables et grès du Pliocène, Aquifère des calcaires du Miocène supérieur, Aquifère des calcaires et grès d'Oligo-Miocène, Aquifère du Jurassique inférieur.

2.3.1 Identification des aquifères

2.3.1.1 Aquifère des alluvions quaternaires

Le quaternaire est représenté par des alluvions et sédiments de pente, limons sableux, sables argileux et poudingues. C'est une formation semi-perméable qui peut présenter localement une perméabilité importante, se localisant essentiellement dans la région de Terga, la plaine de la M'Leta et vers les vallées des Oueds, ainsi qu'au secteur de Hassi El Ghalla et à l'Est de Boutlélis où les alluvions anciennes sont alimentées par l'aquifère des sables et grès du Pliocène. Les apports d'eaux douces de l'aquifère des calcaires miocènes permettent d'obtenir des mélanges acceptables et d'augmenter les réserves. Les alluvions composées d'argiles rouges à galets en bordure de la sebkha contiennent une nappe peu profonde salée. Le Calabrien comprend les alluvions et sédiments de la marge continentale, sables à Hélix indurés des grès, galets et des carapaces calcaires.

2.3.1.2 Aquifère des basaltes plio-quaternaires

Les basaltes requièrent une grande importance sur le plan des ressources en eau principalement en raison de leur extension dans la région. Le substratum de cette formation varie suivant la localisation: ce serait parfois les formations sableuses du Pliocène et parfois les calcaires et les marnes du Miocène. On distingue trois niveaux de bas en haut:

Tufs basaltiques : formation légère et tendre, formée de matériaux grossiers qui apparaissent à la base et certains plus fins au sommet tels que les cinérites. Ces tufs d'origine phréatomagmatique présentent une perméabilité d'interstices.

Scories : composées d'éléments cimentés, de tailles variables (épaisseur de 5 à 10 m), caractérisées par une perméabilité d'interstices.

Coulées : occupent de vastes étendues et se disposent en dalles massives. Comportant un réseau de fissures très dense et d'orientations différentes. Ces coulées ont donc une perméabilité de fissures qui sont à l'origine de plusieurs émergences le long des Oueds (Sennâne, Souf et Tell). Il existe quelques sources de faible débit dans les basaltes, ainsi que certains forages ont été implantés à ce niveau au sud d'Aïn Temouchent.

2.3.1.3 Aquifère des sables et grès du pliocène

Le Pliocène est constitué, dans l'ensemble, par une alternance de sables, grès et des marnes, qui surmontent les calcaires du Miocène supérieur du djebel Kéroulis (Djebel El Maïda). C'est un

Chapitre 2 : Présentation des caractéristiques de la zone cible

aquifère à perméabilité d'interstices renfermant une nappe dont l'écoulement se dirige du Nord vers le sud, une partie de l'alimentation se fait par les calcaires blancs messéniens.

Dans la région de Sassel, l'écoulement de la nappe se fait du Nord- Est vers le sud- ouest, une partie de ces eaux s'écoule vers la mer, l'autre partie s'écoule vers la vallée de l'Oued El Malah..

2.3.1.4 Aquifère des calcaires du miocène supérieur

L'ensemble sommital carbonaté du Miocène supérieur comprend des calcaires friables, crayeux à algues, polypiers, échinides etc, parfois gypseux, d'une couleur blanchâtre, affleure dans la région d'Aïn Temouchent entre Sidi Safi et Terga. Ces calcaires sont fortement fissurés et karstifiés, donnant une perméabilité élevée avec un pendage orienté vers le nord-est, ainsi qu'ils sont recouverts vers le sud d'Aïn Temouchent et Sidi Ben Adda par les épanchements volcaniques du massif d'Aïn Temouchent.

En effet, l'alimentation s'effectue soit par les calcaires karstiques à perméabilité de chenaux soit par les terrains volcaniques moins transmissifs.

2.3.1.5 Aquifère des calcaires et grès de l'oligo-miocène

Il s'agit d'alternance de marnes, de calcaire gréseux et grès à ciment calcaire qui affleurent au niveau d'Aghlal et Oued Berkeche. Cet aquifère ne présente que des nappes perchées et superposées d'extension réduite, donnant naissance à des sources de déversement de faibles débits. D'autre part, la perméabilité des terrains est souvent faible, les débits des exutoires sont peu importants (en général inférieurs à quelques litres par seconde) sauf dans le cas d'une disposition favorable (structurale) comme celui d'Ain El Had au Nord- Est d'Aoubellil qui présente un débit élevé: environ 35 l/s .

2.3.1.6 Aquifère du jurassique inférieur

Le Jurassique inférieur intéresse le massif d'El Malah (les Djebels de Sidi Kassem, Mengel, Touita) et Djebel Tounit, formé de séries carbonatées qui reposent sur la série primaire schisto-gréseuse. La formation du calcaire jurassique se présente comme un ensemble fracturé ayant une direction moyenne comprise entre N20° et N40° dont l'eau absorbée y circule, ces calcaires comportent quelques sources telle que la source d'Ain Tounit (X = 151,051km, Y= 229870 km).

La nappe des calcaires liasiques a des réponses de forte amplitude aux variations extérieures car elle se vidange rapidement après avoir été rechargée pendant les périodes pluvieuses, le rabattement annuel est important. Une formation aquifère a été distinguée dans le Djebel Houarya, composée d'une séquence calcaire-dolomitique comprise entre les schistes primaires (qui forment un écran imperméable) et les schistes du jurassique moyen et supérieur.

2.4 Caractéristiques de pollution

2.4.1 Pollution bactérienne

Cette pollution est liée à la prolifération de micro-organismes dans les décharges publiques, fosses septiques ou puits perdus et qui, entraînés vers les nappes souterraines, amènent une pollution, limitée dans le cas de l'aquifère du Pliocène sableux où la propagation des micro-organismes est lente. Par contre, dans les formations fissurées telles que la région d'Aïn Temouchent qui renferme des basaltes, la pollution pourra s'étendre rapidement.

2.4.2 Pollution chimique

La pollution chimique peut être naturelle et liée à un simple lessivage des formations géologiques, mais le plus souvent, elle est commandée par l'apport d'eaux usées domestiques, industrielles et au lessivage d'engrais, pesticides, herbicides et autres produits chimiques utilisés dans l'agriculture.

La région d'Aïn Temouchent est caractérisée par sa vocation agricole, ce qui entraîne l'utilisation de quantités importantes de produits chimiques (engrais, herbicides, etc). Une grande partie de ces produits est absorbée par les végétaux en particulier les engrais potassiques et sodiques, tandis que les engrais azotés plus mobiles vont être lessivés par les eaux d'irrigation et de ruissellement.

2.4.3 Sources de pollution

Il existe plusieurs sources possibles de pollution des eaux: domestiques, industrielles, agricoles.

2.4.3.1 Pollution d'origine domestique

Dans le cas d'un assainissement, collectif ou individuel, défectueux, des substances indésirables contenues dans les eaux vannées et les eaux ménagères peuvent être transférées à la nappe (matières organiques, détergents, solvants, micro-organismes...). Le cas se produit avec les puits perdus, l'assainissement individuel avec infiltration dans le sol mal conçue ou mal dimensionné, les stations d'épuration urbaines surchargées... Les ordures ménagères accumulées dans des décharges sauvages ou non mises à la norme libèrent également des lixiviats riches en polluants.

2.4.3.2 Pollution d'origine industrielle

Les polluants d'origine industrielle sont très variés selon le type d'activité: substances organiques banales, produits organiques de synthèse, hydrocarbures, sels minéraux, métaux lourds... Les pollutions sont exceptionnelles (incident dans un procédé industriel) mais encore trop souvent chroniques (fuite de réservoirs, de canalisations...), un cas particulier est celui des exploitations minières. L'extraction des granulats en plaine alluviale met en contact l'eau de la nappe avec les polluants éventuels. Une grande partie de ces quantités de déchets provient des unités industrielles suivantes : Conserveries des fruits et légumes, conserveries de poisson et fruits de mer , fabrication de l'emballage ,fabrication de produits détergents (Société Nationale des Industries Chimiques, située à quelques kilomètres au Nord- Est de la ville d'Aïn Temouchent).

2.4.3.3 Pollution d'origine agricole

La croissance démographique et l'exploitation excessive des terres agricoles ont eu pour résultat un déséquilibre à cause des besoins alimentaires toujours croissants et les surfaces agricoles en constante régression. Les services concernés étaient obligés de multiplier les rendements sur les mêmes espaces, par l'introduction d'un machinisme sans cesse amélioré d'une part et de l'autre part l'utilisation massive des engrais et des produits chimiques de traitement des plantes qui détruit la vie dans les rivières et rend impropres à la consommation humaine et parfois animale, les eaux souterraines et superficielles. C'est ainsi que ces produits deviennent de véritables sources de pollution, dont les principales sont : le traitement des sols et des végétaux, l'élevage, la maintenance des machines, et la plasticulture. Les principaux déchets produits par le secteur agricole sont les déchets d'élevage, or ces déchets sont actuellement utilisés pour l'amendement

Chapitre 2 : Présentation des caractéristiques de la zone cible

des sols. Les autres types de déchets pouvant présenter des risques majeurs de contamination pour les eaux superficielles et même souterraines sont:

Les produits phytosanitaires utilisés abusivement. L'excès de ces produits lessivés par les eaux d'irrigation. Les emballages contaminés ayant contenu des produits phytosanitaires pouvant être réutilisés par la population. Les produits phytosanitaires périmés.

Les renseignements concernant l'utilisation de pesticides et engrais pour les différentes communes du bassin versant de l'Oued El Malah ne sont pas disponibles mais on peut avoir une idée sur l'utilisation de ces produits en se référant aux données et aux quantités disponibles au niveau des services concernés englobant toute la wilaya. Le transfert des engrais et pesticides à la nappe se fait soit par infiltration sur l'ensemble de la surface cultivée, soit par rejet dans des puits perdus, des gouffres et bétoires, la pratique de l'irrigation accélère le transfert, le tableau ci-dessous résume les quantités rejetées par différentes sources de pollution.

Dans son aménagement, la région d'Aïn Temouchent se trouve confrontée à un certain nombre de problèmes liés à la pollution.

Nous citerons en particulier: La prolifération de décharges publiques sauvages sur les bords des Oueds, les rejets d'eaux usées dans les cours d'eau, la présence de nombreuses fosses septiques et puits perdus, l'existence de cimetières à l'aplomb des nappes, les rejets d'eaux usées industrielles de l'usine de détergents (S.N.I.C).

Tableau 2.1 : Les quantités de pollution rejetées dans la wilaya d'Aïn Temouchent

Communes	Nombre d'habitants (Recensement 2012)	Pollution domestique	Pollution industrielle	Pollution agricole
El Malah	18009	12,2 t / j	20 t / an	Pas disponibles
Aïn Temouchent	60489	43,01 t / j	1180 t / an	
Chabaat El Leham	14055	10 t / j	6 t / an	
Sidi Ben Adda	12943	9,2 t / j	5 t / an	

Source : DSA

2.5 Caractéristiques climatiques

2.5.1 Les précipitations

2.5.1.1 Répartition des précipitations moyennes annuelles

Tableau 2.2 : Valeurs des précipitations moyennes annuelles à la station d'Aïn Temouchent

Années	Précipitations (mm)	Années	Précipitations (mm)
1995-1996	345,2	2004-2005	304,9
1996-1997	337,9	2005-2006	356,3
1997-1998	355,5	2006-2007	376,8
1998-1999	313,2	2007-2008	282,5
1999-2000	317,9	2008-2009	605,3
2000-2001	536,1	2009-2010	487,3

Chapitre 2 : Présentation des caractéristiques de la zone cible

2001-2002	420,5	2010-2011	480,8
2002-2003	558,5	2011-2012	409,2
2003-2004	367,2	moyenne annuelle = 403,2 mm	

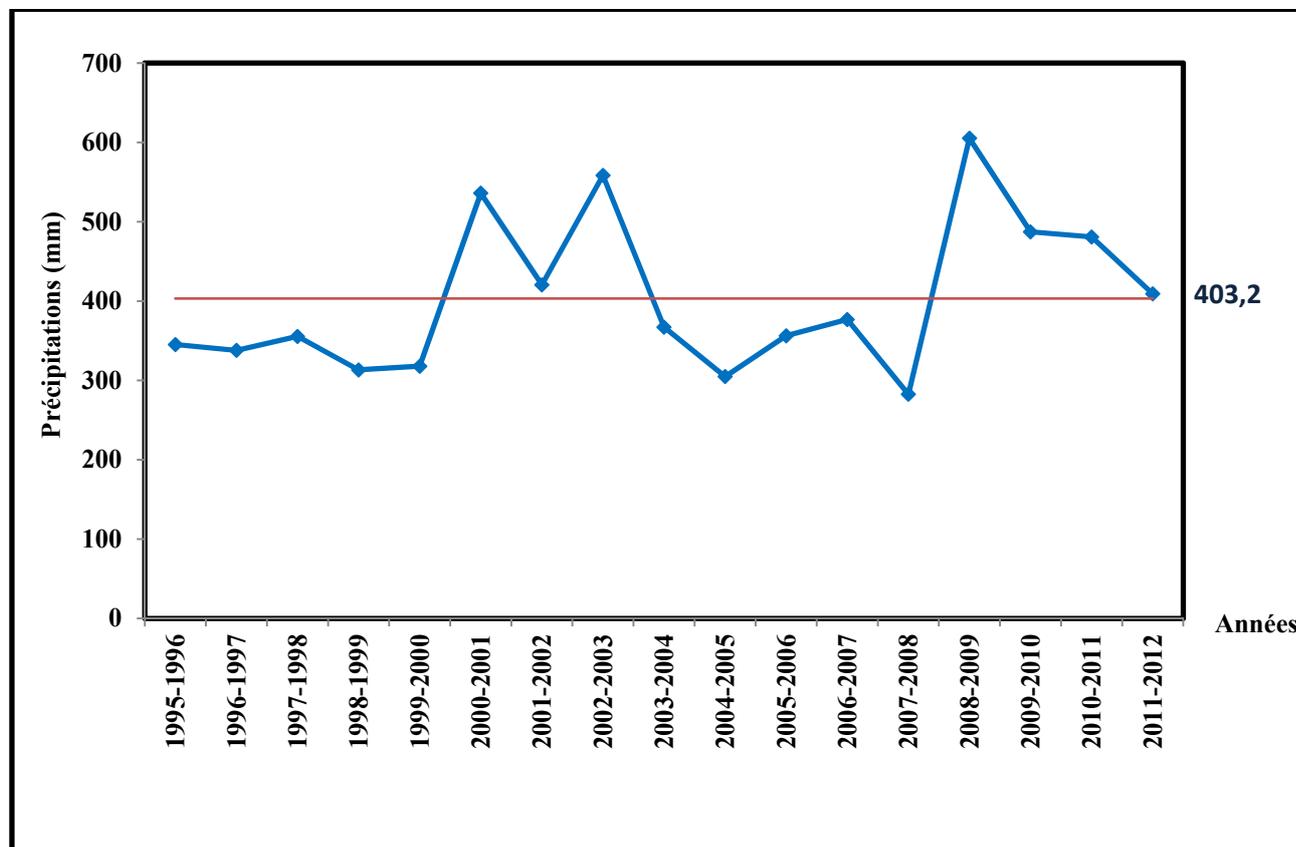


Figure 2.2 : Variation des précipitations moyennes annuelles à la station d'Aïn Temouchent (1995/1996 – 2011/2012)

Les résultats obtenus montrent une répartition hétérogène des moyennes pluviométriques durant la période 1995-2012, discriminée par une alternance de zones excédentaires et déficitaires où l'on constate une carence durant les périodes: 1995 à 2000 et 2003 à 2008 et un excès pendant les périodes: 2000 à 2003 et 2008 à 2012. Cet excès est marqué par la disposition de la plupart des valeurs au-dessus de la moyenne annuelle qui est égale à 403,2 mm. L'année pluvieuse est 2008-2009 avec une hauteur de 605,3 mm et l'année la plus sèche est celle de 2007-2008 avec 282,5 mm.

2.5.1.2 Répartition des moyennes mensuelles

Tableau 2.3 : Valeurs des précipitations moyennes mensuelles

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An
Précipitations (mm)	19,2	48,0	69,2	52,1	65,2	47,0	35,1	37,1	22,3	3,2	0,7	4,1	403,2

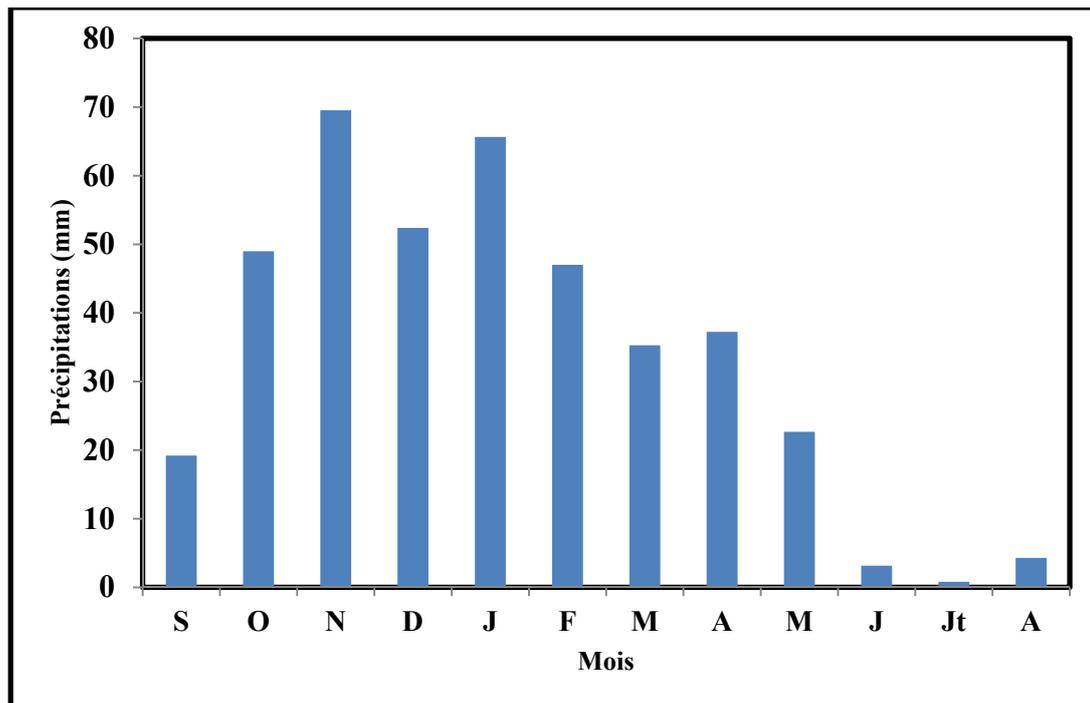


Figure 2.3 : Histogramme des précipitations moyennes mensuelles à la station d’Aïn Temouchent (1995/1996 – 2011/2012)

La répartition mensuelle des précipitations correspondant à la période 1995-2012 indique clairement deux grandes saisons, une saison estivale: correspondant à la période d’Été (Juin, Juillet, Août), désignant un déficit pluviométrique (sans précipitation significative), et une saison hivernale comprenant le reste de l’année. L’analyse des moyennes mensuelles des précipitations fait apparaître une pluviométrie oscillante qui reste plus au moins élevée dans les mois d’Octobre à Janvier par rapport au mois de Février à Mai, ainsi elle exprime le contraste pluviométrique entre deux sous saisons humides. Novembre est le mois le plus pluvieux avec 69,2 mm et Juillet est le mois le plus sec avec une moyenne de 0,7 mm.

2.5.1.3 Répartition des précipitations saisonnières

Les précipitations saisonnières de la station d’Aïn Temouchent sont données dans le tableau qui suit :

Tableau 2.4 : Valeurs des précipitations saisonnières

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Été
Précipitations (mm)	136,4	164,3	94,5	8

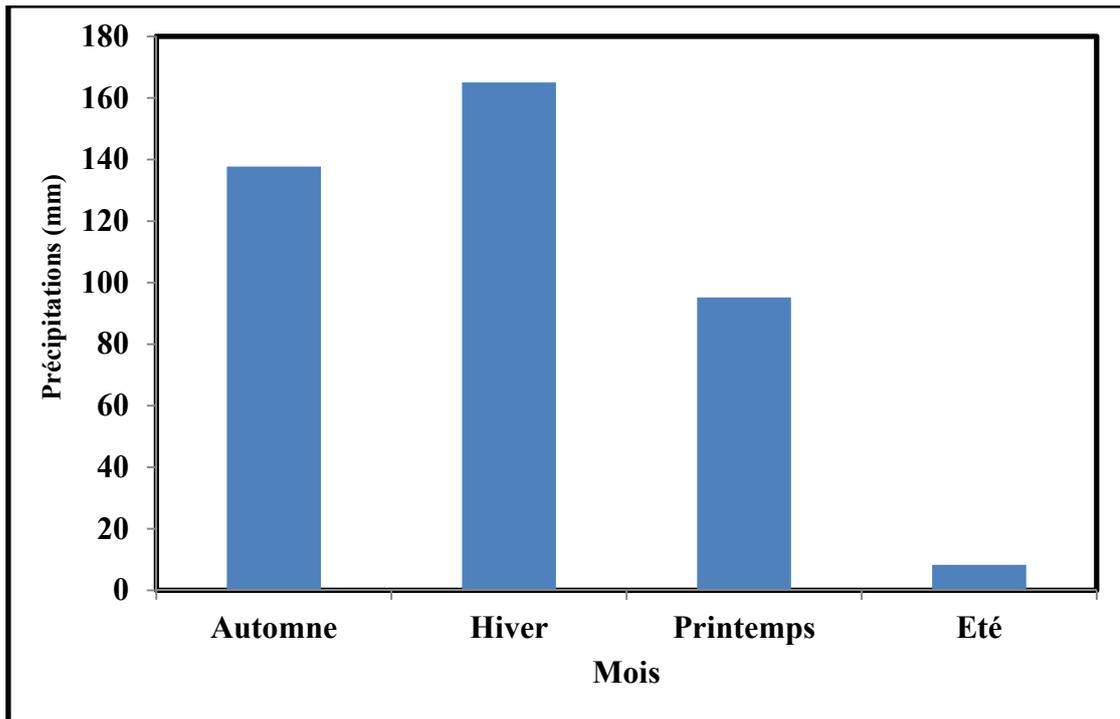


Figure 2.4 : Histogramme des précipitations saisonnières de la station d'Aïn Temouchent (1995/1996 – 2011/2012)

L'histogramme des précipitations saisonnières permet de distinguer un maximum de 164,3 mm en Hiver ainsi qu'un maximum secondaire de 136,4 mm en Automne, par contre un minimum de 8,0 mm est enregistré en Été.

On conclut que l'Hiver est la saison la plus humide et l'Été la plus sèche.

L'organisation des saisons n'est pas homogène car elle dépend du régime pluviométrique.

2.5.2 Les températures

Les températures moyennes annuelles et mensuelles régissent directement en interaction avec les autres facteurs météorologiques (insolation, vitesse et turbulence du vent, précipitations) et biogéographiques, le phénomène d'évapotranspiration et déficit d'écoulement annuel et saisonnier.

On dispose au tableau précédent des moyennes mensuelles et annuelles des températures minimales et maximales qui correspondent à une courte durée de 17 ans d'observation de 1995 à 2012.

On a :

T_m : moyennes mensuelles et annuelles des températures minimales (°C).

T_M : moyennes mensuelles et annuelles des températures maximales (°C).

$$T_{\text{moy}}: (T_m + T_M) / 2.$$

Chapitre 2 : Présentation des caractéristiques de la zone cible

Tableau 2.5 : Moyennes mensuelles et annuelles des températures, maxima, et minima à la station d'Aïn Témouchent (1995/1996 – 2011/2012)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An
Tm (°C)	18,7	15,69	11	9,164	8,2	8,2	9,8	11,6	14,3	18,6	21,4	22,6	14,1
Tm (°C)	28,86	25,6	19,08	16,68	15,6	16,3	18,97	21,33	25,8	28,98	31,4	31,24	23,32
Tmoy (°C)	23,8	20,65	15,04	12,92	11,9	12,3	14,4	16,4	20,0	23,8	26,4	26,9	18,7

Selon la figure, il s'avère qu'à partir de Mai et jusqu'à Octobre, les températures moyennes mensuelles tendent à s'accroître en présentant des valeurs allant de 20 °C à 26,9 °C supérieures à la moyenne annuelle (18,7 °C), par contre la saison comprise entre Novembre et Avril représente des températures moyennes mensuelles qui varient entre 11,9 °C et 16,4 °C inférieures à la moyenne annuelle (18,7 °C).

Le maximum des températures est atteint en Août avec une moyenne de 26,9 °C et le minimum se situe en Janvier aux environs de 11,9 °C.

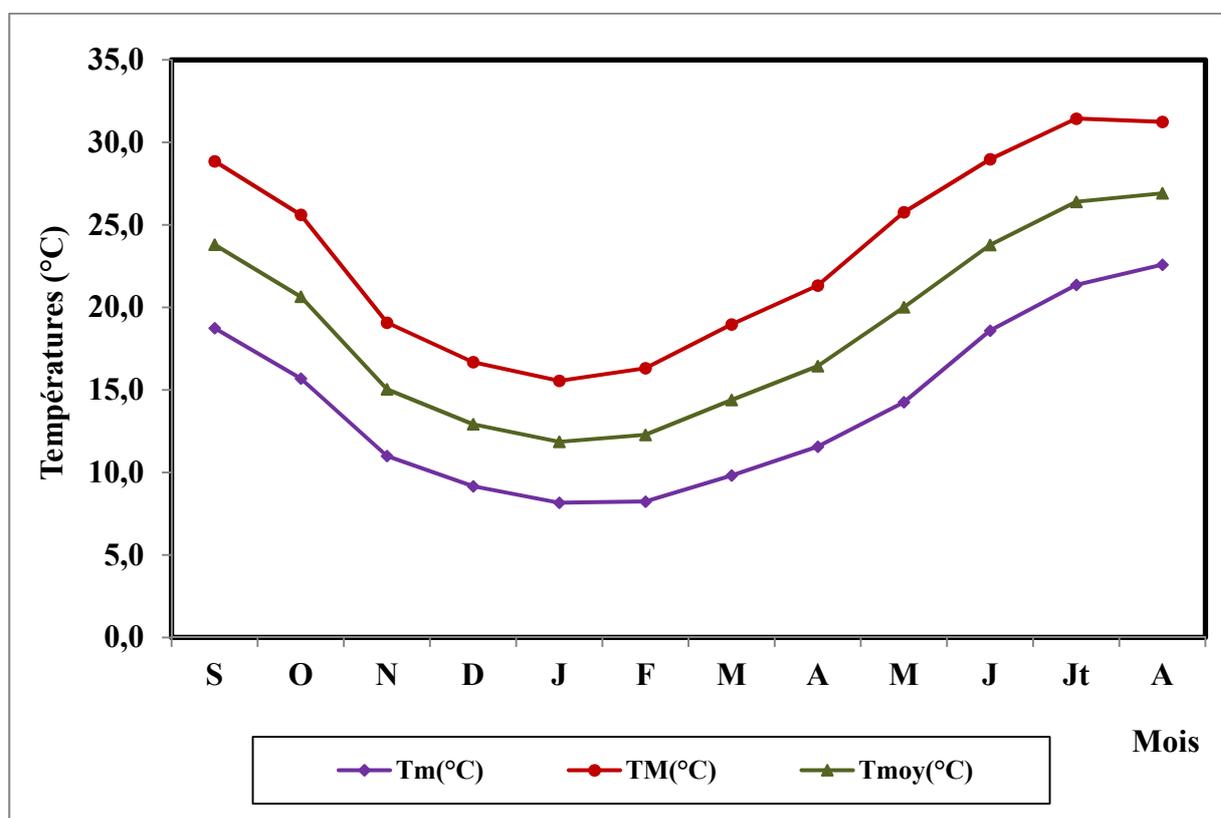


Figure 2.5 : Variations mensuelles des températures à la station d'Aïn Témouchent (1995/1996 – 2011/2012)

2.5.3 Evapotranspiration

L'évapotranspiration correspond à un phénomène complexe regroupant à la fois l'évaporation physique de l'eau contenue dans le sol et dans l'atmosphère et les processus de transpiration des végétaux. Il faut distinguer l'évapotranspiration réelle (ETR) qui correspond à la quantité d'eau évaporée et transpirée dans les conditions du sol considéré, et l'évapotranspiration potentielle

Chapitre 2 : Présentation des caractéristiques de la zone cible

(ETP) qui correspond à la quantité d'eau qui pourrait être évapotranspirée dans les conditions de satisfaction complète des besoins en eau.

Afin d'évaluer l'évapotranspiration réelle et potentielle, de nombreuses méthodes ont été mises en œuvre, basées sur les données de précipitations et de températures enregistrées à la station d'Aïn Temouchent sur une période comprise entre 1995 et 2012: méthodes de Turc, Coutagne, Thornthwaite, Wundt et Verdeil.

2.5.3.1 Calcul de l'évaporation et du déficit d'écoulement

2.5.3.1.1 Méthode de Turc

L'évapotranspiration réelle (tableau.23) se déduit à partir d'une relation (L. Turc) applicable à toutes les régions, donnant de bons résultats sur 254 bassins dans le monde, elle s'écrit:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (1)$$

ETR: évapotranspiration réelle annuelle (mm),

P: précipitations moyennes annuelles (mm).

$$L = 300 + 25T + 0.05 T^3 \quad (2)$$

Avec :

T: température moyenne annuelle (°C).

Tableau 2.6 : Valeur de l'ETR (selon Turc)

P(mm)	T (°C)	L	ETR (mm)	% P
403,2	18,7	1094,46	396,22	98,27

Ainsi: ETR = 396,22 mm, ce qui représente 98,27 % des précipitations.

2.5.3.1.2 Méthode de Coutagne

Le déficit d'écoulement qui est l'équivalent de l'évapotranspiration réelle est noté:

$$D = P - \lambda P^2 \quad (3) \quad \text{où :} \quad \lambda = \frac{1}{0,8 + (0,14T)} \quad (4)$$

D : déficit d'écoulement (m/an);

P : hauteur moyenne annuelle des précipitations (m/an);

T : température moyenne annuelle (°C);

Cette formule n'est applicable que pour:

$$\frac{1}{8\lambda} \leq P \leq \frac{1}{2\lambda} \quad (5)$$

D = 355,6 mm.

Chapitre 2 : Présentation des caractéristiques de la zone cible

Tableau 2.7 : Valeur du déficit d'écoulement (selon Coutagne)

P (mm)	1/8λ(mm)	1/2λ(mm)	T (°C)	D (mm)	Écoulement + Infiltration
403,2	427,3	1709,4	18,7	355,6	47,6 mm soit 11,80 %

2.6 Caractéristiques hydrologiques

L'étude du régime hydrologique passe forcément par l'analyse des écoulements enregistrés dans le cours d'eau, tous les ruissellements de notre bassin de l'Oued El Maleh sont contrôlés par la station hydrométrique dite Turgot Nord, X = 149,3 Km Y = 244.4 Km en coordonnées Lambert et Z = 18 m, code 040220, Les données disponibles enregistrées dans cette station sont constituées des deux séries de débits suivantes : les débits moyens journaliers en (m³/s) couvrant la période de 1977 à 2006, soit une période de 29 ans de mesure.

Les débits liquides instantanés et les concentrations des sédiments en suspension (en g/l) mesurés sur plusieurs intervalles de temps. De 1981 à 1998 à l'exception de l'année 1982 où il ya un manque de mesure.

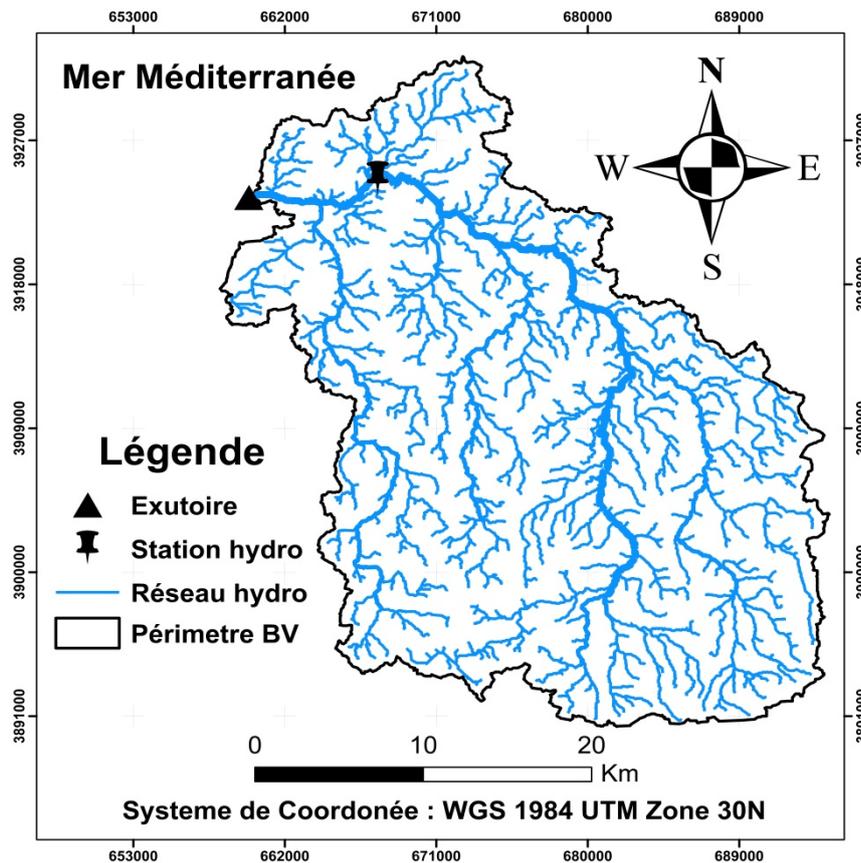


Figure 2.6 : Localisation de la station hydrométrique du bassin versant de l'Oued El Maleh

Chapitre 2 : Présentation des caractéristiques de la zone cible

2.6.1 Variabilité des débits moyens annuels

Le débit moyen annuel, exprimé en m³/s, est acquis à partir de la moyenne arithmétique des débits journaliers de l'année considérée. Par contre le module annuel se définit comme la moyenne des débits annuels effectués sur une longue période d'observation.

2.6.1.1 Le coefficient d'irrégularité (R)

C'est le rapport entre le débit annuel maximal et le débit annuel minimal, le changement du coefficient d'irrégularité donne une idée sur la variabilité des débits, il est présenté dans le tableau ci-dessous :

Tableau 2.8 : Valeur du coefficient d'irrégularité R

Station de jaugeage	Module annuel max (m ³ /s)	Module annuel min (m ³ /s)	R
Turgot Nord	1,22	0,15	8,13

2.6.1.2 Le coefficient d'hydraulicité (E)

C'est le rapport du module de l'année considérée (débit moyen annuel du cours d'eau) au module moyen de la période d'observation (module interannuel), si ce coefficient est supérieur à 1, c'est une année humide à écoulement important, s'il est inférieur à 1, on dit que c'est une année à faible hydraulicité, c'est-à-dire à faibles débits du cours d'eau. Ce rapport caractérise l'irrégularité interannuelle. Cette dernière peut se faire par le calcul de l'écart à la moyenne des débits annuels, duquel l'écart est calculé par la formule suivante :

$$E (\%) = \frac{(Q_t - Q_n)}{Q_n} \times 100 \quad (6)$$

Avec :

E : l'écart de débit annuel à la moyenne en (%);

Q_t : débit moyen annuel du cours d'eau (m³/s);

Q_n ; module moyen interannuel (m³/s).

Tableau 2.9 : Les coefficients d'hydraulicité des débits moyens journaliers

Années	Q _{moy} (m ³ /s)	Coefficient d'hydraulicité	Ecart interannuel %
1977	0,41	1	0
1978	0,45	1,1	9,76
1979	0,68	1,66	65,85
1980	0,40	0,98	-2,44
1981	0,26	0,63	-36,59
1982	0,43	1,04	4,31
1983	0,19	0,47	-52,99
1984	0,24	0,59	-41,25
1985	0,71	1,73	72,95
1986	0,35	0,85	-14,72
1987	0,50	1,23	22,85

Chapitre 2 : Présentation des caractéristiques de la zone cible

1988	0,40	0,99	-1,48
1989	1,22	2,97	196,92
1990	0,62	1,51	50,98
1991	0,32	0,77	-22,93
1992	0,15	0,37	-63,41
1993	0,17	0,42	-58,05
1994	0,60	1,46	46,34
1995	0,50	1,21	21,22
1996	0,23	0,56	-43,90
1997	0,21	0,51	-48,78
1998	0,49	1,20	19,51
1999	0,29	0,71	-29,27
2000	0,63	1,54	53,66
2001	0,67	1,63	62,93
2002	0,35	0,85	-14,63
2003	0,19	0,46	-53,66
2004	0,15	0,37	-63,17
2005	0,21	0,52	-48,29
2006	0,22	0,53	-46,83

Oued El Maleh véhicule un débit moyen annuel de 0.41 m³/s, avec un débit maximal de 1,22 m³/s enregistré dans l'année 1989 – 1990 et 0.15 m³/s comme débit minimal enregistré dans l'année 1992-1993. Ces valeurs donnent un coefficient d'irrégularité R= 8,13 La figure xx montre une très variabilité des débits journaliers de l'Oued El Maleh, un coefficient de variation minimal 0,23 est enregistré dans l'année (2004-2005) à l'encontre d'un coefficient de variation maximal 2,59 enregistré dans (1991-1992). Sur la période (1977-2006), un coefficient de variation des débits journaliers de 1,14 marque le climat semi-aride de notre bassin. La variabilité interannuelle des débits annuels peut s'étudier par le calcul des écarts annuels à la moyenne, ainsi que par le calcul de l'hydraulicité. Les écarts à la moyenne exprimés en (%) varient de -63% pour l'année (2004-2005) à 197% pour l'année (1989-1990). La même tendance est observée par l'hydraulicité. Les deux facteurs (écarts à la moyenne, coefficient d'hydraulicité) expliquent la forte variabilité interannuelle des débits.

Les années qui présentent des écarts négatifs sont dites sèches et celles qui présentent des écarts positifs sont dites humides. La figure xx fait distinguer les périodes sèches et humides.

Tableau 2.10 : Les débits annuels et leurs caractéristiques statistiques de la station de la Turgot Nord

Années	Q _{moy} (m ³ / s)	Q _{max}	Q _{min}	Ecart type	Cv
1977	0,41	1,16	0,21	0,12	0,29
1978	0,45	14	0,17	0,30	0,66
1979	0,68	96,10	0,17	1,06	1,56

Chapitre 2 : Présentation des caractéristiques de la zone cible

1980	0,40	6,64	0,00	0,27	0,67
1981	0,26	12	0,10	0,22	0,86
1982	0,43	15	0,12	0,50	1,18
1983	0,19	2,40	0,11	0,09	0,48
1984	0,24	1,93	0,11	0,07	0,31
1985	0,71	48,20	0,14	0,96	1,36
1986	0,35	9,40	0,18	0,25	0,70
1987	0,50	143,50	0	0,87	1,72
1988	0,40	150,30	0,13	0,49	1,22
1989	1,22	400	0,20	2,72	2,23
1990	0,62	11,72	0,26	0,36	0,58
1991	0,32	121,40	0	0,82	2,59
1992	0,15	24,40	0,03	0,18	1,19
1993	0,17	86,25	0,02	0,28	1,60
1994	0,60	143,60	0	1,29	2,15
1995	0,50	120,10	0	0,77	1,55
1996	0,23	21,56	0,08	0,24	1,04
1997	0,21	52,18	0,03	0,26	1,23
1998	0,49	124,00	0,04	0,93	1,89
1999	0,29	36,60	0,06	0,29	1,00
2000	0,63	550	0,05	0,99	1,58
2001	0,67	212,48	0,06	1,44	2,15
2002	0,35	66,10	0,07	0,27	0,77
2003	0,19	8,90	0,10	0,06	0,32
2004	0,15	1,55	0,10	0,03	0,23
2005	0,21	97,40	0,11	0,13	0,60
2006	0,22	32,60	0,07	0,12	0,56
Moyenne	0,41	-	-	0,55	1,14

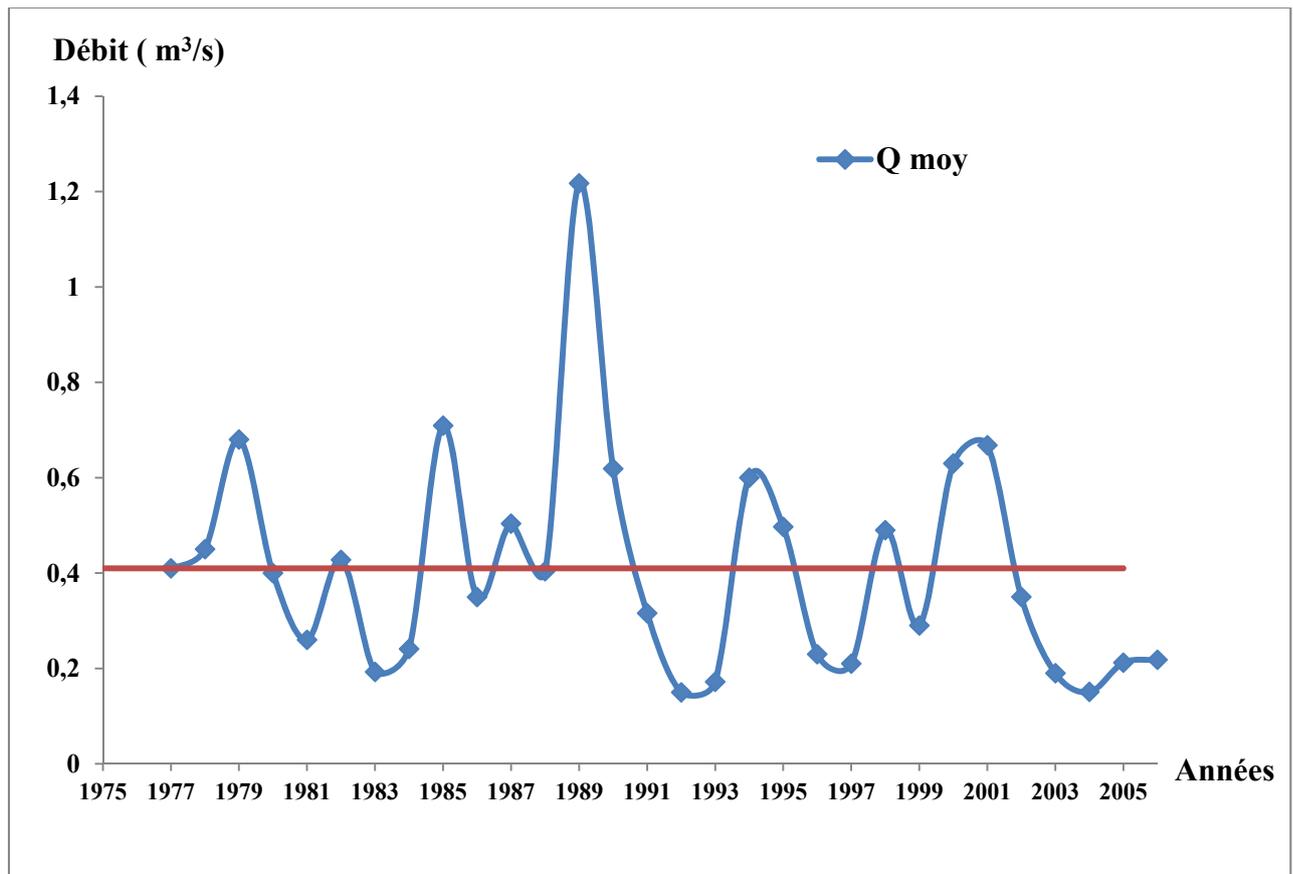


Figure 2.7 : Variabilité interannuelle des débits moyens annuels de la station Turgot Nord

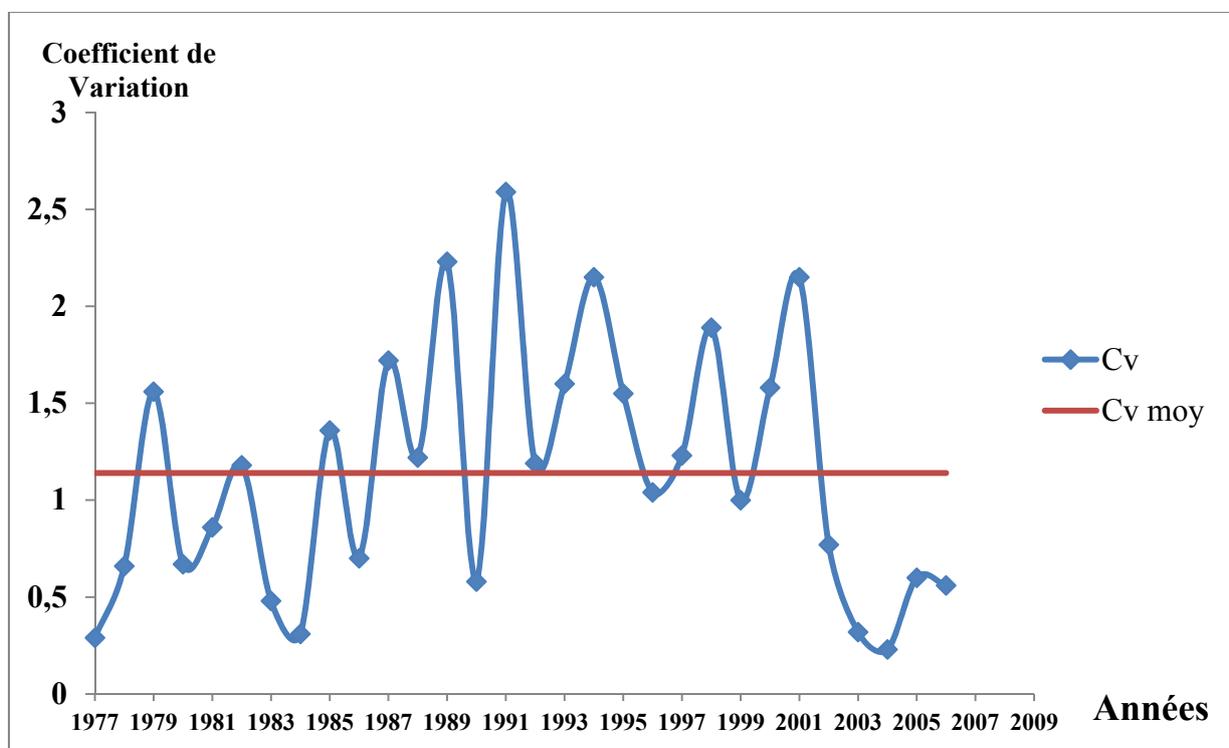


Figure 2.8 : Variabilité interannuelle des coefficients de variation des débits moyens annuels de la station Turgot Nord

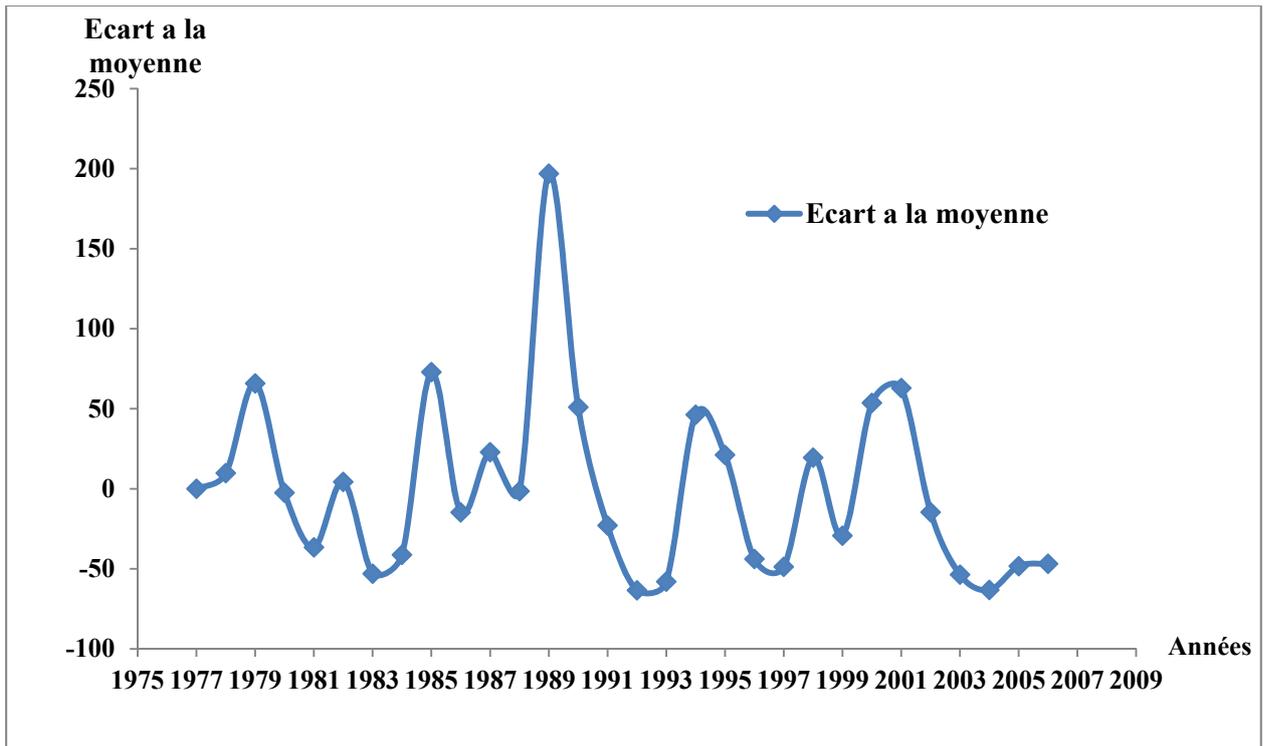


Figure 2.9 : Variabilité des écarts à la moyenne des débits annuels de la station de Turgot Nord

2.6.2 Variabilité mensuelle des débits

Le régime hydrologique d'un cours d'eau est fonction des caractéristiques hydrologiques du bassin versant et leur mode de variation, ce régime s'identifie par une étude des variations (souvent représentée à l'échelle saisonnière et mensuelle) des débits du cours d'eau. La variabilité mensuelle est représentée par le coefficient mensuel des débits CMD, ce dernier se décrit comme le rapport du débit mensuel moyen au module interannuel (moyenne interannuelle calculée sur un certain nombre d'années). Celui-ci permet de représenter la répartition, en pourcentage, des débits mensuels au cours de l'année, par conséquent, Il divise l'année en deux périodes :

- ❖ Période des hautes eaux caractérisée par des valeurs de CMD supérieures à 1.
- ❖ Période des basses eaux caractérisée par des valeurs de CMD inférieures à 1.

Tableau 2.11 : Valeurs des paramètres statistiques de débit à l'échelle mensuelle

Mois	moy	Cv	Max	Min	CMD	Etendu
Septembre	0,1871	0,53	0,4	0,04	0,46	0,36
Octobre	0,3224	1,94	3,57	0,06	0,79	3,51
Novembre	0,62	1,57	5,2	0,06	1,51	5,14
Décembre	0,36	0,76	1,21	0,01	0,88	1,2
Janvier	0,94	1,92	9,82	0,01	2,29	9,81

Chapitre 2 : Présentation des caractéristiques de la zone cible

Février	0,62	1,17	3,5	0,02	1,51	3,48
Mars	0,81	1,37	4,65	0,04	1,98	4,61
Avril	0,27	0,69	0,86	0,04	0,66	0,82
Mai	0,32	1,57	2,89	0,04	0,78	2,85
Juin	0,17	0,69	0,52	0,03	0,41	0,49
Juillet	0,16	0,69	0,51	0,02	0,39	0,49
Aout	0,15	0,65	0,42	0,03	0,37	0,39

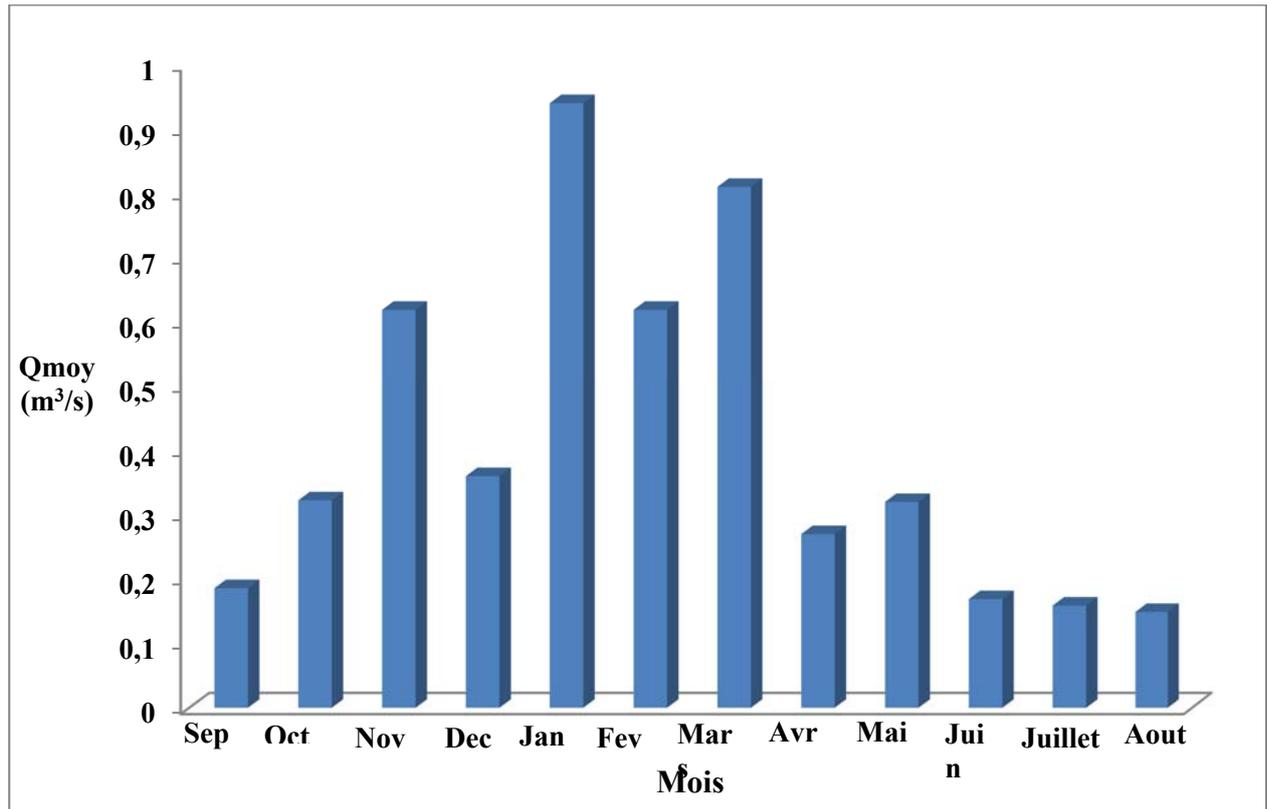


Figure 2.10 : Débits moyens mensuels de la station de la Turgot Nord

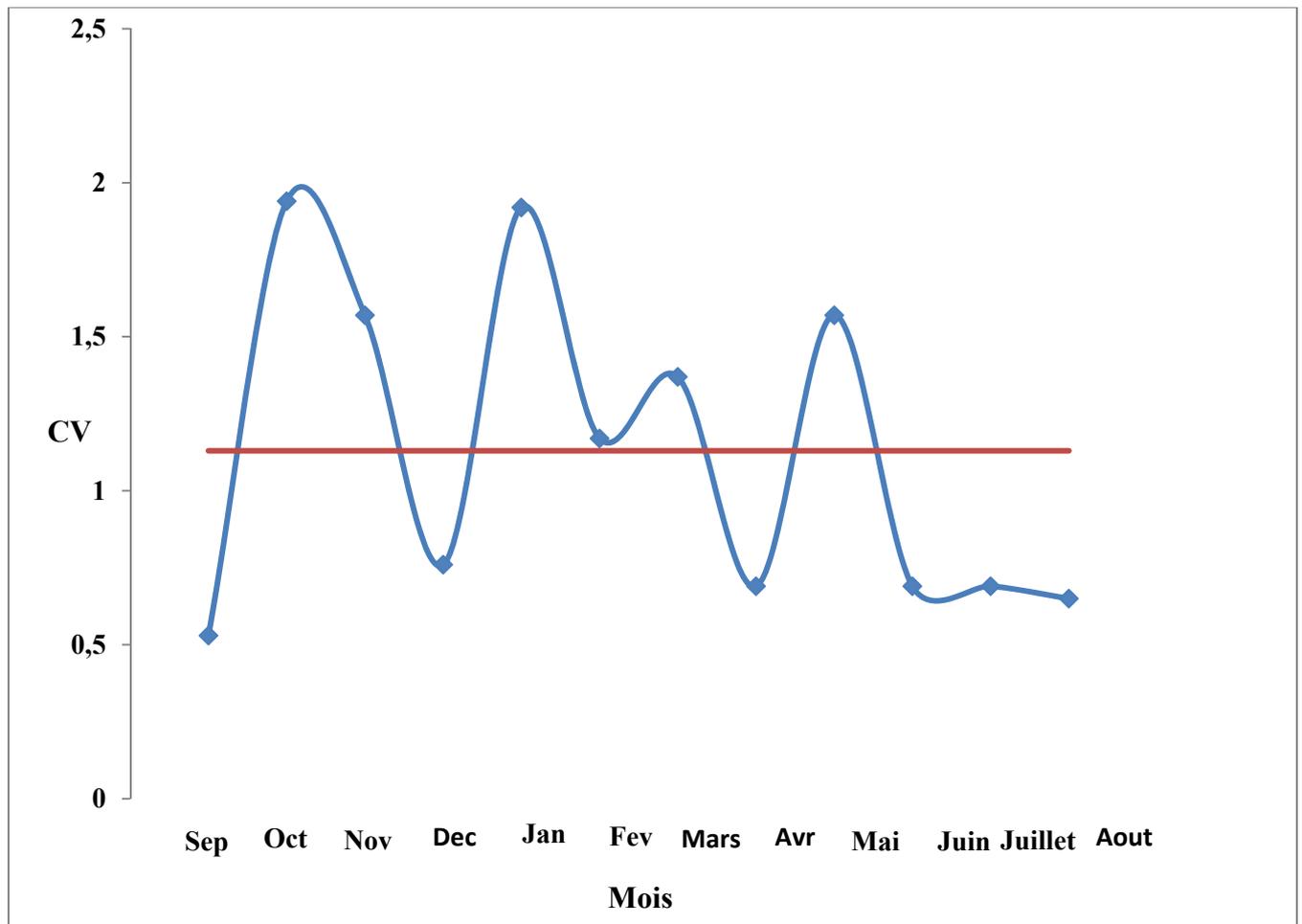


Figure 2.11 : Variabilité inter mensuelle des coefficients de variation des débits moyens mensuels de la station de Turgot Nord

Chapitre 3

Evaluation des caractéristiques morphométriques

3.1 Introduction

La réponse hydrologique d'un bassin versant est influencée par diverses caractéristiques morphologiques, particulièrement sa surface, sa forme, son élévation, sa pente et son orientation. A ces facteurs s'ajoutent encore le type de sol, le couvert végétal et les caractéristiques du réseau hydrographique. Ces facteurs, d'ordre purement géométrique ou physique, s'estiment aisément à partir des modèles numériques du terrain. Dans ce chapitre, on utilise un MNT afin d'extraire le réseau hydrographique et de délimiter le bassin versant de l'Oued El Maleh.

3.2 Méthodologie, données et matériels utilisés

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé un modèle numérique d'élévation ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital*), téléchargé à partir de la plateforme Earth Explorer de (*United States Geological Survey USGS*) prise en 2018, leur utilisation est nécessaire pour élaborer toute une étude morphométrique.

La cartographie du réseau hydrographique nécessite d'une part l'analyse des paramètres tels que la couleur, la texture, la structure et enfin le format d'un cours d'eau, et d'autre part la correction de ce chevelu avec celui digitalisé à partir des cartes topographiques à 1/25.000.

L'intérêt d'un MNT est de limiter le bassin d'étude et l'extraction automatique des paramètres caractérisant le relief. Dans ce cas, L'utilisation des logiciels ArcGis 10.3 est très nécessaire pour développer cette démarche.

3.3 Les modèles numériques du terrain

Depuis les années 1990, la puissance des micros ordinateurs a permis le développement des modèles numériques de terrain. Sous ce vocable, on confond souvent l'ensemble de programme permettant de traiter la topographie d'une zone (le MNT au sens strict) et les altitudes aux nœuds d'un maillage régulier couvrant la zone d'étude (le modèle numérique d'altitude MNA).

A partir d'un MNA, le MNT permet de calculer automatiquement tous les paramètres classiques tels que pente, orientation des versants...etc. Il peut également déduire la topographie à partir d'un exutoire donné, retrouver les contours d'un bassin versant, et le réseau hydrographique. La plus grande difficulté consistait à digitaliser le relief à partir de supports cartographiques. Depuis ces dernières années ces banques de données peuvent être achetées (IGN par exemple), mais on trouve également sur le WEB une couverture totale de la topographie du monde gratuitement.

Les applications de MNT dans le domaine de l'hydrologie ont été décrites par (Moore et al.1991; Rissons 1995), d'autre part, plusieurs paramètres géo-morphométriques sont liés entre autres, pente, exposition, surface de bassin versant, indice topographique,... etc. Ces paramètres sont évalués à partir d'un MNT (Laurent 1996).

3.4 Source et résolution ASTERGDEM

Ce modèle est produit en 2009 par les Etats-Unis et le Japon. Il a été réalisé avec le radar ASTER du satellite Terra de la NASA et qui offre une grande couverture géographique mondiale (99%) avec une résolution très fine de 30 m (Terra, 2009). Ce MNA a été mis en ligne depuis le 29 juin 2009 par la NASA et le ministère de l'économie, du commerce et de l'industrie du Japon. Ce MNA couvre l'ensemble de la surface de la terre et possède une meilleure résolution (précision 30 m au sol) que le SRTM3. Le ministère de l'industrie et du commerce Japonais et la NASA reconnaissent

cependant que la version 1 de l'ASTER GOLBAL DEM constitue encore un modèle expérimental plutôt réservé à la recherche. C'est une donnée brute, qui a le mérite d'exister en l'absence d'autres.

3.5 Résultats et discussion

L'utilisation de différents paramètres et des indices de la morphométrie d'un bassin versant présente un résultat très indispensable, et ce afin de caractériser l'environnement physique et l'influence sur l'écoulement superficiel. Nous avons utilisé, dans le cadre de cette étude, des techniques automatiques qui facilitent l'extraction de ces indices.

3.5.1 Caractéristiques morphométriques

3.5.1.1 La Surface S

La surface du bassin versant est une caractéristique très importante et qui est la base de toute autre calcul, elle s'obtient par planimétrie sur une carte topographique ou par des techniques de digitalisation et limitation après que l'on y ait tracé les limites topographiques et éventuellement hydrogéologiques, la surface S d'un bassin s'exprime généralement en km².

La surface du bassin versant de l'Oued El Maleh est mesurée automatiquement par Arcgis et est égale à 932,56 km².

3.5.1.2 Le Périmètre P

Le périmètre du bassin versant est la longueur de la ligne de partage des eaux, le périmètre peut être mesuré à l'aide d'un curvimètre ou automatiquement par ArcGis, dans le cas du bassin versant de l'Oued El Maleh, le Périmètre est égal à 194,8 Km.

3.5.1.2.1 La forme Kc

L'indice de compacité de Gravelius (1914) K_C est défini comme étant le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant la même surface.

$$K_C = \frac{P}{P_{\text{cercle}}} \quad (3.1)$$

$$K_C = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad (3.2)$$

Il renseigne sur la forme du bassin versant qui a une grande influence sur l'écoulement global du cours d'eau et surtout, sur l'allure de l'hydro-gramme à l'exutoire du bassin versant. Il est établi en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle ayant la même surface du bassin.

Lorsque K_C est proche de 1, le bassin versant est de forme quasiment circulaire.

Lorsque K_C est supérieur à 1, le bassin versant est de forme allongée.

$$K_C = 1.78$$

Le cas du bassin versant de l'Oued El Maleh présente une forme allongée, cette forme induire de faibles débits de pointe de crue.

Chapitre 3 : Evaluation des caractéristiques morphométriques

3.5.1.2.2 Le rectangle équivalent

La notion de rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius, introduite par (Roche 1963), permet de comparer facilement des bassins versants entre eux, en ce qui concerne l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement.

Il correspond à une transformation purement géométrique du bassin versant. Il prend alors une forme rectangulaire tout en gardant la même superficie, le même périmètre, le même indice de compacité et par conséquent la même répartition hypsométrique. Dans ce cas, les courbes de niveau deviennent parallèles aux côtés du rectangle équivalent. La climatologie, la répartition des sols, la couverture végétale et la densité de drainage restent inchangées entre les courbes de niveau. Plus un rectangle équivalent est allongé moins il sera drainé. Les dimensions du rectangle équivalent sont déterminées par les formules suivantes:

Soit L et l la longueur et la largeur du rectangle, et P et S le périmètre et l'aire du bassin versant.

$$L = \frac{Kc \cdot \sqrt{A}}{1.12} \cdot \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right] \quad (3.3)$$

$$l = \frac{Kc \cdot \sqrt{S}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right] \quad (3.4)$$

Avec :

K : Indice de compacité de Gravelius;

S: Surface du bassin versant [km²];

P : Périmètre du bassin versant [km].

D'où : L = 86,27 km, l = 10,81 km

Tableau 3.1 : Les dimensions du rectangle équivalent

Dimensions du rectangle équivalent			
Surfaces partielles (Xi) (km ²)	Longueurs partielles Li (km)	Largeur l (km)	Longueur L (km)
191,91	17,75	10,81	86,27
201,52	18,64		
151,31	13,99		
102,13	9,44		
116,52	10,77		
122,26	11,31		
42,57	3,93		
4,34	0,40		

Les dimensions du rectangle équivalent traduisent que la longueur est 10 fois plus grande que la largeur.

3.5.2 Caractéristiques des altitudes (Hypsométrie)

L'hypsométrie caractérise la répartition de l'altitude en fonction de la surface du bassin versant exprimée en pourcentage, la courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin. Elle représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus, (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée, les courbes hypsométriques demeurent un outil pratique pour comparer plusieurs bassins entre eux, ou les diverses sections d'un seul bassin. La courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued El Maleh est présentée ci-dessous de forme concave, elle indique que le bassin versant est en état de maturité.

Tableau 3.2 : Répartition des surfaces partielles par rapport aux altitudes

Altitudes	Bornes supérieures	Surfaces partielles		Surfaces cumulées	
		km ²	%	km ²	%
0-100	100	191,91	21,07	191,91	21,07
100-200	200	201,52	22,12	393,43	43,19
200-300	300	151,31	16,61	544,74	59,80
300-400	400	102,13	11,21	646,87	71,01
400-500	500	116,52	12,79	763,39	83,80
500-600	600	122,26	13,42	885,66	97,22
600-700	700	42,57	4,67	928,22	98,22
700-808	808	4,34	0,48	932,57	100

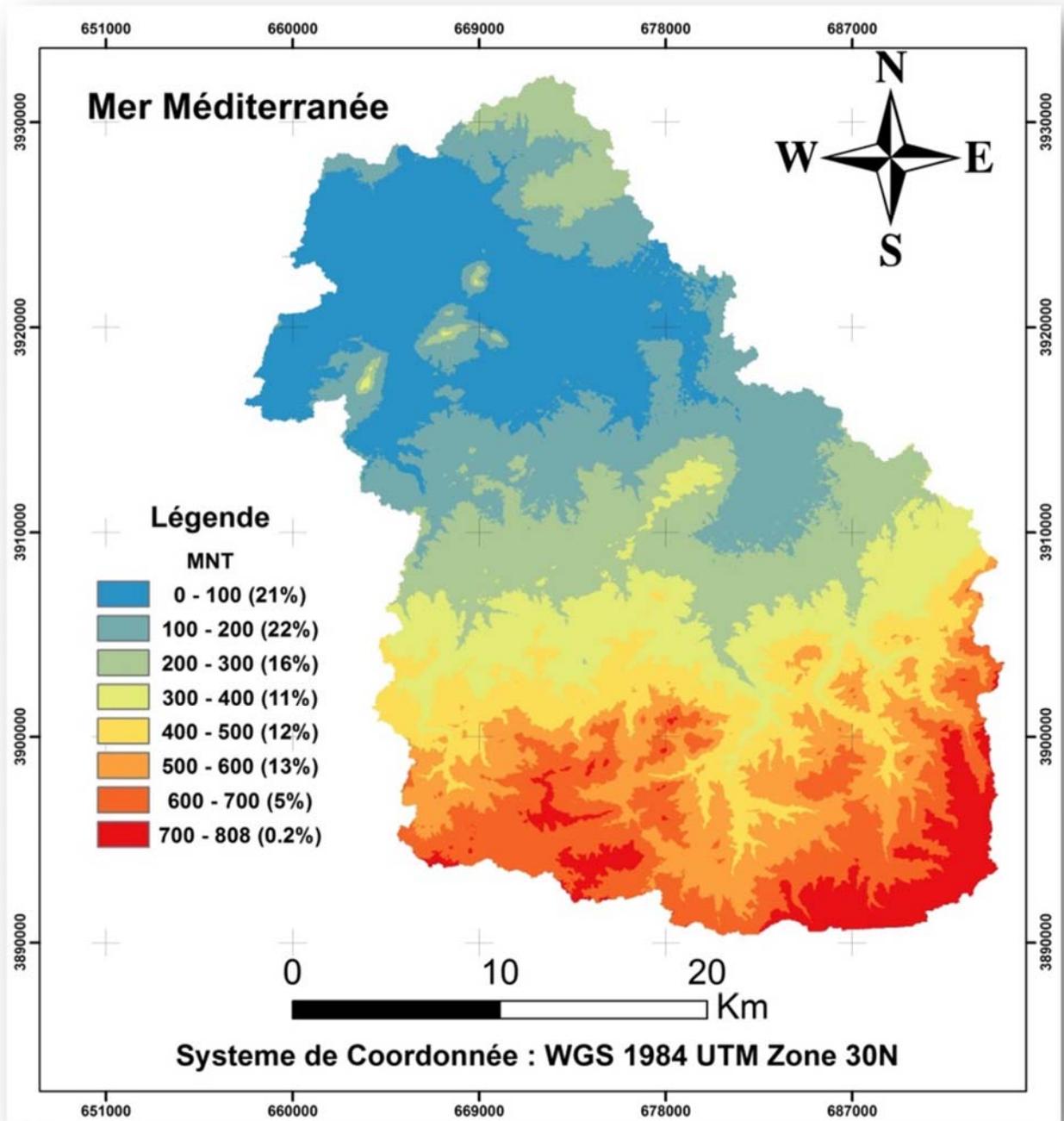


Figure 3.1 : Carte hypsométrique du bassin versant de l'Oued El Maleh

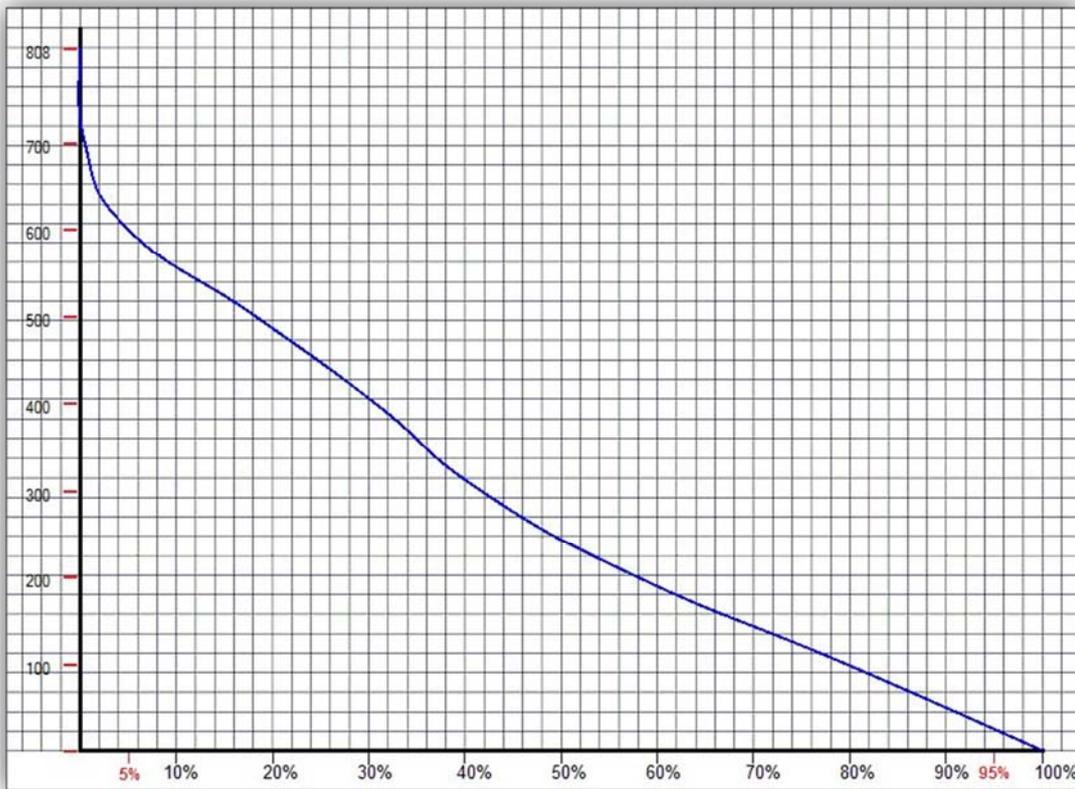


Figure 3.2 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued El Maleh

3.5.3 Les altitudes maximales et minimales

Elles sont obtenues directement à partir d'un MNT. L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin tandis que l'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire.

L'altitude maximale = 808 m

L'altitude minimale = 0 m

3.5.4 L'altitude moyenne

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique, On peut la définir comme suit :

$$H_{moy} = \frac{\sum S_i \times H_i}{A} \quad (3.5)$$

Avec :

H moy : Altitude moyenne du bassin [m];

A_i : Aire comprise entre deux courbes de niveau [km²];

h_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m];

A : Superficie totale du bassin versant [km²].

Tableau 3.3 : Calcul d'altitude moyenne

H _{moyenne}			
Altitudes	H _i m	Si km ²	(Si x H _{moy}) /S
0-100	50	191,91	10,29
100-200	150	201,52	32,41
200-300	250	151,31	40,56
300-400	350	102,13	38,33
400-500	450	116,52	56,23
500-600	550	122,26	72,11
600-700	650	42,57	29,67
700-808	754	4,34	3,51
Somme	-	932,56	283,11

$$H_{\text{moyenne}} = 283,11 \text{ m}$$

3.5.5 L'altitude médiane

L'altitude médiane correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique. Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne, dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière.

L'altitude médiane dans le bassin versant de l'Oued El Maleh est égale à :

$$H_{\text{médiane}} = 244,13 \text{ m}$$

3.5.6 Dénivelée simple

Bien souvent, on définit la "dénivelée D" comme étant la différence de cote entre H_{5%} et H_{95%}

$$D = H_{5\%} - H_{95\%} \quad (3.6)$$

$$D = 600 - 28 = 572 \text{ m}$$

3.6 Caractéristiques des indices des pentes

L'objet de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications.

3.6.1 La pente moyenne du bassin versant

C'est une caractéristique importante des bassins versants qui renseigne sur la topographie du bassin. La pente moyenne du cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration. Elles influent sur l'état d'écoulement du cours d'eau au niveau du bassin versant.

En effet, plus la pente est forte, plus la durée de concentration des eaux de ruissellement dans les affluents et le cours principal est faible, par conséquent, le bassin réagira d'une façon rapide aux averses. Les pentes fortes à très fortes peuvent produire des écoulements de nature torrentielle qui sont à l'origine des crues dévastatrices.

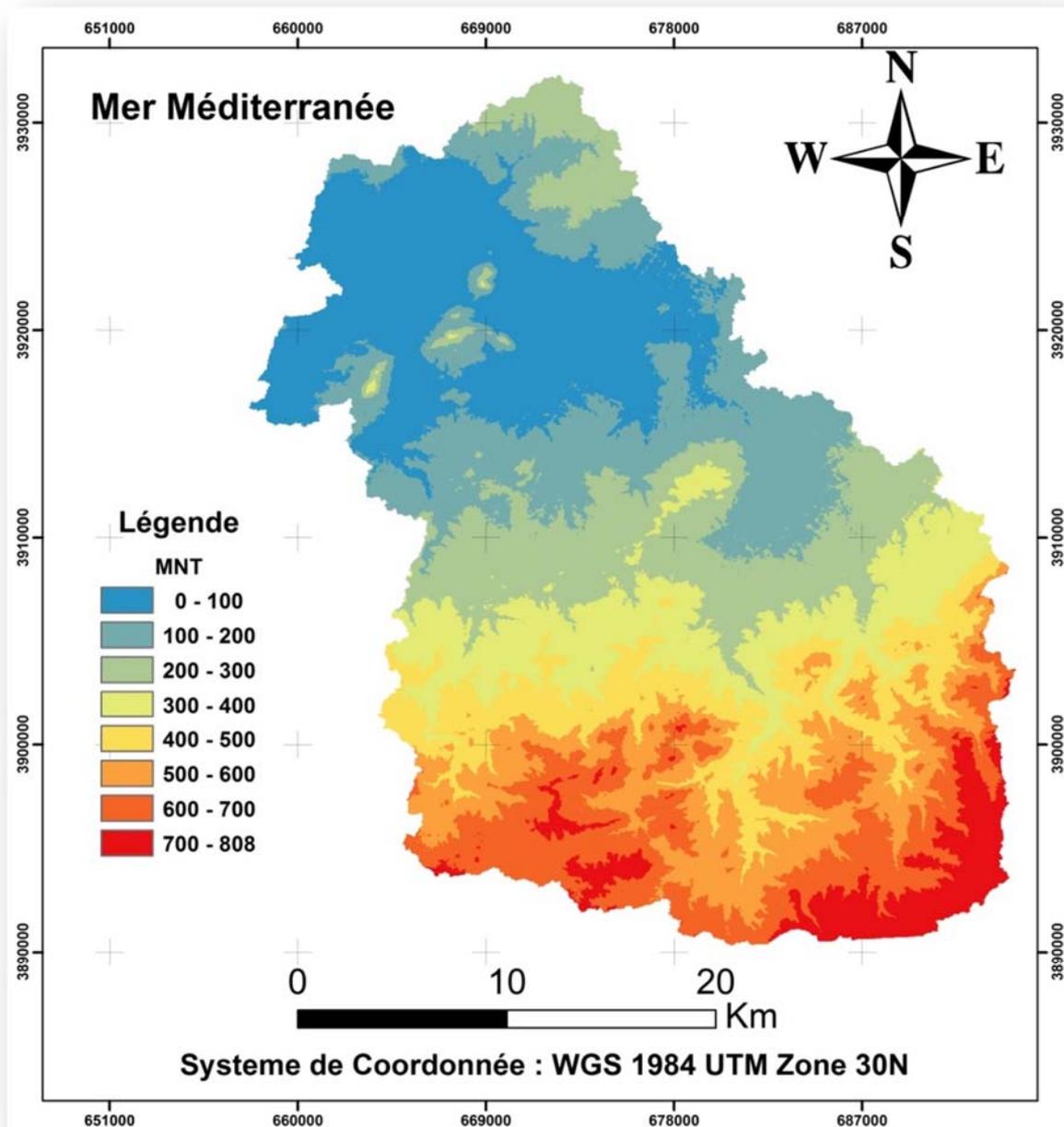


Figure 3.3 : Carte MNT du bassin versant de l'Oued El Maleh

La pente moyenne du bassin versant est donnée par (Roche 1963) comme étant la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires pour lesquelles on peut considérer que la

ligne de plus grande pente est constante. Une valeur approchée de la pente moyenne est alors donnée par la relation suivante :

$$I_m = \frac{D \cdot L}{A} \quad (3.7)$$

Où :

I_m : Pente moyenne [m/km ou %];

L : Longueur totale de courbes de niveau [km];

D : Equidistance entre deux courbes de niveau [m];

A : Surface du bassin versant [km²].

$$I_m = \frac{40 \times 2311.38}{932.56}$$

$$I_m = 9,9 \%$$

3.6.2 L'indice de pente de Roche I_p

Cet indice se calcule à partir du rectangle équivalent. Il est égal à la somme des racines carrées des pentes moyennes de chacun des éléments pondérés par la surface intéressée, soit :

$$I_p = \frac{1}{L} \cdot \sum_{i=1}^n \left[X_i \cdot \sqrt{\frac{d}{X_i}} \right] \quad (3.8)$$

I_p : Indice de pente de Roche [%];

L : Longueur de rectangle équivalent [m];

X_i : Distance qui sépare deux courbes sur le rectangle (facteur de pondération), en [m];

d : Distance entre deux courbes de niveau successives (peut être variable) en [m];

d/X_i : Pente moyenne d'un élément [%].

$$I_p = 2,85 \%$$

3.6.3 Indice de pente globale I_g

L'indice global de pente est déterminé sur la courbe hypsométrique, on prend les points tels que la surface supérieure ou inférieure soit égale à 5% de A . On déduit les altitudes $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$ entre lesquelles s'inscrit 90% de l'aire du bassin et la dénivelée $D = H_{5\%} - H_{95\%}$

L'indice global est calculé par la formule suivante :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (3.9)$$

$$I_g = \frac{600-20}{86,27}$$

$$I_g = 6,7 \%$$

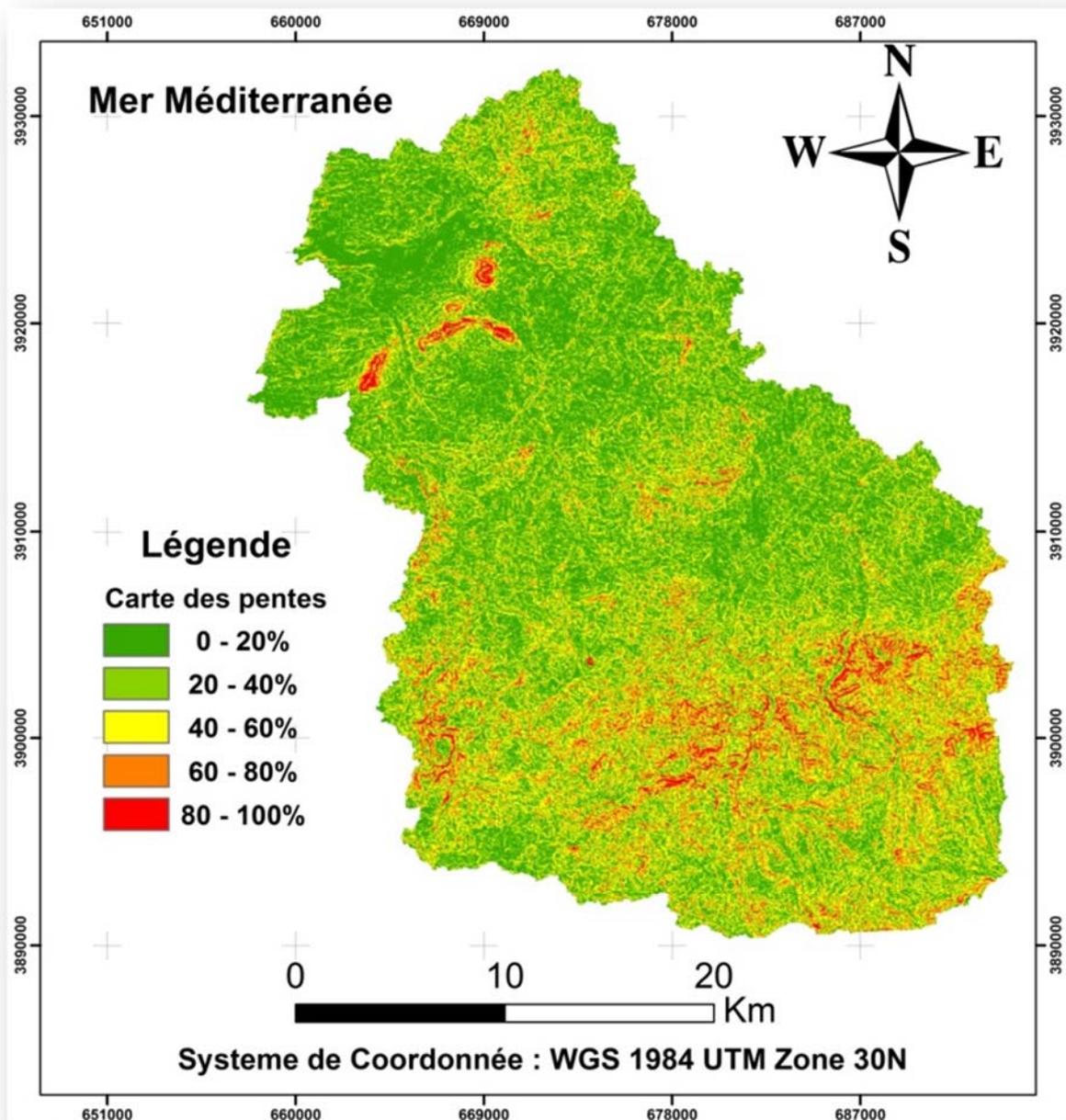


Figure 3.4 : Carte des pentes du bassin versant de l'Oued El Maleh

3.6.4 Dénivelée spécifique D_s

L'indice I_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il était donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes. La dénivelée spécifique D_s ne présente pas cet inconvénient, elle dérive de la pente globale I_g en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à \sqrt{A}

$$D_s = I_g \times \sqrt{A} \quad (3.10)$$

$$D_s = 78,2 \text{ m}$$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$) et de la forme du bassin (I/L). Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M., indépendante des surfaces des bassins. Le bassin versant de l'Oued El Maleh présente un relief modéré.

Tableau 3.4 : Deuxième classification d'après l'O.R.S.T.O.M

R1	Relief très faible	$D s < 10 \text{ m}$
R2	Relief faible	$10 \text{ m} < Ds < 25 \text{ m}$
R3	Relief assez faible	$25 \text{ m} < Ds < 50 \text{ m}$
R4	Relief modéré	$50 \text{ m} < Ds < 100 \text{ m}$
R5	Relief assez fort	$100 \text{ m} < Ds < 250 \text{ m}$
R6	Relief fort	$250 \text{ m} < s < 500 \text{ m}$
R7	Relief très fort	$500 \text{ m} < D s$

3.7 Caractéristiques du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est l'ensemble des chenaux qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du bassin versant. La définition d'un cours d'eau est difficile à donner avec précision, en particulier pour les cours d'eau temporaires. Selon le support cartographique utilisé, on étudie le réseau avec plus ou moins de détails : en photographie aérienne, on pourra déceler des thalwegs de très faibles extensions, par contre, on ne verra que les cours d'eau permanentes et importants sur une carte au 1/500000.

Afin de caractériser le réseau hydrographique, il est souvent utile de reporter son tracé en plan sur une carte à une échelle adéquate. L'utilisation de l'imagerie spatiale est utile à cette identification. Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour définir le réseau hydrographique.

3.7.1 Structure du réseau et ordre des cours d'eau (Hiérarchisation du réseau)

Pour chiffrer la ramification du réseau, chaque cours d'eau reçoit un numéro fonction de son importance. Cette numérotation, appelée ordre du cours d'eau, diffère selon les auteurs. Parmi toutes ces classifications, nous adopterons celle de STRAHLER :

- tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1,
- au confluent de deux cours d'eau de même ordre n , le cours d'eau résultant est d'ordre $n + 1$,
- un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre, ce qui se résume par :
 $n + n = n + 1$ et $n + m = \max (n.m)$

A l'aide du logiciel ArcGis, le réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued El Maleh est d'ordre 5.

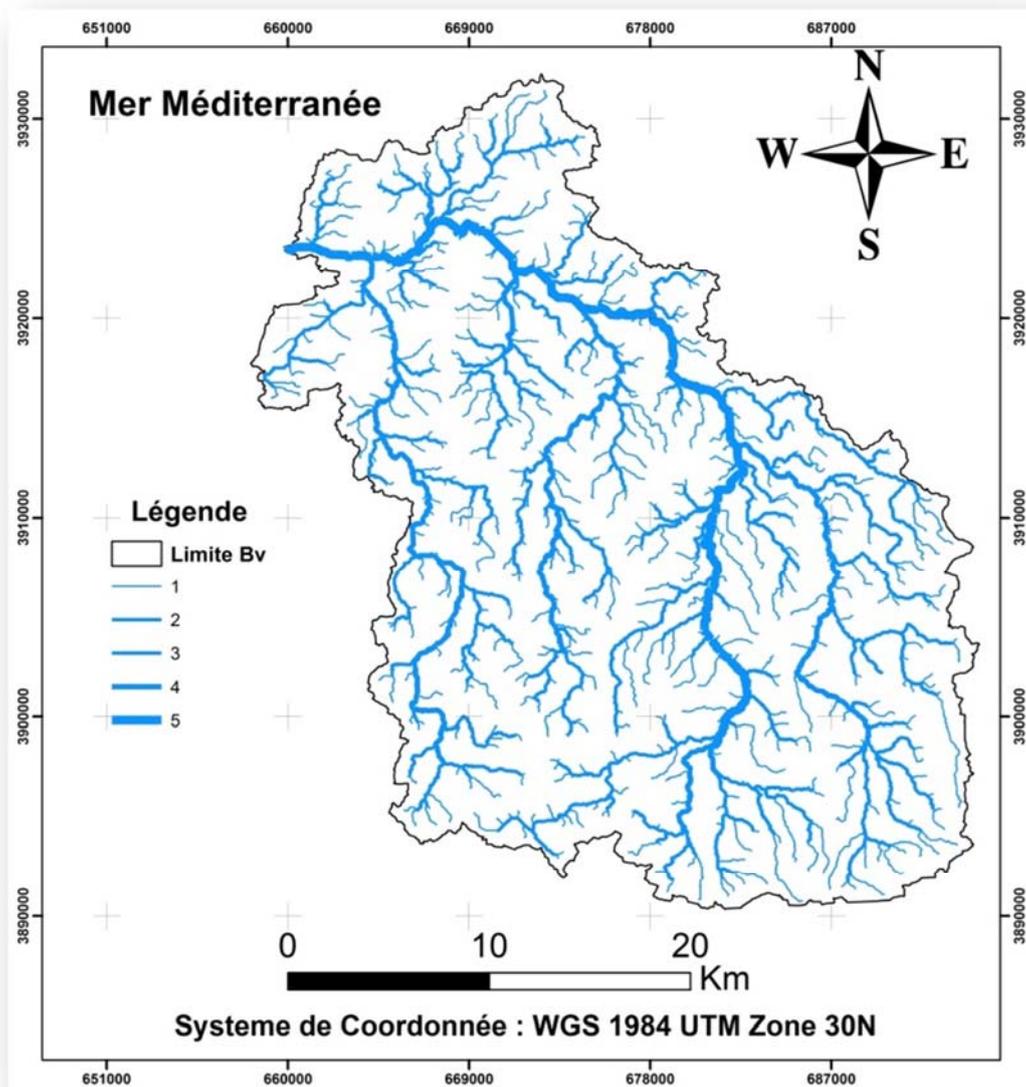


Figure 3.5 : Classification du réseau hydrographique selon STRAHLER (1957)

3.7.2 La pente moyenne brute du cours d'eau principal

La pente moyenne d'un cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration. Cette variable influence donc le débit maximal observé. Une pente abrupte favorise et accélère l'écoulement superficiel, tandis qu'une pente douce ou nulle donne à l'eau le temps de s'infiltrer, entièrement ou en partie, dans le sol. Le calcul des pentes moyennes et partielles du cours d'eau s'effectue à partir du profil longitudinal du cours d'eau principal et de ses affluents. La méthode la plus fréquemment utilisée pour calculer la pente longitudinale du cours d'eau consiste à diviser la différence d'altitude entre les points extrêmes du profil par la longueur totale du cours d'eau.

$$P_{\text{moy}} = \Delta H_{\text{max}} / L \quad (3.11)$$

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

ΔH_{max} : Dénivellation maximale de la rivière [m] (différence d'altitude entre le point le plus éloigné et l'émissaire);

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

$$P_{moy} = 11,99 \text{ m/km}$$

3.7.3 La longueur du cours d'eau principal

Un bassin versant se caractérise principalement par la longueur suivante :

La longueur du cours d'eau principal (L) est la distance curviligne depuis l'exutoire jusqu'à la ligne de partage des eaux, en suivant toujours le segment d'ordre le plus élevé lorsqu'il y a un embranchement et par extension du dernier jusqu'à la limite topographique du bassin versant. Si les deux segments à l'embranchement sont de même ordre, on suit celui qui draine la plus grande surface.

$$L = 67,19 \text{ km}$$

3.7.4 La densité de drainage

La densité de drainage (Dd), introduite par Horton, est calculée comme étant la longueur totale des cours d'eau dans un bassin de drainage par unité de surface ((Horton 1945; Strahler 1952, 1958)

$$Dd = \frac{\sum Li}{A} \quad (3.12)$$

Avec :

Dd : Densité de drainage [km/km²];

Li : Longueur des cours d'eau [km];

A : Surface du bassin versant [km²].

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

Dd est une mesure de la dissection topographique et du potentiel d'écoulement du bassin versant. Une valeur Dd élevée indique un ruissellement élevé, une réponse rapide du flux et, par conséquent, un faible taux d'infiltration. Considérant que la faible densité de drainage implique un faible ruissellement et une forte infiltration (Prasad et al. 2008).

La densité de drainage dans le bassin versant de l'Oued El Maleh est égale à 1.18 km/km², ceci traduit que le bassin présente dans son ensemble une formation géologique perméable, dont l'écoulement est plutôt limité et centralisé ainsi que l'infiltration est augmentée.

Tableau 3.5 : Calcul de la densité Drainage

Ordre	Longueur d'ordre Ni	Densité de Drainage Dd
1	550,56	0,59
2	266,24	0,29
3	128,27	0,14
4	98,80	0,11
5	54,17	0,06
Total	1098,04	1,18

3.7.5 La densité hydrographique

La densité hydrographique représente le nombre des cours d'eau par unité de surface.

$$F = \frac{\sum Ni}{A} \quad (3.13)$$

Où :

F : Densité hydrographique [km²] ;

Ni : Nombre des cours d'eau;

A : Superficie du bassin [km²].

Tableau 3.6 : Calcul de la densité hydrographique

Ordre	Nombre d'ordre Ni	Densité hydrographique F
1	550,56	1,11
2	266,24	0,47
3	128,27	0,23
4	98,80	0,24
5	54,17	0,17
Total	1098,04	2,22

Une faible densité de drainage et hydrographique, donc le bassin d'étude présente une région à substratum perméable, à couvert végétal important et à relief peu accidenté.

3.7.6 Constante de stabilité du cours d'eau

Selon Schumm, la valeur inverse de la densité de drainage est une constante de stabilité du cours d'eau

$$Cs = \frac{1}{Dd} \quad (3.14)$$

$$Cs = 0,85 \text{ Km}^{-1}$$

3.7.7 Rapport de confluence

Sur la base de la classification des cours d'eau, (Horton 1932; Schumm 1956) ont établi cette loi :

$$R_C = \frac{N_i}{N_i + 1} \quad (3.15)$$

Avec :

R_C : Rapport de confluence des cours d'eau;

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

L_{i+1} : Longueur des cours d'eau d'ordre suivant.

Tableau 3.7 : Calcul des rapports de confluence

Ordre	Ordre N_i	R_C
1	1034	-
2	440	2,35
3	216	2,04
4	226	0,96
5	156	1,45
Total	2072	6,79

Le rapport de confluence est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. Il varie suivant l'ordre considéré. C'est un élément important à considérer pour établir la différence d'une région à une autre. Selon (Strahler 1964), le R_C varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence.

3.7.8 Rapport des longueurs

Sur la base de la classification des cours d'eau, (Horton 1932; Schumm 1956) ont établi cette loi :

$$R_L = \frac{L_i}{L_i + 1} \quad (3.16)$$

R_L : Rapport des longueurs des cours d'eau ;

I : Ordre d'un cours d'eau u varie entre 1 et n ;

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

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

Tableau 3.8 : Calcul des rapports de la longueur

Ordre	Longueur Li	R _L
1	550,56	-
2	266,24	2,07
3	128,27	2,08
4	98,8	1,30
5	54,17	1,82
Total	1098,04	7,27

3.7.9 La fréquence des cours d'eau

La fréquence des cours d'eau (Fr) est définie comme étant le rapport entre le nombre total des cours d'eau (N_c) de tous les ordres d'un bassin versant dans la zone de bassin versant (Horton 1945).

Il est exprimé par l'équation suivante: Elle représente le rapport du nombre des cours d'eau d'ordre 1 à la surface du bassin versant d'étude.

$$Fr = \frac{N_c}{S} \quad (3.17)$$

$$Fr = \frac{1098,04}{932,56}$$

$$Fr = 1,18 \text{ Km}^{-1}$$

D'après cette valeur on remarque que le bassin versant présente une fréquence des cours d'eau plus au moins faible, ce qui traduit que le réseau hydrographique présente une hiérarchisation moyenne.

3.7.10 Le coefficient de torrentialité

C'est le rapport entre la fréquence des cours d'eau d'ordre 1 avec la densité de drainage

$$C_t = D_d \times F \quad (3.18)$$

$$C_t = 1,43 \text{ Km/km}^4$$

Cette valeur traduit que le bassin ne représente pas des caractéristiques morphométriques adaptées à l'écoulement, ainsi qu'il est constitué par des formations perméables dont le taux de l'infiltration est importante.

3.7.11 Temps de concentration

Le temps de concentration est défini comme étant la durée que met une goutte d'eau tombée à un point élevé du bassin versant, pour atteindre l'exutoire, il est exprimé par la formule suivante :

Formule de Giandotti

$$T_c = \frac{4 \sqrt{A} + 1,5 L}{0,8 \sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \quad (3.19)$$

A : Superficie du bassin [km^2];

L : Longueur du thalweg principal [km];

H_{moy} : Altitude moyenne [m];

H_{min} : Altitude minimale [m];

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

La détermination du temps de concentration nous permettra de mieux connaître la réponse hydrologique du bassin; le temps de concentration des eaux est non seulement fonction de la surface, mais aussi d'autres paramètres tels que la lithologie, la pluviométrie et le relief. D'après les résultats obtenus, le bassin versant de l'Oued El Maleh présente un temps de concentration de l'ordre 16,59 h.

3.7.12 Vitesse d'écoulement de l'eau

Elle est donnée par l'expression suivante

$$V_e = \frac{L}{T_c} \quad (3.20)$$

V_e : Vitesse d'écoulement de l'eau [m /s];

L : longueur de talwegs principal [m];

T_c : temps de concentration en [s].

$$V_e = 1,88 \text{ m/s.}$$

Tableau 3.9 : Caractéristiques morphométriques du bassin versant de l'Oued El Maleh

Caractéristiques morphométriques et hydrographiques	Symboles	Unités	Résultats
La surface	S	km ²	932,56
Le périmètre	P	km	194,8
L'indice de compacité de Gravelius	Kc	-	1,78
L'altitude maximale	H _{max}	m	808
L'altitude minimale	H _{min}	m	0
l'altitude à 95%	H _{95%}	m	28
l'altitude à 50%	H _{50%}	m	244,13
l'altitude à 5%	H _{5%}	m	600
L'altitude moyenne	H _{moy}	m	283,11
La dénivelée simple	D	m	727,2
La dénivelée spécifique	Ds	m	204,2
La longueur du rectangle équivalent	L _{rec}	km	86,27
La largeur du rectangle équivalent	l _{rec}	km	10,81
La pente moyenne du bassin versant	I _{bv}	%	152,7
La longueur du cours d'eau principal	L	km	67,4
La pente moyenne du cours d'eau principal	I _{cp}	%	11,99
Le temps de concentration	Tc	heures	16,59
L'indice de pente global	Ig	%	0,67
L'indice de pente de Roche	Ip	%	2,85
La densité de drainage	Dd	km/km ²	1,21
La densité hydrographique	F	km/km ²	2,27
Le rapport de confluence des cours d'eau	R _c	-	6,79
Le rapport des longueurs des cours d'eau	R _L	-	7,26
Le coefficient de torrentialité	C _t	km/km ⁴	1,43
La vitesse de l'écoulement de l'eau	Ve	km/min	1,88
La fréquence des cours d'eau	Fr	km ⁻¹	1,18
La constante de stabilité du cours d'eau	Cs	km ⁻¹	0,85

3.8 Conclusion

Nous avons été amenés à extraire le bassin versant en question, et à déduire ses caractéristiques géomorphologiques et hydrométriques, à partir d'un modèle numérique de terrain. L'évaluation de ces paramètres qui interviennent dans le comportement hydrologique du bassin versant de l'Oued El Maleh nous a permis d'obtenir les résultats suivants :

Chapitre 3 : Evaluation des caractéristiques morphométriques

Le bassin versant de l'Oued El Maleh présente une forme allongée, un bassin en état de maturité, un relief faible, le réseau hydrographique présente une hiérarchisation moyenne, une formation dans son ensemble perméable ainsi qu'un temps de concentration de ruissellement faible.

Ces caractéristiques favorisent ainsi aux eaux superficielles le temps de s'infiltrer.

Les faibles densités de drainage et hydrographique, montrent que le bassin d'étude présente une région à substratum perméable, à couvert végétal important et à relief peu accidenté.

Chapitre 4

Inventaire et traitement des données pluviométriques

4.1 Introduction

L'analyse des données disponibles est en général le premier pas à franchir dans l'étude d'un phénomène hydrométéorologique (précipitations, températures, débit...).

Les données hydrologiques constituent, la plupart du temps, le seul outil dont dispose l'hydrologue pour étudier et comprendre le comportement d'un phénomène hydrométéorologique, ou prendre des décisions relatives à un projet particulier concernant ce domaine.

Il est donc de première importance de connaître à fond les techniques nécessaires à l'analyse et à la critique des données afin de tirer le maximum d'informations d'analyser, d'évaluer la qualité des conclusions qu'on en tire et de quantifier le risque que comporte une génération à partir des données partielles. Il s'agit de combler les lacunes des données manquantes, de détecter et de relever les valeurs aberrantes (singulières ou douteuses).

4.2 Inventaire des données disponibles

Le bassin versant de l'Oued El Maleh possède un réseau pluviométrique relativement dense, que ce soit à l'intérieur du bassin versant ou à proximité, soit 14 stations pluviométriques.

La plupart des stations du bassin versant ont des périodes d'observation différente, qui ont aussi subi des modifications. Ceci se traduit par des résultats entachés d'erreurs, nombre important de lacunes à l'échelle journalière surtout, mensuelle, et annuelle.

Les données pluviométriques utilisées dans cette étude proviennent de la base de données de l'Agence National des Ressources Hydrauliques (ANRH). Elles concernent 14 stations représentatives de différents régimes pluviométriques et sont situées à l'intérieur et à proximité du bassin versant. Ces données sont de qualité et de durées variables, et sont au pas de temps annuel, mensuel et journalier.

La quantité d'information retenue varie beaucoup d'un poste pluviométrique à un autre. Ce dernier présente des tailles différentes avec certainement l'existence des lacunes.

Les caractéristiques synoptiques des stations pluviométriques sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 4.1 : Présentation des stations pluviométriques disponibles

N°	Noms stations	Code	Période d'observation
1	Ain temouchent ERA	40205	1965-2011
2	Ain temouchent Mn	40206	1942-1980 2003-2009
3	Chaabet El Ham	40208	1941-1962 1965- 2011
4	El Malah Mitidj	40210	1975-1998 2007-2011
5	El Maleh	40211	1942-1962 1968-1971 1999 2011
6	Hammam Bou Hadjar	40415	1914-1949 1965- 2011
7	Oued Berkeche	40203	1943-1962 1965-2011
8	Aghlal	40202	1940-1961 1965-2011
9	Aoubellil	40201	1951-1961 1965-2011
10	Sidi Ben adda	40213	1921-1945 1961-1963 1966-1980
11	Hassi El Ghala	40414	1954-1961 1967-2008

12	Ile Chergoun	40215	1906-1943 1965-1981
13	Beni Saf	40214	1913-1945 1949-1960
14	Oued Besbes	40411	1972-1998 2003-2012

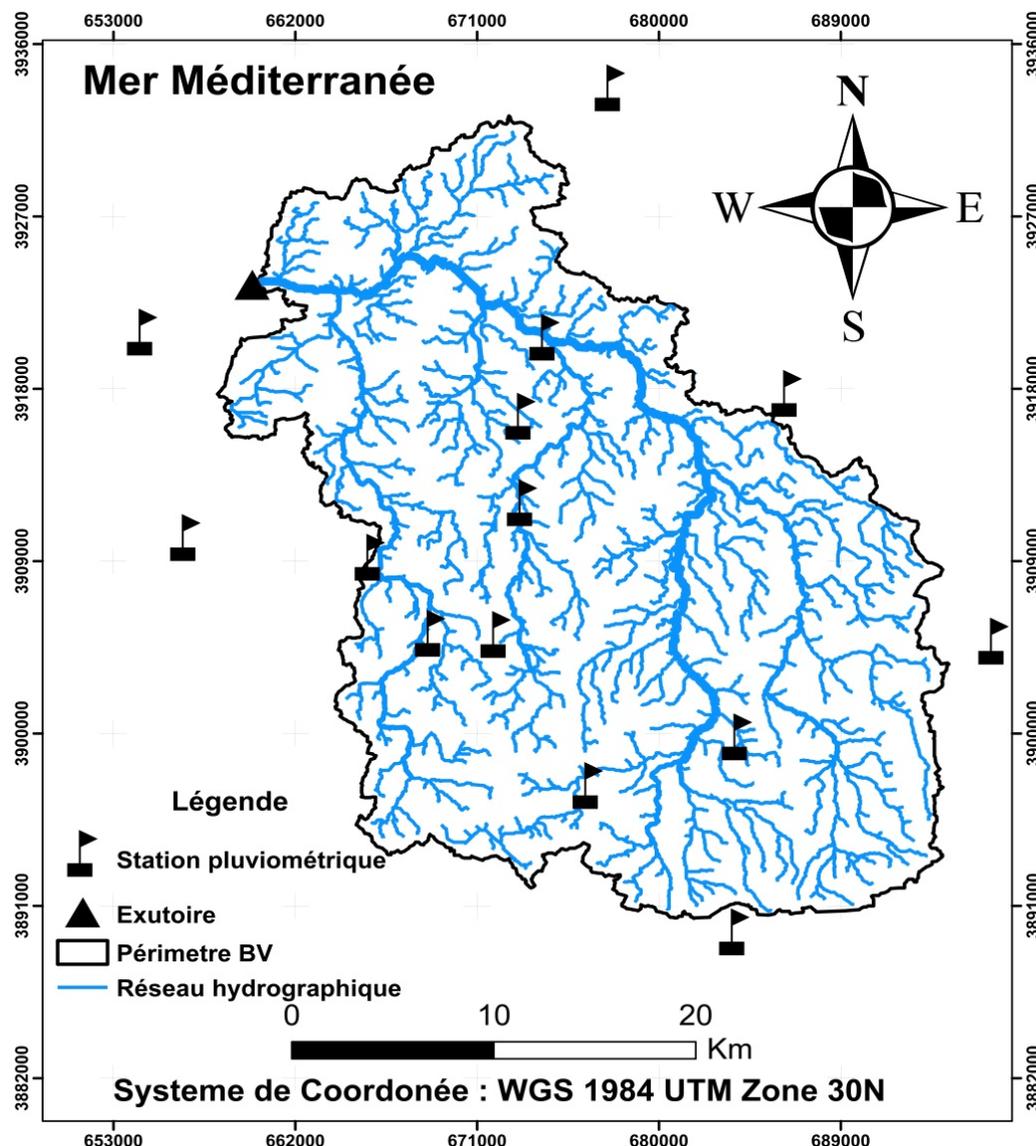


Figure 4.1 : Equipements pluviométriques du bassin versant de l'Oued El Maleh

4.3 Critères de sélection des stations

Lors d'une telle étude, les séries pluviométriques peuvent ne pas être du même degré de fiabilité, pour cela il est préconisé d'établir certaines règles et critères pour pouvoir trancher entre les séries à garder et celles à éliminer.

Trois critères majeurs s'imposent lors de cette sélection préliminaire des données recueillies :

- La taille de l'échantillon;
- La qualité des données (faiblesse des lacunes dans les séries observées).

4.4 Stations retenues après sélection préliminaire

Sur la base de ces critères, et sur la base de notre besoin de ces données pour les utiliser dans les autres chapitres, toutes les stations pluviométriques ont été retenues pour cette étude malgré la discontinuité des années d'observation et les lacunes qu'elles contiennent.

4.5 Critiques des données

Les données pluviométriques proviennent d'une mesure qui a été recueillie soit par une lecture directe des paramètres (à partir d'un pluviomètre), soit par un dépouillement d'enregistrement (à partir de pluviogrammes).

Toutes ces mesures peuvent comporter deux types d'erreurs; les erreurs systématiques et les erreurs accidentelles.

Les erreurs systématiques peuvent être dues à un mauvais réglage de l'instrumentation de mesure, à une procédure de mesure incorrecte, ou à l'installation inadéquate d'appareillages de mesure, donc à des causes produisant des effets constants ou légèrement variables dans le temps.

Les erreurs accidentelles surviennent inopinément, et ne peuvent être prévues ni évitées, Elles peuvent être dues à une erreur de manipulation ou à une défectuosité imprévue de l'instrumentation, donc à des causes soudaines qui introduisent des déviations sensibles au sein de la série de données.

En effet, ces erreurs de manipulation peuvent altérer les séries, et si certaines précautions ne sont pas prises durant cette phase de transcription de données, celles-ci peuvent devenir inutilisables à cause du cumul d'irrégularités. Afin de garantir la qualité des données, on doit détecter et corriger les erreurs, compléter les données manquantes dans les séries d'observations, et vérifier la permanence des données dans le temps.

4.6 Comblement des lacunes

Dans la pratique courante, de nombreuses causes concourent pour entraîner l'absence de certaines informations : absences de mesure, défaut de transmission, erreur de stockage, manipulation erronée, etc. Cela fait que dans les fichiers disponibles certaines données sont manquantes.

L'estimation des valeurs manquantes est une étape nécessaire avant d'aborder tout calcul. En effet, la présence de plusieurs valeurs manquantes dans les séries des pluies constitue un handicap majeur pour calculer les valeurs des pluies mensuelles, et annuelles, et par la suite un handicap majeur dans l'homogénéisation des séries de pluies.

Il arrive fréquemment que l'on soit amené à reconstituer des données manquantes. Divers techniques appropriées peuvent être utilisées : la plupart sont fondées sur l'hypothèse d'une corrélation spatiale.

Nous nous proposons de reconstituer les données manquantes. Pour cela, nous avons utilisé deux méthodes, le calcul de la moyenne mensuelle interannuelle, et la régression Linéaire.

4.6.1 Calcul de la moyenne mensuelle interannuelle

Les données mensuelles se présentent sous forme d'une matrice à n lignes représentant les années et p colonnes représentant les mois, malheureusement cette matrice peut contenir des vides correspondant aux lacunes d'observations.

Lorsqu'un fichier d'observations comporte peu de valeurs manquantes, le comblement

de ces lacunes par la méthode de la moyenne mensuelle interannuelle est approprié.

$[X]=$	$X(1,1)$	<i>Inconnu</i>	...	$X(1,j)$...	$X(1,p)$
	$X(2,1)$	$X(2,2)$...	$X(2,j)$...	<i>Inconnu</i>

	<i>Inconnu</i>	<i>Inconnu</i>
	$X(i,1)$	$X(i,2)$...	$X(i,j)$...	$X(i,p)$
	...	<i>Inconnu</i>	...	<i>Inconnu</i>
	$X(n,1)$	$X(n,2)$...	$X(n,j)$...	$X(n,p)$

Le nombre d'observations et de $(n \times p)$, le comblement des valeurs manquantes se fait en remplaçant la valeur manquante par la moyenne mensuelle interannuelle, telle que :

Avec :

$$M_j = 1/q_j \sum_{i=1}^p X(i,j) \quad (4.1)$$

$$q_j = n - (\text{nombre d'inconnues de la colonne } j) \quad (4.2)$$

Dans notre cas, les valeurs mensuelles inconnues sont presque inférieurs à 15%. De ce fait, on s'est basé sur cette méthode et combler toutes les valeurs manquantes de toutes les stations par la valeur moyenne mensuelle de chaque mois.

4.6.2 Méthodes de la régression linéaire simple

Toutes les séries pluviométriques des différentes stations du bassin versant présentent des lacunes à l'échelle mensuelle et automatiquement annuelle, Pour combler ces lacunes de ces stations ayant des séries de pluies discontinues, nous avons procédé à la méthode de régression linéaire.

Soient X et Y deux échantillons, avec n observations x_1, x_2, \dots, x_n , et y_1, y_2, \dots, y_n , correspondant à deux mesures simultanées de précipitations sur deux stations différentes.

Si ces deux stations sont assez proches, on peut espérer que les observations soient similaires, et la connaissance d'une des variables permet alors, dans une certaine mesure, la prédiction quantitative ou qualitative de l'autre. Théoriquement, on appelle le modèle de régression linéaire sur les données expérimentales, la méthode des moindres carrés reprenant sur l'échantillon la propriété que $E(y / x) = \alpha + b \cdot x$ est la meilleure approximation de y par x en moyenne quadratique. On cherche donc à ajuster au nuage de points $(x_i ; y_i)$ une droite d'équation $Y = a \cdot x + b$.

Avec :

Y : valeur estimée de la série à homogénéiser;

a : pente de la droite (coefficient angulaire de la droite de régression linéaire);

b : coordonnée à l'origine (constante);

Chapitre 4 : Inventaire et traitement des données pluviométriques

X : valeur connue de la série homogène.

Il reste donc à établir l'équation de régression liant la station à homogénéiser à la station de base; On utilisera alors la relation ci-dessus

Le coefficient de corrélation peut être un indice utile de fiabilité pour une telle extrapolation de données. Il est donné par :

$$r_{xy} = \frac{S_{xy}}{S_x S_y} \quad (4.3)$$

- $R^2 = 1$: dépendance fonctionnelle direct;
- $0.8 < R^2 < 1$: très bonne corrélation directe;
- $0.6 < R^2 < 0.8$: bonne corrélation directe;
- $0.5 < R^2 < 0.6$: corrélation directe insuffisante;
- $0.6 < R^2 < 0.5$: mauvaise corrélation directe;
- $R^2 = 0$: aucune corrélation;
- $-0.5 < R^2 < 0$: mauvaise corrélation réciproque;
- $0.6 < R^2 < -0.5$: corrélation réciproque insuffisante;
- $-0.8 < R^2 < -0.6$: bonne corrélation réciproque;
- $-1 < R^2 < -0.8$: dépendance fonctionnelle réciproque.

4.7 Contrôle de la qualité des données

Le contrôle de la qualité a pour but d'identifier et d'ajuster les valeurs climatiques mensuelles et annuelles incorrectes qui peuvent nuire au calcul d'indices climatiques. Ces erreurs peuvent survenir lors de la saisie des données ou durant les conversions d'unités.

Les séries des précipitations du bassin versant de l'Oued El Maleh ont été obtenues auprès d'ANRH d'Alger. Elles sont incomplètes et non contrôlées, des lacunes ont été détectées.

Le but recherché, est la préparation des échantillons de pluies moyennes mensuelle, annuelle et inter annuelles sans lacunes et complètes pour le bassin versant de l'Oued El Maleh, afin de les analysées et dégagé les tendances avec des caractéristiques climatiques de la région.

4.8 Comblement et extension des lacunes des pluies par la méthode de régression linéaire

Avec : S_{xy} est la covariance de x et y. Le jugement de la corrélation en hydrologie est exprimé comme suit

Tableau 4.2 : Comblement des lacunes de différentes stations pluviométriques

Les stations	Equation de régression	Coefficient de corrélation	Observations
Ain Temouchent ERA - Aoubelil	$y = 1.1773x - 94.638$	$R^2 = 0.7759$	Très bonne corrélation directe
Aoubelil – Ain Temouchent	$y = 0.6948x + 141.55$		Très bonne corrélation directe

Chapitre 4 : Inventaire et traitement des données pluviométriques

ERA		$R^2 = 0.818$	
Ain Temouchent ERA - Oued Berkeche	$y = 0.9238x + 4.4838$	$R^2 = 0.784$	Très bonne corrélation directe
Oued Berkeche – Ain Temouchent ERA	$y = 0.8779x + 75.14$	$R^2 = 0.7978$	Très bonne corrélation directe
Aoubelil - Oued Berkeche	$y = 0.6072x + 143.7$	$R^2 = 0.628$	Bonne corrélation directe
Oued Berkeche - Aoubelil	$y = 1.035x - 0.445$	$R^2 = 0.628$	Bonne corrélation directe
Ain Temouchent ERA - Aghlal	$y = 1.1784 x - 70.997$	$R^2 = 0.634$	Bonne corrélation directe
El Maleh – Hammam Bou Hadjaar	$y = 1.0662x - 9.6739$	$R^2 = 0.693$	Bonne corrélation directe
Oued Berkeche – Aghlal	$y = 0.5755x + 144.84$	$R^2 = 0.645$	Bonne corrélation directe
Aoubelil – Chaabat EL Ham	$y = 0.691x + 126.01$	$R^2 = 0.629$	Bonne corrélation directe

4.9 Les variations spatiales et temporelles des pluies

4.9.1 Évaluation de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin

Comme dans toute étude pluviométrique, nous sommes référés différentes périodes d'observation selon la taille des stations dans le bassin versant de l'Oued El Maleh.

Plusieurs méthodes sont proposées pour le calcul de la pluie moyenne annuelle et interannuelle précipitée sur le bassin versant, dans notre étude, on a choisi d'utiliser :

Chapitre 4 : Inventaire et traitement des données pluviométriques

4.9.1.1 Méthode de la moyenne arithmétique

Il s'agit d'une simple moyenne arithmétique des précipitations moyennes annuelles des stations pluviométriques relevées au même temps, aux différentes stations du bassin ou dans son voisinage pour une période déterminée.

Elle est déterminée par la relation :

$$P_m = \bar{p} = \frac{\sum_{i=1}^n p_i}{n} \quad (4.4)$$

P_m : pluie moyenne annuelle ou interannuelle (mm);

P_i : pluie moyenne annuelle ou interannuelle de chaque station (mm);

n : nombre de station d'observation ; $n = 14$.

Tableau 4.3 : La pluie moyenne annuelle par la méthode de la moyenne arithmétique

Stations	Pm (mm)
Ain Temouchent ERA	435,2
Ain Temouchent MN	484,4
Chaabat El Ham	411,5
El Malah Mitidj	288,8
El Maleh	360,2
Hammam Bou Hadjar	429,7
Oued Berkeche	401,1
Aghlal	455,8
Aoubellil	401,1
Sidi Ben adda	407,6
Oued Besbes	324,94
Hassi El Ghala	355,13
Ile Chargoune	295,15
Beni Saf	401,43
La moyenne arithmétique	389,43

La méthode de la moyenne arithmétique a donné une pluie moyenne interannuelle dans le bassin versant de l'Oued El Maleh est : $P_m = 389.43$

4.9.1.2 Méthode de Theissen

La méthode de Theissen est la plus couramment utilisée, puisque son application est aisée et qu'elle donne en général des bons résultats. Elle convient notamment quand le réseau pluviométrique n'est pas homogène spatialement (pluviomètres distribués irrégulièrement).

Cette méthode consiste à tracer les médiatrices des triangles formés par les différents pluviographes ou pluviomètres. Les surfaces d'influence de ces derniers sont mesurées à l'aide du planimètre (en utilisant le logiciel ArcGis 10.3). Pour notre bassin, la pluviométrie moyenne est donnée par :

Chapitre 4 : Inventaire et traitement des données pluviométriques

$$P_m = \bar{P} = \sum_{i=1}^n \frac{P_i * S_i}{S} \quad (4.5)$$

P_m : pluie moyenne annuelle ou interannuelle du bassin [mm];

P_i : pluie moyenne annuelle de la station [mm];

S_i : surface élémentaire d'égale précipitation [km²];

S : surface globale du bassin [Km²].

Tableau 4.4 : La pluie moyenne annuelle par la méthode de Theisson

Stations	Précipitation P_i (mm)	Surface propre à chaque station S_i (km ²)	$P_i * S_i$
Oued Berkeche	395,48	149,19	59003,25
Hassi El Ghala	355,13	18,70	6639,30
Ile Chargoune	295,15	0,01	2,09
Sidi Ben adda	497,36	64,48	32070,73
El Maleh	384,51	73,71	28342,49
Chaabat El Ham	411,67	74,89	30831,53
Ain Temouchent MN	476,98	59,71	28478,30
Ain Temouchent ERA	416,04	58,00	24130,08
Oued Besbes	324,94	50,35	16360,78
Aoubellil	398,87	51,68	20615,51
Aghlal	436,69	96,76	42252,55
Hammam Bouhajdar	391,15	70,05	27398,76
Beni Saf	401,43	29,4	11802,042
El Maleh Mitidij	257,27	143,42	36898,23

$$P_m = 391.44 \text{ mm}$$

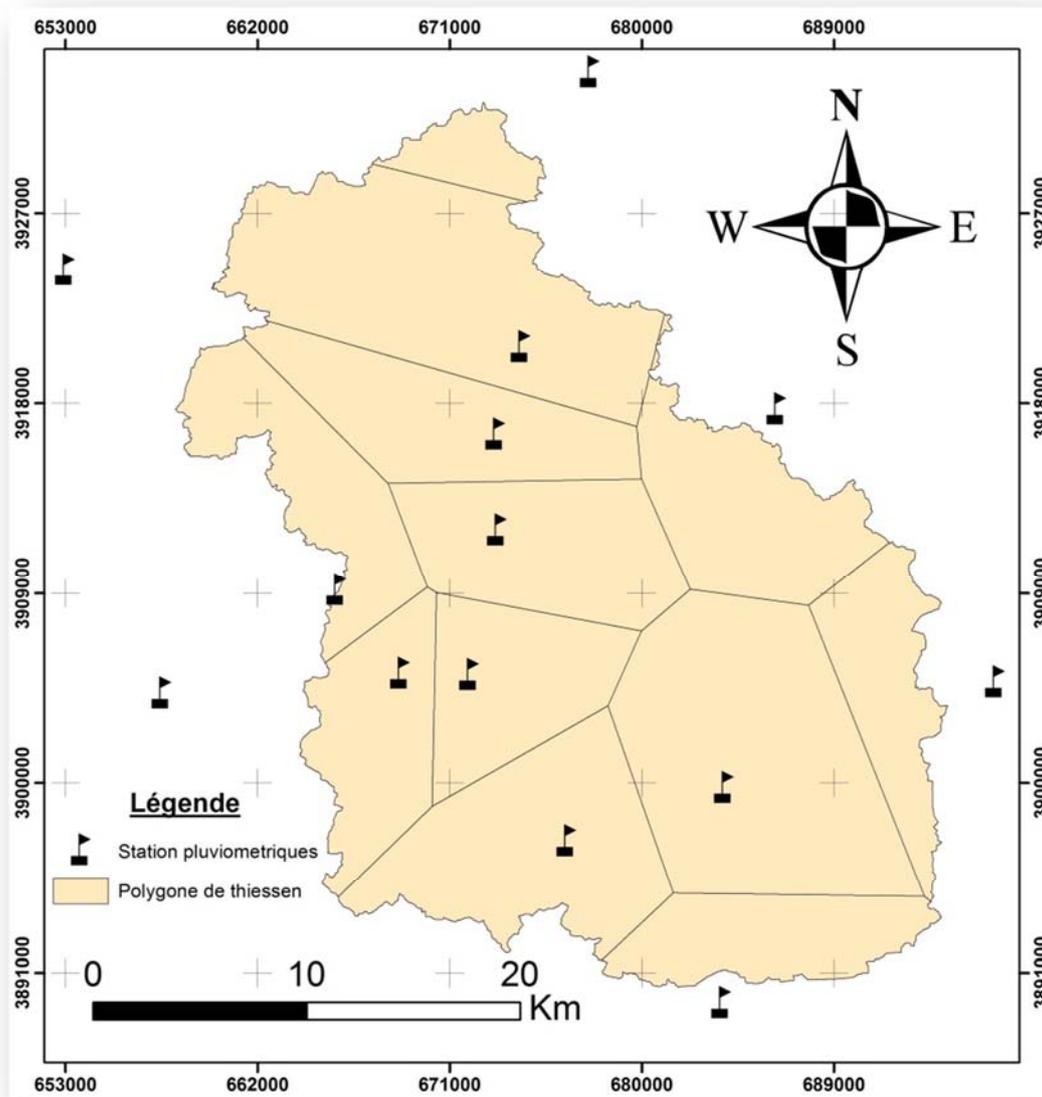


Figure 4.2 : Polygone de Thiessen dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

4.10 Répartition pluviométrique interannuelle

Pour mieux saisir et préciser la variation pluviométrique annuelle, on s'est basé sur le coefficient de variation; ce paramètre est très efficace pour mesurer le degré de dispersion relative des valeurs particulières autour de la moyenne globale.

Afin de caractériser la pluviosité propre pour chaque année, il convient de tenir compte de "l'écart type" correspondant à l'excédent, ou au déficit des précipitations de l'année considérée rapportée à la moyenne, nous avons relevé toutes les années pluviométriques extrêmes humides et sèches voir la

Tableau 4.5 : Les coefficients de variation des stations pluviométrique

Stations	P _m	Ecart type	Cv
Ain Témouchent MN	484,37	92,37	0,19
Ain Témouchent ERA	435,22	104,18	0,24
Chaabat El HAm	411,51	138,02	0,34
El Maleh Mitidj	288,77	91,52	0,32
El Maleh	360,23	110,1	0,31
Hammam Bouhadjar	429,71	141	0,33
Oued Berkeche	401,12	102,71	0,26
Aghlal	455,79	160,56	0,35
Aoubellil	401,06	125,24	0,31
Hassi El Ghala	355,12	131	0,36
Oued Besbes	324,9	104,26	0,32
Ile Chargoun	295,14	124,08	0,42
Sidi Ben Ada	497,35	152,34	0,31
Beni Saf	401,43	107,92	0,26

Le coefficient de variation est une mesure relative de la dispersion des données autour de la moyenne, il se calcule comme le ratio de l'écart-type rapporté à la moyenne, et s'exprime en pourcentage. Il permet de comparer le degré de variation d'un échantillon à un autre, même si les moyennes sont différentes.

Les valeurs du coefficient de variation annuelles des 14 stations du bassin varient entre 0,19 et 0,42 avec une distribution spatiale qui varie du sud au nord, donc en fonction du domaine climatique.

4.11 Coefficient pluviométrique

Afin de distinguer les années sèches des années humides, on définit le coefficient pluviométrique qui est exprimé par le rapport de la précipitation annuelle sur la précipitation moyenne annuelle. Ce coefficient est défini par :

$$C_p = P_i / P \quad (4.6)$$

D'où :

P_i : La précipitation annuelle (mm);

P : Précipitation moyenne annuelle (mm).

Pour les valeurs du coefficient pluviométrique supérieures ou égales à l'unité ($C_p \geq 1$), on considère que l'année est humide et les valeurs inférieures à l'unité ($C_p < 1$) correspondent aux années sèches. Ainsi, on déduit pour chaque station le nombre d'années humides et celui des années sèches.

On constate que le nombre d'années sèches est supérieur à celui des années humides au niveau des 08 qui sont : Ile Chargoune, Hammam Bouhadjar, Aghlal, Ain Temouchent ERA, Ain Temouchent MN, Chaabat El Ham, El Maleh, Sidi Ben adda. Par contre, la station d'Oued

Chapitre 4 : Inventaire et traitement des données pluviométriques

Berkeche comporte une prédominance d'années humides. Pour la station Oued Besbes, on remarque qu'il ya une égalité entre les années humides et les années sèches. Les valeurs du coefficient pluviométrique varient d'une station à l'autre et pour donner une meilleure interprétation, ces valeurs ont été représentées sur des graphiques en fonction des années d'observation.

Tableau 4.6 : Coefficient pluviométrique des stations disponibles

Stations	Année humide	Année sèche
Oued Berkeche	34	9
Hassi El Ghala	27	22
Ile Chargoune	11	25
Sidi Ben adda	18	33
El Maleh	16	23
Chaabat El Ham	25	32
Ain Temouchent MN	21	27
Ain Temouchent ERA	16	31
Oued Besbes	18	18
Aoubellil	30	20
Aghlal	31	35
Hammam Bouhajdar	31	46
El Maleh Mitidij	14	10

4.12 Conclusion

En examinant les résultats de la critique des données, nous pouvons conclure que les séries d'observations sont tous retenues et qui peuvent être considérées comme des séries acceptables malgré la variabilités de ses tailles.

Chapitre 5

Modélisation du transport solide a
différentes échelles temporelles

5.1 Introduction et état de l'art

La détermination du transport des sédiments en suspension, en particulier dans l'environnement des Oueds, est devenue une nécessité dans les cours d'eau. Les raisons de cet intérêt incluent l'évaluation du transport des sédiments en suspension vers les mers et les océans, l'estimation du taux d'érosion et de la perte de sol, la prévision de l'envasement des réservoirs et des barrages. Les taux d'érosion sont liés non seulement à la géologie, à l'occupation des sols et aux relations avec les facteurs biotiques (plantes et semences), mais aussi aux conditions climatiques (Giaccone et al. 2015). Le total des sédiments en suspension peut être exprimé en taux d'érosion, la répartition spatiale de l'érosion des sols est une référence importante pour la conception des installations hydrauliques et les stratégies de prévention de l'érosion grave pour la conservation des sols dans les bassins versants (Lin et al. 2014).

La dégradation des sols a été reconnue comme l'un des problèmes environnementaux les plus importants à travers le monde, principalement dans l'environnement Méditerranéen, où plusieurs zones sont touchées par une érosion accélérée, largement favorisée par les contextes géologique et climatique particulier et par les utilisations anthropiques des sols (Aucelli et al., 2004; 2012; 2014), plusieurs auteurs ont traité ce phénomène dans cette région (Serrat et al. 2001; Rovira et al. 2005; Rovira et Batalla 2006; Nadal-romero et al. 2008; García-Ruiz et al. 2008; 2013; Della seta et al. 2009; 2015; 2017; Del Monte et al. 2015; Del Monte, 2018; Girolamo et al. 2015; Gamvroudis et al. 2015; Girolamo et al. 2018; Brandolini et al. 2018).

La sédimentation dans les barrages d'Afrique du Nord est très élevée par rapport à ce qui est noté au niveau international (Hallouz et al. 2018). L'Algérie est l'une des régions du monde les plus touchées par l'érosion (Probst et Suchet, 1992). De nombreuses rivières de l'Algérie intérieure sont presque sèches pendant la majeure partie de l'année, mais sont périodiquement soumises à des inondations catastrophiques qui changent la morphologie des rivières, détruisent les ponts et causent de lourdes pertes en vies humaines, logements et infrastructures. De plus, les bassins versants situés le long de la côte Algérienne (environ 1299 km) se caractérisent par la prédominance des crues de forte amplitude, associées à une forte variabilité spatio-temporelle du transport de sédiments en suspension.

L'envasement des barrages Algériens a entraîné une perte importante du taux de stockage annuel de l'eau, variant entre 2% et 5%. Récemment, un inventaire des sédiments de 77 captages en Algérie a montré que le rendement en sédiments se situe entre 63 et 7273 10^3 kg/km²/an (Vanmaercke et al. 2014).

Les valeurs de l'érosion des sols en Algérie varient d'un bassin à l'autre. Le nord-ouest est le plus érodé, avec 47% de la superficie totale de l'Algérie, le taux d'envasement des barrages est d'environ 15% (Achite et Ouillon, 2007). L'érosion spécifique du sol varie de 111 à 3029 10^3 kg /km²/an (Tableau 5.1), voire plus. Il a atteint 7200 10^3 kg/km²/an comme enregistré dans Oued Agrioun (Probst et Suchet, 1992).

Les sédiments en suspension déposés sur le littoral Méditerranéen des côtes Algériennes sont estimés à 47 millions de tonnes (Probst et Suchet, 1992). Les fleuves Algériens transportent une grande quantité de sédiments qui reste un grave problème pour les régions semi-arides, en raison de la grande quantité de sédiments et de sa variabilité spatiale et temporelle. Le transport des

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

sédiments varie quantitativement et qualitativement d'une région à l'autre. Tous ces exemples montrent le défi majeur de ce phénomène, non seulement pour l'Algérie, mais également dans d'autres régions du monde. En Chine, environ 1,79 million de km² de terres souffrent de l'érosion des sols, ce qui correspond à 18,3% de la superficie totale de la Chine (Hui et al. 2010).

Les valeurs les plus élevées sont observées dans les montagnes bordant les marges du Pacifique dans le grand fleuve chinois, le fleuve Jaune (Bravard et Magny, 2002). Au Maroc, les valeurs de dégradation des sols se situent entre 100 et 4620 10 ykg/km²/an dans 38 bassins versants (Vanmaercke et al. 2014).

La première mesure du transport des sédiments a été réalisée dans le bassin versant d'Isser en 1946 (Medinger 1960; Demmak, 1982). Depuis les années 1970, plusieurs stations de jaugeage ont été installées dans les bassins versants Algériens. Le tableau 5.1 résume de nombreuses études ayant utilisé les données de ces stations de jaugeage pour modéliser et estimer l'érosion des sols dans divers bassins versants en Algérie à l'aide de l'approche de la courbe du transport des sédiments (sédiment rating curve). Cette dernière est représentée par une fonction de puissance liant le débit Q_L et le débit Q_S des sédiments sous la forme suivante: $Q_S = aQ_L^b$. C'est l'un des modèles les plus couramment utilisés pour estimer l'érosion des sols (Asselman, 2000; Serrat et al., 2001; Horowitz 2003; Rovira et al., 2005; Rovira et Batalla, 2006; Nadal-romero et al., 2008; Girolamo et al., 2015; Girolamo et al., 2018).

Le présent chapitre s'appuie sur l'étude du transport des sédiments en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Maleh (nord-ouest de l'Algérie). Nous quantifions et étudions la variabilité de ce phénomène dans le temps, principalement lors des crues, sur une période de 17 ans (1981 - 1998). Nous avons également testé la capacité de cette courbe et de la capacité des sédiments à représenter la variance des sédiments en suspension au cours de la même période d'étude.

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

Tableau 5.1: Ordre de grandeur de l'érosion hydrique dans les bassins versant Algériens

Auteurs	Bassin versant	Periode	S	P (mm)	C (g/l)	Ass (10 ³ kg/km/an)
Meddi. 1999	Oued Ebda	-	-	-	-	1875
Terfous et al. 2001	Oued Mouilah	1977-1993	2650	300.9	-	126.4
Megnounif et al. 2003	Haute Tafna	1988-1993	256	345-527	0.4 - 14.05	24 - 4288
Boudjadja et al. 2003	Oued Allalah		295			2701
Achite et Meddi 2004	Oued Damous		577	-	577	2879
	Oued Es Sebt	-	112	200-379	112	2950
	Oued Messelmoun	-	218		218	3029
	Oued Elhachem	-	217		217	2905
	Oued Haddad	1973 - 1995	470		-	287
Oued ElAbtal	1973 - 1995	4126	-		-	
Achite et Meddi 2005	Sidi A.E.K. Djilali	1973 - 1995	470	305	-	212
	Ain Hamra	1973 - 1995	2480			117
	Kef Mahboula	1973 - 1995	680			-
	Takhmaret	1973 - 1995	1553			65
	Oued Mina	1973 - 1995	4900			187
	Oued Isser	1984 - 1997	3615			400-900
Ghenim et al. 2007	Oued Sebdou	1985 - 1998	256	188-597	1.24 - 21.1	1330
Achite et al. 2007	Oued Abd	1973 - 1995	2480	174-303	-	136
Khanchoul et al. 2008	Oued Saf Saf	22	322	671	7,33	461
Khanchoul et al. 2008	Oued Kebir West	-	1130	640	2.46	247
Khanchoul et al. 2008	Oued Mellah	1972 - 1997	550	1700	707	373
Meguenni et al. 2008	Oued Harazza	1973 - 1997	142	300-700	-	470
Hasbaia et al. 2012	Oued El Ham	1968 -1989	5605	185	-	530
Yles et al. 2012	Oued Saida	1980 - 2010	543	144-530	-	55-29667
Khanchoul et al. 2012	Oued Kebir	1976 - 2008	681	2703	693 - 775	895
El Mahi et al. 2012	Oued El Hammam	1993 - 2005	8348	-	-	256
Cherif et al. 2012	Oued Taria	1987 - 2007	1365	-	-	236
Elahcene et al. 2013	Oued Bellah	1974 - 2007	55	519	-	610
Louamri et al. 2013	Oued Boumahdane	1969 - 2010	1105	589	-	257
Bouanani et al. 2013	Oued Sikak	1972 - 1990	218	512	-	170
Megnounif et al. 2013	Oued Sebdou	1973 - 2004	256	2112	27,8 – 538	343
Benkadja et al. .2014	Oued el Ksob	1973 - 1991	1484	340	-	208
Bouguerra et al. 2016	Oued Boumessoud	1988 - 2004	118	396	6,7	518
Selmi et al. 2016	Mellegue	1970 - 2003	4575	270	21,57	589,23
Cherif et al. 2017	Oued El Hammam	1986 - 2008	7440	400	18	111
Hasbaia et al. 2017	Oued Soubella	1974 - 1989	183.5	288.5	0.1-182.3	126
Tani et al 2017	Oued Nachef	1990 - 2010	-	-	-	153
Hallouz et al 2017	Oued Mina	1971 - 2002	-	-	35	211
Tourki et al. 2017	Oued Kebir amont	1973 - 2006	1068	-	7	884
Benselama et al. 2018	Oued El Maleh	1981 - 1998	932.5	383	0.1 - 147	294.29

5.2 Courbe de transport solide (sediment rating curve)

Afin de déterminer la relation débit solide - débit liquide, une approche à différentes échelles temporelles (crue, mensuelle, saisonnière, annuelle et interannuelle), basée sur les modèles de régression, est adoptée.

La mobilisation des matériaux solides sur les versants et leur transport éventuel par les cours d'eau, représentent deux phénomènes distincts, mais liés entre eux. Depuis longtemps, il a été essayé de corréliser les débits solides aux débits liquides et de déterminer une relation qui permettrait d'estimer le transport solide.

À ce titre, nous citons les travaux de Jakuschoff (1932) sur les rivières de Turquie et ceux de Straub (1936) et Einstein (1950), Leopold Et Emmett (1976) sur le fleuve du Missouri (USA), La concentration de sédiments en suspension C_S et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle de puissance $y = ax^b$ (Etchanchu et Probst, 1986; Walling Et Webb, 1981; Wood, 1977).

$$C_S = aQ_L^{b-1} \quad (5.1)$$

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

$$Q_S = aQ_L^b \quad (5.2)$$

Ce type de relation a été proposé par Kennedy dès 1895 Einstein (1937). Plusieurs chercheurs ont essayé d'identifier surtout la valeur de l'exposant b . Leopold et al (1976) proposent pour les rivières de l'ouest des Etats-Unis d'Amérique des valeurs de b variant entre 2 et 3, d'autres auteurs tels que, Bruschin et Trau (1977), Wood (1977), Vivian (1980), Walling et Webb (1981,1982), Meybeck (1984) ainsi que Probst et Bazerabachi (1986), Kattan et Probst (1987) les limitent entre 1 et 2, en fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants, ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau.

5.3 Présentation des données de la station hydrométrique dite Turgot Nord

L'étude du transport solide est basée sur les mesures instantanées des débits liquides et les concentrations des sédiments en suspension effectuées par l'ANRH. Le bassin versant de l'Oued El Maleh est contrôlé par une station hydrométrique installée à l'exutoire dite Turgot Nord, $X=149$, $Y = 245.7$, $Z = 18$ m, Code 040220 (Figure 5.1), ces données sont au nombre de 2017, couvrent une période de 17 ans de 1981 à 1998, à l'exception de l'année 1982, marquée par l'absence de données.

5.4 Méthodologie de prélèvement

Les débits liquides sont obtenus sur la base de la courbe de tarage à partir des hauteurs d'eau lues sur une échelle limnimétrique, d'autre part. Quant à la concentration, à chaque lecture d'hauteur d'eau, on prélève un échantillon d'eau turbide sur la rive à la surface de l'Oued au moyen d'un flacon de 50 cl. Les sédiments filtrés sur papier-filtre sont ensuite séchés à l'étuve pendant 30 minutes à une température de 105 °C, ramenée à l'unité de volume d'un litre, cette charge est

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

attribuée à la concentration en suspension instantanée véhiculée par le cours d'eau et ses affluents en g/l. La cadence de prise des mesures varie selon l'ampleur de l'événement. En période de crue, les prises sont intensifiées jusqu'à des intervalles de temps d'une heure ou même de 30 minutes et parfois jusqu'à 15 minutes en fonction de la vitesse de l'augmentation des débits liquides. En période d'écoulement normal ou en période d'étiage, on se contente d'une prise quotidienne effectuée généralement à midi. Le débit solide en suspension est alors calculé par la méthode classique :

$$Q_S = C \cdot Q_L \quad (5.3)$$

Tel que :

Q_S : Le débit solide en suspension en (kg/s);

Q : Le débit liquide en (m³/s);

C : La concentration des sédiments en suspension (g/l).

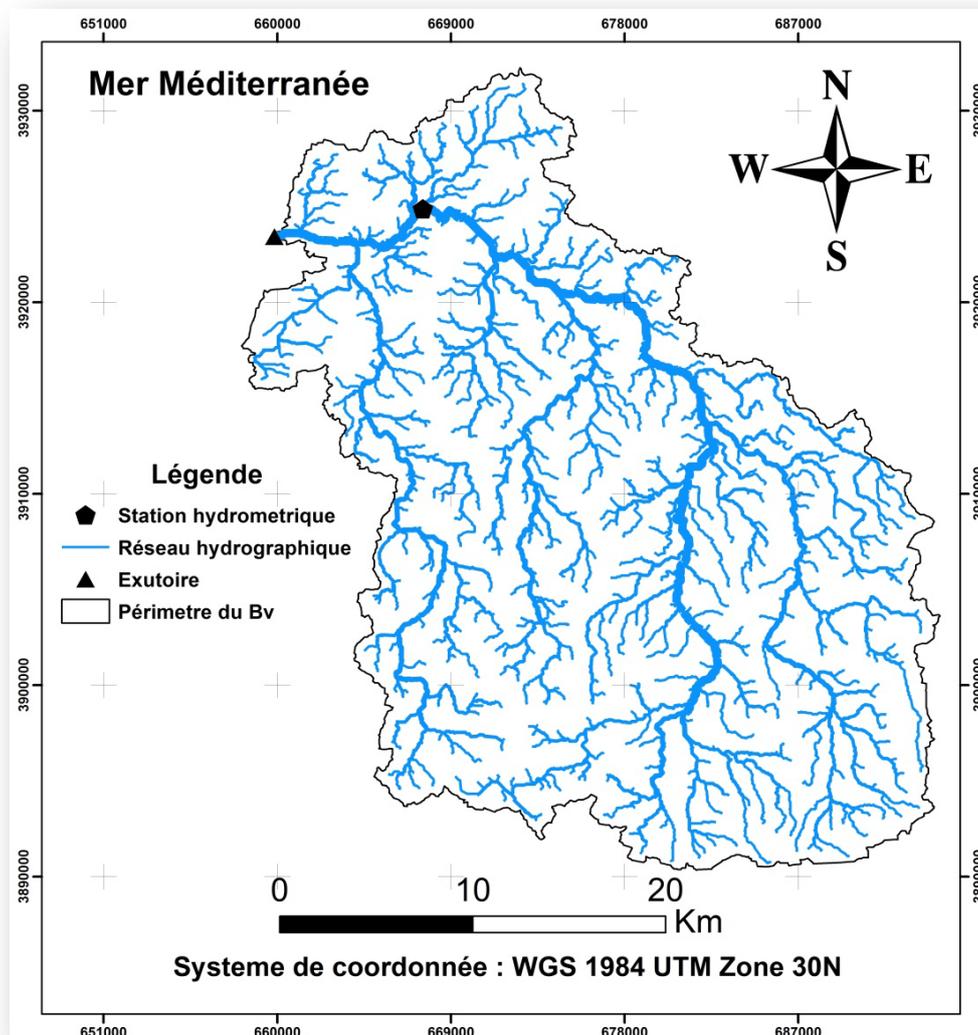


Figure 5.1 : Localisation de la station hydrométrique dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

5.5 Relation entre débit liquide et débit solide à l'échelle instantanée

Pour déterminer la variation des paramètres a et b de la relation de puissance, une approche à différentes échelles temporelles, basée sur les modèles de régression, est adoptée, en tenant compte des données hydro-pluviométriques du bassin de l'Oued El Maleh (Figure 5.2).

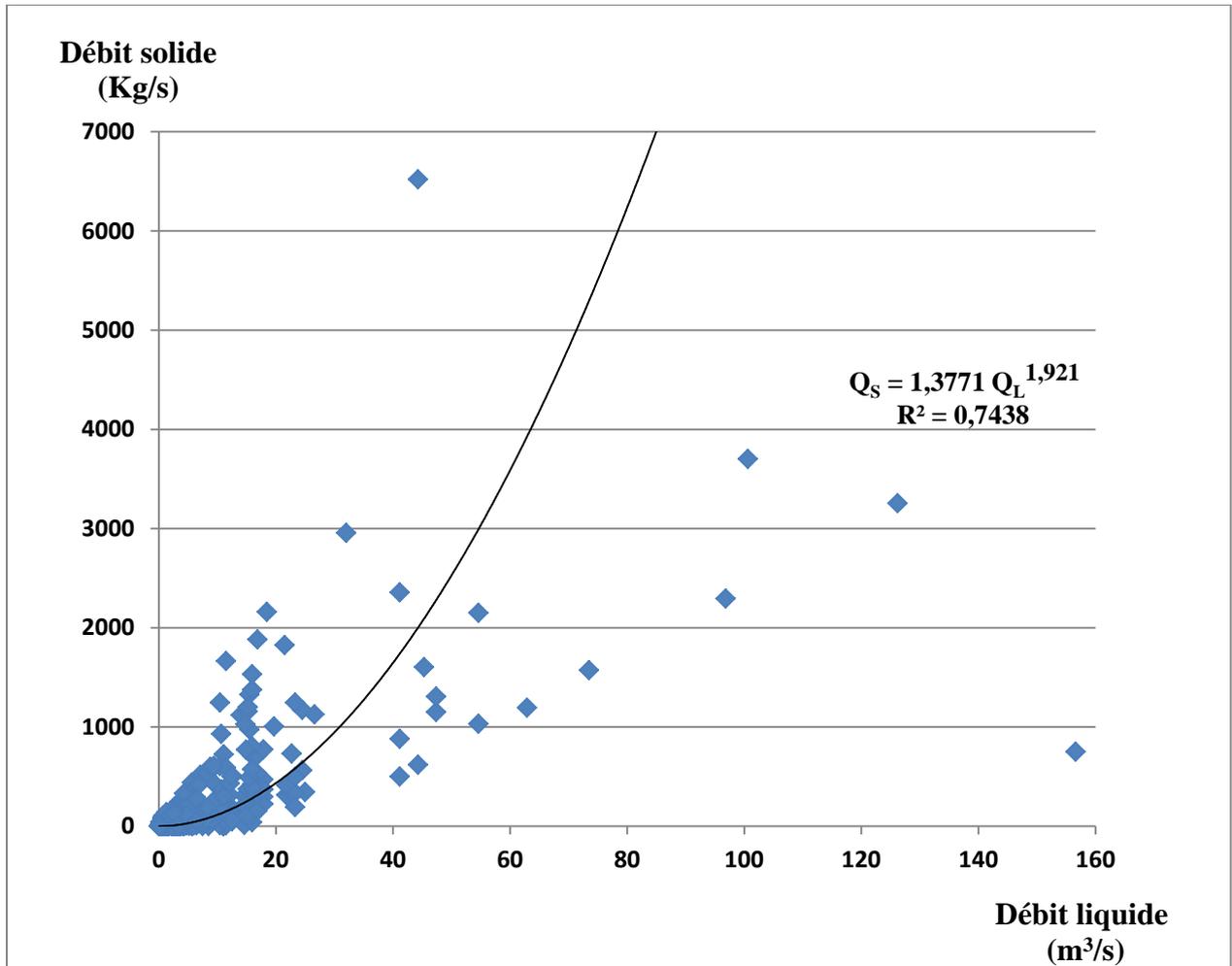


Figure 5.2 : Relation entre les débits instantanés liquides et solides a l'échelle globale

L'analyse porte sur les valeurs des débits liquides en mètres cubes par seconde et des débits solides en kilogrammes par seconde, mesurés au niveau du bassin versant de l'Oued El Maleh de 1981 au 1998 (données instantanées pour la série complète).

L'analyse graphique de cette Figure (précédente) montre une bonne corrélation en puissance liant le débit des matières solides en suspension aux débits liquides, les points du nuage obtenus sont alignés autour de la droite de régression.

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

Tableau 5.2 : Caractéristiques des données hydrométriques à l'échelle globale

Echelle temporelle	Nombre d'observation	R ²	Modèle retenu
Totalité des données	2017	0,744	$Q_S = 1,376Q_L^{1,920}$

5.6 Bilan des apports liquides et solides

Le flux des matières en suspension exporté à l'exutoire pendant un laps de temps séparant deux prélèvements noté $t_{i+1} - t_i$, est calculé par la formule :

$$A_S = \frac{[(Q_{i+1} C_{i+1}) + (Q_i C_i)]}{2} (t_{i+1} - t_i) \quad (5.4)$$

Où : C_i et C_{i+1} sont les concentrations relevées aux instants t_j et t_{j+1} correspondant respectivement aux débits liquides Q_i et Q_{i+1} .

La somme arithmétique de ces apports élémentaires pendant l'année constituera l'apport solide annuel. De même, l'apport liquide engendrant le flux A_S est calculé comme suit :

$$A_L = \frac{Q_{i+1} + Q_i}{2} (t_{i+1} - t_i) \quad (5.5)$$

L'érosion hydrique est calculée en divisant l'apport solide annuel A_S [t/an] par la surface du bassin S [km²] selon la formule suivante :

$$A_{SS} = A_S / S \quad (5.6)$$

5.7 Résultats et discussion

5.7.1 Variabilité à l'échelle globale

La modélisation des données instantanées (2017) du débit Q_L et de la concentration C dans les sédiments en suspension en utilisant l'approche de la courbe du transport solide montre que la relation obtenue explique plus de 74% de la variance du transport sédimentaire dans le bassin versant de l'Oued El Maleh. Les charges résultantes estimées montrent que l'érosion spécifique du sol est d'environ $294,29 \cdot 10^3 \text{ kg/km}^2/\text{an}$.

Des enquêtes antérieures rapportées par d'autres études menées en Algérie, en particulier dans les bassins versants côtiers affectés par le climat Méditerranéen (Hallouz et al., 2017), ont montré que la valeur spécifique de l'érosion du sol de $373 \cdot 10^3 \text{ kg/km}^2/\text{an}$ dans le bassin nord-est. De l'Oued Mellah. De même, des valeurs de $212 \cdot 10^3 \text{ kg/km}^2/\text{an}$ et de $211 \cdot 10^3 \text{ kg/km}^2/\text{an}$ ont été obtenues au nord-ouest de l'Oued Haddad et à Oued Mina par (Khanchoul et Jansson, 2008; Achite et Meddi, 2004) respectivement.

5.7.2 Variation des paramètres a et b

Les coefficients (a, b) de la courbe du transport solide de l'Oued El Maleh sont de 1,37 et 1,92 respectivement. Ces valeurs sont très proches de celles estimées sur d'autres bassins versants Algériens (Achite et Meddi, 2004; Ghenim et al., 2007; Khanchoul et Jansson, 2008; Khanchoul et al., 2012; Elahcene et al., 2013; Louamri et al., 2007)., 2013; Bouanani et al., 2013; Bouguerra et

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

al., 2016; Madani Cherif et al., 2017; Hasbaia et al., 2017; Tourki et al., 2017; Hallouz et al., 2017). Ces deux paramètres a et b varient d'une région à l'autre et sont très sensibles à l'échelle de temps (Hasbaia et al., 2017). Sur le cours principal du fleuve Yangtsé en Chine, les changements sont en aval des paramètres a et b, ces derniers étaient étroitement associés à la morphologie du chenal de la rivière à l'aide de la courbe de transport solide (Yang et al. 2007).

Le bassin versant de l'Oued El Maleh a une forme allongée avec un relief faible, tandis que le réseau hydrographique présente une hiérarchie moyenne. Il se caractérise également par une formation presque perméable ainsi que par un temps de concentration faible, ceci influence sur le temps d'infiltration.

5.7.3 Variabilité à l'échelle des crues

Dans les bassins versants semi-arides, le transport de sédiments en suspension se produit souvent lors d'événements extrêmes. La crue dépend principalement de la quantité et de l'intensité des précipitations, le débit rapide de l'eau est largement influencé par la couverture végétale, la lithologie et les paramètres morphométriques du bassin versant (Yles et Bouanani, 2016).

Les pluies constituent l'unité temporelle la plus appropriée pour les analyses hydrologiques en relation avec le rendement en sédiments (Guy 1964). Dans ce chapitre, nous avons observé que les crues sont responsables en grande partie du transport des sédiments en suspension. Oued El Maleh transporte 63,78 millions de m³ d'eau et 2222 millions de sédiments à l'échelle des crues au cours des 17 années de l'étude, tandis que les rendements totaux mesurés sont de 393,56 millions de m³ d'eau et de 4610 millions de kg des sédiments. Ces résultats montrent que 16,21% de l'apport total en eau et 48,15% du taux de production total de sédiments en suspension sont observés au cours de cette période. Plus de 80%, 82% et 92% des rendements annuels en sédiments sont enregistrés pendant la période des événements extrêmes de 1985, 1986 et 1988 respectivement (Tableau 5.3). Une seule crue a généré plus 92,95% de transport de sédiment notée en Janvier 1988, la même tendance est observée pour le rendement en eau avec des pourcentages différents, cette constatation est observée dans de nombreux bassins versants de l'Algérie, dans le bassin versant du Haut Tafna (nord-ouest de l'Algérie), une crue a généré plus de 93% de la charge annuelle en suspension (Megnounif et al.2003). À Oued Sikkak, une crue de Mars 1973 avec un débit d'eau de 176 m³/s a drainé 70% de la production annuelle totale d'eau.

Pour toutes les crues, la courbe de transport des sédiments explique plus de 76% du transport de sédiments en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Maleh. Pour chaque événement, cette loi explique entre 64% et 95% de la variance. La relation entre les coefficients a et b a un grand intérêt, notamment pour les bassins mal calibrés. Elle permet de déduire ou d'extrapoler la courbe en cas de manque de données. Cette loi expliquait plus de 76% de la pente / ordonnée à l'origine de la variance de la courbe d'évaluation des sédiments à l'échelle des événements extrêmes. On croit généralement que la pente est liée à la disponibilité des sédiments en suspension dans une certaine zone (Asselman, 2000). Une relation similaire est obtenue pour 12 paires (a, b) correspondant à 12 crues sélectionnées de l'Oued Soubella (Hasbaia et al. 2017).

Le facteur b peut être directement lié à la zone de drainage lors des crues, mais il exprime le taux de transport solide. Le paramètre a exprimé l'état du sol d'un bassin en général et son degré de saturation en particulier (Benkhaled et Remini, 2003). Nous citons que la crue de Janvier 1988 a

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

générée plus de 92% de la valeur totale des sédiments, en Février 1986, on enregistre un crue qui a généré plus de 82% de l'apport solide annuel.

Dans la partie supérieure du bassin de la rivière Celone (Italie), la plus grande partie de la quantité de sédiments en suspension est transportée pendant le débit élevé. On estime en particulier que le débit élevé représente 94% de la quantité totale de matières en suspension, un autre bassin versant situé dans les Pouilles. Dans la région méridionale de l'Italie, pendant la période estivale (Juin et Juillet), deux crues ont été enregistrées, chacune sur une période de quelques heures au cours de laquelle l'eau a transporté une énorme quantité des matières en suspension et de débris. (Girolamo et al., 2015).

Considérant la courbe de transport des sédiments comme un modèle à boîte noire, les coefficients a et b n'ont aucune signification physique (Asselman, 2000). De nombreuses études ont contribué à lier leur variabilité à certains paramètres physiques et de transport des sédiments. Le coefficient b dépend des paramètres de débit (débit liquide et apport), une valeur élevée de b est attribuée à un débit liquide élevé (Peters-Kümmerly, 1973), en particulier à l'échelle des crues, le même résultat est obtenu par Benkhaled et Remini (2003). Le coefficient a dépend des paramètres de transport des sédiments (concentration et rendement), il est considéré comme un indice d'érosion (Peters-Kümmerly, 1973; Morgan, 1995; Asselman, 2000; Benkhaled et Remini, 2003). Dans cette étude, nous ne pouvons pas confirmer cette conclusion en raison du faible nombre de crues enregistrées.

Tableau 5.3 : Apports solide et liquide, pluie annuelle, lame d'eau écoulee, coefficient de détermination à l'échelle de crue

Années	A _L Annuel (Mm ³)	A _S Annuel (Mt)	A _L crue (Mm ³)	A _S crue (Mt)	A _L crue %	A _S crue %	P (mm)	R ²	a	b
Novembre 1985	18,355	0,331	6,984	0,267	38,05	80,74	416	0,64	17,95	1,10
Fevrier 1986	37,919	0,407	13,990	0,338	36,90	82,93	418	0,73	3,94	1,44
Janvier 1988	24,558	0,885	13,550	0,823	55,18	92,95	518	0,80	12,66	1,26
Mai 1992	51,449	0,2	6,451	0,114	12,54	57,14	248	0,90	9,21	1,22
Mars 1995	48,234	1,153	13,239	0,381	27,45	33,06	361	0,95	1,47	1,73
Novembre 1997	29,73	0,77	9,601	0,299	32,29	38,84	382	0,95	1,94	1,95

Tableau 5.4 : Caractéristiques de la crue de Janvier 1988

Crue	Valeurs
Débit de pointe (m ³ /s)	54,6
Concentration maximale (g/l)	147,3
Apport liquide de la crue (Mm ³)	13,55
% Apport liquide de la crue / Apport liquide annuel	55,18
Apport solide de la cure (Mt)	0,823
% Apport solide de la cure / Apport solide annuel	92,95

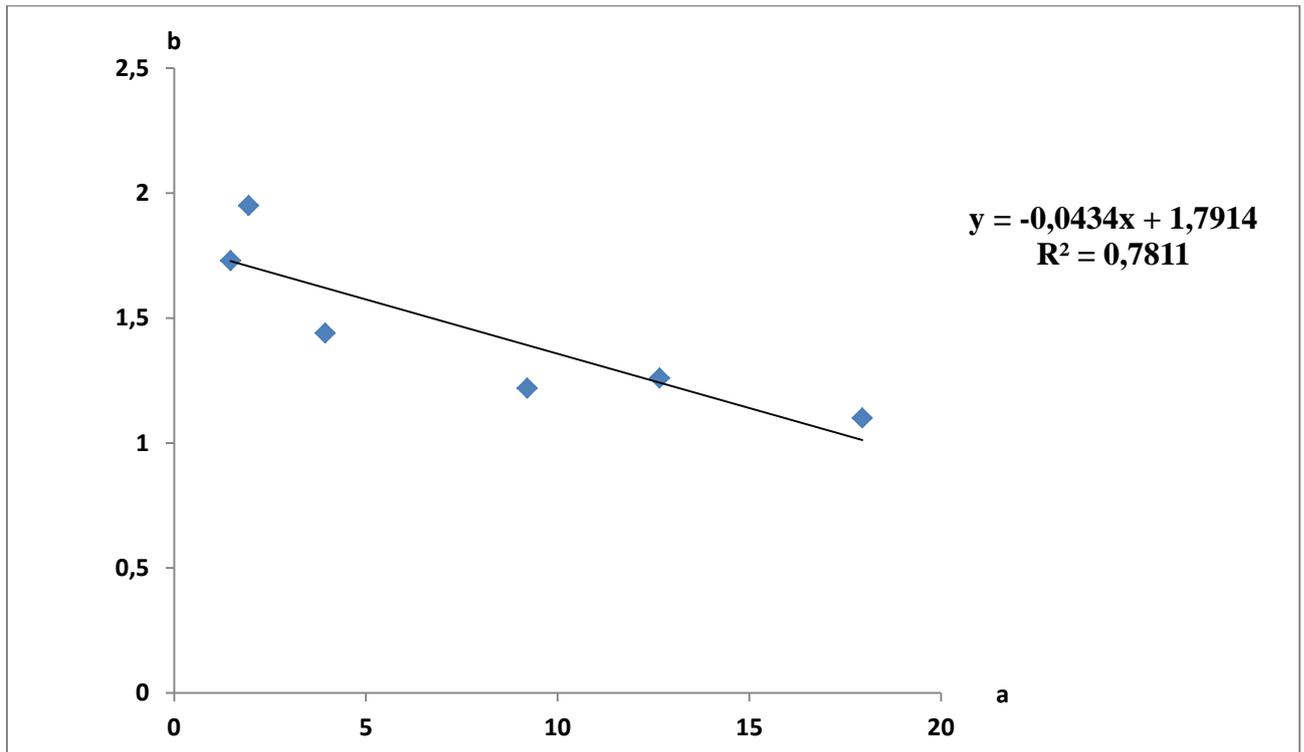


Figure 5.3: Corrélation entre les valeurs a et b pour 6 crues

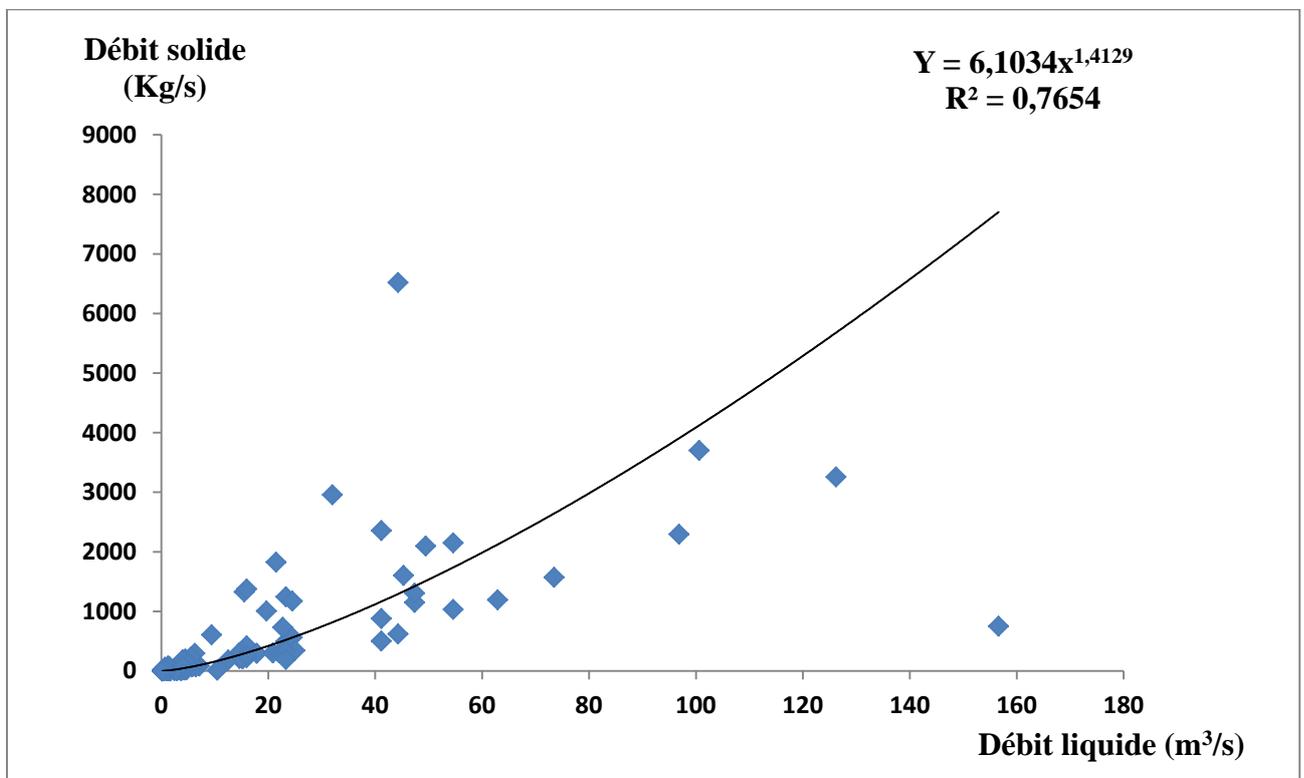


Figure 5.4: Relation entre les débits instantanés liquides et solides à l'échelle des crues

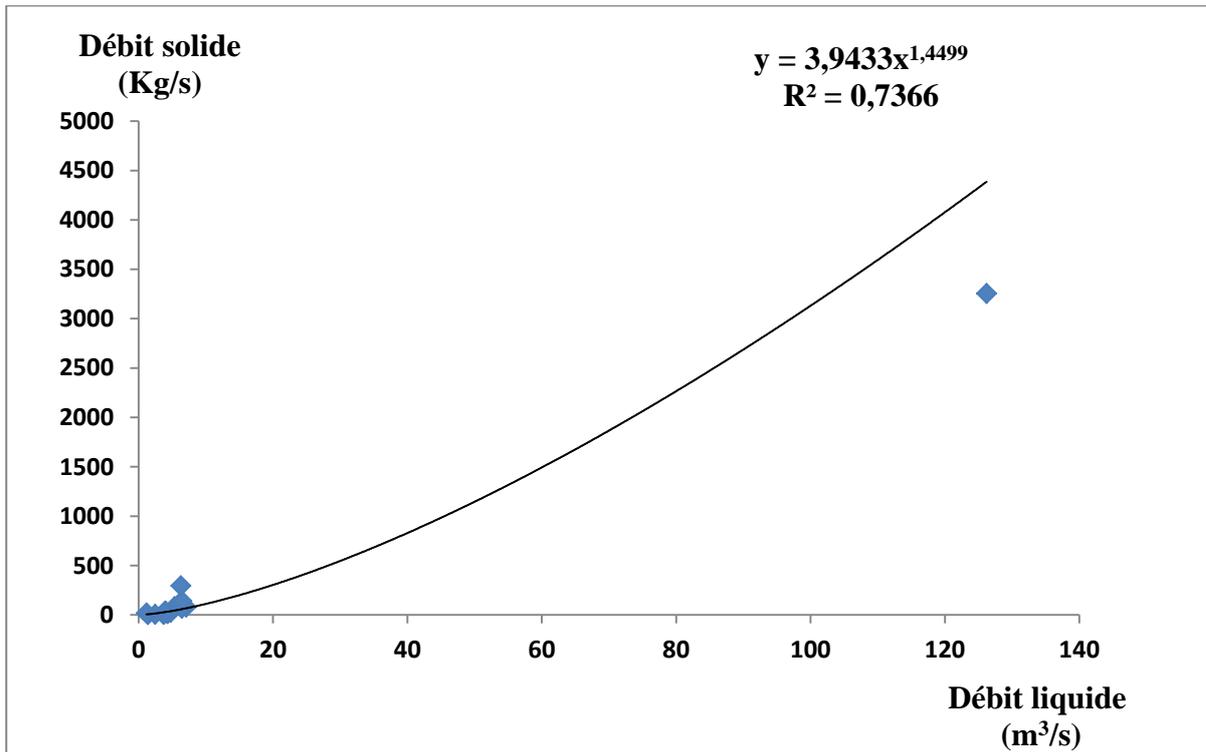


Figure 5.5 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1986

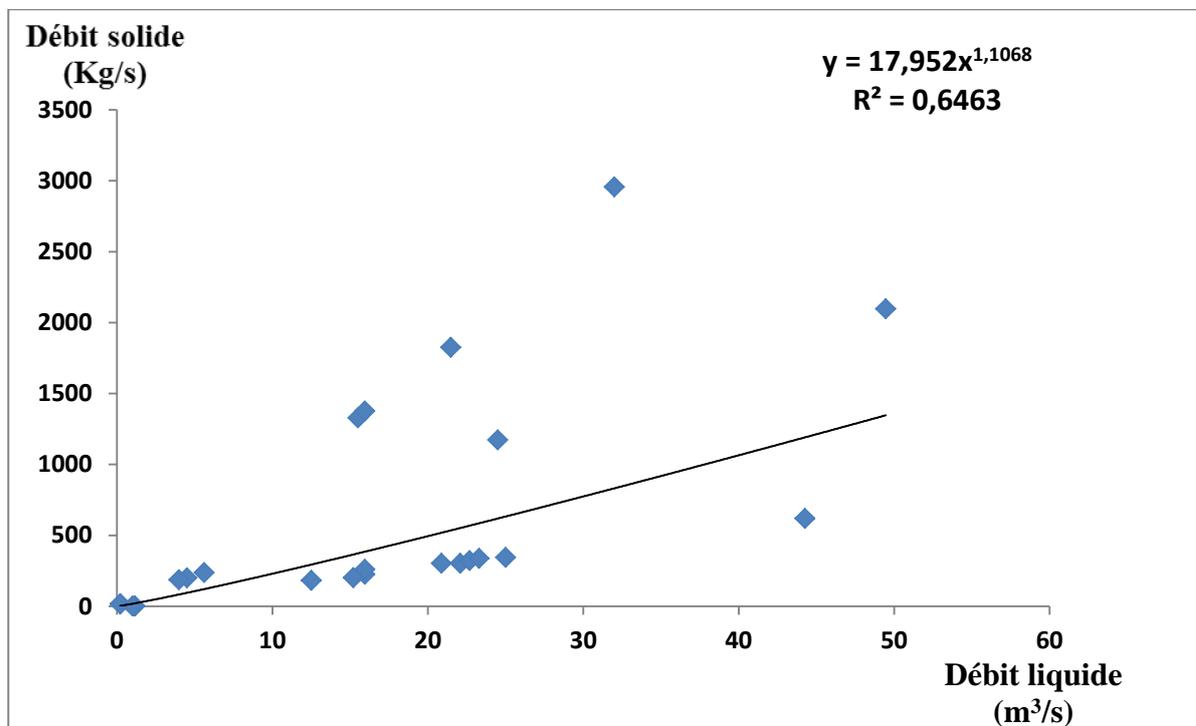


Figure 5.6 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1985

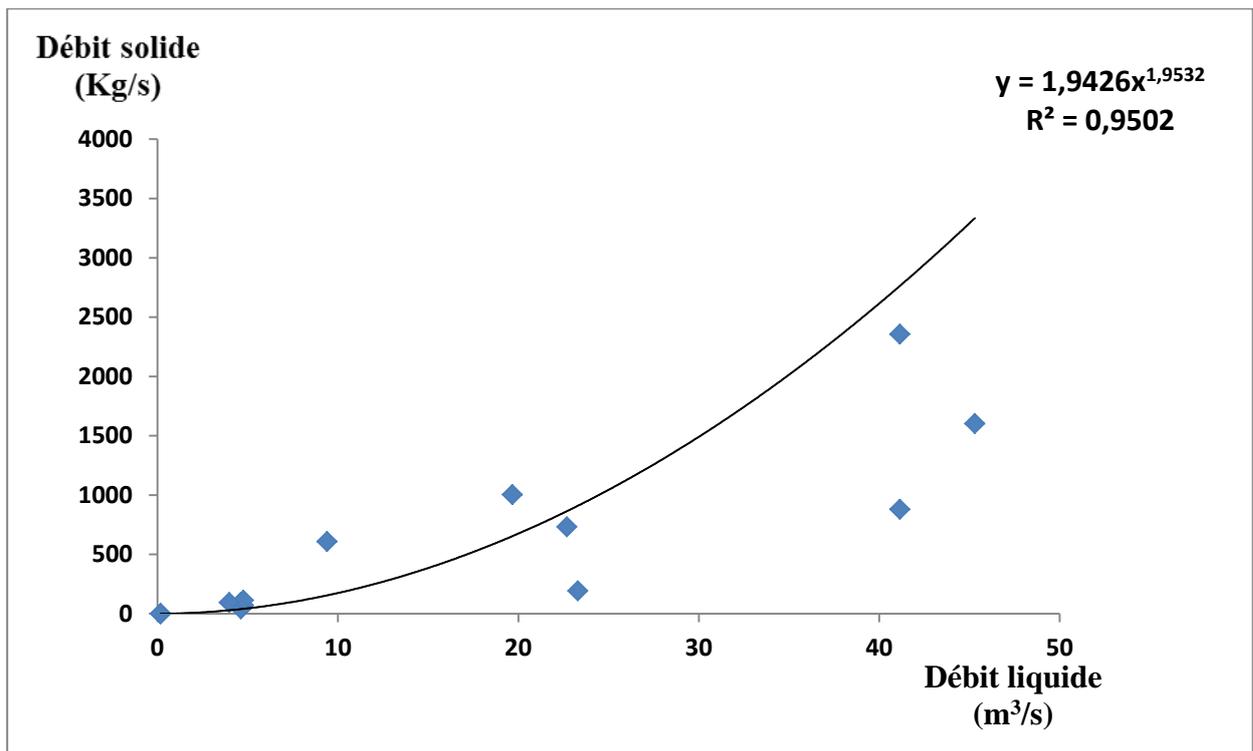


Figure 5.7 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1997

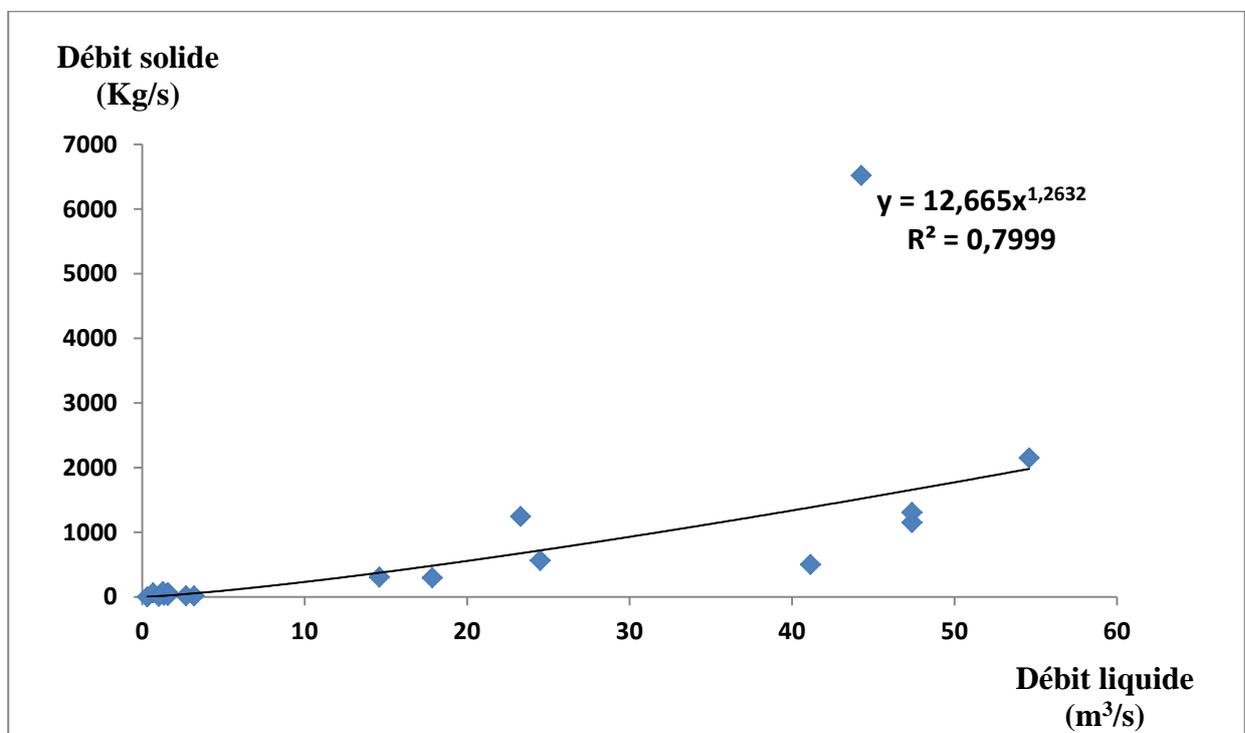


Figure 5.8 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1988

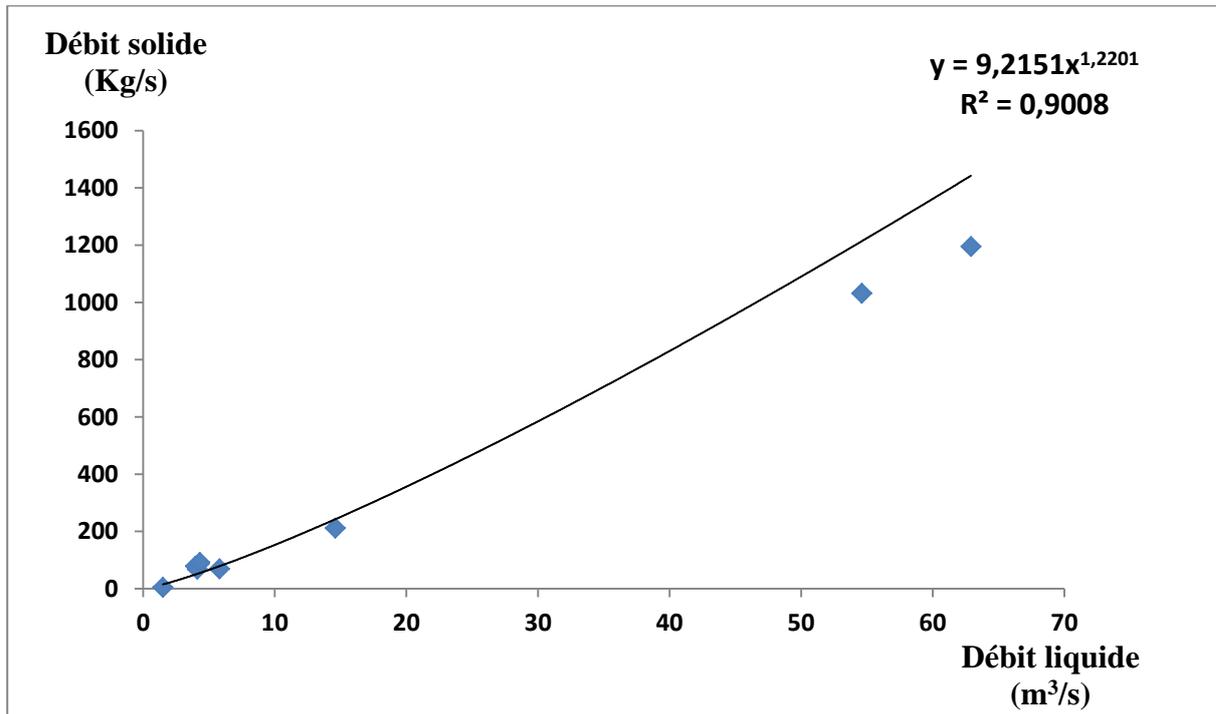


Figure 5.9 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1992

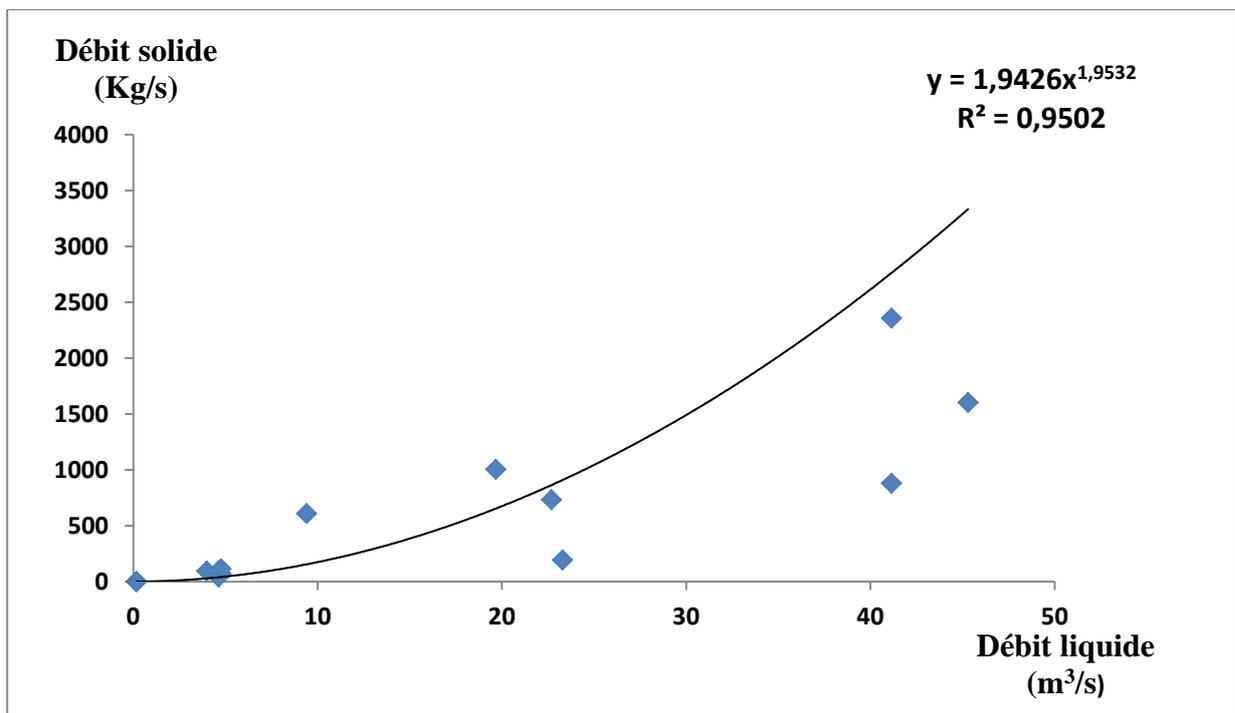


Figure 5.10 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1997

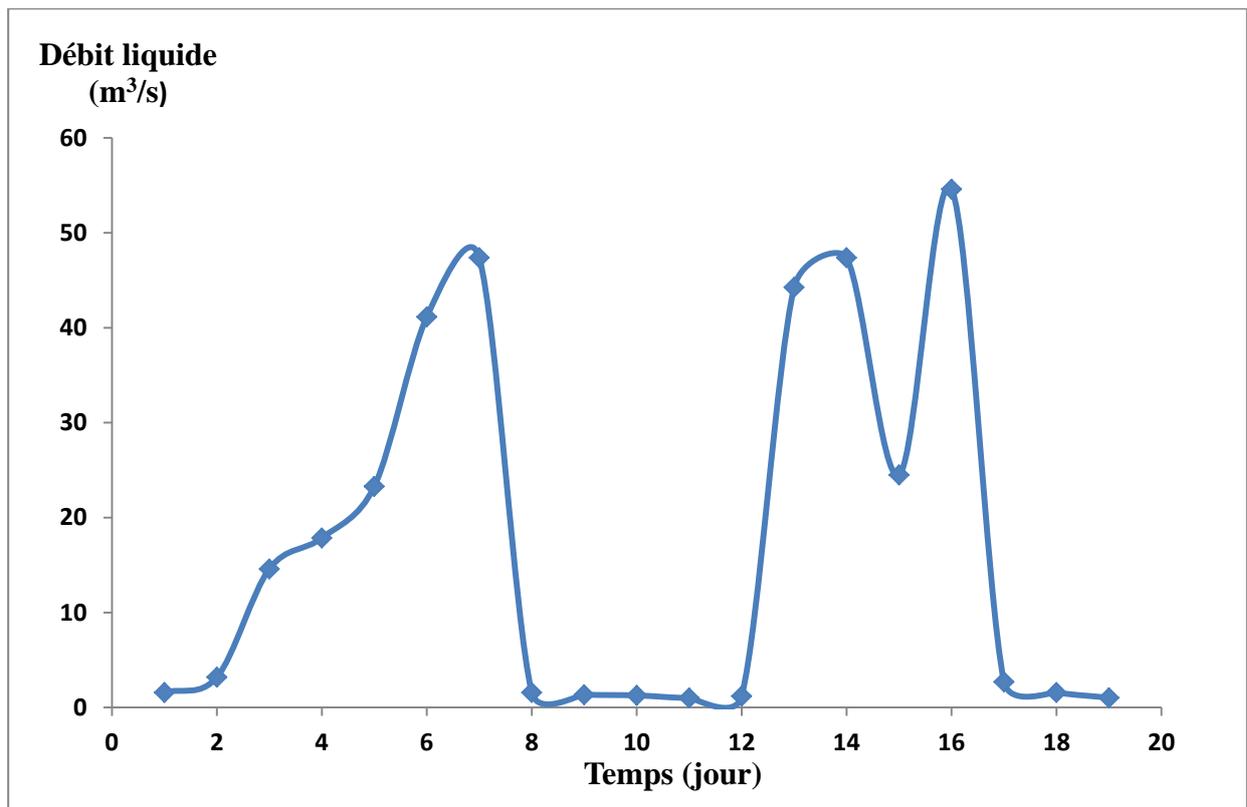


Figure 5.11 : Hydrogramme de crue de Janvier 1988

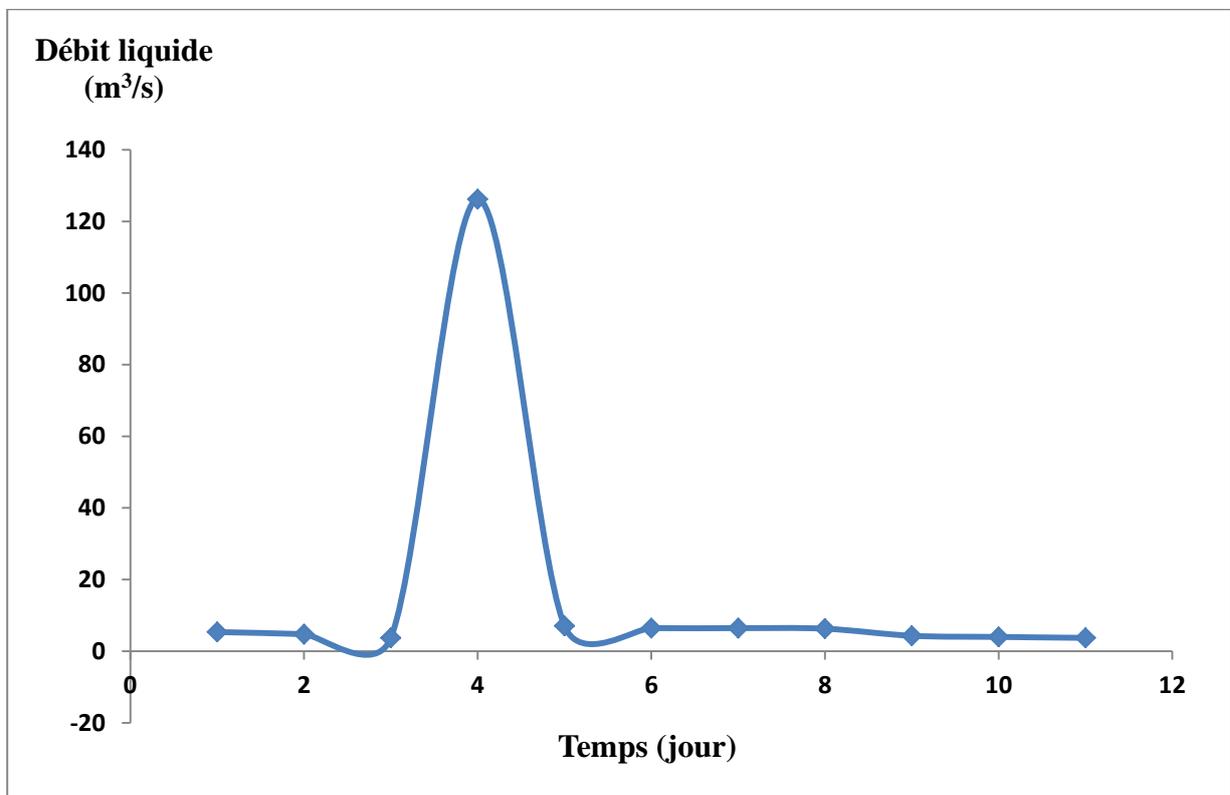


Figure 5.12 : Hydrogramme de crue de Janvier 1986

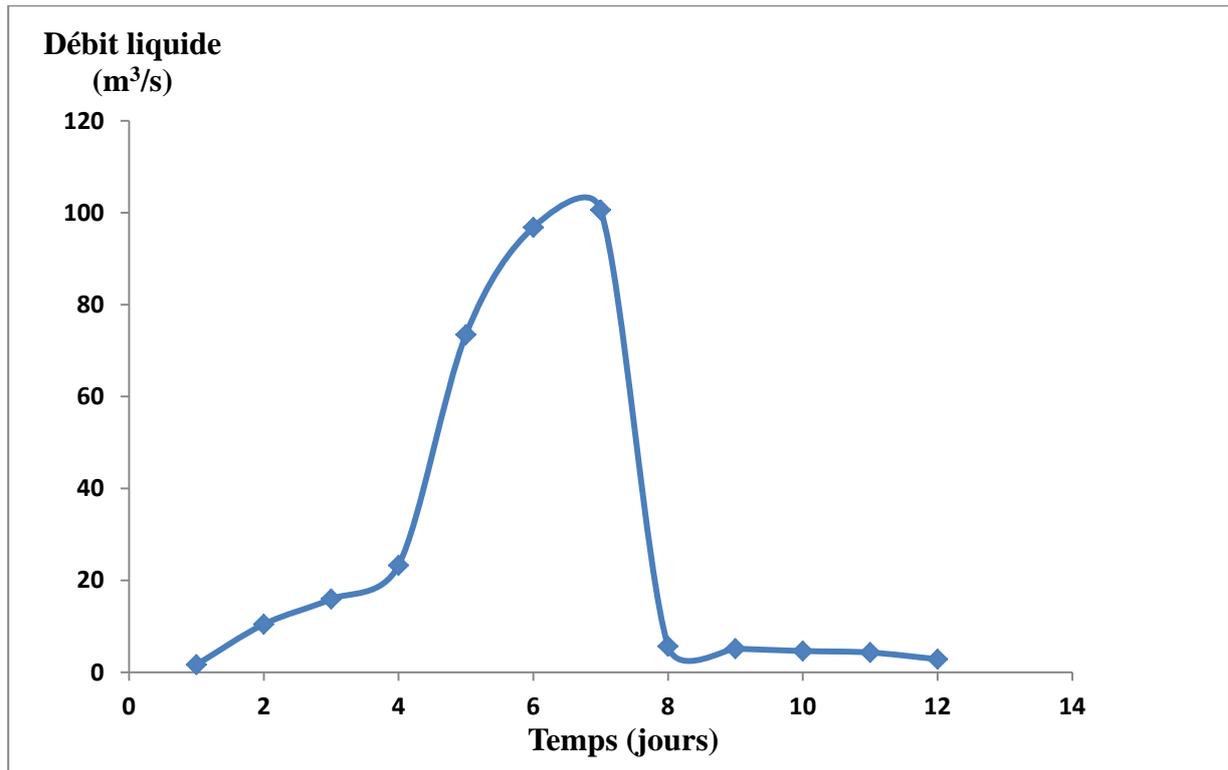


Figure 5.13 : Hydrogramme de crue de Janvier 1995

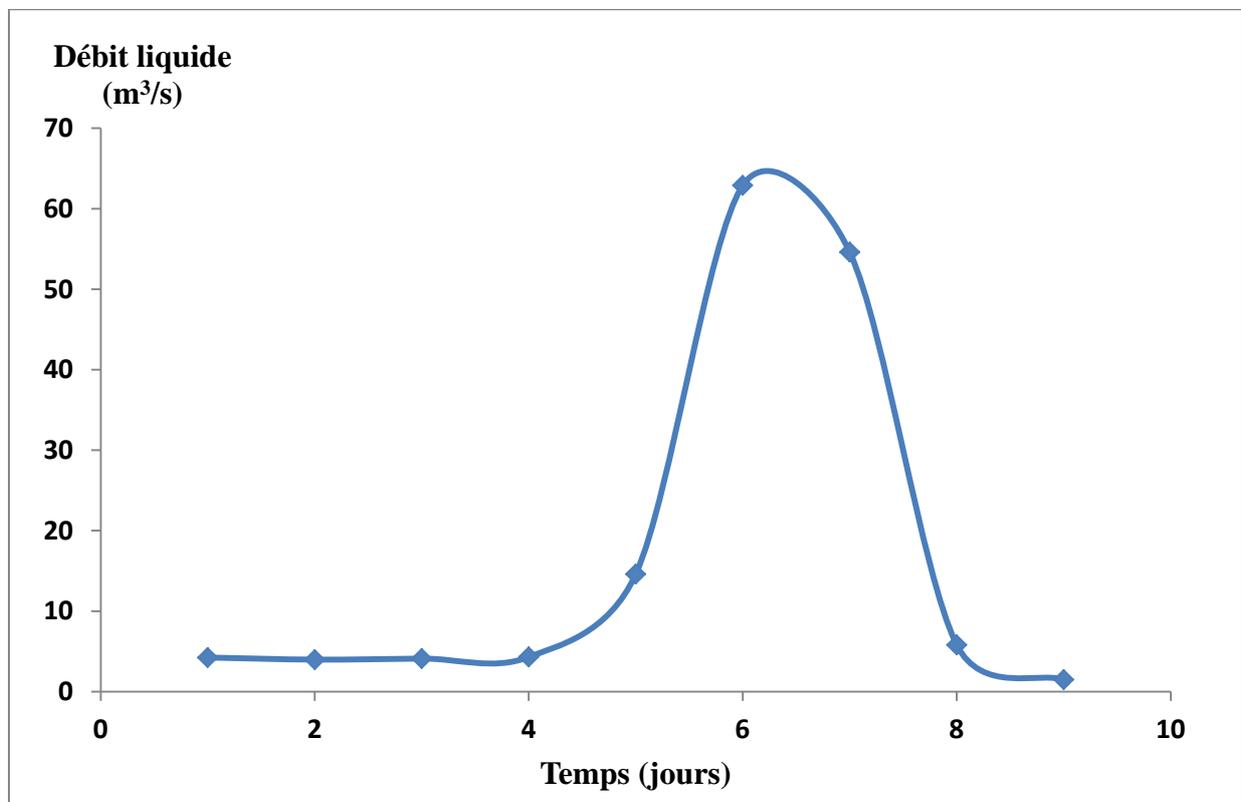


Figure 5.14 : Hydrogramme de crue de Janvier 1992

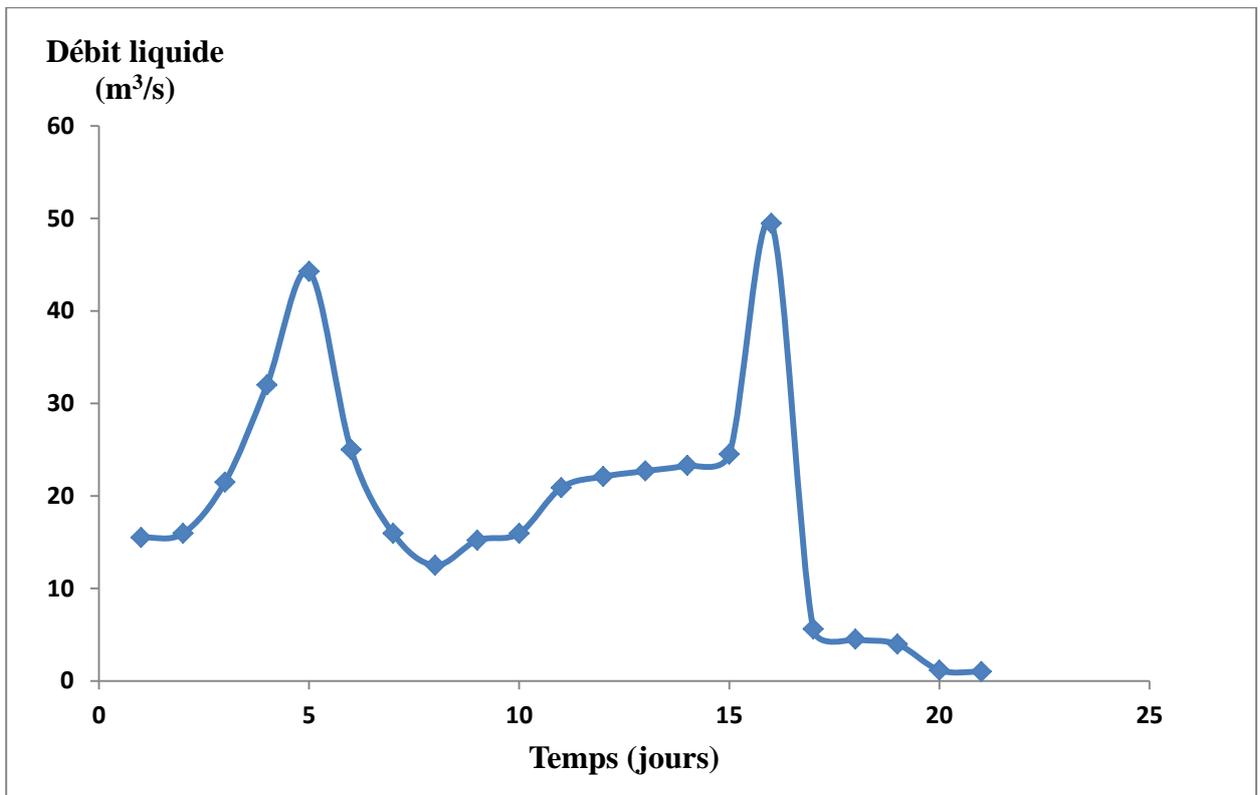


Figure 5.15 : Hydrogramme de crue de Janvier 1985

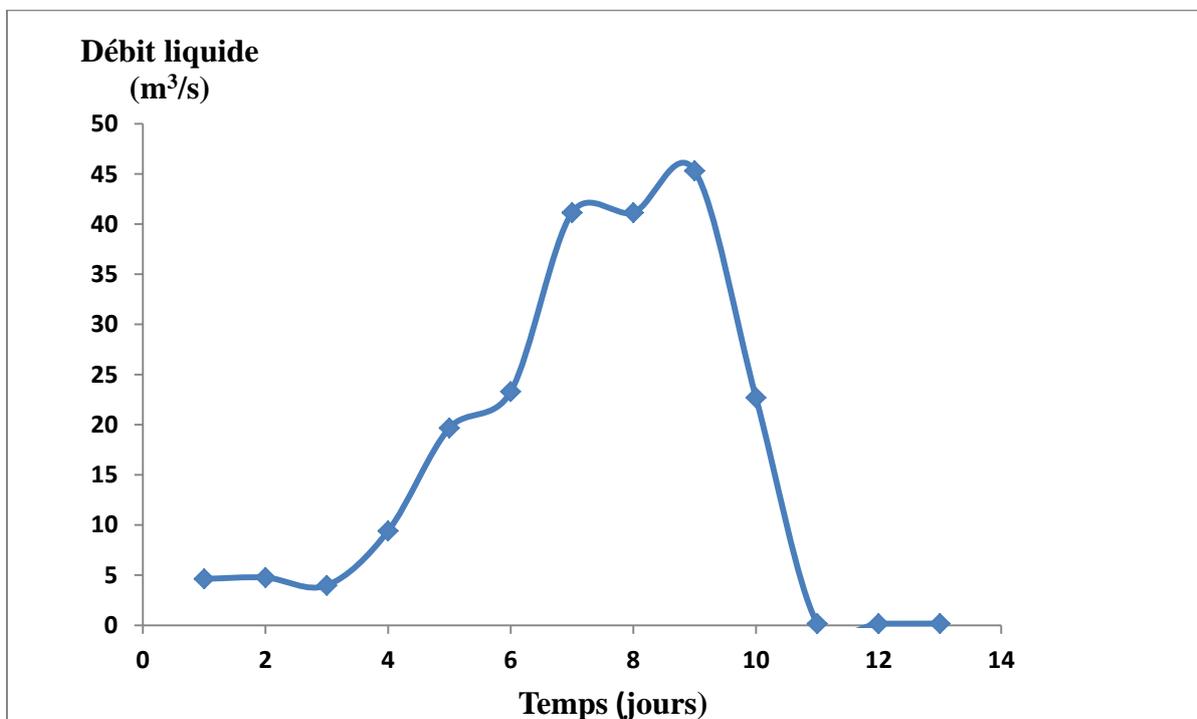


Figure 5.16 : Hydrogramme de crue de Janvier 1997

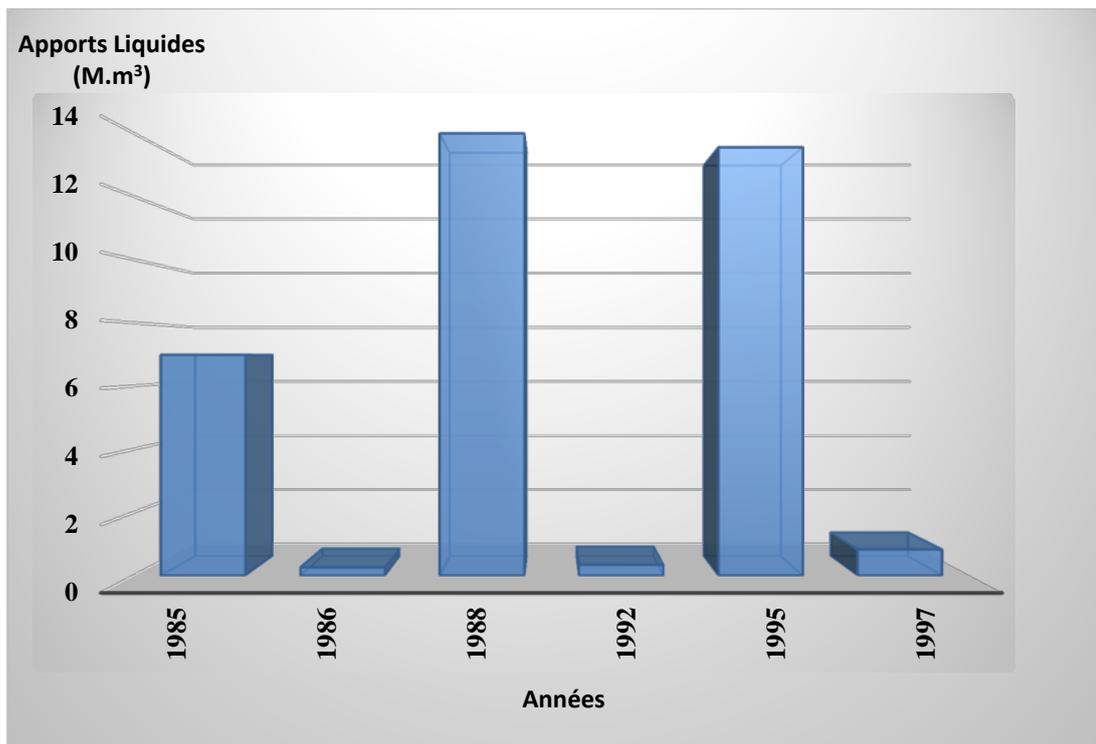


Figure 5.17 : Variabilité de l'apport liquide à l'échelle des crues

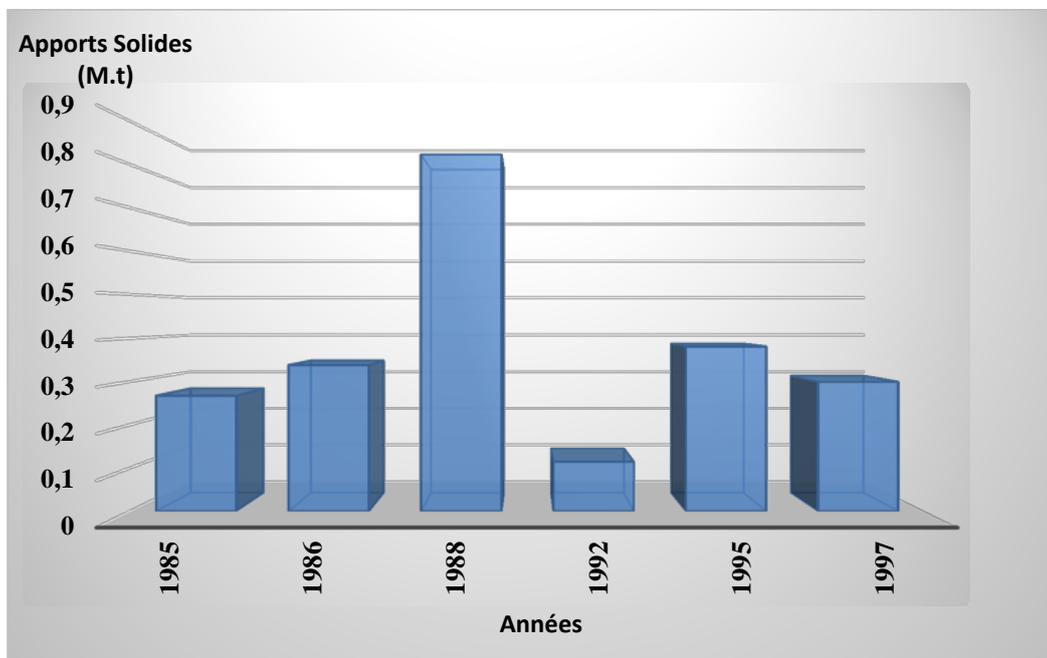


Figure 5.18 : Variabilité de l'apport solide à l'échelle des crues

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

5.7.4 Variabilité à l'échelle mensuelle

Comme présentées dans le Tableau 5.5, les valeurs mensuelles de rendement en eau et en sédiments montrent une grande variabilité du transport des sédiments en suspension ($C_v = 105\%$). Les résultats montrent également que plus de 84% de la charge sédimentaire annuelle est observée en seulement cinq mois: Septembre (16,07%), Novembre (13,11%), Janvier (28,66%), Février (12,91%) et en Mars (13,75%).), qui expliquent que l'intensité des précipitations précoces en Automne et celles en Hiver sont responsables de la majeure partie du transport des sédiments dans le bassin versant de l'Oued El Maleh. C'est en Janvier que les rendements en eau et en sédiments sont les plus importants, comme le montre le Tableau 6. En effet, le mois de Janvier assure près de 28,66% des contributions solides. Il est à noter que la forte crue est enregistrée en Janvier 1988 dans le bassin versant de l'Oued El Maleh. Ce résultat diffère légèrement de celui des autres bassins voisins (Achite et al., 2004, 2007; Megnounif et al., 2003). Ces taux spectaculaires de la contribution de la perte en sol peut s'expliquer par les couverts végétaux médiocres, par la vulnérabilité du sol à l'érosion à cause des températures élevées et par les fortes intensités des averses, on peut avoir jusqu'à 200 mm par 24 heures (Demmak 1982). Ces taux mensuels sont variables d'un bassin versant à un autre.

À l'instar des résultats déjà obtenus par d'autres études menées dans la région Méditerranéenne, il est observé dans le nord-est de l'Espagne que la charge totale suspendue dans le bassin Méditerranéen inférieur de Tordera augmente progressivement d'Octobre à Décembre et diminue considérablement de Décembre à Septembre. (Rovira et al., 2006). Dans la rivière Celone (Italie), plus de 90% de la charge totale suspendue annuelle est transportée de novembre à Mai, tandis qu'en Juin, le volume des sédiments en suspension était inférieur à 100 t par mois et diminuait d'Août à Octobre minimum de moins de 10 t par mois (Girolamo et al., 2015).

Tableau 5.5 : Bilan mensuel des apports liquides (A_L), des apports solides (A_S), les dégradations spécifiques (A_{SS}), et de la pluie mensuelle du bassin versant de l'Oued Maleh

Mois	R^2	C (g/l)	Modèles Retenus	A_L ($10^6 m^3$)	A_S ($10^6 t$)	A_{SS} ($t/km^2/an$)	A_{SS} %	P(mm)
Septembre	0,6303	17,24	$Q_s = 0,538 Q_L^{1,365}$	19,257	0,592	635,71	16,07	9,56
Octobre	0,602	5,05	$Q_s = 2,096 Q_L^{2,099}$	19,62	0,15	161,12	4,07	17,27
Novembre	0,737	10,92	$Q_s = 1,909 Q_L^{1,868}$	34,27	0,483	518,65	13,11	46,87
Décembre	0,7034	5,2	$Q_s = 1,609 Q_L^{2,112}$	24,49	0,142	152,29	3,85	34,5
Janvier	0,7426	9,91	$Q_s = 1,513 Q_L^{1,834}$	46,528	1,056	1133,42	28,66	59,07
Février	0,7794	4,10	$Q_s = 0,865 Q_L^{1,983}$	50,121	0,476	510,51	12,91	55,46
Mars	0,8076	6,83	$Q_s = 1,061 Q_L^{2,049}$	44,091	0,507	543,97	13,75	50,93
Avril	0,6135	2,77	$Q_s = 0,903 Q_L^{1,779}$	26,801	0,068	73,34	1,85	31,5
Mai	0,7615	3,91	$Q_s = 1,208 Q_L^{2,027}$	26,899	0,191	205,05	5,18	32,9
Juin	0,5773	0,42	$Q_s = 0,406 Q_L^{1,092}$	17,226	0,005	5,48	0,14	2,71

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

Juillet	0,503	6,18	$Q_s = 0,152 Q_L^{0,265}$	6,157	0,0018	1,93	0,05	1,82
Aout	0,5496	1	$Q_s = 0,230 Q_L^{1,006}$	7,179	0,01	13,89	0,35	0,83
Cv			-	51%	105%		-	

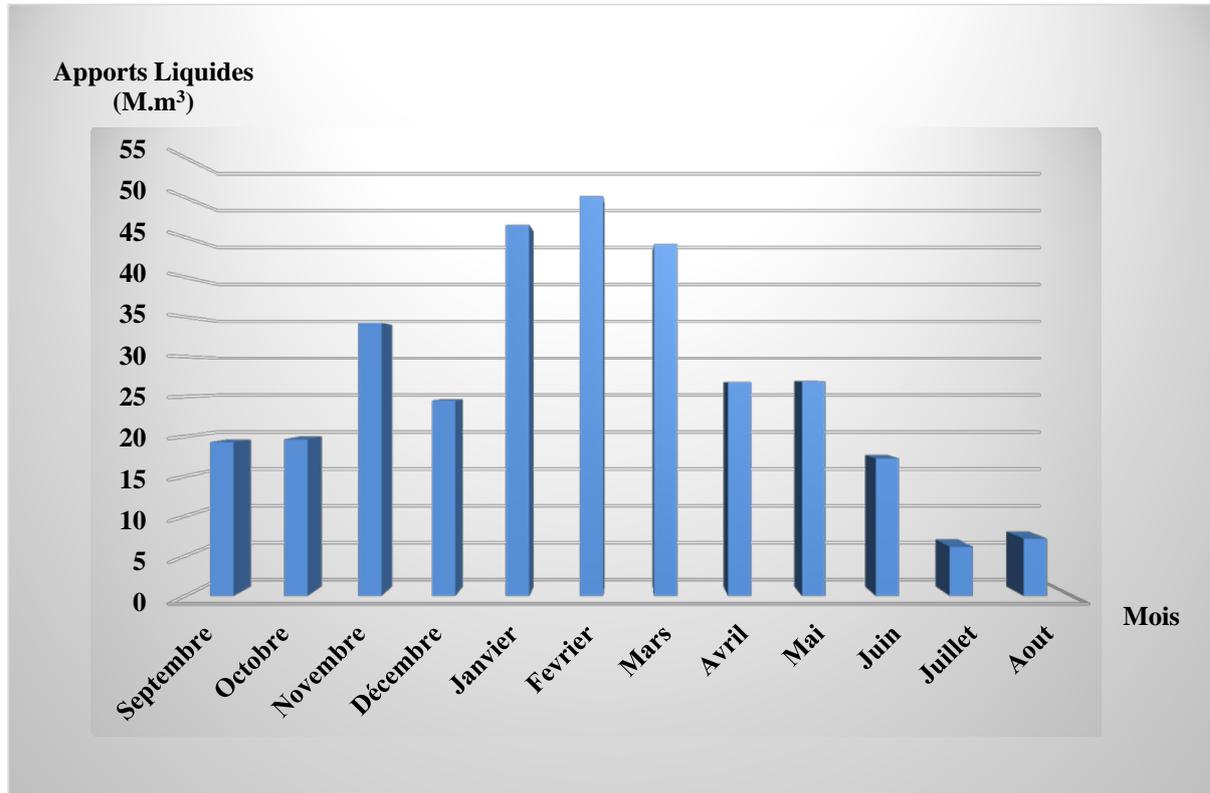


Figure 5.19 : Variabilité de l'apport liquide à l'échelle mensuelle

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

5.1 Introduction et état de l'art

La détermination du transport des sédiments en suspension, en particulier dans l'environnement des Oueds, est devenue une nécessité dans les cours d'eau. Les raisons de cet intérêt incluent l'évaluation du transport des sédiments en suspension vers les mers et les océans, l'estimation du taux d'érosion et de la perte de sol, la prévision de l'envasement des réservoirs et des barrages.

Les taux d'érosion sont liés non seulement à la géologie, à l'occupation des sols et aux relations avec les facteurs biotiques (plantes et semences), mais aussi aux conditions climatiques (Giaccone et al. 2015). Le total des sédiments en suspension peut être exprimé en taux d'érosion, la répartition spatiale de l'érosion des sols est une référence importante pour la conception des installations hydrauliques et les stratégies de prévention de l'érosion grave pour la conservation des sols dans les bassins versants (Lin et al. 2014).

La dégradation des sols a été reconnue comme l'un des problèmes environnementaux les plus importants à travers le monde, principalement dans l'environnement Méditerranéen, où plusieurs zones sont touchées par une érosion accélérée, largement favorisée par les contextes géologique et climatique particulier et par les utilisations anthropiques des sols (Aucelli et al., 2004). 2012; 2014), plusieurs auteurs ont traité ce phénomène dans cette région (Serrat et al. 2001; Rovira et al. 2005; Rovira et Batalla 2006; Nadal-romero et al. 2008; García-Ruiz et al. 2008; 2013; Della seta et al. 2009; 2015; 2017; Del Monte et al. 2015; Del Monte, 2018; Girolamo et al. 2015; Gamvroudis et al. 2015; Girolamo et al. 2018; Brandolini et al. 2018).

La sédimentation dans les barrages d'Afrique du Nord est très élevée par rapport à ce qui est noté au niveau international (Hallouz et al. 2018). L'Algérie est l'une des régions du monde les plus touchées par l'érosion (Probst et Suchet, 1992). De nombreuses rivières de l'Algérie intérieure sont presque sèches pendant la majeure partie de l'année, mais sont périodiquement soumises à des inondations catastrophiques qui changent la morphologie des rivières, détruisent les ponts et causent de lourdes pertes en vies humaines, logements et infrastructures. De plus, les bassins versants situés le long de la côte Algérienne (environ 1299 km) se caractérisent par la prédominance des crues de forte amplitude, associées à une forte variabilité spatio-temporelle du transport de sédiments en suspension.

L'envasement des barrages Algériens a entraîné une perte importante du taux de stockage annuel de l'eau, variant entre 2% et 5%. Récemment, un inventaire des sédiments de 77 captages en Algérie a montré que le rendement en sédiments se situe entre 63 et 7273 10^3 kg/km²/an (Vanmaercke et al. 2014).

Les valeurs de l'érosion des sols en Algérie varient d'un bassin à l'autre. Le nord-ouest est le plus érodé, avec 47% de la superficie totale de l'Algérie, le taux d'envasement des barrages est d'environ 15% (Achite et Ouillon, 2007). L'érosion spécifique du sol varie de 111 à 3029 10^3 kg /km²/an (Tableau 5.1), voire plus. Il a atteint 7200 10^3 kg/km²/an comme enregistré dans Oued Agrioun (Probst et Suchet, 1992).

Les sédiments en suspension déposés sur le littoral Méditerranéen des côtes Algériennes sont estimés à 47 millions de tonnes (Probst et Suchet, 1992). Les fleuves Algériens transportent une grande quantité de sédiments qui reste un grave problème pour les régions semi-arides, en raison de la grande quantité de sédiments et de sa variabilité spatiale et temporelle. Le transport des

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

sédiments varie quantitativement et qualitativement d'une région à l'autre. Tous ces exemples montrent le défi majeur de ce phénomène, non seulement pour l'Algérie, mais également dans d'autres régions du monde. En Chine, environ 1,79 million de km² de terres souffrent de l'érosion des sols, ce qui correspond à 18,3% de la superficie totale de la Chine (Hui et al. 2010).

Les valeurs les plus élevées sont observées dans les montagnes bordant les marges du Pacifique dans le grand fleuve chinois, le fleuve Jaune (Bravard et Magny, 2002). Au Maroc, les valeurs de dégradation des sols se situent entre 100 et 4620 10 ykg/km²/an dans 38 bassins versants (Vanmaercke et al. 2014).

La première mesure du transport des sédiments a été réalisée dans le bassin versant d'Isser en 1946 (Medinger 1960; Demmak, 1982). Depuis les années 1970, plusieurs stations de jaugeage ont été installées dans les bassins versants Algériens. Le tableau 5.1 résume de nombreuses études ayant utilisé les données de ces stations de jaugeage pour modéliser et estimer l'érosion des sols dans divers bassins versants en Algérie à l'aide de l'approche de la courbe du transport des sédiments (sédiment rating curve). Cette dernière est représentée par une fonction de puissance liant le débit Q_L et le débit Q_s des sédiments sous la forme suivante: $Q_s = aQ_L^b$. C'est l'un des modèles les plus couramment utilisés pour estimer l'érosion des sols (Asselman, 2000; Serrat et al., 2001; Horowitz 2003; Rovira et al., 2005; Rovira et Batalla, 2006; Nadal-romero et al., 2008; Girolamo et al., 2015; Girolamo et al., 2018).

Le présent chapitre s'appuie sur l'étude du transport des sédiments en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Maleh (nord-ouest de l'Algérie). Nous quantifions et étudions la variabilité de ce phénomène dans le temps, principalement lors des crues, sur une période de 17 ans (1981 - 1998). Nous avons également testé la capacité de cette courbe et de la capacité des sédiments à représenter la variance des sédiments en suspension au cours de la même période d'étude.

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

Tableau 5.1: Ordre de grandeur de l'érosion hydrique dans les bassins versant Algériens

Auteurs	Bassin versant	Periode	S	P (mm)	C (g/l)	Ass (10 ³ kg/km/an)
Meddi. 1999	Oued Ebda	-	-	-	-	1875
Terfous et al. 2001	Oued Mouilah	1977-1993	2650	300.9	-	126.4
Megnounif et al. 2003	Haute Tafna	1988-1993	256	345-527	0.4 - 14.05	24 - 4288
Boudjadja et al. 2003	Oued Allalah		295			2701
Achite et Meddi 2004	Oued Damous		577	-	577	2879
	Oued Es Sebt	-	112	200-379	112	2950
	Oued Messelmoun	-	218		218	3029
	Oued Elhachem	-	217		217	2905
	Oued Haddad	1973 - 1995	470		-	287
Oued ElAbtal	1973 - 1995	4126	-		-	
Achite et Meddi 2005	Sidi A.E.K. Djilali	1973 - 1995	470	305	-	212
	Ain Hamra	1973 - 1995	2480			117
	Kef Mahboula	1973 - 1995	680			-
	Takhmaret	1973 - 1995	1553			65
	Oued Mina	1973 - 1995	4900			187
Larfi, et al. 2006	Oued Isser	1984 - 1997	3615	400-900	-	1100
Ghenim et al. 2007	Oued Sebdou	1985 - 1998	256	188-597	1.24 - 21.1	1330
Achite et al. 2007	Oued Abd	1973 - 1995	2480	174-303	-	136
Khanchoul et al. 2008	Oued Saf Saf	22	322	671	7,33	461
Khanchoul et al. 2008	Oued Kebir West	-	1130	640	2.46	247
Khanchoul et al. 2008	Oued Mellah	1972 - 1997	550	1700	707	373
Meguenni et al. 2008	Oued Harazza	1973 - 1997	142	300-700	-	470
Hasbaia et al. 2012	Oued El Ham	1968 -1989	5605	185	-	530
Yles et al. 2012	Oued Saida	1980 - 2010	543	144-530	-	55-29667
Khanchoul et al. 2012	Oued Kebir	1976 - 2008	681	2703	693 - 775	895
El Mahi et al. 2012	Oued El Hammam	1993 - 2005	8348	-	-	256
Cherif et al. 2012	Oued Taria	1987 - 2007	1365	-	-	236
Elahcene et al. 2013	Oued Bellah	1974 - 2007	55	519	-	610
Louamri et al. 2013	Oued Boumahdane	1969 - 2010	1105	589	-	257
Bouanani et al. 2013	Oued Sikak	1972 - 1990	218	512	-	170
Megnounif et al. 2013	Oued Sebdou	1973 - 2004	256	2112	27,8 – 538	343
Benkadja et al. 2014	Oued el Ksob	1973 - 1991	1484	340	-	208
Bouguerra et al. 2016	Oued Boumessoud	1988 - 2004	118	396	6,7	518
Selmi et al. 2016	Mellegue	1970 - 2003	4575	270	21,57	589,23
Cherif et al. 2017	Oued El Hammam	1986 - 2008	7440	400	18	111
Hasbaia et al. 2017	Oued Soubella	1974 - 1989	183.5	288.5	0.1-182.3	126
Tani et al 2017	Oued Nachef	1990 - 2010	-	-	-	153
Hallouz et al 2017	Oued Mina	1971 - 2002	-	-	35	211
Tourki et al. 2017	Oued Kebir amont	1973 - 2006	1068	-	7	884
Benselama et al. 2018	Oued El Maleh	1981 - 1998	932.5	383	0.1 - 147	294.29

5.2 Courbe de transport solide (sediment rating curve)

Afin de déterminer la relation débit solide - débit liquide, une approche à différentes échelles temporelles (crue, mensuelle, saisonnière, annuelle et interannuelle), basée sur les modèles de régression, est adoptée.

La mobilisation des matériaux solides sur les versants et leur transport éventuel par les cours d'eau, représentent deux phénomènes distincts, mais liés entre eux. Depuis longtemps, il a été essayé de corréliser les débits solides aux débits liquides et de déterminer une relation qui permettrait d'estimer le transport solide.

À ce titre, nous citons les travaux de Jakuschoff (1932) sur les rivières de Turquie et ceux de Straub (1936) et Einstein (1950), Leopold Et Emmett (1976) sur le fleuve du Missouri (USA), La concentration de sédiments en suspension C_s et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle de puissance $y = ax^b$ (Etchanchu et Probst, 1986; Walling Et Webb, 1981; Wood, 1977).

$$C_s = aQ_L^{b-1} \quad (5.1)$$

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

$$Q_s = aQ_L^b \quad (5.2)$$

Ce type de relation a été proposé par Kennedy dès 1895 Einstein (1937). Plusieurs chercheurs ont essayé d'identifier surtout la valeur de l'exposant b . Leopold et al (1976) proposent pour les rivières de l'ouest des Etats-Unis d'Amérique des valeurs de b variant entre 2 et 3, d'autres auteurs tels que, Bruschin et Trau (1977), Wood (1977), Vivian (1980), Walling et Webb (1981,1982), Meybeck (1984) ainsi que Probst et Bazerabachi (1986), Kattan et Probst (1987) les limitent entre 1 et 2, en fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants, ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau.

5.3 Présentation des données de la station hydrométrique dite Turgot Nord

L'étude du transport solide est basée sur les mesures instantanées des débits liquides et les concentrations des sédiments en suspension effectuées par l'ANRH. Le bassin versant de l'Oued El Maleh est contrôlé par une station hydrométrique installée à l'exutoire dite Turgot Nord, $X=149$, $Y = 245.7$, $Z = 18$ m, Code 040220 (Figure 5.1), ces données sont au nombre de 2017, couvrent une période de 17 ans de 1981 à 1998, à l'exception de l'année 1982, marquée par l'absence de données.

5.4 Méthodologie de prélèvement

Les débits liquides sont obtenus sur la base de la courbe de tarage à partir des hauteurs d'eau lues sur une échelle limnimétrique, d'autre part. Quant à la concentration, à chaque lecture d'hauteur d'eau, on prélève un échantillon d'eau turbide sur la rive à la surface de l'oued au moyen d'un flacon de 50 cl. Les sédiments filtrés sur papier-filtre sont ensuite séchés à l'étuve pendant 12 heures à une température de 105 °C. Ramenée à l'unité de volume d'un litre, cette charge est

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

attribuée à la concentration en suspension instantanée véhiculée par le cours d'eau et ses affluents en g/l. La cadence de prise des mesures varie selon l'ampleur de l'événement. En période de crue, les prises sont intensifiées jusqu'à des intervalles de temps d'une heure ou même de 30 minutes et parfois jusqu'à 15 minutes en fonction de la vitesse de l'augmentation des débits liquides. En période d'écoulement normal ou en période d'étiage, on se contente d'une prise quotidienne effectuée généralement à midi. Le débit solide en suspension est alors calculé par la méthode classique :

$$Q_s = C \cdot Q_L \quad (5.3)$$

Tel que :

Q_s : Le débit solide en suspension en (kg/s);

Q : Le débit liquide en (m³/s);

C : La concentration des sédiments en suspension (g/l).

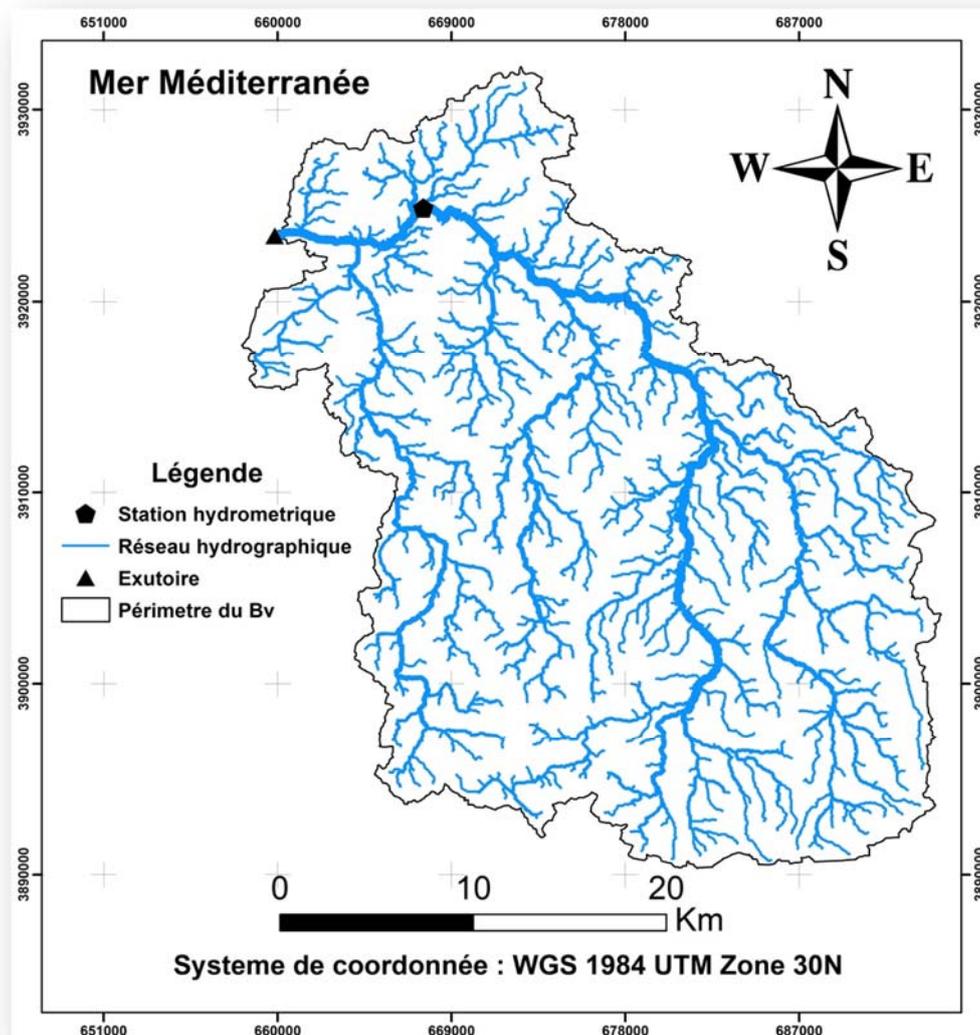


Figure 5.1 : Localisation de la station hydrométrique dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

5.5 Relation entre débit liquide et débit solide à l'échelle instantanée

Pour déterminer la variation des paramètres a et b de la relation de puissance, une approche à différentes échelles temporelles, basée sur les modèles de régression, est adoptée, en tenant compte des données hydro-pluviométriques du bassin de l'Oued El Maleh (Figure 5.2).

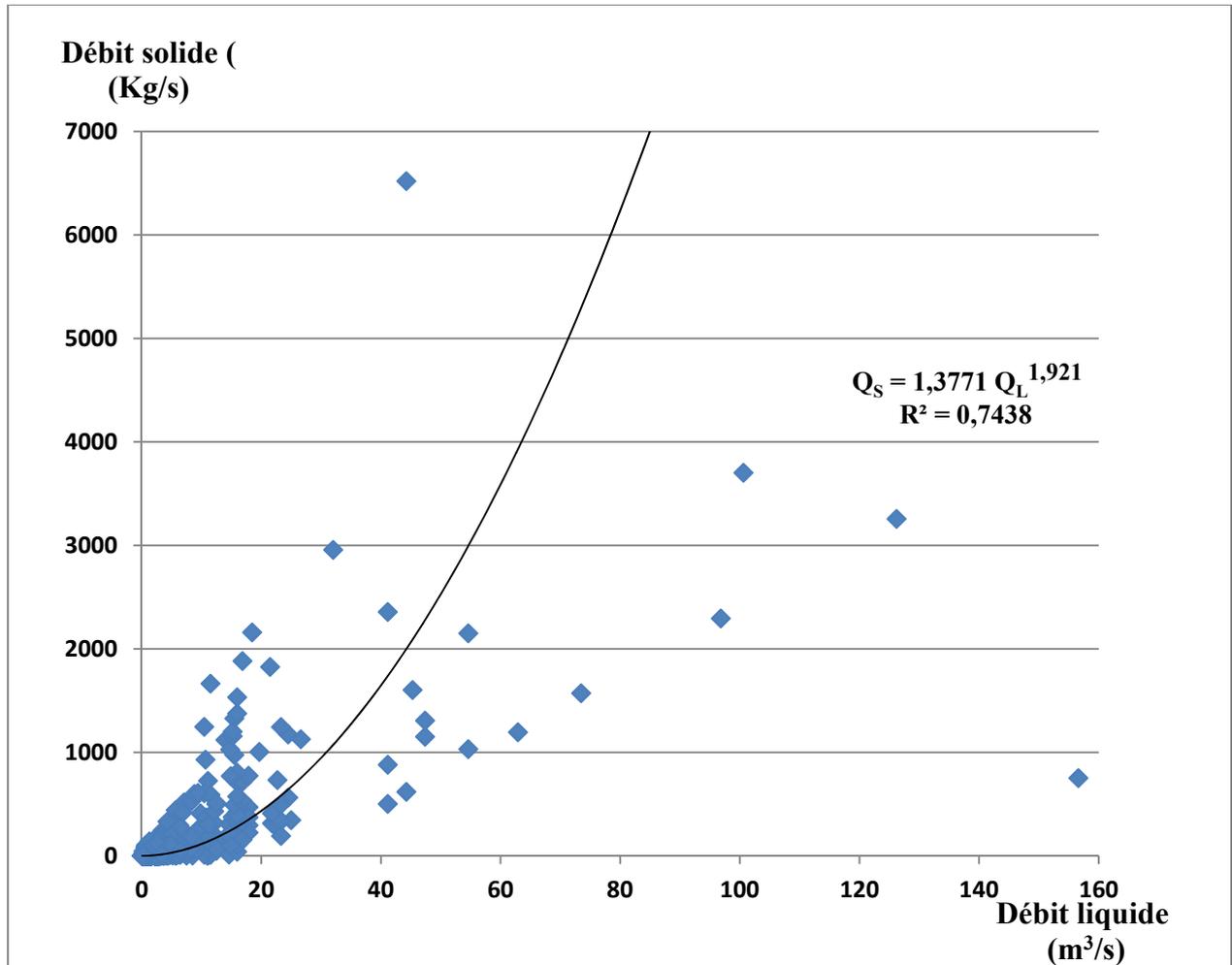


Figure 5.2 : Relation entre les débits instantanés liquides et solides à l'échelle globale

L'analyse porte sur les valeurs des débits liquides en mètres cubes par seconde et des débits solides en kilogrammes par seconde, mesurés au niveau du bassin versant de l'Oued El Maleh de 1981 au 1998 (données instantanées pour la série complète).

L'analyse graphique de cette figure montre une bonne corrélation en puissance liant le débit des matières solides en suspension aux débits liquides, les points du nuage obtenus sont alignés autour de la droite de régression.

Tableau 5.2 : Caractéristiques des données hydrométriques à l'échelle instantanée

Echelle temporelle	Nombre d'observation	R ²	Modèle retenu
Totalité des données	2017	0,744	$Q_s = 1,376 Q_L^{1,920}$

5.6 Bilan des apports liquides et solides

Le flux des matières en suspension exporté à l'exutoire pendant un laps de temps séparant deux prélèvements noté $t_{i+1} - t_i$, est calculé par la formule :

$$A_S = \frac{[(Q_{i+1} C_{i+1}) + (Q_i C_i)]}{2} (t_{i+1} - t_i) \quad (5.4)$$

Où : C_i et C_{i+1} sont les concentrations relevées aux instants t_j et t_{j+1} correspondant respectivement aux débits liquides Q_i et Q_{i+1} .

La somme arithmétique de ces apports élémentaires pendant l'année constituera l'apport solide annuel. De même, l'apport liquide engendrant le flux A_S est calculé comme suit :

$$A_L = \frac{Q_{i+1} + Q_i}{2} (t_{i+1} - t_i) \quad (5.5)$$

L'érosion hydrique est calculée en divisant l'apport solide annuel A_S [t/an] par la surface du bassin S [km²] selon la formule suivante :

$$A_{SS} = A_S / S \quad (5.6)$$

5.7 Résultats et discussion

5.7.1 Variabilité à l'échelle globale

La modélisation des données instantanées (2017) du débit Q_L et de la concentration C dans les sédiments en suspension en utilisant l'approche de la courbe du transport solide montre que la relation obtenue explique plus de 74% de la variance du transport sédimentaire dans le bassin versant d'Oued El Maleh. Les charges résultantes estimées montrent que l'érosion spécifique du sol est d'environ $294,29 \cdot 10^3 \text{ kg/km}^2/\text{an}$.

Des enquêtes antérieures rapportées par d'autres études menées en Algérie, en particulier dans les bassins versants côtiers affectés par le climat méditerranéen (Hallouz et al., 2017), ont montré que la valeur spécifique de l'érosion du sol de $373 \cdot 10^3 \text{ kg/km}^2/\text{an}$ dans le bassin nord-est. de Oued Mellah. De même, des valeurs de $212 \cdot 10^3 \text{ kg/km}^2/\text{an}$ et de $211 \cdot 10^3 \text{ kg/km}^2/\text{an}$ ont été obtenues au nord-ouest d'Oued Haddad et à Oued Mina par (Khanchoul et Jansson, 2008; Achite et Meddi, 2004) respectivement.

5.7.2 Variabilité des paramètres a et b

Les coefficients (a, b) de la courbe du transport solide de l'Oued El Maleh sont de 1,37 et 1,92 respectivement. Ces valeurs sont très proches de celles estimées sur d'autres bassins versants Algériens (Achite et Meddi, 2004; Ghenim et al., 2007; Khanchoul et Jansson, 2008; Khanchoul et al., 2012; Elahcene et al., 2013; Louamri et al., 2007). , 2013; Bouanani et al., 2013; Bouguerra et al., 2016; Madani Cherif et al., 2017; Hasbaia et al., 2017; Tourki et al., 2017; Hallouz et al., 2017). Ces deux paramètres a et b varient d'une région à l'autre et sont très sensibles à l'échelle de temps (Hasbaia et al., 2017). Sur le cours principal du fleuve Yangtsé en Chine, les changement sont en aval des paramètres a et b, ces derniers étaient étroitement associés à la morphologie du chenal de la rivière à l'aide de la courbe de transport solide (Yang et al. 2007).

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

Le bassin versant de l'Oued El Maleh a une forme allongée avec un relief faible, tandis que le réseau hydrographique présente une hiérarchie moyenne. Il se caractérise également par une formation presque perméable ainsi que par un temps de concentration faible, ceci influence sur le temps d'infiltration.

5.7.3 Variabilité à l'échelle des crues

Dans les bassins versants semi-arides, le transport de sédiments en suspension se produit souvent lors d'événements extrêmes. La crue dépend principalement de la quantité et de l'intensité des précipitations, le débit rapide de l'eau est largement influencé par la couverture végétale, la lithologie et les paramètres morphométriques du bassin (Yles et Bouanani, 2016).

Les pluies constituent l'unité temporelle la plus appropriée pour les analyses hydrologiques en relation avec le rendement en sédiments (Guy 1964). Dans ce chapitre, nous avons observé que les crues sont responsables en grande partie du transport des sédiments en suspension. Oued El Maleh transporte 63,78 millions de m³ d'eau et 2222 millions de sédiments à l'échelle des crues au cours des 17 années de l'étude, tandis que les rendements totaux mesurés sont de 393,56 millions de m³ d'eau et de 4610 millions de kg de sédiments. Ces résultats montrent que 16,21% de l'apport total en eau et 48,15% du taux de production total de sédiments en suspension sont observés au cours de cette période. Plus de 80%, 82% et 92% des rendements annuels en sédiments sont enregistrés pendant la période des événements extrêmes de 1985, 1986 et 1988 respectivement (Tableau 5.3). Une seule crue a généré plus 92,95% de transport de sédiment notée en Janvier 1988, la même tendance est observée pour le rendement en eau avec des pourcentages différents, cette constatation est observée dans de nombreux bassins versants de l'Algérie, dans le bassin versant du Haut Tafna (nord-ouest de l'Algérie), une crue a généré plus de 93% de la charge annuelle en suspension (Megnounif et al.2003). À Oued Sikkak, une crue de mars 1973 avec un débit d'eau de 176 m³/s a drainé 70% de la production annuelle totale d'eau.

Pour toutes les crues, la courbe de transport des sédiments explique plus de 76% du transport de sédiments en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Maleh. Pour chaque événement, cette loi explique entre 64% et 95% de la variance. La relation entre les coefficients a et b a un grand intérêt, notamment pour les bassins mal jaugés. Elle permet de déduire ou d'extrapoler la courbe en cas de manque de données. Cette loi expliquait plus de 76% de la pente / ordonnée à l'origine de la variance de la courbe d'évaluation des sédiments à l'échelle des événements extrêmes. On croit généralement que la pente est liée à la disponibilité de sédiments en suspension dans une certaine zone (Asselman, 2000). Une relation similaire est obtenue pour 12 paires (a, b) correspondant à 12 crues sélectionnées de l'oued Soubella (Hasbaia et al. 2017).

Le facteur b peut être directement lié à la zone de drainage lors des crues, mais il exprime le taux de transport solide. Le paramètre a exprime l'état du sol d'un bassin en général et son degré de saturation en particulier (Benkhalel et Remini, 2003). Nous citons que la crue de Janvier 1988 a générée plus de 92% de la valeur totale des sédiments, en Février 1986, on enregistre une crue qui a généré plus de 82% de l'apport solide annuel.

Dans la partie supérieure du bassin de la rivière Celone (Italie), la plus grande partie de la quantité de sédiments en suspension est transportée pendant le débit élevé. On estime en particulier que le débit élevé représente 94% de la quantité totale de matières en suspension, un autre bassin versant

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

situé dans les Pouilles. Dans la région méridionale de l'Italie, pendant la période estivale (juin et juillet), deux inondations ont été enregistrées, chacune sur une période de quelques heures au cours de laquelle l'eau a transporté une énorme quantité de matières en suspension et de débris. (Girolamo et al., 2015).

Considérant la courbe de transport des sédiments comme un modèle à boîte noire, les coefficients a et b n'ont aucune signification physique (Asselman, 2000). De nombreuses études ont contribué à lier leur variabilité à certains paramètres physiques et de transport des sédiments. Le coefficient b dépend des paramètres de débit (débit d'eau et débit), une valeur élevée de b est attribuée à un débit d'eau élevé (Peters-Kümmerly, 1973), en particulier à l'échelle des crues, le même résultat est obtenu. par Benkhaled et Remini (2003). Le coefficient a dépend des paramètres de transport des sédiments (concentration et rendement), il est considéré comme un indice d'érosion (Peters-Kümmerly, 1973; Morgan, 1995; Asselman, 2000; Benkhaled et Remini, 2003). Dans cette étude, nous ne pouvons pas confirmer cette conclusion en raison du faible nombre de crues enregistrées.

Tableau 5.3 : Apports solide et liquide, pluie annuelle, lame d'eau écoulee, coefficient de détermination à l'échelle de crue

Années	AL Annuel (Mm ³)	As Annuel (Mt)	AL crue (Mm ³)	As crue (Mt)	AL crue %	As crue %	P (mm)	R ²	a	b
Novembre 1985	18,355	0,331	6,984	0,267	38,05	80,74	416	0,64	17,95	1,10
Fevrier 1986	37,919	0,407	13,990	0,338	36,90	82,93	418	0,73	3,94	1,44
Janvier 1988	24,558	0,885	13,550	0,823	55,18	92,95	518	0,80	12,66	1,26
Mai 1992	51,449	0,2	6,451	0,114	12,54	57,14	248	0,90	9,21	1,22
Mars 1995	48,234	1,153	13,239	0,381	27,45	33,06	361	0,95	1,47	1,73
Novembre 1997	29,73	0,77	9,601	0,299	32,29	38,84	382	0,95	1,94	1,95

Tableau 5.4 : Caractéristiques de la crue de Janvier 1988

Crue	Valeurs
Débit de pointe (m ³ /s)	54,6
Concentration maximal (g/l)	147,3
Apport liquide de la crue (Mm ³)	13,55
% Apport liquide de la crue / Apport liquide annuel	55,18
Apport solide de la cure (Mt)	0,823
% Apport solide de la cure / Apport solide annuel	92,95

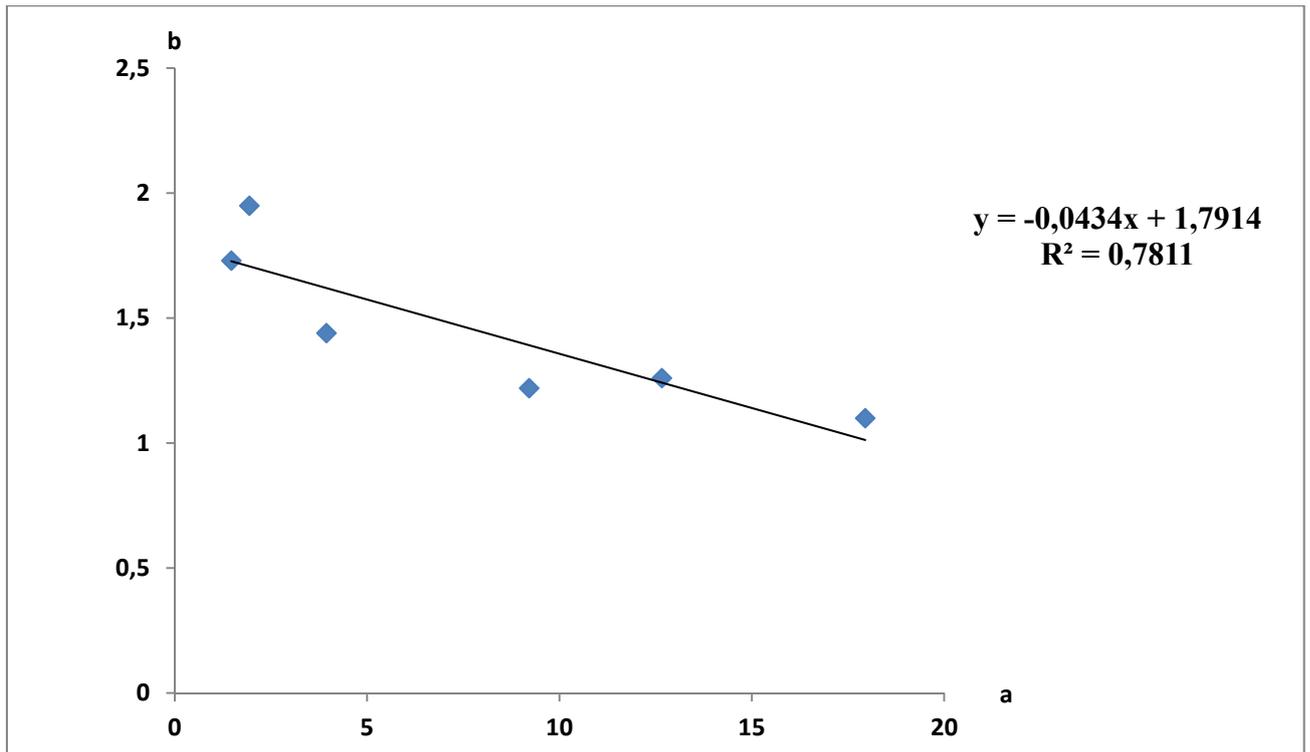


Figure 5.3: Corrélation entre les valeurs a et b pour 6 crues

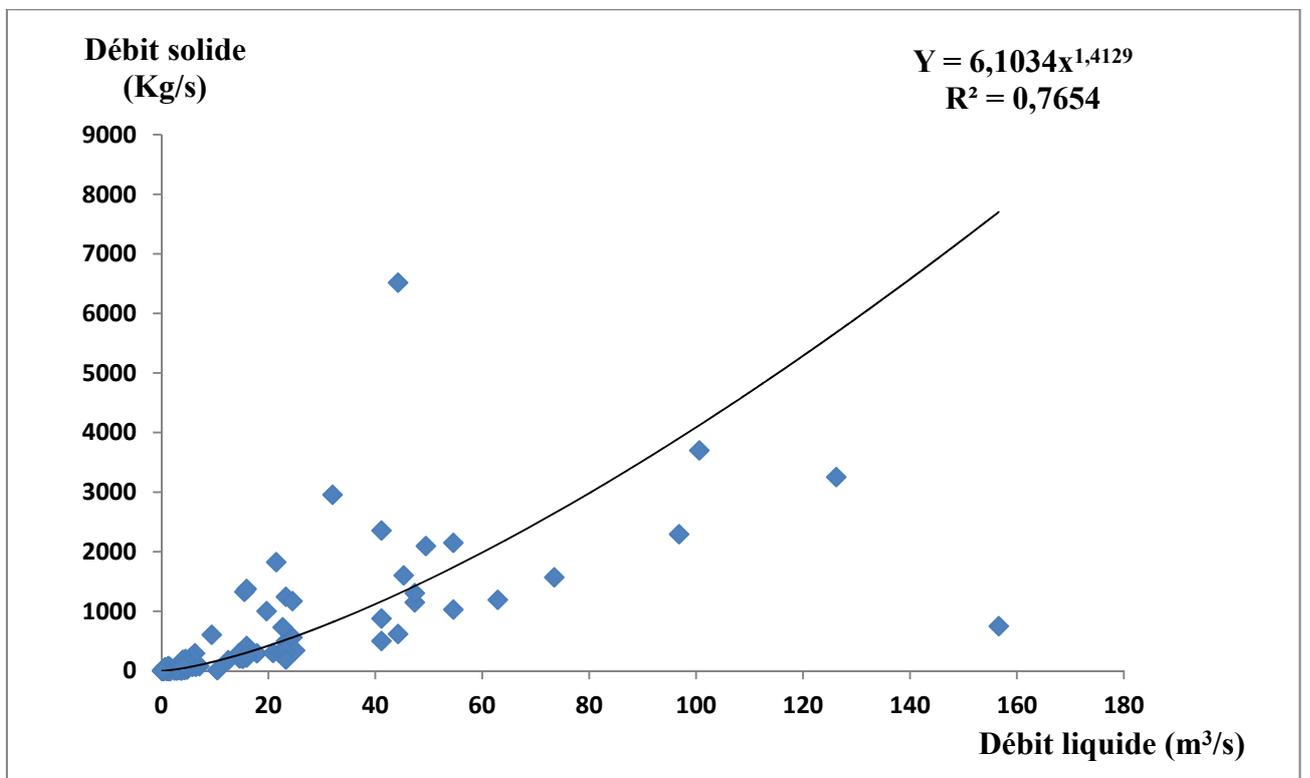


Figure 5.4: Relation entre les débits instantanés liquides et solides à l'échelle des crues

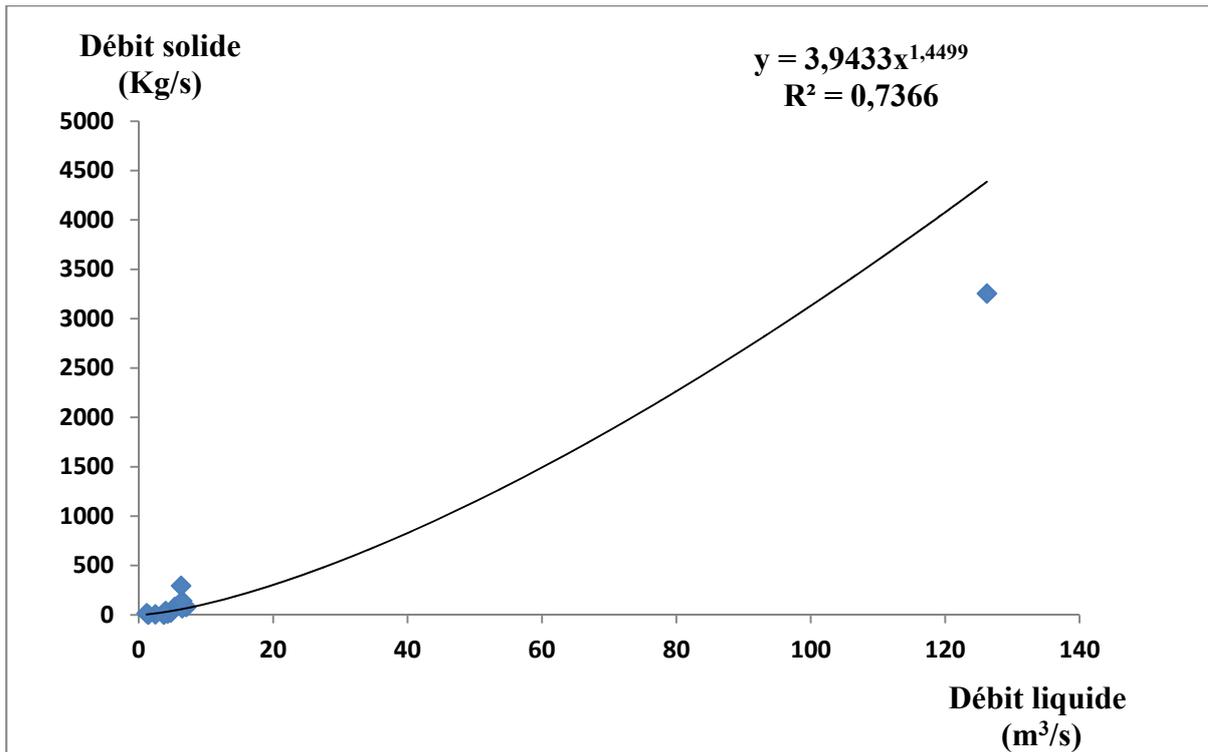


Figure 5.5 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1986

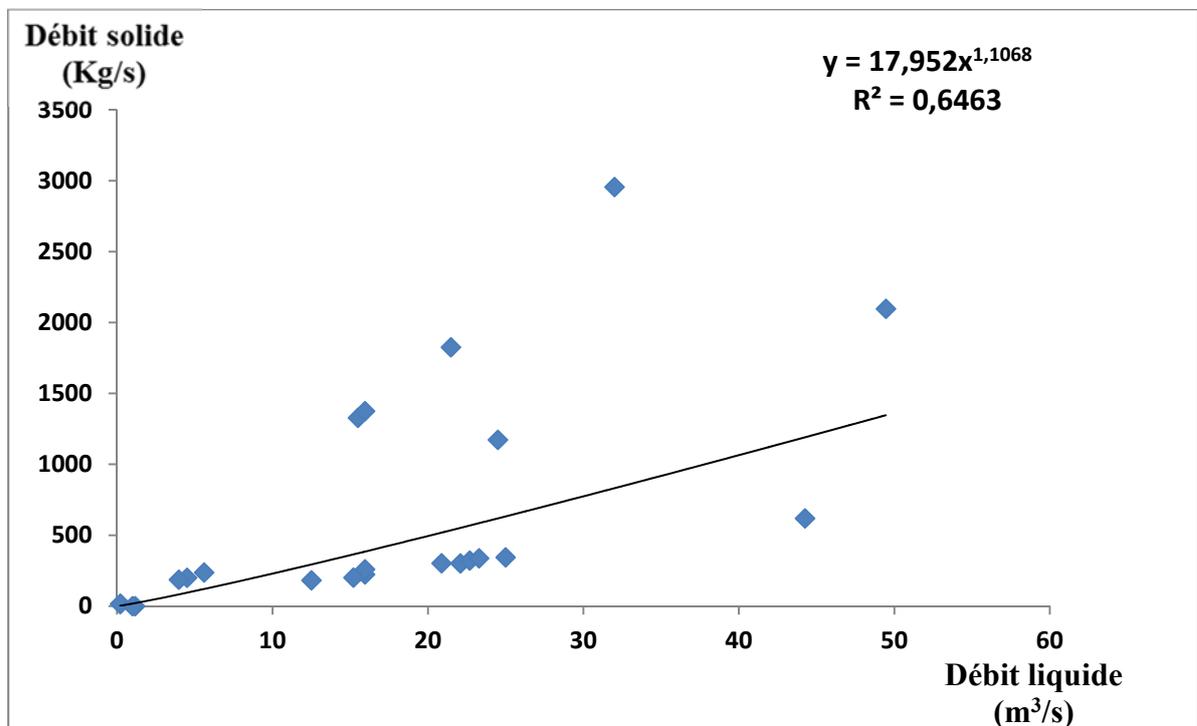


Figure 5.6 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1985

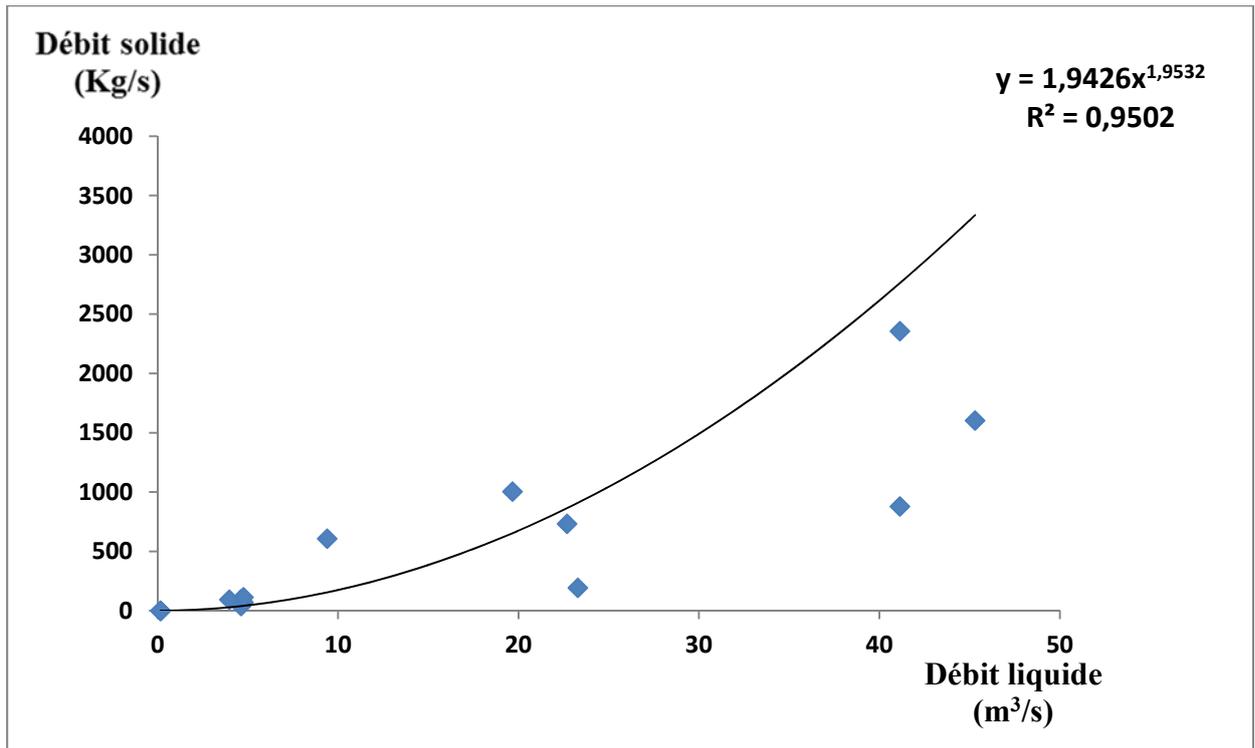


Figure 5.7 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1997

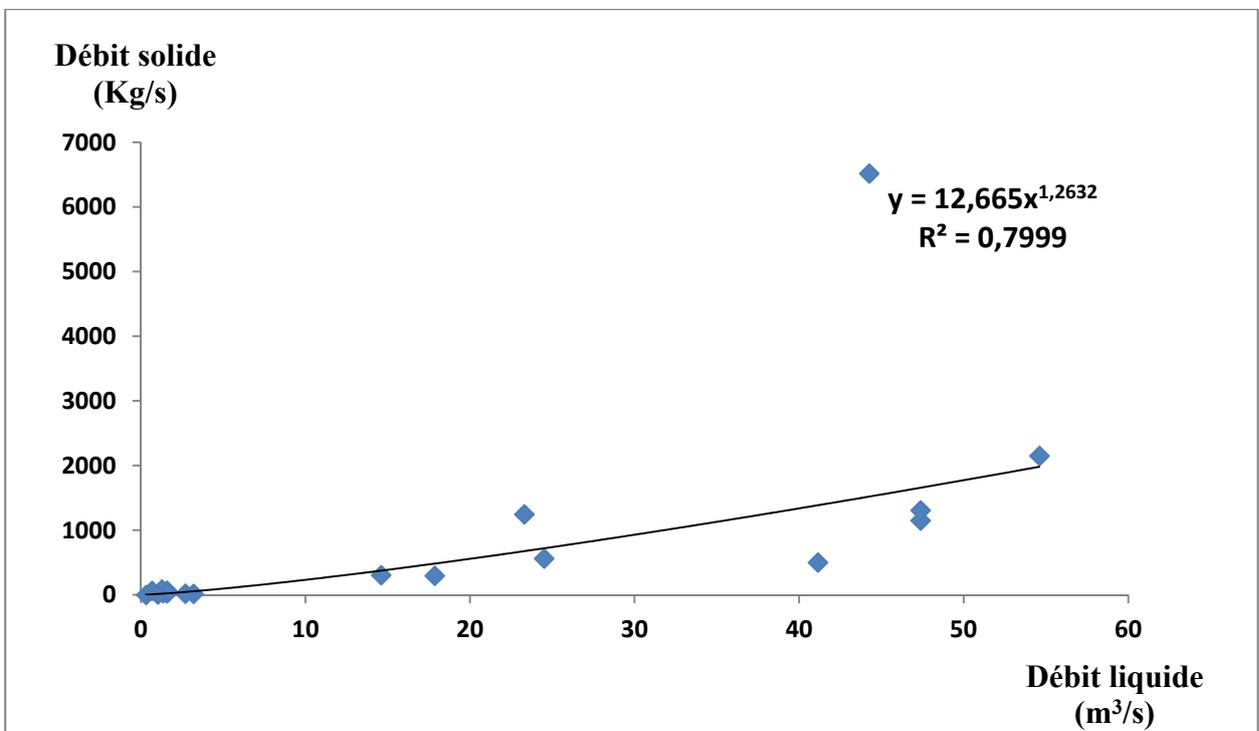


Figure 5.8 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1988

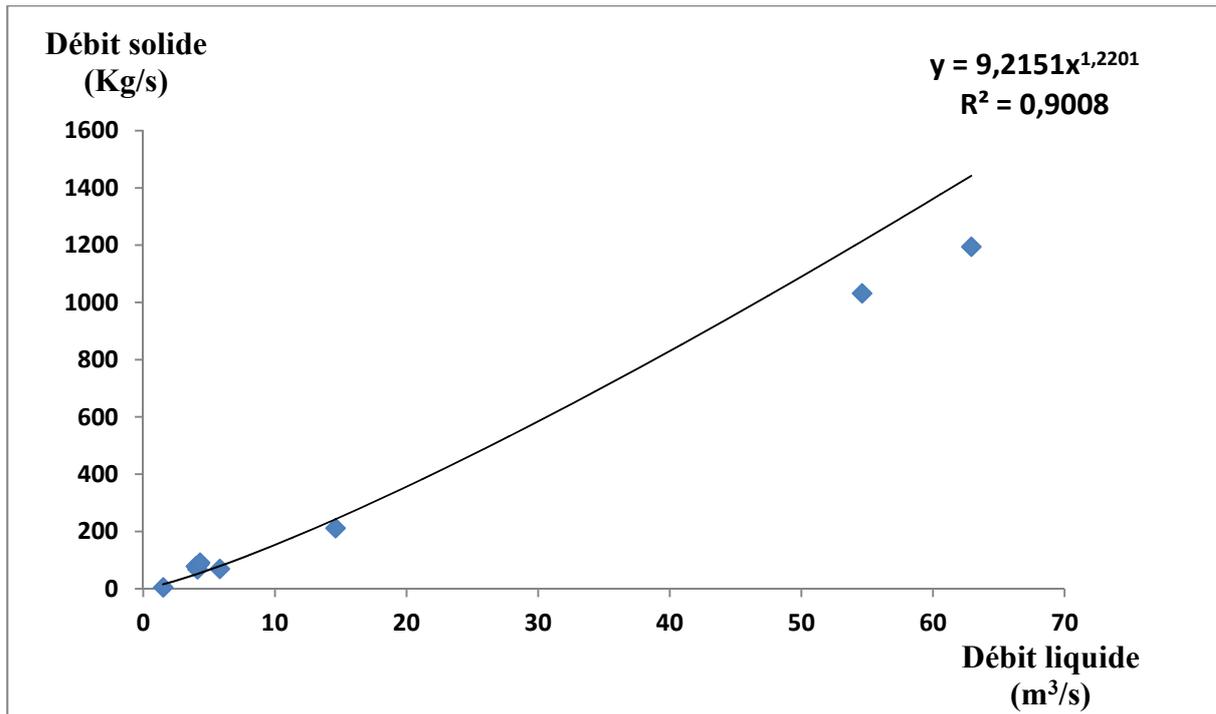


Figure 5.9 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1992

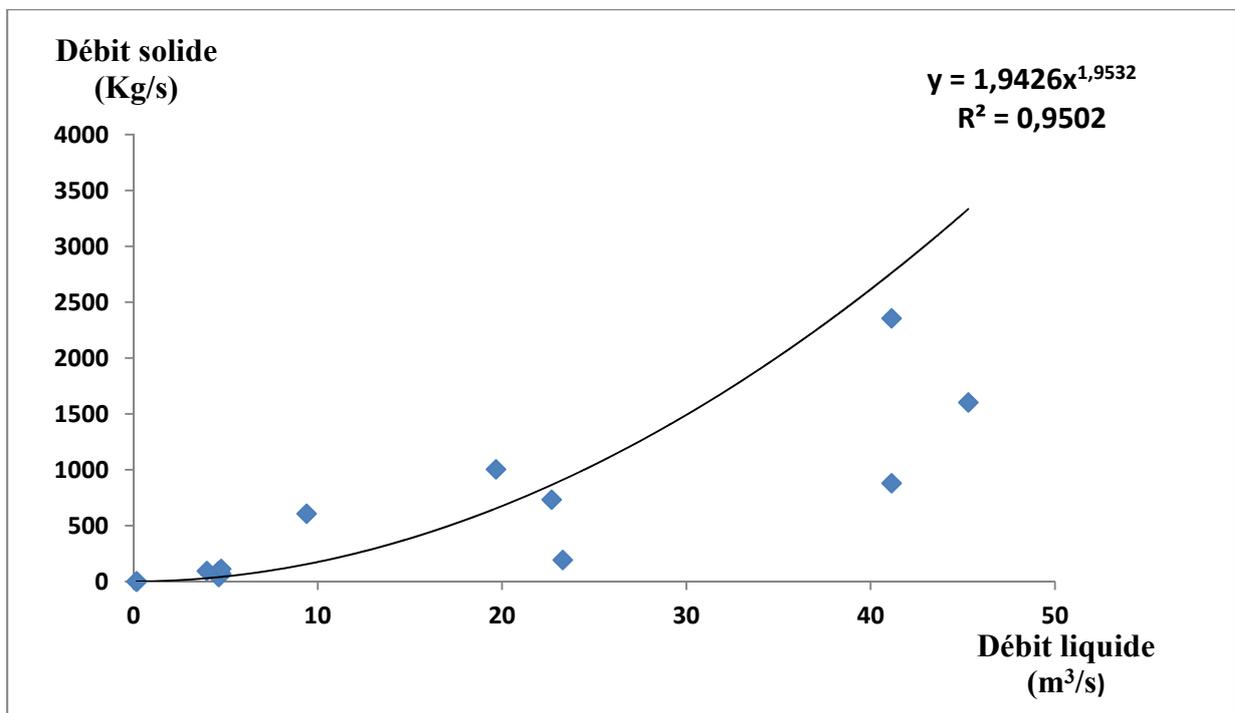


Figure 5.10 : Relation débit liquide – débit solide de la Crue 1997

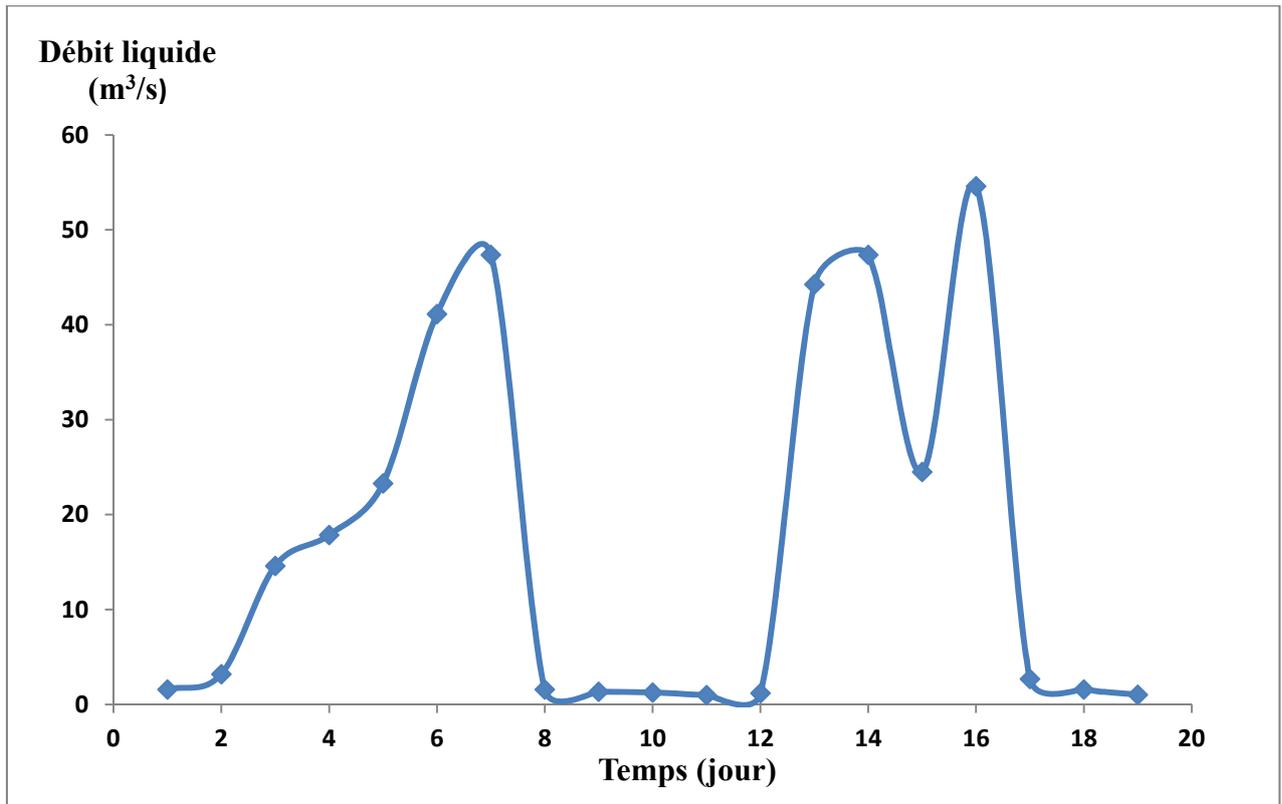


Figure 5.11 : Hydrogramme de crue de Janvier 1988

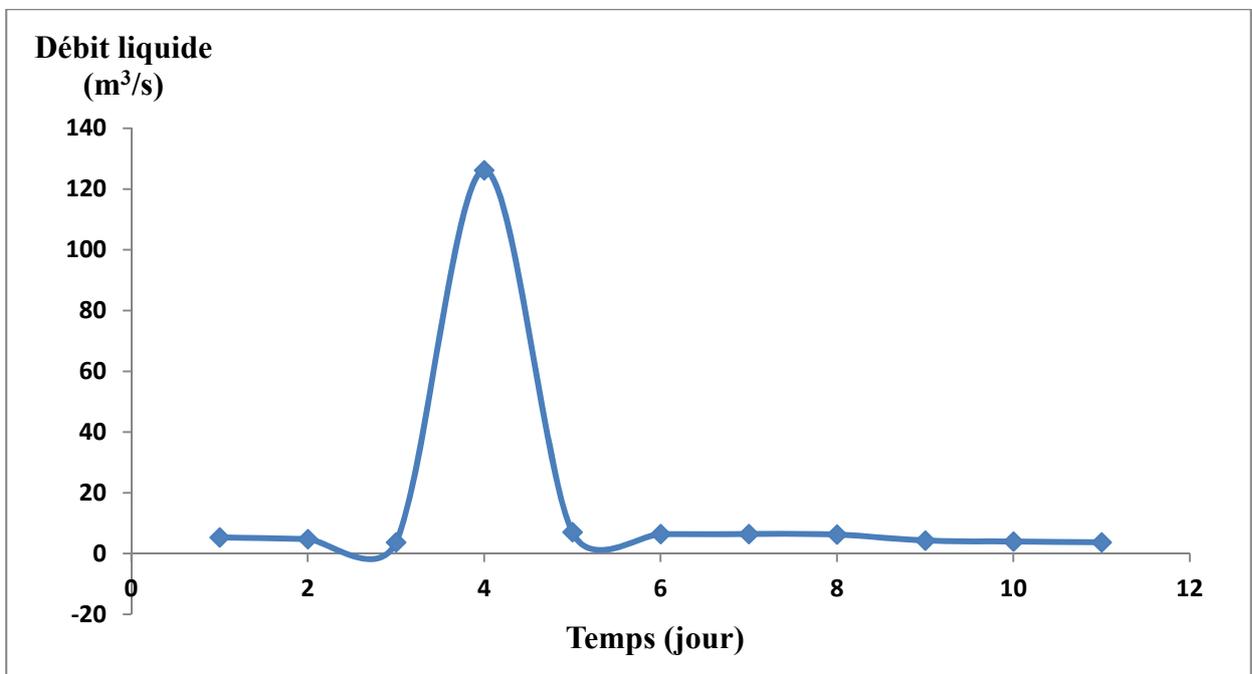


Figure 5.12 : Hydrogramme de crue de Janvier 1986

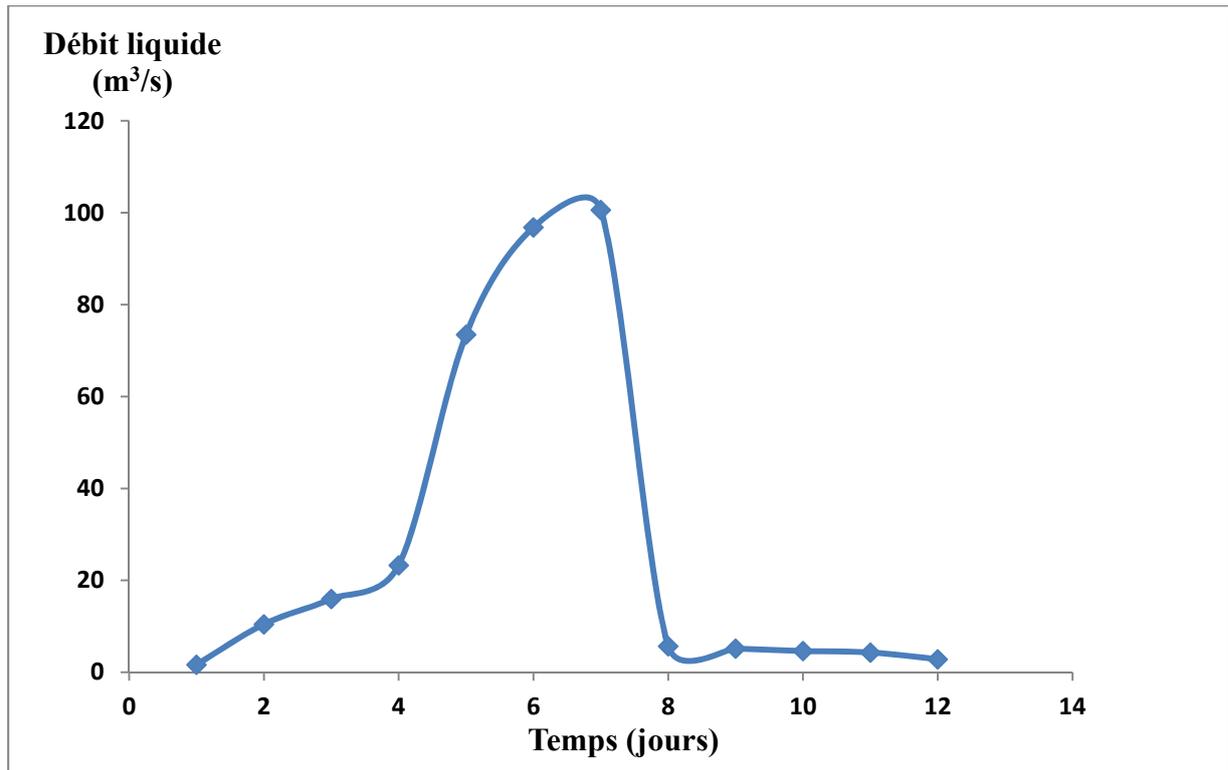


Figure 5.13 : Hydrogramme de crue de Janvier 1995

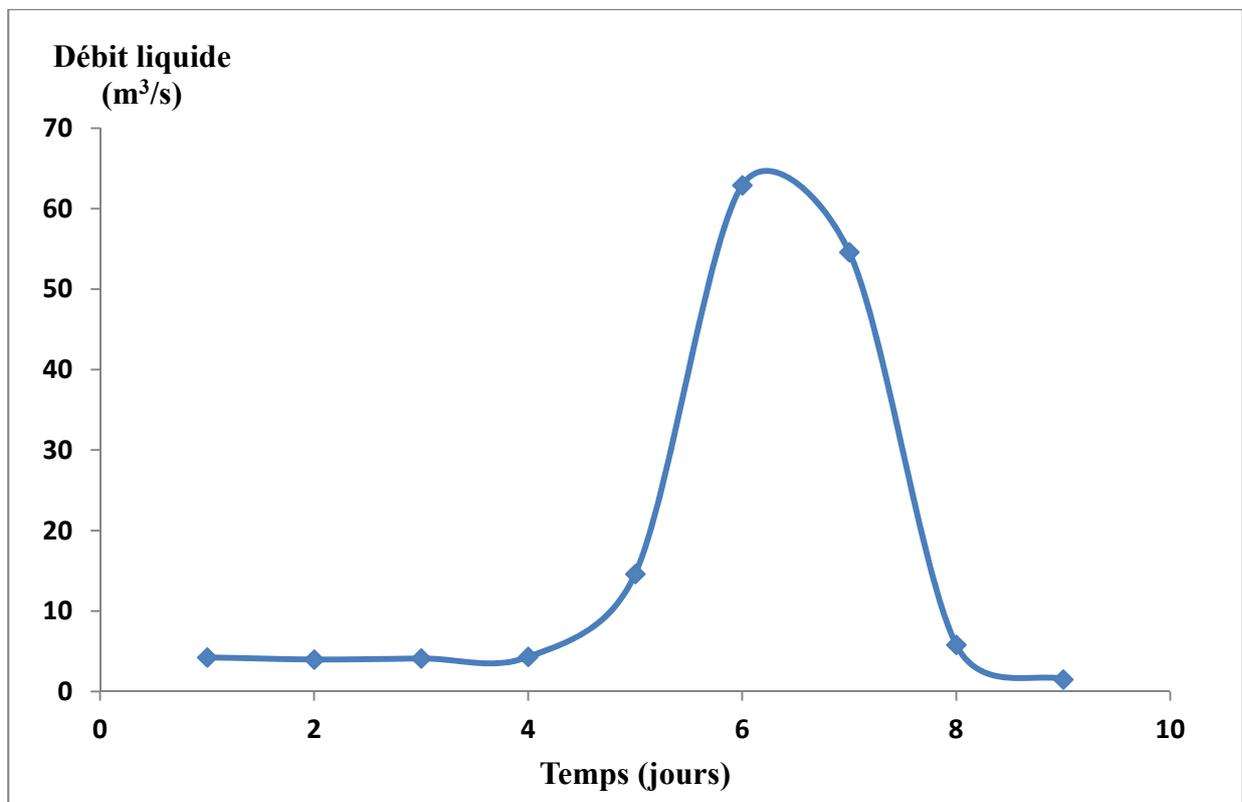


Figure 5.14 : Hydrogramme de crue de Janvier 1992

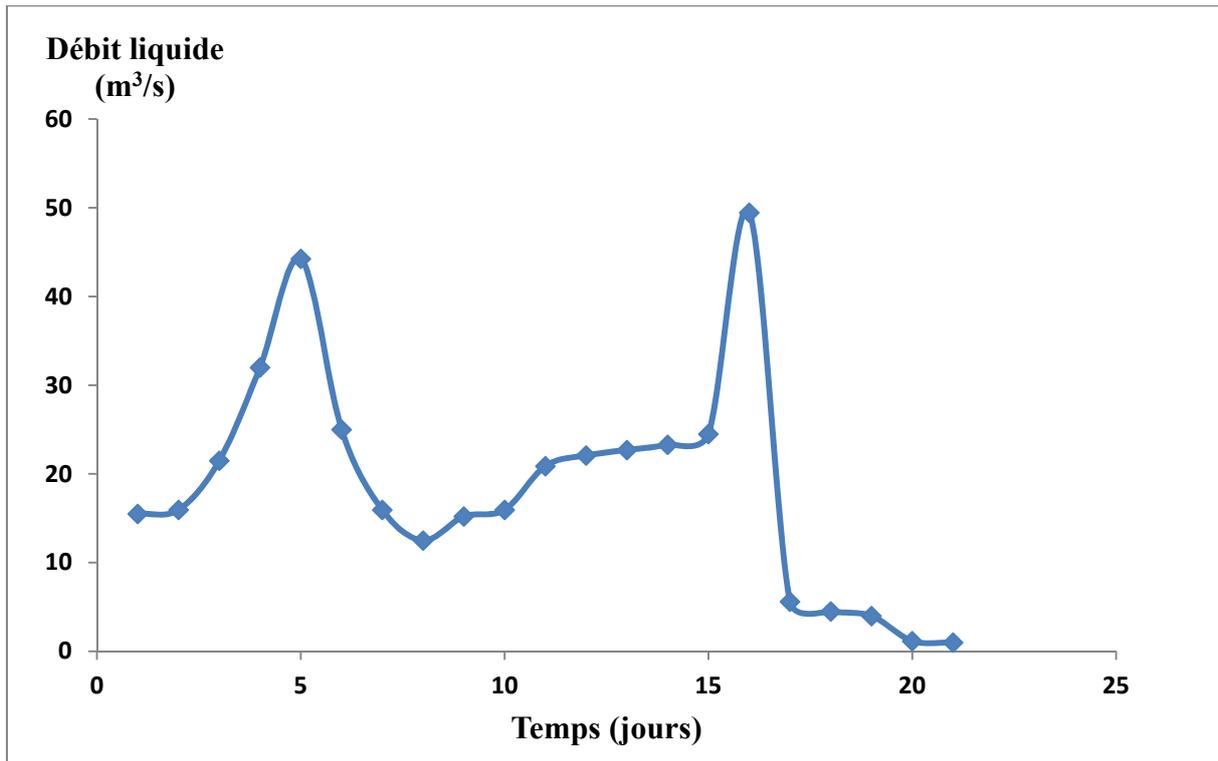


Figure 5.15 : Hydrogramme de crue de Janvier 1985

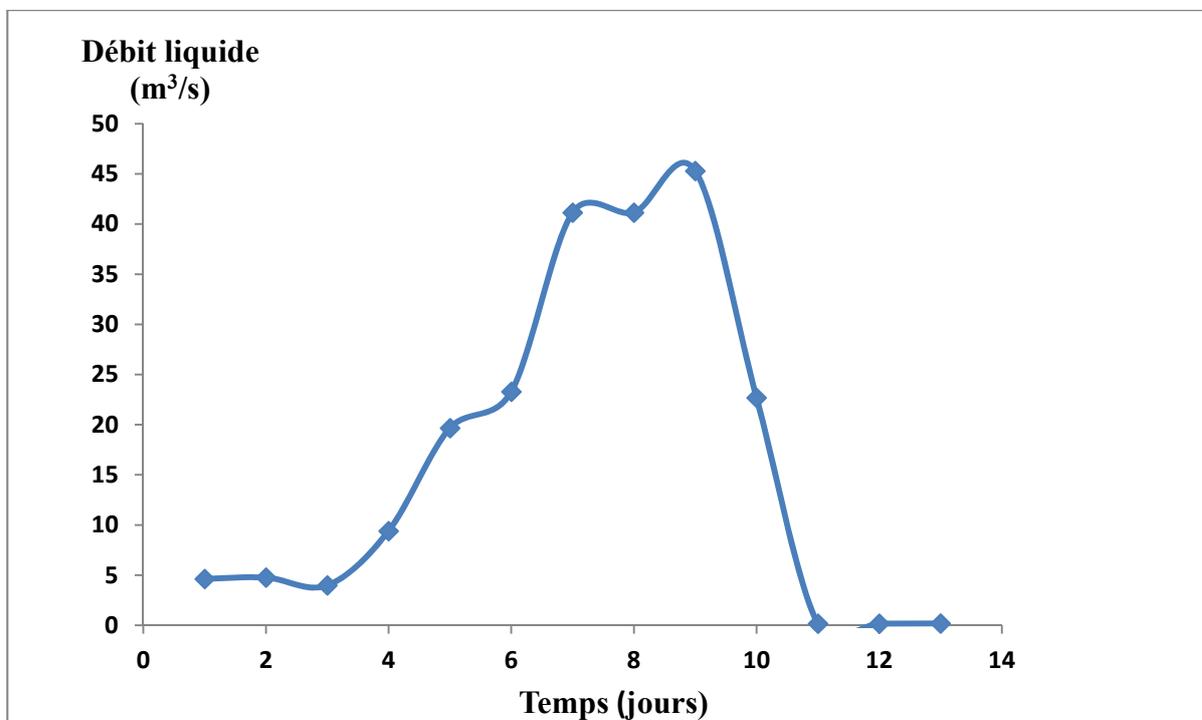


Figure 5.16 : Hydrogramme de crue de Janvier 1997

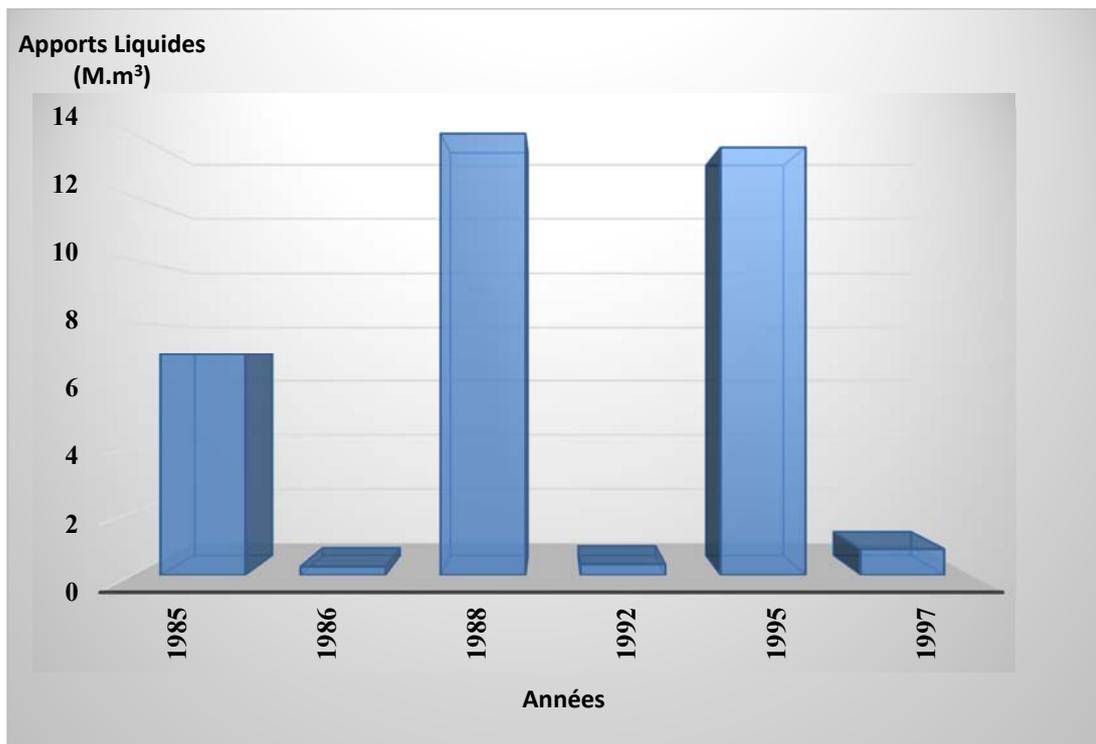


Figure 5.17 : Variabilité de l'apport liquide à l'échelle des crues

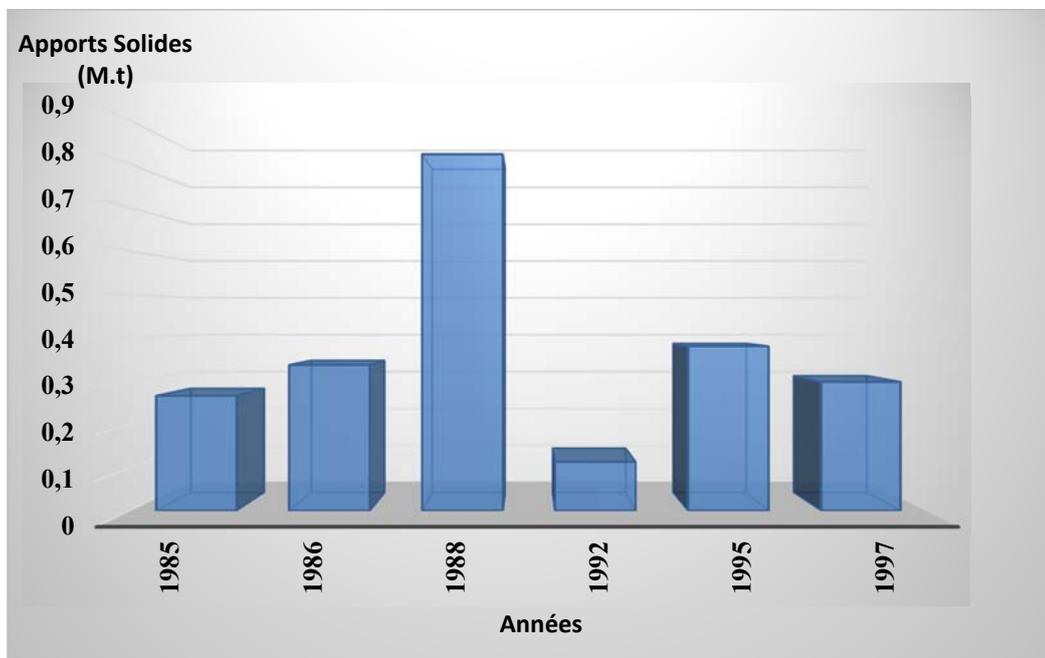


Figure 5.18 : Variabilité de l'apport solide à l'échelle des crues

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

5.7.4 Variabilité à l'échelle mensuelle

Comme présentées dans le tableau 5.5, les valeurs mensuelles de rendement en eau et en sédiments montrent une grande variabilité du transport des sédiments en suspension ($C_v = 105\%$). Les résultats montrent également que plus de 84% de la charge sédimentaire annuelle est observée en seulement cinq mois: septembre (16,07%), novembre (13,11%), janvier (28,66%), février (12,91%) et en mars (13,75%), qui expliquent que l'intensité des précipitations précoces en automne et celles en hiver sont responsables de la majeure partie du transport des sédiments dans le bassin versant de l'Oued El Maleh. C'est en janvier que les rendements en eau et en sédiments sont les plus importants, comme le montre le tableau 6. En effet, le mois de janvier assure près de 28,66% des contributions solides. Il est à noter que la forte inondation est enregistrée en janvier 1988 dans le bassin versant de l'Oued El Maleh. Ce résultat diffère légèrement de celui des autres bassins voisins (Achite et al., 2004, 2007; Megnounif et al., 2003). Ces taux spectaculaires de la contribution de la perte en sol peut s'expliquer par les couverts végétaux médiocres, par la vulnérabilité du sol à l'érosion à cause des températures élevées et par les fortes intensités des averses, on peut avoir jusqu'à 200 mm par 24 heures (Demmak 1982). Ces taux mensuels sont variables d'un bassin versant à un autre.

À l'instar des résultats déjà obtenus par d'autres études menées dans la région méditerranéenne, il est observé dans le nord-est de l'Espagne que la charge totale suspendue dans le bassin méditerranéen inférieur de Tordera augmente progressivement d'octobre à décembre et diminue considérablement de décembre à septembre. (Rovira et al., 2006). Dans la rivière Celone (Italie), plus de 90% de la charge totale suspendue annuelle est transportée de novembre à mai, tandis qu'en juin, le volume de sédiments en suspension était inférieur à 100 t par mois et diminuait d'août à octobre minimum de moins de 10 t par mois (Girolamo et al., 2015).

Tableau 5.5 : Bilan mensuel des apports liquides (A_L), des apports solides (A_S), les dégradations spécifiques (A_{SS}), et les pluies mensuelles du bassin versant de l'Oued Maleh

Mois	R^2	C (g/l)	Modèles Retenus	A_L ($10^6 m^3$)	A_S (10^6 t)	$A_{SS}(t/km^2/an)$	A_{SS} %	P(mm)
Septembre	0,6303	17,24	$Q_S = 0,538 Q_L^{1,365}$	19,257	0,592	635,71	16,07	9,56
Octobre	0,602	5,05	$Q_S = 2,096 Q_L^{2,099}$	19,62	0,15	161,12	4,07	17,27
Novembre	0,737	10,92	$Q_S = 1,909 Q_L^{1,868}$	34,27	0,483	518,65	13,11	46,87
Décembre	0,7034	5,2	$Q_S = 1,609 Q_L^{2,112}$	24,49	0,142	152,29	3,85	34,5
Janvier	0,7426	9,91	$Q_S = 1,513 Q_L^{1,834}$	46,528	1,056	1133,42	28,66	59,07
Février	0,7794	4,10	$Q_S = 0,865 Q_L^{1,983}$	50,121	0,476	510,51	12,91	55,46
Mars	0,8076	6,83	$Q_S = 1,061 Q_L^{2,049}$	44,091	0,507	543,97	13,75	50,93
Avril	0,6135	2,77	$Q_S = 0,903 Q_L^{1,779}$	26,801	0,068	73,34	1,85	31,5
Mai	0,7615	3,91	$Q_S = 1,208 Q_L^{2,027}$	26,899	0,191	205,05	5,18	32,9
Juin	0,5773	0,42	$Q_S = 0,406 Q_L^{1,092}$	17,226	0,005	5,48	0,14	2,71

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

Juillet	0,503	6,18	$Q_s = 0,152 Q_L^{0,265}$	6,157	0,0018	1,93	0,05	1,82
Aout	0,5496	1	$Q_s = 0,230 Q_L^{1,006}$	7,179	0,01	13,89	0,35	0,83
Cv			-	51%	105%		-	

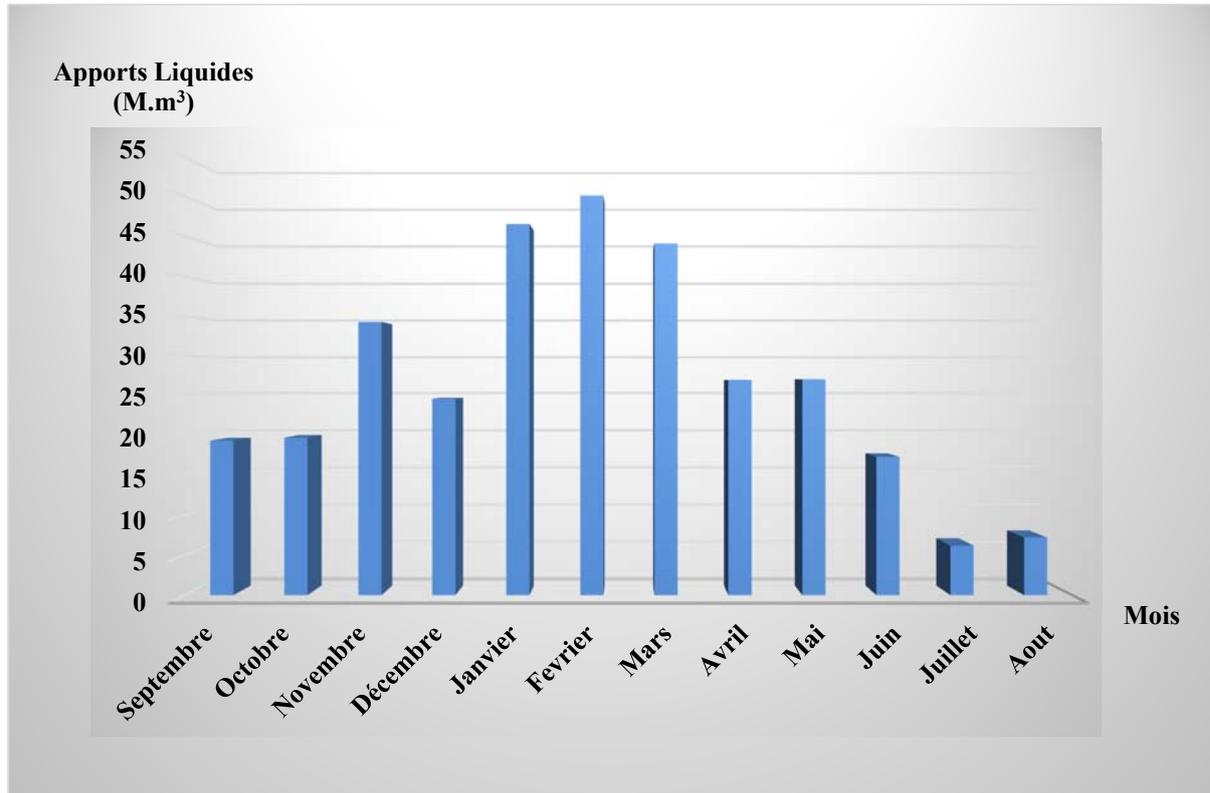


Figure 5.19 : Variabilité de l'apport liquide à l'échelle mensuelle

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

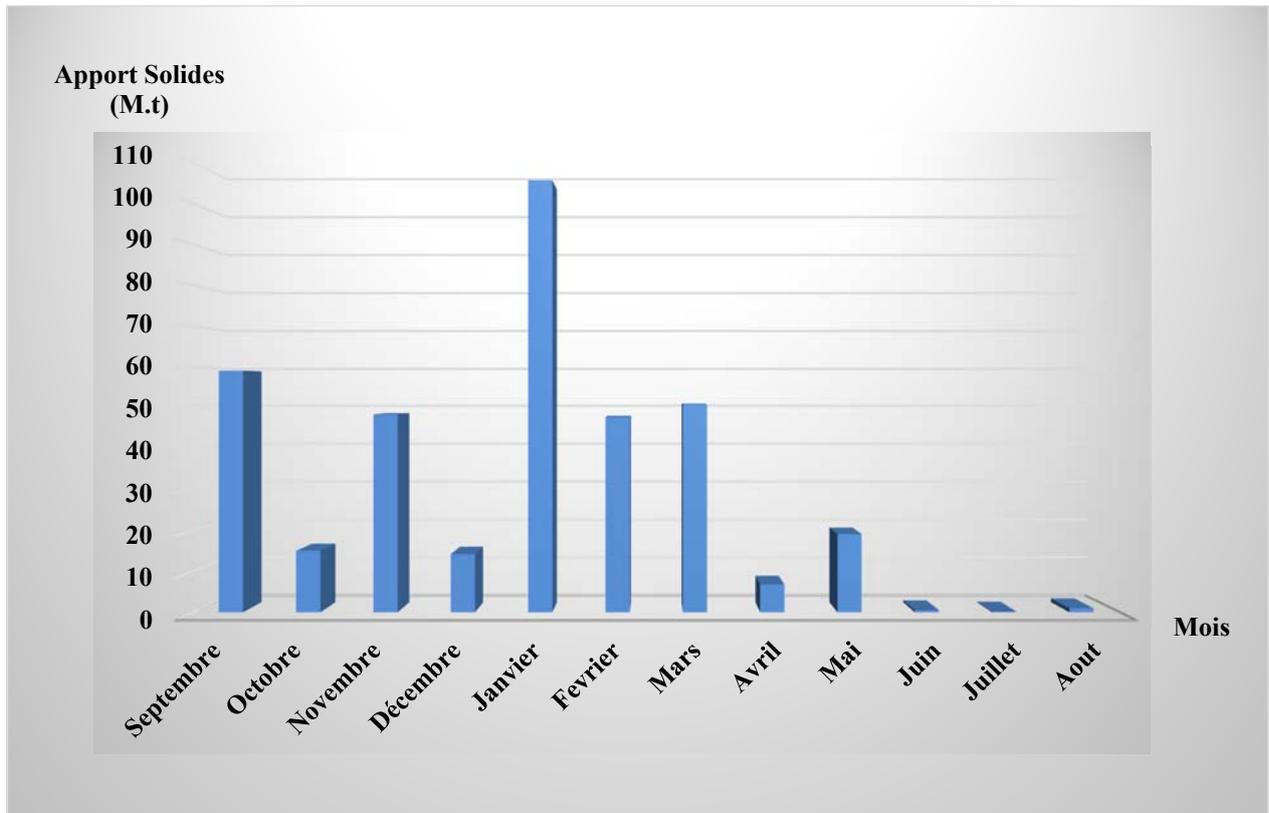


Figure 5.20 : Variabilité de l'apport solide à l'échelle mensuelle

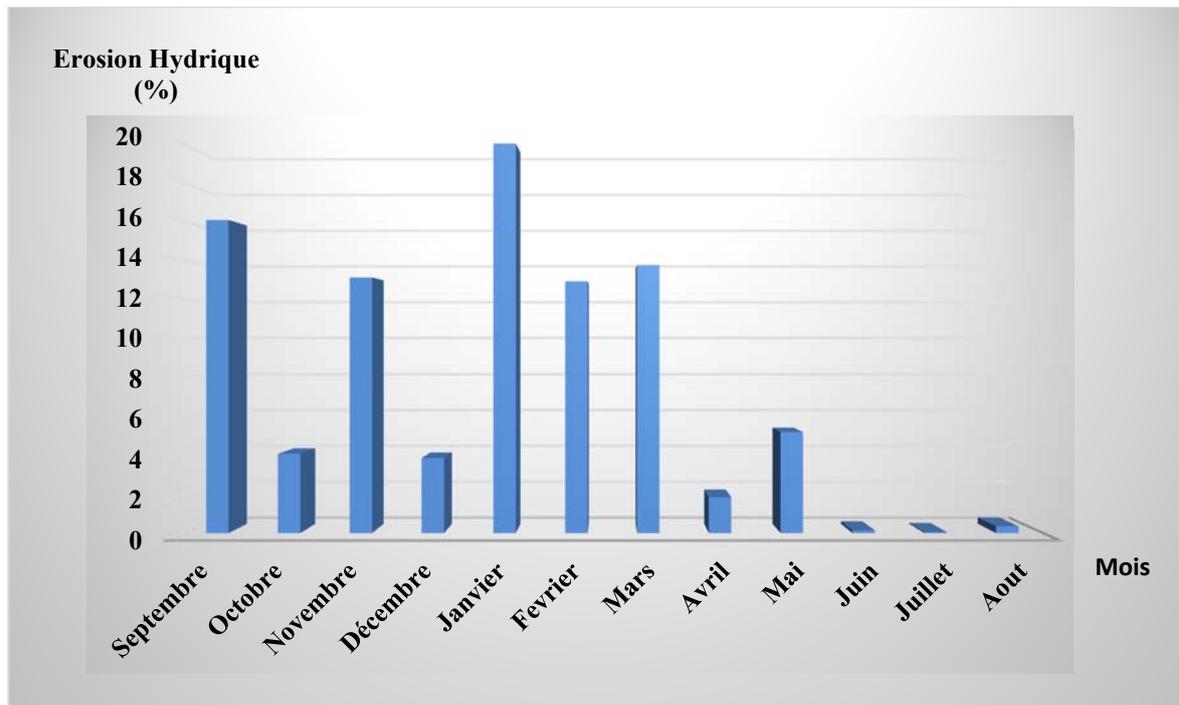


Figure 5.21 : Variabilité de l'érosion hydrique à l'échelle mensuelle

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

5.7.5 Variabilité à l'échelle saisonnière

En ce qui concerne l'échelle saisonnière, l'analyse du phénomène du transport des sédiments en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Maleh est presque identique à celle précédemment établie pour l'échelle mensuelle (Tableau 5.6).

Les concentrations de sédiments en suspension ont tendance à être plus élevées en hiver (45,41%) qu'en automne (33,26%), au printemps (20,79%) et en été (0,54%). La majeure partie du transport des sédiments, soit 45,41% de la charge en sédiments, est donc transportée en hiver. En fait, cela peut expliquer que la variabilité temporelle dépend de la contribution des inondations à l'activité sédimentaire. En effet, les événements extrêmes génèrent un taux élevé de la charge en suspension de sédiments. Nous notons que pendant la saison hivernale, trois inondations (février 1986, janvier 1988 et décembre 1997) ont généré plus de (82%, 92%, 38%) respectivement. Nous avons également observé que la saison des pluies est responsable de plus de 78% de la dégradation des sols. Le rendement en sédiments en saison humide peut être plus de 4 fois supérieure à celui de la saison sèche.

Tableau 5.6 : Bilan saisonnier des apports liquides (A_L), des apports solides (A_S), des concentrations (C), des dégradations spécifiques (A_{SS}), et la pluie saisonnière du bassin-versant d'Oued Maleh

Saisons	A_L (Mm^3)	A_S (Mt)	A_{SS} ($t/km^2/season$)	A_{SS} %	C (g/l)	P (mm)
Automne	73,146	1,226	1315,48	33,26	11,02	24,6
Hiver	121,140	1,674	1796,22	45,41	6,22	49,7
Printemps	97,791	0,766	822,37	20,79	4,75	38,4
Eté	35,681	0,0198	21,29	0,54	1,97	1,8
Cv	38%	66%	-			
Saison humide	194,286	2,900	3111,70	78,67	8,62	37,1
Saison sèche	133,472	0,7863	843,66	21,33	3,36	20,1

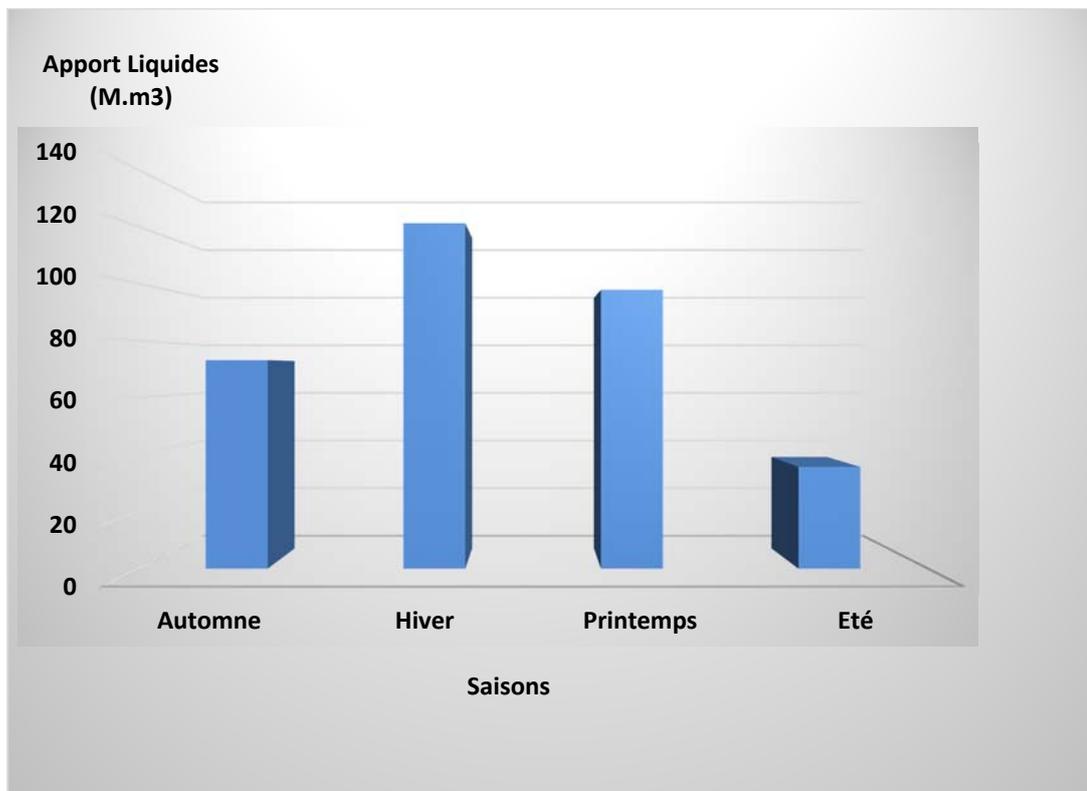


Figure 5.22 : Variabilité de l'apport liquide à l'échelle saisonnière

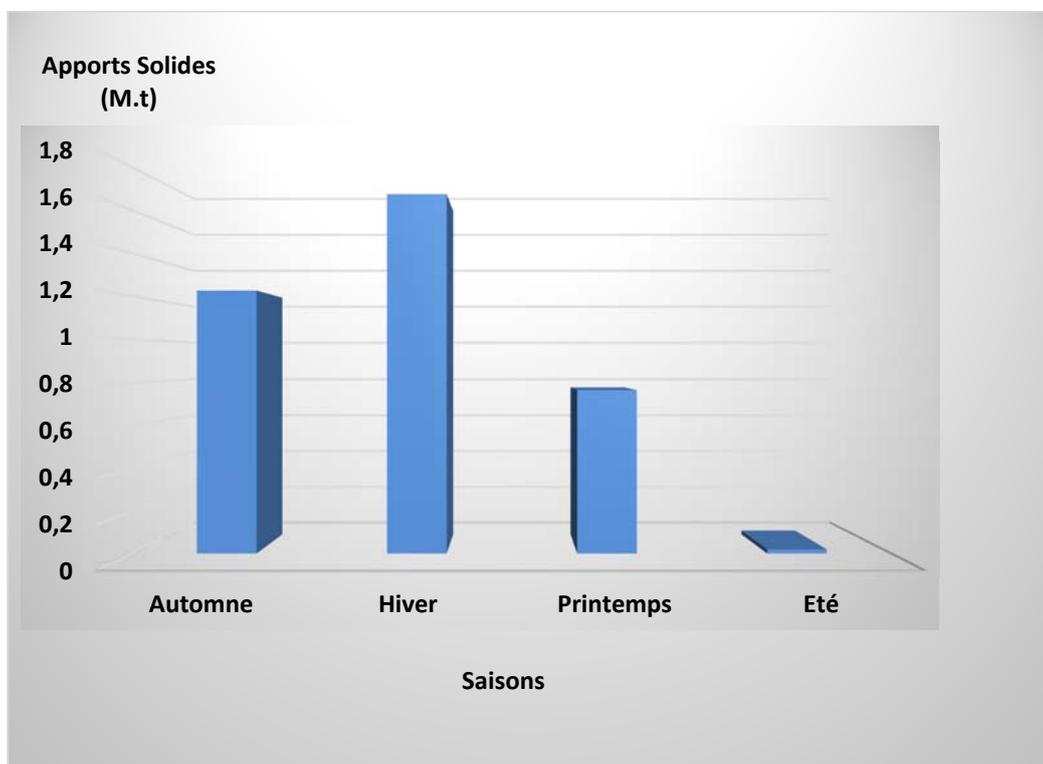


Figure 5.23 : Variabilité de l'apport solide à l'échelle saisonnière

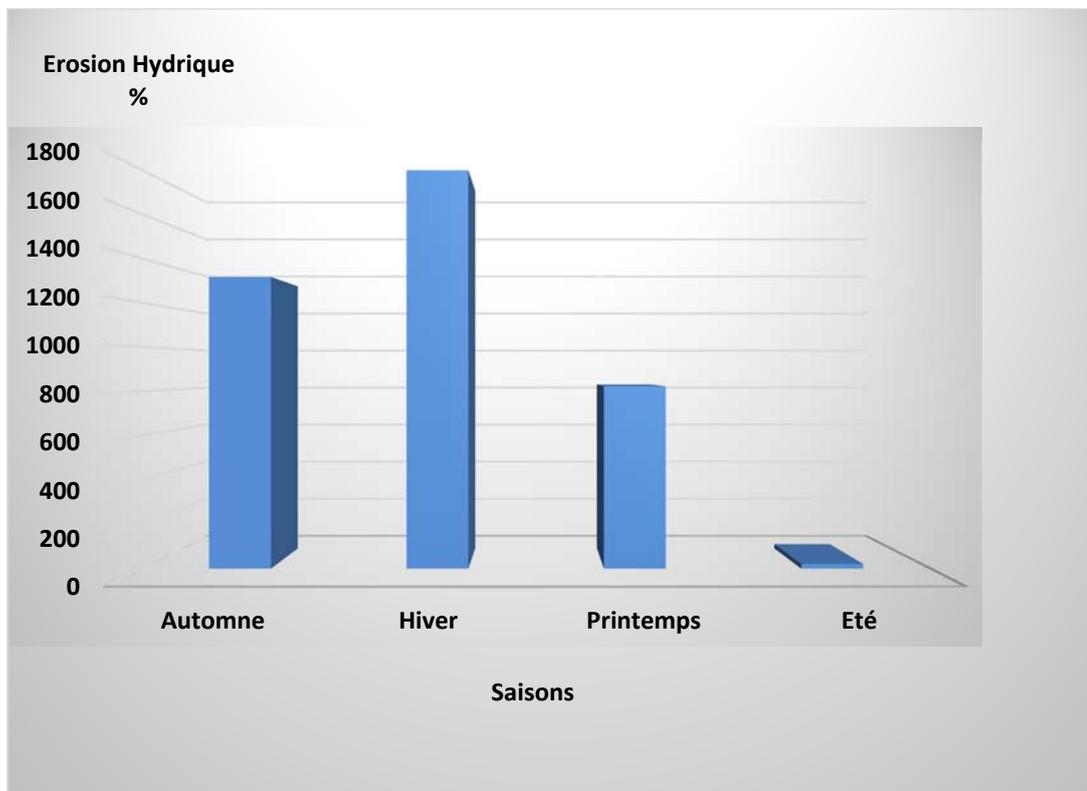


Figure 5.24 : Variabilité de l'érosion hydrique à l'échelle saisonnière

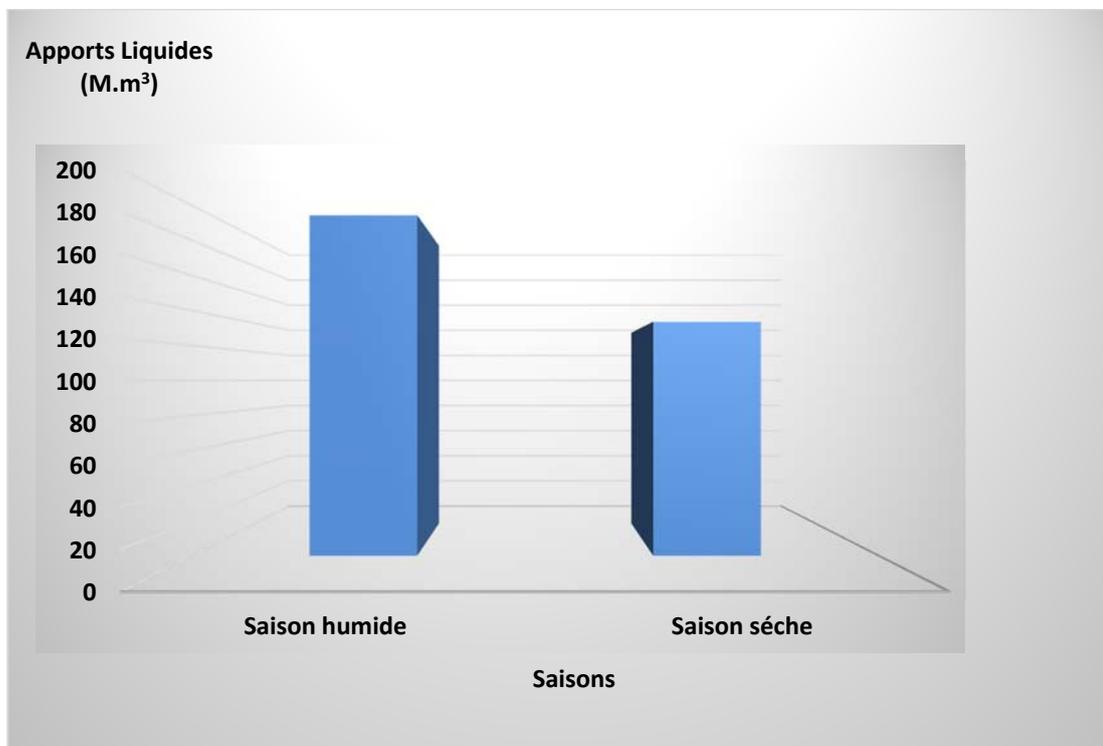


Figure 5.25 : Variabilité de l'apport liquide en saison humide et sèche

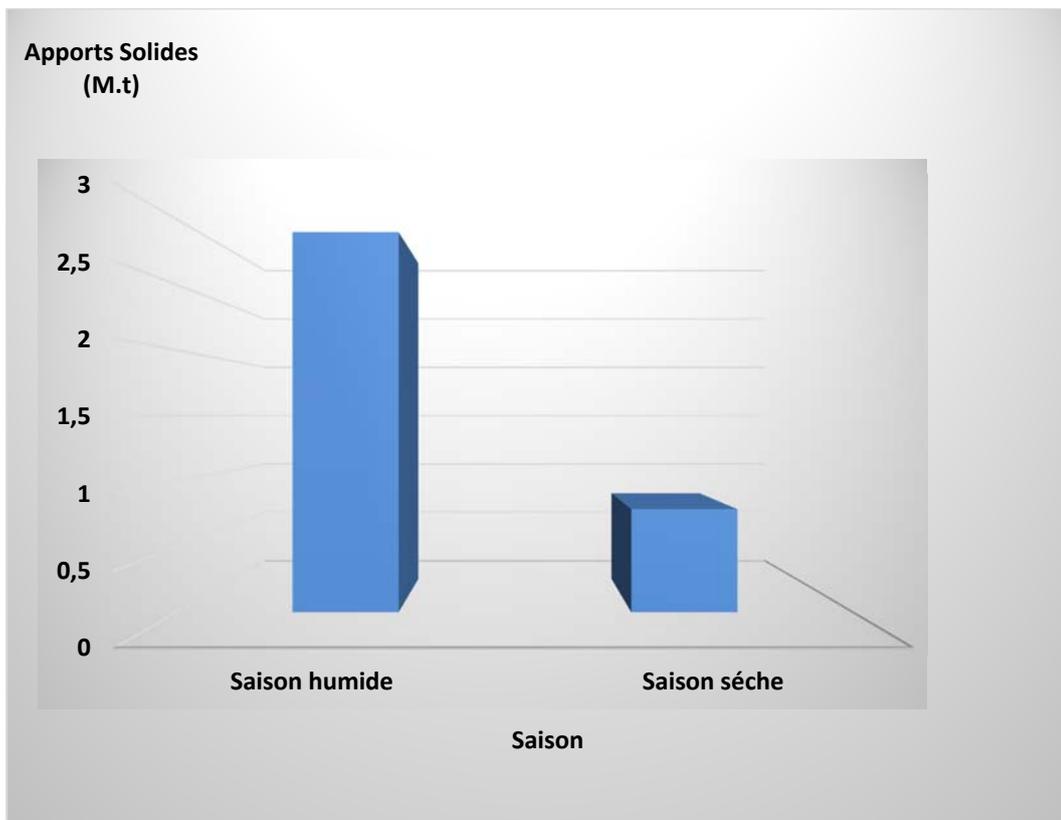


Figure 5.26 : Variabilité de l'apport solide en saison humide et sèche

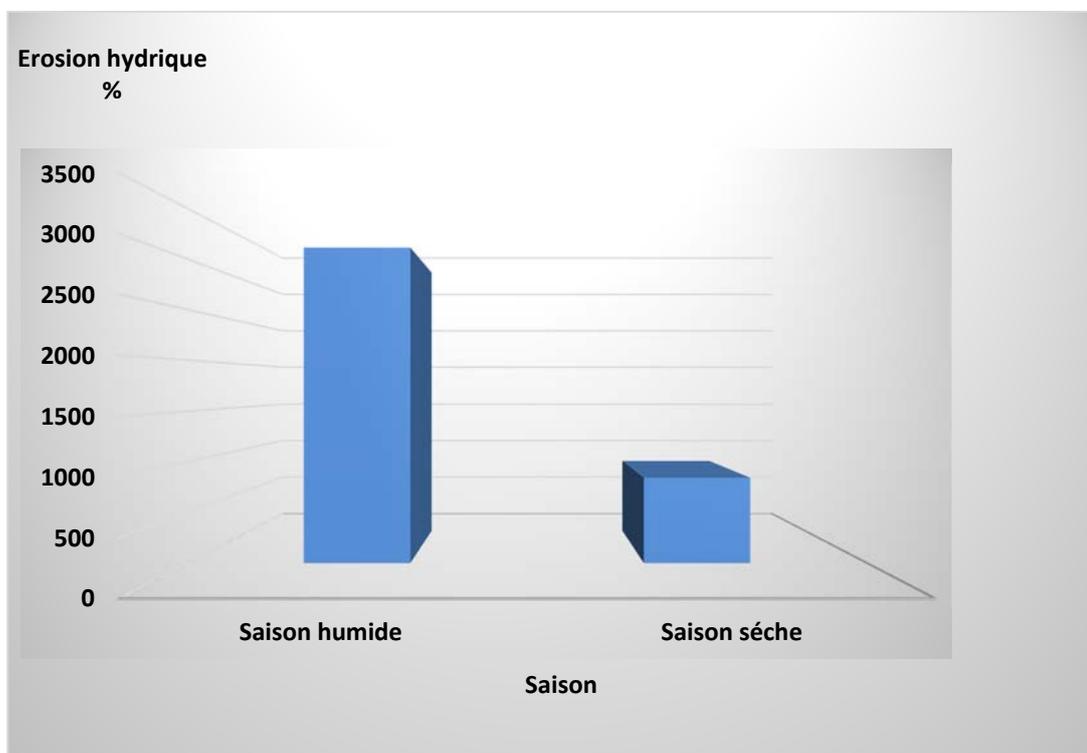


Figure 5.27 : Variabilité de l'érosion hydrique en saison humide et sèche

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

5.7.6 Variabilité à l'échelle annuelle et interannuelle

La charge en sédiments en suspension varie considérablement d'une année à l'autre, les résultats montrent une large plage de valeurs, 0,46 à 103 kg/km²/an. (1998) à 1236,94 10³ kg/km²/an (1995). Le coefficient de variation annuelle est proche de 125%. À l'échelle annuelle, il n'y a pas de relation entre la charge en sédiments en suspension et les précipitations annuelles, ainsi que le volume de ruissellement. En effet, pendant deux ans recevant presque la même quantité de précipitations, la charge de sédiments en suspension peut être très différente. Pour des précipitations annuelles presque proches, observées en 1984 (485 mm) et en 1985 (416 mm), les pertes de sol mesurées sont très différentes (355,08 10³ kg/km²/an, 1,67 10³ kg/km²/an). les mêmes résultats sont observés dans le bassin supérieur de la Tafna (Megnounif et al., 2003). Cette dispersion des valeurs est due à la périodicité et à la durée des crues violentes responsables de l'érosion tout au long de l'année.

La valeur la plus élevée pour un apport en eau est marquée en 1992 par 5144 millions de m³, un transport de 200 millions de kg de sédiments et une perte de sol d'environ 214,58 10³ kg/km²/an. En revanche, la valeur annuelle la plus basse est observée en 1998 et représente 72000 m³ d'eau et 500000 kg de sédiment, ce qui équivaut à 0,54 10³ kg/km²/an d'érosion hydrique (Tableau 5.7).

La concentration de sédiments en suspension observée dans le bassin versant de l'Oued El Maleh varie entre 0,1 g/l et 147,3 g/l avec une moyenne de 6,39 g/l. Les sédiments en suspension dans les cours d'eau proviennent du chenal de ce dernier ou de la surface du sol dans le bassin versant; la production et la libération de ces particules sont influencées par des facteurs physiques et humains (Sadeghi et al. 2012).

Une étude européenne récente des rendements en sédiments a montré que les cours d'eau des rivières méditerranéennes étaient supérieurs à ceux du reste de l'Europe, ce qui a été attribué au climat, à la topographie, à la lithologie et à l'utilisation des sols (Vanmaercke et al., 2011; García-Ruiz et al., 2013). En Algérie, les taux de perte de sol sont variables, cette disparité est due à la différence de lithologie, de couverture végétale, de pente et de taille des bassins (Walling, 1984).

Tableau 5.7 : Bilan annuel des apports liquides (AL), des apports solides (As), des concentrations (C), des dégradations spécifiques (Ass), et la pluie annuelle du bassin-versant d'Oued Maleh

Années	R ²	Modèles Retenus	C (g/L)	AL (M.m3)	As (M.t)	Ass(t/km ² /an)	Ass %	P
1981	0,648	Q _s = 0,289 Q _L ^{0,873}	0,83	18,688	0,024	25,63	0,51	244
1983	0,655	Q _s = 0,557 Q _L ^{1,342}	1,36	8,233	0,011	12,18	0,24	315
1984	0,722	Q _s = 0,107 Q _L ^{0,620}	0,23	7,737	0,002	1,67	0,03	483
1985	0,860	Q _s = 2,181 Q _L ^{2,007}	9,75	18,355	0,331	355,08	7,09	416
1986	0,835	Q _s = 1,002 Q _L ^{1,965}	2,72	37,919	0,407	436,01	8,71	418
1987	0,778	Q _s = 0,674 Q _L ^{1,707}	1,43	18,245	0,043	45,67	0,91	262
1988	0,745	Q _s = 1,948 Q _L ^{2,023}	7,13	24,558	0,885	948,95	18,96	518
1989	0,623	Q _s = 0,733 Q _L ^{1,936}	0,3	9,293	0,002	2,24	0,04	351
1990	0,704	Q _s = 2,053 Q _L ^{2,746}	7,49	23,464	0,222	237,93	4,75	446

Chapitre 5 : Modélisation du transport solide a différentes échelles temporelles

1991	0,657	$Q_s = 1,520 Q_L^{2,011}$	5,1	31,252	0,153	163,74	3,27	295
1992	0,721	$Q_s = 0,879 Q_L^{2,151}$	6,52	51,449	0,200	214,48	4,28	248
1993	0,771	$Q_s = 0,196 Q_L^{3,002}$	6,95	42,605	0,200	214,48	4,28	291
1994	0,864	$Q_s = 0,167 Q_L^{3,128}$	8,46	13,867	0,101	108,83	2,17	299
1995	0,737	$Q_s = 1,806 Q_L^{1,269}$	24,71	48,234	1,153	1236,94	24,72	361
1996	0,888	$Q_s = 2,090 Q_L^{2,003}$	8,59	9,213	0,161	172,73	3,45	242
1997	0,883	$Q_s = 4,548 Q_L^{1,819}$	16,39	29,730	0,770	825,96	16,5	382
1998	0,710	$Q_s = 5,054 Q_L^{2,794}$	0,72	18,688	0,024	25,63	0,51	244
Cv	-			57%	125%	-		

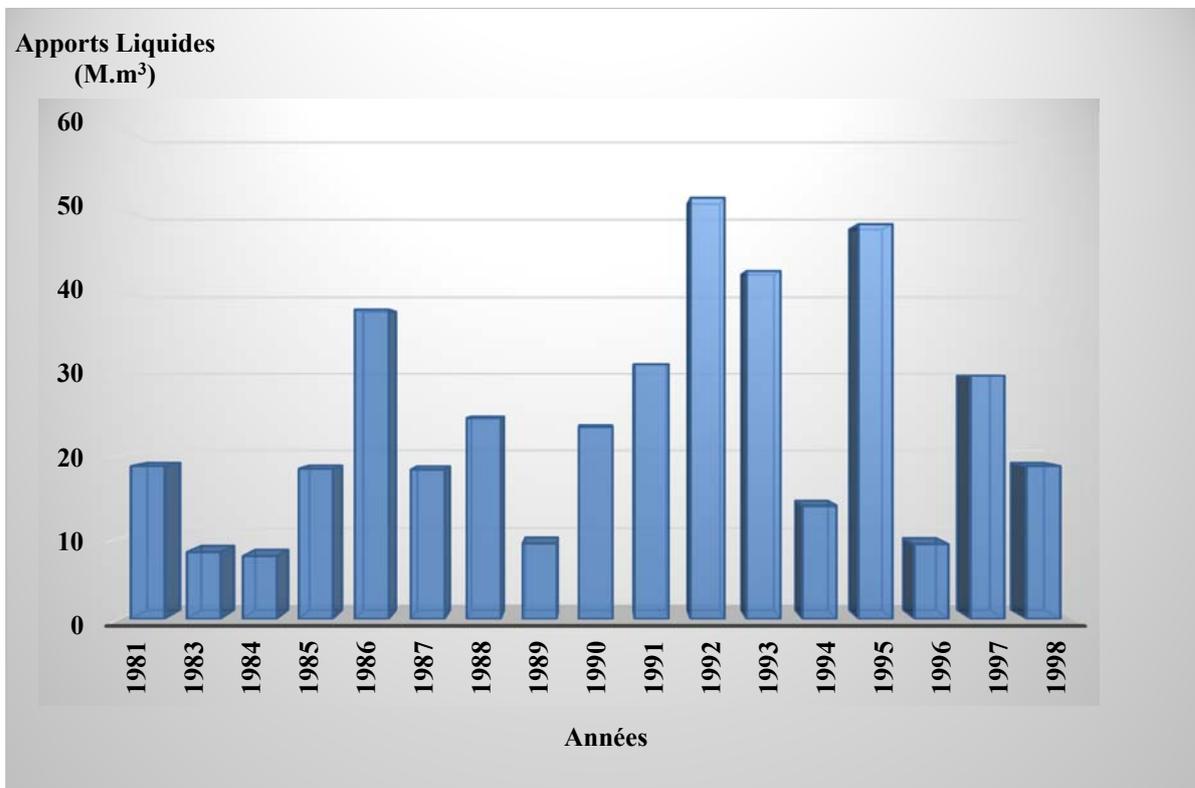


Figure 5.28 : Variabilité de l'apport liquide à l'échelle interannuelle

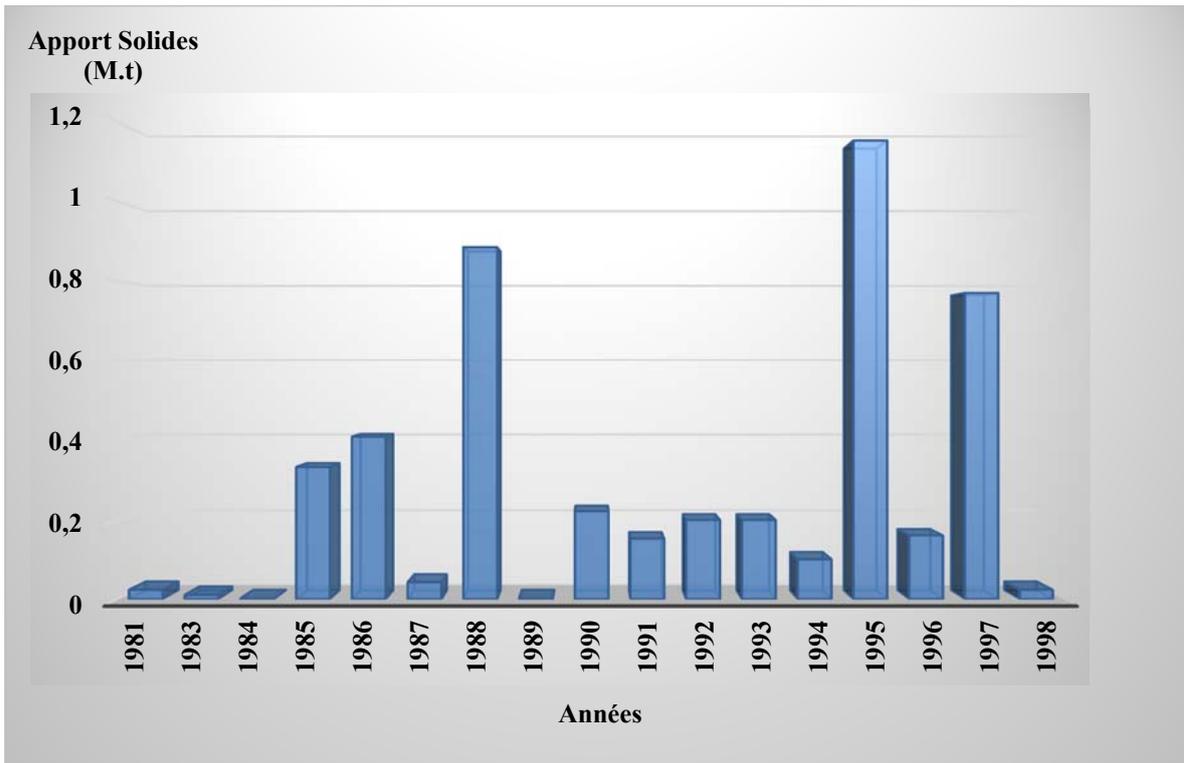


Figure 5.29 : Variabilité de l'apport solide à l'échelle interannuelle

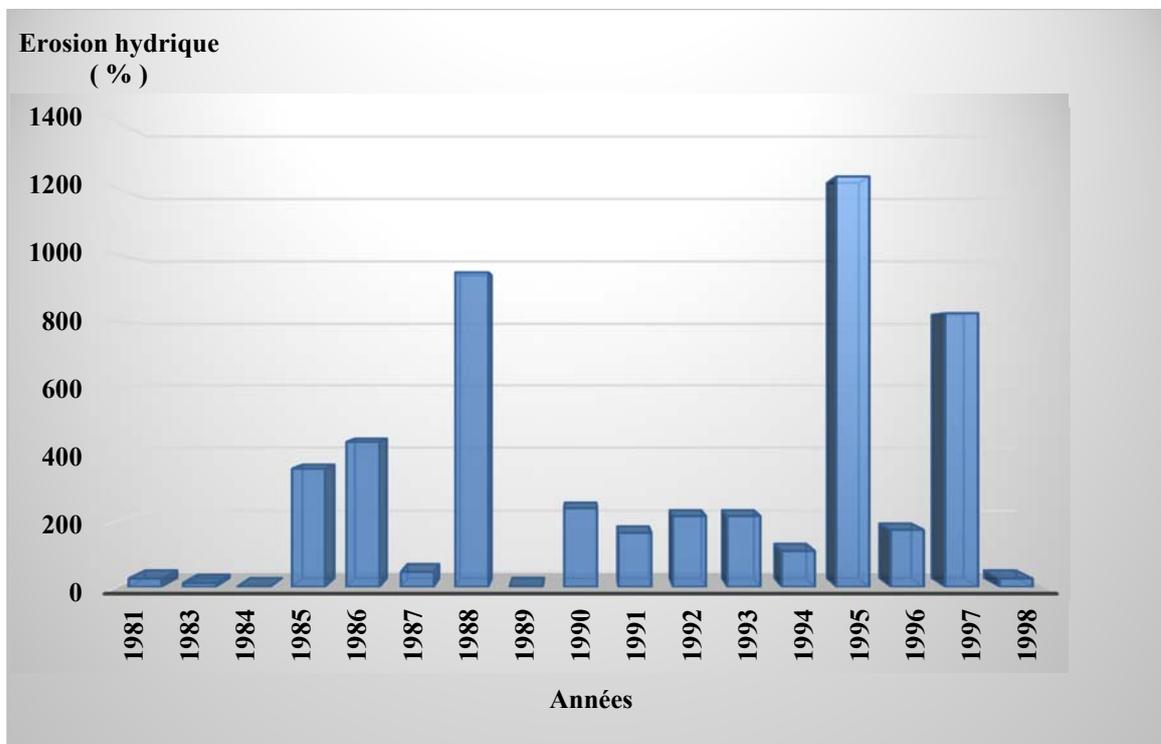


Figure 5.30 : Variabilité de l'érosion hydrique à l'échelle interannuelle

5.8 Conclusion

L'étude à différentes échelles temporelles, de la relation de puissance a permis d'appréhender la complexité d'approche du transport solide et d'analyser le comportement des paramètres de l'équation. Il a été possible de définir une forte relation entre le débit liquide instantané et débit solide instantané.

Le bassin versant de l'Oued El Maleh avec une superficie de 932,56 km² de pertes annuelles 294,29 103 kg/km²/an, soit une moyenne de 23 millions de m³ de débit d'eau par an avec une forte variabilité ($C_v = 65\%$) et 274 millions de kg de sédiments, une grande variabilité ($C_v = 125\%$). La majeure partie du transport des sédiments en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Maleh a lieu principalement pendant les crues. Au cours de la période d'étude, ces crues contribuent pour 33% à 92% (avec une moyenne de 64%) aux rendements annuels totaux en sédiments. Le pourcentage le plus important (92%) est observé dans un seul événement extrême, le cas d'inondation de janvier 1988.

La dynamique temporelle du transport des sédiments en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Maleh a montré une grande variabilité à différentes échelles de temps. Sur une base mensuelle, l'activité sédimentaire la plus importante est enregistrée en janvier avec plus de 28%, le transport de sédiments au cours de ce mois restant le plus élevé, nettement supérieur aux autres mois. À l'échelle saisonnière, la charge de sédiments en suspension est principalement transportée en hiver et en automne, lors d'inondations de grande ampleur. L'hiver assure près de la moitié de la dégradation totale du sol avec 45,41%.

Chapitre 6

Modélisation et distribution spatiale
de l'érosion hydrique à l'aide de
RUSLE sous les SIG et télédétection

6.1 Introduction et état de l'art

L'érosion hydrique est un problème environnemental, agricole, et économique dont la plupart des pays en souffrent, surtout dans les régions semi-arides. Le phénomène consiste en une modification de la topographie naturelle due à l'intensité des précipitations et à la cohésion des particules qui se déplacent de leur position naturelle en détruisant les liens vers le dépôt. On signale que plus de 88% de la dégradation des sols dans le monde dont l'érosion est responsable (5,3 t / ha / an de sols actifs) sont transportées vers les lacs et les océans d'Afrique (Angima et al. 2003). L'érosion des sols, souvent spectaculaire, est due à l'action de divers facteurs tels que le climat, la lithologie, la nature, la pente du sol, la végétation et l'environnement. Parmi ces dernières, le climat est le facteur le plus important, c'est un caractère agressif et qui provoque une dégradation rapide des sols lorsqu'ils ne sont pas protégés par une végétation suffisamment dense (Mazour, 1991). En Algérie, environ 20 millions d'hectares de terres sont affectés par l'érosion, en particulier dans les zones montagneuses où 90% des barrages sont implantés et où environ 20 millions de personnes sont concentrées (Mazour et Roose, 2002). Le ministère de l'Agriculture (MADR 2011) a signalé que 50 millions d'hectares de terre sont menacées par la dégradation due à la désertification et à l'érosion hydrique, qui représentent environ 20% de la surface totale de l'Algérie et qui comprend 14 millions d'hectares de zones montagneuses situées au nord de l'Algérie. pays souffrent d'érosion hydrique.

Ces taux élevés constituent un problème grave non seulement pour l'Algérie, mais également dans de nombreux autres pays ou continents, les taux de dégradation des sols varient entre 19 et 39 t / ha / an en Asie, en Afrique et en Amérique du Sud et sont moins prononcés qu'en Europe où ils varient entre 10 et 20 t / ha / an (Warwade et al. 2014).

Notre revue de la littérature révèle que de nombreuses approches ont été utilisées pour diagnostiquer et analyser la perte de sol. Il convient de noter l'équation universelle de perte de sol USLE (Wischmeier et Smith 1965, 1978), sa version modifiée MUSLE (Williams et Berndt 1975, 1977), sa version révisée RUSLE (McCool et al. 1995) et sa version améliorée RUSLE2 (Foster et al. 2003). Le modèle RUSLE a été largement appliqué dans le monde entier dans plusieurs bassins versants pour l'estimation de l'érosion des sols dans un environnement SIG et la télédétection, le tableau ci-dessous résume toutes les études qui ont été réalisées par plusieurs chercheurs en Algérie, (Benkadja et al. 2012; Toumi et al. 2013; Benchettouh et al. 2017; Bouguerra et al. 2017; Meghraoui et al. 2017; Toubal et al. 2018; Djoukbala et al. 2018; Bouhadeb et al. 2018; Benselama et al. 2018), au Maroc (Tahiri et al. 2016; Chadli 2016), en Espagne (Fernández et Vega 2016), en Grèce (Karamesouti et al. 2016) en Italie (Siciliano 2009), en Turquie (Ozsoy et Aksoy 2015), en Inde (Markose et Jayappa 2016; Rejani et al. 2016), au Portugal (Duarte et al. 2016), dans l'Himalaya (Semwal et al. 2017). À l'aide des SIG, de multiples méthodes ont été développées à travers le monde pour décrire le milieu et pour étudier le phénomène de l'érosion. Ces méthodes, souvent basées sur l'analyse des photographies aériennes et des images satellites, permettent de mieux comprendre et d'évaluer cette problématique environnementale. En fonction des risques encourus, des modes de suivi et de surveillance peuvent être mis en place afin d'assurer la protection des personnes, de l'environnement et des biens. Dans ce chapitre, nous souhaitons utiliser l'approche RUSLE pour cartographier la perte de

Chapitre 6 : Modélisation de l'érosion hydrique à l'aide de *RUSLE* sous les SIG et télédétection

sol dans un bassin versant côtier dans la région du nord-ouest de l'Algérie. Oued El Maleh présente un cas typique des bassins versants de cette région avec l'avantage de la disponibilité de données requises par le modèle *RUSLE*, en particulier les données de transport de sédiments enregistrées dans la station de jaugeage de Turgot Nord, située à l'exutoire du bassin.

Tableau 6.1 : Ordre de grandeur de *RUSLE* dans les bassins versants Algériens

Reference	Bassin versant	R		K		LS		C		P		A t / ha / an		
		Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Moy
Toumi et al. 2013	Oued Mina	20	70	/	/	0	55	0.33	1	1	1	0	1500	/
Benkadja et al. 2012	Oued K'sob	100	500	0.016	0.065	0	20	0.005	0.5	1	1	5	200	2.03
Bouguerra et al. 2017	Oued Bouhamdane	175	220	0.0016	0.0342	3	20	0	1	0.1	1	3	40	11.18
Benchettouh et al. 2017	Oued Mina	370.6	773.5	0.001	0.2	0.217	11.402	0.04	1.6	1	1	0	100	11.2
Meghraoui et al. 2017	Sebaa Chioukh	62.22	87.74	0	0.46	0.029	1024	0.08	0.75	1	1	0	200	
Bouhadeb et al. 2018	Bou Namoussa	160	200	0	0.05	0	15	0	1	1	1	<2.5	>20	7.8
Toubal et al. 2018	Oued Sahouat	324.1	535.8	0.34	0.34	0	19.54	0.001	1	0.6	1	0	255	16.75
Djoukbala et al. 2018	Oued El Ham	45	69.26	0.0138	0.0223	0	22.7	0.179	0.916	1	1	0	17	5.7
Benselama et al. 2018	Oued El Maleh	72.11	109.43	0.0151	0.0226	0	42.5	0.283	0.916	1	1	0	754	9

6.2 Intérêts de l'imagerie et des SIG pour l'étude de l'érosion

Selon la littérature, deux principaux moyens s'offrent aux spécialistes pour étudier l'érosion : les études effectuées directement sur le terrain et les analyses faites à l'aide des systèmes d'information géographique (SIG). Ce deuxième moyen est généralement plus populaire pour de multiples raisons. Les SIG permettent à la fois de collecter, de stocker, d'extraire, de transformer et de visualiser des données spatiales. Dans plusieurs champs d'application, les SIG ont permis des avancées intéressantes grâce à la manipulation et à l'analyse de couches de données spatiales de manière séparée. Les outils d'analyse et de modélisation permettent de créer des interactions entre les différentes couches d'information.

Comparativement aux études exécutées sur le terrain, les SIG offrent l'opportunité d'évaluer des problématiques sur de grandes superficies à moindres coûts grâce à l'utilisation des images satellites et des photographies aériennes.

6.3 L'historique de la modélisation de perte de sol

La modélisation des phénomènes naturels a pour objectif leur représentation abstraite et l'amélioration de leur compréhension. La représentation a pour fonction d'établir un constat a priori afin de mieux cerner les actions de recherche à entreprendre. Parallèlement, la

Chapitre 6 : Modélisation de l'érosion hydrique à l'aide de *RUSLE* sous les SIG et télédétection

recherche d'une modélisation plus précise aboutit inévitablement à une connaissance plus exacte des phénomènes modélisés. Compte tenu de l'extrême complexité du milieu naturel et des possibilités limitées de modélisation, l'élaboration d'un modèle d'érosion est toujours une simplification du processus correspondant. Il convient donc quel que soit le modèle utilisé de conserver une grande prudence quant à sa fidélité vis-à-vis de la réalité.

Depuis 7000 ans, l'Homme accumule les traces de luttes pour maîtriser les diverses formes de l'érosion et améliorer la gestion de l'eau et de la fertilité des sols, ainsi que leur protection. Les recherches sur l'origine et les facteurs de l'érosion en parcelles expérimentales n'ont commencé qu'en 1890 en Allemagne, dans les années 1935 aux USA, et 1954 en Afrique francophone.

Les effets de prédiction mathématique de l'érosion hydrique ont commencé il y a plus d'un demi-siècle. Le développement des technologies de prédiction de l'érosion a débuté avec des corrélations telles que celles de Cook (1936) essayant d'identifier les principales variables qui affectent l'érosion du sol par l'eau. Cook a déterminé trois facteurs principaux : la susceptibilité du sol à l'érosion, l'érosivité potentielle des pluies et du ruissellement et la protection du sol par le couvert végétal.

Quelques années plus tard, Zingg (1940) publia la première équation pour calculer l'érosion du sol dans un champ. Cette équation décrit mathématiquement les effets de la longueur de pente et de son degré sur l'érosion. Smith (1941) ajouta à l'équation des facteurs pour systèmes culturels et les pratiques culturales. Il ajouta également le concept d'une limite de tolérance des pertes en sol annuelles et utilisa l'équation résultante pour développer une méthode graphique pour la sélection des techniques de conservation dans certaines conditions des sols au centre des Etats Unis.

Les progrès sur les méthodes de prédiction de l'érosion ont continué durant la deuxième guerre mondiale, mais les publications des résultats furent reportées jusqu'après celles-ci.

(Browning et al. 1947) ajoutent l'érodibilité des sols et le facteur des pratiques antiérosives à l'équation de Smith et établissent des tables de valeurs relatives à différents types de sol, systèmes de cultures et aux longueurs de pente. Smith et Whitt (1947) présentèrent une méthode pour estimer la perte en terre sur sol argileux. Des quotients de perte en terre à différentes pentes furent calculés pour les cultures en bande et en terrasse. Smith et Whitt (1948) présentèrent une équation rationnelle d'estimation de l'érosion hydrique de la forme : « $A = C * S * L * K * P$ » où, « A » représente la moyenne annuelle de perte en terre mesurée sur sol argileux en cuvette, de longueur et de degré de pente déterminés, suivant un système de rotation et de direction des lignes de travail du sol bien spécifiques. « S » représente le degré de pente, « L » la longueur de pente, « K » l'érodibilité du sol et « P » représente le facteur des pratiques culturales. Les facteurs étaient sans dimension, ils représentaient des multiplicateurs utilisés pour ajuster la valeur du facteur C à d'autres conditions. Smith et Whitt reconnurent le besoin du facteur traduisant l'agressivité de pluies pour une application plus large de leur équation.

En 1947, l'équation de Musgrave fut développée en se basant sur la méthode des pentes pour l'estimation de l'érosion dans les plaines du maïs de Wisconsin. Cette équation incluait en plus des facteurs des précipitations, les caractéristiques du ruissellement de surface, de la

longueur et du degré de la pente, des propriétés du sol et l'effet du couvert végétal. Van Doren et Bartelli (1956) proposèrent ensuite une équation de pertes en terre spécifique aux sols et aux techniques culturales de l'Illinois qui estimait la perte en terre en fonction des neuf facteurs dont l'un exprimait l'érosion mesurée sur parcelle expérimentale. La perte en terre était ajustée aux autres conditions par plusieurs facteurs utilisés précédemment dans les modes d'aménagement.

Wischmeier (1955) établit la première équation utilisable dans la quasi-totalité des USA en se basant sur l'analyse des données de plus de 10.000 parcelles/an dans 50 régions de 24 états américains. Ces analyses ont été traduites sous forme de droites de régression qui ont donné des coefficients de corrélation hautement significatifs. Cette équation était constituée de sept facteurs qui sont, les systèmes de culture, les aménagements, le degré et la longueur de la pente, les pratiques de conservation, l'érodabilité des sols et le taux d'érosion antérieur. Plus tard, des études ont combiné les facteurs d'aménagement et celui de rotation des cultures en un seul facteur, celui des pratiques culturales en l'occurrence (Wischmeier et Smith, 1958). (Wischmeier et Smith, 1965) développèrent la première équation universelle de perte en terre (USLE). Le but de cette dernière était de permettre une prévision chiffrée des risques d'érosion à l'échelle du champ dans le but d'intervenir pour garder l'érosion en dessous d'un seuil tolérable (1 à 12 t/ha/an).

En effet, une bonne revue de modèles disponibles a été faite par Nafu (2000) et qu'on l'a complétée avec d'autres qu'on a jugé nécessaires de nommer. On parle des modèles d'érosion et de transports de nutriments. Ces modèles ont différentes formes et selon différentes approches, on trouve, parmi d'autres, des modèles à base physique et ceux à base empirique.

6.4 L'équation universelle révisée du perte du sol *RUSLE*

Les ingénieurs, les techniciens et les scientifiques ont toujours désiré pouvoir quantifier les phénomènes qui les entourent pour mieux les évaluer, les prédire et mieux les contrôler. La quantification des pertes de sol n'a pas échappé à ce phénomène et le tout a véritablement débuté au début du siècle dernier, lorsque le problème de l'érosion devenait de plus en plus préoccupant aux États-Unis.

Ce n'est qu'en 1957 que (Wischmeier and Smith 1957) présentent un modèle mathématique complet de prédiction des pertes de sol connu sous le nom de l'équation universelle des pertes de sol (USLE Universal Soil--Loss Equation). En 1995, (McCool et al. 1995) ont révisé cette équation et proposent des nouvelles formule de quelque facteurs. Cette équation universelle des pertes de sol révisé regroupe toutes les variables sous cinq facteurs majeurs. Elle prédit les pertes moyennes de sol au champ, pertes qui sont occasionnées par l'érosion de surface (érosion en nappe). Cette approche est beaucoup plus utilisée dans les milieux agricoles que dans les milieux forestiers pour estimer le taux d'érosion des nappes. L'application du modèle *RUSLE* nécessite l'examen de divers paramètres impliqués dans les processus érosifs et leur spatialisation dans des cartes thématiques. Son développement pour chaque facteur *RUSLE*, sous les techniques SIG, facilite leur superposition et leur traitement. Le modèle est conçu pour estimer des taux annuels d'érosion sur le long terme dans les zones agricoles. Bien que l'équation a beaucoup de défauts et de limites, elle est très utilisée, à cause de sa simplicité et sa fiabilité (Desmet et Govers, 1996).

Chapitre 6 : Modélisation de l'érosion hydrique à l'aide de *RUSLE* sous les SIG et télédétection

Elle représente aussi une approche standardisée. L'érosion du sol est estimée en utilisant l'équation empirique suivante :

$$A = R * K * L * S * C * P \quad (6.1)$$

Où :

A : Perte moyenne en sol (annuelle) ;

R : Facteur d'érosivité des précipitations ;

K : Facteur d'érodibilité du sol ;

L : Indice de pente ;

S : Facteur de longueur de pente ;

C : Facteur d'exploitation du couvert ;

P : Pratiques anti-érosives.

6.4.1 Indice d'érosivité des précipitations (R)

L'érosivité des précipitations R dans le modèle *RUSLE* est définie comme une moyenne à long terme de l'énergie cinétique. Ce facteur est obtenu à partir de l'énergie cinétique des gouttes de pluie E dans un intervalle de temps court, c'est-à-dire 30 min, ce qui traduit l'effet du ruissellement. Le facteur d'érosivité est calculé à partir des averses dépassant 12,7 mm (Wischmeier et Smith 1978). C'est l'énergie des gouttes de pluie qui déclenche le processus de destruction des granulats, tandis que le ruissellement assure leur transport (Roose et al. 1976). L'érosivité R est estimée par la formule (Wischmeier et Smith 1978) comme suit:

$$R = M E c I_{30} \quad (6.2)$$

Où :

M: un coefficient dépendant du système d'unités de mesure;

Ec: l'énergie cinétique de l'intensité de 30 minutes (I_{30}) des gouttes de pluie de chaque tempête.

Dans cette étude, nous ne pouvons pas utiliser la formule précédente en raison du manque de données sur l'intensité des précipitations. En fait, c'est le même cas pour la majorité des bassins versants Algériens. Les meilleures données fiables sur les précipitations sont enregistrées aux échelles journalière, mensuelle et annuelle. Pour cette raison, nous avons préféré utiliser une équation alternative basée sur les précipitations mensuelles et annuelles (Equation 3). Cette formule a été proposée et utilisée par de nombreux chercheurs (Kalman, 1967; Arnoldus, 1980; Rango et al., 1987; Sadiki et al., 2004; Djoukbala et al., 2018):

$$\log R = 1,74 \log \sum_{i=1}^{12} \frac{P_i^2}{P} + 1,29 \quad (6.3)$$

Où :

R: facteur d'érosivité des précipitations (MJ.mm/ha.h.y);

Pi: précipitations mensuelles (mm);

P: Précipitations annuelles (mm).

6.4.2 Facteur d'érodabilité (K)

Le facteur d'érodabilité du sol K est un paramètre de risque qui affecte les processus d'érosion en mesurant la contribution du sol (Kumar et Gupta 2016). Les sols diffèrent en fonction de la résistance à l'érosion, en fonction de la texture, de la structure, de la rugosité, de la teneur en matière organique et du degré d'humidité du sol.

Lorsque les sols de surface sont saturés, il se produit un mouvement de particules sur la pente, même pour des valeurs très faibles, comme indiqué par (Ryan 1982).

Dans ce chapitre, la carte des sols du monde, appelée Base de données sur l'harmonisation des sols dans le monde, HWSD, est utilisée pour déterminer le facteur K. Ce dernier fournit de nombreuses informations sur les paramètres des sols dans le monde entier, car il permet d'estimer la productivité potentielle des terres, aide à identifier les limites des terres et des eaux et améliore l'évaluation des risques de dégradation des terres, en particulier de l'érosion des sols.

Le HWSD est une base de données matricielle de 30 secondes d'arc avec plus de 16 000 unités différentes de cartographie des sols qui combine les mises à jour régionales et nationales existantes des informations sur les sols dans le monde entier.

La base de données raster comprend 21600 lignes et 43200 colonnes, avec 221 millions de cellules de grille couvrant le territoire terrestre du globe, qui sont liées à des données harmonisées sur les propriétés des sols. L'utilisation d'une structure standardisée permet de lier les données d'attribut à la carte raster pour afficher ou interroger la composition en termes d'unités de sol et pour caractériser les paramètres de sol sélectionnés (carbone organique, pH, capacité de stockage d'eau, profondeur de sol, libellé). capacité d'échange du sol et de la fraction argileuse, éléments nutritifs totaux échangeables, teneurs en chaux et en gypse, pourcentage d'échange de sodium, salinité, classe de texture et granulométrie). Le facteur K a été calculé à l'aide des formules suivantes proposées et utilisées par (Wawer et al. 2005 ; Neitsch et al. 2011; Anache et al. 2015; Chadli 2016; Djoukbal et al. 2018).

$$K = E_{sand} \cdot E_s \cdot E_{Oc} \cdot E_{topsand} \quad (6.4)$$

Où :

E_{sand} : paramètre qui diminue l'indicateur K dans les sols contenant du sable grossier;

E_z : indique le paramètre de faible érodabilité du sol pour les terres à forte teneur en argile;

E_{Oc} : limiter les valeurs de K dans les sols contenant du carbone organique;

$E_{topsand}$: réduit les valeurs de K pour les sols à très forte teneur en sable.

$$E_{sand} = \left(0.2 + 0.3 \cdot \exp \left[-0.256 \cdot p_s \cdot \left(1 - \frac{p_{silt}}{100} \right) \right] \right) \quad (6.5)$$

$$E_s = \left(\frac{p_{silt}}{p_c + p_{silt}} \right) \quad (6.6)$$

$$E_{Oc} = \left(1 - \frac{0.25 \cdot Oc}{Oc + \exp[3.72 - 2.95 \cdot Oc]} \right) \quad (6.7)$$

$$E_{topsand} = \left(1 - \frac{0.7 \cdot \left(1 - \frac{p_s}{100} \right)}{\left(1 - \frac{p_s}{100} \right) + \exp \left[-5.51 + 22.9 \cdot \left(1 - \frac{p_s}{100} \right) \right]} \right) \quad (6.8)$$

Où :

Ps : Le pourcentage de sable;

Psilt : le pourcentage de limon;

Pc : le pourcentage d'argile;

Oc : Le pourcentage de carbone organique.

6.4.3 Occupation du sol (C)

La couverture terrestre et la végétation sont liées à la topographie, à la géologie, aux sols, au climat et aux caractéristiques hydrologiques. La couverture végétale est liée aux activités humaines, à l'agriculture, à l'élevage, aux mines et à la foresterie; l'urbanisation a une forte influence sur l'érosion (White 1986).

Le paramètre C'est un facteur lié à la conservation. Dans la plupart des cas, les valeurs proches de 0 sont attribuées aux zones à forte couverture végétale, tandis que celles proches de 1 correspondent aux terres nues (Semwal et al. 2017).

Dans ce chapitre, les valeurs de ce paramètre sont estimées à l'aide de l'indice de végétation normalisé par différence (NDVI). Le NDVI est une formule mathématique exprimant la différence entre la réflectance dans la portion bande rouge (R) et la bande infrarouge proche (NIB) du spectre électromagnétique. Cet indice est lié à la nature de la végétation et à son pourcentage. Cet indicateur de télédétection a été calculé à partir d'une combinaison de Landsat TM8 de 2018 avec une résolution de 30 m. La formule utilisée est :

$$NDVI = \frac{NIB - R}{NIB + R} \quad (6.9)$$

Où :

NIB : bande proche infrarouge;

R : bande rouge.

La classification de la végétation est effectuée selon les conditions de seuillage suivantes:

- NDVI < - 0,1: eau;
- 0,1 < NDVI < 0,15: sol nu;
- 0,15 < NDVI < 0,25: végétation clairsemée;
- 0,25 < NDVI < 0,4: végétation de densité moyenne;
- NDVI > 0.4: végétation dense.

Chapitre 6 : Modélisation de l'érosion hydrique à l'aide de *RUSLE* sous les *SIG* et télédétection

La valeur maximale de NDVI reflète le pourcentage le plus élevé de la couverture végétale et représente également le bon état de la végétation. Les zones sans végétation (sol nu et plans d'eau) ont une faible valeur de NDVI. (Gitas et al. 2009; Toumi et al. 2013; Djoukbala et al. 2018) ont utilisé cette équation pour calculer le paramètre C à partir de:

$$C = 0.9167 - 1.1667 \times NDVI \quad (6.10)$$

6.4.4 Indice de longueur de pente (LS)

Les pentes abruptes à écoulement rapide sont généralement la cause d'une érosion importante dont l'importance dépend de la géologie, de la nature du sol et du couvert végétal. Plus la pente est haute, plus le ruissellement érodera le sol. Pour cette raison, un modèle numérique d'élévation DEM de cette zone est obtenu à partir du modèle altimétrique numérique global du radiomètre à émetteur et réflecteur thermique spatial ASTER GDEM). Téléchargé à partir de la plate-forme Earth Explorer de l'United States Geological Survey USGS consultée en 2018. Dans la présente étude, nous avons utilisé la formule développée par (Wischmeier et Smith 1978) et également utilisé par de nombreux auteurs (Vezena et al. 2006; Khosrowpanah et al. 2007; Toumi et al. 2013; Djoukbala et al. 2018).

$$LS = \left(\frac{L}{22,13} \right)^A (0,06G + 0,045G + 0,065G^2) \quad (6.11)$$

Où :

L: la longueur de la pente (m);

G: l'angle de la pente;

A: paramètre où: a = 0,5 si S > 5%, a = 0,4 si S est compris entre 3,6 et 4,6%, a = 0,3 si S varie entre 1 et 3% et a = 0,2 si S < 1%.

Les deux facteurs L et G peuvent être estimés séparément du DEM. Pour la longueur de la pente, la technique consiste à déterminer la délimitation des bassins versants où l'écoulement ne rencontre aucun obstacle.

6.4.5 Pratiques agricoles et facteur de conservation du sol (P)

Ce facteur P est sans dimension et intègre des techniques de culture anti-érosion; à savoir, cultures en contournement, alternance de bandes ou de terrasses, reboisement en banquettes. Il reflète les effets de pratiques qui réduisent la quantité de ruissellement et son taux ainsi que les effets de l'érosion hydrique. Les valeurs de ce facteur P sont comprises entre 0 et 1. La valeur 0 indique que le sol est très résistant à la perte d'origine humaine, tandis que la valeur 1 est due à l'absence de pratiques anti-érosives.

6.5 Résultats et discussion

6.5.1 Érosivité des précipitations (R)

Comme le montre la figure 2 (ci-après), le bassin versant de l'Oued El Maleh dispose d'un réseau pluviométrique dense comprenant treize stations de précipitations, neuf se situent à l'intérieur du bassin versant et les autres sont voisines.

Les données pluviométriques utilisées ont des périodes de mesure différentes, allant de 25 à 76 ans. L'indice d'érosivité est calculé et interpolé à l'aide d'un modèle géostatistique. Dans la figure 2, la carte d'érosivité générée du bassin versant de l'Oued El Maleh montre que les valeurs de R varient entre 72,11 et 109,43 MJ.mm / ha.h.an avec une moyenne de 99,28 MJ.mm / ha.h.a. Les valeurs de R les plus basses présentées par la classe (72,11 à 93,33 MJ.mm/ha.h. années), avec plus de 15%, se concentrent principalement au nord-est du bassin versant, tandis que les valeurs les plus élevées dépassant 100,8 MJ.mm/ha.h.an se concentrent au centre du bassin versant. La principale classe de distribution des valeurs de R entre 93,33 et 109,43 représente 84% de la surface totale. L'agressivité des précipitations connaît une pente croissante du nord au sud de la région. Le bassin versant de l'Oued El Maleh est soumis à une forte agressivité climatique.

Tableau 6.2 : Valeurs d'érosivité R des stations pluviométriques

Stations	Code	Période d'observation	Erosivité R
Ain temouchent ERA	40205	1965-2011	95,5
Ain temouchent Mn	40206	1942-1980 2003-2009	105,5
Chaabet El Ham	40208	1941-1962 1965- 2011	105,4
El Malah Mitidj	40210	1975-1998 2007-2011	74,6
El Maleh	40211	1942-1962 1968-1971 1999-2011	95,8
Hammam Bou Hadjar	40415	1914-1949 1965- 2011	96,5
Oued Berkeche	40203	1943-1962 1965-2011	96
Aghlal	40202	1940-1961 1965-2011	106
Aoubellil	40201	1951-1961 1965-2011	103,6
Sidi Ben Adda	40213	1921-1945 1961-1963 1966-1980	107,5
Hassi El Ghala	40414	1954-1961 1967-2008	93,1
Oued Besbes	40411	1972-1998 2003-2012	84,3
Beni Saf	40214	1913-1945 1949-1960	79,8

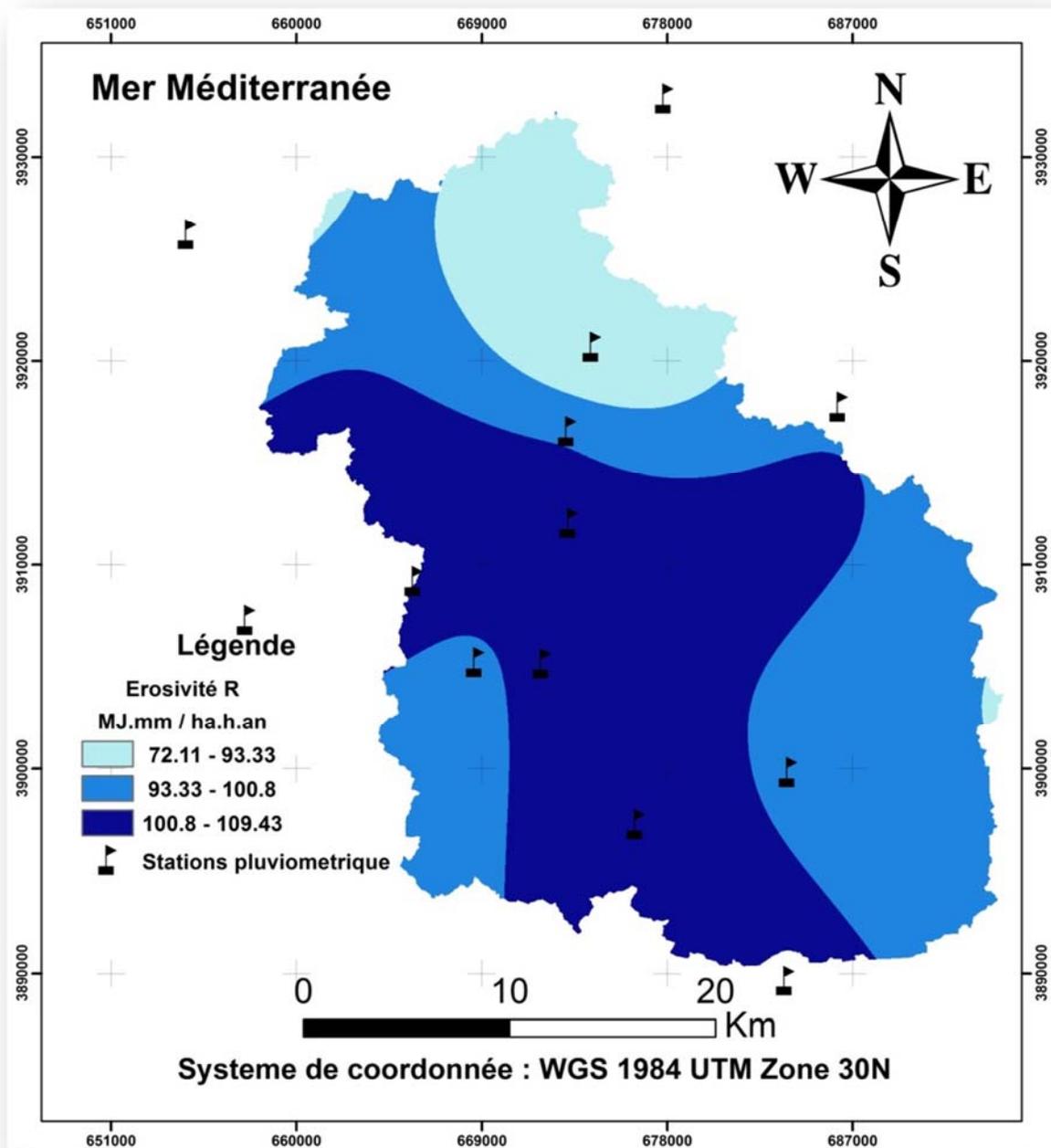


Figure 6.1 : Carte d'érosivité R dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

Tableau 6.3 : Distribution des classes du facteur R dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

Classes du facteur R	Surface (Km ²)	Surface (%)
72.12 - 93.33	142.5	15.29
93.33 - 100.8	412.97	44.31
100.8 - 109.43	375.41	40.28

Chapitre 6 : Modélisation de l'érosion hydrique à l'aide de *RUSLE* sous les *SIG* et télédétection

6.5.2 Erodibilité du sol (K)

Nous avons estimé le facteur K d'érodibilité du sol dans le bassin versant de l'Oued El Maleh. Ce facteur a une valeur moyenne de 0,0191 t.ha.h / ha.MJ.mm. Comme le résume le tableau 3, les valeurs du facteur K vont de 0,0151 à 0,0226. Les sols argileux et sableux ont des valeurs de K faibles, car ils résistent au détachement et ont un taux d'infiltration élevé, réduisant ainsi le ruissellement, des valeurs modérées de K ont été observées avec des sols argileux limoneux pour lesquels les longues particules sont faciles à éliminer.

Il a été rapporté que la variation du taux de perte de sol dépend des types de sol, de l'échelle de temps et de la nature des techniques de culture (Elaloui et al. 2017). Les résultats présentés aux figures 3 et 4 montrent que la zone de forte érodabilité représente 37,33% de la superficie totale du bassin versant et est située au sud du bassin. Sa valeur (0.0151) faible est due à la nature grossière des sols qui favorisent l'infiltration. Des valeurs K faibles indiquent que la dégradation des terres est susceptible de se produire. La carte d'érodibilité (Fig. 3) montre la répartition spatiale de l'érodibilité des sols sur l'ensemble du bassin versant de l'Oued El Maleh.

Tableau 6.4 : Estimation du facteur K dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

Echantillon	Sand Topsoil (%)	Silt Topsoil (%)	Clay Topsoil (%)	Organic Carbon (%)	E _{sand}	E _s	E _{Oc}	E _{topsand}	K Values
S1	48.7	29.9	21.6	0.64	0.21	0.85	0.98	1.01	0.0218
S2	58.9	16.2	24.9	0.97	0.21	0.76	0.93	0.99	0.0183
S3	47.8	8.5	43.8	0.38	0.21	0.58	0.99	1.01	0.0151
S4	49	10.7	40.3	0.13	0.21	0.63	1.00	1.01	0.0164
S5	63.5	17.9	18.7	0.26	0.21	0.81	1.00	0.99	0.0208
S6	63.5	19.2	17.3	0.76	0.21	0.82	0.96	0.99	0.0226

Tableau 6.5 : Distribution des classes du facteur K dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

K	Surface (Km ²)	Surface (%)
0.0226	32.01	3.43
0.0151	348.16	37.33
0.0183	121.72	13.05
0.0208	105.2	11.28
0.0164	162.85	17.46
0.0218	162.6	17.44

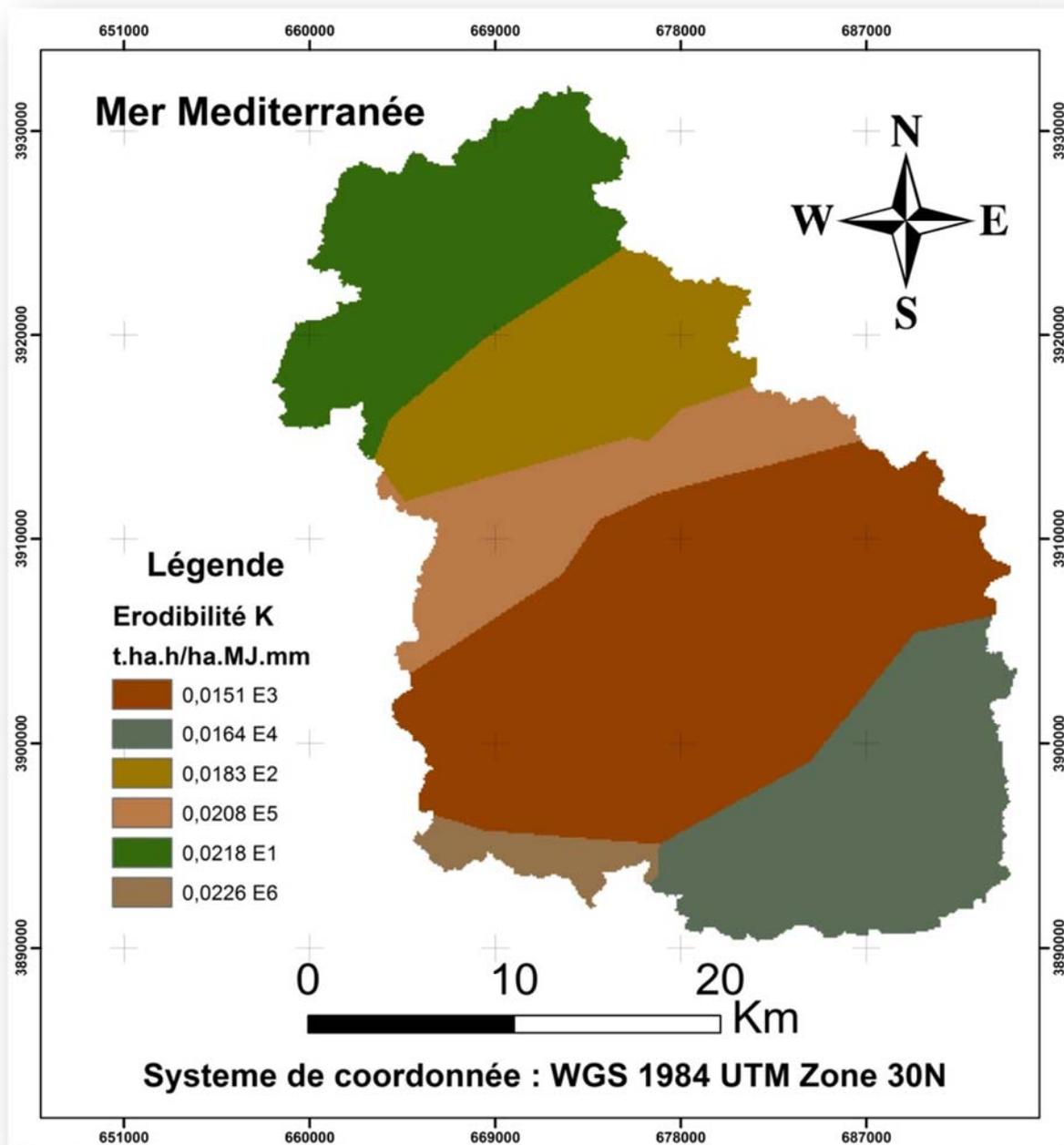


Figure 6.2 : Carte d'érodibilité K dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

6.5.3 Occupation du sol (C)

Comme indiqué à la figure 4, les valeurs de NDVI varient entre - 0,21 et 0,54, avec une moyenne de 0,16 (tableau 5). Plus de 64% sont situés dans la partie sud du bassin versant, ces faibles valeurs indiquent des sols et des plans d'eau nus, tandis qu'environ 33% des valeurs de NDVI sont concentrées au centre du bassin, ces valeurs élevées correspondent à des terres à végétation variable.

Chapitre 6 : Modélisation de l'érosion hydrique à l'aide de *RUSLE* sous les SIG et télédétection

La figure 5 montre la carte obtenue du facteur C dans laquelle les valeurs varient de 0,283 à 0,916. Plus de 84% de la surface du bassin hydrographique est caractérisée par des valeurs de facteur C supérieures à 0,64 (tableau 6), observées dans les régions situées principalement au sud. Ces zones sont des îles de sols nus ou en jachère. Toutefois, des valeurs allant de 0,28 à 0,64, représentant plus de 16% de la surface totale, sont généralement attribuées aux superficies couvertes de cultures céréalières et fourragères. Ces résultats ont confirmé que les zones nues sont davantage affectées par l'érosion et la perte de sol, tandis que les zones à couverture végétale sont les plus résistantes à ce phénomène.

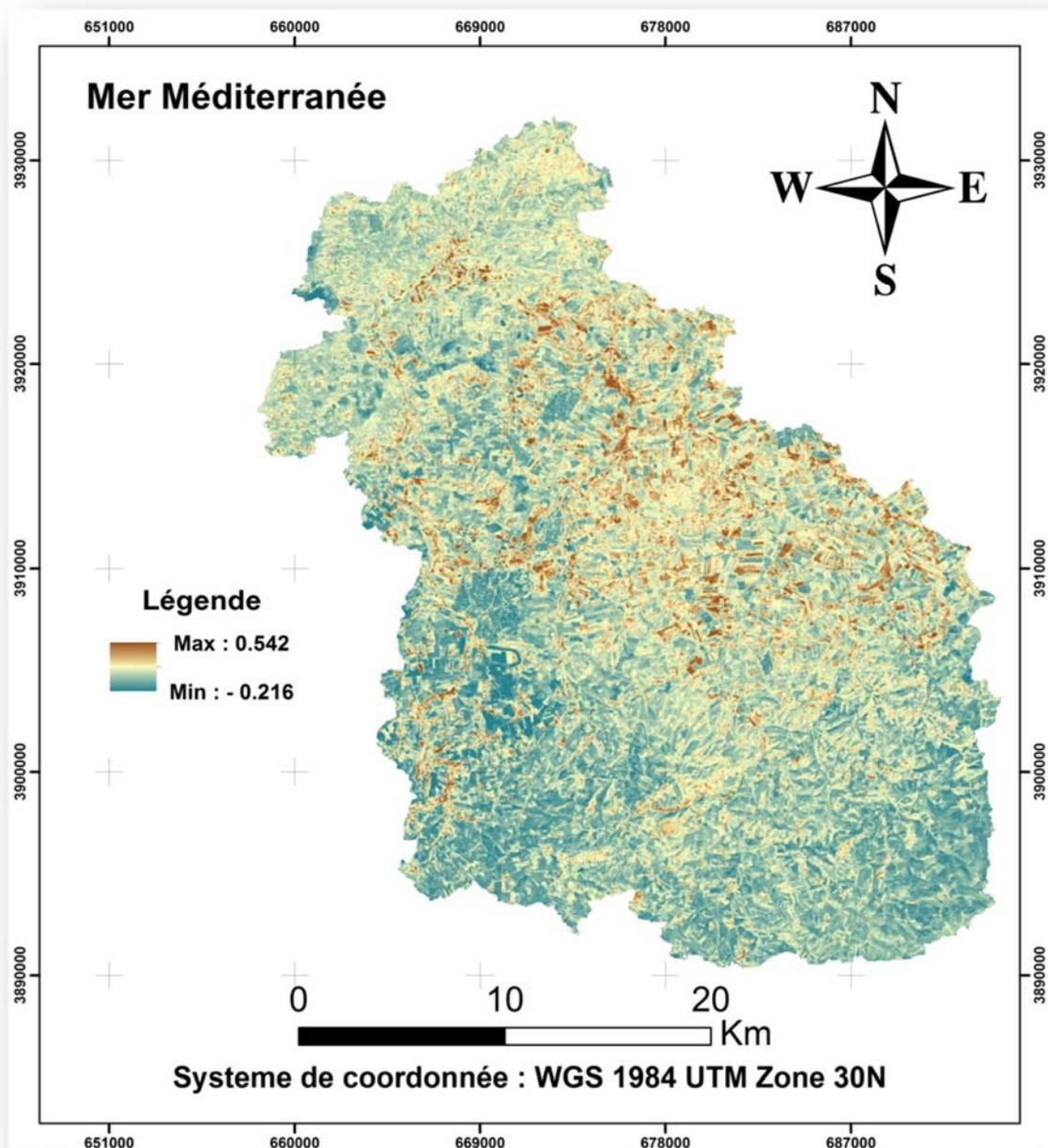


Figure 6.3 : Carte du NDVI dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

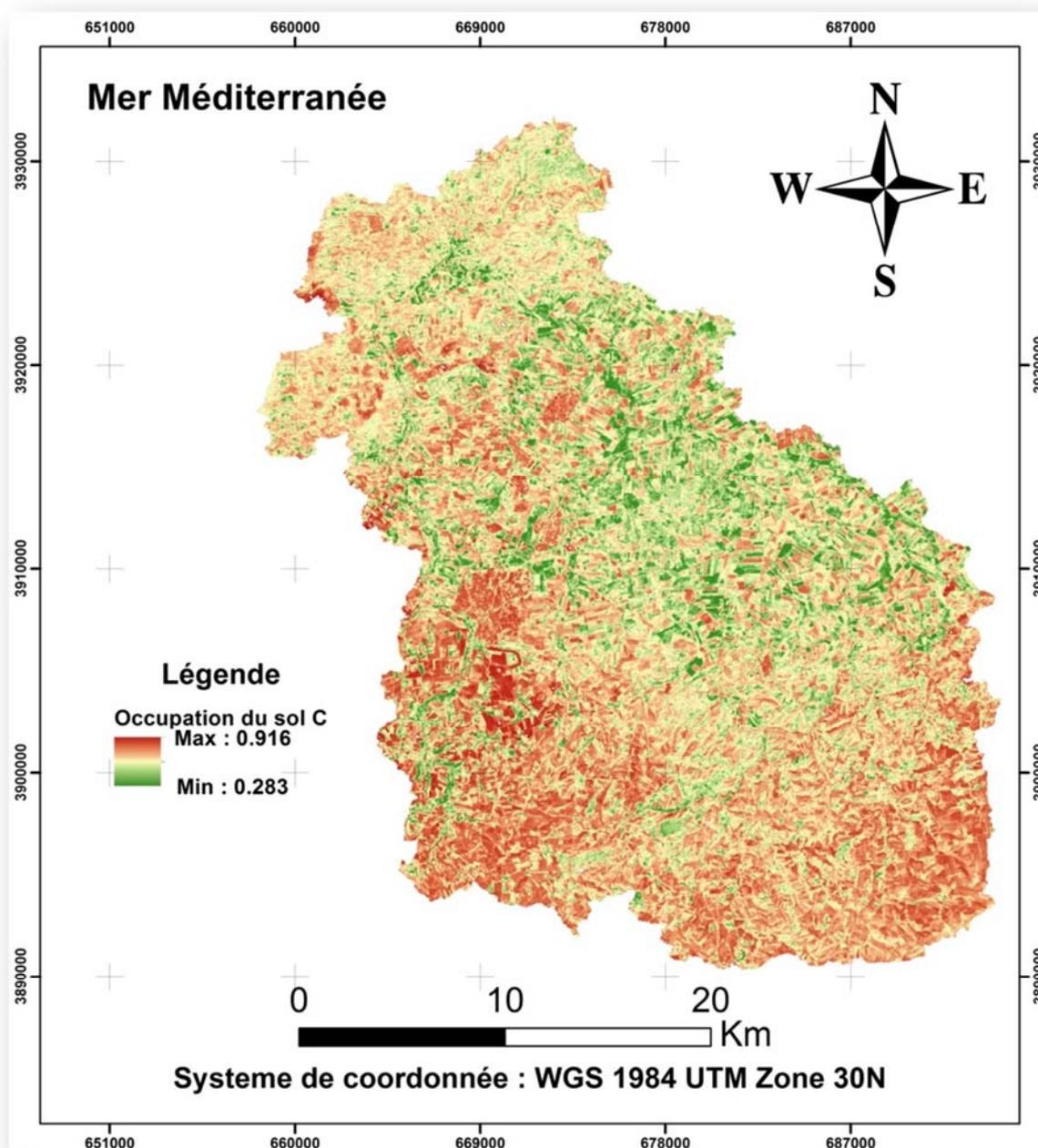


Figure 6.4 : Carte d'occupation du sol dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

Chapitre 6 : Modélisation de l'érosion hydrique à l'aide de *RUSLE* sous les *SIG* et télédétection

Tableau 6.6 : Distribution des classes du NDVI dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

Classes du NDVI	Surface (Km ²)	Surface (%)
- 0.21 - 0.1	230.25	25.05
0.1 - 0.18	364.45	39.65
0.18 - 0.54	502.91	35.31

Tableau 6.7 : Distribution des classes du facteur C dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

Classes du facteur C	Surface (Km ²)	Surface (%)
0.28 - 0.64	152.41	16.35
0.64 - 0.75	399.32	42.85
0.75 - 0.91	380.27	40.81

6.5.4 Facteur topographique (LS)

En ce qui concerne le facteur LS, les valeurs élevées sont plus vulnérables à l'érosion. Au bassin versant de l'Oued El Maleh, LS a une valeur moyenne de 5,38 avec une variabilité allant de 0 à 42,5 et est répartie en cinq classes.

La longueur et le degré d'inclinaison de la pente ont été des facteurs décisifs dans le processus d'érosion. La carte de facteur LS obtenue reflète parfaitement la topographie du bassin hydrographique. Les valeurs inférieures à 6 occupent 62,51% de la surface du bassin versant de l'Oued El Maleh, ce qui correspond aux zones basses. Les valeurs supérieures à 6 (37,49%) indiquent un terrain accidenté avec des pentes abruptes. Ce paramètre présente un facteur de risque d'érosion en fonction des zones de pente à l'échelle du bassin versant. Plus ce facteur est élevé, plus le bassin versant est érodé.

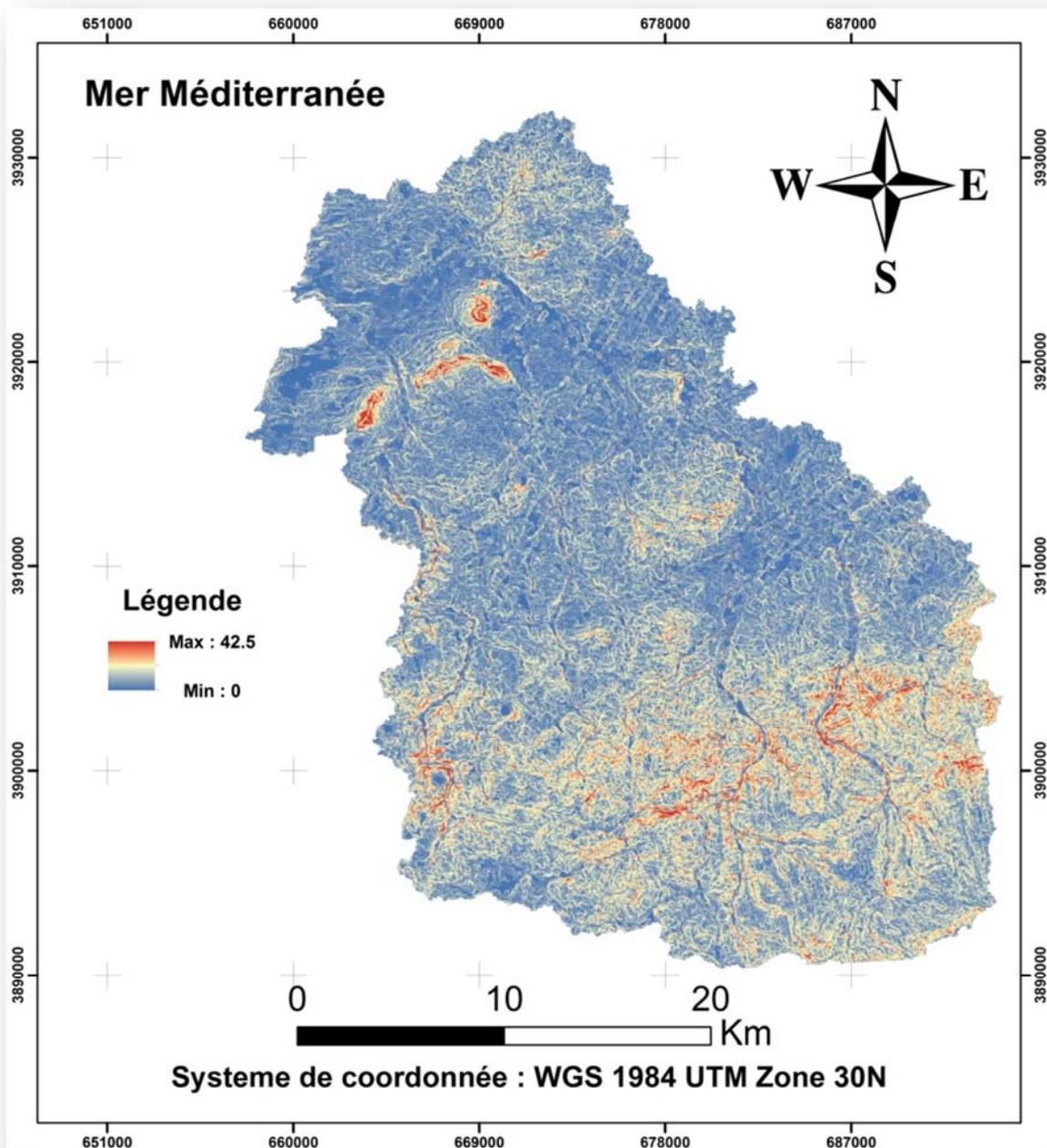


Figure 6.5 : Carte des longueurs des pentes dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

Tableau 6.8 : Distribution des classes du facteur LS dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

Classes du facteur LS	Surface (Km ²)	Surface (%)
0 - 3	367.80	39.55
3 - 6	213.56	22.96
6 - 9	162.87	17.51
9 - 18	106.95	11.50
18 - 42.5	78.83	8.48

6.5.5 Facteur de pratique de soutien à la conservation des sols (P)

Dans l'ensemble du bassin versant de l'Oued El Maleh, il n'y a pas de structures de conservation importantes et les agriculteurs n'utilisent pas de pratiques de conservation des sols. Les cultures sont principalement des céréales et les labours sont rarement parallèles aux courbes de niveau. Selon (Ganasri et Ramesh 2016), le facteur de conservation du sol P varie de 0 pour les bonnes pratiques anti-érosives à 1 pour les mauvaises pratiques. Dans cette situation particulière, la valeur 1 est affectée au facteur P dans toute la zone du bassin versant.

6.5.6 Carte des risques potentiels d'érosion (A)

La superposition multiplicative des quatre couches thématiques génère la carte d'érosion du sol au format Raster, exprimant le potentiel d'érosion en t / ha / an et par unité spatiale.

La carte obtenue (Fig. 7) montre que les taux d'érosion couvrent une large gamme de valeurs. Ils varient de 0 à 754 t / ha / an sur l'ensemble de la zone d'étude, avec une moyenne d'environ 9 t / ha / an. Selon (Wall et al. 2002), l'érosion très faible à faible varie entre 0 et 11 t / ha / an, l'érosion modérée se situe entre 11 et 22 t / ha / an, tandis que pour l'érosion élevée, les valeurs varient entre 22 et 33 t / ha / an, les valeurs supérieures à 33 t / ha / an correspondent à une très forte érosion.

Dans cette étude, la carte de perte de sol a été classée en quatre classes pour une meilleure visualisation spatiale des pertes de sol (Fig. 7; Tableau 8).

La première classe concerne les zones où la perte de sol est inférieure à 4 t / ha / an. Près de la moitié du bassin versant de l'Oued El Maleh présente une faible érosion hydrique (entre 0 et 4 t / ha / an), ce qui représente 42,8% de la surface du bassin, principalement concentrée dans le nord du bassin. Alors que plus de 55% de la surface totale présente une érosion hydrique importante et que le sol est moins protégé.

Cette constatation est conforme à celle observée dans de nombreux bassins versants de l'Algérie, notamment dans le nord-ouest, tels que ceux de l'Oued Mina à 11,2 t / ha / an, de l'Oued Boumahdane à 11,18 t / ha / an (Benchettouh et al. 2017; Bouguerra et al. 2017) respectivement

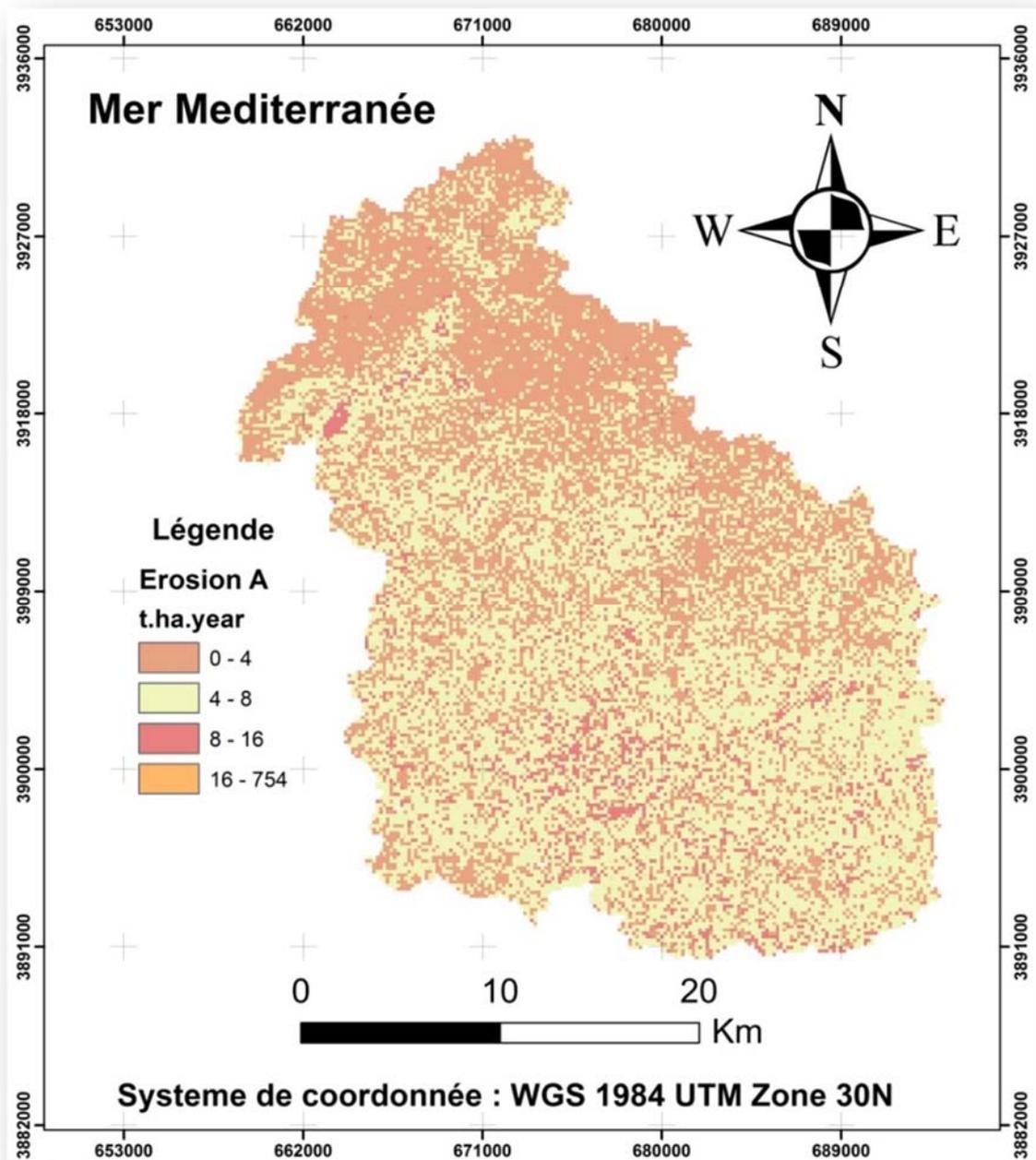


Figure 6.6 : Carte de la distribution de la perte du sol dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

Tableau 6.9 : Distribution des classes de perte du sol dans le bassin versant de l'Oued El Maleh

Classes du A (perte du sol)	Surface (Km ²)	Surface (%)
0 - 4	398.04	42.81
4 - 8	247.38	26.22
8 - 16	273.42	29.42
16 - 754	11.12	1.22

6.6 Conclusion

Le but de ce travail est d'évaluer la spatialisation du risque d'érosion hydrique dans le bassin versant de l'Oued El Maleh, dans le nord-ouest de l'Algérie, à l'aide du modèle très répandu de l'équation *RUSLE* dans le cadre des techniques SIG. Il apparaît dans cette étude que l'érosion hydrique est omniprésente dans l'ensemble du bassin versant, avec un taux variable. L'érosion spécifique varie de 0 à 754 t/ha/an sur l'ensemble de la zone d'étude, avec une perte de sol moyenne annuelle d'environ 9 t/ha/an.

On peut également observer que la perte de sol varie en fonction de l'érosivité des précipitations et de la densité de la végétation. Plus les valeurs d'érosivité *R* et l'occupation du sol *C* sont élevées, plus le sol est prédisposé à l'érosion hydrique.

Un faible taux de sédiments érodés a atteint l'exutoire du bassin versant par ruissellement, d'après les données de la station de jaugeage, à seulement 2,94 t /ha/an, environ 32,6% du taux total de sédiments érodés quantifié par le *RUSLE*. Cette valeur est différente de celles obtenues dans de nombreux bassins versants semi-arides en Algérie. Cette différence est due à la faible pente et à la couverture végétale dense du bassin versant de l'Oued El Maleh.

RUSLE est un modèle simple et pratique, il permet d'analyser de manière complète et systématique l'évolution de l'érosion des sols et constitue une base de référence pour la prévention des pertes de sols et d'eau, ainsi que de fournir des informations importantes pouvant aider les décideurs à élaborer des plans de conservation des sols et des eaux plus efficaces du bassin versant de l'Oued El Maleh, cette méthode offre un soutien important aux agriculteurs pour l'identification des zones nécessitant la plus haute priorité d'intervention préventive pour conserver le sol et l'eau.

CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS

Conclusion générale

L'intégration de l'équation révisée universelle de perte en sol dans le SIG a aidé de manière significative à l'évaluation des taux d'érosion à l'échelle du bassin versant. Le SIG a permis, grâce à ses possibilités de superpositions des cartes et de calcul, de gérer d'une façon rapide et rationnelle une multitude de données qualitatives et quantitatives relatives aux différents facteurs de la dégradation des sols. Il a permis aussi de démêler la complexité et l'interdépendance des facteurs. Cette méthodologie s'est basée sur l'Equation Universelle Révisée de Pertes en Sol, empiriquement élaborée par Wischmeier et Smith en 1978 et révisée par McCool et al. 1995 et donnant la quantité de terre (en t/ha/an) susceptible d'être décapée par l'érosion hydrique.

Les facteurs de cette équation caractérisant le processus érosif sont l'agressivité des précipitations, l'érodibilité des sols, l'inclinaison et la longueur de pente, la couverture végétale et les pratiques de conservation des sols. Le calcul et la cartographie de chaque facteur ont été mis en œuvre en intégrant une pondération permettant de hiérarchiser la contribution de chacun d'entre eux au phénomène d'érosion. Ces paramètres, intégrés dans un SIG, sous forme de couche d'information thématique, sont ensuite multipliés pixel par pixel à une résolution de 30 mètres. La cartographie obtenue par la spatialisation de l'USLE est une carte de l'érosion potentielle donnant les quantités de sols pouvant être détachées annuellement pour chaque pixel d'un secteur donné.

Les résultats obtenus sur la zone d'étude donnent une perte en sol moyenne de 9 t/ha.an. Cette valeur correspond à une érosion modérée à faible due principalement aux faibles pentes et une dense végétation. Outre, la quantification du phénomène, sa spatialisation nous a permis de mettre en évidence les zones les plus sujettes à l'érosion. De ce fait, il est désormais possible de localiser les secteurs de forte érosion nécessitant une intervention prioritaire afin d'orienter les plans de gestion et d'aménagement de l'espace, ce résultat a été comparé à celui observé dans d'autres bassins versant voisins ayant même caractéristique climatique.

Par ailleurs, quant au deuxième modèle, qui est la courbe du transport solide, l'étude est basée sur les données instantanées du débit d'eau Q_L et des concentrations de sédiments en suspension C gérées par l'Agence nationale des ressources hydrauliques ANRH. Oued El Maleh est contrôlé par une station de jaugeage installée à l'exutoire du bassin versant, appelée Turgot Nord, située à $X = 149,3$ km, $Y = 244,4$ km (coordonnée par Lambert) et $Z = 18$ m. Les données utilisées sont les couples 2017 de (Q_L - C), elles couvrent une période de 17 ans de 1981 à 1998, à l'exception de 1982, marquée par l'absence de données. Sur cette base, la valeur de la dégradation spécifique du sol a été estimé à 2.94 t/km²/an. L'activité sédimentaire se fait principalement lors des crues ou les mesures sont intensifiées toutes les heures, voire toutes 30 minutes et parfois 15 minutes. Cette importante dynamique est dû au climat agressif avec des précipitations importantes et de

violents épisodes pluvieux, également, on a analysé l'apport solide sur le bassin versant pour plusieurs échelles temporelle (crue, mensuelle, saisonnière, annuelle, et interannuelle).

Bien que les modèles mathématiques empiriques de prédiction des taux d'érosion tiennent compte de plus en plus de facteurs qui entrent en jeu dans le processus érosif, il y a toujours des réalités de terrain qui ne peuvent être prises totalement en compte dans cette thèse. L'élaboration d'un modèle pour la quantification de l'érosion aussi parfait soit-il ne peut donner des résultats assez fiables sans une collecte de données suffisantes. L'utilisation de ces modèles reste valable pour des terrains pour lesquels on peut maîtriser toutes les données sur l'ensemble du bassin versant.

Recommandations pour l'aménagement du bassin versant d'Oued El Maleh

Afin de protéger et préserver les ressources naturelles, notamment les eaux et les sols, les recommandations destinées à l'aménagement du bassin versant Oued El Maleh se résument comme suit :

Actuellement (2019), une étude d'aménagement antiérosif du bassin versant de l'Oued El Maleh doit être faite. Dans ce cadre d'étude, les responsables et la population de la région doivent prévenir l'érosion avec tous les moyens actuellement disponibles notamment par des projets de développement et la sensibilisation des populations locales sur les conséquences néfastes de ce fléau.

Les services forestiers doivent être attentifs et suivre à la lettre la réalisation des travaux car la non-conformité de la réalisation avec le plan d'exécution mène à un échec du projet.

Tant qu'on n'a pas amélioré l'infiltration sur le bassin versant, il faut éviter de tenter de reboucher la ravine si non avec le temps elle retrouvera un autre lit.

L'intégration de la population à la gestion des ressources en sols vise à réduire l'érosion hydrique, à contrôler les ruissellements. Bien que les choix des pratiques antiérosives ne posent pas de problèmes aux aménagistes de conservation des eaux et des sols de la région, l'intégration du facteur humain continue d'être à l'origine de l'échec de certains projets de C.E.S.

L'emplacement des seuils doit être choisi avec soin selon l'objectif visé. Si on cherche seulement à rehausser le fond de la ravine pour que les versants atteignent la pente d'équilibre naturel, il faut choisir un verrou. Si on cherche à fixer le maximum de sédiments ou à récupérer des espaces cultivables, il faut choisir les zones à faible pente, les confluent de ravines secondaires, les versants évasés et construire de gros ouvrages-poids qui seront rehaussés progressivement.

L'écartement entre les seuils est fonction de la pente du terrain. Le déversoir aval doit être à la même altitude que la base du seuil amont observable sur place.

L'énergie de chute de l'eau qui déborde du déversoir doit être amortie par une bavette (enrochement, petit gabion, grillage + touffes d'herbes).

Le bétail doit être tenu à l'écart de l'aménagement anti érosif, ce dernier dégrade la végétation. En Compensation, on peut permettre des prélèvements de fruits, de fourrages et plus tard de bois, en échange de l'entretien de l'aménagement.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- 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/Journal of Water Science*, 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, doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.06.026
- Asselman N.E.M. (2000). Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology* 234:228–248. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00253-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00253-5)
- Aucelli P.P.C., Conforti M., Seta M. Della., Del Monte M., D'uva L., Roskopf CM., Vergari F. (2012). Quantitative assessment of soil erosion rates : results from direct monitoring and digital photogrammetric analysis on the Landola catchment in the Upper Orcia Valley (Tuscany , Italy), *rendiconti online della società geologica italiana* 21, 1199-1201, 2 figs.
- Aucelli P.P.C., Conforti M., Seta M. Della., Del Monte M., D'uva L., Roskopf CM., Vergari F. (2014). Multi-temporal digital photogrammetric analysis for quantitative assessment of soil erosion rates in the landola catchment of the upper orcia valley (tuscany, italy), *journal of Land Degradation and Development* 1092,1075–1092
- Anache, J.A.A., Bacchi, C.G.V., Panachuki, E., Alves Sobrinho, T. (2015). Assessment of methods for predicting soil erodibility in soil loss modeling. *Geociências* 34:32–40.
- Angima, S.D., Stott, D.E, O'Neill, M.K, Ong, C.K., Weesies, G.A. (2003). Soil erosion prediction using RUSLE for central Kenyan highland conditions. *Agric Ecosyst Environ* 97:295–308. doi: 10.1016/S0167-8809(03)00011-2
- Arnoldus, H.M,J. (1980). Methodology used to determine the maximum potential average soil loss due to sheet and rill erosion in Morrocco, *Bulletin F.A.O.* 34.
- Arnoldus H.M.J. 1977. Methodology used to determine the maximum potential average soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco. Report of an FAO/UNEP Expert Consultation on Assessing soil degradation, Rome, 18-20 January 1977, *FAO Soils Bulletin*, N° 34, pp. 39-48.
- Aee. (1999). L'environnement dans l'Union européenne à l'aube du XXIe siècle. Agence européenne pour l'environnement, rapport 651p.

- Auzet A.V, Boiffin J, Ludwig B. (1995). Concentrated flow erosion in cultivated catchments: influence of soil surface state. *Earth Surface Processes and Landforms*; 20: 5-14.
- Benchettouh, A., Kouri, L., Jebari, S. (2017). Spatial estimation of soil erosion risk using RUSLE/GIS techniques and practices conservation suggested for reducing soil erosion in Wadi Mina watershed (northwest, Algeria). *Arab J Geosci* 10:. doi: 10.1007/s12517-017-2875-6
- Benkadja R, Boussag F, Benkadja A (2014) Identification et évaluation du risque d'érosion sur le bassin versant du K'sob (Est Algérien). *Bull Eng Geol Environ* 74:91–102. <https://doi.org/10.1007/s10064-014-0611-y>
- Benselama, O., Mazour, M., Hasbaia, M. Djoukbal, Om., Mokhtari, S. (2018). Prediction of water erosion sensitive areas in Mediterranean watershed, a case study of Wadi El Maleh in north-west of Algeria, *Environ Monit Assess* 190(12):735. <https://doi.org/10.1007/s10661-018-7117-1>
- Bouguerra, H., Bouanani, A., Khanchoul, K., Derdous, O., Tachi, S.E. (2017). Mapping erosion prone areas in the Bouhamdane watershed (Algeria) using the Revised Universal Soil Loss Equation through GIS. *J Water L Dev* 32:13–23. doi: 10.1515/jwld-2017-0002
- Bouguerra S.A., Bouanani A., Baba-Hamed K. (2016). Transport solide dans un cours d'eau en climat semi-aride : Cas du bassin versant de l'Oued Boumessaoud, (Nord-Ouest de l'Algérie), *Revue des sciences de l'eau*, 29:179-314, doi : 10,7202/1038923ar
- Bouhadeb, CE., Menani, MR., Bouguerra, H., Dedrous, O. (2018). Assessing soil loss using GIS based RUSLE methodology. Case of the Bou Namoussa watershed – North-East of Algeria. 27–35. doi: 10.2478/jwld-2018-0003
- Browning, G.M., C.L. Parish, and J.A. Glass. (1947). A method for determining the use and limitation of rotation and conservation practices in control of soil erosion in Iowa. *Soil Sei. Soc. Am. Proc.* 23:249-264.
- Benkhaled A., Remini B. (2003). Analyse de la relation de puissance : débit solide-débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'Oued Wahrane (Algérie), *Revue des sciences de l'eau*, 16 (3), 333-356. doi :10.7202/705511ar
- Brandolini P., Marsico A, Pepe G., Capolongo D., Cappadonia C., Cevasco A., Conoscenti C., Marsico A., Vergari F., Del Monte M. (2018). Hillslope degradation in representative Italian areas: Just soil erosion risk or opportunity for development, *journal of Land Degradation and Development*, 3050–3068. doi: 10.1002/ldr.2999
- Bouanani A., Baba-Hamed K., Fandi W. (2013). Production et transport des sédiments en suspension dans l'oued Sikkak (Tafna - Nord-Ouest Algérie), *Revue des sciences de l'eau*, 26:119–132, doi: 10,7202/1016063ar

- Boukhriou Z.A., Khanchoul K., Le Bissonais Y., Tourki M. (2013). Prediction of sediment load by sediment rating curve and neural network (ANN) in El Kebir catchment, Algeria, *Journal of Earth System Science* 122, 1303–1312, doi: 10.1007/s12040-013-0347-2
- Bravard J.P., Magny M. (2002). Les fleuves ont une histoire, Paléo environnement des rivières et des lacs français depuis 15000 ans, *Bulletin de la Société préhistorique française* 100 (2),413.
- Bruschin J., Trau W. (1978). Evaluation de la durée utile des observations du transport d'alluvions en suspension dans les rivières, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, IAHS - AISH Pub,122, Financ Assistance Unesco.
- Batti, A., & Depraetere, C. (2007). Panorama des méthodes d'analyse de l'érosion.
- Boiffin J. (1976). Histoire hydrique et stabilité structurale de la terre. *Annales Agronomiques*, 27(4):447–463.
- Bradford, J. M. & Huang, C. (1996). Splash and detachment by waterdrops. Dans Agassi, M., Editeur, *Soil Erosion, Conservation, and Rehabilitation, Books in Soils, Plants and the Environment*, Chapitre 4, pages 61–76. Dekker, New York.
- Boiffin J. (1994). Place des bassins versants expérimentaux dans les études sur l'érosion hydrique des sols. In : *Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales. Actes du Séminaire national, hydrosystèmes*. Paris : Cémagref, : 197-201.
- Bryan, R.B. and Campbell, LA. (1986). Runoff and sediment discharge in a semi-arid drainage basin. *Z.Geomorphol.*, 58: 121-143.
- Boiffin J., 1984 : La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies, Thèse pour le titre de Docteur ingénieur, Sciences Agronomiques, INA-PG, Paris Grignon, 320 p + annexes.
- Beasley, R.P. (1972). *Erosion and sediment pollution control*. The Iowa State University Press, Ames, 320 p.
- Blum, P. (2001). (Ed.), *Archaea, ancient microbes, extreme environments and the origin of life*. *Adv. Appl. Microbiol.* vol. 50, pp. 1-382. Academic Press, New York. In : *Le sol, un milieu complexe au pouvoir épurateur limité*. J.-P. Camuzard. Ingénieur du GREF. ENGREF Paris ».
- Barthès B. Albrecht A., Asseline J., De Noni G., Roose E., Viennot M. (1998). Pratique culturales et érodibilité du sol dans les Rougiers de Camarés. *Etude et gestion des sols* 5,3.
- Chadli, K. (2016). Estimation of soil loss using RUSLE model for Sebou watershed (Morocco). *Model Earth Syst Environ* 2:51. doi: 10.1007/s40808-016-0105-y

- Cook, H.L. (1936). The nature and controlling variables of the water erosion process. *Soil Sei. Soc. Am. Proc.* 1:60-64.
- Chebbani, R., Djilli, K., Roose, E. (1999). Etude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'isser, p 85-95.
- Campbell F.B., Bauder H.A. (1940). A rating curve method for determining silt discharge of streams, *Eos, Transactions - American Geophysical Union*, 21:603–607, doi: 10.1029/TR021i002p00603
- Crawford C.G. (1991). Estimation of suspended-sediment rating curves and mean suspended-sediment loads, *Journal of Hydrology*, 129:331–348, doi: 10.1016/0022-1694(91)90057-O
- Cros-Cayot, S. (1996). Distribution spatiale des transferts de surface à l'échelle du versant. Contexte armoricain. Ecole Nationale Supérieure Agronomique.
- Demmak A. (1982). Contribution à l'étude de l'érosion et de transport solide en Algérie septentrionale, Phd thesis at Paris University Paris-France, p 323.
- Del Monte M., Vergari F., Brandolini P., Capolongo D., Cevasco A., Ciccacci S., Conoscenti C., Fredi P., Melelli L., Rotigliano E., Zucca, F. (2015). Multi method evaluation of denudation rates in small Mediterranean catchments. *Engineering geology for society and territory* 1, 563–567. Switzerland, Cham (ZG): Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09300-0_105
- Del Monte M. (2017). The typical badland landscapes between the Tyrrhenian Sea and the Tiber River. In M. Soldati, & M. Marchetti (Eds.), *Landscapes and landforms of Italy* (pp. 281–291). Cham: Springer. ISSN 2213-2090, ISBN 978-3-319-26192-8, DOI <https://doi.org/10.1007/978-3-319-26194-2>
- Della Seta M., Del Monte M., Fredi M.P., Lupia Palmieri E. (2009). Space time variability of denudation rates at the catchment and hillslope scales on the Tyrrhenian side of Central Italy. *Geomorphology*, 107(3-4), 161–177. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.12.004>
- Duarte L, Teodoro AC, Gonçalves JA, et al (2016). Assessing soil erosion risk using RUSLE through a GIS open source desktop and web application. *Environ Monit Assess* 188:. doi: 10.1007/s10661-016-5349-5
- Djoukbala, O., Mazour, M., Hasbaia, M., Benselama, O. (2018). Estimating of water erosion in semiarid regions using RUSLE equation under GIS environment. *Environ Earth Sci* 77(9). doi: 10.1007/s12665-018-7532-1
- Derruau, M. (1974). Précis de géomorphologie. Edition Masson et Cie, Paris.

- Dumas, P. (2004). Caractérisation des littoraux insulaires : approche géographique par télédétection et SIG pour une gestion intégrée, Application en Nouvelle-Calédonie. Thèse de doctorat, Orléans, 402p.
- Douglas I. (1969). Sediment yields from forested and agricultural lands. In: Proc. Symp. On The Role of Water in Agriculture, University of Wales, Aberystwyth, Memorandum No. 12, pp. E1-E22.
- Dautrebande, S., Sohier, C. (2006). L'érosion hydrique et les pertes de sol agricoles en Région wallonne. Dossier scientifique réalisé dans le cadre de l'élaboration du Rapport analytique 2006-2007 sur l'état de l'environnement wallon. Unité d'hydrologie et d'hydraulique agricole, Génie rural et environnemental, Faculté universitaire des Sciences agronomiques de Gembloux. Gembloux. 122p.
- De Ploey J., Savat J., 1968 : Contribution à l'étude de l'érosion par le splash. 12, pp 174-193.
- Elaloui, A., Marrakchi, C., Fekri, A., Maimouni, S., Aradi, M. (2017). USLE-based assessment of soil erosion by water in the watershed upstream Tessaoute (Central High Atlas, Morocco). *Modeling Earth Systems and Environment*, 1-13. doi 10.1007/s40808-017-0340-x
- Einstein, H.A. (1937). Bed load transport as a probability problem, *Sedimentation* (reprinted in 1972), Water Resources Publications, Colorado, 105-108.
- Einstein, H.A. (1950). The bed load function for sediment transportation in open channel flows (Vol, 1026), Washington DC: US Department of Agriculture
- Etchanchu D., Probst J.L. (1986). Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole, Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau, *C. R. Acad. Sci. Paris* 302, Série 11(17), 1063-1067.
- Elahcene O., Terfous A., Remini B., Ghenaim A., Poulet J.B. (2013). Etude de la dynamique sédimentaire dans le bassin versant de l'Oued Bellah (Algérie), *Hydrological Sciences Journal*, 58:224–236, doi: 10.1080/02626667.2012.742530
- El Mahi, A., Meddi, M., Bravard, J. P. (2012). Analyse du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Hammam (Algérie du Nord). *Hydrological Sciences Journal*, 57(8), 1642-1661.
- Ellison, W. D. (1944). Studies of raindrop erosion. *Agricultural Engineering*, 25:131–136, 181–182.
- Ekern, P. C. (1950). Raindrop impact as the force initiating soil erosion. *Soil Science Society of America Proceedings*, 15:7–10.
- Fernández, C., Vega, J.A. (2016). Evaluation of RUSLE and PESERA models for predicting soil erosion losses in the first year after wildfire in NW Spain. *Geoderma* 273:64–72. doi: 10.1016/j.geoderma.2016.03.016

- Fao, I., Rome, I.I. (2012). Harmonized World Soil Database, FAO, Rome,. FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.
- Foster, G. R., Toy, T. E., Renard, K. (2003). Comparison of the USLE, RUSLE1.06c, and RUSLE2 for Application to Highly Disturbed Lands. In First Interagency Conference on Research in Watersheds, October 27–30 (pp. 154–160). United States Department of Agriculture.
- Free G. (1952). Soil movement by raindrops. *Agricultural Engineering*, pages 491–494,496.
- Gamvroudis C., Nikolaidis N.P., Tzoraki O., Papadoulakis V., Karalemas N. (2015). Water and sediment transport modeling of a large temporary river basin in Greece. *Science of the Total Environment*, 508:354–365. doi: 10.1016/j.scitotenv.2014.12.005
- García-ruiz J.M., Regues D., Alvera B., Lana-Renault N., Serranl-Muela P., Nada-Romero E., Navas N., Latron J., Martí-Bono C., Arnaez D. (2008). Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. *Journal of Hydrology*, 245–260. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.04.013
- García-ruiz J.M., Nadal-romero E., Lana-renault N., Beguería S. (2013). Erosion in Mediterranean landscapes: Changes and future challenges. *Geomorphology*. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.05.023
- Ghenim A., Terfous A., Seddini A. (2007). Etude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes : cas du bassin-versant de l'oued Sebdu, (Nord-Ouest algérien), *Science et changements planétaires / Sécheresse*, 18:39 – 44
- Girolamo De A.M., Pappagallo G., Lo Porto A. (2015). Temporal variability of suspended sediment transport and rating curves in a Mediterranean river basin : The Celone (SE Italy). *Catena* 128:135–143. doi: 10.1016/j.catena.2014.09.020
- Girolamo A.M De., Pillo Di R., Lo Porto A., Todisco M.T., Barca E. (2018). Identifying a reliable method for estimating suspended sediment load in a temporary river system. *Catena* 165:442–453. doi: 10.1016/j.catena.2018.02.015
- Giaccone E., Vergari F., Del Monte M., Fratianni S. (2015). L’impact du climat sur les dynamiques morphologiques en Toscane (Italie centrale). Proceedings of the “XXVIIIe Colloque de l’Association Internationale de Climatologie”, Liège 2015.
- Guy H.P. (1964). An analysis of some stormperiod variables affecting stream sediment transport: U.S. Geological Survey, Professional Paper 462-E, 46 p
- Ganasri, B.P., Ramesh, H. (2016). Assessment of soil erosion by RUSLE model using remote sensing and GIS—a case study of Nethravathi Basin. *Geosci Front* 7:953–961.
- Gitas, I.Z., Douros, K., Minakou, C., Silleos, G.N. (2009). Multi-temporal soil erosion risk assessment in N. Chalkidiki using a modified USLE raster model. *EARSeL eProceedings* 8:40–52.

- Gimenez, R. & Govers, G. (2002). Flow detachment by concentrated flow on smooth and irregular beds. *Soil Science Society of America Journal*, 66:1475–1483.
- Govers, G., Poesen, J. (1988). Assessment of the interrill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot. *Geomorphology* 1, pp. 343-354.
- Govers, G., Takken, I. & Helming, K. (2000). Soil roughness and overland flow. *Agronomie*, 20:131–146.
- Hallouz, F., Meddi, M., Mahe, G. (2017). Régimes des matières en suspension dans le bassin versant de l'oued Mina sur l'oued Cheliff (nord-ouest algérien), *Houille Blanche* 61–71, doi: 10.1051/lhb/2017034
- Hallouz F., Meddi M., Mahé G., Toumi S., Rahmani A.S.E. (2018). Erosion, Suspended Sediment Transport and Sedimentation on the Wadi Mina at the Sidi M'Hamed Ben Aouda Dam, Algeria. *Water* 10:895. doi: 10.3390/w10070895
- Hasbaia, M., Hedjazi, A., Benayada, L. (2012). Variabilité de l'érosion hydrique dans le bassin du Hodna: cas du sous-bassin versant de l'oued elham. *Revue Marocaine des Sciences Agronomiques et Vétérinaires*, 1(1), 28-32.
- Hasbaia, M., Dougha, M., Benjedou, F. (2017). Erosion Sensitivity Mapping Using a Multi-Criteria Approach under GIS Environment The Case of the Semiarid Hodna Basin in Central Algeria. *International Journal of Water Resources and Arid Environments* 6(1): 13-19.
- Hasbaia M., Paquier A. (2017). *Water Resources in Arid Areas: The Way Forward*, doi: 10.1007/978-3-319-51856-5
- Horton R. E. (1932). Drainage basin characteristics. *Transactions A. Geophysical Union*, 13: 350-361.
- Horton, R. (1945). Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins: Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56, 275-370.
- Houghton J.T., Jenkins G.J., Ephraums J.J., *Climate change*. (1990). New York : Cambridge University Press.
- Horowitz, A.J. (2003). An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrological Processes*, 17: 3387–3409. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.1299>
- Hui L., Xiaoling C., Lim KJ., Xiaobin C., Sagong M. (2010). Assessment of soil erosion and sediment yield in Liao watershed, Jiangxi Province, China, Using USLE, GIS, and RS, *Journal of Earth Science*, 21:941–953, doi: 10.1007/s12583-010-0147-4
- Hiltner L.(1904). Über neuere Erfahrungen und besonderer Berücksichtigung der Gründüngung und Brache. *Arb DLG* 98:59-78. In : *Le sol, un milieu complexe au pouvoir épurateur limité*. J.-P. Camuzard. Ingénieur du GREF. ENGREF Parts ».

- Jakuschoff P. (1932). The movement of suspended matter in rivers in theory and practice, translated for US Dept, of Agriculture, Soil Conservation Service, California Institute of Technology, Pasadena, Calif, by WP Ott and JC Van Uchelen
- Kalman, R. (1967). Le facteur climatique de l'érosion dans le bassin de Sebou. *Projet Sebou, Rapp. Inédit*, p40.
- Karamesouti, M., Petropoulos, G.P., Papanikolaou, I.D., Kairis, O., Kosmas, K. (2016). Erosion rate predictions from PESERA and RUSLE at a Mediterranean site before and after a wildfire: Comparison & implications. *Geoderma* 261:44–58. doi: 10.1016/j.geoderma.2015.06.025
- Khosrowpanah, S., Water and Environmental Research Institute of the Western Pacific. (2007). Developing a GIS-based soil erosion potential model of the Ugum watershed. University of Guam, Technical Report no. 117.
- Kumar, S., Gupta, S. (2016). Geospatial approach in mapping soil erodibility using CartoDEM—a case study in hilly watershed of lower Himalayan range. *J Earth Syst Sci* 125(7):1463–1472.
- Kattan Z., Probst J.L. (1987). Transport en solution et en suspension par la Moselle en période de crues, Dans : *Actes Journées d'Hydrologie « Crues et Inondations »*, Strasbourg, France, pp, 16-18,
- Kayser N., Probst J.L., Cadet D., Tardy Y. (1990). Propagation des ondes de sécheresse et d'humidité à travers le monde, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, (310) : 757-63
- Kennedy RG. (1895). On the prevention of silting in irrigation canals, *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 119:281–290, doi: 10.1680/imotp,1895,19850
- Khanchoul, K., Jansson, M. B., Lange, J. (2007). Comparison of suspended sediment yield in two catchments, northeast Algeria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(1), 63-94.
- Khanchoul K., Jansson MB. (2008). Sediment rating curves developed on stage and seasonal means in discharge classes for the Mellah Wadi, Algeria, *Geografiska Annaler Series A Physical Geography*, 90:227–236, doi: 10.1111/j.1468-0459,2008,341,x
- Khanchoul K., El Abidine Boukhrissa Z., Acidi A., Altschul R. (2012). Estimation of suspended sediment transport in the Kebir drainage basin, Algeria, *Quaternary International*, 262:25–31, doi: 10,1016/j.quaint,2010,08,016
- Khaleghi MR., Varvani J. (2018). Sediment Rating Curve Parameters Relationship with Watershed Characteristics in the Semiarid River Watersheds, *Arabian Journal for Science and Engineering*, doi: 10,1007/s13369-018-3092-7
- Kosmas C., Danalatos N., Cammeraat L.H., et al. (1997). The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*, 29: 45-59.
- Laurent (1996). Outils de modélisation spatiale pour la gestion intégrée des

ressources en eau Application aux Schémas d'Aménagement et de Gestion des Eaux.,
thèse halshs-00009131, version1 <http://tel.archives-ouvertes.fr/halshs-00009131>
Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne (22/10/1996).

- Larfi, B., Remini, B. (2006). Le transport solide dans le bassin versant de l'Oued Isser impact sur l'envasement du barrage de Beni Amrane (Algérie). *LARHYSS Journal* ISSN 1112-3680, (5).
- Leopold LB., Emmett WW. (1976). Bed load measurements, East Fork River, Wyoming, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 73:1000–1004, doi: 10.1073/pnas.74.7.2644
- Lin C., Chen C., Wang Y., Tsai CH., Tsai CT. (2014). Spatial distribution of soil erosion and suspended sediment transport rate for Chou-Shui river basin, *Journal of Earth System Science*, 1517–1539
- Louamri A., Mebarki A., Laignel B. (2013). Variabilité interannuelle et intra-annuelle des transports solides de l'Oued Bouhamdane à l'amont du barrage Hammam Debagh (Algérie orientale), *Hydrological Sciences Journal*, 58:1559–1572, doi: 10.1080/02626667.2013.824089
- Lemanceau P., Heulin T., 1998. La rhizosphère. In : Stengel P, Gelin S (eds): *Sol : interface fragile*. INRA Edition, Paris, pp 93-106.
- Le Bissonnais Y., Thorette J., Bardet C., Daroussin J. (2002). L'érosion hydrique des sols en France, Institut National de la Recherche Agronomique et Institut Français de l'Environnement. Rapport, 106p.
- Le Bissonnais Y., Cerdan O., Lecomte V., Benkhadra H., Souchere V., Martin P. (2005). Variability of soil surface characteristics influencing runoff and interrill erosion. *Catena*, 62
- Le Bissonnais Y. (1988). Analyse des mécanismes de désagrégation et de mobilisation des particules de terre sous l'action des pluies. Thèse de doctorat, Université d'Orléans, France.
- Leguedois S. (2003). Mécanismes de l'érosion diffuse des sols : modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés. Thèse Université Orléans. INRA. 167p.
- Moore I.D., Grayson R.B. and Ladson A.R. (1991). Digital Terrain Modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes*, Vol. 5, pp. 3-30.
- McCool, D.K., Foster, G.R., Renard, K., Yoder, D.C., Weesies, G.A. (1995). The revised universal soil loss equation, Department of Defense/ Interagency Workshop on Technologies to Address Soil Erosion on Department of Defense Lands San Antonio, TX, June 11–15.
- Mazour, M. (1991). Les facteurs de risque de l'érosion en nappe dans le bassin versant d'isser Tlemcen Algérie, communication n 8, Grenoble, p 300-313.

- Mazour, M., Roose, E. (2002). 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, p 320-330.
- Madr (2011). Rapport du Ministère de l'Agriculture et du Développement rural. p85.
- Markose, V.J, Jayappa, K.S. (2016). Soil loss estimation and prioritization of sub-watersheds of Kali River basin, Karnataka, India, using RUSLE and GIS. *Environ Monit Assess* 188:. doi: 10.1007/s10661-016-5218-2
- Cherif M.H., Khanchoul K., Bouanani A., Terfous A. (2017). Prediction of sediment yield at storm period in Northwest Algeria, *Arabian Journal of Geosciences*, 10:1–17, doi: 10.1007/s12517-017-2983-3
- Cherif M.H., Terfous, A., Bouanani, A., Ghenim, A. (2012). Variability of streamflow and sediment yields in Wadi Taria (northwest Algeria), Sixteenth International Water Technology Conference, IWTC 16 2012, Istanbul, Turkey
- Medinger J.M. (1960). Solid transport of Algerian Wadis, *Hydrological Yearbook of Algeria* (years 50 - 59), Algiers.
- Meybeck M. (1986). Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads, *American Journal of Science*, 287(5), 401-428.
- Meghraoui, M., Habi, M., Morsli, B., Regagba, M., Seladji, A. (2017). Mapping of soil erodibility and assessment of soil losses using the RUSLE model in the Sebaa Chioukh Mountains (northwest of Algeria). *J Water L Dev* 34:205–213. doi: 10.1515/jwld-2017-0055
- Meddi, M. (1999). Etude du transport solide dans le bassin versant de l'oued Ebda (Algérie). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 43, 167-184.
- 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), *Revue des sciences de l'eau*, 16:369, doi: 10.7202/705513ar
- 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 Hydrol* 497:24–36. doi: 10.1016/j.jhydrol.2013.05.029
- Morgan, R.P.C. (1995). *Soil erosion and conservation*, 2nd ed. Longman, London.
- Müller G., Förstner U. (1968). General relationship between suspended sediment concentration and water discharge in the Alpenrhein and some other rivers, *Nature*, 217(5125), 244.
- Morgan, R. (1986). *Soil erosion and conservation*. D-A Davidson, J. Wiley and Sons Inc., 253 p., 111-124.

- Macary F. et D., Berville, 2003. Synthèse bibliographique : bilan des connaissances sur l'érosion et les phénomènes de ruissellement, Sinfotech., 28 pages.
- Neitsch, S., Arnold, J., Kiniry, J., Williams, J. (2011). Soil & Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009. Texas Water Resour Inst 1–647. doi: 10.1016/j.scitotenv.2015.11.063
- Nadal-romero E., Latron J., Martí-bono C., Regüés D. (2008). Temporal distribution of suspended sediment transport in a humid Mediterranean badland area : The Araguás catchment , Central Pyrenees. 97:601–616. doi: 10.1016/j.geomorph.2007.09.009
- Newson M.D. (1985). Forestry and water on the uplands of Britain - the background of hydrological research and options for harmonious land use. J. For., 79: 113-120.
- Ozsoy, G., Aksoy, E. (2015). Estimation of soil erosion risk within an important agricultural sub-watershed in Bursa, Turkey, in relation to rapid urbanization. Environ Monit Assess 187:1–14. doi: 10.1007/s10661-015-4653-9
- Probst J.L., Amiotte Suchet P. (1992). Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Magreb (North Africa), Hydrological Sciences Journal, 37:621–637
- Peters-Kümmerly B.E. (1973). Untersuchungen über Zusammensetzung und Transport von Schwebstoffen in einigen Schweizer Flüssen. Geographica Helvetica 28, 137–151
- Prasad, R.K., Mondal, N.C., Banerjee, P., Nandakumar, N.V. and Singh, V.S. (2008). Deciphering Potential Groundwater Zone in Hard Rock through the Application of GIS. Environmental Geology, 55, 467-475.
- Patton P.C, Schumm S.A. (1975). Gully erosion, Northwestern Colorado: a threshold phenomenon. Geology, 3: 83-90.
- Roose, E.J, Lelong, F. (1976). Les facteurs de l'érosion hydrique en Afrique tropicale, étude sur petites parcelles expérimentales de sol. Revue de géographie physique et de géologie dynamique, XVIII (4), 365–374.
- Rango, A., Arnoldus H,M,J. (1987). Aménagement des bassins versants (Watershedv management). Cahiers techniques de la FAO: 1-11.
- Ryan, J. (1982). A perspective on soil erosion and conservation in Lebanon. Édit. American University of Beirut, publication n° 69, Beyrouth (Liban), p68
- Rejani R, Rao K V., Osman M, et al (2016). Spatial and temporal estimation of soil loss for the sustainable management of a wet semi-arid watershed cluster. Environ Monit Assess 188:1–16. doi: 10.1007/s10661-016-5143-4
- Rovira A., Batalla RJ., Sala M. (2005). Fluvial sediment budget of a Mediterranean river : the lower Tordera (Catalan Coastal Ranges , NE Spain). 60:19–42. doi: 10.1016/j.catena.2004.11.001

- Rovira A., Batalla R.J. (2006). Temporal distribution of suspended sediment transport in a Mediterranean basin : The Lower Tordera (NE SPAIN). *Geomorphology*, 79:58–71. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.09.016
- Roche, M. (1963). *Hydrologie de surface*, Gauthier-Villars Ed., Paris. 430 pp.
- Tate, E., Maidment, D.R., Olivera, F., & Anderson, D.J., 2002. Creating a Terrain Model for Floodplain Mapping. *Journal of hydrology engineering*, 7, pp.100-108.
- Rissons M.. (1995). Incidence de la complexité du milieu physique et des lois de comportement sur la réponse hydrologique d'un bassin versant. Modèle de représentation et de dynamique. Application au bassin de la Peyne (Hérault, France). Thèse, Montpellier II, 364 p.
- Roose E. et Sarrailh J.M. 1989. Erodibility de quelques sols tropicaux. Vingt années de mesure en parcelles d'érosion sous pluies naturelles. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*. 25(1), pp. 7-30.
- Reed L.A. (1971). Hydrological and sedimentation of Corey Creek and Elk Run Basins, North-Central Pennsylvania. *US Geol. Surv. Water Supply Paper*.
- Roose E. (1994). Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES) *Bulletin pédologiques de la F.A.O.* 70.
- Ruellan A., Blanchart E., Brauman A., Grimaldi ., Grünberger O., Barbiero L., Chaplot V., Monga O., Bernoux M. (2008). Les sols, des milieux vivants très fragiles. Les dossiers thématiques de l'Institut de recherche pour le développement IRD. SUDS en ligne. [<http://www.mpl.ird.fr/suds-en-ligne/sols/index.html>].
- Sadiki, A., Bouhlassa, S., Auajjar, J., Faleh, A., Macair, J.J. (2004). Utilisation d'un SIG pour l'évaluation et la cartographie des risques d'érosion par l'Equation universelle des pertes en sol dans le Rif oriental (Maroc) : cas du bassin versant de l'oued Boussouab. *Bull l'Institut Sci Rabat, Sect Sci la Terre* 26:69–79. doi: 10.19044/esj.2016.v12n32p277
- Semwal, P., Khobragade S.D., Nainwal HC (2017). Modelling of Recent Erosion Rates in a Lake Catchment in the North-Western Siwalik Himalayas. *Environ Process* 4:355–374. doi: 10.1007/s40710-017-0234-y
- Siciliano, G. (2009). Social multicriteria evaluation of farming practices in the presence of soil degradation. A case study in Southern Tuscany, Italy. *Environ Dev Sustain* 11:1107–1133. doi: 10.1007/s10668-008-9169-9
- Smith, D.D. (1941). Interpretation of soil conservation data for field use. *Agrie. Eng.* 22:173-175.
- Smith, D.D., and D.M. Whitt. (1947). Estimating soil losses from field areas of claypan soil *Soil Sei. Soc» Am.* 12:485-490.
- Smith, D.D.,. Whitt, D.M. (1948). Evaluating soil losses from field areas. *Agrie. Eng.* 29:394-398.

- Sadeghi S.H., Harchegani M.K., Younesi H.A. (2012). Suspended sediment concentration and particle size distribution, and their relationship with heavy metal content, *Journal of Earth System Science*, 121:63–71, doi: 10.1007/s12040-012-0143-4
- Serrat P., Ludwig W., Navarro B.O, Blazi J. (2001). Variabilité spatio-temporelle des flux de matières en suspension d'un fleuve côtier méditerranéen : *Sciences de la Terre et des planètes*. 333:389–397
- Selmi, K., Khanchoul, K. (2016). Sediment load estimation in the Mellegue catchment, Algeria. *Journal of water and land development*, 31(1), 129-137.
- Straub L.G. (1937). Report of committee on dynamics of streams, 1936–37, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 18(2), 329-342.
- Strahler, A. (1952). Dynamic Basis of Geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 923-938. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[923:DBOG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[923:DBOG]2.0.CO;2)
- Strahler, A. (1958). Dimensional Analysis Applied to Fluvially Eroded Landforms. *Geological Society of America Bulletin*, 69, 279-300. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1958\)69\[279:DAATFE\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1958)69[279:DAATFE]2.0.CO;2)
- Schumm S.A . (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bull Geol Soc Am* 67:597–646.
- Soltner D. (1995) *Les bases de la production végétale Tome II, Le climat, Collection sciences et pratiques agricoles*, 328 p.
- Saber N. (2002). La qualité du sol sous semis direct en milieu semi-aride marocain. Thèse de Doctorat d'état Es-sciences. Faculté des sciences El Jadida. 141p.
- Saber N. et Mrabet R. (2002). Impact of no tillage and crop sequence on selected soil quality attributes of a vertic calcixeroll soil in Morocco. *Journal Agronomie*. vol. 22, no5, pp. 451-459.
- Stengel P., Gelin S. (dirs.), 1998, *Sol: interface fragile*, QUAE EDITIONS. Paris, INRA.
- Tani, H. K., Bouanani, A., & Baba-Hamed, K. (2017). Estimations et quantifications des apports solide et liquide du bassin versant du Meffrouche (Nord-Ouest algérien). *Techniques Sciences Méthodes*, (9), 35-46.
- Toumi, S., Meddi, M., Mahé, G., Brou, Y.T. (2013). Cartographie de l'érosion dans le bassin versant de l'Oued Mina en Algérie par télédétection et SIG. *Hydrol Sci J* 58:1542–1558. doi: 10.1080/02626667.2013.824088
- Tourki, M., Khanchoul, K., Le Bissonais, Y., Belala, F. (2017). Sediment yield assessment in the Upper Wadi Kebir catchment, Kébir Rhumel River, Northeast of Algeria (1973-2006). *Synthèse: Revue des Sciences et de la Technologie*, 34(1), 122-133.
- Toubal, A.K., Achite, M., Ouillon, S., Dehni, A. (2018). Soil erodibility mapping using the RUSLE model to prioritize erosion control in the Wadi Sahouat basin, North-West of

Algeria. *Environ Monit Assess* 190:. doi: 10.1007/s10661-018-6580-z

- Tahiri, M., Tabyaoui, H., Tahiri, A., El Hadi, A., El Hammichi, F., Achab, M. (2016). Modelling Soil Erosion and Sedimentation in the Oued Haricha Sub-Basin (Tahaddart Watershed, Western Rif, Morocco): Risk Assessment. *J Geosci Environ Prot* 4:107–119. doi: 10.4236/gep.2016.41013
- Tfwala S.S., Wang Y.M. (2016). Estimating sediment discharge using sediment rating curves and artificial neural networks in the Shiwen River, Taiwan, *Water*, 8(2), 53, doi:10.3390/w8020053
- Tourki M., Khanchoul K., Le Bissonnais Y., Belala F. (2017). Sediment yield assessment in the Upper Wadi Kebir catchment, Kébir Rhumel River, Northeast of Algeria (1973-2006), *Revue Sciences & Technologie* 133:122–133
- Terfous A, Megnounif A, Bouanani A. (2001). Etude du transport solide en suspension dans l' Oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). *Revue des sciences de l'eau*. 14 (2), p. 173-185DOI <https://doi.org/10.7202/705416ar>
- Van Doren, CA., Bartelli L.J. (1956). A method of forecasting soil losses. *Agrie. Eng.* 37:335-341
- Vezena, K., Bonn, F. (2006). Modélisation et analyse de la dynamique spatio-temporelle des relations société–érosion et pollution diffuse en milieu agricole. Etude de cas en Vietnam et au Québec. *Interaction Nature–Société, analyse et modèles*. UMR6554 LETG, La Baule.
- Vanmaercke M., Poesen J., Verstraeten G., De Vente J., Ocakoglu F. (2011). Geomorphology Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology* 130:142–161. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.03.010
- Vanmaercke M., Poesen J., Broeckx J., Nyssen J. (2014). Sediment yield in Africa, *Earth-Science Reviews*, 136:350–368, doi: 10.1016/j.earscirev.2014.06.004
- Vivian H. (1981). Érosion et transports solides dans le bassin du Drac au Sautet, Doc, du BRGM, séminaire national Propriano (Corse): la gestion régionale des sédiments, 249-357
- Wall, G.J., Coote, D.R., Pringle, E.A., Shelton, I.J. (2002). Revised Universal Soil Loss Equation for Application in Canada: A Handbook for Estimating Soil Loss from Water Erosion in Canada. *Agric. Agri-Food Can. Res. Branch Ott. Contrib. No AAFCAAC2244E*.
- Warwade, P., Hardaha, M.K., Kumar, D. (2014). Estimation of soil erosion and crop suitability for a watershed through remote sensing and GIS approach, *Indian Journal of Agricultural Sciences*, 84:18–23.
- Wawer, R., Nowocień, E., Podolski, B. (2005). Real and Calculated K USLE Erodibility Factor for Selected Polish Soils, *Polish Journal of Environmental Studies*, 14(5), 655-658.

- Wischmeier, W.H. (1955). Punched cards record runoff and soil-loss data. *Agrie. Eng.* 36:664-666.
- Wischmeier, W.H., Smith D.D. (1958). Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans. AGU* 39:285-291.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. (1965). Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains [online]. *Agricultural Handbook* 282. Brooksville, FL: US Department of Agriculture - Agricultural Research Service, 47p.
- Wischmeier, W.H., Smith D.D. (1965). Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains: Guide for selection of practices for soil and water conservation. U.S. Dep. Agrie, *Agrie. Handb. No. 282*.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D.(1978). Predicting rainfall erosion losses—a guide to conservation planning. U.S. Department of Agriculture, *Agriculture Handbook* No 537.
- Williams, J.R. (1975). Sediment routing for agricultural watersheds. *Water Resour Bull* 11(5):965–974.
- Williams, J.R., Berndt, H.D. (1977). Sediment yield prediction based on watershed hydrology. *Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers* [online], 20 (6), 1100–1104.
- White, W.R. (1986). Problèmes d'érosion, transport solide et sédimentation dans les bassins versants, Projet 5.3 du programme hydrologique international. Paris: UNESCO, *Etudes et rapports d'hydrologie no. 35*. http://hydrologie.org/BIB/Publ_UNESCO/SR_035_F_1986.pdf [accédé le 8 juillet 2013].
- Walling D.E., Webb B.W., (1981). The reliability of suspended sediment load data [River Creedy, England].
- Walling D.E., Webb B.W. (1982). Sediment availability and the prediction of storm-period sediment yields, *Recent Dev Explan Predict Eros Sediment Yield (Proceedings Exet Symp* 137:327–337.
- Walling D.E. (1984). Sediment yields of African rivers, In *Challenges in African hydrology and water resources: proceedings, Harare Symposium, July 1984*/edited by DE Walling, SSD Foster, P, Wurzel, Wallingford, Oxfordshire: International Association of Hydrological Sciences.
- Wood P.A. (1977). Controls of variation in suspended sediment concentration in the River Rother, West Sussex, England, *Sedimentology* 24:437–445, doi: 10.1111/j.1365-3091.1977.tb00131.x
- Williams K.F. and Reed L.A. (1972). Appraisal of stream sedimentation in the Susquehanna River basin. *US Geol. Surv. Water Supply Paper*.

- Yang G.F., Chen Z.Y., Yu F.L., Wang Z.W., Zhao Y.W., Wang Z.Q. (2007). Sediment rating parameters and their implications: Yangtze River, China, *Geomorphology* 85: 166–175, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.03.016>
- Yles, F., Bouanani, A. (2012). Quantification et modélisation du transport solide dans le bassin-versant de l'oued Saïda (hauts plateaux algériens). *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 23(4), 289-296.
- Yles, F., Bouanani, A. (2016). Sédiments en suspension et typologie des crues dans le bassin versant de l'oued Saïda (Hauts plateaux algériens). *Revue des sciences de l'eau*, 29(3), 213–229. doi:10.7202/1038925ar
- Zingg, A.W. (1940). Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. *Agrie. Eng.* 21:59-64
- Zheng M. (2018). A spatially invariant sediment rating curve and its temporal change following watershed management in the Chinese Loess Plateau, *Science of the Total Environment*, 630, 1453-1463, doi : /10.1002/hyp,11514

Prediction of water erosion sensitive areas in Mediterranean watershed, a case study of Wadi El Maleh in north-west of Algeria

Oussama Benselama  · Mohamed Mazour · Mahmoud Hasbaia · Omar Djoukbaia · Sakher Mokhtari

Received: 6 August 2018 / Accepted: 12 November 2018
© Springer Nature Switzerland AG 2018

Abstract Water erosion phenomenon has significant effects on productivity and environment in Algeria. This contribution presents interesting study on soil erosion risk of Wadi El Maleh watershed using RUSLE model based on original data. The erosion process results from effects of several factors, including rainfall erosivity, soil erodibility, land slope length, land use, and conservation practices. Soil erosion map in the entire watershed area is obtained by the superposition of the generated maps of each previous factor. The obtained results showed that the mean soil loss rate is about 9 t/ha/year in the whole watershed area. These results are comparable to those reported in watersheds having the same hydrologic characteristic. Based on 2017 couples of (Q - C) recorded over 17 years (from 1981 to 1998), we have estimated the suspended sediment transport of Wadi El Maleh to be annually about 2.94 t/ha/year which represents just 32.6% of the eroded rate, i.e., two thirds of the eroded sediment are deposited, especially in the plains. This high values of

deposited sediments is mainly due to relatively moderate slopes and dense vegetation.

Keywords RUSLE · Water erosion · Watershed · Wadi El Maleh · Algeria

Notation Y_w Water yield (m^3)
 Y_s Sediment yield (ton)
 D_{SS} Specific soil degradation ($t/km^2/year$)
 C Suspended sediment concentration (g/l)
 C_v Coefficient of variation
 Q_L Water flow discharge (m^3/s)
 Q_S Sediment discharge (kg/s)
 P Rainfall (mm)
 \bar{P} Average annual rainfall (mm)
 S Surface (km^2)

Introduction

Water erosion is an environmental and agricultural challenge for the most countries, mainly in semi-arid regions. The phenomenon consists of a modification of natural topography due to rainfall intensity and particles cohesion moving from its natural position by destroying the bonds to deposit. It is reported that more than 88% of global soil degradation of which soil erosion is responsible (5.3 t/ha/year of active soils) are transported to lakes and oceans in Africa (Angima et al. 2003). The soil erosion, often spectacularly, is due to the action of various factors which are climate, lithology, nature, soil slope,

O. Benselama (✉) · M. Mazour · O. Djoukbaia
Hydraulic Department, LHYDENV Laboratory, University of Ain Temouchent Belhadj Bouchaib, Ain Temouchent, Algeria
e-mail: benselama.oussama@gmail.com

M. Hasbaia
Hydraulic Department, University of M'sila, 166 Ichebilila, 28000 M'sila, Algeria

S. Mokhtari
Scientific and Technical Research Center on Arid Regions - Biophysical Environment Station, Touggourt, Algeria

vegetation, and environment. Among those latter, climate is the most important factor, which takes on an aggressive character and causes a rapid degradation of soils when they are not protected by sufficiently dense vegetation (Mazour 1991). In Algeria, about 20 million hectares of lands are affected by erosion, particularly in mountainous areas where 90% of dams are implanted and about 20 million of people are concentrated (Mazour and Roose 2002). The Agriculture Ministry (MADR 2011) recorded that 50 million hectares of land are threatened by degradation due to desertification and water erosion which represents about 20% of the total surface of Algeria and that includes 14 million hectares of mountain areas in the north part of the country suffer from water erosion.

These high rates are a serious problem not only for Algeria, but is also reported by many other countries or continents. For instance, soil degradation rates varies between 19 and 39 t/ha/year in Asia, Africa, and South America and is less pronounced as in Europe where it ranges between 10 and 20 t/ha/year (Warwade et al. 2014).

Our literature survey reveals that many approaches were used to diagnose and analyze soil loss. It is worth noting the Universal Soil Loss Equation USLE (Wischmeier and Smith 1965, 1978), its modified version MUSLE (Williams 1975; Williams and Berndt 1977), its revised version RUSLE (McCool et al. 1995), and its improved version RUSLE2 (Foster et al. 2003).

The RUSLE model has been applied extensively worldwide in several watersheds for estimating soil erosion under GIS environment and remote sensing, in Algeria (Toumi et al. 2013; Hasbaia et al. 2017; Benchettouh et al. 2017; Bouguerra et al. 2017; Toubal et al. 2018; Djoukbala et al. 2018), in Morocco (Tahiri et al. 2016; Chadli 2016), in Spain (Fernández and Vega 2016), in Greece (Karamesouti et al. 2016), in Italy (Siciliano 2009), in Turkey (Ozsoy and Aksoy 2015), in India (Markose and Jayappa 2016; Rejani et al. 2016), in Portugal (Duarte et al. 2016), and in Himalayas (Semwal et al. 2017). In this paper, we aim to use RUSLE approach to map the soil loss in a coastal watershed in north-west region of Algeria. Wadi El Maleh presents a typical case of the watersheds of this region with the advantage of the data availability required by RUSLE model, especially, the

sediment transport data recorded from the Turgot Nord gauging station, situated at the outlet of the basin.

Material and methods

Study area

As it is shown in Fig. 1, Wadi El Maleh watershed drains a surface of 932.56 km² with a perimeter of 194.8 km (Table 1), situated in Ain Temouchent Department, in north-west of Algeria. It is located between 1° 9' 24" and 1° 26' 17" W of longitude and between 35° 17' 22" and 35° 16' 37" N of latitude. Its climate is typically Mediterranean semi-arid. The relief of Wadi El Maleh decreases from south to north, which the altitudes vary from 808 at the summit to 0 at the outlet. The annual rainfall (P) is very irregular, varying from 241 mm/year to 616 mm/year and the inter-annual average rainfall \bar{P} is about 382.68 mm associated with a variability (inter-annual coefficient of variation $C_v = 28\%$) during 43 years. The maximum temperature in the watershed varies from 20 to 26.9 °C, in the same way, for the minimal temperature, they range from 11.9 and 16.4 °C.

RUSLE model

RUSLE equation is an empirical model that has been used to evaluate the soil loss at watershed scale. McCool et al. 1995 proposed the same formula with improvements considering many erosion factors that led to a different approach to estimate erodibility K , a method for the topographic factor LS , a new value for crop management factor C and anti-erosive practices factor P .

The application of the RUSLE model requires the examination of various parameters involved in the erosive processes and their spatialization in thematic maps. Its development for each RUSLE factor, under GIS techniques facilitates their superposition and their treatment. This approach is much more used in agricultural than in forest environments to estimate the rate of sheet erosion. The RUSLE equation is expressed by the following formula:

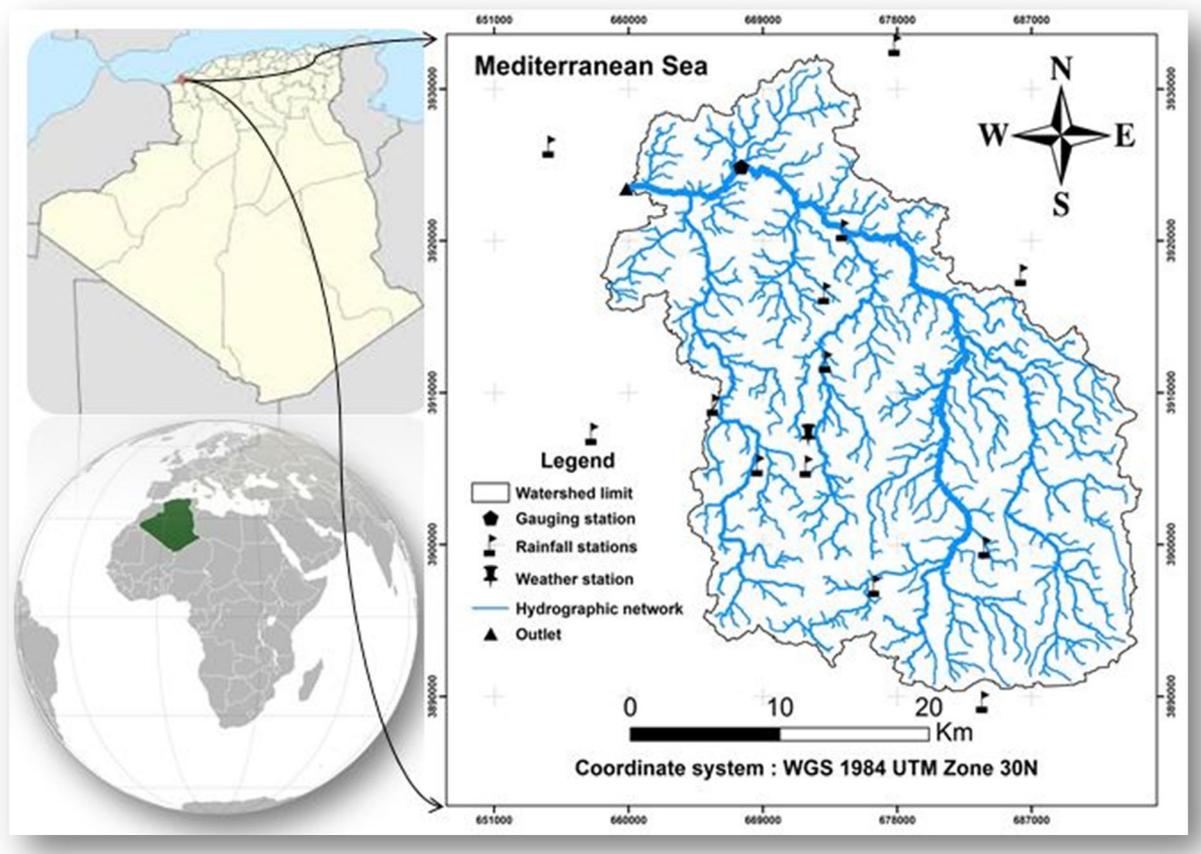


Fig. 1 Location of Wadi El Maleh watershed

$$A = R \times K \times LS \times C \times P \tag{1}$$

where

- A Soil loss (t/ha/year);
- R Climatic aggressiveness parameter (MJ mm/ha/h/year)
- K Soil erodibility parameter (Mg h/MJ/mm)
- LS Topographic parameter (Unit-less)
- C Crop management parameter (Unit-less)
- P Anti-erosive practice parameter (Unit-less)

Rainfall erosivity index (R)

The rainfall erosivity R in the RUSLE model is defined as a long-term average of kinetic energy. This factor is obtained from the kinetic energy of raindrops E in a short time interval, i.e., 30 min which expresses the effect of runoff. The erosivity factor is calculated from downpours exceeding 12.7 mm (Wischmeier and Smith 1978). It is the

energy of the raindrops that sets of the process of aggregate destruction while the runoff ensures their transport (Roose and Lelong 1976). The erosivity R is estimated by the formula (Wischmeier and Smith 1978) as

$$R = MEc I_{30} \tag{2}$$

where

- M A coefficient dependent on the system of measurement units
- E_c The kinetic energy of the 30-min intensity (I₃₀) of the raindrops of every storm

In this study, we cannot use the previous formula due to the lack of rainfall intensity data, indeed, it is the same case of the majority of Algerian watersheds. The best reliable rainfall data are recorded at the daily, monthly, and annual scales; for this reason, we have preferred to use an alternative equation based on monthly and annual rainfall (Eq. 3). This formula was proposed and used by many researchers (Kalman 1967; Arnoldus 1980;

Table 1 Hydro-morphometric characteristics of Wadi El Maleh watershed

Parameters	Notation	Unit	Values
Area	S	km ²	932.56
Perimeter	P	km	194.8
Circularity ratio	K _c	–	1.78
Maximum altitude	H _{max}	m	808
Minimum altitude	H _{min}	m	0
Average altitude	H _{moy}	m	283.11
Length of equivalent rectangle	L _{rec}	km	86.27
Width of equivalent rectangle	l _{rec}	km	10.81
Length of the main stream	L	km	67.4
Average slope of the main stream	I _{cp}	%	11.99
Time of concentration	T _c	h	16.59
Global slope index	I _g	%	0.67
Roche slope index	I _p	%	2.85
Drainage density	D _d	km km ⁻²	1.21
Hydrographic density	F	km km ⁻²	2.27
Streams frequency	Fr	km ⁻¹	1.18

Rango and Arnoldus 1987; Sadiki et al. 2004; Djoukbal et al. 2018):

$$\log R = 1.74 \log \sum_{i=1}^{12} \frac{P_i^2}{P} + 1.29 \quad (3)$$

where

- R* Rainfall erosivity factor (MJ mm/ha h year)
P_i Monthly rainfall (mm)
P Annual rainfall (mm)

Erodibility factor (*K*)

Soil erodibility factor *K* is a risk parameter that affects erosion processes by measuring soil contribution (Kumar and Gupta 2016). Soils differ according to erosion resistance, depending on texture, structure, roughness, organic content, and degree of soil moisture.

The soil resistance is lower when the soil is shallow and higher for deeper soils. When the surface soils are however saturated, there is a movement of particles on the slope even for very low values as stated by (Ryan 1982). In this study, soil map of the world called The Harmonized World Soil Database (HWSD) is used to determine the *K* factor (Fao and Rome 2012). This latter provides many information on soil parameters

worldwide as it allows an estimate potential land productivity, helps identify land and water boundaries, and improve assessment of land degradation risks, particularly soil erosion.

The HWSD is a 30-arc-s raster database with over 16,000 different soil mapping units that combines existing regional and national updates of soil information worldwide.

The raster database consists of 21,600 rows and 43,200 columns, with 221 million grid cells covering the globe's land territory which are linked to harmonized soil property data. The use of a standardized structure allows for the linkage of the attribute data with the raster map to display or query the composition in terms of soil units and the characterization of selected soil parameters (organic carbon, pH, water storage capacity, soil depth, cation exchange capacity of the soil and the clay fraction, total exchangeable nutrients, lime and gypsum contents, sodium exchange percentage, salinity, textural class, and granulometry). The *K* factor was calculated using the following formulas proposed and used by (Wawer et al. 2005; Neitsch et al. 2011; Anache et al. 2015; Chadli 2016; Djoukbal et al. 2018).

$$K = E_{\text{sand}} \cdot E_s \cdot E_{Oc} \cdot E_{\text{topsand}} \quad (4)$$

where

- E_{sand}* Is parameter that lowers the indicator *K* in soils that contains coarse sand
E_s Indicate low soil erodibility parameter for lands with high clay
E_{Oc} Curb *K* values in soils that contains organic carbon
E_{topsand} Reduces *K* values for soils with very high sand content

$$E_{\text{sand}} = \left(0.2 + 0.3 \cdot \exp \left[-0.256 \cdot p_s \cdot \left(1 - \frac{P_{\text{silt}}}{100} \right) \right] \right) \quad (5)$$

$$E_s = \left(\frac{P_{\text{silt}}}{p_c + P_{\text{silt}}} \right) \quad (6)$$

$$E_{Oc} = \left(1 - \frac{0.25 \cdot Oc}{Oc + \exp[3.72 - 2.95 \cdot Oc]} \right) \quad (7)$$

$$E_{\text{topsand}} = \left(1 - \frac{0.7 \cdot \left(1 - \frac{P_s}{100} \right)}{\left(1 - \frac{P_s}{100} \right) + \exp \left[-5.51 + 22.9 \cdot \left(1 - \frac{P_s}{100} \right) \right]} \right) \quad (8)$$

where

- P_s The percent sand
- P_{silt} The percent of silt
- P_c The percent of clay
- O_c The percent of organic carbon

Land use parameter (C)

Land cover and vegetation are related to topography, geology, soils, climate, and features hydrological. Land cover is linking to human activities, agriculture, live-stock, mining, and forestry; urbanization have a strong influence on erosion (White 1986).

C parameter is a conservation linked factor. In most cases, values close to 0 are attributed to areas with a high vegetation cover, while those close to 1 correspond to bare lands (Semwal et al. 2017).

In the reported above study, the values of this parameter are estimated by the normalized difference vegetation index ($NDVI$). The $NDVI$ is a mathematical formula (Eq. 8) expressing the difference between reflectance in the red band (R) and near infrared band (NIB) portion of the electromagnetic spectrum. This index is linked to the nature of the vegetation and its percentage. This remote sensing indicator was calculated from a combination of *Landsat TM8* of the year 2018 with a resolution of 30 m. The formula used is:

$$NDVI = \frac{NIB - R}{NIB + R} \quad (9)$$

where

- NIB Near infrared band
- R Red band

The classification of vegetation is carried out according to the following thresholding conditions:

- $NDVI < -0.1$: Water;
- $-0.1 < NDVI < 0.15$: Bare ground;
- $0.15 < NDVI < 0.25$: Sparse vegetation;
- $0.25 < NDVI < 0.4$: Medium density vegetation;
- $NDVI > 0.4$: Dense vegetation.

The maximum $NDVI$ value reflects upmost percentage of vegetation cover and also represents the good

condition of the vegetation. Areas without vegetation (bare soil and water bodies) have a low $NDVI$ value. Gitas et al. (2009), Toumi et al. (2013), and Djoukbalala et al. (2018) have used this equation to calculate the C parameter from:

$$C = 0.9167 - 1.1667 \times NDVI \quad (10)$$

Slope length index (LS)

The steep slopes with a fast flow are generally the cause of a significant erosion whose importance depends on the geology, the soil nature, and the vegetal cover; the higher the slope, the more the runoff will erode the soil. For this reason, a digital elevation model (DEM) of the area is obtained from the ASTER GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model) downloaded from the Earth Explorer platform of the United States Geological Survey (USGS) accessed on 2018. In the present study, we used the formula developed by Wischmeier and Smith (1978)) and also used by many authors (Vezena and Bonn 2006; Khosrowpanah et al. 2007; Toumi et al. 2013; Djoukbalala et al. 2018).

$$LS = \left(\frac{L}{22.13} \right)^A (0.06G + 0.045G + 0.065G^2) \quad (11)$$

where :

- L The slope length (m)
- G The angle of the slope
- A Parameter where: $a = 0.5$ if $S > 5\%$, $a = 0.4$ if S equal between 3.6 and 4.6%, $a = 0.3$ if S varies between 1 and 3%, and $a = 0.2$ if $S < 1\%$

The both factors L and G can be estimated separately from DEM . For the slope length, the technique consists in determining the delimitation of the watersheds where the flow encounters no obstacle.

Agricultural practices and soil conservation factor (P)

This factor P is dimensionless and incorporates anti-erosion cultural techniques; namely, bypassed crops, alternating strips or terraces, and reforestation in banquettes. It reflects the effects of practices that reduce the amount of runoff and their rate and the effects of water erosion. The values of this factor P are between 0 and

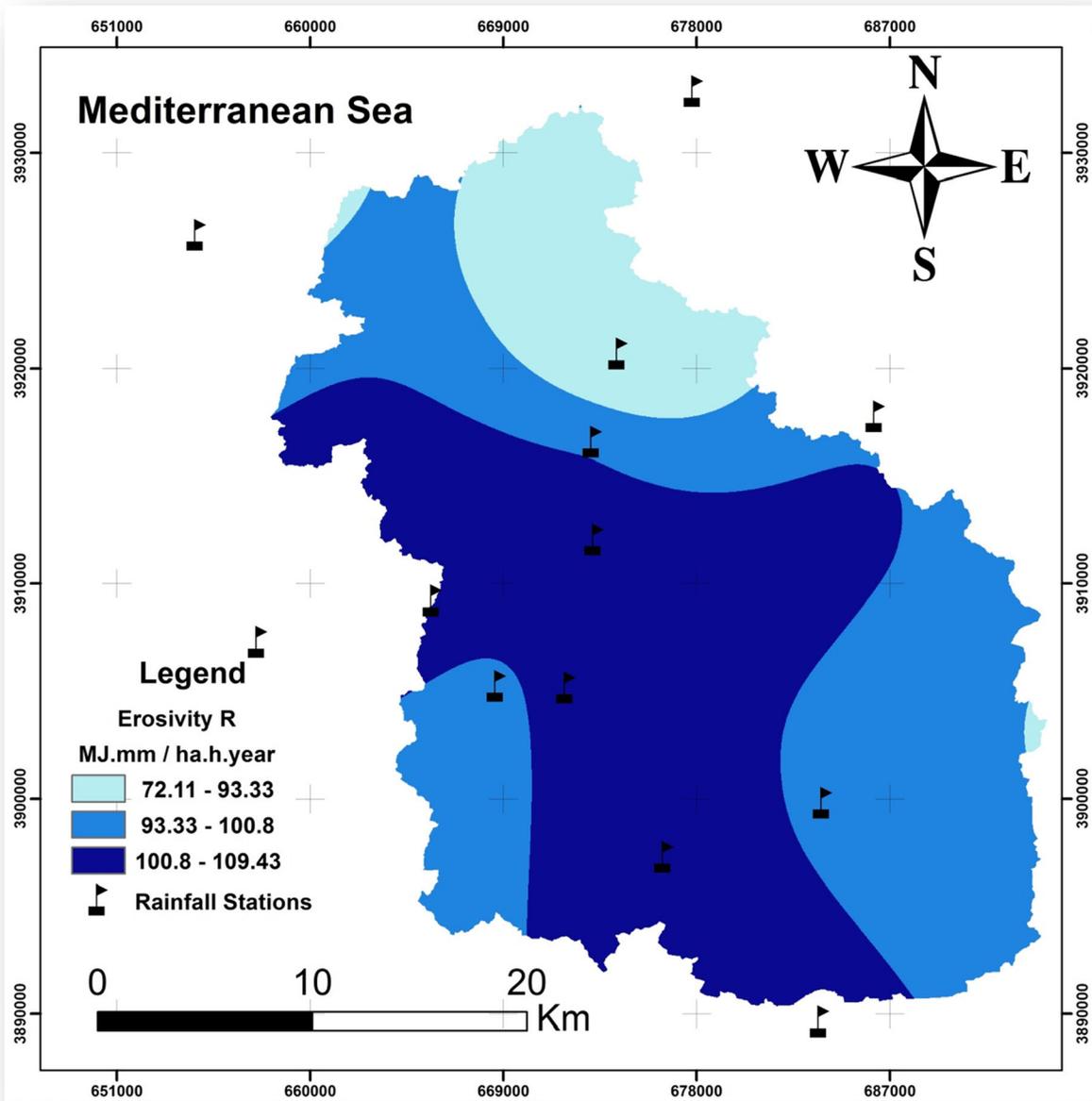


Fig. 2 Spatial distribution of *R* factor values in Wadi El Maleh watershed

1. The value 0 indicates that the soil is very tough to the loss of human origin, while, the value 1 is due to the absence anti-erosive practices.

Estimating of suspended sediment transport from gauging station data

We have in this part estimated the suspended sediment transport using the instantaneous data of water flow discharge Q_L and sediment discharge Q_S , measured in

Table 2 Distribution of *R* factor classes in Wadi El Maleh Watershed

Classes of <i>R</i> factor	Area (km ²)	Area (%)
72.12 – 93.33	142.5	15.29
93.33 – 100.8	412.97	44.31
100.8 – 109.43	375.41	40.28

Table 3 Estimation of *K* factor in Wadi El Maleh watershed

Soil samples	Sand topsoil (%)	Silt topsoil (%)	Clay topsoil (%)	Organic carbon (%)	E_{sand}	E_s	E_{Oc}	$E_{topsoil}$	<i>K</i> values
S1	48.7	29.9	21.6	0.64	0.21	0.85	0.98	1.01	0.0218
S2	58.9	16.2	24.9	0.97	0.21	0.76	0.93	0.99	0.0183
S3	47.8	8.5	43.8	0.38	0.21	0.58	0.99	1.01	0.0151
S4	49	10.7	40.3	0.13	0.21	0.63	1.00	1.01	0.0164
S5	63.5	17.9	18.7	0.26	0.21	0.81	1.00	0.99	0.0208
S6	63.5	19.2	17.3	0.76	0.21	0.82	0.96	0.99	0.0226

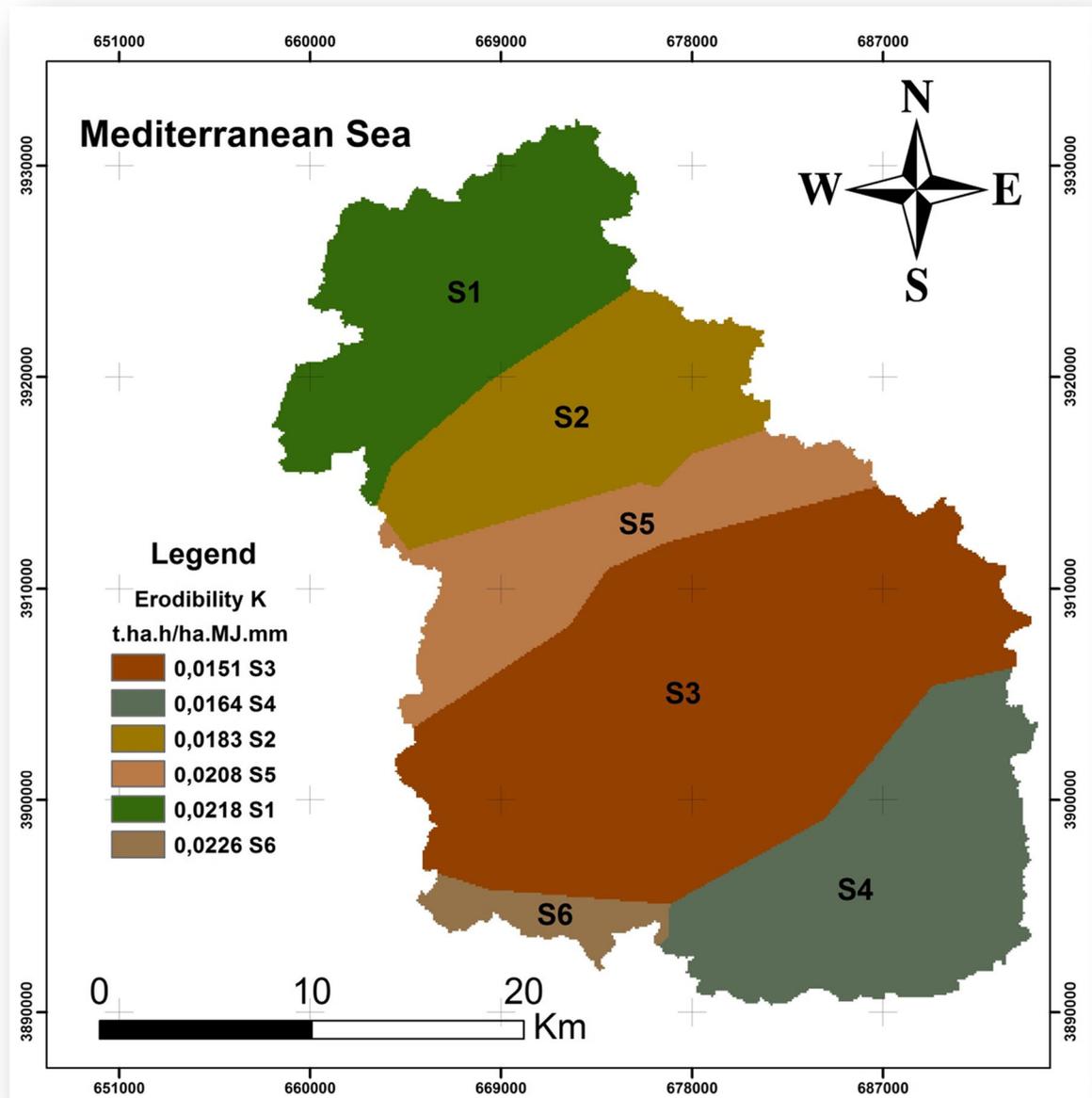


Fig. 3 Spatial distribution of *K* factor values in Wadi El Maleh watershed

gauging station, these data are the number of 2017, recorded over a period of 17 years (1981–1998).

The annual sediment yield transported during a time interval $(t_{i+1} - t_i)$ is calculated by the formula:

$$Y_S = \frac{(Q_{Li+1}C_{i+1}) + (Q_{Li}C_i)}{2}(t_{i+1}-t_i) \quad (12)$$

where C_i and C_{i+1} are the concentrations observed at instants t_i and t_{i+1} ; respectively corresponding to the water flow discharge Q_{Li} and Q_{Li+1} .

Table 4 Distribution of K factor classes in Wadi El Maleh watershed

K	Area (km ²)	Area (%)
0.0226	32.01	3.43
0.0151	348.16	37.33
0.0183	121.72	13.05
0.0208	105.2	11.28
0.0164	162.85	17.46
0.0218	162.6	17.44

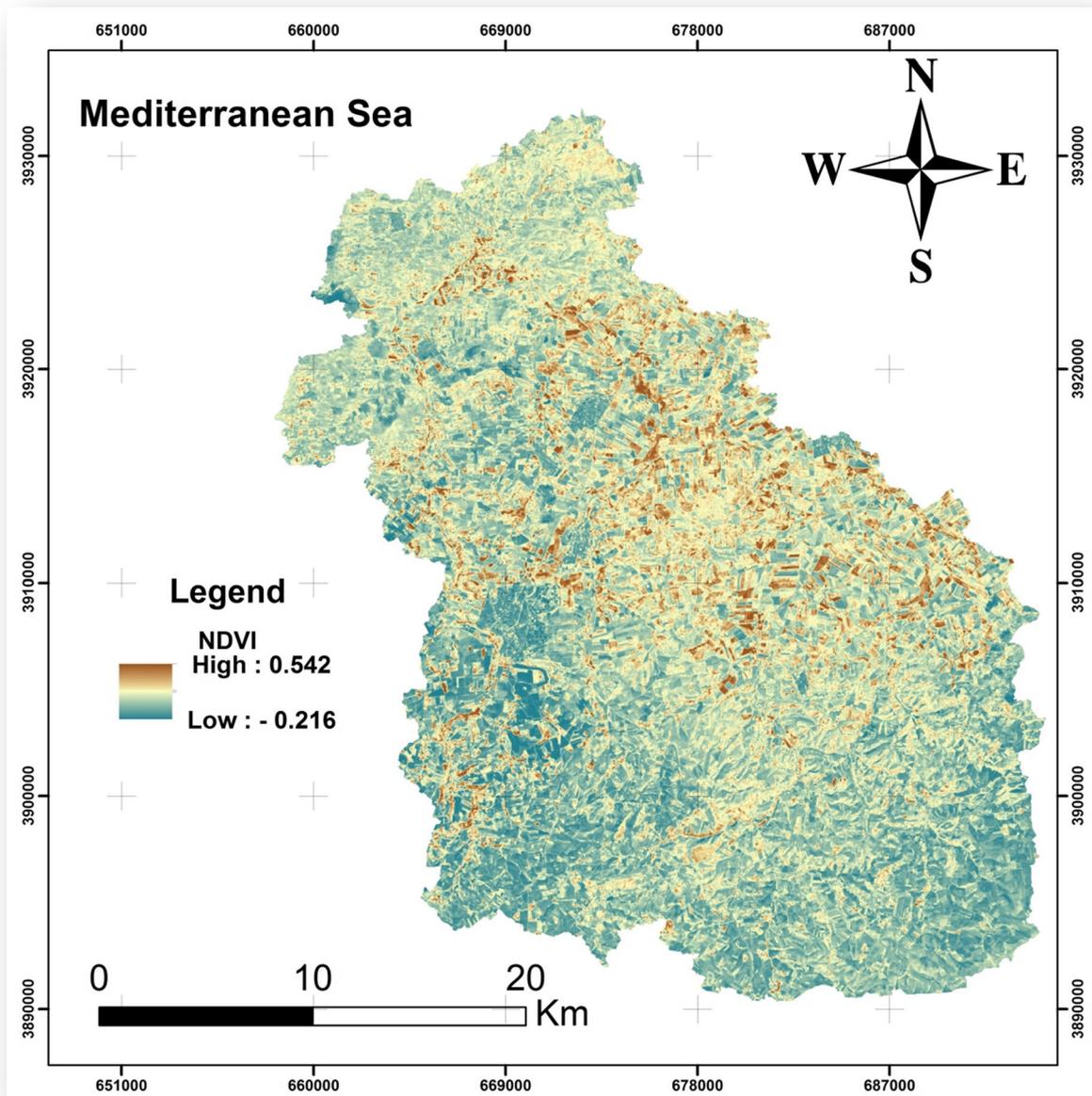


Fig. 4 Spatial distribution of $NDVI$ index values in Wadi El Maleh watershed

Table 5 Distribution of *NDVI* index classes in Wadi El Maleh watershed

Classes of <i>NDVI</i> index	Area (km ²)	Area (%)
-0.21 – 0.1	230.25	25.05
0.1 – 0.18	364.45	39.65
0.18 – 0.54	502.91	35.31

The arithmetic sum of these elementary contributions during the year will constitute the annual sediment yield. Similarly, the water yield is calculated as follows:

$$Y_w = \frac{Q_{Li+1} + Q_{Li}}{2} (t_{i+1} - t_i) \tag{13}$$

The specific soil erosion is calculated by dividing the annual sediment yield Y_s [t/year] by the area of the watershed S [km²] according to the following formula:

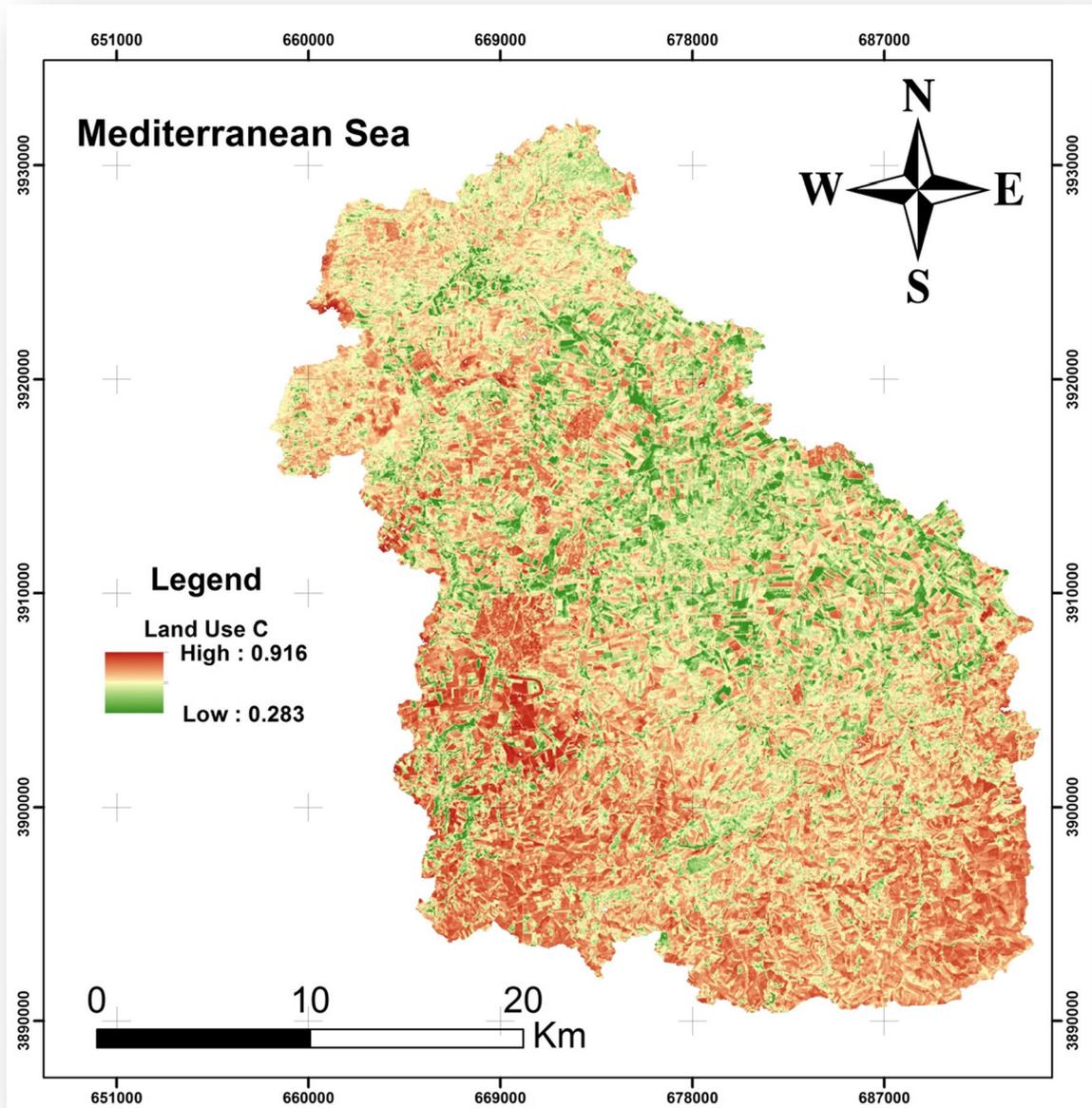


Fig. 5 Spatial distribution of *C* factor values in Wadi El Maleh watershed

Table 6 Distribution of *C* factor classes in Wadi El Maleh watershed

Classes of <i>C</i> factor	Area (km ²)	Area (%)
0.28 – 0.64	152.41	16.35
0.64 – 0.75	399.32	42.85
0.75 – 0.91	380.27	40.81

$$D_{SS} = Y_S/S \quad (14)$$

Results and discussion

Estimating of the RUSLE factors

Rainfall erosivity (*R*)

As displayed in Fig. 2, Wadi El Maleh watershed has a dense weather network with 13 rainfall stations, nine of them are within the watershed and the others are neighboring.

The used rainfall data have different measurement periods, ranging from 25 to 76 years. The erosivity index is calculated and interpolated using a geostatistic model. In Fig. 2, the obtained rainfall-runoff map of Wadi El Maleh watershed shows that the *R* values vary between 72.11 and 109.43 MJ.mm/ha h year with an average of 99.28 MJ mm/ha h year. The lowest *R* values presented by the class (72.11 to 93.33 MJ mm/ha h year) with more than 15% mostly focus in northeast of the catchment, while the highest values over 100.8 MJ mm/ha h year focus in the center of the watershed. The major class of *R* value distribution between 93.33 and 109.43 represents 84% of the total surface (Table 2). The rainfall aggressiveness is experiencing an increasing gradient from the north of

Table 7 Distribution of *LS* factor class in Wadi El Maleh watershed

Classes of <i>LS</i> factor	Area (km ²)	Area (%)
0 – 3	367.80	39.55
3 – 6	213.56	22.96
6 – 9	162.87	17.51
9 – 18	106.95	11.50
18 – 42.5	78.83	8.48

the area to the south. Wadi El Maleh watershed is under a high climatic aggressiveness.

Soil erodibility (*K*)

We have estimated the soil erodibility *K* factor In Wadi El Maleh watershed. This factor has an average value of 0.0191 t ha h/ha MJ mm. As summarized in Table 3, the *K* factor values range from 0.0151 to 0.0226. Clay and sandy soils have low *K* values since they are resistant to detachment and have a high infiltration rate and thus reduced runoff. Moderate *K* values were observed with loamy clay soils for which long particles are easy to remove.

It is reported that the variation in the rate of soil loss depends on the types of soils, the time scale and the nature of the cultivation techniques (Elaloui et al. 2017). The results presented in Fig. 3 and Table 4 showed that the high erodibility zone represents 37.33% of the total watershed's area and it is located in the south of the watershed. This high value is due to coarse nature of soils that favor infiltration. High *K* values indicates that land degradation is susceptible to occur. The erodibility map (Fig. 3) shows the spatial distribution of soil erodibility over the whole Wadi El Maleh watershed.

Land use (*C*)

As indicated in Fig. 4, the *NDVI* values vary between – 0.21 and 0.54, with an average of 0.16 (Table 5). More than 64% is located in the southern part of the watershed, these low values show bare ground and water bodies, while, about 33% of *NDVI* values are concentrated in the center of the watershed, these high values are variable vegetation lands.

Figure 5 shows the obtained map of the *C* factor in which the values vary from 0.283 to 0.916. More than 84% of the watershed's surface is characterized by *C* factor values greater than 0.64 (Table 6), observed in the regions located mainly in the south. These areas are islands of bare or fallow soils. However, values ranging from 0.28 to 0.64, representing more than 16% of the total surface, are in general attributed to areas are covered with cereal and forage crops. These results confirmed that bare areas are more affected by erosion and soil loss, while areas with a vegetal cover are the most resistant to this phenomenon.

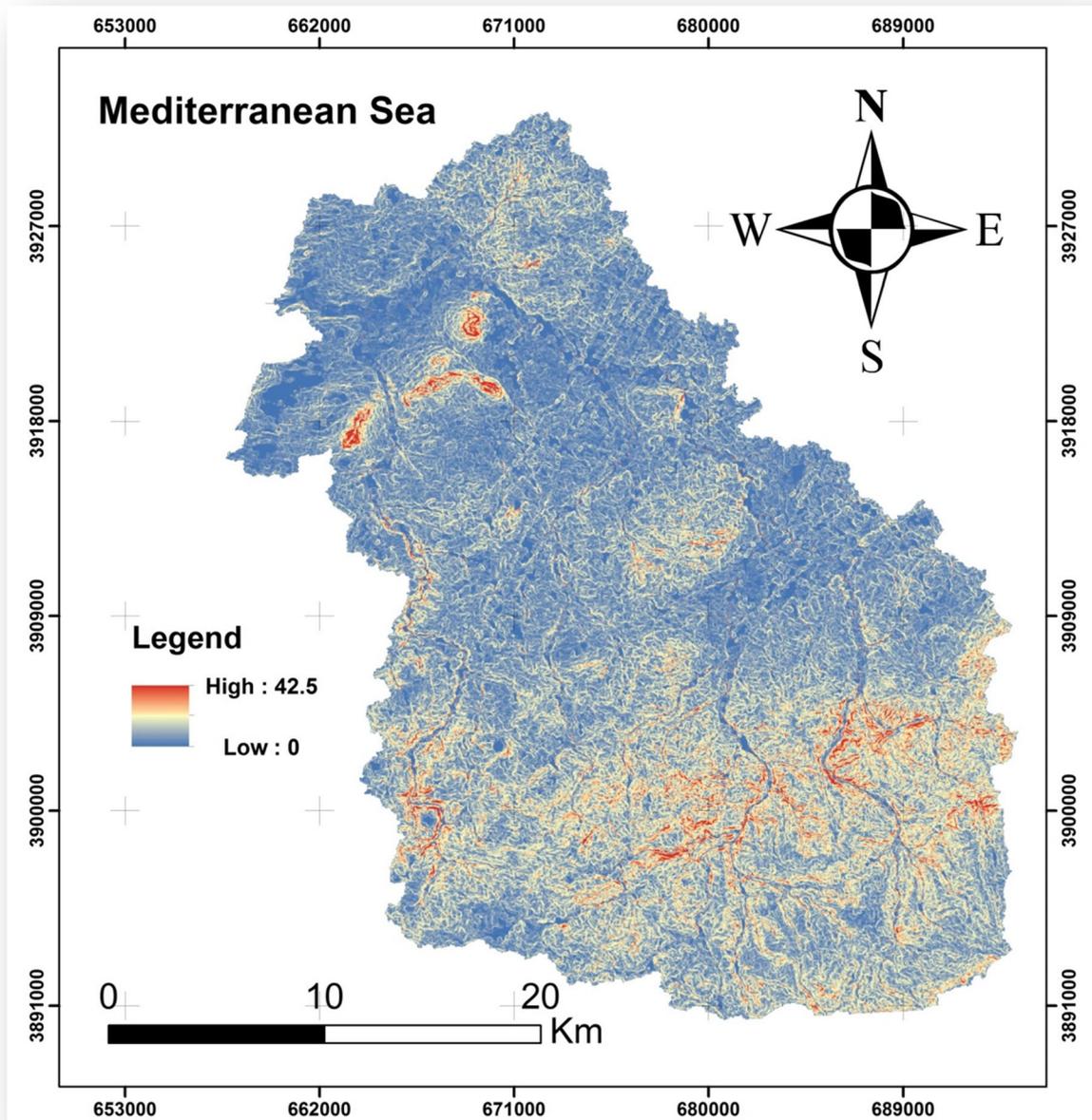


Fig. 6 Spatial distribution of *LS* factor values in Wadi El Maleh watershed

Topographic factor (LS)

As far as the *LS* factor is concerned, high values are more vulnerable to erosion. At Wadi El Maleh watershed, *LS* has a mean value of 5.38 with variability ranging from 0 to 42.5 and classified into five classes as represented in Table 7.

The length and degree of inclination of the slope were decisive factors in the erosion process. The

obtained *LS* factor map perfectly reflects the topography of the watershed as shown in (Fig. 6). The values of less than 6 occupy 62.51% of the surface of Wadi El Maleh catchment, corresponding to low lying areas. Values greater than 6 (37.49%), indicate rugged terrain with a steep slopes. This parameter presents an erosion risk factor according to the slope zones at the watershed scale, more than this factor is high, more than the watershed is eroded.

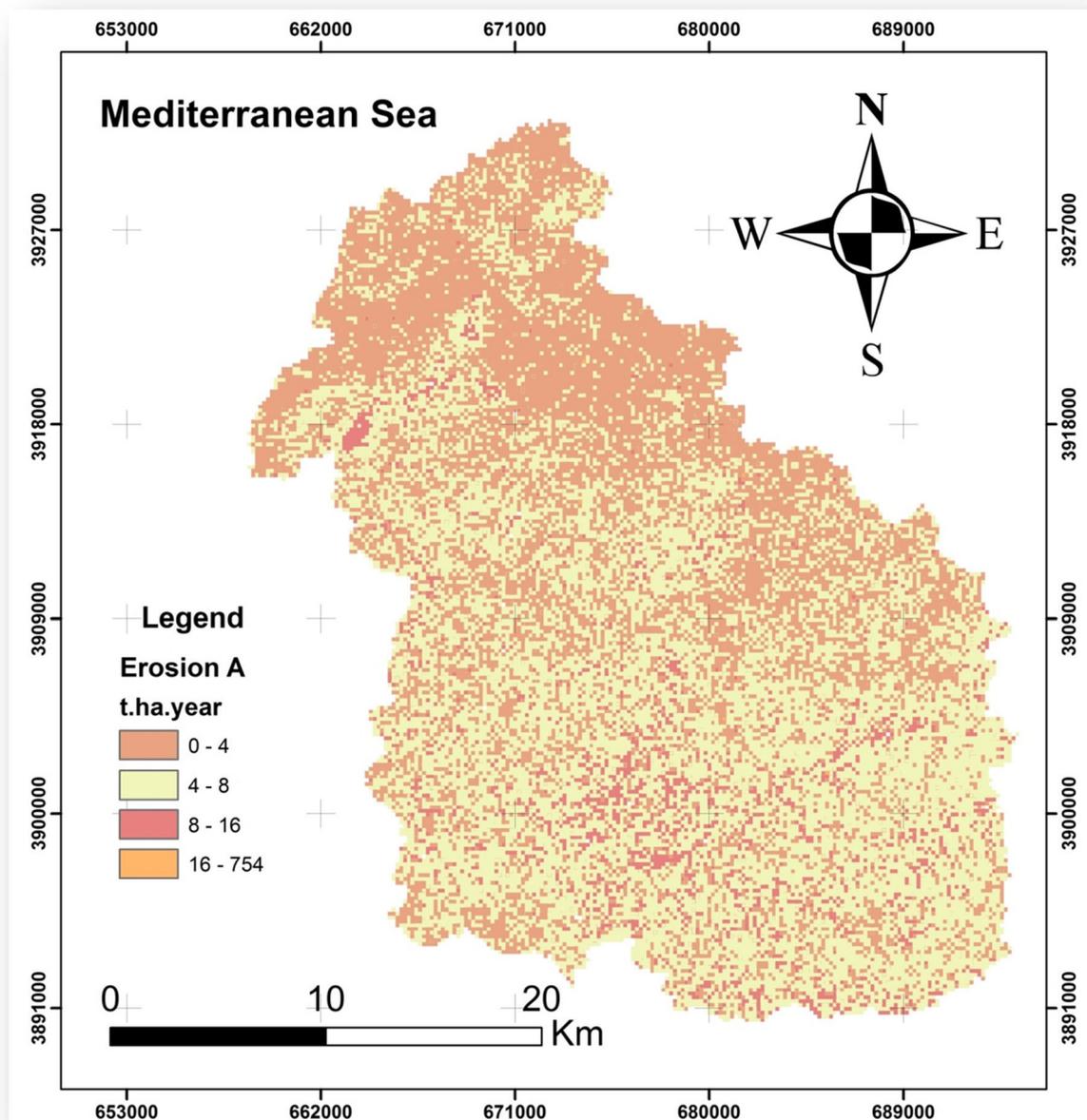


Fig. 7 Soil erosion map A of Wadi El Maleh watershed

Soil conservation support practice factor (P)

In the whole Wadi El Maleh watershed, there are no important conservation structures and farmers are not using soil conservation practices. Crops are mainly cereal, and plowing is rarely parallel to contour lines. According to Ganasri and Ramesh 2016, the soil conservation factor P varies from 0 for good practices anti-erosive to 1 for poor practices. In this particular situation, the value of 1 is assigned to the P factor in the entire watershed area.

Potential erosion risk map (A)

The multiplicative superposition of the four thematic layers generates the soil erosion map in Raster format, expressing the potential erosion in t/ha/year per spatial unit.

The obtained map (Fig. 7) shows that the erosion rates have a wide range of values, they vary from 0 to 754 t/ha/year over the entire study area with an average around 9 t/ha/year.

Table 8 Distribution of soil loss A classes in Wadi El Maleh watershed

Classes of A soil loss	Area (km ²)	Area (%)
0 – 4	398.04	42.81
4 – 8	247.38	26.22
8 – 16	273.42	29.42
16 – 754	11.12	1.22

According to Wall et al. 2002, very low to low erosion varies between 0 and 11 t/ha/year, moderate erosion is between 11 and 22 t/ha/year while for high erosion, the values vary between 22 and 33 t/ha/year; values above 33 t/ha/year correspond to very high erosion.

In this study, the soil loss map has been classified into four classes for a better spatial visualization of soil losses (Fig. 7; Table 8).

The first class concerns the areas which soil loss is less than 4 t/ha/year. Nearly half of Wadi El Maleh watershed has low water erosion (between 0 and 4 t/ha/year), which represents 42.8% of the watershed’s surface, mainly concentrated in the north of the watershed. While, more than 55% of the total surface has an important water erosion and the soil is less protected.

This finding agrees with that observed in many watersheds of Algeria, especially in the northwest region, such as in Wadi Mina watershed at 11.2 t/ha/year and in Wadi Boumahdane of 11.18 t/ha/year (Benchettouh et al. 2017; Bouguerra et al. 2017) respectively.

The specific soil erosion calculated from gauging station data

Using the measured data in gauging station, we conclude that Wadi El Maleh watershed with an area of 932.56 km² losses annually 2.94 t/ha/year, equivalent to

Table 9 Flood characteristic of January 1988

Flood	Values
Water discharge peak (m ³ /s)	54.6
Maximum concentration (g/l)	147.3
Water yield of flood (Mm ³)	13.55
% of water yield of flood/annual water yield	55.18
Sediment yield of flood (Mt)	0.823
% of sediment yield of food/annual sediment yield	92.95

an average of 23 million m³ of water yield per year, with a high variability (Cv = 65%) and 274,000 tons of sediment, with a very high variability (Cv = 125%). The results are also compatible with other studies carried out in watersheds having a similar climatic and environmental characteristics. In north-west region of Algeria, similar values are observed in Wadi Mina (2.11 t/h/year) and in Wadi Haddad (2.12 t/ha/year) (Hallouz et al. 2017; Achite and Meddi 2004) respectively. The major part of the suspended sediment transport in Wadi El Maleh watershed occurs mainly during extreme events. The runoff transports on average more than 64% in the total sediment yields during floods. This percentage can reach more 92% in flood of January 1988 (Table 9).

The comparison of the estimated eroded sediment rate from the RUSLE to the suspended sediment yield from the gauging station shows that more than 68% of the eroded sediments are deposited during the runoff to the outlet of Wadi El Maleh watershed. This value is different from those obtained in many semi-arid watersheds in Algeria (Benchettouh et al. 2017; Hallouz et al. 2017; Djoukbala et al. 2018). This outcome can be explained by the low slope and by the dense vegetation cover of Wadi El Maleh watershed.

Conclusion

The purpose of this work was to assess the spatialization of water erosion risk in Wadi El Maleh watershed in north-western of Algeria, using the very widespread model of RUSLE equation under GIS techniques. It appears in this study that the water erosion is omnipresent in the whole watershed area, with a variable rate. The specific erosion varies from 0 to 754 t/ha/year over the entire study area, with an average of annual soil loss about 9 t/ha/year.

It can also observed that the soil loss varies according to the rainfall erosivity and the vegetation density. The higher the values of erosivity *R* and the land use *C*, the more the land is predisposed to water erosion.

A low rate of the eroded sediments reached the outlet of the watershed by runoff; it is estimated from the data of the gauging station, at only, 2.94 t/ha/year, about 32.6% of the total eroded sediment rate quantified by the RUSLE. This value is different from those obtained in many semi-arid watersheds in Algeria. This difference is due to the low slope and the dense vegetation cover of Wadi El Maleh watershed.

RUSLE has proved to be a simple and practical model in this context. It allows to analyze the evolution of soil erosion in a complete and systematic way and provide a reference basis for soil and water loss prevention in this region, and to provide significant information which can assist decision-makers in formulating more effective soil and water conservation plans for the Wadi El Maleh watershed in the future, this method provides an important support to farmers for the identification of areas requiring the highest priority of preventive intervention for the soil conservation.

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

References

- 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.
- Anache, J. A. A., Bacchi, C. G. V., Panachuki, E., & Alves Sobrinho, T. (2015). Assessment of methods for predicting soil erodibility in soil loss modeling. *Geociências*, 34, 32–40.
- Angima, S. D., Stott, D. E., O'Neill, M. K., Ong, C. K., & Weesies, G. A. (2003). Soil erosion prediction using RUSLE for central Kenyan highland conditions. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 97, 295–308. [https://doi.org/10.1016/S0167-8809\(03\)00011-2](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(03)00011-2).
- Arnoldus, H.M.J. (1980). Methodology used to determine the maximum potential average soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco, Bulletin F.A.O. 34.
- Benchettouh, A., Kouri, L., & Jebari, S. (2017). Spatial estimation of soil erosion risk using RUSLE/GIS techniques and practices conservation suggested for reducing soil erosion in Wadi Mina watershed (northwest, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 10. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-2875-6>.
- Bouguerra, H., Bouanani, A., Khanchoul, K., Derdous, O., & Tachi, S. E. (2017). Mapping erosion prone areas in the Bouhamdane watershed (Algeria) using the revised universal soil loss equation through GIS. *Journal of Water and Land Development*, 32, 13–23. <https://doi.org/10.1515/jwld-2017-0002>.
- Chadli, K. (2016). Estimation of soil loss using RUSLE model for Sebou watershed (Morocco). *Modeling Earth Systems and Environment*, 2, 51. <https://doi.org/10.1007/s40808-016-0105-y>.
- Djoukbal, O., Mazour, M., Hasbaia, M., & Benselama, O. (2018). Estimating of water erosion in semiarid regions using RUSLE equation under GIS environment. *Environmental Earth Sciences*, 77(9). <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7532-1>.
- Duarte, L., Teodoro, A. C., Gonçalves, J. A., et al. (2016). Assessing soil erosion risk using RUSLE through a GIS open source desktop and web application. *Environmental Monitoring and Assessment*, 188. <https://doi.org/10.1007/s10661-016-5349-5>.
- Elaloui, A., Marrakchi, C., Fekri, A., Maimouni, S., & Aradi, M. (2017). USLE-based assessment of soil erosion by water in the watershed upstream Tessaoute (Central High Atlas, Morocco). *Modeling Earth Systems and Environment*, 1–13. <https://doi.org/10.1007/s40808-017-0340-x>.
- Fao, I., Rome, I.I. (2012). Harmonized World Soil Database, FAO, Rome., FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.
- Fernández, C., & Vega, J. A. (2016). Evaluation of RUSLE and PESERA models for predicting soil erosion losses in the first year after wildfire in NW Spain. *Geoderma*, 273, 64–72. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.03.016>.
- Foster, G. R., Toy, T. E., & Renard, K. (2003). Comparison of the USLE, RUSLE1.06c, and RUSLE2 for application to highly disturbed lands. In *First Interagency Conference on Research in Watersheds, October 27–30* (pp. 154–160). Washington, DC: United States Department of Agriculture.
- Ganasri, B. P., & Ramesh, H. (2016). Assessment of soil erosion by RUSLE model using remote sensing and GIS—a case study of Nethravathi Basin. *Geoscience Frontiers*, 7, 953–961.
- Gitas, I. Z., Douros, K., Minakou, C., & Silleos, G. N. (2009). Multi-temporal soil erosion risk assessment in N. Chalkidiki using a modified USLE raster model. *EARSeL eProceedings*, 8, 40–52.
- Hallouf, F., Meddi, M., & Mahe, G. (2017). Régimes des matières en suspension dans le bassin versant de l'oued Mina sur l'oued Cheliff (Nord-Ouest Algérien). *Houille Blanche*, 61–71. <https://doi.org/10.1051/lhb/2017034>.
- Hasbaia, M., Dougha, M., & Benjedou, F. (2017). Erosion sensitivity mapping using a multi-criteria approach under GIS environment the case of the semiarid Hodna Basin in Central Algeria. *International Journal of Water Resources and Arid Environments*, 6(1), 13–19.
- Kalman, R. (1967). Le facteur climatique de l'érosion dans le bassin de Sebou. *Projet Sebou, Rapp. Inédit*, p. 40.
- Karamesouti, M., Petropoulos, G. P., Papanikolaou, I. D., Kairis, O., & Kosmas, K. (2016). Erosion rate predictions from PESERA and RUSLE at a Mediterranean site before and after a wildfire: Comparison & implications. *Geoderma*, 261, 44–58. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.06.025>.
- Khosrowpanah, S., Heitz, L., Wen, Y., & Park, M. (2007). *Developing a GIS-based soil erosion potential model of the UGUM watershed. Technical Report, no. 117*. Mangilao: Water and Environmental Research Institute, University of GUAM.
- Kumar, S., & Gupta, S. (2016). Geospatial approach in mapping soil erodibility using CartoDEM—A case study in hilly watershed of lower Himalayan range. *Journal of Earth System Science*, 125(7), 1463–1472.
- MADR. (2011). *Rapport du Ministère de l'Agriculture et du Développement rural*. p. 85.
- Markose, V. J., & Jayappa, K.S. (2016). Soil loss estimation and prioritization of sub-watersheds of Kali River basin, Karnataka, India, using RUSLE and GIS. *Environmental*

- Monitoring and Assessment*, 188. <https://doi.org/10.1007/s10661-016-5218-2>.
- Mazour, M. (1991). Les facteurs de risque de l'érosion en nappe dans le bassin versant d'isser Tlemcen Algérie, communication n 8, Grenoble, pp. 300–313.
- Mazour, M., Roose, E. (2002). 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, pp. 320–330.
- McCool, D. K., Foster, G. R., Renard, K., Yoder, D. C., & Weesies, G. A. (1995). The revised universal soil loss equation, Department of Defense/Interagency Workshop on Technologies to Address Soil Erosion on Department of Defense Lands San Antonio, TX, June 11–15.
- Neitsch, S., Arnold, J., Kiniry, J., & Williams, J. (2011). Soil & water assessment tool theoretical documentation version 2009. *Texas Water Resources Institute*, 1–647. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.11.063>.
- Ozsoy, G., & Aksoy, E. (2015). Estimation of soil erosion risk within an important agricultural sub-watershed in Bursa, Turkey, in relation to rapid urbanization. *Environmental Monitoring and Assessment*, 187, 1–14. <https://doi.org/10.1007/s10661-015-4653-9>.
- Rango, A., & Arnoldus H.M.J. (1987). Aménagement des bassins versants (Watershed management). Cahiers techniques de la FAO, pp. 1–11.
- Rejani, R., Rao, K. V., Osman, M., Srinivasa Rao, C., Reddy, K. S., Chary, G. R., Pushpanjali, & Samuel, J. (2016). Spatial and temporal estimation of soil loss for the sustainable management of a wet semi-arid watershed cluster. *Environmental Monitoring and Assessment*, 188, 1–16. <https://doi.org/10.1007/s10661-016-5143-4>.
- Roose, E. J., & Lelong, F. (1976). Les facteurs de l'érosion hydrique en Afrique tropicale, étude sur petites parcelles expérimentales de sol. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XVIII(4), 365–374.
- Ryan, J. (1982). *A perspective on soil erosion and conservation in Lebanon* (publication n° 69, p. 68). Beyrouth: American University of Beirut.
- Sadiki, A., Bouhlassa, S., Auajjar, J., Faleh, A., & Macair, J. J. (2004). Utilisation d'un SIG pour l'évaluation et la cartographie des risques d'érosion par l'Equation universelle des pertes en sol dans le Rif oriental (Maroc) : cas du bassin versant de l'oued Boussouab. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, 26, 69–79. <https://doi.org/10.19044/esj.2016.v12n32p277>.
- Semwal, P., Khobragade, S. D., & Nainwal, H. C. (2017). Modelling of recent Erosion rates in a Lake catchment in the North-Western Siwalik Himalayas. *Environmental Processes*, 4, 355–374. <https://doi.org/10.1007/s40710-017-0234-y>.
- Siciliano, G. (2009). Social multicriteria evaluation of farming practices in the presence of soil degradation. A case study in southern Tuscany, Italy. *Environment, Development and Sustainability*, 11, 1107–1133. <https://doi.org/10.1007/s10668-008-9169-9>.
- Tahiri, M., Tabyaoui, H., Tahiri, A., El Hadi, A., El Hammichi, F., & Achab, M. (2016). Modelling soil Erosion and sedimentation in the Oued Haricha Sub-Basin (Tahaddart Watershed, Western Rif, Morocco): risk assessment. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 4, 107–119. <https://doi.org/10.4236/gep.2016.41013>.
- Toubal, A. K., Achite, M., Ouillon, S., & Dehni, A. (2018). Soil erodibility mapping using the RUSLE model to prioritize erosion control in the Wadi Sahouat basin, north-west of Algeria. *Environmental Monitoring and Assessment*, 190, 210. <https://doi.org/10.1007/s10661-018-6580-z>.
- Toumi, S., Meddi, M., Mahé, G., & Brou, Y. T. (2013). Cartographie de l'érosion dans le bassin versant de l'Oued Mina en Algérie par télédétection et SIG. *Hydrological Sciences Journal*, 58, 1542–1558. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.824088>.
- Vezena, K., & Bonn, F. (2006). Modélisation et analyse de la dynamique spatio-temporelle des relations société-érosion et pollution diffuse en milieu agricole. Etude de cas en Vietnam et au Québec. Interaction Nature-Société, analyse et modèles. UMR6554 LETG, La Baule.
- Wall, G. J., Coote, D. R., Pringle, E. A., & Shelton, I. J. (2002). Revised universal soil loss equation for application in Canada: a handbook for estimating soil loss from water erosion in Canada. *Agriculture and Agri-Food Canada*. Res. Branch Ott. Contrib. No AAFCAAC2244E.
- Warwade, P., Hardaha, M. K., & Kumar, D. (2014). Estimation of soil erosion and crop suitability for a watershed through remote sensing and GIS approach. *Indian Journal of Agricultural Sciences*, 84, 18–23.
- Wawer, R., Nowocien, E., & Podolski, B. (2005). Real and calculated K USLE erodibility factor for selected polish soils. *Polish Journal of Environmental Studies*, 14(5), 655–658.
- White, W.R. (1986). Problèmes d'érosion, transport solide et sédimentation dans les bassins versants, Projet 5.3 du programme hydrologique international. Paris: UNESCO, Etudes et rapports d'hydrologie no. 35. http://hydrologie.org/BIB/Publ_UNESCO/SR_035_F_1986.pdf. [accédé le 8 juillet 2013].
- Williams, J. R. (1975). Sediment routing for agricultural watersheds. *Water Resources Bulletin*, 11(5), 965–974.
- Williams, J. R., & Berndt, H. D. (1977). Sediment yield prediction based on watershed hydrology. *Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers [online]*, 20(6), 1100–1104. <https://doi.org/10.13031/2013.35710>.
- Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1965). Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains [online]. In *Agricultural Handbook 282* (p. 47). Brooksville: US Department of Agriculture - Agricultural Research Service.
- Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. In *Agriculture Handbook No 537*. Washington, DC: U.S. Department of Agriculture.