

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

BADJI MOKHTAR ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITÉ BADJI MOKHTAR ANNABA



جامعة باجي مختار – عنابة

Année 2009/2010

FACULTE DES SCIENCES DE L'INGENIEUR
DEPARTEMENT D'HYDRAULIQUE

MEMOIRE

Présenté en vue de l'obtention de diplôme de **MAGISTER**

Etude de l'érosion et du transport solide dans le
bassin versant de l'Oued Kébir Est
Nord-Est Algérien

Option :

Hydrologie et construction hydraulique

Par

TOURKI MAHMOUD

DIRECTEUR DE MEMOIRE : Dr. K. KHANCHOUL M.C. Université Badji Mokhtar – Annaba-

DEVANT LE JURY

PRESIDENT: HAMMAR Yahia

M.C. Université Badji Mokhtar - Annaba-

EXAMINATEURS:

AMARCHI Hocine
DJEMILI Lakhdar

M.C. Université Badji Mokhtar- Annaba-
M.C. Université Badji Mokhtar -Annaba-

**ETUDE DE L'EROSION ET DU TRANSPORT SOLIDE
DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUED EL KEBIR EST
NORD - EST ALGERIEN**

Mémoire de Magistère

Option

Hydrologie et construction Hydraulique

Directeur de mémoire : Dr. Khanchoul Kamel

Présenté par : Tourki Mahmoud

Devant le jury composé de Messieurs :

Dr. AMARCHI HOUCINE

Dr. HAMMAR YAHIYA

Dr. DJEMILI LAKHDAR

ملخص :

لقد تضمنت الدراسة الحالية تقييم التعرية الغشائية للاراضي و كذلك حساب انتقالات المواد الصلبة المعلقة، الناتجة على مستوى حوض واد الكبير الشرقي الموجود في الشمال الشرقي الجزائري على مدى 24 سنة من الملاحظات (من الى 1976 /1975 الى 1996/1997).

العوامل التي أخذت بعين الإعتبار و التي ادت إلى تدعيم ظاهرة التعرية الغشائية للوسط الفزيائي تتلخص في :
الارتفاعات ، نوعية الصخور، الغطاء النباتي و الشروط المناخية و الهيدرولوجية. المناطق التي تكتسب طاقة كبيرة لإنتاج المواد الصلبة (تعرية الإنحدارات و أجنبة الوديان) قد عرفت و تم تفسير ظواهرها عن طريق الدراسة الشبة حسابية.

إن إنتقال الرواسب المعلقة و الناتجة عن إرتفاعات كمية المياه المسجلة قد عدت بإستعمال التركيزات المحسوبة بالطرق الإرتدادية للمنحنيات، بالنسبة للإرتفاعات المائية التي لا تكتسب قياسات.

لقد تمت محاولة تقسيم مجموعة من المعطيات المتعلقة بالتركيزات و الكميات المائية المعدلية واليومية بإستعمال طريقة الصفوف بهدف استخراج المنحنيات الخاصة للمصارف الصلبة .

يقدر المصرف السنوي الصلب الخاص بالارتفاعات المائية على مدى 24 سنة للملاحظات بحوالي 8771 طن/ كلم²/سنة في الحوض المائي لواد الكبير الشرقي. هذا الحوض يكسب سيلان مائي سطحي مرتفع وكذلك نسبة هامة للتعرية الغشائية.

إن كمية المصرف المائي الصلب المرتفعة تفسر بوجود نسبة هامة للمناطق الزراعية و الحقول النامية على تربة متكونة أساسا من المارن، الليمون و الطين. هذه التربة تكون اقل سمكا على الانحدارات التي تزيد 12% ومن جهة اخرى الغطاء النباتي الجد متدهور والغير متجانس الذي يميز الوسط.

إن تحديد العلاقات العامة والوظيفة الهيدرو لوجية (علاقات بين الاندفاع الرسوبي والتوابت الفيزيو مناخية والهيدرولوجية والتوابت الفيزيومناخية والهيدرولوجية) قد تمت على محوريين أساسيين : علاقات بين المصرف المائي الصلب و عوامل السيلان ومياه الامطار وكذلك علاقات بين المصرف المائي والتركيزات الرسوبية .

الطرق الإحصائية والكرتوغرافية المستعملة في هذه الدراسة بينت أن الحوض المائي لواد الكبير الشرقي يشكل وسط جد متأثر بالتعرية الغشائية للأرض. إن التقييم الشبة الحسابي لهذه الظاهرة المتأثرة بالعوامل الهيدرولكية تكون متكونة اساسا من التفتيتات السفلية لطبقات الصخور و درجة الانحدارات و كذلك كثافة الغطاء النباتي للوسط.

في اطار حماية الوسط الفزيائي المهدهد بالتعرية الغشائية، لقد تطرقنا في الاخير إلى وضع التحسيات اللازمة خاصة على مستوى المناطق التي تشكل أكبر خطر. كذلك درسنا بصفة عامة تأثير هذه الظاهرة على السدود الموجودة في المنطقة.

Abstract:

The present study attempts to quantify the erosion and the suspended sediment yield in the Eastern Kebir catchment, over a period of 24 years (1975/76-1998/99).

The conditions: Topography, lithology, land use, climat and flow situations that have encouraged erosion of every physical landform are taken into account and the potentially productive zones of materials (erosion of hillslopes and river banks) are identified and interpreted while leaning on the semi-quantitative analysis.

The suspended sediment yield of the recorded storm events has been calculated using other estimated sediment concentrations from the regression analysis of the study storm events. A tentative has been used by dividing the set of individuals into mean daily sediment concentration and mean daily water discharge using the method of discharge classes and that to construct sediment rating curves.

The mean annual specific sediment yield during the storm events of the 24-years period is equal to 871 T/km²/year. The Kebir catchment had high runoff flows, the erosion was higher. The high sediment yield could be explained by a high rate of the agricultural lands developed on less deep clayey and marly-silty soils with slopes exceeding 12% and a sparse forest cover.

The determination of the general hydrosedimentary relationships (relationships between the sediment fluxes and the physico-climatic and hydrologic parameters) is mainly based on two aspects, relationships between sediment yield and the parameters of rainfall and runoff, relationships between water discharge and sediment concentration (hysteresis).

The statistical and cartographic methods used in this study have shown that the Kebir catchment is highly eroded. The semi-quantitative cartography of the hydric erosion was based on three main factors: The rock erodibility, the degree of slope and the density of the vegetal cover.

In order to protect the physical environment exposed to water erosion, we stressed the need to intervene in areas of high sensitivity and carried out the general study of the impact of the phenomenon on the dams in our area of Chambers

Résumé:

La présente étude tente de quantifier l'érosion et les transports solides en suspension dans le bassin versant de l'Oued Kébir Est situé au Nord-est algérien, sur une période d'observation de 24 années (1975/76-1998/99).

Les conditions topographiques, lithologiques, l'occupation des sols, les situations climatiques et hydrologiques ayant favorisé l'érosion de chaque milieu physique sont prises en compte et les zones potentiellement productives de matériaux (érosion des versants et des berges) sont identifiées et interprétées en s'appuyant sur l'analyse semi-quantitative.

Le transport des sédiments en suspension des crues prélevées a été calculé en utilisant d'autres concentrations estimées à partir de l'analyse de régression des crues étudiées. Une tentative de subdivision de l'ensemble des individus en concentrations moyennes journalières et débits liquides moyens journaliers a été réalisée en utilisant la méthode des classes des débits et ce afin d'établir les courbes de transport solide.

Le débit solide spécifique moyen annuel pendant les crues des 24 ans de la période étudiée est de 871 T/km²/an. Le bassin versant de l'Oued Kébir Est présente des écoulements de surface forts et l'érosion y est très élevée. Le débit solide élevé pourrait être expliqué par un taux également élevé des terrains agricoles développés sur des sols marno-limoneux-argileux peu profonds en pentes dépassant 12% et un couvert forestier assez dégradé.

La détermination de relations générales de fonctionnement hydrosédimentaire (relations entre les flux sédimentaires et les paramètres physico-climatiques et hydrologiques) s'est basée principalement sur deux aspects : Relations entre le débit solide, les paramètres de l'écoulement, la pluviométrie et relations entre le débit liquide et la concentration (hystérésis).

Les méthodes statistiques et cartographiques utilisées dans cette étude ont montré que le bassin de l'Oued Kébir Est est un milieu très touché par l'érosion. La quantification semi-quantitative de l'érosion hydrique est basée sur trois facteurs principaux : la friabilité du substratum rocheux, le degré de pente et la densité du couvert végétal.

Dans le but de protéger le milieu physique exposé à l'érosion hydrique, nous avons souligné la nécessité d'intervenir sur les zones à forte sensibilité et procédé à l'étude générale de l'impact du phénomène sur les barrages situés dans notre zone d'étude.

AVANT PROPOS

Ecrire un avant propos est toujours un moment de grande émotion. Il s'agit, en effet, de remercier ceux qui nous ont aidés et d'exprimer nos sentiments à l'égard de ceux que nous aimons.

Je commencerai donc par remercier la Direction de l'ANRH de Constantine pour m'avoir permis d'accéder aux données climatiques et hydrométriques dont j'avais besoin pour la réalisation de ce travail et qui m'ont été d'une réelle utilité.

Exprimer ses sentiments à sa mère, son père, ses frères et sœurs est déjà difficile bien que naturel et quant à exprimer son estime à ses Maîtres, cela semble bien plus difficile encore.

Cependant, je n'hésite pas à le faire à l'endroit de tout le corps professoral du Département d'hydraulique qui a largement déjà, et continue toujours, de contribuer à ma formation.

Je n'hésite pas surtout, à l'occasion de la remise de ce modeste travail, d'exprimer à mon encadreur, le Dr. Kamel Khanchoul, toute ma gratitude pour n'avoir pas, un seul instant pendant toute une année de sérieux labeur, failli à sa mission en me faisant bénéficier, sans restriction aucune, de son savoir, ses compétences et son expérience.

Tourki Mahmoud

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Superficie des formations quaternaires sur le bassin versant.....	8
Tableau 2. Répartition des classes des pentes dans le bassin versant étudié.....	13
Tableau 3. Répartition de la couverture végétale dans le bassin versant étudié.....	16
Tableau 4. Les principales cultures rencontrées dans le bassin versant Kébir Est.....	17
Tableau 5. Coordonnées Lambert des stations pluviométriques utilisées.....	20
Tableau 6. Précipitations moyennes annuelles des trois stations pluviométriques.....	22
Tableau 7. Représentation du nombre d'années humides et sèches au niveau des trois stations.....	24
Tableau 8. Représentation des années extrêmes humides et sèches.....	27
Tableau 9. Valeurs du coefficient de variation pour les stations pluviométriques.....	28
Tableau 10. Valeurs des variables de Gauss pour les différentes périodes de retour.....	32
Tableau 11. Valeurs des précipitations estimées pour les fréquences biennales, décennales cinquennales, centennales.....	32
Tableau 12. Classes des pluies journalières pour les trois stations.....	36
Tableau 13. Températures moyennes mensuelles au niveau des stations : El kala et les Salines.....	37
Tableau 14. Calcul des fréquences et des probabilités pour la série des débits annuels.....	47
Tableau 15. Valeurs des débits estimés pour les fréquences : Biennale, décennale, cinquennale, centennale.....	48
Tableau 16. Classification des débits journaliers.....	52
Tableau 17. Répartition des pourcentages des classes de débits des crues.....	54
Tableau 18. Répartition des crues à l'échelle mensuelle et selon les périodes.....	55
Tableau 19. Valeurs des apports moyens mensuels.....	56
Tableau 20. Paramètres physiques du bassin étudié.....	65
Tableau 21. Coefficients de l'érodibilité des roches (Chorley et al. 1984).....	70
Tableau 23. Tableaux synthétiques complets des saturations des variables.....	70
Tableau 22. Matrice des corrélations entre les variables.....	71
Tableau 24. Tableau analytique des saturations des variables.....	72
Tableau 25. Valeurs de la dégradation spécifique.....	78
Tableau 26. Comparaison des courbes de transports solides des apports estimés avec les apports calculés issus des concentrations mesurées.....	86
Tableau 27. Variations mensuelles des précipitations, coefficients d'écoulement, concentrations et des apports solides dans le bassin versant étudié.....	91
Tableau 28. Représentation de quelques crues importantes dans les oueds étudiés.....	93
Tableau 29. Les indices de sensibilité des cartes thématiques.....	108
Tableau 30. Valeurs probables des indices de la carte du premier croisement.....	108
Tableau 31. Valeurs probables des indices de la carte du deuxième croisement (occupation du sol, pentes, lithologie).....	109
Tableau 32. Part des classes de sensibilité à l'érosion.....	111

LISTE DES FIGURES

Fig .1.	Situation géographique du bassin versant de l'Oued El kébir.....	4
Fig. 2.	Situation géographique du bassin versant de l'Oued El kébir Est.....	5
Fig. 3.	Représentation du relief du bassin versant de l'Oued Kébir Est.....	7
Fig. 4.	Carte lithologique du bassin versant étudié.....	8
Fig. 5.	Eléments cartographiques du bassin étudié.....	12
Fig. 6.	Carte des pentes du bassin versant de l'Oued Kébir Est.....	13
Fig. 7.	Occupation du sol du bassin versant étudié.....	15
Fig. 8.	Répartition des stations pluviométriques au niveau.....	21
Fig. 9.	Variation annuelle des précipitations.....	23
Fig. 10.	Variation du coefficient pluviométrique au niveau des stations pluviométriques.....	25
Fig. 11.	Nuage de points pour les observations de la station de Ain Assel.....	29
Fig. 12.	Représentation de la droite de Henry pour les observations de la station de Ain Assel.....	30
Fig. 13.	Représentation de la droite de Henry pour les observations des stations pluviométriques.....	31
Fig. 14.	Variabilité mensuelle des précipitations dans les trois stations pluviométriques.....	33
Fig. 15.	Représentation du régime saisonnier des précipitations.....	34
Fig. 16.	Répartition mensuelle des coefficients de variation.....	35
Fig. 17.	Diagrammes pluvio-thermiques.....	39
Fig. 18.	Courbes de tarage de l'Oued Kébir Est.....	43
Fig. 19.	Evolution annuelle des débits.....	44
Fig. 20.	Représentation de la variation du coefficient d'hydraulicité.....	45
Fig. 21.	Relation entre le coefficient pluviométrique et le coefficient d'hydraulicité.....	45
Fig. 22.	Représentation des valeurs du coefficient de variation.....	46
Fig. 23.	Droite de Henry pour la série des débits annuels.....	48
Fig. 24.	Evolution mensuelle des débits.....	49
Fig. 25.	Valeurs du coefficient de variation à l'échelle mensuelle.....	49
Fig. 26.	Représentation de la variation du coefficient mensuel des débits.....	50
Fig. 27.	Variation du coefficient d'écoulement à l'échelle mensuelle.....	51
Fig. 28.	Variation du débit journalier pendant l'année humide 1986/1987.....	53
Fig. 29.	Variation du débit journalier pendant l'année sèche 1989/1990.....	53
Fig. 30.	Réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Kébir Est.....	60
Fig. 31.	Représentation des sous-bassins et du réseau hydrographique de l'Oued Kébir Est.....	61
Fig. 32.	Représentation graphique du nombre (N) et des longueurs (L) des talwegs.....	63
Fig. 33.	Exemple de la classification des talwegs selon STRAHLER.....	64

Fig. 34. Carte de la répartition des altitudes dans le bassin versant de l'Oued Kébir Est.....	66
Fig. 35. Courbe hypsométrique du bassin versant étudié.....	68
Fig. 36. Plans de corrélations des variables.....	73
Fig. 37. Plans factoriels des individus.....	74
Fig. 38. Représentation graphique des débits et des concentrations sous forme de courbes et de relations non linéaires.....	80
Fig. 39. Relation concentration-débit des données journalières.....	81
Fig. 40. Relation entre les concentrations moyennes des MES et les débits moyens en utilisant la méthode des classes des débits.....	83
Fig. 41. Courbe de transport solide Q versus Qs.....	84
Fig. 42. Relation entre les débits solides et les débits liquides journaliers en utilisant la méthode des classes des débits.....	85
Fig. 43. Evolution annuelle des transports solides (As), des ruissellements (E) et des précipitations (P).....	87
Fig. 44. Relation entre les transports solides et les précipitations.....	88
Fig. 45. Relation entre les transports solides et l'écoulement.....	89
Fig. 46. Crue de Novembre 1976 avec : Courbes Q-C et courbe des apports solides... ..	90
Fig. 47. Crue du 29/12/1984 au 5 Janvier 1985 avec : Courbes Q-C et courbe des apports solides..	92
Fig. 48. Crue du 21-22 /04/1977 avec : courbes Q- C et courbe des apports solides	94
Fig. 49. Carte du réseau hydrographique présentant l'érosion linéaire.....	102
Fig. 50. Répartition des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de la topographie du terrain.....	105
Fig. 51. Répartition des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de la lithologie.....	106
Fig. 52. Représentation des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de l'occupation du sol.....	107
Fig. 53. Carte de la sensibilité à l'érosion en fonction de l'occupation du sol, la topographie et la lithologie au niveau du bassin de l'Oued Kébir Est et de ses principaux sous-bassins.....	110
Fig. 54. Localisation des barrages de Mexa et Bougous.....	116

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Photo 1. Représentation du ravinement en amont du village de Bougous.....	103
Photo 2. Processus du sapement de berge et du glissement de terrain résultant de ce processus dans l'Oued Kébir.....	104
Photo 3. Transport de la charge de fond dans l'Oued Bougous : Possibilité de transport par roulage et charriage.....	113
Photo 4. Représentation des dépôts grossiers et fins (argiles, limons, sable) dans le lit de l'Oued Bougous.....	113
Photo 5. Stabilité des berges de l'Oued Kébir Est due à une couverture végétale dense.....	114
Photo 6. Opération de bétonnage des berges en aval du barrage de Mexa.....	115
Photo 7. Dépôts de vase dans le barrage : Sur la rive gauche et dépôts de vase à l'entrée de l'Oued Bougous au barrage	117

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1. Valeurs des écarts aux moyennes des précipitations annuelles.....	125
Annexe 2. Etude statistique des données annuelles de la station de Ain Assel.....	126
Annexe 3. Analyse statistique des données annuelles de la station de Ain Kerma.....	127
Annexe 4. Analyse statistique des données annuelles de la station de Roum El Souk.....	128
Annexe 5. Evapotranspiration correspondant aux températures et précipitations moyennes mensuelles de la station de Ain Assel.....	129
Annexe 6. Evapotranspiration correspondant aux températures et précipitations moyennes mensuelles de la station de Ain Kerma.....	129
Annexe 7. Evapotranspiration correspondant aux températures et précipitations moyennes mensuelles de la station de Roum El Souk.....	129
Annexe 8. Sélection de quelques crues.....	130
Annexe 9. Valeurs des paramètres physiques des 29 sous-bassins.....	131

TABLES DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I : APERCU GEOGRAPHIQUE ET DESCRIPTION PHYSIOGRAPHIQUE	3
Introduction	4
1- Aperçu géographique	4
1.1- Le bassin versant de l'Oued El Kébir	4
1.2- Le bassin versant l'Oued El Kébir Est	5
2- Description physiographique	6
2.1- Orographie	6
2.1.1- La zone des plaines.....	6
2.1.2- La zone des dunes	6
2.1.3- La zone des marécages et des lacs	6
2.1.4- La zone des collines.....	7
2.2- Lithologie	7
2.2.1- Les formations superficielles.....	9
2.2.2- Les affleurements triasiques	9
2.2.3- Les marno-calcaires	9
2.2.4- Les calcaires et les calcaires marneux.....	10
2.3.1- L'ensemble conglomératique.....	10
2.2.5- Les grès numidiens et les argiles.....	10
2.3- Les Pentas	11
2.2.6- Les pentes de la classe de 0 à 3 %	14
2.2.7- Les pentes de la classe de 3 à 7 %	14
2.2.8- Les pentes de la classe de 7 à 10 % et de 10 à 15 %	14
2.2.9- Les pentes des classes supérieures à 15 %	14
2.4- Occupation Du Sol	15
2.4.1- La forêt.....	16
2.4.2- Les maquis	17
2.4.3- Les cultures.....	17
Conclusion	18

CHAPITRE II : LES CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES	19
Introduction	20
1- Répartitions des stations pluviométriques dans la zone d'étude	20
2- Comblement des lacunes	21
3- Variabilité annuelle des précipitations	22
3.1- Estimation de la lame précipitée	22
3.2- Régime pluvial annuel des stations pluviométriques	22
3.3- Coefficient pluviométrique	24
3.4- Etude des valeurs extrêmes annuelles	26
3.5- Paramètres de dispersion	27
3.6- Analyse fréquentielle des précipitations annuelles	28
3.6.1- Fréquence et période de récurrence théorique	31
3.6.2 – Estimation des précipitations fréquentielles	32
4- Variabilité mensuelle des précipitations	32
4.1- Etude du régime pluvial saisonnier	34
4.2- Coefficient de variation	34
5- Répartition des pluies journalières	35
6- Facteurs évapo-thermiques et diagrammes pluvio-thermiques	36
6.1- Températures et évapotranspiration potentielle	36
6.2- Diagrammes pluvio-thermiques	38
Conclusion	39

CHAPITRE III: LES ECOULEMENTS SUPERFICIELS41

Introduction	42
1- Analyse de la série des débits	42
2- Variabilité interannuelle de l'écoulement	43
2.1 - Coefficient d'hydraulicité	44
2.2 - Lame écoulée	46
2.3 - Coefficient de variation (Cv)	46
2.4 - Etude fréquentielle des débits annuels	47

3- Variation mensuelle de l'écoulement	48
3.1- Coefficient de variation	49
3.2- Coefficient mensuel des débits (CMD)	50
3.3- Coefficient d'écoulement	51
4- Variation des débits moyens journaliers	52
5- Etude des crues	53
6- Estimation des volumes d'eau	56
Conclusion	56
CHAPITRE IV : ANALYSE MORPHOMETRIQUE	58
Introduction	59
1- Installation du réseau hydrographique	59
2- Tracé d'ensemble	60
3- Analyse des paramètres physiques	61
3.1- Relations de surface	62
3.1.1- Densité de drainage.....	63
3.1.2- Fréquence des talwegs.....	64
3.2- Relations de relief	65
3.2.1- Analyse de l'altimétrie.....	65
3.2.2- Coefficient orographique.....	66
3.2.3- Hypsométrie.....	67
4- Analyse en composante principale des paramètres physiques	69
4.1- Analyse des variables.....	70
4.2- Analyse des individus	73
Conclusion	75
CHAPITRE V : QUANTIFICATION DES TRANSPORTS SOLIDES	76
EN SUSPENSION	
Introduction	77
1- Méthodes empiriques d'estimation de la dégradation spécifique	77
1.1- Formule de la Sogréah	77
1.2- Formule de Tixeront	77

1.3- Formule de Fournier	78
1.4- Formule de l'ANRH	78
2- Méthodes de mesure et quantification des transports solides	78
2.1- Mesure des MES	78
2.2- Résultats des prélèvements des MES	79
2.3- Relation concentration – débit	81
2.4- Relation débit solide (Qs) - débit liquide (Q).....	83
3- Discussion	85
3.1- Variabilité interannuelle des apports solides	86
3.2- Relation entre débit solide, ruissellement et précipitation	88
3.3- Variations mensuelles des charges solides	89
3.3.1- Automne	89
3.3.2- Hiver	91
3.3.3- Printemps	93
3.3.4- Eté	94
Conclusion.....	95
CHAPITRE VI: IDENTIFICATION DES ZONES SENSIBLES	
A L'ÉROSION HYDRIQUE	
Introduction.....	97
1- Principaux facteurs d'érosion.....	97
1.1- Agressivité des pluies.....	98
1.2- Vulnérabilité des roches et érodibilité des sols.....	98
1.3- Topographie	99
1.4- Occupation du sol	100
2- Formes de l'érosion	101
2.1- Ruissellement diffus	101
2.2- Erosion linéaire	102
2.3- Mouvements de masse	103
3- Spatialisation de la sensibilité des terrains à l'érosion	105
3.1- Localisation des zones sensibles à l'érosion	107
3.2- Description des zones sensibles à l'érosion	111

3.2.1- Zones à grande sensibilité à l'érosion	111
3.2.2- Zones à sensibilité moyenne	111
3.2.3- Zones à sensibilité réduite	112
4- Constatation de l'érosion sur les sites des oueds Bougous et Ballauta.....	112
5- Etude de l'impact sur les barrages de Mexa et de Bougous	115
5.1- Barrage de Mexa	115
5.2- Barrage de Bougous	117
Conclusion	118
CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS.....	119
ANNEXES	124
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	133

INTRODUCTION GENERALE

De nombreux phénomènes, tels que l'érosion hydrique, découpent continuellement les sols et les roches à la surface des continents. Les particules solides ainsi libérées sont entraînées par les eaux de ruissellement vers les cours d'eau, les retenues d'eau, les dépressions intracontinentales ou jusqu'à la mer. Les matériaux ainsi transportés, en suspension ou par charriage, peuvent alors être quantifiés.

La quantification de l'érosion spécifique d'un bassin versant et du transport solide des cours d'eau a fait l'objet de plusieurs études. L'alluvionnement des retenues de barrages et la dégradation des bassins versants sont un phénomène préoccupant en Algérie, à l'instar des pays du Maghreb. Ce phénomène est dû principalement à une érosion très active dans les bassins versants algériens et maghrébins.

L'estimation du taux de sédimentation des barrages et des transports solides au niveau des bassins versants nécessite une bonne connaissance des apports solides. Ces derniers dépendent aussi bien des contraintes topographiques et granulométriques imposées au fond des vallées que de la nature et du volume des apports liquides et solides fournis au réseau d'écoulement. En plus de cette complexité, le manque de données constitue un handicap majeur dans l'évaluation et la prévision des charges solides. Cet état de fait a conduit de nombreux chercheurs à proposer des modèles de prévision générale (pour un ensemble de bassins) et des modèles particuliers (propres à un bassin donné).

Ce domaine présente une multitude de formules empiriques dont le domaine d'application et les conditions de validité sont souvent restreintes. Il a été admis que la meilleure méthode de quantification des apports solides, et donc de l'érosion d'un bassin versant donné, passe par la mesure de l'alluvionnement des retenues des barrages ou par la mesure de la matière en suspension dans une station hydrométrique.

Notre travail s'intègre dans la deuxième catégorie de modèles avec l'application des mesures des concentrations en suspension et des débits d'eau pour quantifier l'érosion. Ces modèles ont été largement utilisés en Algérie pour développer des modèles propres aux bassins étudiés afin d'évaluer le transport solide à leur exutoire.

Le bassin versant de l'Oued Kébir Est, sous-bassin des bassins versants côtiers constantinois, est confronté à un grave problème de dégradation du sol, comme pratiquement toute la région du Tell oriental algérien.

Ce problème provoque l'envasement du barrage de Mexa (ou Mexenna) et prochainement celui de Bougous, et affecte négativement l'agriculture locale en entraînant des pertes énormes en terres arables.

Le présent travail a pour objectif de quantifier et d'expliquer le phénomène actuel des exportations de matières en suspension véhiculées par l'Oued Kébir Est et d'analyser les facteurs conditionnels liés à l'érosion hydrique. Pour cela, les données de prélèvements instantanés et journaliers effectués par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) entre 1975 et 1999 à la station hydrométrique située à l'aval du barrage ont été exploitées.

Le travail consiste, dans les deux premiers chapitres, à analyser les facteurs de l'érosion tels que la géologie, la topographie, l'occupation du sol et les caractéristiques climatiques.

Dans le troisième chapitre, c'est l'écoulement qui est aussi abordé dans ce travail car il représente un outil indispensable à la compréhension du phénomène hydrosédimentaire. Les processus et les facteurs intervenant dans la formation des écoulements et la quantification de leurs rôles respectifs y sont mis en évidence.

C'est dans ce contexte que, dans le quatrième chapitre, la morphométrie intervient pour expliquer la complexité du phénomène érosif.

Dans le cinquième chapitre, le travail se concentre sur les flux solides et leurs relations avec les flux liquides, sans s'appesantir sur la relation pluie-débit. Dans un premier temps, on va développer la meilleure relation explicative du débit solide au niveau du bassin et, dans un second temps, on quantifiera le transport solide à l'exutoire du bassin pour réaliser les bilans sédimentaires à l'échelle annuelle et pluri-annuelle.

Le dernier chapitre sera consacré à l'évaluation des risques d'érosion des sols du bassin versant qui nécessite la cartographie de quelques facteurs intervenant dans le processus érosif : La lithologie, la pente et l'occupation du sol. Chaque facteur présente un comportement différent d'une zone à l'autre du bassin versant. On a abouti ainsi à une multitude de données à cartographier, stocker, structurer et traiter de manière rationnelle.

Le Système d'information géographique (SIG) permet de croiser des cartes aux thèmes différents, de fusionner leurs bases de données et de faire ressortir une carte de sensibilité à l'érosion.

CHAPITRE I

**APERÇU GEOGRAPHIQUE ET DESCRIPTION
PHYSIOGRAPHIQUE**

Introduction

Dans les bassins versants du Nord-Est Algérien, l'érosion présente un problème complexe. L'utilisation des caractéristiques physiques du milieu est très utile car elle permet d'expliquer l'ampleur et l'évolution du processus d'érosion sur les versants.

C'est pourquoi, nous avons consacré ce chapitre à l'étude des caractéristiques physiques du bassin versant de l'Oued Kébir Est pour montrer l'influence des facteurs de la lithologie, la topographie et l'occupation du sol à la stabilité du milieu. Le tracé hydrographique est fortement influencé par la lithologie et la topographie. Leur influence se fait sentir, d'une part, sur le régime des cours d'eau, et d'autre part, sur l'érosion ainsi que sur le transport solide. Aussi la sensibilité du milieu à l'érosion peut elle être réduite par la potentialité de la couverture végétale.

1- Aperçu géographique

1.1- Le bassin versant de l'Oued El Kébir

Situé à l'extrémité Nord-orientale de l'Algérie, le bassin versant de l'Oued El Kébir fait partie des bassins versants côtiers constantinois. La confluence des oueds El Kébir et Bounamoussa forme l'Oued Mafragh. Le bassin versant de l'Oued El Kébir (limite naturelle) occupe une superficie de 1700 km² et s'étend du Nord au Sud sur plus de 30 km.

Le bassin versant de l'Oued El Kébir atteint, à l'Ouest, l'embouchure de l'Oued Mafragh et s'étend jusqu'aux sources des oueds Ballouta et Bougous, à l'Est. Il est limité au Nord par la ligne de partage des eaux située sur le cordon dunaire de Bouteldja et au Sud par les lignes topographiques où prennent source les oueds Bouhalouffa et Boulathan. (Fig. 1).

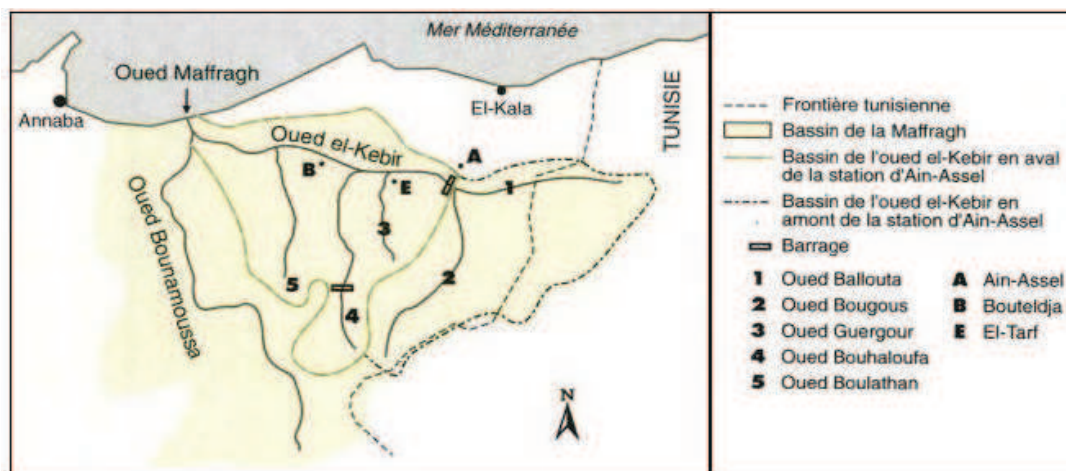


Fig.1. Situation géographique du bassin versant de l'Oued El Kébir.

1.2- Le bassin versant l'Oued Kébir Est

Le bassin versant de l'Oued Kébir Est est un sous-bassin de l'Oued El Kébir. Il est contrôlé par une station hydrométrique en amont de sa confluence avec l'Oued Bounamoussa. En raison de l'existence de deux oueds portant le nom de l'Oued El Kébir (région de Skikda et région d'Annaba-El Kala), appartenant aux bassins côtiers constantinois, l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) a attribué le nom de Oued Kébir Est à ce bassin.

Ce bassin est situé à l'amont de la commune d'Ain Assel. Il est contigu aux versants côtiers constantinois et forme le versant nord du dernier tronçon de la chaîne septentrionale de l'Atlas tellien. Le bassin versant de Kébir Est se trouve inclus, à environ 50%, dans chacun des deux pays voisins : l'Algérie et la Tunisie. Sa plaine, formée par la réunion de trois oueds importants (Kébir, Ballauta, Bougous), draine les flancs des montagnes de Kroumerie et reçoit, dans sa vallée moyenne, de nombreux affluents sur sa rive gauche : Guergour, Bouhaloufa et Boulathan (Fig. 1). Le bassin versant de l'Oued Kébir Est est limité :

- Au Nord, par le cordon dunaire de Bouteldja formant un obstacle avec la mer Méditerranée,
- Au Sud, par les collines d'Oum Diss et Rhorra,
- A l'Est, par les communes d'Ain Drahem et Fernana,
- A l'Ouest, par le bassin versant de Bounamoussa (Fig. 2).

Le bassin versant de l'Oued Kébir Est s'étend sur une longitude allant de 7°58' à 8°35', une latitude de 36°30' à 36°55'. Il occupe une superficie de 681,33 km² et englobe les communes de : Bouteldja, El Taref, Bougous, Chaffia, Ain Assel, Ain Kerma, Roum El Souk, Lac des Oiseaux, Berrihane et aussi Ain Drahem et Fernana en Tunisie.

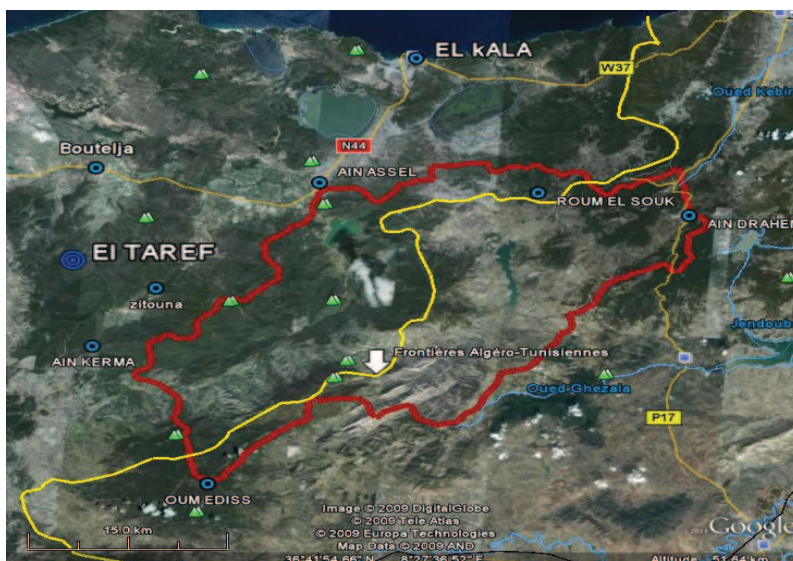


Fig. 2. Situation géographique du bassin versant de l'Oued Kébir

2- Description physiographique

2.1- Orographie

Sur le plan géomorphologique, il est possible de diviser le bassin versant en quatre zones bien différenciées:

- La zone des plaines,
- La zone des dunes,
- La zone des marécages,
- La zone des collines.

2.1.1- La zone des plaines

Encadrée par les massifs de la chaîne numidique, cette zone est constituée par les plaines de Bouteldja et d'El Tarf situées, toutes deux à l'Ouest du bassin versant, formant le couloir Bouteldja - El Tarf - Ain Assel.

Tandis que la plaine de Bouteldja se situe entre les dunes du Nord et les monts du Sud, la plaine d'El-Tarf se situe, quant à elle, entre les collines de la chaîne numidique dont elle est entourée. Ces deux plaines ont pratiquement le même type de dépôts : Argiles des marécages, alluvions limoneuses du fond des vallées, alluvions des basses et moyennes terrasses et les alluvions des hautes terrasses qui n'affleurent que dans la plaine d'El Tarf.

2.1.2- La zone des dunes

Elle s'étend sur une superficie de l'ordre de 150 km² ayant approximativement la forme d'un triangle dont les sommets sont à la jonction de l'Oued Bounamoussa à l'Ouest, la plaine de Bouteldja au Sud où elle s'enfonce sur une vingtaine de kilomètres jusqu'aux pieds des djebels Bourdim et Hadja Siah à l'Est.

Par endroits, ces masses de sable sont séparées les unes des autres par des bas-fonds occupés par d'innombrables garaets, mares d'eau, etc.

2.1.3- La zone des marécages et des lacs

Elle est située surtout à l'Ouest du bassin versant où l'on rencontre, entre autres, les marais de M'krada qui s'étendent sur plus de 12 000 ha, la gareat d'El Khoubzi ainsi que le Lac des Oiseaux. C'est une zone à très faible pente où les deux principaux cours d'eau (Bounamoussa et Kébir Est) se trouvent dans l'incapacité de drainer les eaux des saisons pluvieuses, ce qui engendre la stagnation des eaux sur une très longue période de l'année.

2.1.4- La zone des collines

Représentée par les monts de Chaffia, cette zone est située essentiellement dans la partie Sud du bassin versant et constitue un ensemble de chaînes de montagnes allongées sur une dizaine de kilomètres et orientées NNE-SSO (Fig. 3).

Les points culminants sont les djebels Rhorra (1202 m), Oum El Diss (1150 m), Dir (1041 m), Ghedhir (713 m), Ain El Erg (981 m), Souani (808 m) et Halloufa (786 m). Le Djebel Rhorra de direction SO-NE correspond à des crêtes de roches au pendage très fort où l'on observe une structure synclinale qu'utilise en partie l'Oued Bougous.

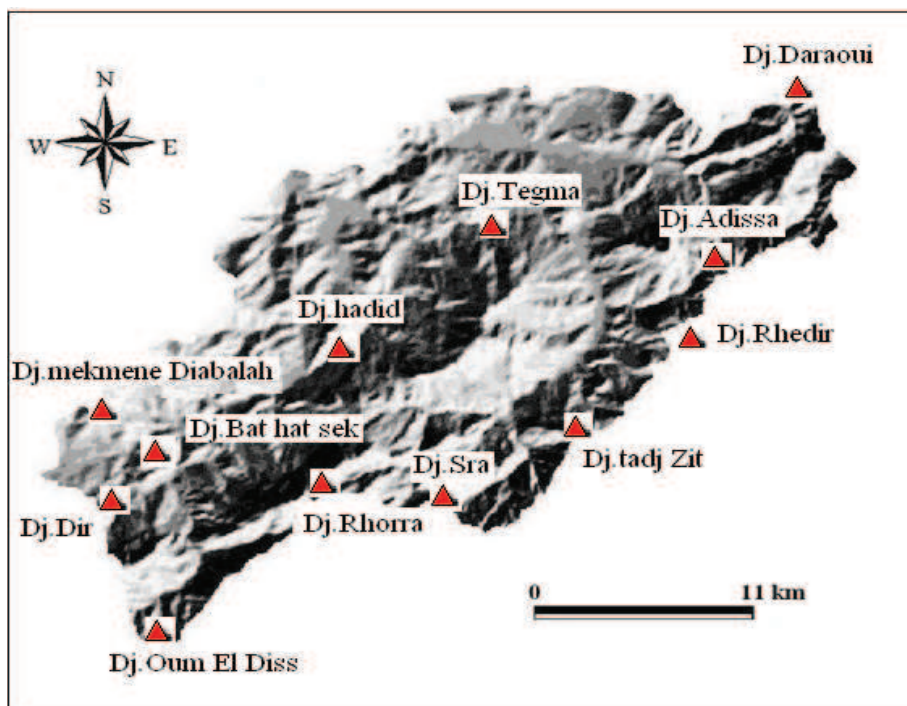


Fig. 3. Représentation du relief du bassin versant de l'Oued Kébir Est.

2.2- Lithologie

La nature de la roche joue un double rôle : Son influence se fait sentir, d'une part, sur le régime du cours d'eau, et, d'autre part, sur l'érosion et le transport solide. La lithologie de notre zone d'étude présente peu de variétés. Ce bassin comporte trois principales formations de roches allant du Sénonien à l'Oligocène numidien. Cette région possède des structures plissées qui ont subi, pour la plupart, des contacts anormaux et des failles.

Sous l'effet de ces accidents tectoniques, le réseau hydrographique devient largement influencé par cette nature géologique instable. La carte lithologique du bassin versant a pu être réalisée à l'aide des cartes lithologiques de 1/50.000 et du travail de Demmak (1982).

Cette carte englobe cinq principales formations lithologiques à savoir : Les affleurements triasiques, les marno-calcaires, les calcaires et calcaires marneux, les conglomérats argileux et les grès numidiens (Fig. 4).

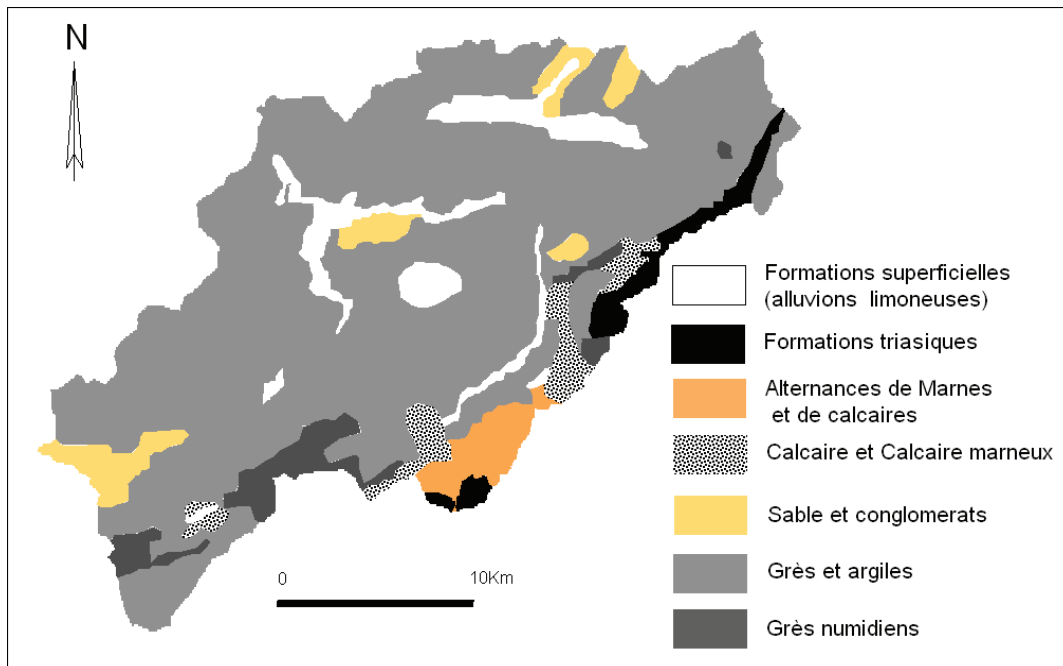


Fig. 4. Carte lithologique du bassin versant étudié.

En utilisant le Système d'Information Géographique (SIG), nous avons déterminé les surfaces de chaque formation lithologique ainsi que leurs ratios par rapport à la surface du bassin versant (Tableau 1).

Tableau 1. Superficie des formations quaternaires sur le bassin versant.

Type de lithologie	Surface (km ²)	Surface (%)
Formations superficielles (alluvions limoneuses)	46,74	6,86
Formations triasiques	18,35	2,69
Alternance marnes et de calcaires	18,40	2,70
Calcaires, calcaires marneux	24	3,52
Conglomérats, sables, argiles	29,67	4,35
Grès et argiles	514,16	75,46
Grès numidiens	30,01	4,40
Total	681,33	100

2.2.1- Les formations superficielles

Dans cette région, on peut observer plusieurs dépôts quaternaires qui jalonnent les étapes du creusement de la vallée. Deux endroits sont particulièrement intéressants : Le piémont du Djebel Rhorra et la vallée de l'Oued Ballauta (Fig. 4). Les formations colluviales qui caractérisent le piémont de Rhorra correspondent à de longs sommets d'interfluves aplanis et boisés qui se terminent par une convexité avoisinant les 600 m d'altitude. Cette formation quaternaire tronque nettement les sommets des massifs gréseux de la rive droite de l'Oued Bougous, au niveau des Djebels Hadid, Bat Hat et Maouguène.

Le matériel alluvial se caractérise essentiellement par les niveaux de dépôts suivants : La basse terrasse caillouteuse du Pléistocène récent (village Mexa), les alluvions sablo-limoneuses du Néopleistocène (moyenne terrasse) du fond de la vallée de l'Oued Bougous qui se répartissent à Mechtat Bougous et au village de Mexa.

La basse terrasse (Pléistocène récent) est peu représentée en aval de l'Oued Ballauta. Elle est constituée, de bas en haut, par des blocs et des galets de grès arrondis emballés dans une matrice argilo-sableuse. Les alluvions actuelles du lit majeur des trois principaux oueds du bassin versant sont peu répandues et très dispersées. Elles apparaissent souvent sous forme de petites lentilles de vase argileuse, de limon et de sable.

2.2.2- Les affleurements triasiques

Le Trias gypso-salifère, de faible étendue, affleure à Ain Drahem et en divers lieux d'Ain Drahem jusqu'au voisinage du Djebel Ghedir (713m). Le Trias est très attaqué par les eaux courantes qui entraînent les argiles gypsifères et laissent en saillie les brèches calcaires.

A Ain Drahem, il y a présence de soulèvement, de plis et même d'accidents tectoniques tels que les failles et les chevauchements. Dans les confins de la Kroumerie, les zones déprimées, dont le terrain triasique, correspondent à des anticlinaux et les crêtes à des synclinaux, ce qui révèle une longue évolution morphologique du pays où l'érosion linéaire, en particulier, a créé, partout, un modelé de relief ressemblant aux badlands.

2.2.3- Les marno-calcaires

C'est un ensemble constitué de marnes et marno-calcaires d'âge Sénonien à Eocène. Il s'étend du Nord-est, à Ain Drahem, jusqu'au Sud-ouest non loin du Djebel Rhorra.

Les marno-calcaires forment une topographie assez forte de collines morcelées parmi lesquelles figurent Djebel Sra (942m) et Djebel Tadj Zit (846 m).

La nature structurale du terrain est très complexe ; la tectonique est traduite par l'existence de plis qui sont fortement à l'origine des reliefs et de grands accidents cassants (failles) de direction SO-NE et NO-SE. Les accidents tectoniques et la nature du substratum ont engendré une forte érosion des marnes et des marno-calcaires par le réseau hydrographique amont de l'Oued Ballauta. Une partie de ce dernier est creusée le long du contact anormal du flysch mixte et des formations marno-calcaires.

2.2.4- Les calcaires et les calcaires marneux

D'une superficie assez réduite (Fig. 4), cette formation s'étend du Sud-ouest au Nord-est en Tunisie. Au pied de la barre gréseuse de Djebel Sra, un large piémont se développe composé de calcaire marneux de l'Eocène et du Crétacé.

Vu sa nature lithologique assez vulnérable, cette formation est fortement disséquée par les affleurements de l'Oued Ballauta. A Sidi Trad jalonne un ensemble en anticlinal du Crétacé constitué essentiellement de marne et calcaire du Crétacé, d'Eocène marneux et marno-calcaire.

2.2.5- L'ensemble conglomératique

Ce faciès du Mio-Pliocène est réparti au Sud-ouest, au centre et au Nord-est du bassin. Il se présente en lambeaux sous forme de dépôts continentaux argilo-détritiques, de sables et dépôts du fond des vallées de l'Oued Barbara et l'Oued El Kébir.

L'altération puis l'érosion de ces roches a donné des accumulations de sols dans le lit de l'Oued Kébir Est. Au Nord de Djebel Dir (entre 200 et 400 m d'altitude), nous décelons un piémont argilo-conglomératique tranché par l'altération mécanique. Le matériel, ainsi altéré in situ, est appelé éluvion : Il permet le développement du processus de la pédogenèse sur une profondeur assez importante.

2.2.6- Les grès numidiens et les argiles

Occupant 4,4 % de superficie, les grès de l'Oligocène sont aussi moins étendus dans le bassin (Tableau 1). Les grès représentent la masse des reliefs du bassin versant de Kébir Est et supportent, en général, la forêt de chêne liège et des maquis. Ils sont quartzeux, plus au moins fortement consolidés. Leur modelé comporte de petites crêtes déchiquetées et des roches abruptes.

La série des grès présente des anticlinaux et des synclinaux de direction SO-NE. A cet ensemble structural, viennent s'ajouter des failles normales de direction SO-NE. La faille de l'Oued Bougous, installée dans le fond de la dépression, est un exemple d'accidents tectoniques d'âge Plio-Quaternaire. Au niveau du Djebel Rhorra, il y a une structure synclinale, considérée auparavant comme une dépression, qu'utilise en partie l'Oued Bougous. Le flanc Sud-est de ce synclinal gréseux se dresse abruptement et constitue la barre du Djebel Rhorra. Au vu de la raideur de ses versants, le ravinement a pu grimper plus en amont et a formé un dense chevelu.

L'ensemble des couches subordonnées aux grès apparaît comme étant des roches assez tendres plus facilement attaquées par l'érosion que la masse gréseuse supérieure. Il en résulte une inversion du relief comme c'est le cas des djebels Rhorra et Mekmene Djaballah.

Le mélange des grès et des argiles constitue l'ensemble des formations lithologiques qui reste dans le bassin, soit 75,46% de la surface totale. Les limites entre les argiles et les grès sont difficilement perceptibles sur le terrain en raison de l'épaisseur du recouvrement et de la couverture végétale, à l'exception de la partie amont de l'Oued Bougous où prédominent les argiles sur les niveaux gréseux.

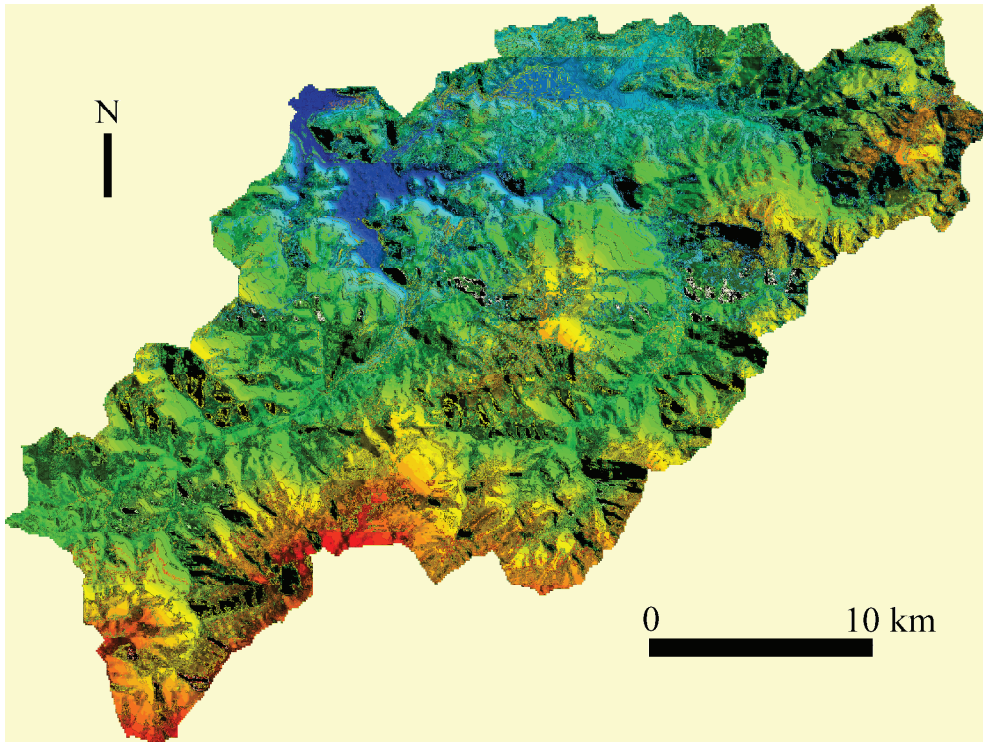
2.3- Les Pentés

L'établissement de la carte des pentes est un élément fondamental dans toute étude de l'érosion. La topographie, représentée par les pentes, constitue un des facteurs essentiels de la dégradation du milieu physique et un élément important influant sur l'écoulement des eaux et l'occupation des sols.

Afin d'établir la carte des pentes, nous avons été contraints d'utiliser le modèle numérique de terrain (MNT). La délimitation de la région qui englobe le bassin de l'Oued Kébir Est à partir du MNT est effectuée à l'aide du logiciel Global Mapper. Elle est ensuite transférée vers le logiciel WMS (Watershed Modeling System) pour délimiter le bassin versant étudié.

La ligne de partage des eaux du bassin versant ainsi extraite est transférée vers le logiciel Global Mapper pour extraire les courbes de niveau (équidistance de 10 m) (Fig. 5).

A- Modèle numérique de terrain du bassin



B- Courbes de niveau extraites du MNT

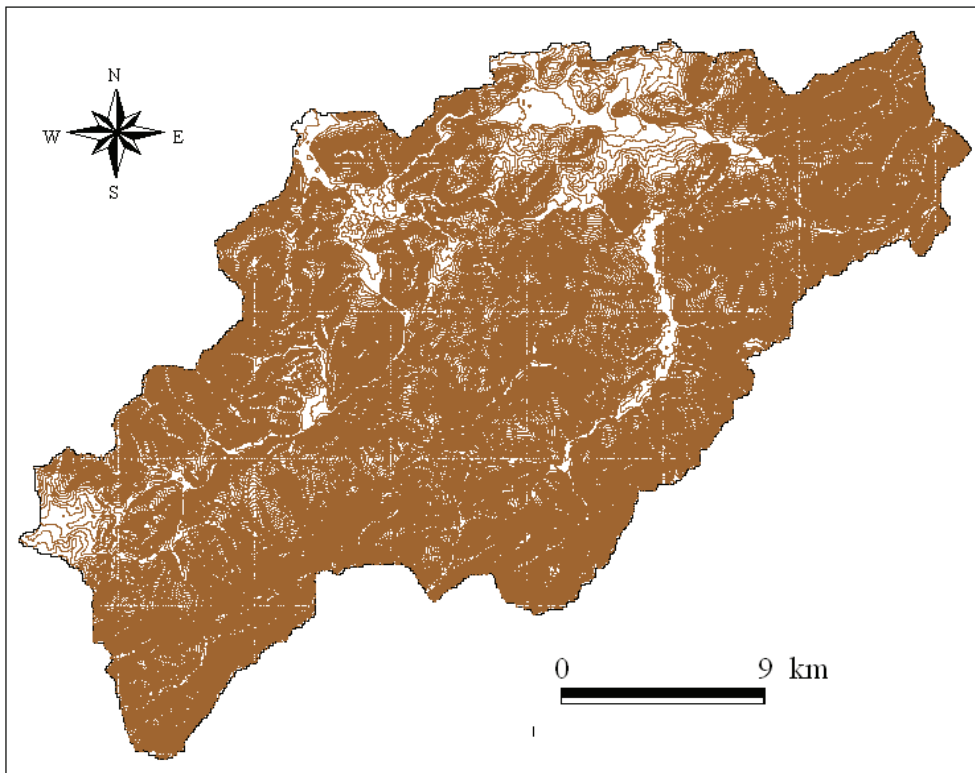


Fig. 5. Eléments cartographiques du bassin étudié.

A l'aide du logiciel SIG-Arcview, on a importé la carte des courbes de niveau (sous forme shape file) et on l'a introduite dans ce logiciel pour établir la carte des pentes. Après manipulation des commandes utiles du programme, on a pu faire ressortir six (06) classes de pentes bien différenciées (Fig. 6).

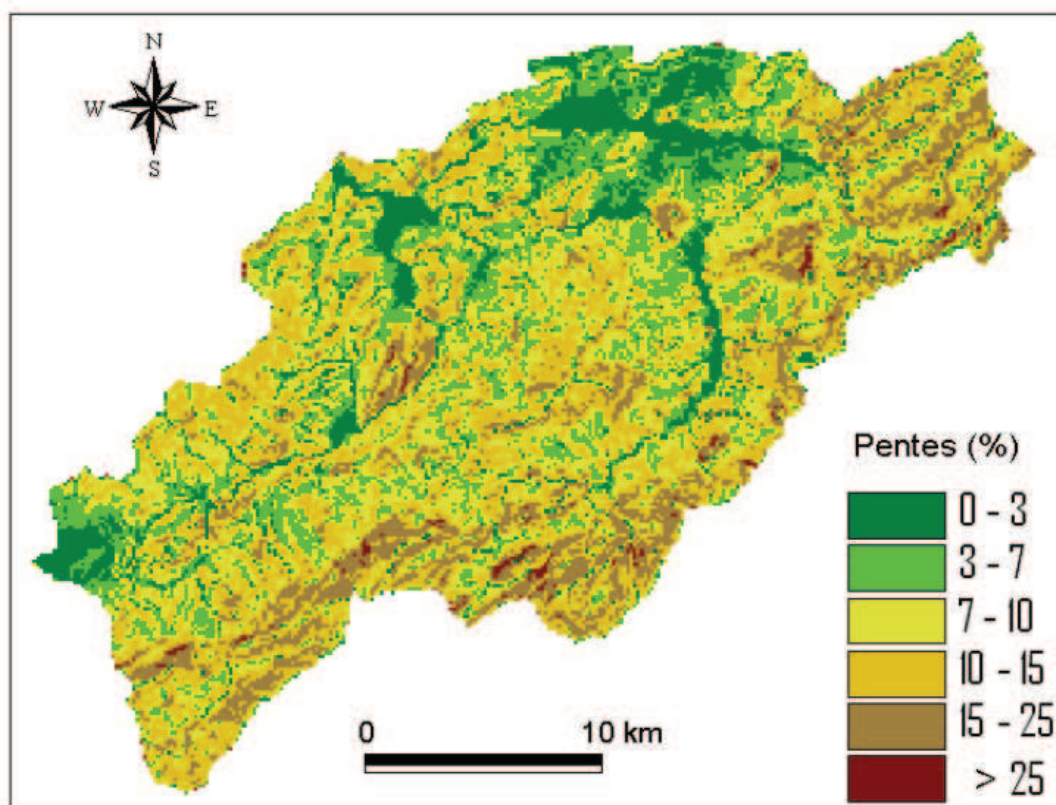


Fig. 6. Carte des pentes du bassin versant de l'Oued Kébir Est.

Connaissant les surfaces occupées par chaque classe de pente du tableau 2, nous avons procédé à une description des pentes du bassin. En utilisant le logiciel WMS, la pente moyenne du bassin est égale à 16% et elle est égale à 11% avec le calcul de la moyenne pondérée.

Tableau 2. Répartition des classes des pentes dans le bassin versant étudié.

Classes	Superficie (km ²)	Superficie (%)
0 – 3	74,76	10,97
3 – 7	162,28	23,82
7 – 10	189,98	27,88
10 – 15	176,05	25,84
15 – 25	22,51	3,31
> 25 %	55,75	8,18
Total	681,33	100

2.3.1- Les pentes de la classe de 0 à 3 %

C'est une classe assez dominante qui occupe 10,97 %, soit 74,76 km² de la superficie du bassin (Tableau 2). Elle se localise essentiellement au Nord-ouest du bassin notamment à Bouteldja, Remel souk et la vallée de l'Oued Ballauta et ses affluents.

2.3.2- Les pentes de la classe de 3 à 7 %

Couvrant une superficie de 162,28 km², soit 23,82 % de la surface totale du bassin versant, cette classe est surtout localisée dans la partie Sud-ouest à proximité des vallées des Oueds Ras Oum Ali, Bougous, Chaffia et aux versants de quelques collines (Djebel Bou Ali). Ces pentes comportent l'unité morphologique des glacis souvent polygéniques.

D'une façon générale, l'érosion est peu active dans le secteur où dominent les pentes inférieures à 7% à cause de la faiblesse des pentes et du bon drainage des formations superficielles épaisses,

2.3.3- Les pentes des classes de 7 à 10 % et 10 à 15 %

Elles représentent une classe importante dans le bassin versant (Tableau 2). Ces classes occupent 366,03 km², soit 53,72 % de la superficie totale de bassin, se localisent un peu partout dans le bassin et essentiellement là où se développent les glacis.

Elles sont fréquentes au pied des croupes et des collines dominées par les formations lithologiques marneuses, argileuses et surtout gréseuses.

La classe 10 – 15% occupe une superficie de 176,05 km² soit 25,84 % du bassin. Cette classe également importante se localise surtout sur les versants supérieurs de Bougous, Barbara et Oued Dib. Ces pentes constituent les versants gréseux et calcaireux qui sont souvent disséqués par les rigoles et les ravines.

Ces versants montrent souvent une apparition de la dynamique des mouvements de masse et des ravinements sur des pentes supérieures à 10%.

2.3.4- Les pentes des classes supérieures à 15 %

La classe 15 – 25% occupe 3,3% de la superficie totale de bassin versant. Les versants de cette classe sont de moindre importance par rapport aux autres classes (Tableau 2).

Les versants raides de cette classe sont essentiellement au Sud et à l'Est du bassin. Ce sont surtout les formations gréseuses et conglomératiques qui forment les versants de ce paysage.

Par ailleurs, les pentes supérieures à 25% sont développées surtout au niveau de la ligne des eaux où elles couvrent une superficie réduite de 8,18 % de la superficie totale.

Ce secteur est généralement occupé par le ruissellement concentré développé sur les formations tendres telles que les argiles et les marnes, ce qui engendre une forte sensibilité à l'érosion.

De là, on peut dire que la raideur des pentes est un acteur contraignant, défavorable à la stabilité du milieu et au développement de la végétation.

2.4- Occupation du Sol

Le développement de la couverture végétale dépend de la combinaison des facteurs physico-géographiques tels que le climat, le relief, la lithologie et l'action humaine qui s'impose par la mise en culture des terres. Pour cela, il est nécessaire de connaître les différents types de végétaux et leur répartition dans le bassin de Kébir Est.

La couverture végétale joue un rôle important dans l'écoulement superficiel et la protection du sol contre l'érosion hydrique et le transport des matériaux solides. La répartition du couvert végétal au niveau du bassin versant de l'Oued Kébir Est est donnée par la carte d'occupation du sol de la figure 7.

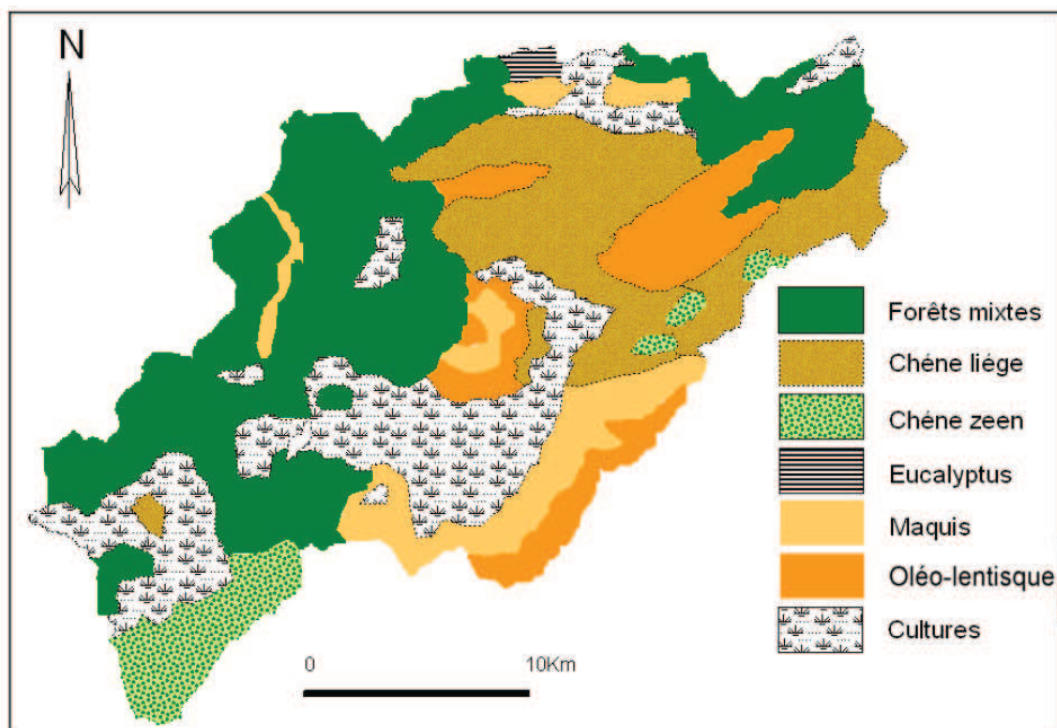


Fig. 7. Occupation du sol du bassin versant étudié.

L'occupation du sol du bassin est constituée de deux domaines : le domaine forestier (forêt et maquis) et le domaine agricole (différents types de cultures) (Tableau 3).

Tableau 3. Répartition de la couverture végétale dans le bassin versant étudié.

Type de Végétation	Surface (km ²)	Surface (%)
Forêt mixte	244	35,81
Chêne liège	122,47	17,98
Chêne zeen	39,42	5,79
Eucalyptus	3,62	0,53
Maquis	62,81	9,22
Oléo-lentisque (maquis dégradé)	69,94	10,27
Cultures	139,07	20,41
Total	681,33	100

2.4.1- La forêt

Elle représente une bonne partie de la superficie du bassin, avec 60,11% (Tableau 3). Le couvert forestier englobe principalement le chêne liège et le chêne zeen. La forêt mixte comporte les deux espèces végétales : Le chêne liège et le chêne zeen avec un sous bois plus au moins dense.

Très peu développé dans un milieu frais et ombragé (5,79%), le chêne zeen élimine les autres essences à partir de 700 m. A l'état de peuplement pur, le chêne zeen crée des conditions ignifuges : Les incendies qui s'y déclarent se réduisent à des feux de surface qui peuvent s'étendre d'eux mêmes à la tombée de la nuit (dans les conditions météorologiques normales).

Sur les dunes consolidées et les grès fracturés couverts de formations quaternaires épaisses, le chêne liège montre une exigence hydrophile. Le chêne liège descend à sa plus basse altitude dans la vallée de l'Oued Teboul (Fig. 7). Dans les positions ombragées et en présence des sources, le chêne liège est accompagné de chêne zeen isolé à partir de 50 m d'altitude.

L'Eucalyptus est peu évolué dans notre zone d'étude (moins de 1% de la surface du bassin). Il a été introduit en Algérie afin d'assainir les zones marécageuses, d'où sa présence dans les zones humides et les bas fonds à drainage difficile.

2.4.2- Les maquis

Ce sont des broussailles sous forme d'un maquis méditerranéen, dispersé dans plusieurs endroits et particulièrement sur les piémonts (Fig. 7) ayant subi une agression (incendie). Ils sont constitués surtout d'Erica arborea, de Collicotum villosa, de Cistus triflorus.....etc.

La série de l'oléo-lentisque est assez bien représentée dans notre bassin versant avec 10%. Nous la retrouvons dans les terrains lourds du Tell et au niveau des piémonts dégradés entre Ain el Karma et Bouhajar. Ce couvert forestier souvent clairsemé est développé sur les marnes argileuses laissant apparaître, entre la végétation éparse, un sol nu.

En ce qui concerne l'association hydrophile, l'inondation temporaire a favorisé le développement de plusieurs types de végétation dont on peut citer quelques espèces comme le peuplier et le laurier-rose que nous retrouvons également dans les lits des oueds.

2.4.3- Les cultures

Elles occupent les formations grés-argileuses du numidien, les alluvions du quaternaire et les piémonts des reliefs montagneux où on rencontre principalement les cultures céréalières.

Les cultures proprement dites (céréalicultures) sont peu développées dans le bassin. On y rencontre principalement les cultures maraîchères, industrielles et fourragères.

Pour des raisons pratiques et pour ne pas surcharger la carte du couvert végétal, nous avons préféré ne représenter que les associations végétales des terres cultivées que nous citerons à titre indicatif dans le tableau ci-dessous. Ainsi, les principales cultures rencontrées (d'après les services agricoles de la Wilaya d'El Taref) sont illustrées dans le tableau 4 qui fait ressortir essentiellement la prédominance des cultures céréalières et des fourrages.

Tableau 4. Les principales cultures rencontrées dans le bassin versant Kébir Est.

Cultures	Surface (%)
Céréales	24,7 %
Légumes secs	3,3 %
Fourrages	23,8 %
Cultures industrielles	12,9 %
Cultures maraîchères	15,6 %
Arboriculture	8,3 %
Jachères	11,4 %

Conclusion

L'analyse des ensembles lithologiques révèle une grande hétérogénéité de faciès. L'étendue assez considérable des affleurements rocheux souvent érodables donne à ce bassin l'étiquette d'une région susceptible de fournir une érosion hydrique importante (réseau hydrographique dense et mouvements de masses par glissement et sapement de berges).

Après analyse des pentes de l'Oued Kébir Est, nous constatons que les versants aux pentes assez fortes à fortes sont considérablement répartis. Ceci permet de supposer que les conditions sont favorables à l'apparition de l'érosion linéaire en particulier. L'enlèvement de la matière fine devient donc possible grâce à la raideur des pentes.

L'analyse de la couverture végétale montre que notre zone d'étude se caractérise par une couverture végétale forestière importante. Cependant, cette dernière est assez faiblement protectrice car elle comporte souvent un sous bois clairsemé qui laisse au ruissellement l'avantage de s'y installer. En outre, la forte répartition des terrains dégradés et des terres agricoles (cultures annuelles) surtout sur des versants raides va présenter un danger pour la stabilité du milieu.

Qu'il s'agisse du relief, de la lithologie ou de la couverture végétale, ces critères ne font que contribuer à aggraver la sensibilité de ces milieux à l'érosion. D'autres facteurs, entre autres, doivent être insérés dans cette étude pour mieux expliquer le phénomène de l'érosion. Dans ce contexte le prochain chapitre sera consacré à l'étude des caractéristiques climatiques et spécialement les précipitations.

CHAPITRE II

LES CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES

Introduction

L'étude des caractéristiques climatiques d'un bassin versant est nécessaire pour la connaissance du comportement hydrologique de ses cours d'eau. En effet l'abondance, la durée et les variations des quantités de pluies qui tombent au cours des périodes de l'année pendant lesquelles les sols ne sont pas protégés par la végétation ont une incidence dramatique sur le milieu physique et peuvent provoquer une action érosive.

Il s'agit de l'intensité, du volume, de la fréquence des pluies et de leur répartition au cours de l'année. Ces caractères conditionnent notamment l'importance du couvert végétal qui s'oppose au ruissellement en absorbant l'eau. L'eau ruisselle lorsque la vitesse d'arrivée de l'eau sur le sol est supérieure à la vitesse d'infiltration. Le volume d'eau en excès à la surface dépend de l'intensité (hauteur d'eau par rapport à une durée) de la pluie et du volume total précipité.

C'est pourquoi, nous avons consacré ce chapitre à l'analyse des facteurs climatiques du bassin versant de Kébir Est, et notamment les précipitations. Le travail a été réalisé malgré l'insuffisance et le manque de fiabilité de certaines données pluviométriques ainsi que de la faible densité du réseau d'observations météorologiques.

Il y a lieu de noter que nous disposons d'une série des données pluviométriques journalières s'échelonnant sur 26 années d'observation (1975/76 - 2000/2001).

1- Répartitions des stations pluviométriques dans la zone d'étude

Le bassin versant de L'Oued Kébir Est englobe, dans sa partie avale, deux stations pluviométriques : Ain Assel et Roum El Souk. Afin de bien caractériser le climat du bassin versant de l'Oued Kébir Est, nous avons pris en considération une troisième station très proche de la limite géographique de la zone d'étude, celle de Ain Kerma. Les trois stations sont plus au moins proches l'une de l'autre et possèdent les coordonnées Lambert suivantes (Tableau 5):

Tableau 5. Coordonnées Lambert des stations pluviométriques utilisées.

Stations	Coordonnées Lambert		
	X	Y	Z
Ain Assel	1005,54	400	35
Ain Kerma	991,64	375,34	280
Roum El Souk	1020,69	402,89	150

La figure 8 donne la disposition des trois stations par rapport au bassin versant. Ces stations sont bien représentatives du bassin, cependant, une autre station placée au Sud aurait donné une plus grande couverture de zone d'étude.

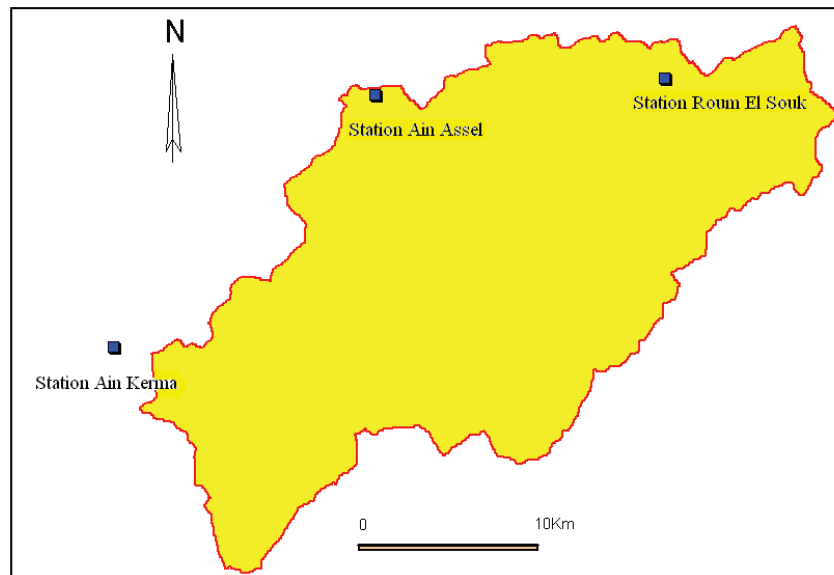


Fig. 8. Répartition des stations pluviométriques au niveau du bassin versant de l'Oued Kébir Est.

2- Comblement des lacunes

Les données pluviométriques, recueillies au niveau des stations précédemment citées, contiennent quelques lacunes au niveau des précipitations mensuelles et même annuelles.

Aussi, nous avons procédé à leur comblement en utilisant la méthode des rapports qui consiste à estimer les valeurs des précipitations mensuelles manquantes à partir de la formule suivante :

$$Y = K \times X$$

Avec :

- Y : La valeur manquante du mois incomplet,
- X : La valeur disponible du mois complet,
- K : Le coefficient multiplicateur donné par :

$$K = Y_{moy} / X_{moy}$$

Y_{moy} et X_{moy} sont respectivement les précipitations moyennes mensuelles du mois incomplet et du mois de référence.

3- Variabilité annuelle des précipitations

3.1- Estimation de la lame précipitée

La lame moyenne annuelle précipitée au niveau du bassin est calculée en rapportant la somme des valeurs des précipitations annuelles des stations de Ain Assel, Ain Kerma et Roum El Souk au nombre d'années de la période d'étude comme le montre la formule suivante :

$$\bar{P} = \Sigma P_i / n$$

Avec :

- \bar{P} : Précipitation moyenne,
- ΣP_i : la somme des précipitations annuelles pour les trois stations,
- n : le nombre des années de la période d'étude.

La précipitation moyenne annuelle au niveau du bassin versant de l'Oued Kébir Est durant la période d'observation de 26 années (19975/76 à 2000/01) est estimée à 747,09 mm. De la même manière, nous avons déduit les précipitations moyennes annuelles pour chaque station.

Tableau 6. Précipitations moyennes annuelles des trois stations pluviométriques.

Stations	\bar{P} (mm)
Ain Assel	784,75
Ain Kerma	693,14
Roum El Souk	763,37
Les 03 stations	747,09

3.2- Régime pluvial annuel des stations pluviométriques

On remarque que les valeurs des moyennes annuelles des précipitations (Tableau 6) passent de 693,14 mm (station de Ain Kerma) à 784,75 mm (station de Ain Assel). L'écart entre les moyennes annuelles des deux stations, Ain Assel et Roum Souk est assez faible (21,38 mm) pour dire que ces deux dernières ont presque le même régime pluvieux moyen annuel. Ceci est sans doute justifié par l'effet de proximité entre elles et aussi par leur exposition géographique. Pour une meilleure approche, nous avons représenté graphiquement la répartition des précipitations des trois stations utilisées (Fig. 9).

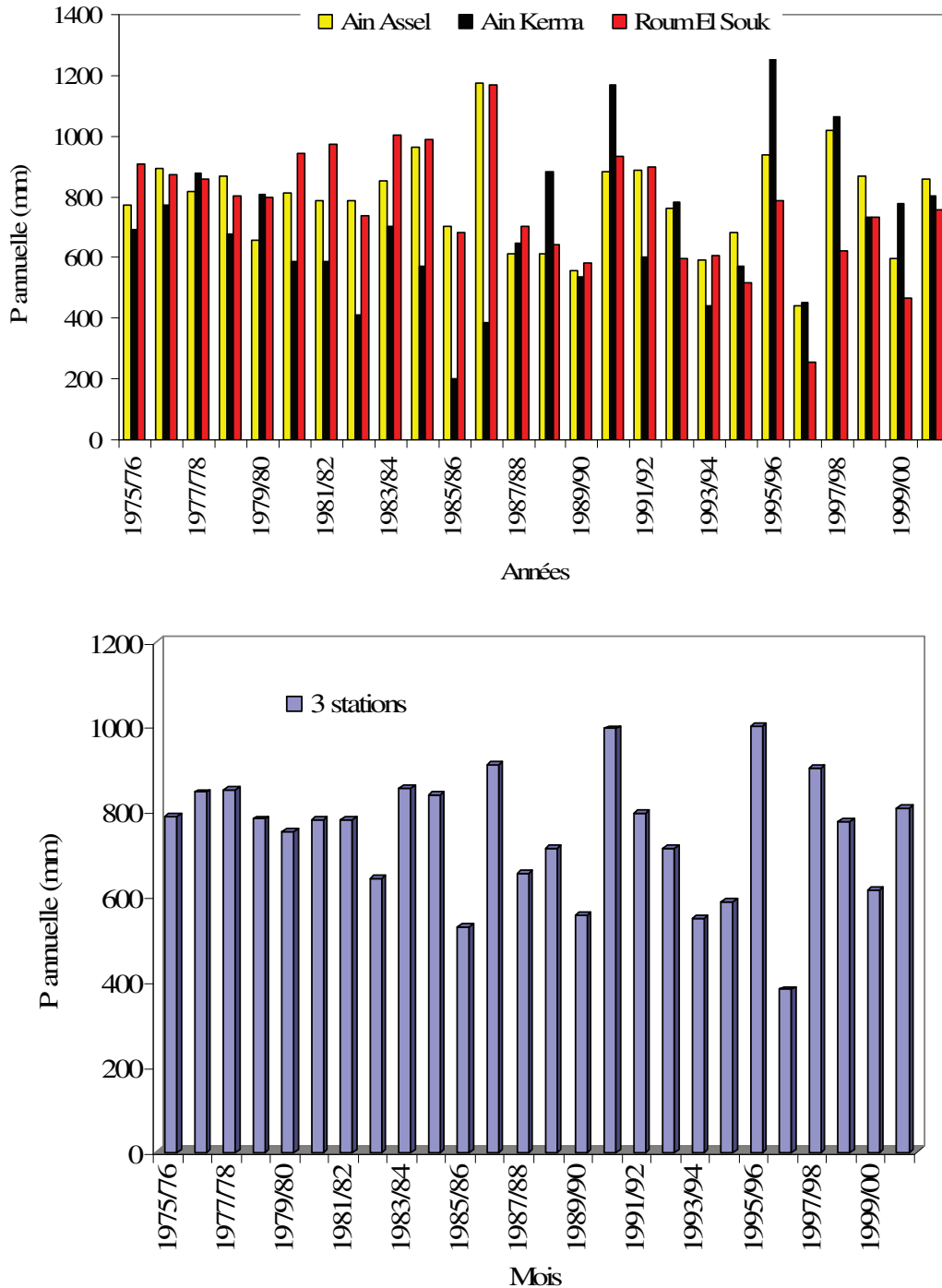


Fig. 9. Variation annuelle des précipitations.

Les graphiques précédents montrent que les valeurs des précipitations annuelles au niveau des stations de Ain Assel et Roum El Souk oscillent avec des amplitudes très proches, tandis que celles de Ain Kerma présentent, plus au moins, un léger déphasage par rapport aux autres stations. Cette observation est faite à partir de la période 1997/78 jusqu'à la fin de la série.

En général, on peut dire que les trois stations qui reflètent le caractère pluvieux de notre zone d'étude se trouvent dans une région bien arrosée, soumise à des pluies caractérisées par d'importantes irrégularités annuelles spatiales et temporelles.

3.3- 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 :

$$C_p = P_i / \bar{P}$$

D'où :

- P_i : La précipitation annuelle (mm),
- \bar{P} : Précipitation moyenne annuelle (mm).

Pour les valeurs du coefficient pluviométrique supérieures ou égales à l'unité ($CP \geq 1$), on considère que l'année est humide et les valeurs inférieures à l'unité ($CP < 1$) correspondent aux années sèches.

Ainsi, on déduit pour chaque station le nombre d'années humides et celui des années sèches (Tableau 7).

Tableau 7. Représentation du nombre d'années humides et sèches au niveau des trois stations.

	Nombre d'années humides	Nombre d'années sèches
Station Ain Assel	15	11
Station Ain Kerma	13	13
Station Roum El Souk	13	13
Moyenne	14	12

On constate que le nombre d'années sèches est égal à celui des années humides au niveau des stations d'Ain Kerma et Roum El Souk. Par contre, la station de Ain Assel comporte une prédominance d'années humides. Cette prédominance caractérise la station de Ain Assel comme étant la plus humide par rapport aux autres stations avec une pluie moyenne annuelle majoritaire de 784,75 mm précédemment calculée.

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 (Fig. 10).

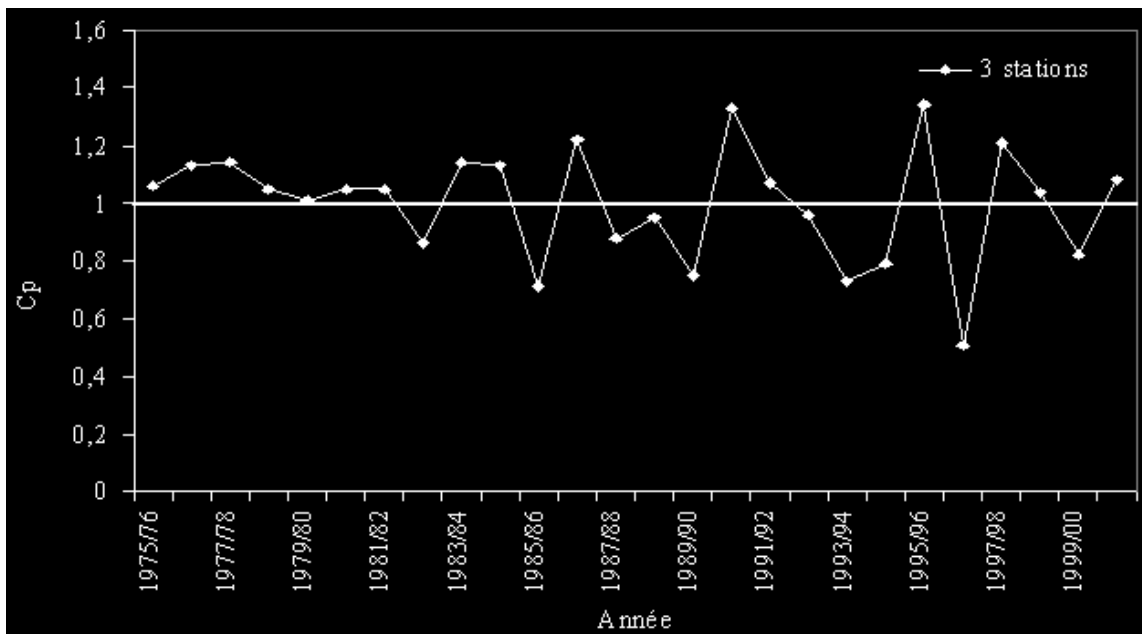
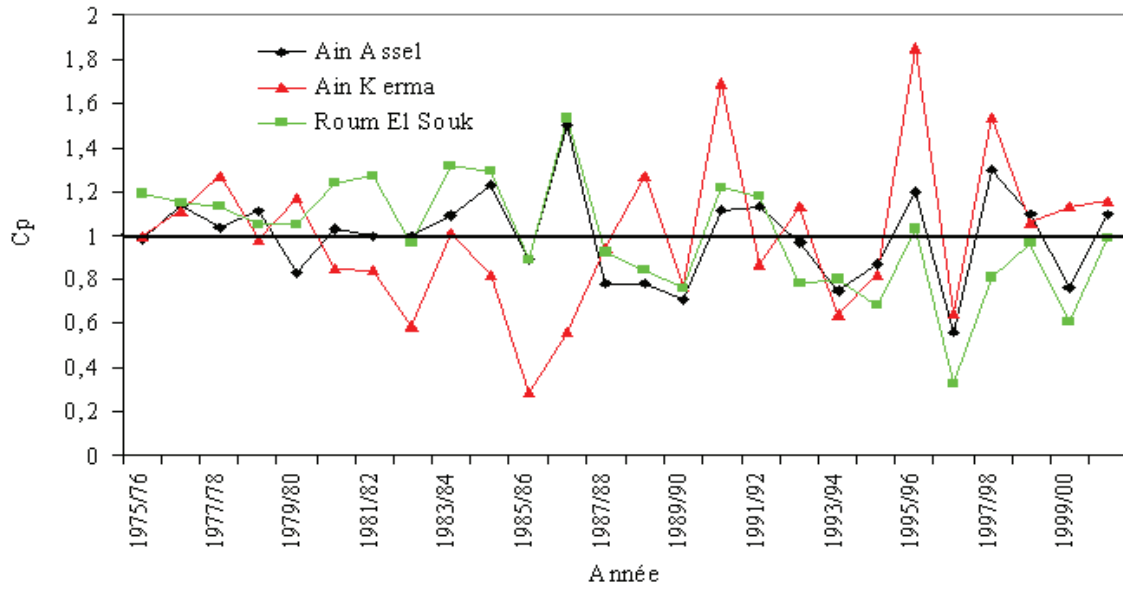


Fig. 10. Variation du coefficient pluviométrique au niveau des stations pluviométriques.

D'après les allures des courbes de Ain Assel et Roum El Souk (Fig. 10), on remarque que les années extrêmes humides et sèches sont marquées respectivement par deux pics opposés où les années extrêmes humides sont en avance par rapport aux années extrêmes sèches. Pour ces deux stations, l'année commune de forte humidité est observée en 1986/87 avec les valeurs de 1,50 et 1,53.

Après ces apogées, on remarque une diminution proportionnelle des valeurs des coefficients pluviométriques jusqu'à l'année hydrologique 1989/90. Après cette année, on remarque des fluctuations dans l'évolution des précipitations annuelles.

Contrairement à la station de Ain Assel et Roum El Souk, le premier pic de la courbe de la station de Ain Kerma est celui de l'année extrême sèche qui est en avance par rapport à celui de l'année extrême humide. Le début de la série commence par des valeurs de coefficient favorisant des années sèches, après l'année extrême sèche (1985/1986). Ces valeurs du Cp commencent à s'accroître progressivement et entrent dans une grande fluctuation caractérisée par une alternance entre les années sèches et humides jusqu'à la fin de la série.

En outre, les valeurs maximales du Cp à Ain Kerma ne sont observées qu'en 1990/91 et 1995/96. Nous avons donc un retard dans la répartition des périodes humides dans cette station. Par ailleurs, la combinaison des trois stations a donné des coefficients pluviométriques maximaux en 1990/91 et 1995/96. Ils correspondent aux valeurs de la station de Ain Kerma. Cependant, cette combinaison a révélé que le nombre des années humides est égal à 14, soit 54% de la période d'observation.

Malgré toutes les variations complexes du coefficient pluviométrique observées au niveau des stations, on peut dire, d'une façon générale, que les périodes sèches et humides se sont étendues d'une manière équilibrée durant les 26 années de la série d'étude. On en conclut donc que le bassin de l'Oued Kébir Est est exposé à un bioclimat de type méditerranéen subhumide.

3.4- Etude des valeurs extrêmes annuelles

L'étude des valeurs extrêmes annuelles est intéressante du moment que les stations pluviométriques enregistrent parfois des hauteurs de pluie qui dépassent largement la moyenne de leur régime pluvial ou le contraire.

A cet effet, nous avons étudié le caractère pluvieux propre à chaque année de la série. Il y a donc lieu de calculer l'écart à la moyenne annuelle correspondant à l'excédent et au déficit des précipitations de l'année considérée rapporté à la moyenne de 26 années. Cet écart est donné par la formule suivante :

$$E (\%) = \frac{P_i - \bar{P}}{\bar{P}} \times 100$$

Avec :

P_i : Précipitation annuelle (mm),

\bar{P} : Précipitation moyenne annuelle (mm).

Les écarts aux moyennes des précipitations annuelles calculés pour les trois stations pluviométriques sont donnés dans l'annexe 1.

Ces écarts varient d'une station à l'autre, ceux qui portent des signes positifs sont supérieurs aux moyennes, les autres sont inférieurs à cette dernière et portent un signe négatif.

Les valeurs extrêmes des écarts positifs pour les différentes stations correspondent aux années à plus forte pluviosité (années extrêmes humides) ; ces écarts sont de l'ordre de : 49,51%, 84,58%, 53,22 % respectivement pour les stations de Ain assel, Ain Kerma et Roum El Souk. Les années à faible pluviosité (années extrêmes sèches) sont caractérisées par des valeurs extrêmes négatives des écarts, on retrouve :

- 43,65% (Ain Assel), -70,81% (Ain kerma) et - 66,74% (Roum El Souk).

Il se trouve qu'il existe des années extrêmes humides et extrêmes sèches communes pour les stations de Ain Assel et Roum El Souk. Comme il a été déjà montré avec le coefficient pluviométrique, ces années sont respectivement : 1986/87 et 1996/97. Le tableau suivant donne les différentes années extrêmes humides et sèches avec leurs écarts pour les trois stations pluviométriques (Tableau 8).

Tableau 8. Représentation des années extrêmes humides et sèches.

Stations	Années extrêmes humides			Années extrêmes sèches		
	Pluie maximale (mm)	Ecart	Années	Pluie maximale (mm)	Ecart	Années
Ain Assel	1173,7	49,51%	1986/87	442,2	-43,65%	1996/97
Roum El Souk	1169,6	53,22%		253,9	-66,74%	
Ain Kerma	1279,4	84,58%	1995/96	202,3	-70,81%	1985/86

Durant les 26 années d'observation, la station de Ain Kerma à connu d'importantes fluctuations des précipitations car elle possède les valeurs d'écarts extrêmes les plus élevés. La valeur de pluie maximale s'écarte d'environ 85% en dessus de la pluie moyenne annuelle et enregistre une hauteur de 1279,4 mm ; par contre la pluie minimale est de 202,3 mm. Cette valeur est à 70,81% en dessous de la pluie moyenne annuelle de cette station.

3.5- Paramètres de dispersion

Le phénomène de dispersion des modules pluviométriques s'exprime par le coefficient de variation. La variation d'une série de données est fonction du rapport de l'écart type sur la moyenne, ainsi l'ampleur de la valeur numérique de ce rapport reflète une importante fluctuation et vice versa.

Le coefficient de variation est défini par : $Cv = \sigma / \bar{P}$

Où : Cv : Coefficient de variation, σ : Écart type, \bar{P} : Pluie moyenne annuelle (mm).

Nous utilisons ce coefficient afin d'obtenir une approche de la complexité des fluctuations des précipitations interannuelles. Les valeurs du coefficient de variation calculées pour les trois stations pluviométriques sont illustrées dans le tableau qui suit (Tableau 9):

Tableau 9. Valeurs du coefficient de variation pour les stations pluviométriques

	Ain Assel	Ain Kerma	Roum El Souk	3 stations
\bar{P}	784,75	693,14	763,37	747,09
σ	161,66	240,94	198,35	148,42
Cv	0,21	0,35	0,26	0,20

Il semble que les valeurs du coefficient de variation soient très faibles et varient entre 0,21 et 0,35, ce qui implique une variabilité relativement faible. Vu les valeurs du coefficient de variation, on estime que ces différentes précipitations tendent à suivre une évolution de distribution de type loi normale ou gaussienne. Une analyse statistique plus détaillée est donc nécessaire pour confirmer cette constatation.

3.6- Analyse fréquentielle des précipitations annuelles

Etant donné la faible valeur du coefficient de variabilité des précipitations annuelles, la variabilité annuelle des précipitations doit être complétée par une étude fréquentielle, c'est-à-dire une estimation des valeurs limites atteintes ou dépassées pendant une période donnée.

A l'aide d'une méthode graphique, nous allons vérifier s'il existe une possibilité de modélisation de la distribution des valeurs observées des précipitations des trois stations avec une loi de distribution connue telle que la normale centrée réduite appelée aussi loi de Gauss. A cet effet, nous avons procédé de la manière suivante :

- a) Arrangement des variables pluviométriques par ordre croissant,
- b) Classement des valeurs par rang (r) : On attribue pour chaque observation sa valeur du rang dans la série.
- c) Calcul de la fréquence cumulée $F(x)$: ceci est calculé par la formule suivante :

$$F(x) = (r - 0,5) / n ; \text{ Sachant que } (n) \text{ est la taille de l'échantillon.}$$

d) Calcul du paramètre Z (Normit): On applique aux fréquences cumulées la réciproque de la fonction de répartition de la loi de Gauss standard, autrement dit dans notre cas Z est la probabilité de la fréquence cumulée. La valeur du Normit de chaque fréquence cumulée est déduite de la table de Gauss (Annexes 2, 3, 4).

La table de Gauss donne des valeurs de Normit négatives pour les fréquences ou les probabilités inférieures à 0,5.

e) Tracé du nuage de points : Sur un système d'axe, on porte en abscisse les valeurs du Normit équivalentes pour chaque fréquence cumulée et en ordonnée les valeurs des observations, on obtiendra ainsi un nuage de point.

- Hypothèse : Si le nuage de point est proche d'une droite, on peut modéliser la distribution observée par une loi de Gauss.
- Exemple de calcul : Cas de la station de Ain Assel :

Taille d'échantillon	Effectifs total	Moyenne	Écart type
26	Nit = 26	784,75	161,66

On retrouve les résultats de l'étude statistique pour la station de Ain Assel dans l'annexe 2.

Le nuage de points qui représente les valeurs des observations recueillies au niveau de la station de Ain Assel (P mm) en fonction du Normit (Z) est représenté sur la figure suivante (Fig. 11):

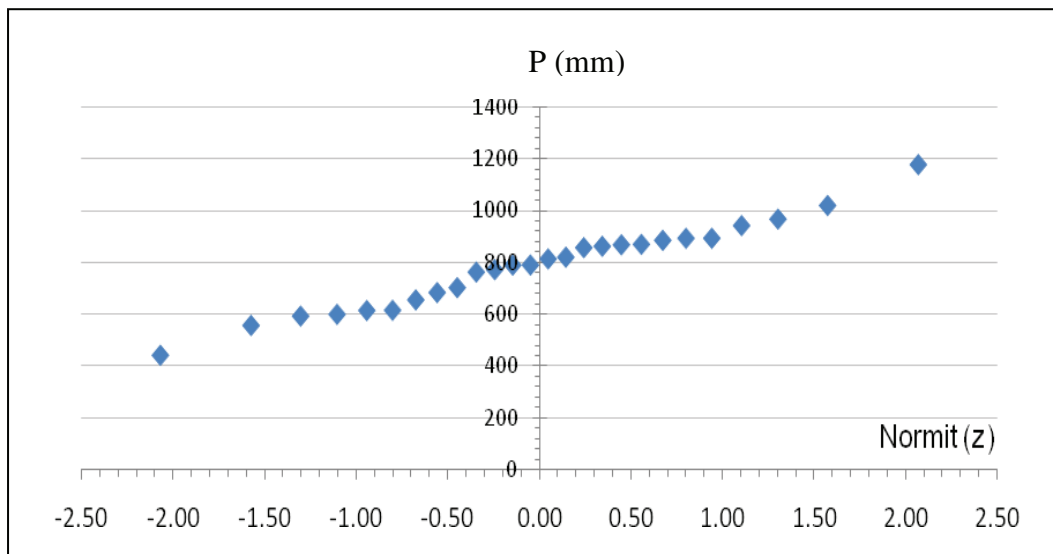


Fig. 11. Nuage de points pour les observations de la station de Ain Assel.

A première vue, le nuage de points est proche d'une droite et montre une symétrie par rapport à l'axe vertical, on n'a donc pas de raison de rejeter l'hypothèse. Pour confirmer l'adéquation à la loi de Gauss, on construit le diagramme de Henry.

Le diagramme de Henry permet d'approcher la moyenne et l'écart type des réalisations d'une variable gaussienne. Pour cela, on repère la droite de tendance du nuage de points ou droite de Henry et on approche la moyenne (\bar{P}) par l'intersection de la droite à l'origine ($Z=0$), et l'écart type σ par l'inverse de la pente. La droite de Henry pour les valeurs d'observations de la station de Ain Assel est montrée sur la figure suivante (Fig. 12).

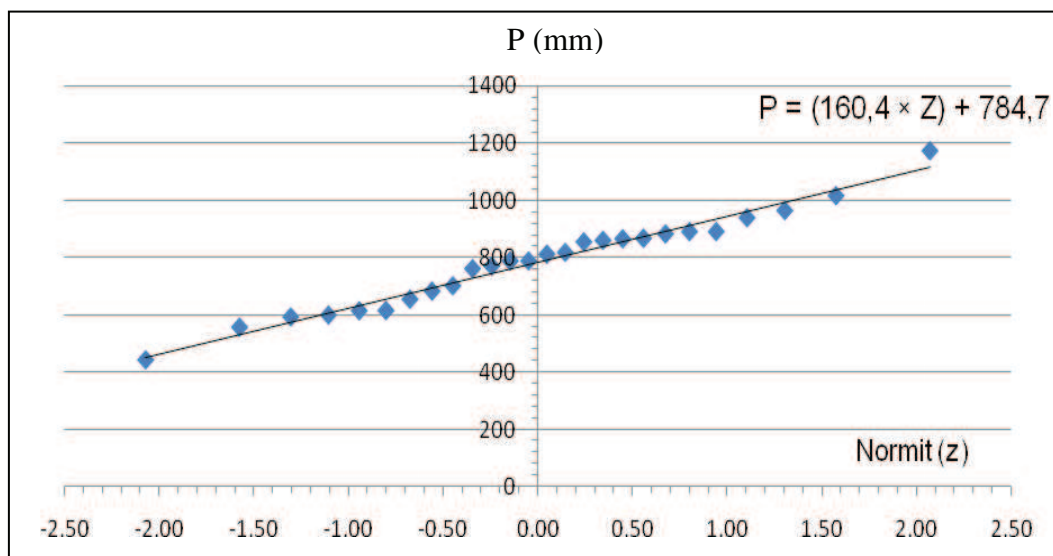


Fig. 12. Représentation de la droite de Henry pour les observations de la station de Ain Assel

D'après l'équation de la droite, on remarque que les valeurs de (\bar{P}) et de (σ) sont très proches de celles de l'échantillon. La fonction de la loi normale est définie comme suit :

$$N(P) = \frac{n}{\delta\sqrt{2\pi}} \times e^{-\frac{U^2}{2}}$$

Avec :

n : Le nombre total d'individus dans l'échantillon, δ : écart type,

$N(P)$: Le nombre d'individus pour lesquels la grandeur analysée à la valeur P ,

U : variable de Gauss $U = \frac{P - \bar{P}}{\delta}$; avec (P) est la pluie observée.

Les mêmes étapes d'analyse ont été appliquées sur les données des stations de Ain Kerma et Roum El Souk. Les résultats des calculs statistiques de ces deux stations sont portés

dans les annexes 3 et 4. La figure 13 donne le tracé des droites de Henry pour les stations de Ain Kerma et Roum El Souk.

On constate que la distribution des précipitations au niveau de ces deux stations montre également une adéquation à la loi normale.

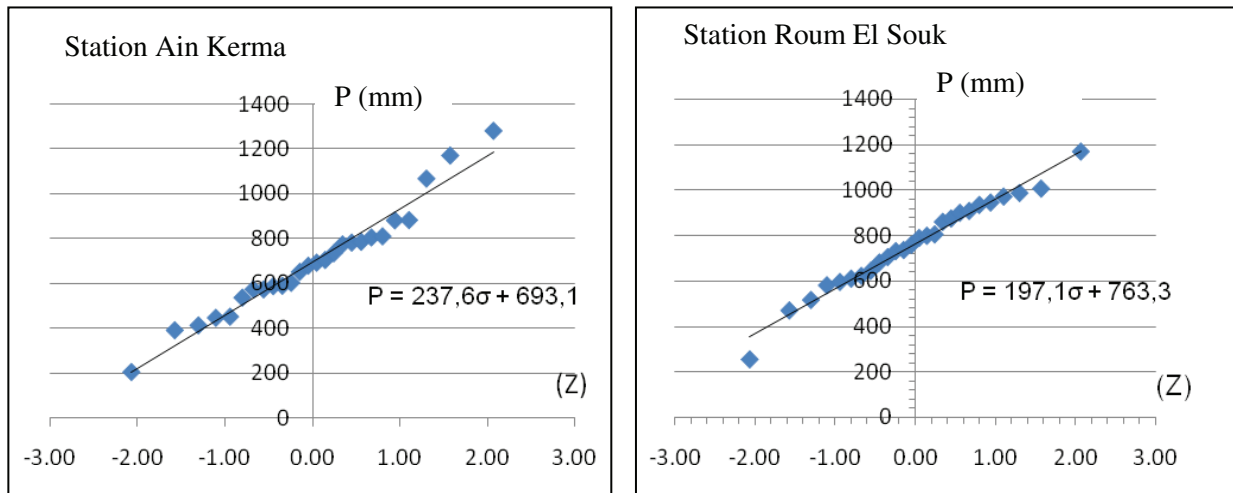


Fig. 13. Représentation de la droite de Henry pour les observations des stations pluviométriques

3.6.1- Fréquence et période de retour de récurrence théorique

Les deux paramètres sus-cités sont liés par un rapport d'inversement : $T = 1/F$

Avec : T : période de retour (année), F : fréquence (année⁻¹).

Les valeurs de fréquences expérimentales précédemment calculées sont divisées en deux classes :

- *Classe des fréquences inférieures (<) à 0,5*

C'est le cas où les valeurs de la variable de Gauss prennent un signe négatif ($U < 0$) car elles sont inférieures à la moyenne ($F = 0,5$). Cette classe correspond aux fréquences des années sèches. La période de retour pour une fréquence ($F < 0,5$) est donnée par : $T = 1/F$

- *Classe des fréquences supérieures (>) à 0,5*

Contrairement à la classe précédente, les valeurs des fréquences dépassent la moyenne de ($F = 0,5$) la variable de Gauss est positive. Cette classe désigne les années humides.

La période de retour pour une fréquence ($F > 0,5$) est donnée par : $T = 1/(1 - F)$ pour des périodes de retour de 2,10, 50, 100 ans, on retrouve les valeurs des variables de Gauss suivantes (Tableau 10).

Tableau 10. Valeurs des variables de Gauss pour les différentes périodes de retour

T	Années humides		Années Sèches	
	F	U	F	U
Biennales (2 ans)	0,5	0	0,5	0
Décennales (10 ans)	0,9	1,28	0,1	-1,28
Quinquennales (50 ans)	0,98	2,05	0,02	-2,05
Centennales (100 ans)	0,99	2,33	0,01	-2,33

3.6.2- Estimation des précipitations fréquentielles

A partir des fréquences biennales (2 ans), décennales (10 ans), cinquentenales (50 ans) et centennales (100 ans) des valeurs des moyennes et des écarts types, nous essayerons d'estimer les valeurs des précipitations sachant que :

- Pour une fréquence biennale : $F = 0,5$ on a $U = 0$, et $P = \bar{P}$
- Pour une fréquence décennale : $F = 0,1$,

Il est possible d'établir le tableau récapitulatif suivant (Tableau 11) :

Tableau 11. Valeurs des précipitations estimées pour les fréquences biennales, décennales, cinquentenales, centennales.

	T	F	U	Ain Assel	Ain Kerma	Roum El Souk
				P (mm)	P (mm)	P (mm)
Années humides	2	0,5	0	784,75	693,14	763,37
	10	0,9	1,28	991,93	1001,92	1017,57
	50	0,98	2,05	116,76	1187,97	1170,73
	100	0,99	2,33	1160,83	1253,65	1225
Années Sèches	10	0,1	-1,28	577,83	384,71	509,58
	50	0,02	-2,05	453,35	199,21	356,75
	100	0,01	-2,33	408,08	131,75	301,21

4- Variabilité mensuelle des précipitations

L'étude de la variabilité inter-mensuelle des précipitations est importante puisque l'écoulement fluvial saisonnier est conditionné par ces dernières. On remarque que le gradient des pluies mensuelles s'accroît progressivement à partir du mois de Septembre jusqu'aux mois les plus humides de l'année où elles atteignent leur maximum (Fig. 14). Pour le cas de Ain Assel et Roum El Souk, les valeurs maximales observées pendant le mois de Novembre sont respectivement 130,48 mm et 101,72 mm. En revanche, le maximum est atteint durant le mois de Décembre au niveau de la station de Ain Kerma avec 127,48 mm.

L'association des trois stations donne une valeur maximale des précipitations de 115,66 mm, enregistrée en novembre.

Après les mois à forte pluviosité, le gradient mensuel des précipitations commence à chuter et affleure des valeurs très faibles qui coïncident avec les mois de Juillet et Août. Pour Ain Assel et Roum El Souk, le mois de Juillet est considéré comme le plus sec avec 2,90 et 4,21 mm respectivement, alors que la plus importante indigence en pluie mensuelle est observée au niveau de Ain Kerma pendant le mois d'Août avec seulement 2,20 mm.

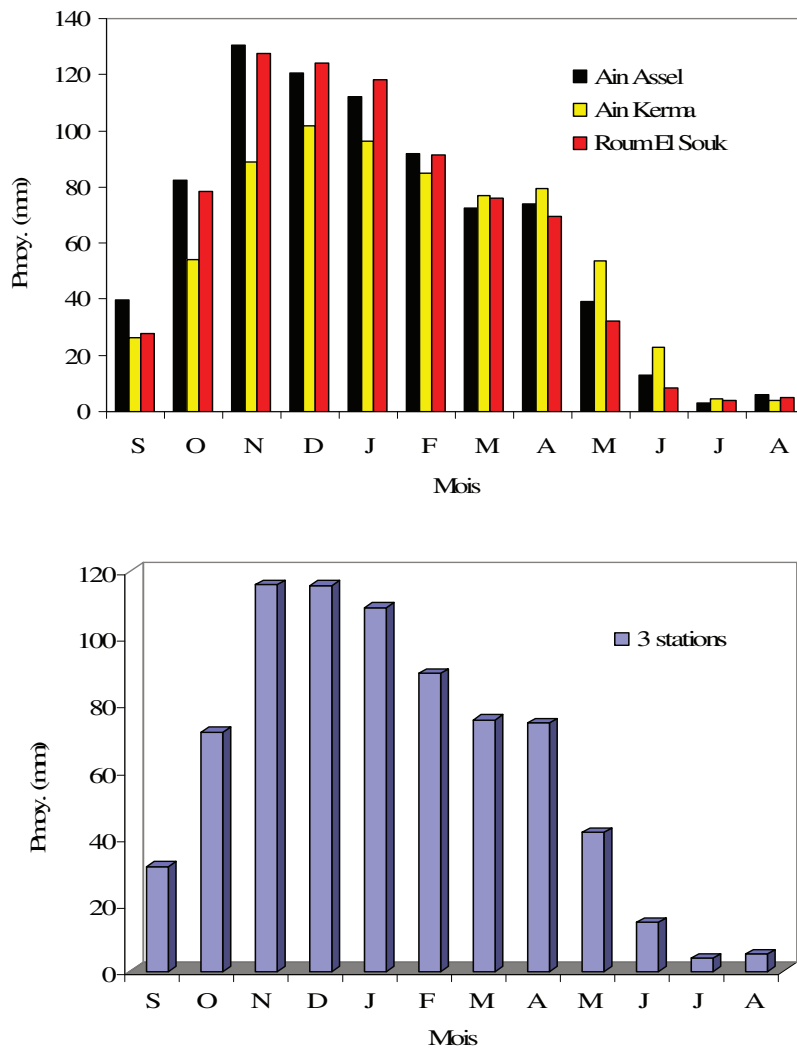


Fig. 14. Variabilité mensuelle des précipitations dans les trois stations pluviométriques.

Dans l'ensemble, on peut dire qu'il existe deux périodes distinctes :

- 1°- Une période très sèche représentée par les mois de Juin, Juillet et Août ;
- 2°- Une période humide correspondant aux autres mois de l'année, bien que Septembre puisse être considéré comme un mois intermédiaire car il présente des fluctuations avec des années sèches et quelques années assez humides.

4.1- Etude du régime pluvial saisonnier

Il semble que la variation inter-mensuelle des précipitations est plus significative au regard des saisons. Pour cela, nous avons représenté graphiquement les précipitations saisonnières (Fig. 15).

Il est clair que la saison d'été est la plus sèche, avec des valeurs qui varient entre 17,80 mm et 31,50 mm. La saison hivernale est la plus humide dont les précipitations moyennes varient entre 282,50 mm (Ain Kerma) et 333,53 mm (Roum El Souk). En se basant sur le graphique, nous constatons que la saison automnale présente une période de pluviosité plus importante que celle de la saison printanière, à l'exception de la station Ain Kerma où les pluies sont légèrement plus abondantes au printemps.

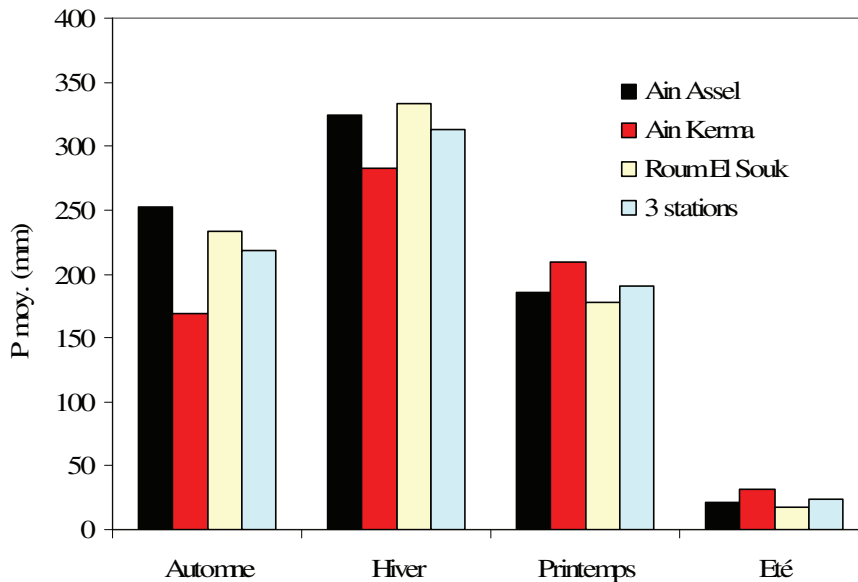


Fig. 15. Représentation du régime saisonnier des précipitations.

4.2- Coefficient de variation

A partir des valeurs du coefficient de variation calculées pour les trois stations, on distingue une grande fluctuation pendant les mois de la saison d'été.

Les valeurs maximales sont surtout observées au mois de Juillet, avec 2,52, 3,78, 4,40 respectivement pour les stations d'Ain Assel, Ain Kerma et Roum El Souk (Fig. 16).

En revanche, la variabilité mensuelle hivernale est légèrement faible si on la compare à celle des saisons automnale et printanière.

Cependant, on remarque que les coefficients de variation restent élevés par rapport à ceux de la répartition annuelle. En utilisant les moyennes des trois stations de la période humide, on constate que les valeurs varient entre 0,49 en janvier et 4,39 en mai.

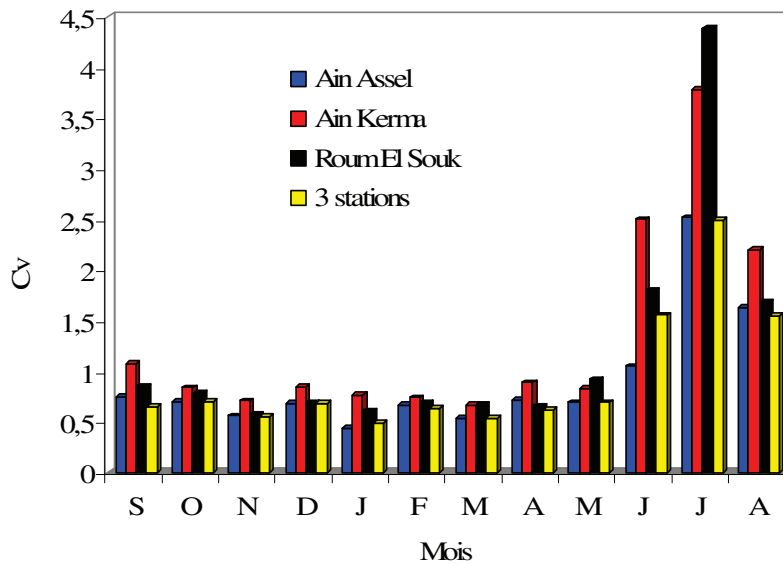


Fig. 16. Répartition mensuelle des coefficients de variation.

En résumé, ces variations sont liées au caractère du climat méditerranéen de l'Afrique du Nord, d'une part et à la torrencialité des pluies de la fin du printemps et de l'été ou le début de l'automne d'autre part. Cette abondance pluviale met en péril l'équilibre du bassin versant et contribue à intensifier l'érosion hydrique surtout qu'elle coïncide souvent avec les activités agricoles où les sols sont dénudés, et que la couverture végétale protectrice est insuffisante.

5- Répartition des pluies journalières

L'étude de l'érosion et du transport solide implique nécessairement l'étude des averses et des pluies journalières car l'érosion hydrique intense prend naissance pendant les averses de fréquences et d'amplitudes modérées et fortes. On considère que les pluies torrentielles ayant une lame supérieure ou égale à 30 mm en 24 heures sont les plus susceptibles d'être dramatiques aux sols.

Dans la mesure où nous disposons de la série de pluie journalière pour les trois stations, nous avons procédé à un regroupement par classes et au calcul des différents effectifs et fréquences afin de bien évaluer la répartition des pluies journalières des trois stations.

Les classes des pluies journalières ainsi que leurs fréquences sont présentées dans le tableau 12.

Tableau 12. Classes des pluies journalières pour les trois stations.

Classes	Ain Assel		Ain Kerma		Roum El Souk	
	Ni	F (%)	Ni	F (%)	Ni	F (%)
0 – 10 mm	1726	71,47	1204	69,39	1127	62,16
10 – 20 mm	424	17,56	308	17,75	414	22,84
20 – 30 mm	152	6,29	123	7,09	157	8,66
30 – 40 mm	57	2,36	39	2,25	54	2,98
40 – 50 mm	29	1,20	28	1,61	28	1,54
> 50 mm	27	1,12	33,00	1,90	33	1,82

Il se trouve que les évènements extrêmes sont peu fréquents par rapport à ceux qui présentent une faible intensité. En effet, les pluies journalières ayant une hauteur inférieure à 30 mm représentent environ 94,40 % des averses tombées durant les 26 années d'observation, tandis que presque 6% d'entre elles correspondent aux pluies torrentielles.

Les pluies torrentielles de hauteurs supérieures à 30 mm correspondent à une moyenne de 4 jours/an. Ces pluies sont remarquées entre Septembre et Mai. Par contre, les pluies comprises entre 30 et 50 mm possèdent une moyenne égale à 3 jours/an. La classe des pluies extrêmes (> 50 mm) est observée généralement entre les mois de Septembre et Janvier. Les maximas enregistrés au niveau des stations sont:

- * 135,1 mm en Janvier pour la station de Ain Kerma,
- * 124,3 mm en Novembre pour la station de Roum El Souk,
- * 97,5 mm en Octobre pour la station de Ain Assel.

Ces pluies tombent généralement avec une moyenne de 1 à 3 jours/an au niveau de Ain Assel et Roum El Souk et jusqu'à 5 jours/an au niveau de Ain Kerma.

6- Facteurs évapo-thermiques et diagrammes pluvio-thermiques

6.1- Températures et évapotranspiration potentielle

L'étude des températures est très importante pour l'estimation du bilan hydrologique, étant donné que la température est un facteur climatique indispensable qui contribue aussi à l'approche de l'évapotranspiration.

Au niveau des stations de notre zone d'étude, la mesure thermométrique est pratiquement absente, pour cela nous avons utilisé les données des stations les plus

représentatives possibles telles que les observations effectuées au niveau des stations d'El Kala et les Salines pour les périodes allant de : 1972/73 à 1995/96 (station d'El Kala) et de 1968/69 à 1990/91 (station des Salines).

Les températures moyennes annuelles de chaque station sont supérieures aux moyennes mensuelles de Novembre à Avril. Ces mois représentent les périodes les plus froides et humides de l'année notamment les mois de Janvier et Février.

Tableau 13. Températures moyennes mensuelles au niveau de la station d'El kala et des Salines

Sts / mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
El Kala	23,62	18,58	15,86	13,68	12,99	11,96	13,01	14,66	18,12	21,16	24,4	25,27
Les Salines	24,10	20,00	15,50	12,20	11,30	11,60	13,50	15,50	18,19	22,70	25,30	26,10
Moyenne	23,86	19,29	15,68	12,94	12,15	11,78	13,26	15,08	18,16	21,93	24,85	25,69

Les périodes chaudes de l'année débutent à partir du mois de Juin jusqu'à Octobre où les températures moyennes mensuelles dépassent les températures moyennes annuelles des deux stations avec des valeurs maximales observées pendant Juillet et Août.

De même, la température joue un rôle très important en agissant sur l'évaporation de l'eau du sol et sur l'augmentation de la consommation par le végétal (transpiration). Ce phénomène de déperdition d'eau du sol et du végétal est connu sous le nom d'évapotranspiration. Celle-ci sera d'autant plus importante que la température sera plus élevée, que l'air sera sec, qu'il y aura du vent chaud et que le rayonnement sera intense. Le calcul de l'évapotranspiration potentielle ou ETP permet de caractériser, pour une région et pour une année donnée, son climat. C'est une donnée bioclimatique qui correspond à la quantité d'eau maximale susceptible d'être évaporée par le couvert végétal qui s'exprime, comme les pluies, en mm de hauteur d'eau.

Pour le cas qui nous intéresse, nous avons utilisé la formule de Thornthwaite (1948). La raison pour la quelle nous l'avons choisie s'explique par le fait que cette formule est basée uniquement sur les facteurs climatiques et géographiques, et qu'elle a tendance à sous estimer les besoins en eau pour les zones méditerranéennes. Elle est donnée comme suit :

$$ETP = 1,6 \times (10 \times t/I)^a \text{ en (mm).}$$

Avec :

t : Température moyenne mensuelle en degré Celsius ; I : indice annuel global égal à la somme des 12 indices mensuels : $I = 78$; $a = 0,016 \times I + 0,5$.

Les valeurs de l'évapotranspiration correspondant aux températures moyennes mensuelles ainsi que les précipitations moyennes mensuelles pour les trois stations de la zone d'étude sont représentées dans les annexes 5, 6 et 7. On remarque que les valeurs d'évapotranspiration annuelles sont nettement supérieures à celles des précipitations et cela pour toutes les stations mais l'analyse à l'échelle mensuelle montre l'existence de deux périodes :

- Une période pendant laquelle les précipitations sont supérieures à l'ETP, généralement entre Octobre et Mars,
- Une période où les précipitations sont inférieures à l'ETP à partir du mois d'Avril jusqu'à Septembre.

De façon générale, les valeurs de l'évapotranspiration potentielle deviennent plus faibles pendant les mois pluvieux qui débutent à partir du mois d'Octobre et se terminent en Mars, soit 6 mois dans l'année. Cette situation favorise le développement du phénomène de l'érosion hydrique. Les hauteurs d'évapotranspiration et de précipitation se rapprochent au mois d'Avril.

6.2- Diagrammes pluvio-thermiques

Ces diagrammes représentent, sur un même système d'axes, la variation des températures et celle des précipitations moyennes mensuelles. Nous avons porté les valeurs des températures moyennes à l'échelle double des précipitations moyennes mensuelles sur l'axe des ordonnées, les différents mois de l'année figureront sur l'axe des abscisses (Fig. 17). L'utilisation de la méthode pluvio-thermique va nous permettre, avec plus de précision, de déterminer les périodes humides et sèches.

Les allures des courbes de variation des précipitations sont en opposition avec celles des variations des températures moyennes indiquant la présence, au niveau des trois stations, de deux périodes :

- Une longue période humide constituée de 7 à 8 mois. Pour les stations de Ain Assel et Roum El Souk la période humide oscille entre Octobre et Avril. Par contre, la station de Ain Kerma montre une période humide qui débute en octobre et s'étale jusqu'à Mai.
- Une période sèche débutant à partir de juin, proprement dite, jusqu'à Septembre.

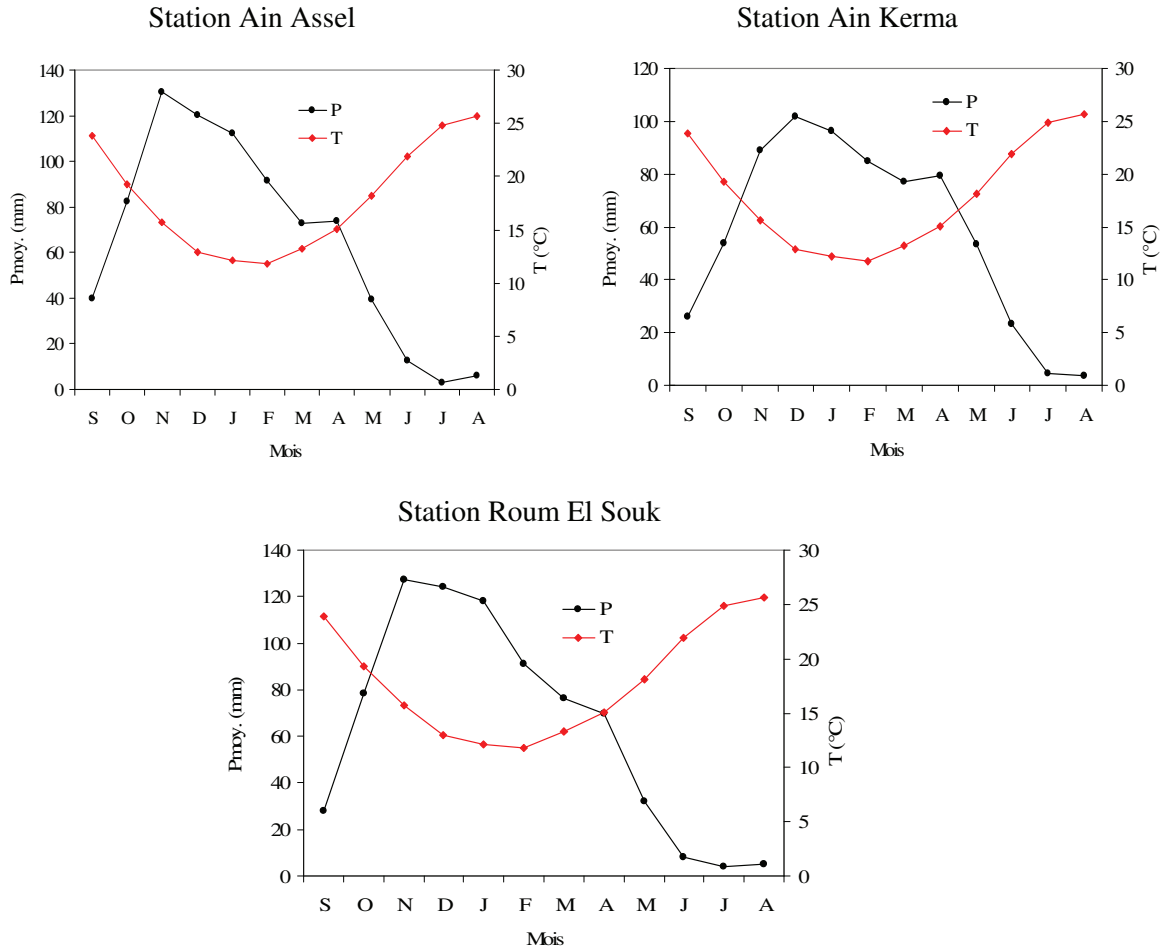


Fig. 17. Diagrammes pluvio-thermiques.

En général, les périodes humides pour les stations étudiées sont marquées par des températures très faibles par rapport à la température moyenne annuelle notamment pour le mois de Janvier, et des hauteurs de précipitations maximales observées surtout entre les mois de Novembre et Décembre. Les périodes sèches sont caractérisées par la rareté des pluies surtout pour les mois de Juin, Juillet et Août, au cours desquels les températures atteignent leurs maxima.

Conclusion

L'étude des caractéristiques climatiques au niveau de notre zone d'étude a fait l'objet d'une double contrainte : D'un côté, la faible disponibilité des stations pluviométriques et, de l'autre côté, le manque des données de mesure notamment à l'échelle annuelle et mensuelle.

L'étude climatique a été élaborée en se basant sur une série de mesures correspondant à une période de 26 années d'observation (de 1995/1996 à 2000/2001).

L'étude réalisée dans ce chapitre montre que le bassin versant de l'Oued Kèbir Est est exposé à un arrosage important correspondant à 747 mm de précipitation moyenne annuelle et que son climat est caractérisé par d'importantes irrégularités interannuelles.

Il ressort également de cette analyse climatique que le bassin versant étudié jouit de conditions relativement privilégiées, surtout en hiver et au printemps. La période humide est caractérisée par des températures très faibles par rapport à la température moyenne annuelle notamment pour le mois de Janvier, et des hauteurs de précipitations maximales observées surtout entre les mois de Novembre et Décembre. En revanche, la période sèche est connue par la rareté des pluies surtout pour les mois de Juin, Juillet et Août, au cours desquels les températures atteignent leurs maxima.

Toutes ces variations climatiques sont liées au caractère du climat méditerranéen subhumide de l'Afrique du Nord. La torrencialité des pluies de la fin du printemps et du début de l'automne met d'avantage en péril l'équilibre du bassin versant et contribue à intensifier l'érosion hydrique surtout lorsqu'elle coïncide souvent avec les activités agricoles où les sols sont dénudés, et que la couverture végétale protectrice est insuffisante.

Ce bassin fait l'objet aussi d'une proportion élevée de chutes torrentielles qui surviennent surtout entre les mois de Septembre et Mai, ce qui conduit à se poser la question suivante : Ce bassin est-il vraiment le plus touché par les agents de l'érosion ? La réponse à cette question devient plus pertinente car il ne faut pas tenir compte uniquement de la pluviométrie, qui est partout plus au moins importante pour déclencher le phénomène, mais aussi des conditions hydrologiques des cours d'eau et notamment les écoulements qui font l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE III
LES ECOULEMENTS SUPERFICIELS

Introduction

L'écoulement ou le ruissellement superficiel se définit comme le phénomène de drainage des eaux pluviales au niveau de la surface du bassin versant. Les écoulements constituent donc le facteur essentiel pour l'alimentation des cours d'eau.

L'analyse des observations hydrométriques au niveau des cours d'eau donne une idée précise sur le comportement hydrologique de ces derniers ainsi que sur le processus d'interférence des facteurs physico-géographiques.

Puisque les écoulements varient en fonction du temps, il serait intéressant d'avoir des relevés instantanés de jaugeage en un point donné et en un temps déterminé pour pouvoir suivre l'évolution des débits durant toute une période bien déterminée.

Les débits des oueds qui entrent dans notre cadre d'étude sont mesurés au niveau de la station hydrométrique de Ain Assel, située à l'exutoire du bassin de l'Oued Kébir Est. Les observations hydrométriques dont nous disposons sont celles des débits journaliers d'une série de 24 années (1975/1976 à 1998/1999).

Ces relevés forment un ensemble de valeurs importantes qu'il a été convenu de dépouiller et de classer suivant des méthodes qui facilitent leur analyse et permettent d'en trier les éléments intéressants pour notre étude.

1- Analyse de la série des débits

L'équipement au niveau de la station hydrométrique permet un enregistrement continu de la hauteur du plan d'eau en fonction du temps. La transformation de la hauteur du plan d'eau en débit passe par la courbe de tarage qui traduit la relation entre la hauteur du plan d'eau (cm) et le débit liquide (m^3/s).

Les données de jaugeage ont été subdivisées en périodes déterminées à partir des changements dans les données de H (hauteur) et Q (débits).

En raison de la grande variabilité des débits dans le Bassin versant de l'Oued Kébir Est, on a procédé à la division des données en périodes ou seuils de validité où chaque période peut comporter des mois des hautes eaux et des mois de basses eaux (Fig. 18).

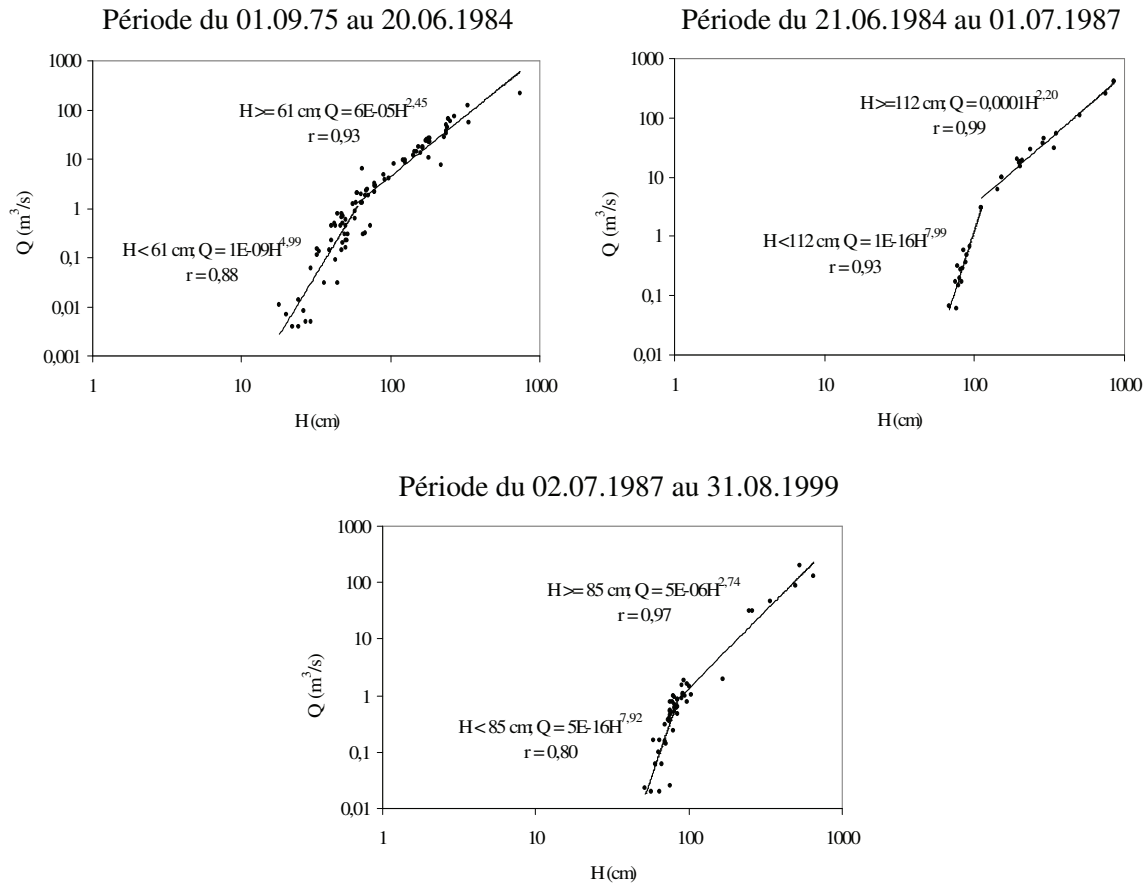


Fig. 18. Courbes de tarage de l'Oued Kébir Est.

Les équations de $Q = f(H)$ élaborées à partir des différentes périodes, et selon les seuils de validité, sont des équations de puissance. Chaque période a pu comporter deux équations (Fig. 18).

2- Variabilité interannuelle de l'écoulement

Avant d'entamer l'analyse du phénomène des variations annuelles des écoulements superficiels au niveau du bassin versant, il est nécessaire de procéder au calcul des différents paramètres importants pour l'évaluation des quantités d'eau écoulées pendant toutes les années d'observation en tenant compte de la surface considérée et des données de la station hydrométrique.

Le débit moyen annuel de chaque année de la série est calculé en divisant la somme du débit annuel par les douze (12) mois de l'année. La somme des débits interannuels et leur division par la période d'observation, soit 24 années, donne le débit moyen annuel.

Notre bassin versant a débité une moyenne de $6,15 \text{ m}^3/\text{s}$. Ce débit a été utile pour le calcul du débit spécifique (Q_s). Ramené à l'unité de surface, ce rapport a donné un résultat de $9,03 \text{ l/s/km}^2$.

L'évolution interannuelle des débits montre une grande fluctuation des valeurs. Les débits les plus élevés sont observés en 1986/87 et 1990/91, alors que les valeurs les plus basses sont enregistrées en 1988/89 et 1989/90 (Fig. 19).

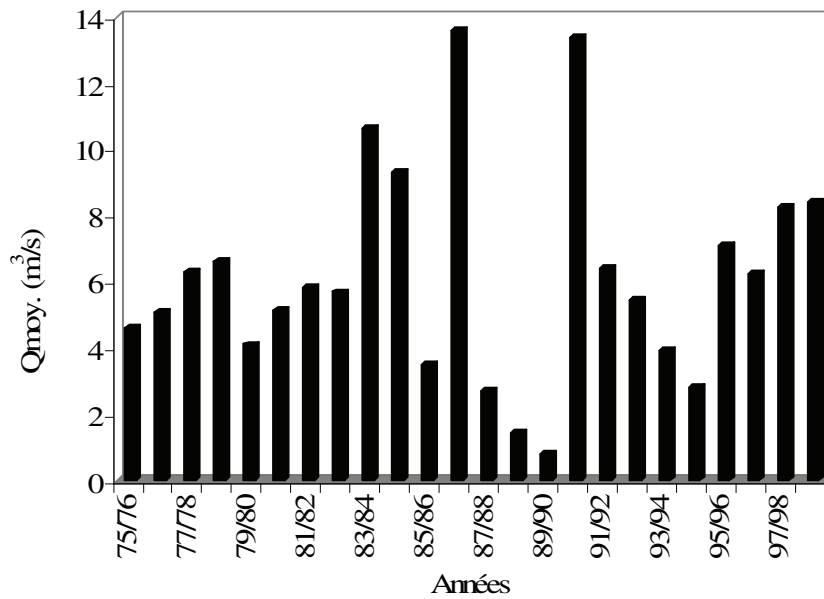


Fig. 19. Evolution annuelle des débits.

2.1- Coefficient d'hydraulicité

Celui-ci n'est autre que le rapport du débit moyen de l'année à celui de la période d'observation. Ce rapport permet d'identifier et de classer les années humides et sèches et observer leur variation dans le temps.

Après avoir analysé les périodes humides et sèches en utilisant le coefficient pluviométrique, on va encore une fois définir ces deux périodes avec le coefficient d'hydraulicité. On constate que le nombre des années sèches dépasse légèrement celui des années humides, il s'agit de 13 années sèches, soit 54% des valeurs (Fig. 20).

Les valeurs de l'hydraulicité appartenant à la période humides oscillent entre 1,02 (1977/78) et 2,22 (1986/87). L'année hydrologique 1989/1990 a connu un grand déficit d'écoulement avec un coefficient très faible de 0,13, ce qui fait correspondre cette dernière à

la période la plus sèche de la série. L'importance de l'écart entre les valeurs extrêmes du coefficient d'hydraulicité exprime une forte fluctuation des débits d'une année à autre.

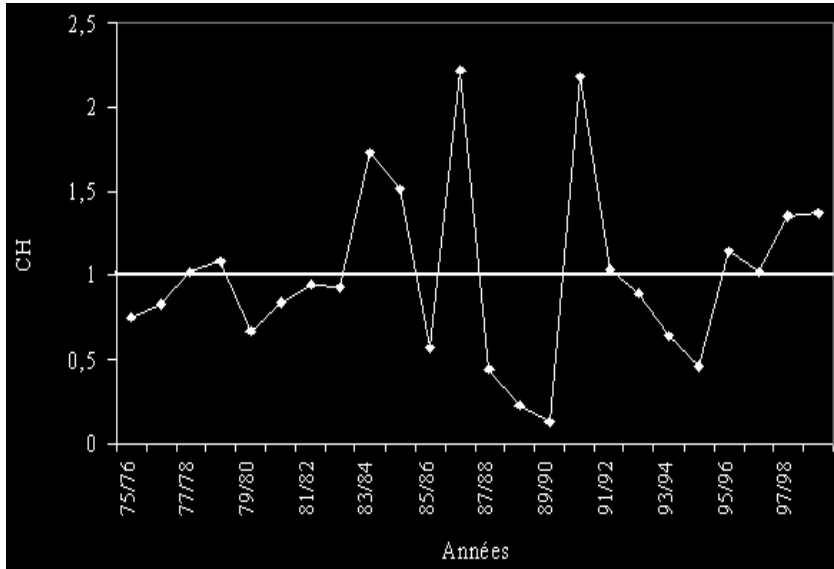


Fig. 20. Représentation de la variation du coefficient d'hydraulicité.

Après avoir analysé le CH, peut-on dire que les périodes humides et sèches en écoulement coïncident avec celles des pluies ? Pour répondre à cette question nous avons introduit les deux paramètres, coefficient pluviométrique (avec trois stations associées) et coefficient d'hydraulicité, dans une analyse de régression, et il s'avère que la relation n'est pas tout à fait significative (Fig. 21). On a uniquement 42% de coïncidence entre les années humides et 33% entre les années sèches. L'explication se résume sur les différences dans les conditions géomorphologiques telles que les natures lithologique et pédologique du terrain, qui conditionnent le fonctionnement du ruissellement pendant et après la tombée des pluies.

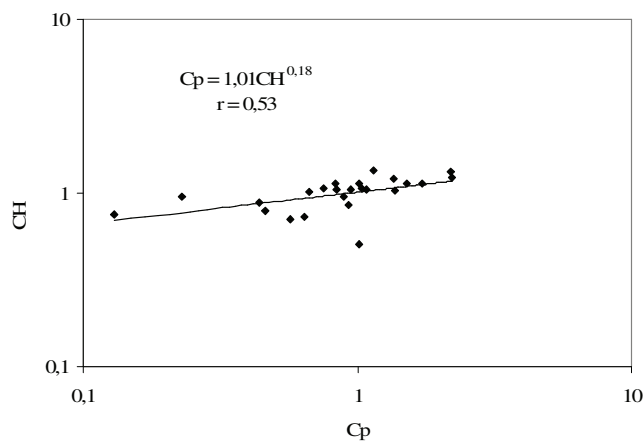


Fig. 21. Relation entre le coefficient pluviométrique et le coefficient d'hydraulicité.

2.2- lame écoulee

Puisque l'écoulement ou le débit se définit comme étant le volume d'eau écoulee dans une période temps, il est donc possible d'en déduire la hauteur d'eau écoulee, appelée aussi « lame d'eau écoulee » sur toute la surface du bassin durant les 24 années de l'étude.

La lame d'eau moyenne écoulee durant les 24 années d'observation est estimée à 284,66 mm ; elle est calculée à partir de la formule suivante :

$$Le = (Q \times T/S) \times 10^3 \dots\dots\dots (mm)$$

Avec :

- Q : Le débit moyen en m³/s,
- T : Le temps de la période considérée en seconde,
- S : La surface du bassin versant en m².

Les valeurs maximales des lames d'eau écoulees enregistrées en 1986/87 et 1990/91 sont égales respectivement à 631,25 mm et 621,01 mm. Les années les plus sèches de 1988/89 et 1989/90 ont fourni des ruissellements de 66,33 mm et 36,97 mm.

Il est connu que la variation de l'écoulement dans les bassins versants est liée, d'une part, au comportement hydrologique de la région et, d'autre part, aux caractéristiques physico-géographiques du bassin lui-même, à savoir la géologie et la couverture végétale.

2.3- Coefficient de variation (Cv)

L'approche de la dispersion relative des débits autour de leur moyenne est exprimée par le coefficient de variation qui est déterminé en divisant l'écart type par la moyenne de chaque année. Les valeurs obtenues sont représentées sur le graphique de la figure 22.

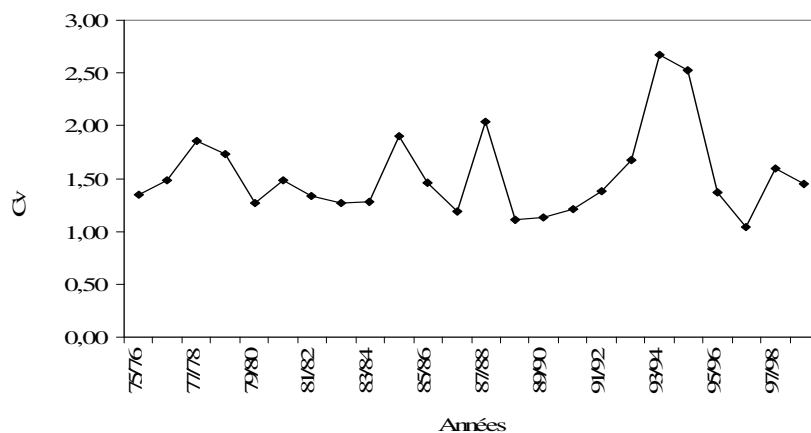


Fig. 22. Représentation des valeurs du coefficient de variation.

Il est à noter que les valeurs du coefficient de variation calculées pour les écoulements annuels sont toutes supérieures à 1, et oscillent entre 1,04 (1996/97) et 2,67 (1993/94).

Ces valeurs sont plus au moins élevées, tandis que pour la totalité de la série, le coefficient de variation est de 0,53. Cette dernière exprime une tendance des débits vers une certaine normalité de la distribution.

2.4- Etude fréquentielle des débits annuels

Comme nous l'avons précédemment établi sur des échantillons de pluie, l'analyse fréquentielle d'une série de débits permet d'estimer le temps de retour d'une valeur particulière. Cette prédiction repose sur la définition et la mise en œuvre d'un modèle fréquentiel qui est une équation décrivant ou modélisant le comportement statistique d'un processus. Les modèles décrivent la probabilité d'apparition d'un événement de valeur donnée. Dans le cas qui nous intéresse, nous avons opté pour un modèle fréquentiel adéquat à notre série de débits. Il s'agit de la distribution statistique de Gauss connue aussi sous l'appellation de « loi normale » dans laquelle l'ajustement graphique de la droite de Henry donne une bonne régression.

Après avoir procédé à un tri croissant des valeurs de débits, nous avons attribué un rang (r) pour chaque valeur, ensuite nous avons calculé les fréquences empiriques d'après la formule suivante :

$$f = (r - 0,5)/n$$

On déduit la probabilité de chaque fréquence (Z) en utilisant la table de Gauss (Tableau 14). Les couples (Q, Z) sont portés sur un système d'axes afin d'établir un ajustement graphique.

Tableau 14. Calcul des fréquences et des probabilités pour la série des débits annuels.

Q(m ³ /s)	r	f	Z	Q(m ³ /s)	r	f	Z
0,80	1	0,02	-2,04	5,83	13	0,52	0,05
1,43	2	0,06	-1,53	6,27	14	0,56	0,16
2,71	3	0,10	-1,26	6,29	15	0,60	0,26
2,80	4	0,15	-1,05	6,42	16	0,65	0,37
3,52	5	0,19	-0,89	6,62	17	0,69	0,49
3,93	6	0,23	-0,74	7,09	18	0,73	0,61
4,12	7	0,27	-0,61	8,28	19	0,77	0,74
4,64	8	0,31	-0,49	8,44	20	0,81	0,89
5,09	9	0,35	-0,37	9,35	21	0,85	1,05
5,15	10	0,40	-0,26	10,63	22	0,90	1,26
5,47	11	0,44	-0,16	13,41	23	0,94	1,53
5,70	12	0,48	-0,05	13,63	24	0,98	2,04

Par ailleurs la droite de Henry représentée dans la figure 23, indique un bon ajustement du nuage de points autour de la droite, avec un coefficient de corrélation très élevé égal à 0,95.

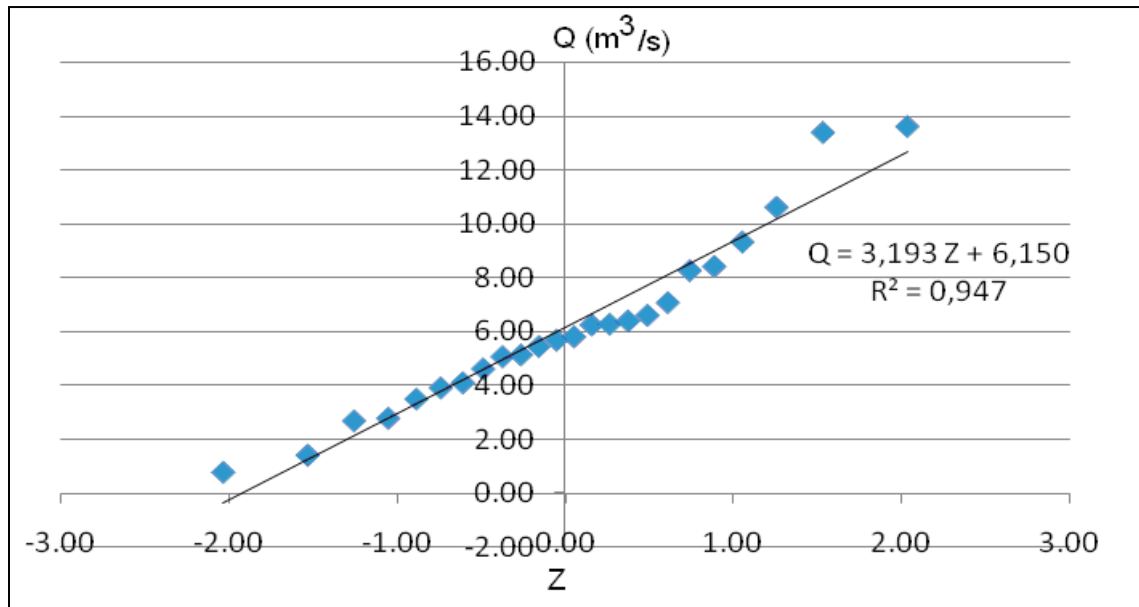


Fig. 23. Droite de Henry pour la série des débits annuels.

Les valeurs des débits estimées pour les différentes fréquences au non dépassement son représentées dans le tableau 15.

Tableau 15. Valeurs des débits estimés pour les fréquences : Biennale, décennale, cinquantennale, centennale.

Périodes de retour (T)	Fréquences (f)	Probabilité (Z)	Q (m ³ /s)
2 ans	0,5	0,00	6,15
10 ans	0,9	1,28	10,33
50 ans	0,98	2,05	12,85
100 ans	0,99	2,33	13,73

3- Variation mensuelle de l'écoulement

Comparativement à l'analyse annuelle qui étudie la variation sur une longue durée, l'étude de l'écoulement à l'échelle mensuelle peut donner une meilleure explication, notamment sur le régime fluvial et ses fluctuations. Pour ce faire, nous avons utilisé quelques paramètres intéressants tels que le coefficient de variation, le coefficient mensuel des débits

et le coefficient d'écoulement. La valeur du débit la plus élevée correspond au mois de Février avec une valeur de $16,27 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. 24).

Les mois de Décembre et Janvier présentent aussi des valeurs élevées des débits, avec respectivement $12,54 \text{ m}^3/\text{s}$ et $15,17 \text{ m}^3/\text{s}$. Les valeurs les plus faibles sont observées à partir de Juin jusqu'à Septembre, mois où elles varient entre 0,01 et 0,27.

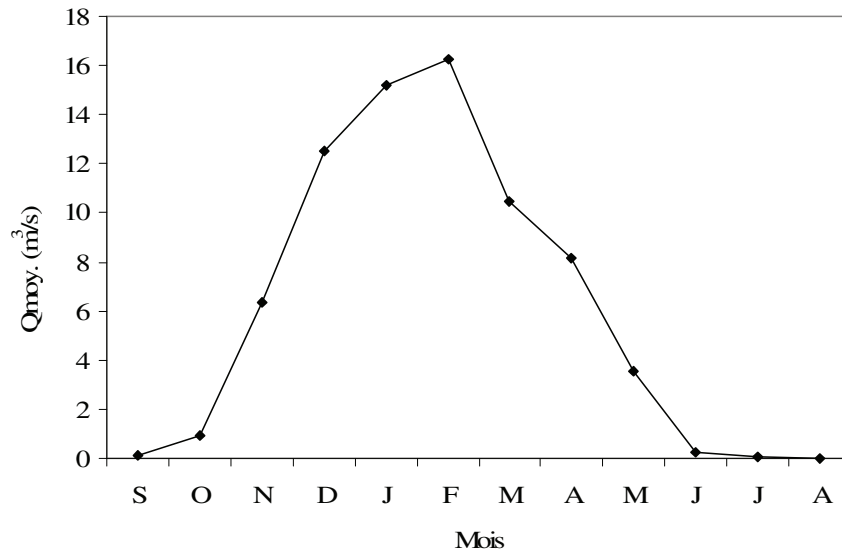


Fig. 24. Evolution mensuelle des débits.

3.1- Coefficient de variation

A partir des moyennes arithmétiques et des écarts types de la série des débits mensuels, nous avons calculé les coefficients de variations pour chaque mois, ces valeurs variant entre 0,79 et 2,24 ce qui montre une forte fluctuation (Fig. 25).

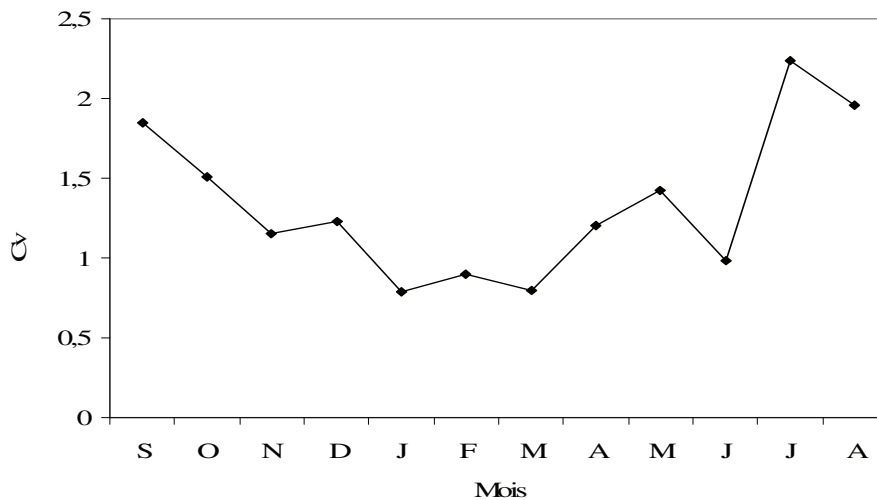


Fig. 25. Valeurs du coefficient de variation à l'échelle mensuelle

Les dispersions les plus importantes sont observées en Juillet, Août et Septembre où les coefficients de variation dépassent 1,80. Avec la diminution de la dispersion en hiver et pendant le mois de Mars, la courbe de la variabilité prend la forme d'une cuvette.

3.2- Coefficient mensuel des débits (CMD)

La variation mensuelle des débits est souvent exprimée par le coefficient mensuel des débits (CMD) qui est le rapport du débit moyen mensuel à la moyenne annuelle de la série. Ce coefficient caractérise les mois des basses et hautes eaux (figure 26).

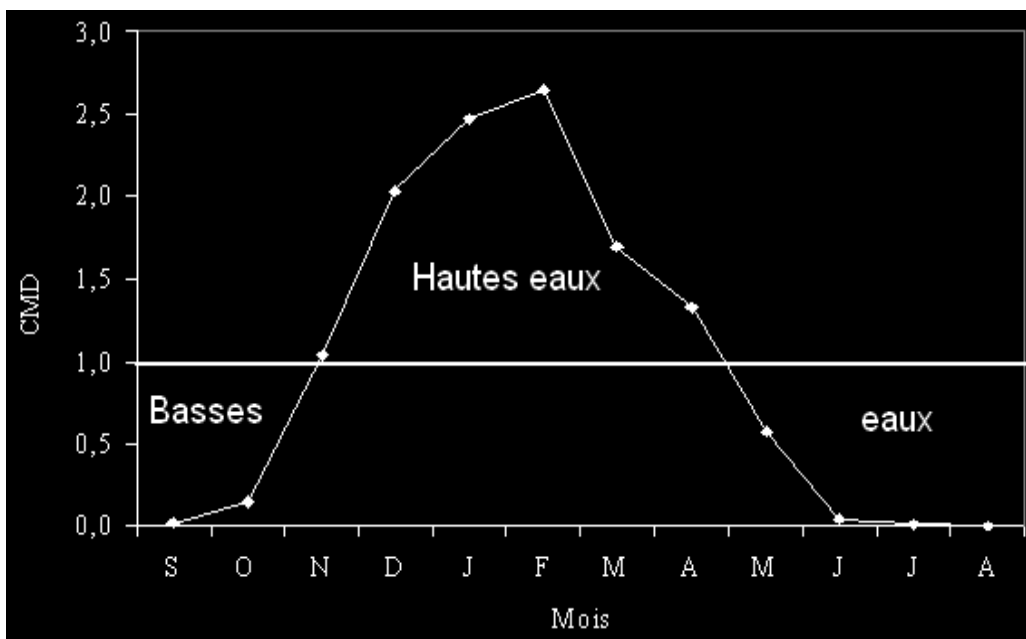


Fig. 26. Représentation de la variation du coefficient mensuel des débits.

On constate que la période des hautes eaux se situe entre les mois de Novembre et Avril, et on remarque aussi une période sèche qui débute à partir du mois de Mai et persiste jusqu'à la fin du mois d'Octobre. En se référant au diagramme pluvio-thermique, on constate que la période humide liée aux écoulements vient un peu en retard. La période pluvieuse commence généralement en Octobre cependant, le ruissellement de surface ne débute qu'en Novembre comme le montre la figure 26. Entre autres, dans les deux méthodes utilisées la période humide se termine en Avril.

Les valeurs du CMD varient d'un mois à l'autre avec un maximum de 2,64 observé durant le mois de Février et une valeur très faible qui caractérise le mois d'Août comme le mois le plus déficitaire en écoulement.

3.3 - Coefficient d'écoulement

On peut définir le comportement hydrologique de notre bassin versant par le calcul du coefficient d'écoulement (CE). Ce coefficient traduit l'interaction des facteurs ayant des effets directs ou indirects sur le temps de réponse du bassin ainsi que l'emmagasinement de l'eau en profondeur et la saturation des sols. On définit le coefficient d'écoulement comme le ratio de la lame écoulée sur celle précipitée.

L'étude de la variation du coefficient d'écoulement à l'échelle mensuelle donne une bonne approche du régime fluvial et saisonnier du bassin. A cet effet, nous avons calculé les valeurs mensuelles des lames précipitées et ruisselées, ensuite nous avons déduit les coefficients d'écoulement correspondants au mois.

Les valeurs extrêmes du coefficient d'écoulement mensuel coïncident parfaitement avec celles de l'écoulement ce qui démontre que le coefficient d'écoulement est directement lié à l'écoulement, puisqu'en effet, on a $CE_{max} = 67,14\%$ et $E_{max} = 59,85 \text{ mm}$. Cependant, la courbe des précipitations montre un déphasage dans le pic de l'humidité dont ce pic (observé en Novembre) précède celui de l'écoulement (observé en Février).

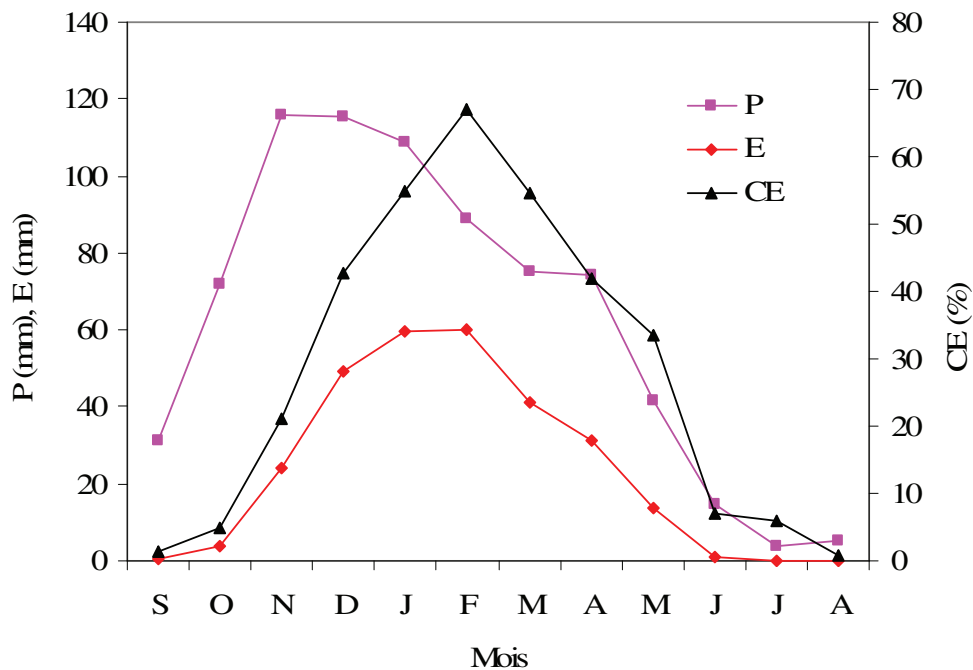


Fig. 27. Variation du coefficient d'écoulement à l'échelle mensuelle.

Les écoulements deviennent significatifs à partir de Novembre avec 21%, atteint son maximum en Février, puis elle diminue après ça pour atteindre un pourcentage de 33% en Mai.

4- Variation des débits moyens journaliers

L'étude des débits à l'échelle journalière est très intéressante car le régime fluvial peut subir des variations importantes pendant des durées très courtes de 24 heures. Puisque nous disposons des données des débits journaliers pour la période allant de 1975/1976 jusqu'à 1998/1999, nous avons procédé à une analyse, par classes, des différentes valeurs observées. Le résultat de cette analyse est illustré dans le tableau 16.

Tableau 16. Classification des débits journaliers.

Classes Q (m ³ /s)	Effectifs (%)
[0 - 0,5]	50,20
[0,5 - 1]	9,30
[1 - 10]	28,77
[10 - 50]	8,64
[50 - 100]	1,89
>100	1,19

On remarque que la moitié des débits observés pendant les 24 années est inférieure ou égale à 0,5 m³/s, soit 500 l/s. Après cette classe, vient une prédominance d'environ 29 % des valeurs des débits contribuant à une classe de 1 à 10 m³/s (Tableau 16). Les valeurs extrêmes (supérieures à 100 m³/s) des débits ne représentent que 1,19%.

L'analyse de la série des débits journaliers montre d'importantes variations complexes marquées par des croissances et des décroissances brusques des valeurs enregistrées comme le montrent les années extrêmes.

Pour l'année humide 1986/1987, la courbe des débits journaliers donne une saison pluvieuse qui débute à partir du mois de Décembre jusqu'au mois de Mars, au cours de laquelle les crues de la fin de Décembre ont été brutales.

Une saison sèche s'étale sur le reste de l'année. Notons qu'il existe une décroissance brusque des débits à partir de la fin de Décembre. Ceci s'explique par le fait que l'oued est soutenu par les pluies torrentielles qui sont tombées sur des sols asséchés (Fig. 28).

On déduit que le ruissellement est important surtout quand l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration des sols d'où l'engorgement rapide de l'eau et l'apparition des premières montées des pics.

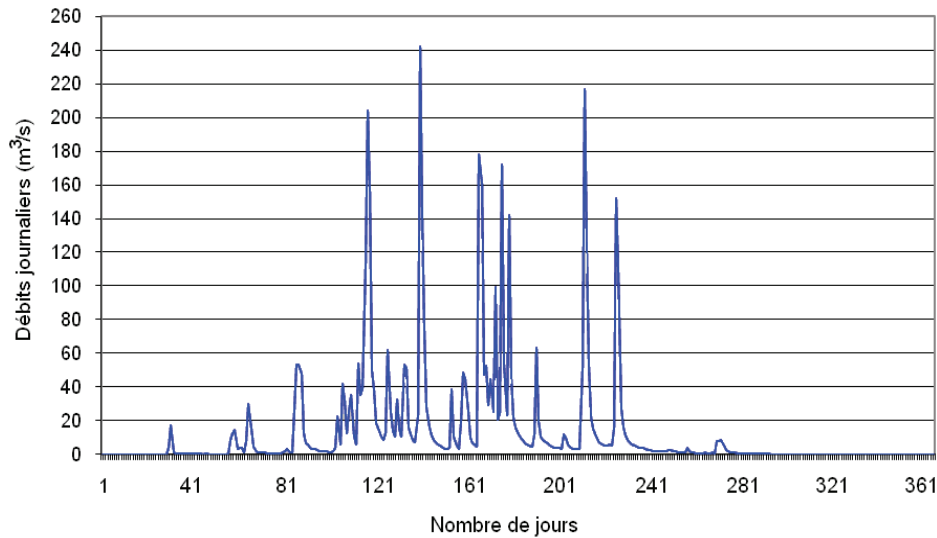


Fig. 28. Variation du débit journalier pendant l'année humide 1986/1987.

Concernant l'année déficitaire en écoulement 1989/1990, l'évaporation ainsi que la température moyenne sont tellement importantes que la capacité de rétention du bassin versant est devenue relativement faible, ce qui explique la rareté de l'écoulement. En effet, la courbe de débit journalier indique trois (03) maxima remarquables durant les mois de Septembre, Janvier et la mi-Avril (Fig. 29). Par contre, entre ces pics, on retrouve des valeurs de débits assez faibles jusqu'à ce qu'ils marquent une absence d'écoulement, à partir du mois de Mai.

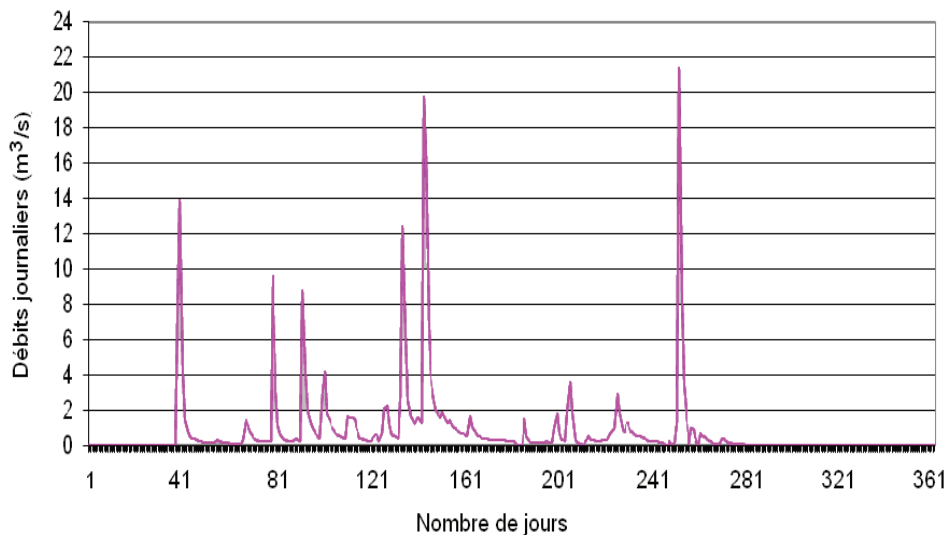


Fig. 29. Variation du débit journalier pendant l'année sèche 1989/1990

5- Etude des crues

Les crues sont des phénomènes hydrauliques exceptionnels de fréquence et de probabilités faibles qui se développent durant une période de temps très courte donnant des

débits importants. Les renseignements qu'on peut recueillir sur les crues sont souvent incertains du fait qu'il est toujours difficile de procéder, pendant la durée, à des mesures de vitesse et qu'on est souvent réduit à repérer seulement les niveaux d'eau atteints.

L'importance des crues est directement et notamment liée à la dynamique érosive où d'autres facteurs interviennent tels que la pente, la couverture végétale et la densité de drainage. La série des crues dont nous disposons (1975/76-1998/1999), recueillie au niveau de la station hydrométrique de Ain Assel contient un grand nombre de crues qu'il a été judicieux d'utiliser afin de procéder à une classification des valeurs des débits extrêmes pour obtenir une bonne analyse.

On remarque une prédominance des classes de débits supérieurs à 200 m³/s, avec 24,75 % (Tableau 17). Par contre, la classe des débits les plus faibles est la moins fréquente (7,92%). Les débits instantanés supérieurs à 50 m³/s représentent 60% des débits sélectionnés.

Ceci est très important car ces débits peuvent refléter la dynamique érosive que le bassin peut subir par l'action des ravinements. Etant donné que la majorité des débits de pointes est extrêmement élevée et dépasse les 200 m³/s, un phénomène destructeur et producteur de matière solide est fortement probable.

Tableau 17. Répartition des pourcentages des classes de débits des crues.

Classes des débits (m ³ /s)	Pourcentages (%)
< 10	7,92
10 - 30	15,84
30 - 50	15,84
50 -100	20,79
100 - 200	14,85
> 200	24,75

On note que la valeur extrême de débit de pointe enregistrée est de 1272 m³/s. Elle représente une valeur du 18 Novembre 1976, reliée à la crue du 17 au 22 Novembre 1976, avec un débit moyen journalier de 610,10 m³/s. Le plus faible débit de pointe correspond à la crue du 13 au 15 Janvier 1990 avec seulement 2,83 m³/s.

La particularité des conditions météorologiques a une influence directe sur le processus d'alimentation des cours d'eau, c'est pourquoi il a été préférable de distinguer les crues de la saison humide ou de hautes eaux (entre Novembre à Avril) des crues de la période des basses eaux ou de la saison sèche (entre Mai à Octobre).

Ces deux types de périodes se différencient par des caractéristiques spécifiques telles que la genèse et le mécanisme de propagation mais ils peuvent parfois, à la suite de fortes averses atteindre des pics analogues. Le tableau ci-dessous donne les pourcentages du nombre des crues à l'échelle mensuelle et selon les périodes sèches et humides de l'année.

Les résultats de l'analyse des crues à l'échelle mensuelle portés dans le tableau 18 démontrent que la majorité des crues, soit 90 % d'entre elles, sont celles observées durant la période des hautes eaux de l'année. Les crues enregistrées durant la période des basses eaux ne représentent que 10 % de la série des crues.

Tableau 18. Répartition des crues à l'échelle mensuelle et selon les périodes.

	Mois	Crues (%)	Total (%)
Période des hautes eaux	Janvier	17,82	90
	Février	15,84	
	Mars	17,82	
	Avril	12,87	
	Novembre	12,87	
	Décembre	13,86	
Période des basses eaux	Mai	6,93	10
	Octobre	1,98	

Durant la série d'observation, la station hydrométrique a enregistré quelques crues pendant les mois de Mai et Octobre. Etant donné la rareté des averses pendant les mois de Juin, Juillet, Août et Septembre, les écoulements sont presque inexistantes et ne peuvent pas faire l'objet d'une mesure au niveau de la station hydrométrique : Ceci caractérise la période des basses eaux.

Les réponses aux crues, représentées dans l'annexe 8, montrent qu'il existe une irrégularité des débits maxima instantanés dans la même période. A titre d'exemple, la crue du 1 au 05/01/1985 a reçu un cumul de pluie de 24,38 mm et a montré un débit de pointe de 390,21m³/s.

Ce débit est beaucoup inférieur à celui de la crue du 14 au 25/03/1996, qui est de 696,59 m³/s pour une lame précipité de 13,39 mm. Ceci signifie que les pluies ne sont pas nécessairement un révélateur des crues, d'autres facteurs physico-géographiques sont déterminants sur l'évolution de ces dernières.

Les hydrogrammes relatifs aux crues de la saison humide se présentent comme des courbes à plusieurs pics notamment ceux de la saison d'automne et d'hiver avec des montées et des descentes plus au moins lentes, contrairement aux hydrogrammes des crues de la saison chaude qui montrent des montées et des descentes brusques avec des courbes généralement unies et bimodales.

6- Estimation des volumes d'eau

L'apport annuel moyen au niveau du bassin versant de l'Oued Kebir Est est estimé à 194 Hm³. Les volumes moyens mensuels varient entre 0,02 et 41 Hm³ dont la plus grande valeur de l'apport observé pendant la période des hautes eaux est celle du mois de Février (Tableau 19).

Tableau 19. Valeurs des apports moyens mensuels.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
E (mm)	0,40	3,55	24,26	47,69	49,30	59,68	41,03	31,01	13,9	1,03	0,23	0,04
Apport (Hm ³)	0,27	2,42	16,52	33,58	40,64	40,76	27,94	21,12	9,47	0,70	0,16	0,02

Conclusion

L'estimation des flux climatiques, à laquelle nous avons procédé dans ce chapitre est basée sur une série de mesures de 24 années d'observation (de la période allant de 1975/1976 à 1998/1999).

Cette analyse a montré que le bassin versant de l'Oued el Kebir possède un débit moyen annuel de 6,15 m³/s. Ce débit correspond à une lame moyenne annuelle d'écoulement estimée à 284,66 mm.

L'année hydrologique 1986/1987 représente la plus forte abondance en écoulement. Elle coïncide parfaitement avec l'année extrême humide au regard des précipitations annuelles, ce qui explique que le régime hydrologique, à l'échelle annuelle, est fortement lié aux conditions climatiques qui alimentent ce dernier.

En revanche, Le régime hydrologique mensuel se résume à deux grandes périodes : Une période des hautes eaux qui se remarque surtout en hiver et persiste jusqu'à u milieu de la saison printanière et une période des basses eaux qui débute à partir du mois de Mai et s'étale pendant toute la saison estivale, se prolongeant jusqu'au début de l'automne.

La forte variabilité du coefficient d'écoulement à l'échelle mensuelle témoigne de l'influence des facteurs physico-géographiques sur le comportement hydrologique du bassin.

Ce coefficient est fortement lié à l'écoulement. La plus grande valeur du coefficient d'écoulement correspond à celle du mois de Février (CE= 68,87%), ce même mois enregistre un maximum de hauteur d'écoulement (Le = 61,88 %).

A l'échelle journalière le bassin versant de l'Oued Kébir Est est exposé à des crues violentes qui se manifestent généralement à la fin de l'automne, en hiver et au printemps, en relation avec les précipitations de caractère orageux. Ces crues atteignent des débits très élevés qui peuvent dépasser parfois les 1000 m³/s et génèrent une forte érosion surtout sur les sols peu protégés par la couverture végétale.

De façon générale, la dynamique du réseau hydrographique du bassin versant est bien soulignée même si parfois elle n'est pas facile à localiser.

Pour pouvoir généraliser et obtenir une bonne compréhension des processus d'érosion au niveau du bassin versant de l'Oued El kèbir Est, nous avons ajouté à la connaissance des facteurs physico géographiques et hydro-climatiques, d'autres faits démonstratifs et surtout explicatifs de l'accélération de l'érosion et de sa propagation en ayant recours à l'analyse des paramètres morphométriques qui seront traités dans le chapitre qui suit.

CHAPITRE IV
ANALYSE MORPHOMETRIQUE

Introduction

Les indices morphométriques classiques ont été les toutes premières mesures créées par les géomorphologues afin de quantifier l'influence théorique de la morphologie des bassins versants sur leur réponse hydrologique de surface. La plupart des méthodes se trouvent encore aujourd'hui dans les ouvrages d'hydrologie de référence (Lambert, 1996 ; Cosandey et Robinson, 2000). Les apports de ces indices sont considérables puisqu'ils ont constitué les premières formes de réflexion menées sur le « *transfert d'échelle* » en géomorphologie (Hauchard, 2001). Ils ont aussi posé les bases théoriques de tout un courant de pensée en hydrologie, notamment à la suite des travaux d'Horton (1945) qui montrent la tendance naturelle à la concentration de l'écoulement (Cosandey, 2003).

Les indices morphométriques peuvent donc être un important sujet d'investigation dans la compréhension du dynamisme d'une rivière, tout comme l'hydrologie l'est pour l'analyse d'un bassin versant. L'utilisation de la morphométrie est un moyen pour quantifier l'érosion hydrique et comprendre l'influence des différents facteurs physico-géographiques avant l'estimation des transports solides dans le bassin de l'Oued Kébir Est.

La disposition du réseau hydrographique est souvent le miroir de certains traits de l'évolution des phénomènes structuraux. Il fournit une première approximation de la sensibilité lithologique vis à vis de l'érosion. Les réseaux hydrographiques du bassin versant et des sous-bassins étudiés ont été réalisés sur la base du modèle numérique de terrain (MNT) et générés ensuite à partir du WMS (Watershed Modelling System). Dans cette étude, le bassin versant a été subdivisé en 29 sous-bassins, et ce, afin d'identifier les sites susceptibles de montrer les plus fortes contraintes génératrices des flux hydrosédimentaires.

1- Installation du réseau hydrographique

La mise en place du réseau hydrographique des bassins du Tell Oriental algérien s'est faite à partir d'une topographie qui existait au Pliocène. A la fin du Pliocène, des mouvements tectoniques donnèrent au Tell son volume montagneux (Marre, 1992). Ces mouvements sont à l'origine de la reprise du creusement des cours d'eau qui ont pu inciser de profondes vallées et des gorges. Par ailleurs, des constatations peuvent être faites sur l'adaptation du réseau hydrographique à la structure d'un nombre de cours d'eau du Tell Nord Constantinois et Guelmois. Cependant, d'autres sections de ces cours sont inadaptées à la structure.

Au niveau du Djebel Rhorra on observe une structure synclinale qu'utilise en partie l'Oued Bougous. Une faille normale est installée au fond de ce synclinal. De plus, le dégagement de l'escarpement de ligne de faille au contact des grès numidiens du Djebel Bat Hat Sek et des marnes telliennes commence à peine à se réaliser, et ce, malgré la faible résistance à l'érosion des marnes et le fort pouvoir érosif de l'Oued Bougous qui traverse perpendiculairement cet accident (Marre, 1992). La faille de l'Oued Bougous témoigne d'une phase de distension postérieure à la phase de compression de la mise en place des nappes. L'érosion a ensuite pu exploiter toutes ces lignes de faiblesse. Par ailleurs, l'Oued Bougous, de nature surimposée, suit un tracé très varié avec de nombreux coudes à 90°.

2- Tracé d'ensemble

Le bassin du Kébir-Est résulte de la jonction de trois oueds : l'Oued Bougous, l'Oued ballauta et l'Oued Teboul (Fig. 30). Leur confluence est située dans la petite plaine pré-côtière de Mexa (au Sud du centre de Ain Assel), juste avant les gorges courtes et encaissées par lequel le Kébir-Est franchit le dernier tronçon de la chaîne Numidique. Cet emplacement a été choisi pour la construction du barrage de Mexa.

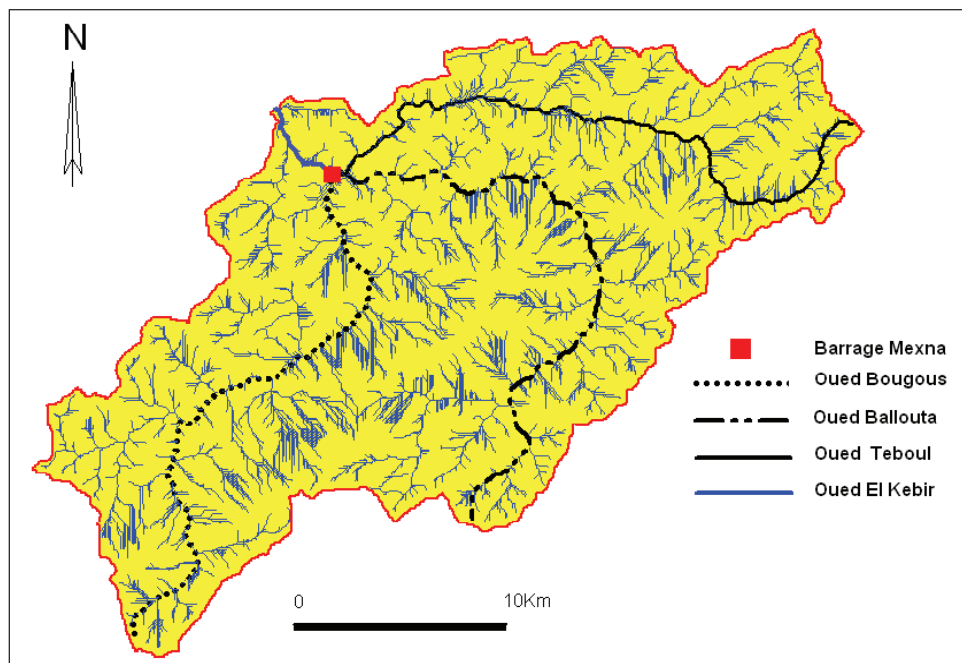


Fig. 30. Réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Kébir Est.

Après avoir traversé les gorges de Mexa, le Kébir-Est court parallèlement à la côte à travers la plaine d'El-Taref, recevant à gauche l'Oued Guergour, puis la plaine de Bouteldja.

Sur sa rive droite, il collecte les exutoires du massif dunaire de Bouteldja, Oued Bouredim et Oued Bougles. La vallée inférieure du Kébir-Est est constituée essentiellement par le marais de la M'Krada.

3- Analyse des paramètres physiques

Les paramètres morphométriques qui régissent le régime hydrologique des cours d'eau sont regroupés en deux types de relations morphométriques : Relations de surface (surface, densité de drainage, fréquence des talwegs et indice de compacité), relations de relief (intégrale hypsométrique, coefficient orographique, pente, exposition au Nord). Deux autres paramètres sont utilisés dans cette analyse : Il s'agit du taux de recouvrement forestier et de l'indice lithologique.

Afin d'analyser l'érosion hydrique en détail et faire ressortir les zones susceptibles de contribuer à la dégradation du milieu, le bassin de l'Oued Kébir Est a été subdivisé en trois sous-bassins principaux puis en 29 petits sous-bassins (Fig. 31). La carte a été établie à partir du modèle numérique de terrain (MNT), WMS (watershed model system) et transposée par le SIG Mapinfo.

A- Subdivision des trois sous-bassins versants.

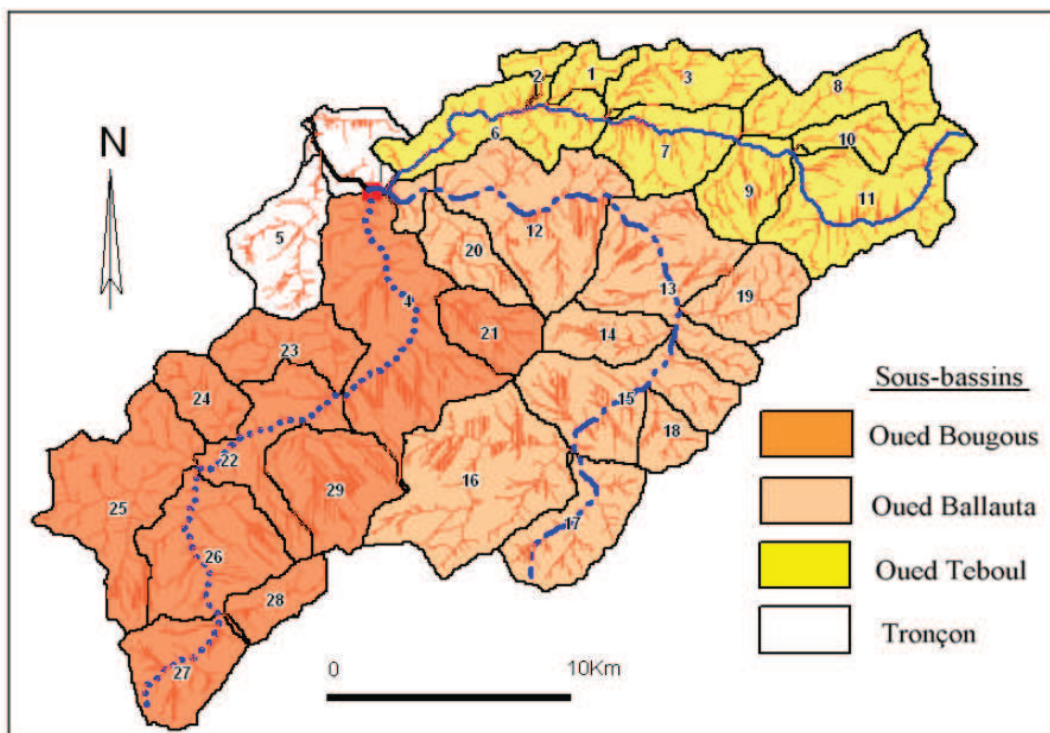
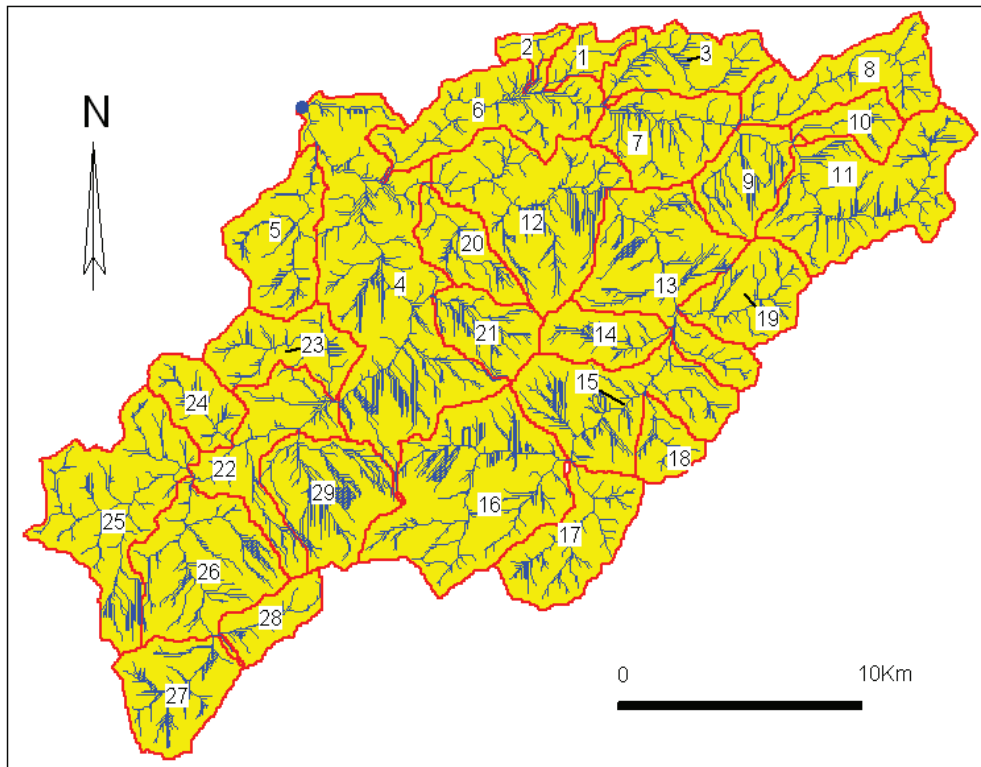


Fig. 31. Représentation des sous-bassins et du réseau hydrographique de l'Oued Kébir Est.

B- Subdivision des 29 sous-bassins versants



Suite Fig. 31.

3.1- Relations de surface

Les composantes de surface utilisées ici appartiennent à une morphométrie qui peut être statistiquement traitée, puisque le dimensionnement de la surface est simplement le produit des facteurs linéaires. L'unité fondamentale des éléments de surface est la surface contenue au sein du bassin de quelconque ordre donné (A_0). La surface est très significative dans la géomorphologie du bassin.

3.1.1- Densité de drainage

La densité de drainage présente un grand intérêt car elle est directement contrôlée par l'interaction de la géologie et du climat (Ritter, 1984). En général, les surfaces à substrat résistant ou celles caractérisées par des capacités d'infiltration élevées ont des cours d'eau espacés et courts, et donc des densités de drainage faibles. Quand la résistance ou la perméabilité de la surface décroît, le ruissellement devient plus important donnant des cours d'eau plus serrés et plus longs, et la densité de drainage tend à devenir plus élevée.

A cela, s'ajoute l'abondance de la pluviométrie, responsable de la pérennité ou l'intermittence des cours d'eau. La densité de drainage est définie par:

$$Dd = \Sigma L / A$$

Où :

Dd : Densité de drainage (km^{-1}),

ΣL : Longueur de tous les talwegs du bassin ou sous-bassin (km),

A : Surface du bassin ou sous-bassin (km^2),

En se basant sur les paramètres « Point display step de 1,00 » et « Minimum accumulation for display de 0,07 » issus du logiciel WMS, la densité de drainage du bassin versant de l'Oued Kébir Est est estimée à $2,82 \text{ km}^{-1}$. Les valeurs de densité de drainage obtenues des sous-bassins sont comprises entre $1,82$ et $4,52 \text{ km}^{-1}$ (Annexe 9). Ce sont les sous-bassins 4, 9, 21 et 29 qui montrent les valeurs les plus élevées. La densité de drainage du sous-bassin de l'Oued Bougous ($Dd = 2,98 \text{ km}^{-1}$) est légèrement supérieure à celle du sous-bassin de l'Oued Ballauta ($Dd = 2,85 \text{ km}^{-1}$). Il ressort également de cette analyse que 93% des valeurs sont supérieures à 2 km^{-1} .

Par ailleurs, les deux sous-bassins possèdent une progression géométrique non décroissante des longueurs des drains et une progression décroissante du nombre des drains. L'accentuation de l'érosion latérale à partir des ordres supérieurs aboutit à la déstabilisation de la progression géométrique et donc à la formation du système de méandres (cercles en rouge) (Fig. 32). De ce fait, les méandres se développent par les sapements de berge, ce qui implique un approvisionnement et un transport des sédiments dans l'oued.

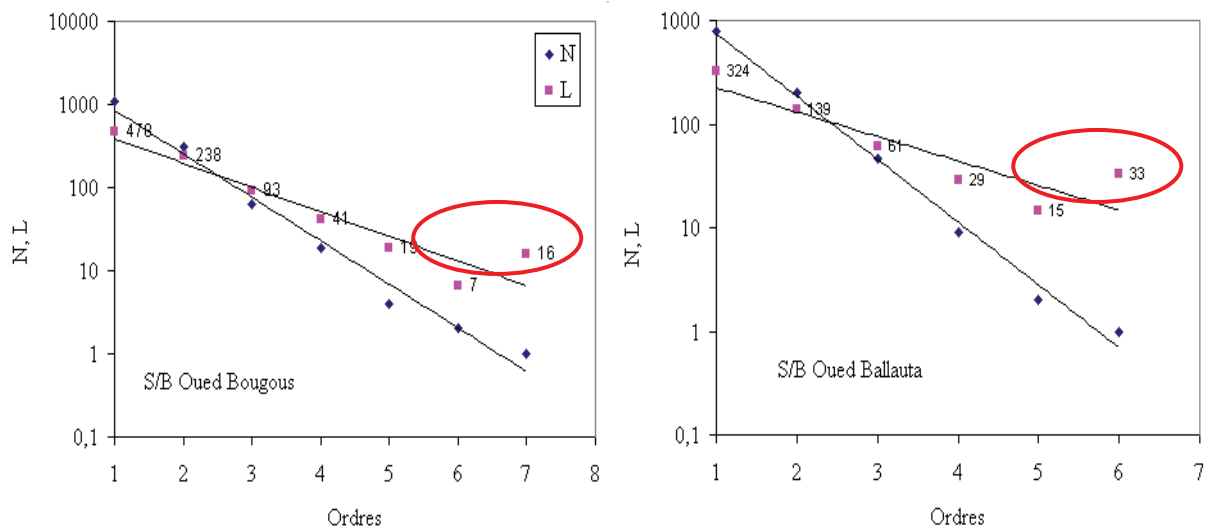


Fig. 32. Représentation graphique du nombre (N) et des longueurs (L) des talwegs.

3.1.2- Fréquence des talwegs

C'est à partir de la classification de Strahler qu'on a pu quantifier la ramification du réseau hydrographique de l'Oued Kébir-Est (Fig. 33) qui consiste à classer les cours d'eau de même ordre n . Le cours d'eau résultant de la confluence de deux cours d'eau de même ordre donne un cours d'eau d'ordre $n + 1$, et un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.

C'est le quotient du nombre de talwegs d'ordre 1 par la surface du sous-bassin (ou du bassin). Il s'agit évidemment d'un paramètre qui rend compte d'un effet de densité en nombre, certainement comparable à l'effet de densité en longueur que représente Dd . Ce paramètre morphométrique explique mieux l'intensité de l'érosion linéaire.

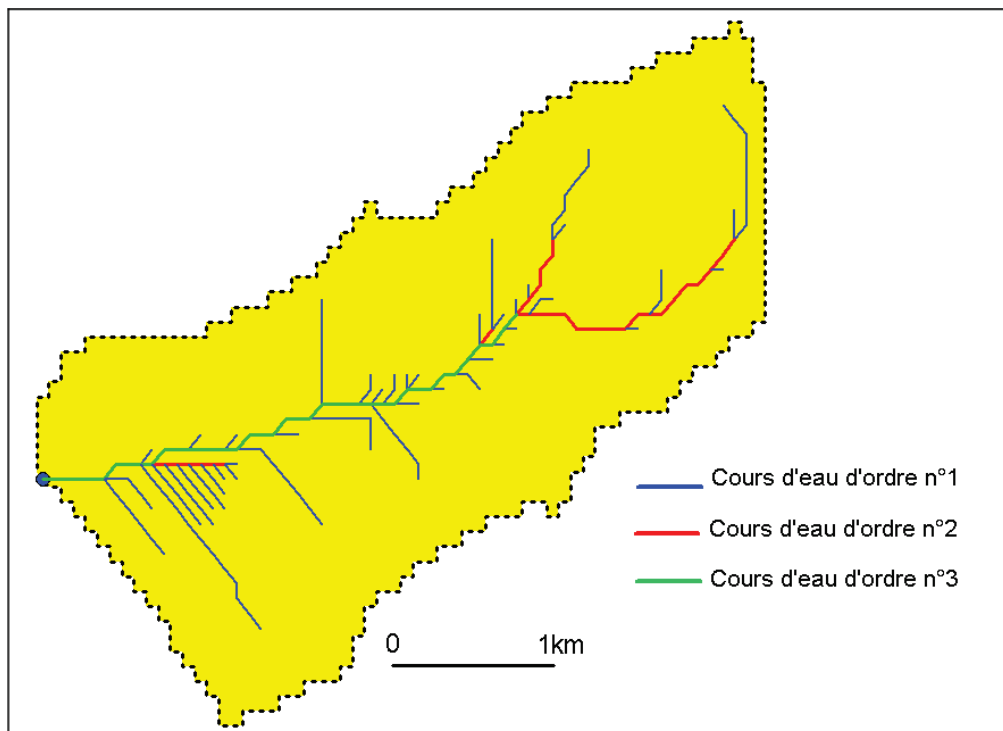


Fig. 33. Exemple de la classification des talwegs selon Strahler.

Les valeurs de la fréquence des talwegs (F) varient entre 1,55 et 4,97(annexe 9). Le sous-bassin de l'Oued Ballauta possède une fréquence des talwegs légèrement supérieure à celle de l'Oued Bougous, avec respectivement $4,47 \text{ km}^{-2}$ et $4,20 \text{ km}^{-2}$.

La permutation des oueds Bougous et Ballauta sur la base des valeurs de la densité de drainage et la fréquence des talwegs mettent en évidence l'existence d'un nombre plus

important de talwegs, souvent plus courts (Tableau 20), des ordres inférieurs, qui évoluent sur les surfaces érodables argilo-gréseuses et marno-calcaires.

De toute façon on considère que le bassin versant est soumis à une érosion linéaire et latérale intense sous l'effet de contraintes physiques telles que la nature lithologique, la topographie et le couvert végétal dégradé.

Tableau 20. Paramètres physiques du bassin étudié.

Paramètres	Bassin Kébir Est	Sous bassin Bougous	Sous bassin Ballauta
S (km ²)	681,33	248,62	236,16
P (km)	186	108	109,50
Hmax (m)	1201	1201	1201
Hmin (m)	30	49	49
Hmoy (m)	394	460	411
Dd (km ⁻¹)	2,82	2,98	2,85
F (km ⁻²)	4,29	4,20	4,47
Kp	1,31	2,94	1,77
Tc (heures)	11,43	7,16	8,14
HI (%)	31	36	31
CO	210	760	629
Gr (%)	16	16	16

S: surface du bassin; **P :** périmètre (km); **Hmax:** altitude maximale; **Hmin:** altitude minimale; **Hmoy:** altitude moyenne; **Dd:** densité de drainage; **F:** fréquence des talwegs; **Kp:** indice de forme; **Tc:** temps de concentration; **HI:** intégrale hypsométrique; **CO:** coefficient orographique ; **Gr :** pente moyenne du bassin.

3.2- Relations de relief

Ce groupe indique les dimensions verticales du bassin ; il inclut les facteurs du gradient et de l'altitude. L'altitude moyenne des sous-bassins n'a pas été systématiquement analysée dans les différentes liaisons de la morphométrie du relief car il ne s'agit plus d'une caractéristique d'état dont l'influence ne se fait guère sentir qu'au niveau du climat (pluviosité, température). Elle est mieux représentée par le coefficient orographique et l'hypsométrie.

3.2.1- Analyse de l'altimétrie

La courbe hypsométrique peut être perçue comme une sorte de profil du bassin. Elle est obtenue en calculant la répartition du bassin versant (en km² et en % de la surface totale) par tranches d'altitudes(en m). Les valeurs des surfaces comprises entre les différentes courbes de niveau, obtenues par planimétrie de la carte relative au bassin versant, sont reportées sur la carte de l'altimétrie (Fig. 34).

D'après la carte de la figure 34, nous constatons que la majorité des surfaces qui constitue la zone d'étude est située entre les altitudes de 30 m et 400 m.

Ces surfaces représentent les plaines et les versants. De ces éléments, il apparaît que le bassin possède une topographie moins accentuée. Pour confirmer encore cette constatation, nous allons analyser l'évolution du relief.

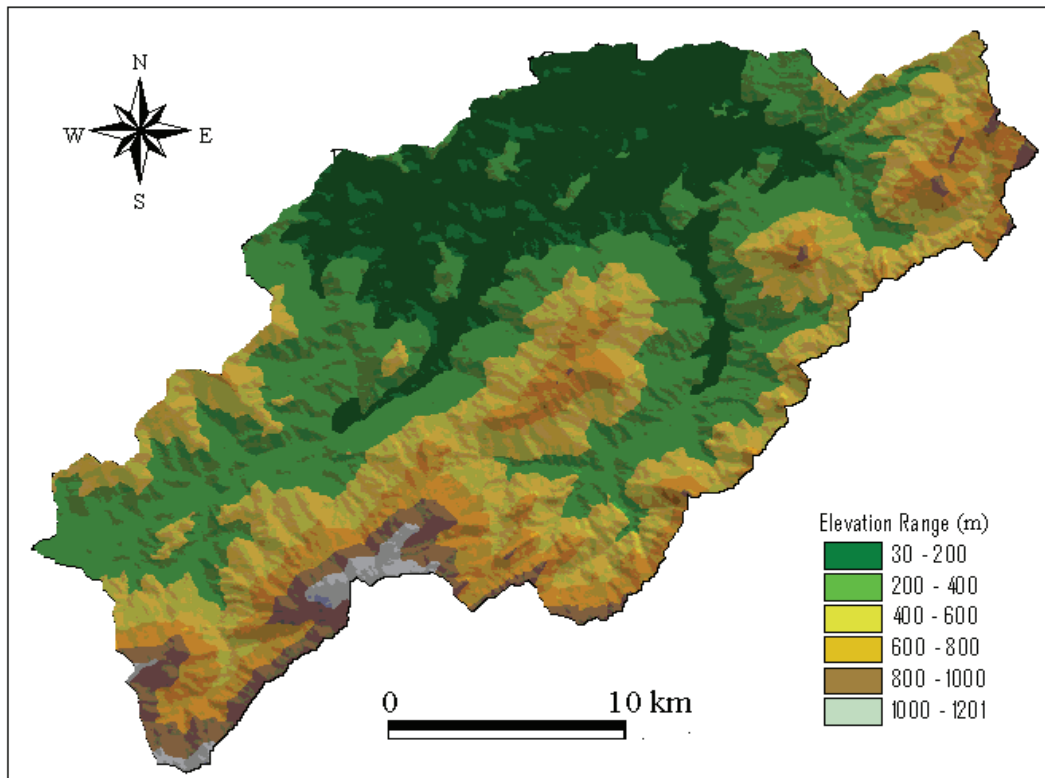


Fig. 34. Carte de la répartition des altitudes dans le bassin versant de l'Oued Kébir Est.

3.2.2- Coefficient orographique

Ce coefficient exprime le rapport de la différence entre l'altitude moyenne et minimale à la superficie totale du bassin de la façon suivante:

$$CO = H_{moy} \times \text{tg } \alpha \quad \text{d'où :} \quad \text{tg } \alpha = \frac{H_{moy} - H_{min}}{A}$$

Avec : H_{moy} : Altitude moyenne (m); H_{min} : altitude minimale (m),
 A : Surface du bassin (km²).

Ce coefficient reflète l'énergie d'une morphométrie favorable ou défavorable à l'érosion. Il est donc un indicateur de l'intensité des processus de l'érosion opérant sur les

versants dont il mesure la raideur générale du bassin. Ce coefficient est vraisemblablement analogue au ratio du relief proposé par Melton (1957).

Les valeurs du coefficient orographique au niveau des 29 sous bassins oscillent entre 234 et 26.792 (Annexe 9). Par ailleurs, si le coefficient est recalculé par la formule pour les deux principaux sous-bassins, nous remarquons que c'est toujours le sous-bassin de l'Oued Bougous qui l'emporte avec une valeur égale à 760, alors que celle du sous-bassin de l'Oued Ballauta n'excède pas la valeur de 629, ce qui implique une énergie élevée d'une morphométrie favorable à l'érosion. Le calcul de la dénivelée par le logiciel WMS n'a révélée aucune différence de gradient entre les deux sous-bassins : Les deux ont une valeur égale à 16%.

3.2.3- Hypsométrie

Soumis aux processus géomorphologiques, la forme d'un bassin change avec le temps. Selon l'analyse classique de Davis (1899-1905), le relief, la pente des versants, le gradient des cours d'eau et la densité de drainage augmentent rapidement durant le stade de jeunesse pour arriver à leur maximum en début de maturité, avant de décroître ensuite lentement. Davis suggère que les bassins se sont développés après un soulèvement tectonique brusque suivi de l'érosion du relief. Scheidegger (1987) contredit cette hypothèse en affirmant que le soulèvement est un processus continu et qu'à travers l'histoire du bassin, il y a la tendance d'un équilibre entre les deux forces opposées, la tectonique et la dégradation par l'érosion.

Ainsi, le stade de jeunesse correspondrait à une activité forte de ces deux processus antagonistes. Le stade de maturité correspondrait à une activité moyenne et donc à l'équilibre dynamique.

L'analyse des différents stades de l'évolution du relief est déterminée à partir de la courbe hypsométrique et de l'intégrale hypsométrique (HI). Cette dernière permet de calculer la masse actuelle du relief qui n'est pas encore consommée par l'érosion. L'intégrale hypsométrique est donc définie à partir de la formule de Pike et Wilson (1971) :

$$HI = \frac{H_{moy} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}} \times 100$$

H_{moy} , H_{max} , H_{min} sont respectivement l'altitude moyenne, l'altitude maximale et l'altitude minimale. Une courbe hypsométrique ayant une forme concavo-convexe avec une intégrale

hypsométrique variant entre 35 et 60% montre un stade de maturité où l'état d'équilibre du développement du bassin est atteint.

Une courbe fortement concave et une intégrale hypsométrique inférieure à 35% donnent un stade de fin-maturité dominé essentiellement par des collines et des buttes résiduelles. C'est la phase monadnock (Strahler, 1952). Les valeurs de l'intégrale hypsométriques sont de 31% et 36% dans les deux principaux sous-bassins de l'Oued Kébir Est, à savoir l'Oued Ballauta et l'Oued Bougous (Tableau 20).

En se basant sur l'indice hypsométrique (HI), nous constatons que le sous-bassin de l'Oued Ballauta et le bassin versant de Kébir Est correspondent à un stade de fin-maturité avancé qui aboutit à une courbe hypsométrique concave plus allongée vers le bas (Fig. 35).

Ces sous-bassins ont atteint la phase monadnock où ces derniers sont caractérisés par une prédominance de collines dispersées, généralement moyennes à basses, aux sommets souvent arrondis. Ceci est bien visible dans le sous-bassin de Ballauta où la proportion de zones basses reposant sur des roches sensibles augmente progressivement aux dépens d'une topographie plus vive formée de roches résistantes. Selon Strahler, cette situation est transitoire et lorsqu'elle sera terminée, cela aboutira à la restructuration d'une courbe ayant la forme normale de l'état d'équilibre (Rafael, 1990). Ceci n'est possible que lorsque les roches dures seront exposées, laissant un certain contraste entre la topographie des parties érodables et celles plus résistantes du bassin.

Le sous-bassin de l'Oued Bougous, quant à lui, présente un état d'équilibre dynamique (stade de mi-maturité) avec une valeur supérieure à 35%. Par conséquent, cet Oued montre une courbe moins concave indiquant l'état régulier dans les processus de l'érosion et du transport au sein du système fluvial et les pentes qui y contribuent.

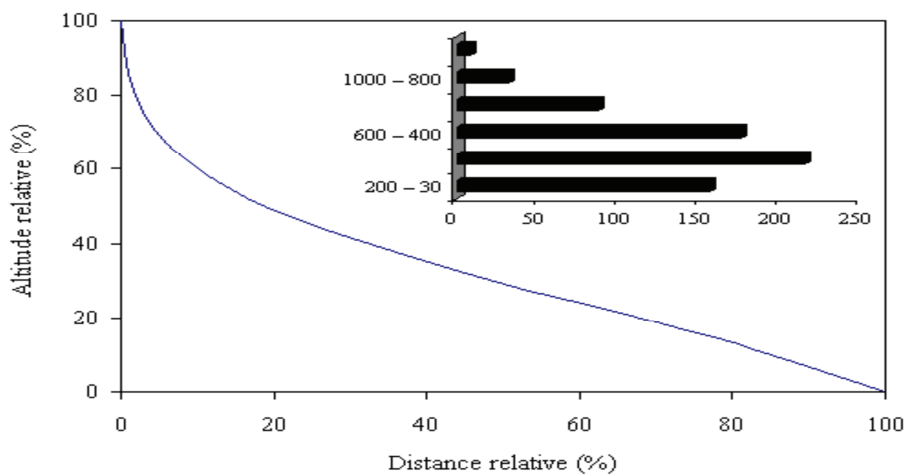


Fig. 35. Courbe hypsométrique du bassin versant étudié.

4- Analyse en composante principale des paramètres physiques

Nous avons soumis quelques paramètres physiques à cette analyse pour les sous-bassins de l'Oued Kébir Est afin de déterminer les affinités entre les sous-bassins et déduire, en conséquence, les paramètres les plus caractéristiques vis à vis de l'érosion.

Dans une matrice d'information spatiale, l'analyse bivariée prend en compte deux colonnes, c'est-à-dire deux variables (régression simple). Si l'on tente de tirer parti de toute une matrice d'information spatiale, on passe à l'analyse multi variée, dont l'analyse factorielle et la classification sont les deux formes représentées. Le but est de résumer l'information contenue dans un vaste tableau de nombres, de dégager des régularités, de mieux comprendre l'écheveau des relations existant entre les variables, donc réduire les données pour mettre en valeur l'essentiel.

L'analyse en composante principale a été réalisée avec le logiciel MICROGÉO, qui a été conçu pour pouvoir être utilisé aussi simplement que possible, de façon, le plus souvent, intuitive.

La méthode a été appliquée à 29 individus (sous-bassins) et 10 variables pouvant contribuer à l'érosion. Les variables utilisées sont : La superficie (S), la densité de drainage (Dd), la fréquence des talwegs (F), le coefficient orographique (CO), l'indice lithologique (IL), la pente du sous-bassin (Gr), la forme (Kp), le taux de recouvrement (Tr), l'exposition au nord (ExpN), et le coefficient de torrentialité (Ct).

Le type de roche est une variable qualitative, et pour chaque formation lithologique un coefficient lui a été attribué lequel représente l'érodibilité de la roche (IL). L'indice lithologique (IL) est le ratio entre le taux de dénudation mécanique d'une roche donnée et le taux de dénudation de granite qui est considéré le plus résistant à l'érosion mécanique.

L'érodibilité de chaque type de roche a été estimée en utilisant les taux de l'érosion donnés par Chorley et al. (1984) pour des monolithologies de bassins versants situées aux USA, (IL) augmente avec la susceptibilité de la roche à l'érosion mécanique (Tableau 21). Par exemple, les roches sédimentaires consolidées comme les grès et les calcaires paraissent quatre fois plus érodables que le granite, alors que les marnes sont 50 fois plus érodables que le granite. Le taux de recouvrement (Tr) n'est autre que le rapport en pourcentage de la surface forestière (forêt et maquis) et de la surface du bassin ou du sous-bassin.

Tableau 21. Coefficients de l'érodibilité des roches (Chorley et al. 1984).

Lithologie	IL
Granits	1
Grès, calcaires	4
Calcaire et calcaire marneux, conglomérats	10
pelites, grès marneux, grès argileux, marno-calcaires	27
Argiles et marnes	50

Après plusieurs essais, nous n'avons retenu que 8 variables, les paramètres fréquence des drains (F) et le coefficient de torrentialité (Ct) ont été éliminés de l'analyse car ces paramètres présentent une très faible dispersion, et un coefficient de variation égal à 0,14, ce qui les rend moins corrélatifs avec les autres paramètres physiques.

4.1- Analyse des variables

L'analyse de la matrice des corrélations (corrélations de Spearman), illustrée dans le tableau 22, montre que l'indice lithologique est modérément ou négativement corrélé au gradient et au coefficient orographique. Ce dernier est bien positivement corrélé au gradient. Le coefficient de torrentialité est modérément corrélé à l'exposition au Nord du sous-bassin.

Les tableaux synthétiques des saturations des variables (Tableau 23) montrent que les trois premiers axes des facteurs permettent de représenter le maximum d'informations.

Ces trois axes expriment 70% de l'inertie totale dont le premier axe comprend 31%, le second axe 23% et le troisième axe 16% (8 variables).

Tableau 22. Matrice des corrélations entre les variables.

	S	Gr	F	CT	Kp	IL	Tr	CO	ExpN	Dd
S	1,00	0,1	0,3	0,4	0,4	0,1	-0,2	-0,4	0,1	0,4
Gr		1,00	0,5	0,3	-0,3	-0,5	0,0	0,7	0,1	0,1
F			1,00	0,8	-0,3	0,0	-0,1	0,3	0,2	0,5
CT				1,00	-0,3	0,2	-0,1	0,1	0,5	0,9
Kp					1,00	0,1	0,0	-0,4	-0,1	-0,3
IL						1,00	-0,2	-0,5	0,3	0,2
Tr							1,00	0,2	0,1	-0,1
CO								1,00	0,0	-0,1
ExpN									1,00	0,6
Dd										1,00

Le tableau synthétique des saturations des variables montre que l'Axe I est très bien corrélé négativement au coefficient orographique et à la pente, et bien corrélé positivement à l'indice lithologique.

La contribution de ces trois variables varie entre 19% et 33% (Tableau 23 et 24). L'Axe II montre une bonne corrélation positive à l'exposition au Nord et la densité de drainage dont leur contribution est respectivement de 35% et 41%. L'Axe III montre une corrélation positive à la superficie avec 47% (Tableaux 23 et 24).

Tableau 23. Tableau synthétique complets des saturations des variables.

Facteurs Variables	I	II	III
1- S	0,51	0,26	0,75
2- Gr	-0,69	0,37	0,46
3- Kp	0,52	-0,41	0,49
4- IL	0,71	0,23	-0,47
5- Tr	-0,31	0,06	-0,10
6- CO	-0,90	0,16	0,02
7- ExpN	0,14	0,81	-0,14
8- Dd	0,22	0,88	0,06
Part de l'inertie	31%	23%	16%

Le cercle des corrélations des variables montre que les axes I-II représentent 54% d'inertie. En outre, l'axe I détermine surtout le relief car sa contribution ou la qualité de représentation dans cet axe est plus élevée par rapport aux autres variables et l'axe II exprime plutôt l'intensité de l'érosion. En outre, le cercle des corrélations, relié aux axes I-III avec 47% d'inertie, montre que l'Axe III est contrôlé par l'étendue.

La projection des variables sur l'axe I montre que le paramètre de topographie (pente et coefficient orographique) s'oppose à la surface et à l'indice lithologique (Fig. 36). L'axe II montre que l'exposition au Nord et la densité de drainage, situées dans la partie positive, s'opposent à la forme du bassin. Par contre, sur les axes I-III, la densité de drainage s'oppose dans le sens négatif à la topographie, à savoir la pente et le coefficient orographique.

De l'autre côté, la surface et la forme sont négativement reliées à l'indice lithologique.

Tableau 24. Tableau analytique des saturations des variables.

Variables	Axe I (31%)			Axe II (23%)			Axe III (16%)		
	Sat.	Qual.	Contr.	Sat.	Qual.	Contr.	Sat.	Qual.	Contr.
S	0,51	26.0	10.5	0,26	6.7	3.6	0,75	56.7	46.9
Gr	-0,69	47.5	19.1	0,37	13.4	7.2	0,46	20.8	17.6
Kp	0,52	26.8	10.8	-0,41	17.1	9.1	0,49	24.0	19.0
IL	0,71	50.3	20.3	0,23	5.3	2.8	-0,47	21.7	17.2
Tr	-0,31	9.9	4.0	-0,06	0.3	0.2	-0,10	1.0	0.8
CO	-0,90	81.3	32.7	0,16	2.6	1.4	0,02	0.0	0.0
ExpN	0,14	1.9	0.7	0,81	65.7	35.0	-0,14	2.0	1.6
Dd	0,22	4.7	1.9	0,88	76.7	40.8	0,06	0.4	0.3

Sat : Coordonnée d'une variable sur un axe ou coefficient de corrélation d'une variable avec un axe.

Qual : Qualité de représentation d'une variable par un axe en %.

Contr: Contribution d'une variable à l'axe en %.

La tendance à la liaison des paramètres de l'étendue et de l'indice lithologique au gradient et au coefficient orographique, sur l'axe I, semble pouvoir exprimer la nature lithologique et l'étendue sous divers reliefs terrestres (Fig. 36). Une valeur élevée de l'indice lithologique et de la surface caractérise les sous-bassins à faibles topographies.

La topographie croît à des valeurs fortes lorsque la proportion des roches érodables du sous-bassin décroît. Afin d'interpréter cette relation sur la base de nos données, il est important de préciser que tous les sous-bassins analysés sont à un stade de maturité avancé, ce qui implique qu'ils se distinguent par des reliefs plus aérés avec des plaines alluviales bien développées ou des micro-plaines. Ainsi, les sous-bassins qui possèdent des reliefs assez forts à forts sont caractérisés par des lithologies fortement résistantes à l'érosion et des superficies de sous-bassins moins étendues.

Sur l'axe II, on remarque que les fortes valeurs ou pourcentages de la densité de drainage et de l'exposition au Nord s'associent aux formes plus ramassées et moins allongées des sous-bassins. Plus le sous-bassin est exposé au Nord, plus il reçoit de l'eau des précipitations, ce qui implique une hiérarchisation du réseau hydrographique dans un milieu moins perméable. Cependant, l'expansion des parties situées en amont du système de drainage entraînera la consommation de la plupart des surfaces non disséquées et conduit, par conséquent, à l'allongement du bassin (Miller et al, 1990).

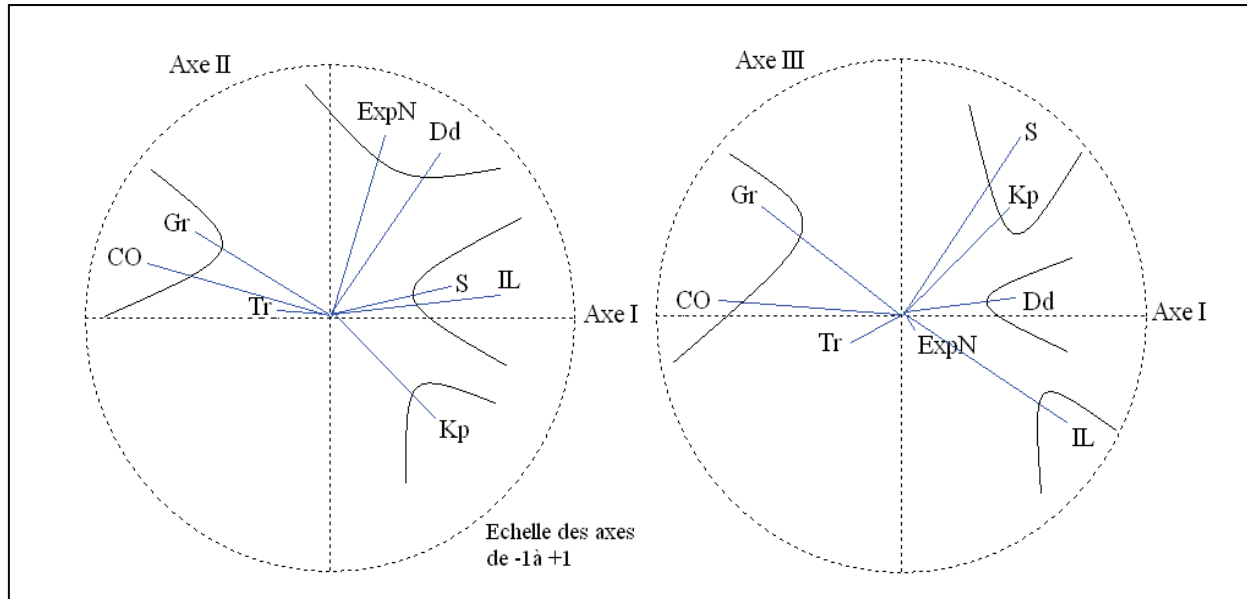


Fig. 36. Plans de corrélations des variables.

Sur les axes I-III, l'incision latérale par les talwegs devient plus agressive au niveau des reliefs moins accentués qui montrent principalement des formations rocheuses et superficielles (quaternaires) favorables à l'érosion telles que les marnes, les argiles. Ce cas est particulièrement observé dans les oueds des sous-bassins 3, 4, 9 et 22 (Annexe 9).

A l'inverse, une augmentation de la topographie conduira, en principe, à une réduction de l'érosion par ravinement et sapement de berge car les espaces morphologiques des glacis et des plaines restent encore peu développés. Il s'agit essentiellement des sous-bassins 10, 18, et 28. Moins évidente est l'interaction entre les paramètres morphométriques de l'axe III surtout en ce qui concerne la forme et la lithologie.

D'une façon générale, l'association des variables IL, Dd, CO et Gr a été, pour le moins, énormément sollicitée par plusieurs auteurs ayant travaillé sur le principe de ces liaisons pour aboutir à des explications géomorphologiques sur la hiérarchie du chevelu et l'évolution du relief (Zavoianu, 1985, Miller et al, 1990).

4.2- Analyse des individus

C'est sur la base de la qualité de la représentation et la contribution de chacun des individus sur les axes et, en relation avec des cercles des corrélations des variables que la projection factorielle des individus (axes I-II) nous a permis de remarquer la distribution des individus avec les huit variables (Fig. 37). Les sous-bassins ont été subdivisés en 4 groupes (axes I-II). Sur l'axe I, le premier groupe, défini par les oueds des sous-bassins 4 et 6, montre

une orographie et les dénivelées les moins fortes contrairement au second groupe, représenté par les sous-bassins 10, 18, 27 et 28 qui présentent les topographies les plus élevées (Fig. 37). De part et d'autre, l'érosion linéaire ou latérale reste forte car, d'un côté, c'est la topographie qui provoque la dynamique morphogénique, et de l'autre, c'est la vulnérabilité des roches qui accélère le façonnement du relief.

Sur l'axe II, les sous-bassins 9, 21 et 29 sont soumis à une très forte érosion due à leur exposition au Nord. Par contre, les deux sous-bassins 1 et 23 sont moins érodés grâce, peut être, à l'exposition plus au Sud, à l'abri les précipitations fortes.

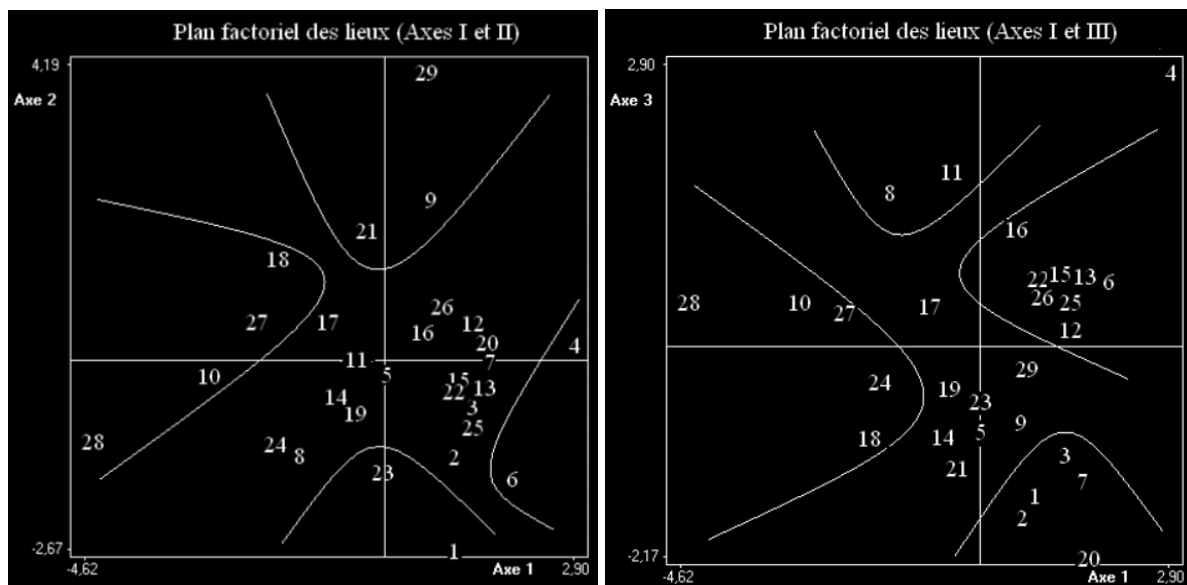


Fig. 37. Plans factoriels des individus.

En ce qui concerne les axes I-III, les sous-bassins 10, 18, 24, 27 et 28 se distinguent par les topographies les plus accentuées et les plus élevées comparées à celles des sous-bassins 6, 12, 13, 15, 16, 22, 25 et 26. En se basant seulement sur le facteur topographique, il est supposé que les sous-bassins ayant les reliefs forts sont susceptibles de provoquer des ravinements plus importants que ceux avec des paysages moins accentués. Seulement ici, le groupe des sous-bassins aux reliefs forts possède une lithologie plus résistantes qui fait équilibre avec les sous-bassins aux reliefs modestes et dont la lithologie est plus vulnérable. Pour cela l'érosion hydrique, représentée par la densité de drainage et la fréquence des talwegs, est significative dans les deux groupes. Sur l'axe III, les sous-bassins du premier groupe : 8 et 11 s'opposent à ceux du second groupe à savoir : 1, 2, 3, 7 et 20.

Dans le premier groupe, le substrat à l'affleurement est plus résistant alors que dans le second, les roches sont fortement érodables.

Les deux groupes possèdent les mêmes caractéristiques physiques à l'exception de la topographie et de l'étendue qui sont plus importantes dans le premier groupe.

Conclusion

Cette analyse nous a permis de déceler un nombre de sous-bassins susceptibles de fournir d'importantes quantités de matières en suspension vers les cours d'eau. Ainsi, en tenant compte des paramètres de l'érosion, nous détectons surtout les sous-bassins de l'Oued Bougous et de l'Oued Ballauta qui sont touchés par le ravinement et l'érosion latérale, représentée par la densité de drainage.

Il en ressort aussi que la topographie, la lithologie et le paramètre de l'érosion sont les plus significatifs sur la base de l'explication du façonnement du relief des différents sous-bassins étudiés. Les effets des processus d'érosion ont tendance à s'accroître et se généraliser comme l'explique le dynamisme actuel de ces oueds.

Nous avons bien indiqué que, dans notre investigation, nous manquons d'informations en ce qui concerne la distinction des différentes intégrales hypsométriques et des systèmes de drainage modifiés par les perturbations tectoniques qui ont joué durant le Mio-Pliocène et les changements climatiques pendant le Quaternaire.

D'autres études sur le sujet et surtout sur une cartographie plus détaillée de la géologie de la région pourraient contribuer à mieux comprendre l'interaction des paramètres morphométriques et la lithologie dans les sous-bassins étudiés.

CHAPITRE V

**QUANTIFICATION DES TRANSPORTS SOLIDES
EN SUSPENSION**

Introduction

L'estimation du taux de sédimentation dans les bassins versants nécessite une bonne connaissance des apports solides. Ces derniers dépendent aussi bien des contraintes physiques au niveau des versants que de la nature et du volume des apports liquides et solides fournis au réseau d'écoulement. En plus de cette complexité, le manque de données constitue un handicap majeur dans l'évaluation et la prévision des flux hydrosédimentaires dans le bassin versant ou de l'envasement des barrages. Cet état de fait a conduit de nombreux chercheurs à proposer des modèles de prévision afin de quantifier la charge solide transportée dans le but de réduire l'érosion hydrique et augmenter la durée de vie des barrages.

Les flux des matières en suspension (MES) mesurés résultent d'un ensemble de phénomènes de mise en mouvement, de dépôt et de reprise des sédiments qui affectent les versants et les berges des cours d'eau. La quantification des flux de MES nécessite d'effectuer des mesures de concentrations en continu, événementielles ou ponctuelles dans le temps.

1- Méthodes empiriques d'estimation de la dégradation spécifique

Afin d'évaluer l'état de dégradation au niveau d'un bassin versant dépourvu d'une station hydrométrique et d'analyser son degré d'instabilité, plusieurs calculs ont été établis par des chercheurs en utilisant des formules empiriques. Néanmoins, il est conseillé de prendre ces formules avec précaution car souvent elles ne reflètent pas la réalité.

Le calcul empirique implique quelques méthodes dont on distingue:

1.1- Formule de la Sogréah

Basée sur des données de 30 bassins algériens, cette formule est décrite de la façon suivante:

$$ASS = \alpha E^{0,15}$$

Avec :

ASS: Apport solide spécifique (T/km²/an),

α : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol, Le bassin étudié présente une perméabilité faible à moyenne avec $\alpha = 350$.

E : Ecoulement annuel (mm) ; E = 284,66 mm

1.2- Formule de Tixeront

Les travaux faits sur 32 bassins algériens et 9 bassins tunisiens ont abouti à la relation suivante :

$$ASS = 92 E^{0,21} ; (Ass) \text{ et } (E) \text{ sont les mêmes paramètres précédents.}$$

1.3- Formule de Fournier

Elle est définie par la relation suivante :

$$Ds = 1/36 (Pm^2/Pa)^{2,65} (H^2/S)^{0,46}$$

Avec :

- Ds : Dégradation spécifique (T/km²/an),
- Pm : Précipitation mensuelle du mois le plus arrosé (mm), Pm= 115,66 mm
- Pa : Précipitation moyenne annuelle (mm), Pa = 747,09 mm
- H : Dénivelée moyenne (m), H= 394m
- S : Surface du bassin versant (km²), S= 681,33 km²

1.4- Formule de l'ANRH

Elle est définie par la relation suivante :

$$Ts(t \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}) = (26,62 \times IL) + (5,07 \times Ip) + (9,11 \times CT) - 593,56$$

Avec :

- IL : Indice lithologique (rapport de la surface occupée par la roche érodable et de la superficie du bassin) ; IL = 16,70%
- IP : Indice pluviométrique (produit du pourcentage et de la fréquence des pluies supérieures à 20 mm) ; IP = 192
- CT : Coefficient de torrentialité (produit de la densité de drainage et de la fréquence des talwegs) ; CT = 12,09.

Les résultats des calculs de la dégradation spécifique utilisant les formules empiriques sont illustrés dans le tableau 25.

Tableau 25. Valeurs de la dégradation spécifique.

Méthodes de calcul	Oued Kébir Est
<i>Sogréah</i>	817
<i>Tixeront</i>	301
<i>Fournier</i>	705
ANRH	935

2- Méthodes de mesure et quantification des transports solides

2.1- Mesure des MES

La technique utilisée par ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) pour mesurer la matière en suspension débute par le prélèvement en un point unique soit sur le bord, soit au milieu au moyen d'un flacon de 1 litre en matière plastique.

L'échantillonnage s'effectue lors d'une crue suivant des intervalles de temps variables en fonction du régime de l'oued. Ainsi, en étiage ou lorsque le débit est constant au cours de la journée, il est possible d'effectuer un à deux prélèvements au cours de la journée. En période de crue, le nombre des prélèvements sera augmenté de deux façons:

- Un prélèvement est effectué durant la montée des eaux lorsque la montée est lente et tous les quarts d'heures et demies heures lorsque la montée est rapide,
- En décrue, on prélève un échantillon toutes les heures durant les six premières heures et toutes les deux heures ensuite (Demmak, 1982). L'espacement dans le temps des prélèvements des concentrations accroît au fur et à mesure qu'on s'éloigne du pic de la crue.

Le traitement des matières en suspension prélevées se fait au laboratoire par décantation, filtrage avec un filtre de type Laurent ($\varnothing = 32$ cm), séchage à l'étuve à 110°C durant 30 minutes et pesée.

2.2- Résultats des prélèvements des MES

Les résultats des analyses des MES ont été traités en vue de comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire de chaque cours d'eau et de quantifier les flux de la matière fine. Pour chaque crue considérée, nous avons étudié les relations entre les concentrations mesurées et les débits liquides instantanés afin de combler les lacunes d'observation et par suite évaluer les apports solides à différent pas de temps (Fiandino, 2004).

Nous avons recherché la meilleure parmi les solutions suivantes:

- Linéaire de la forme $y = ax + b$,
- Logarithmique de la forme $\text{Ln}(y) = a*\text{Ln}(x) + b$,
- Puissance de la forme $y = ax^b$,
- Exponentielle de la forme $y = ae^{bx}$,
- Polynomiale de la forme $y = ax^2 + bx + c$.

Cette méthode de comblement a ainsi permis de reconstituer, quand nécessaire, des valeurs manquantes.

Mais surtout, elle a permis d'augmenter le nombre des données pour les utiliser au moment de l'application des courbes de transport solide (Sediment rating curve). Par ailleurs, il faut signaler que la reconstitution ne permet pas une interpolation sûre entre deux points de mesure car les turbidigrammes résultant de ruissellements localisés sur un bassin donné

présenteront des formes et des intensités très variables suivant le secteur concerné par le ruissellement (Demmak, 1982).

Ainsi, les données recueillies sur l’Oued étudié, montrent le plus souvent la difficulté d’obtenir des informations exploitables à partir de prélèvements manuels courts dans le temps.

Ces données sont illustrées dans la figure 38 qui montre un espacement assez éloigné entre les points prélevés des MES.

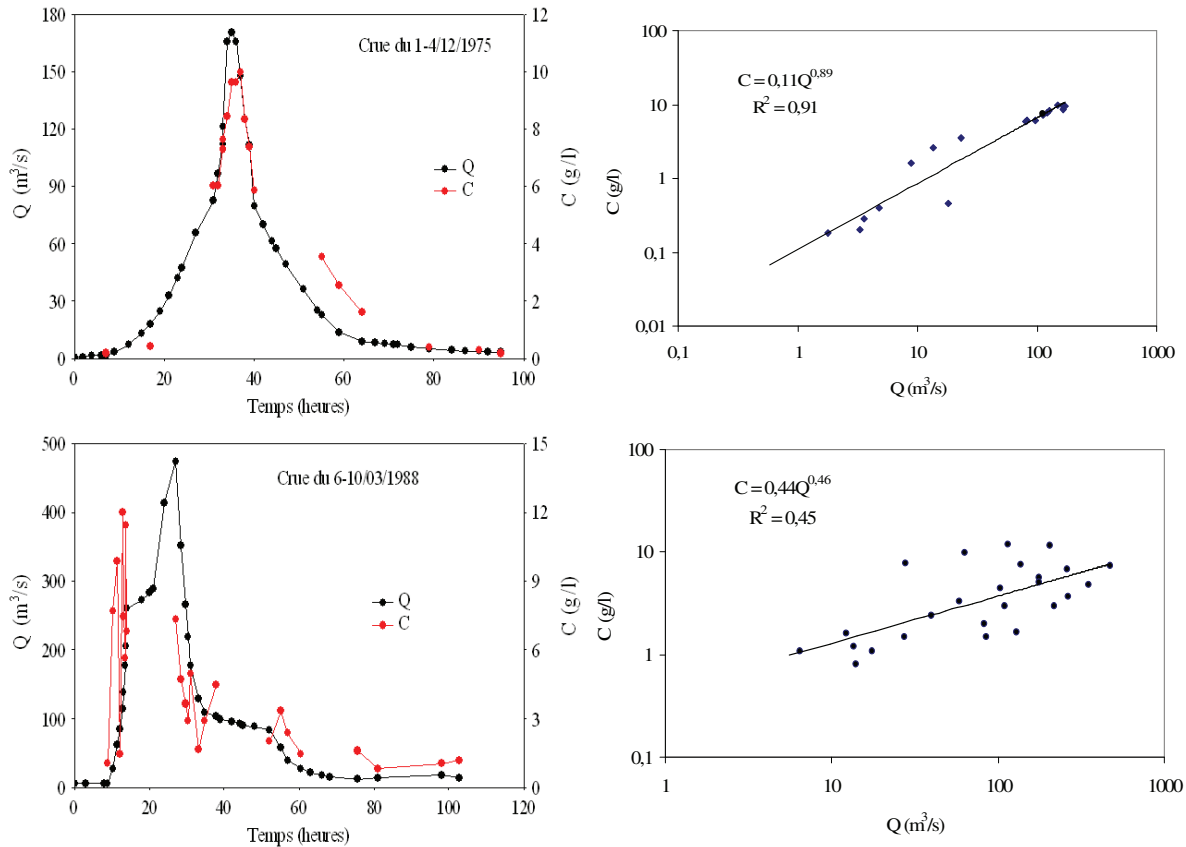


Fig. 38. Représentation graphique des débits et des concentrations sous forme de courbes (à gauche) et de relations non linéaires (à droite).

Les concentrations mesurées et calculées sont converties en crues journalières de 24 heures dont les débits moyens et les concentrations moyennes sont calculés. La distribution des écoulements ayant été prélevés pour les sédiments en suspension, en relation avec la distribution des débits journaliers continus, mérite d’être considérée.

Ceci est particulièrement important car quelques écoulements forts sont capables de transporter une quantité considérable de sédiments (Krishnaswany et al. 2001).

2.3- Relation concentration - débit

En l'absence d'appareils pour faire des prélèvements fréquents, nous avons été contraints d'utiliser la technique des courbes de transport solide afin d'estimer la charge solide transportée en suspension à partir des séries d'écoulement (Khanchoul et al., 2009). La courbe de transport solide est sous forme de graphe ou équation reliant le débit solide (Q_s) ou la concentration (C) et le débit liquide (Q). L'étude par Campbell et Bauder (1940) sur la rivière rouge du Texas est considérée comme le premier exemple de l'utilisation de la courbe aux Etats Unis d'Amérique. Le rapport de Miller (1951) a décrit l'analyse des charges solides de la rivière San Juan et a donné une évaluation plus détaillée de la technique, en introduisant la nécessité d'utiliser les saisons pour élaborer la courbe de relation $C - Q$, qui servirait à estimer le débit solide sur une longue période d'écoulement.

Depuis 1970, un grand intérêt est apporté à l'estimation du transport solide en suspension en appliquant la relation de $C - Q$. Les raisons sont nombreuses et diverses parmi lesquelles nous citons le transport des contaminants, le cheminement de la qualité des eaux, l'envasement des barrages, l'érosion et les pertes des sols (Walling, 197 ; Ferguson, 1986 ; Horowitz et al, 2001).

Lorsqu'on reporte sur un graphe les concentrations mesurées en fonction du débit écoulé à l'instant du prélèvement (Fig. 39), on observe une absence de relation nette entre concentration et débit. On note, cependant, une grande concentration du nuage de points à l'extrémité inférieure des deux coordonnées (abscisse et ordonnée) qui montre que tous les débits inférieurs à $100 \text{ m}^3/\text{s}$ ont une concentration inférieure à 5 g/l .

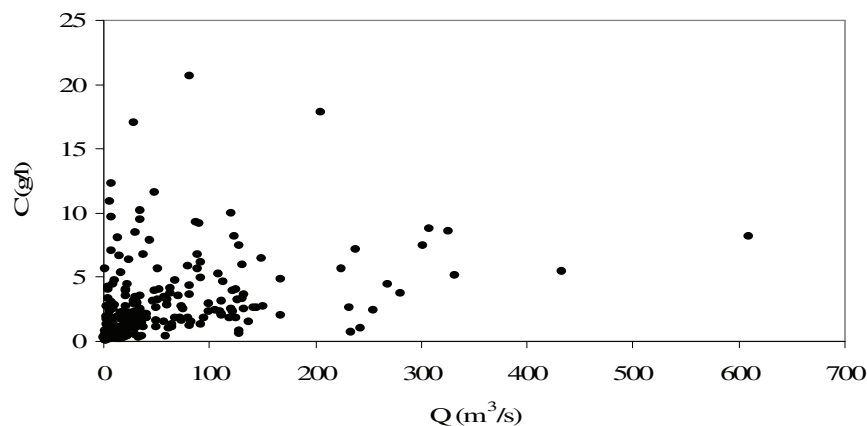


Fig. 39. Relation concentration-débit des données journalières.

La concentration des sédiments en suspension et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle de puissance $Y = aX^b$ (Etchanchu et al, 1986 ; Benkhaled et Remini, 2003 ; Khanchoul et al, 2008). Ce modèle peut sous-estimer le débit solide et c'est pour cette raison qu'il est possible d'utiliser un facteur correctif basé sur des considérations statistiques.

La méthode utilisée dans ce travail pour quantifier le transport solide est celle des classes des débits décrite par Verhoff et al, 1980 ; Walling et Webb, 1981. Ils ont démontré que cette méthode, basée sur le calcul des concentrations moyennes et des débits moyens, donne un ordre d'amplitude plus correcte de la charge solide. Par la suite, la méthode a été développée par Jansson (1985, 1997) et Khanchoul et al. (2007) pour aboutir à des courbes de transport solide plus fiables. Les individus des concentrations journalières et des débits liquides journaliers utilisés pour établir la courbe de transport solide sont au nombre de 290 mesures.

La procédure débute par le classement des individus mesurés et par leur regroupement ensuite en classes distinctes des débits liquides (suivant un tri croissant). La définition de l'intervalle de classe dépend de la base de données. Pour les débits faibles, l'intervalle de classe peut être étroit et devient progressivement large au fur et à mesure que la base de données contient moins de débits liquides aux valeurs élevées. Les concentrations en suspension et les débits liquides moyens correspondants à chaque classe sont calculés et introduits dans une régression (Fig. 40).

Suivant la construction des classes, deux options ont été adoptées afin de choisir la meilleure régression qui pourrait donner la meilleure prédiction.

Par définition, une ligne de régression devrait traverser toutes les valeurs moyennes (Yevjevich, 1972, p.233). Pour cela, il est impératif de représenter toutes les concentrations moyennes et les débits moyens dans un même graphe et de représenter la ligne de régression afin de déterminer le changement de direction possible de cette ligne à travers le nuage de points puis de choisir, par là, le meilleur ajustement possible.

Après élaboration de la régression appartenant aux données confondues, cette association des concentrations moyennes et des débits moyens peut être corrigée afin de réduire la sous-estimation du débit solide (Ferguson, 1986; Jansson, 1985, 1997). Miller (1984) avait proposé un facteur correctif défini par la formule suivante:

$$FC = \exp(0,5 \cdot \sigma^2); \quad \sigma^2 = 1 / N-1 * \sum [\text{Ln}(C_i) - \text{Ln}(C_i')]^2$$

σ^2 , C_i , C_i' sont la variance, la concentration moyenne respectivement mesurée et estimée.

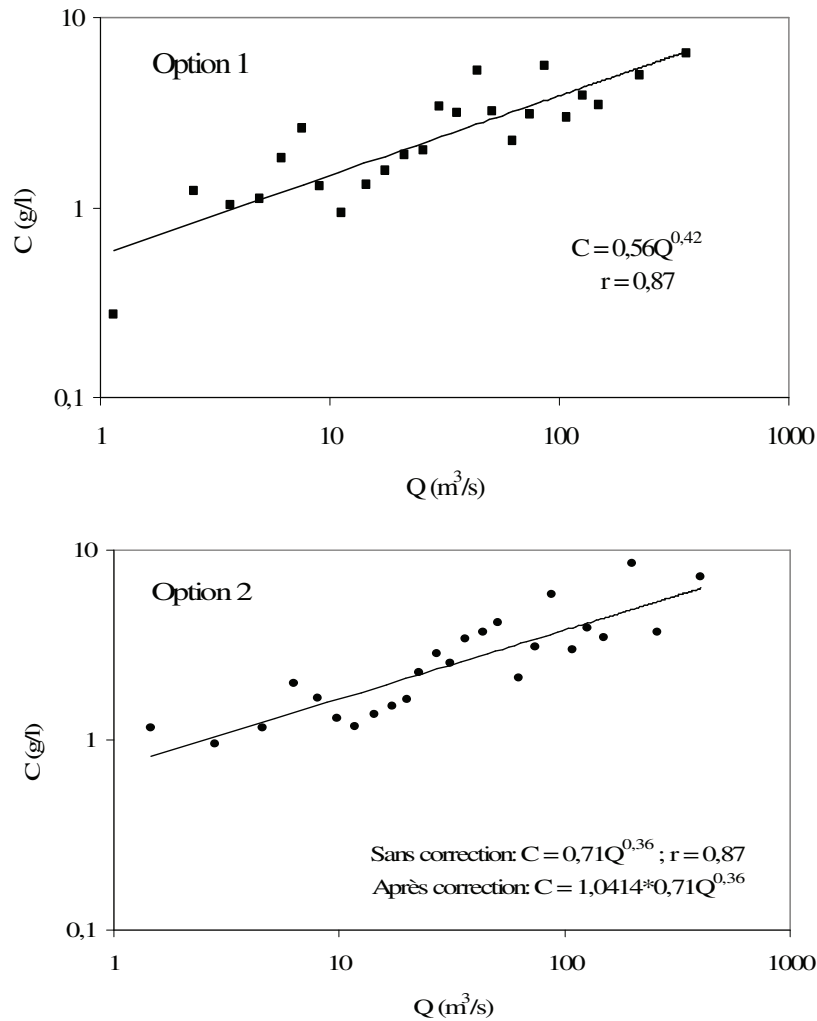


Fig. 40. Relation entre les concentrations moyennes des MES et les débits moyens en utilisant la méthode des classes des débits.

Finalement, les résultats des débits solides mesurés de l'ensemble des crues enregistrées seront comparés à ceux calculés. Les différences entre les valeurs mesurées et celles calculées peuvent être exprimée en pourcentage d'erreur de la forme suivante (Walling, 1977; Horowitz, 2001):

$$\text{Erreur (\%)} = \left(\frac{\text{valeur estimée du débit solide}}{\text{valeur mesurée du débit solide}} - 1 \right) \times 100$$

Une valeur négative indique une sous-estimation, alors que la valeur positive indique une surestimation relative à la valeur mesurée.

2.4- Relation débit solide (Qs) - débit liquide (Q)

L'utilisation de la courbe de transport solide débit solide (Qs) – débit liquide (Q) est une méthode utilisée depuis 1940 par les différents auteurs.

L'application de cette méthode dans notre cas est élaborée à l'échelle des débits moyens journaliers (série 1975/76-1998/99) (Fig. 41). Néanmoins, l'utilisation de cette méthode a été critiquée car le débit liquide est inclus, d'une part, dans la variable dépendante et, d'autre part, dans la variable indépendante de la relation $Q_s = f(Q)$. Ainsi, il donne un coefficient de corrélation élevé (Mc Bean et Al-Nasri, 1988). Cette interprétation a été contredite par un nombre d'auteurs (Nordin, 1990; Gilroy et al, 1990 ; Jansson, 1997).

En se basant sur le facteur correctif, ces auteurs ont démontré que les deux relations aboutissent à la même évaluation des débits solides où les variances des régressions sur les logarithmes des débits solides et celles des concentrations sont équivalentes (Khanchoul et al, 2009).

On note que le débit solide se calcule de la manière suivante :

$$Q_s \text{ (kg/s)} = Q \text{ (m}^3\text{/s)} \times C \text{ (g/l)}$$

Ou encore :
$$A_s \text{ (tonnes)} = \Sigma \frac{Q \text{ (m}^3\text{/s)} \times C \text{ (g/l)} \times T \text{ (secondes)}}{1000}$$

As étant l'apport solide et T le temps entre les valeurs de la concentration, mesurée et estimée.

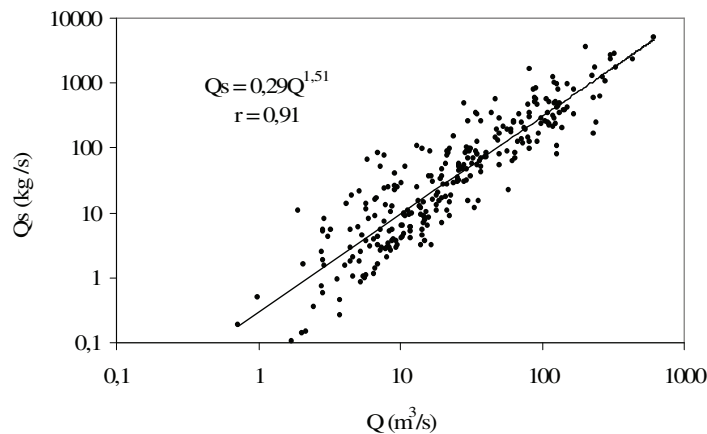


Fig. 41. Courbe de transport solide Q versus Q_s .

Le calcul de la charge solide à partir de l'équation de la régression illustrée dans la figure 41 a donné une valeur estimée de $4,34 \times 10^6$ tonnes. Cette valeur est inférieure à celle mesurée, qui est égale à $5,19 \times 10^6$ tonnes. En introduisant le facteur de correction (FC), égal à 1,053, la charge solide estimée devient égale à $6,64 \times 10^6$ tonnes ce qui implique qu'on a une

surestimation de cet apport solide. Face à cette situation, il est impératif d'utiliser la méthode des classes des débits avec les débits solides et les débits liquides journaliers (Fig. 42).

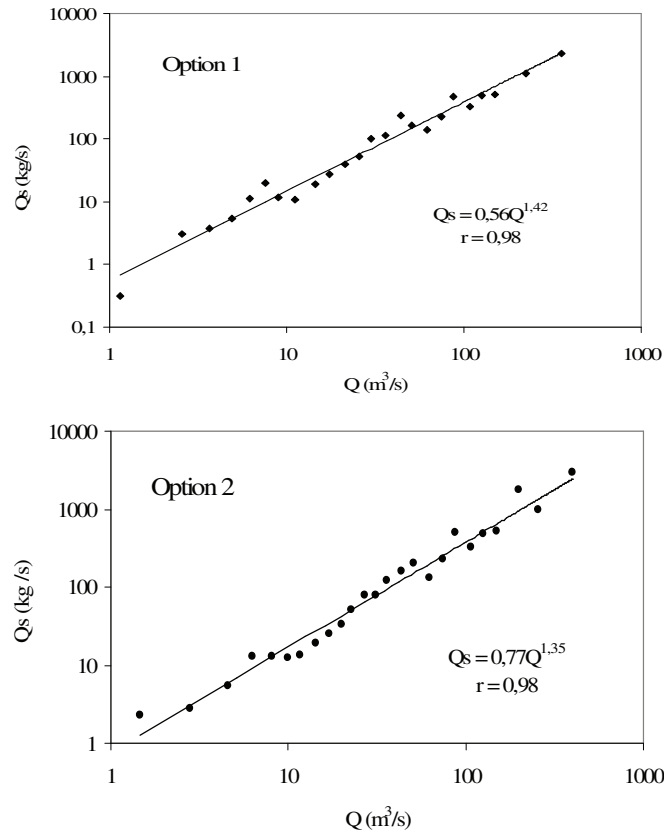


Fig. 42. Relation entre les débits solides et les débits liquides journaliers en utilisant la méthode des classes des débits.

3- Discussion

Les erreurs mentionnées dans le tableau 26 montrent que l'apport solide (tonne) calculé suivant l'option 1 implique une surestimation de 2,5%. L'utilisation des équations de l'option 2 pour les relations C-Q et Qs-Q présentent en général une amélioration significative de l'estimation. Dans le cas de la relation C-Q, la sous-estimation est réduite après l'utilisation du facteur de correction, de 3,85% à 0,06%. La correction de la relation Qs-Q impliquerait une surestimation de 4%.

Tableau 26. Comparaison des courbes de transports solides des apports estimés avec les apports calculés issus des concentrations mesurées.

A- Relation concentration – débit liquide

Apports solides	As (x10 ⁶ tonnes)	Erreur (%)	Correction As (x10 ⁶ tonnes)	FC	Erreur (%)
Apport mesuré	5,192				
Apport estimé (option 1)	5,32	+ 2,50	-	-	-
Apport estimé (option 2)	4,99	- 3,85	5,195	1,041	+ 0,06

B- Relation débit solide – débit liquide

Apports solides	As (x10 ⁶ tonne)s	Erreur (%)	Correction As (x10 ⁶ tonnes)	FC	Erreur (%)
Apport mesuré	5,192				
Apport estimé (option 1)	5,32	+ 2,47	-	-	-
Apport estimé (option 2)	5,15	- 0,81	5,40	1,049	+ 4,00

Il ressort des relations obtenues que la méthode des classes des débits a fourni de bons résultats où les valeurs des apports solides estimées sont proches des valeurs mesurées.

3.1- Variabilité interannuelle des apports solides

Les variations interannuelles des apports solides de la période 1975/76-1998/99 montrent une grande irrégularité, liées aux différentes conditions géomorphologiques telles que les précipitations, la lithologie, les pentes et l'occupation du sol.

Pour l'Oued Kébir Est, la dégradation spécifique moyenne annuelle, selon la relation C-Q, est égale à 871 T/km²/an ou 14,24x10⁶ tonnes.

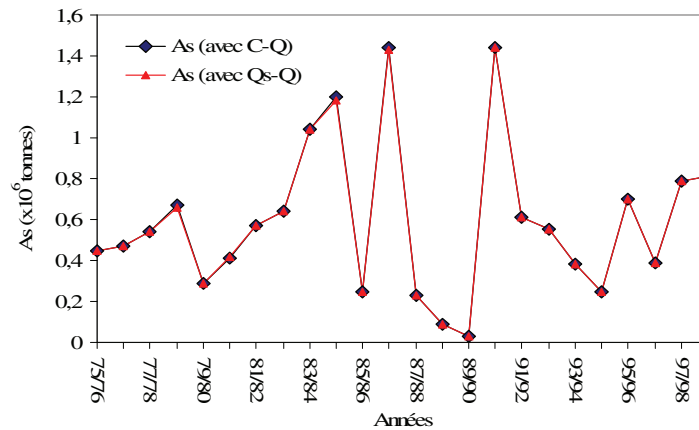
Ceci correspond à une précipitation moyenne annuelle de 747,09 mm et un écoulement moyen de 6,15 m³/s ou une lame d'eau annuelle écoulée de 284,66 mm. La dégradation spécifique moyenne annuelle estimée à partir de la relation Qs-Q est égale à 870 T/km²/an ou 14,22x10⁶ tonnes. Par ailleurs, on constate que la différence entre l'apport solide calculé de la relation C-Q et celui calculé de la relation Qs-Q est très négligeable. Ainsi, ce résultat confirme que les deux relations aboutissent à la même évaluation des charges solides.

Les charges solides les plus élevées qui transitent à la station de Ain Assel représentent 42% des valeurs supérieures à la moyenne annuelle.

Les charges solides de 1983/84, 1984/85, 1986/87 et 1990/91 ont pu fournir 36% de l'apport solide total de la période de 24 années (Fig. 43). Ces années présentent des coefficients d'écoulement élevés qui varient entre 52% (1984/85) et 69% (1986/87).

Les apports solides les plus élevés correspondent aux deux années hydrologiques 1986/87 et 1990/91 avec un total de $2,88 \times 10^6$ tonnes (4229 T/km^2).

A- Evolution annuelle des apports solides en utilisant les relations C-Q et Qs-Q.



B- Evolution annuelle des ruissellements et des précipitations.

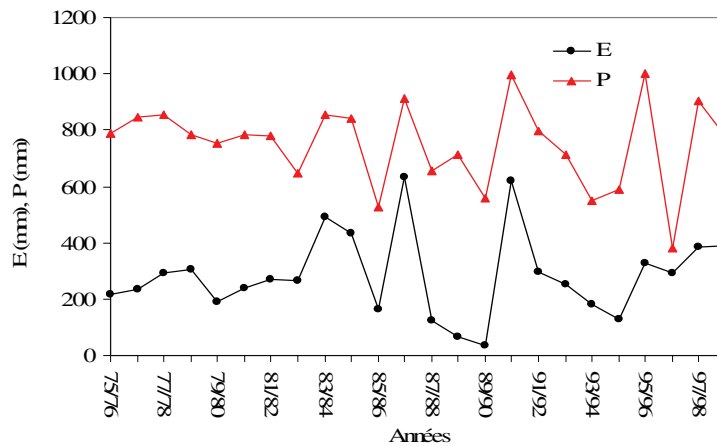


Fig. 43. Evolution annuelle des transports solides (As), des ruissellements (E) et des précipitations (P).

Les crues enregistrées du 12 au 25/02/87 et du 21 au 31/12/1990 ont fourni des charges solides de $0,32 \times 10^6$ tonnes et $0,31 \times 10^6$ tonnes pour des écoulements de $67 \text{ m}^3/\text{s}$ et $78 \text{ m}^3/\text{s}$.

Par ailleurs, ces deux crues ont produit respectivement 70,45% et 67,39% des apports solides totaux des deux années correspondantes 1986/87 et 1990/91.

3.2- Relation entre débit solide, ruissellement et précipitation

Suite à cette analyse annuelle de la dégradation dans le bassin versant étudié, il serait intéressant d'essayer de comprendre le fonctionnement hydrologique conditionné par les facteurs de l'érosion en recherchant une relation entre l'effet de l'érosion, à savoir les transports solides et un des facteurs essentiels constitués par la pluviométrie et l'écoulement qui est déduit des débits liquides mesurés. Les résultats obtenus se résument comme suit:

- La valeur du coefficient de corrélation entre les pluies et les transports solides spécifiques interannuels est égale à 0,57 (Fig. 44). Cette relation considérée comme assez faible mais significative avec un risque d'erreur de 5% (test de Student) montre que les points se disposent le long de la courbe à pente modérée dans le cas des séries en particulier, indiquant un accroissement plus au moins rapide des transports solides au delà d'un seuil pluviométrique de 700 mm. Dans cet oued, quelques valeurs, soit 42% de l'ensemble, se dispersent largement en dehors de l'intervalle de confiance défini par 0,95 et la bande de confiance est large.

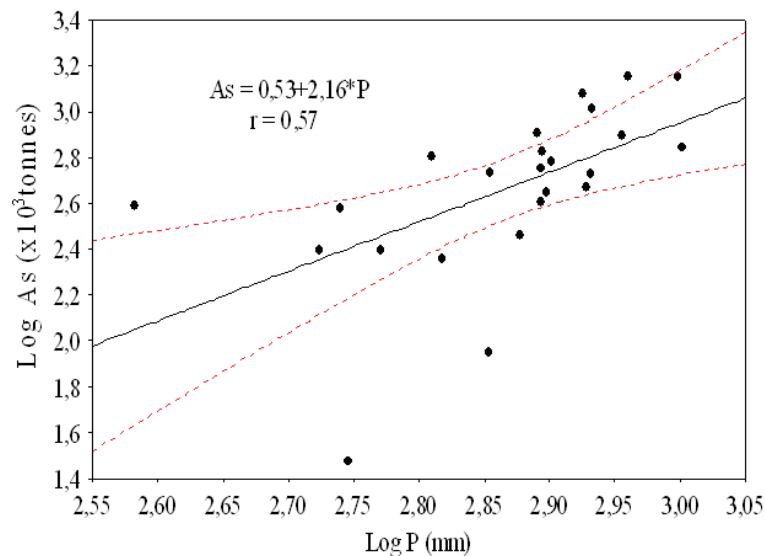


Fig. 44. Relation entre les transports solides et les précipitations.

- La valeur du coefficient de corrélation entre l'écoulement et les transports solides est très élevée ($r = 0,98$), il s'agit donc d'une relation très significative à 5% de risque d'erreur (Fig. 45).

La relation entre ces deux variables reflète fortement l'agressivité dans le temps des processus érosifs. Le régime d'écoulement est caractérisé par une période excédentaire et humide associée à une période active pour une dynamique érosive et par une période d'étiage

à faible érosion et à un approvisionnement insuffisant en matière fine. Il y a très peu de valeurs en dehors ou loin des lignes de l'intervalle de confiance. En outre, cette interaction parfaite a donné un très bon ajustement des points autour de la droite de régression et un rétrécissement de la bande de confiance.

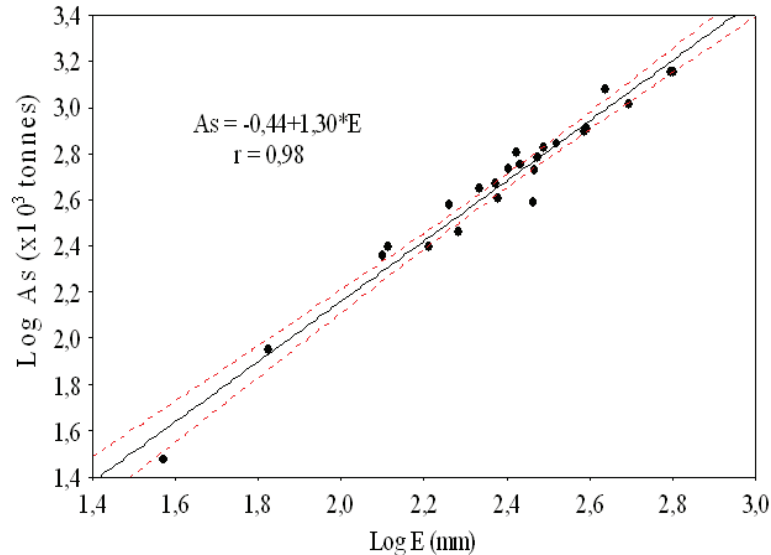


Fig. 45. Relation entre les transports solides et l'écoulement.

3.3- Variations mensuelles des charges solides

Les valeurs des dégradations spécifiques moyennes mensuelles des crues analysées dans le bassin de l'Oued Kébir Est sont généralement élevées en hiver et printemps. En effet, la somme des apports solides mensuels de Décembre à Mai dans le bassin représente 90% de valeur annuelle.

3.3.1- Automne

Cette saison se caractérise par des pluies de type orageux, généralement de courte durée avec fortes intensités. Ces averses sont dans la plupart du temps localisées dans l'espace et se produisent sur des sols secs. Les débits de pointe de ce type de crue peuvent être importants comme c'est le cas de la crue du 17-22/11/1976 (Fig. 46) et celle du 16-18/11/1982, avec des valeurs maximales des débits de 1272 m³/s et 494,38 m³/s.

Les précipitations étaient égales à 182 mm et 84 mm, ce qui donne des coefficients de ruissellement élevés de 77% (E = 141 mm) et 90,50% (E = 76 mm).

La crue du 17-22/11/1976 a pu fournir $0,58 \times 10^6$ tonnes et a contribué avec 43% de l'apport solide de cette saison automnale. La seconde crue a produit $0,30 \times 10^6$ tonnes de sédiments en suspension.

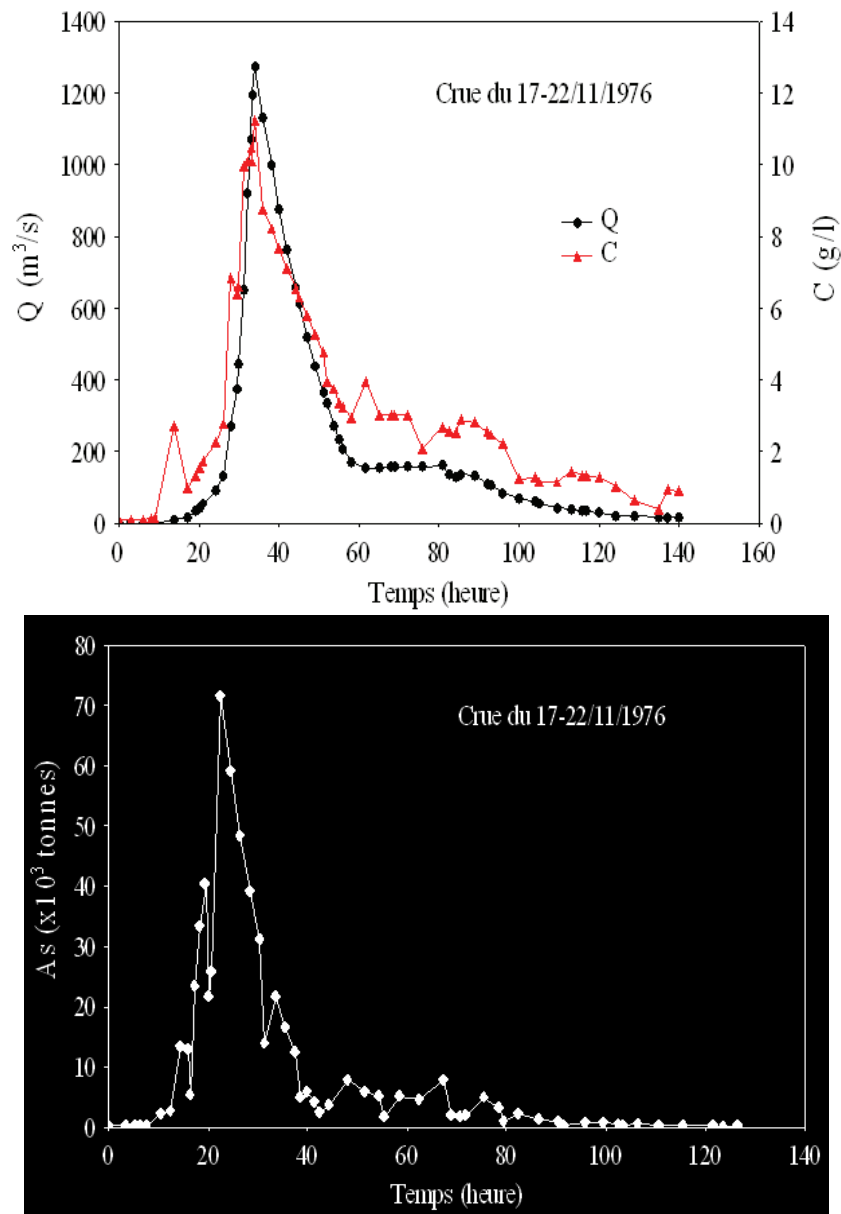


Fig. 46. Crue de Novembre 1976 avec : Courbes Q-C (en haut) et courbe des apports solides (en bas).

Les transports solides les plus élevés se rencontrent en Novembre avec une valeur de $1,24 \times 10^6$ tonnes. Les averses de type orageux de cette saison produisent des concentrations en sédiments assez considérables atteignant en pointe des valeurs de 12 g/l . La concentration moyenne de ce mois est trouvée égale à 3,14 g/l .

Dépourvus de végétation permanente sur de grandes étendues, les versants marneux et argileux réagissent brutalement à ces premières précipitations.

3.3.2- Hiver

Les pluies de la saison hivernale couvrent souvent des régions plus larges et sont régulières avec des intensités modérées à fortes (supérieures à 29 mm/24 heures). Elles produisent plus d'écoulement que les pluies de la saison automnale. En effet, la période de l'hiver est caractérisée par des coefficients d'écoulement moyens mensuels supérieurs à 41% et peuvent atteindre 69% en Février (Tableau 27).

Tableau 27. Variations mensuelles des précipitations, coefficients d'écoulement, concentrations et des apports solides dans le bassin versant étudié.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
1	31,93	71,42	114,61	114,59	108,29	89,86	78,67	75,27	39,82	15,79	4,22	5,44
2	1,24	4,82	21,16	41,64	53,33	68,90	50,48	41,20	33,81	6,50	5,22	0,64
3	1,16	1,94	3,14	3,67	3,23	2,92	2,89	3,01	2,73	0,67	0,43	0,23
4	0,008	0,11	1,24	2,86	3,05	2,95	1,88	1,53	0,60	0,01	0,002	0,0001

1- précipitations moyennes mensuelles; 2- coefficients d'écoulement; 3- concentrations moyennes mensuelles; 4- apports solides ($\times 10^6$ tonnes).

Ces écoulements qui commencent à devenir progressivement importants à partir de Décembre se produisent sur des sols saturés et imperméables. En effet, dans ces conditions, le ruissellement se fait simultanément sur les deux branches de la crue et se traduit par des crues violentes et dangereuses présentant des hydrogrammes à très fort débit de pointe.

L'analyse des charges solides a révélé que cette saison a fourni les plus forts flux en sédiments en suspension dont ils représentent 62% des apports solides moyens annuels. L'apport solide de cette saison hivernale a atteint $8,86 \times 10^6$ tonnes ($13010,28 \text{ T/km}^2$).

En se basant sur les crues enregistrées, nous constatons que les mois de Janvier et Février fournissent les plus forts débits solides dont les concentrations en suspension moyennes mensuelles dépassent 2,90 g/l. Bien que le mois de Décembre fournisse une charge solide légèrement inférieure à celle de Janvier et Février, sa concentration en suspension est supérieure à celles des deux autres mois. Ceci témoigne de l'agressivité de l'érosion et de la mobilité de la matière fine en Décembre. La crue du 29/12/84 au 5/01/1985 est un des meilleurs exemples de la production hydrosédimentaire du mois de Décembre (Fig. 47).

Cette crue a fourni $0,58 \times 10^6$ tonnes de charge solide pour un débit moyen de $140,39 \text{ m}^3/\text{s}$, une pluie de 205 mm et une concentration moyenne de 6 g/l.

En outre, elle correspond à une hystérésis positive ou une boucle dans le sens des aiguilles d'une montre (classe II) où le pic de la concentration en suspension (C), égal à 12,24 g/l, arrive à la station hydrométrique avant le pic du débit liquide (Q), estimé à 370,45 m³/s (Williams, 1989). La boucle dans le sens des aiguilles d'une montre a tendance à se produire plus au début de la saison des pluies de type torrentiel. Ceci est dû à la disponibilité des sédiments produits sur des sols nus sans protection végétale permanente.

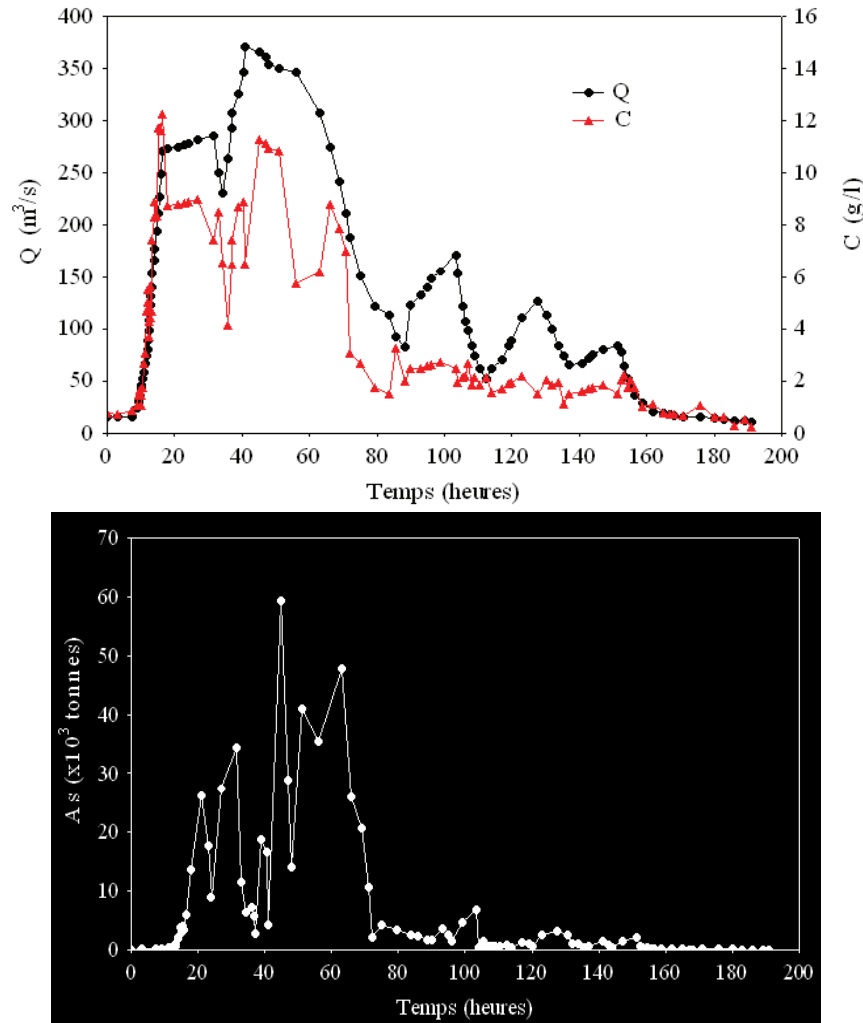


Fig. 47. Crue du 29/12/1984 au 5 Janvier 1985 avec : courbes Q-C (en haut) et courbe des apports solides (en bas).

Dans l'ensemble, ce sont les crues de Décembre, Janvier et Février qui ont transporté les plus forts apports solides et liquides. Nous pouvons déduire que les transports solides élevés pourraient s'expliquer par la conjugaison de diverses conditions favorables telles que : La présence d'une couverture végétale protectrice non suffisante, la puissance de

l'écoulement qui a engendré un CE > 41%, et ce malgré la saturation du sol anisi q'un décapage des surfaces érodables et des sapements de berge. Cette situation tend à accélérer le développement des mouvements de masse en bordure des cours d'eau.

3.3.3- Printemps

Cette saison se distingue par des écoulements encore assez forts, surtout en Mars et Avril dont les valeurs du coefficient d'écoulement dépassent 40%. Cependant, nous remarquons une baisse de plus de 50% des apports solides en suspension par rapport à l'hiver. L'Oued Kébir Est a fourni dans cette saison $4,00 \times 10^6$ tonnes (5873,71 T/km²) de sédiments en suspension. La charge solide a atteint son maximum en Mars dont elle contribue avec 47% de l'apport solide de la saison alors que le minimum est observé en Mai (Tableau 27).

Bien que la concentration en suspension reste relativement élevée, nous assistons, dans l'ensemble, à une diminution de cette matière fine à partir du mois de Février. Cette réduction des transports solides est essentiellement liée à la couverture herbacée et les cultures qui réduisent considérablement la mobilisation des matériaux fins sur les versants. Nous pouvons ajouter aussi la réduction des pluies à forte intensité comparée à la saison hivernale.

Nous illustrons dans le tableau 28 les plus importantes crues de la saison printanière dont nous disposons de prélèvements de la concentration en suspension. Les crues du 21-22/04/1977 et du 31/03-2/04/1983 appartiennent à classe III (hystérésis négative) dont la boucle est dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (Fig. 48) ; c'est-à-dire le pic de la concentration en suspension (C) précède le pic du débit liquide (Q). Ceci s'explique par l'existence d'une certaine quantité de sédiments qui restait mobilisable, due à une dynamique érosive tardive (Williams, 1989).

Tableau 28. Représentation de quelques crues importantes dans les oueds étudiés.

Date de la crue	Q (m ³ /s)	Qp (m ³ /s)	C (g/l)	Cp (g/l)	E (mm)	P (mm)	As (x10 ⁶ tonnes)
21-22/04/1977	187	713	8,01	14,20	48	67	0,26
6-7/03/1982	200	369	2,58	5,85	51	46	0,09
Du 31/03/ au 02/04/1983	60	416	4,67	8,78	21	31	0,07

Q : Débit moyen,
Qp : Débit de pointe,
C : Concentration moyenne,
Cp : Concentration de pointe,
E : Lamme d'eau écoulée,
P : Pluie,
As : Apport solide.

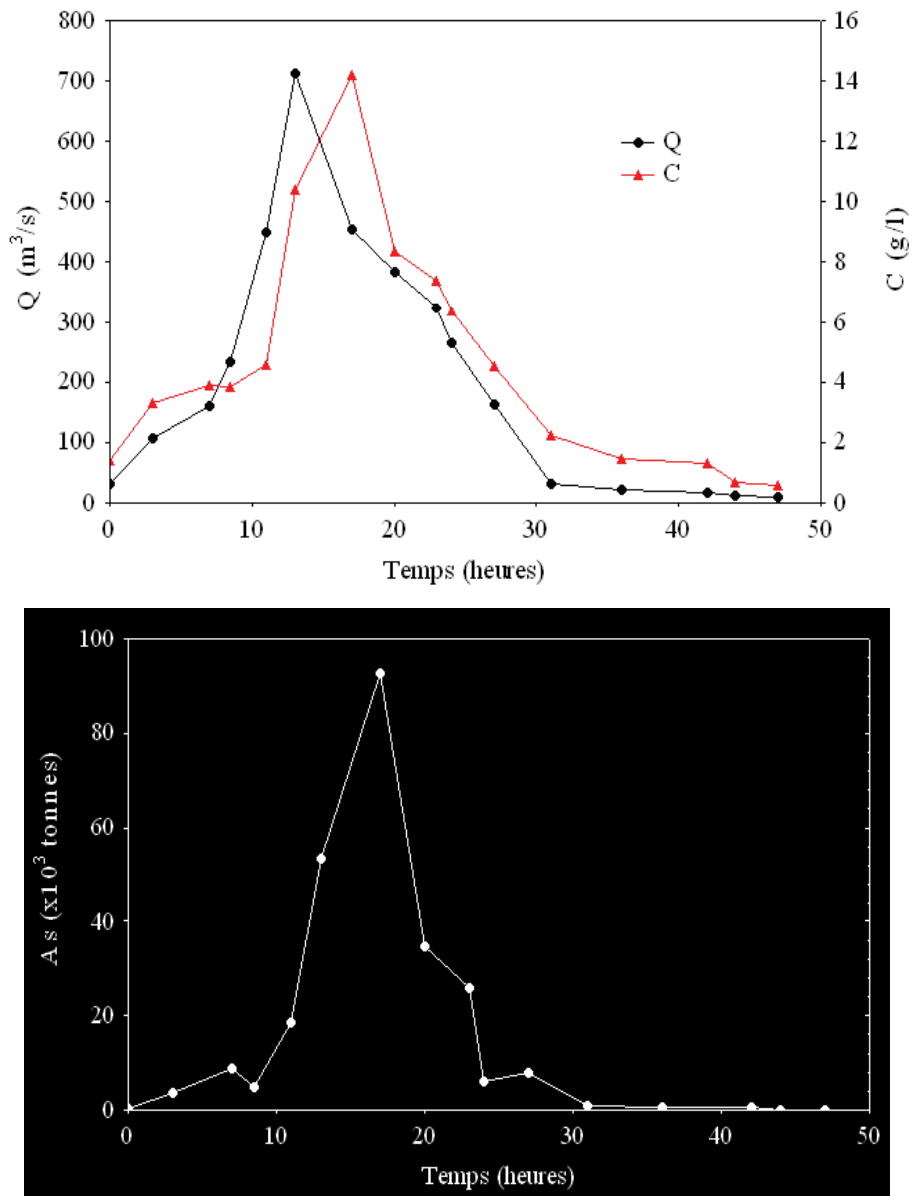


Fig. 48. Crue du 21-22/04/1977 avec : courbes Q-C (en haut) et courbe des apports solides (en bas).

3.3.4- Eté

Les mois d'été de Juin à Août sont secs et l'évapotranspiration est élevée. De ce fait, cette saison montre les plus faibles valeurs des transports solides même si le coefficient d'écoulement est souvent assez élevé (Tableau 27). La valeur la plus élevée de la charge solide est enregistrée en juin avec $0,01 \times 10^6$ tonnes. Les concentrations en suspension varient entre 0,23 et 0,67 g/l.

Conclusion

Les transports solides en suspension reflètent dans une certaine mesure, l'importance de la dégradation dans un bassin donné. Les mesures effectuées dans le bassin versant étudié sont très discontinues, ce qui nous a amené à utiliser des relations entre la concentration et le débit liquide pour chaque crue afin de combler le manque de données des matières en suspension.

L'estimation des débits solides a été élaborée en utilisant la méthode des classes des débits pour en déduire la moyenne de la concentration et du débit correspondant à chaque classe et d'en faire une analyse de régression (courbe de transport solide).

L'analyse des apports solides indique un approvisionnement important de la matière fine dans l'Oued Kébir Est. Souvent les transports solides les plus importants sont ceux qui résultent lors des débits très élevés, et surtout lors des crues violentes.

Cependant, les conséquences sont importantes notamment quand il s'agit de secteurs où prédominent les affleurements vulnérables tels que les argiles et les marnes. L'analyse morphométrique a montré que la plupart des sous-bassins des oueds Bougous et Ballauta sont fortement touchés par l'érosion, et sont donc de bonnes sources des transports solides en suspension.

L'examen des crues journalières nous informe sur le fait que les quantités de transports solides plus importantes sont évacuées pendant les saisons hivernale et printanière, plus particulièrement entre Décembre et Avril. Les apports solides durant le mois de Novembre sont également à considérer car ils sont plus accrus que ceux du mois de Mai et sont proches de ceux d'Avril.

CHAPITRE VI

**IDENTIFICATION DES ZONES SENSIBLES
A L'EROSION**

Introduction

Les processus de fragmentation et de météorisation fournissent des débris de taille variée qui peuvent être mobilisés et déplacés. Les processus de transport sont l'eau et le vent.

L'eau liquide est un agent de transport azonal, qui agit sous tous les climats selon des modalités spécifiques en fonction du contexte climatique qui justifie d'inégales quantités d'eau disponibles et des couverts végétaux (Mietton et al., 1998, chap. 2). La topographie, les roches, les formations superficielles et les sols jouent aussi un rôle considérable.

Le ruissellement est divers dans ses origines, ses modalités et les formes d'érosion associées. Du ruissellement diffus, il est possible de passer au ruissellement concentré dans des griffures, des rigoles et des ravines qui peuvent, par la suite, alimenter l'écoulement des oueds. Les ruissellements sont susceptibles de conduire à des mouvements de masse sous l'effet des sapements de berge.

L'évaluation des risques d'érosion des sols du bassin versant nécessite la cartographie et l'analyse des nombreux facteurs intervenant dans le processus érosif : L'agressivité des précipitations, la pente, la lithologie, le couvert végétal et les pratiques culturales. Chaque facteur présente un comportement différent d'une zone à l'autre du bassin versant. On aboutit ainsi à une multitude de données à cartographier, stocker, structurer et traiter de manière rationnelle.

1- Principaux facteurs d'érosion

Afin de réaliser une cartographie des zones potentiellement productrices de matériel sédimentaire, il convient de fournir un aperçu sur les facteurs qui conditionnent les modalités et les rythmes de l'érosion : L'agressivité des pluies, l'érodibilité des sols et des roches, la topographie et le couvert végétal.

L'érosion des sols se développe lorsque les eaux de pluie, ne pouvant pas s'infiltrer dans le sol, ruissellent sur les versants en entraînant les particules de terre. Ceci apparaît soit lorsque l'intensité des pluies est supérieure à la capacité d'infiltration de la surface du sol, soit lorsque la pluie touche une surface partiellement ou totalement saturée par une nappe. Ces deux types de ruissellement peuvent donner, d'une part, une érosion aréolaire par ruissellement diffus et/ou en rigoles et, d'autre part, une érosion linéaire par ruissellement concentré.

1.1- Agressivité des pluies

L'érosivité du climat dépend essentiellement des caractéristiques des précipitations, car elles conditionnent les modalités de l'érosion : Saisonnalité des pluies, fréquence et intensité des orages. En effet, les pluies déclenchent les phénomènes de destruction des agrégats du sol nu sur les versants et le ruissellement assure le transport des particules détachées (Ellison, 1945). Ainsi, les précipitations jouent manifestement un rôle important dans le déclenchement des processus géomorphologiques relevant de l'érosion hydrique.

Il n'y a ruissellement que lorsque la vitesse avec laquelle la pluie arrive au sol est plus importante que la vitesse avec laquelle l'eau entre dans le sol. Autrement dit, le ruissellement est la différence entre l'intensité de la pluie et le taux d'infiltration d'eau dans le sol ($R = P - I$, en mm h^{-1}). Les études sur le ruissellement font souvent référence au « coefficient de ruissellement ».

L'intensité de la pluie est une caractéristique importante de la pluie : D'une part, elle joue sur le débit du ruissellement, et donc sur le détachement et la capacité de transport de l'écoulement, d'autre part, elle influence directement le détachement du sol par le splash. Puisque les gouttes de pluie à forte intensité ont tendance à être plus grosses que les gouttes de pluie à faible intensité, la pluie totale est la deuxième caractéristique importante puisque la quantité de sédiments érodée dépend du débit et de la concentration en sédiments.

Plus le débit est important, plus la quantité de terre exportée est importante. Une pluie de 80 mm déplacerait approximativement 2 fois la quantité de sédiments que n'en déplacerait une pluie de 40 mm, à intensité égale (ce qui est rarement le cas, puisque les grosses pluies ont souvent une intensité moyenne plus forte et déplacent donc beaucoup plus de sédiments car l'impact de l'intensité s'ajoute à celle de la pluie totale).

1.2-Vulnérabilité des roches et érodibilité des sols

Nous opposerons, en première approche, les roches des formations meubles et les roches cohérentes. Les premières seront directement érodables, dès lors que les conditions favorables seront réunies (couvert végétal absent ou clairsemé, entrée en action d'un agent d'érosion, topographie,.....etc). Les marnes et les argiles seront livrées à l'érosion hydrique.

A l'inverse, les calcaires ou les affleurements de grès ne pourront être érodés que si le matériel est préparé par l'altération à travers les fissures et les diaclases.

L'érodibilité du sol est une mesure de la facilité avec laquelle le sol est érodé. Certains sols résistent bien à l'érosion, d'autres beaucoup moins.

L'érodibilité du sol dépend surtout de sa « stabilité structurale ». La stabilité structurale est une propriété qui se mesure par un tamisage dans l'eau et constitue un indice de la résistance à la désagrégation d'un sol. C'est une mesure de la cohésion des agrégats et de leur capacité à ne pas se désagréger sous l'effet de la pluie. La stabilité structurale dépend des propriétés qui donnent une cohésion au sol dont on cite la texture, la structure et de la matière organique contenue dans le sol.

Wischmeier a proposé d'étudier l'érodibilité du sol au champ, dans des conditions standards qui servent de référence en tous points du globe.

Pour cela Wischmeier a utilisé l'indice d'érodibilité du sol (K), qui est de la forme:

$$K = \frac{E}{R \times 2,24}$$

Où :

E : Erosion en t/ha/an,

R : Indice d'agressivité climatique.

1.3- Topographie

La topographie influence l'énergie du ruissellement superficiel et le développement de l'érosion, du moins lorsque le sol est nu ou peu couvert par la végétation. Les terrains montagneux avec une altitude et un relief excessifs sont connus comme étant des régions pouvant produire anormalement des quantités élevées de transports solides, particulièrement là où les roches sont vulnérables (Hadley et Schumm, 1961 ; Ahnert, 1970) ou récemment affectées par une perturbation tectonique (Li, 1976).

Les principaux éléments topographiques qui interviennent dans les phénomènes de l'érosion sont l'inclinaison et la longueur de la pente. L'inclinaison de la pente est sûrement l'aspect topographique le plus important. Elle joue moins sur des pentes très courtes (quelques mètres) que sur des pentes plus longues puisque le ruissellement a besoin d'une certaine distance pour atteindre sa vitesse d'écoulement maximale. Le débit, et surtout la vitesse d'écoulement, détermine à quel moment une rigole va se creuser. La vitesse dépend d'une part, de la rugosité du sol et, d'autre part, de l'inclinaison de la pente, comme le montrent les équations de Chezy (1769) et Manning (1889). La transition entre érosion diffuse et érosion linéaire est donc en partie déterminée par l'inclinaison de la pente.

$$\text{Chezy (1769) : } v = C (RS)^{0.5};$$

$$\text{Manning (1889): } v = k ((R^{2/3} * S^{0.5}) / n).$$

Avec :

- C : Coefficient de rugosité de Chezy ;
- n : Coefficient de rugosité de Manning ;
- v : Vitesse moyenne de ruissellement, R : Rayon hydraulique,
- S : Pente ; k : 1 en unités SI.

En ce qui concerne la longueur des versants, plus le versant est long, plus le ruissellement superficiel peut s'accumuler, se concentrer et atteindre une vitesse d'écoulement suffisante pour transporter des matériaux du sol. Toutefois, la longueur de la pente n'est pas tout à fait indépendante du couvert végétal, des techniques culturales et des conditions climatiques. Wischmeier et Smith (1960) ont proposé un abaque qui traduit les influences de la longueur et de la pente selon la formule suivante :

$$SL = \frac{\sqrt{L}}{100} \times (0,76 + 0,93 S + 0,076 S^2)$$

Où :

L : longueur de la pente exprimée en pieds (1 pied = 0,3048 m) ; S : pente en %.

En fonction de la pente et de la longueur, Zingg a remarqué qu'en doublant la longueur de la pente, l'érosion a augmenté de 3,03 fois avec :

$$X_c = 0,0025 \times L^{1,53}$$

Où : X_c : perte en terre ; L : longueur de la pente (pied).

1.4- Occupation du sol

Elle est, de loin, le facteur le plus important. La végétation vivante protège la surface du sol de l'impact des gouttes de pluie, et donc du détachement par le splash. Les tiges et les troncs forment des obstacles qui ralentissent la vitesse du ruissellement, ce qui réduit le détachement par le ruissellement ainsi que sa capacité de transport. Les racines forment un réseau près de la surface qui tient le sol en place, augmentant ainsi sa résistance au détachement. Les feuilles mortes et débris végétaux protègent la surface de l'impact des gouttes, ralentissent le ruissellement, et ajoutent de la matière organique au sol, ce qui le rend plus résistant à l'érosion.

La relation entre végétation et érosion n'est pas simple :

- Elle dépend, d'une part, de la densité du couvert végétal. L'effet protecteur d'une culture agricole n'est souvent pas efficace avant environ 40-50% de couvert végétal et il y a peu de différence au-delà de 80-90%.

- Elle dépend, d'autre part, du type de végétation : Des plantes à feuillage haut sont moins efficaces parce que les gouttes d'eau qui tombent des feuilles ont le temps d'atteindre une vitesse presque égale à celle de la pluie. Même la forme de la feuille peut jouer en altérant la taille de la goutte qui tombe au sol (l'énergie cinétique d'une goutte qui tombe à la surface est approximativement proportionnelle à mv^2 , où m = masse et v = vitesse). Des feuilles qui concentrent l'eau à leur surface pour agrandir la taille des gouttes peuvent en effet provoquer une érosion sous la couronne si le sol est nu.

D'une façon générale, la densité de la couverture végétale permet de déterminer l'existence d'un ruissellement. Jusqu'à 70% de couverture végétale, l'eau ruisselle en grande partie (ruissellement diffus ou concentré). Au delà, l'eau percole et ne ruisselle plus, sauf s'il y a saturation des sols (Rey et al, 2004).

2-Formes de l'érosion

La gamme des processus d'érosion est très variée et inégalement dispersée dans l'espace. L'évolution des formes est souvent rapide et s'accompagne par une instabilité de certains versants. Ravinements et mouvements de masses se développent et prennent des dimensions variées, parfois très grandes dans certaines conditions précises.

2.1-Ruissellement diffus

Les versants exposés au Nord où se développe un couvert végétal consistant sous forme de forêt ou de maquis, même sur des pentes assez fortes (> 17%), se distinguent par un ruissellement diffus embryonnaire n'empêchant pas la pédogenèse. C'est le cas des surfaces couvertes de parcours et de maquis qui occupent souvent les parties sommitales des reliefs gréseux.

L'exposition vers le Sud des versants les prive d'une humidité importante et les expose à l'ensoleillement et au dessèchement. Cette situation ne favorise pas l'altération et, par conséquent, empêche le développement du sol qui joue le rôle de tampon. De ce fait, les versants évoluent par décapage qui peut atteindre des stades plus avancés de l'érosion linéaire. Ce type de ruissellement est observé un peu partout dans le bassin étudié, et plus particulièrement sur les versants aux pentes supérieures à 15%. Ce ruissellement diffus par décapage se développe là où affleurent les roches vulnérables sous maquis clairsemé.

L'action principale de ce phénomène consiste en un transport plus ou moins durable des particules fines, essentiellement des argiles, des limons mais aussi des graviers.

2.2- Erosion linéaire

Le ravinement élémentaire intervient par une dégradation superficielle et conditionné par certaines conditions géomorphologiques (lithologie et topographie). Il apparaît sur les formations érodables à pente moyenne (5-15%), à la suite de pluie violente. Ces formes commencent en rigoles peu profondes (10-15 cm), se développant surtout sur les champs labourés dans le sens de la pente qui peuvent se transformer en ravinement concentré, proprement dit, à mi-pente pour donner les talwegs d'ordre 1 et à des ravins en bas de pente.

Le ruissellement concentré est omniprésent sur tous les versants drainés par les chaâbets. En effet, les chaâbets se développent dans les zones moins armées où les pentes sont assez élevées. En se référant au nombre des talwegs des ordres inférieurs, nous constatons que les surfaces gréseuses et argileuses du sous-bassin de l'Oued Bougous montrent la plus importante répartition du ruissellement concentré (Fig. 49 et Photo 1).

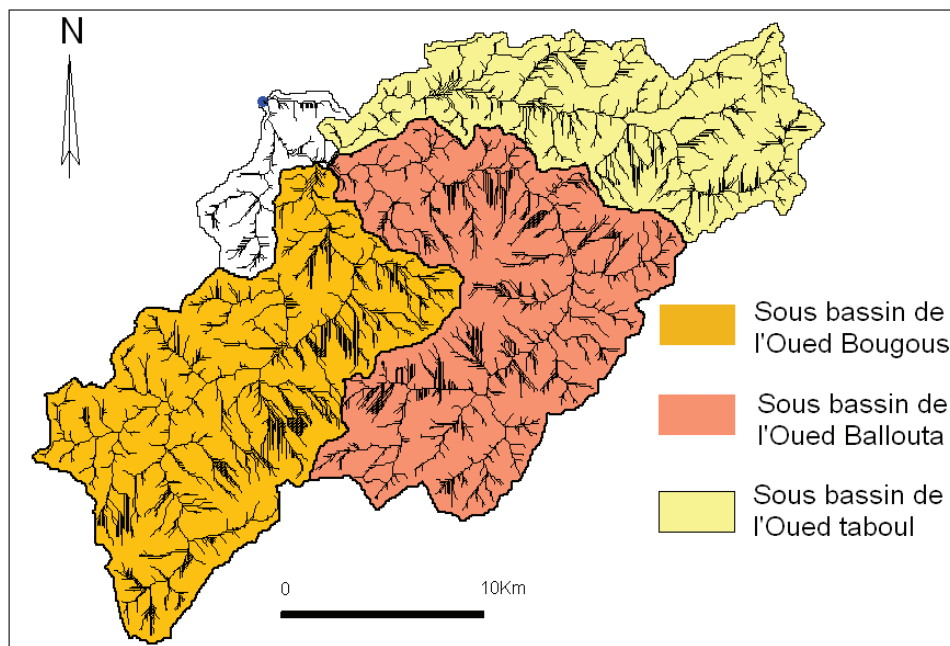


Fig. 49. Carte du réseau hydrographique présentant l'érosion linéaire.

Les ravins prennent différents aspects et deviennent particulièrement redoutables dans certains terrains à forte pente et quand les précipitations se prolongent et sont de forte intensité. Ce sont essentiellement dans les formations homogènes, constituées de roches tendres et moyennement résistantes qu'on les observe aisément.

C'est ainsi que, dans les zones vulnérables, s'étend tout un réseau d'entailles assez profondes, généralement rectilignes et ponctuées de temps en temps par des chaâbets comme

le souligne l'exemple de l'Oued Bougous (avec un substrat argileux et marneux) qui est profondément encaissé dans le piémont de Djebel Rhorra.



Photo 1. Représentation du ravinement en amont du village de Bougous.

2.3- Mouvements de masse

Les mouvements de masse marquent souvent une évolution très avancée, voire irréversible. En effet, ils sont particulièrement fréquents dans les secteurs marneux et argileux très humides. Ils trouvent, dans les versants modelés par la solifluxion souvent ancienne, un terrain de prédilection. Ce sont des accidents de tailles variées, de quelques mètres à quelques kilomètres parfois. Les versants atteints par ces mouvements de masse présentent un paysage chaotique. C'est une succession de replats, d'abrupts et de contre-pentes isolant des dépressions fermées (Sari, 1977). Ils affectent à la fois les sols et les formations détritiques.

Les glissements en planche sont liés à un sapement de l'oued à la base des versants aux roches tendres. Les formes de glissement sont assez répandues dans le bassin. Ils sont remarquables dans les formations argilo-gypseuses et les flyschs. Les glissements sont plus souvent en planche ou en masse et c'est le cas de l'Oued Bougous qui présente au mieux ces formes d'érosion (Photo 2).



Photo 2. Processus du sapement de berge (photo en haut) et du glissement de terrain résultant de ce processus (photo en bas) dans l'Oued Kébir Est.

Parfois, une partie de la basse terrasse est emportée soulignant le rôle du sapement de berge à provoquer le déséquilibre du versant (Photo 2). Même sur les formations gréseuses, des glissements peuvent intervenir, là où le soubassement est plutôt argileux et c'est le matériel superficiel meuble qui se déplace.

3- Spatialisation de la sensibilité des terrains à l'érosion

Les facteurs de l'érosion pris en considération pour la cartographie des zones sensibles concernent les caractères physiques du bassin : Topographie, lithologie et occupation du sol.

Les connaissances sur les formes de l'érosion sont indispensables pour la réalisation des cartes surtout lorsque les zones de contact entre les cartes fournissent des interprétations contradictoires. En fonction des informations recueillies, trois classes en relation avec l'érosion sont sélectionnées et déterminent des niveaux croissants de sensibilité des terrains à l'érosion. Pour chaque facteur de l'érosion, est réalisée une carte de sensibilité potentielle.

La réalisation des cartes, a été effectuée à l'aide du logiciel MapInfo, outil indispensable pour faire ressortir les zones sensibles à l'érosion

Pour le facteur topographique, nous avons distingué trois classes de sensibilité à l'érosion (Fig. 50):

- Classe des pentes à sensibilité réduite : Pentés de 0 à 3%,
- Classe des pentes à sensibilité moyenne : Pentés de 3 à 10%,
- Classe des pentes à grande sensibilité : Pentés supérieures à 10%.

Ces classes de sensibilité à l'érosion ont été adaptées aux différentes régions de la carte des pentes (Fig. 50).

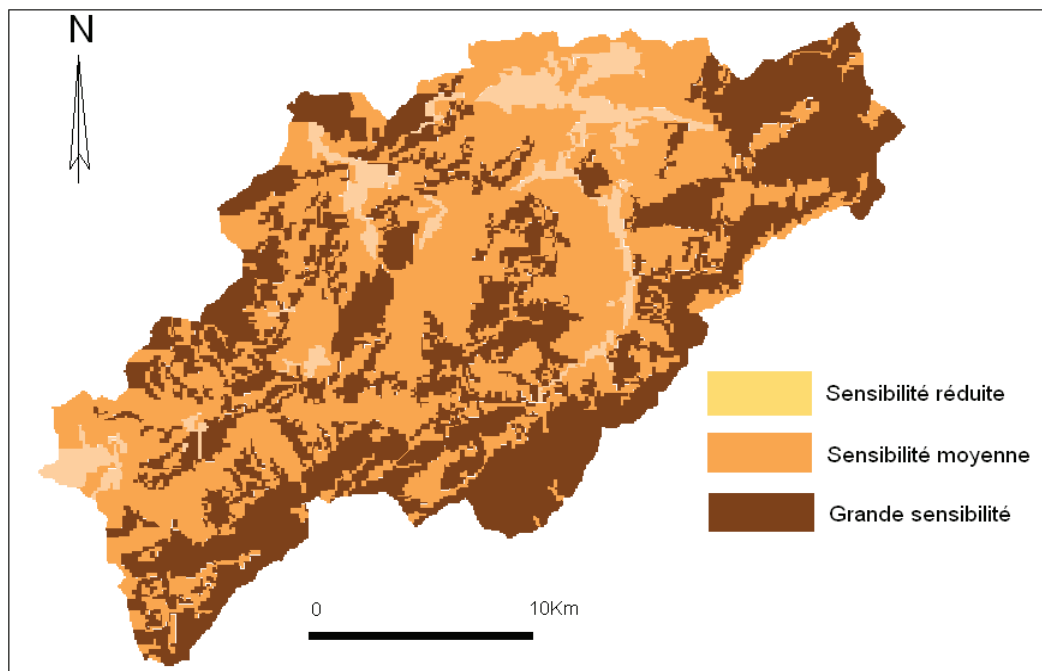


Fig. 50. Répartition des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de la topographie du terrain.

De même, il a été possible de décomposer la sensibilité à l'érosion des formations lithologique qui existent sur le site de Kébir Est, en trois classes de sensibilité (Fig. 51) :

- Classes à sensibilité réduite : Calcaires et grès,
- Classes à sensibilité moyenne : Intercalations de grès et argiles, calcaires marneux, marno-calcaires, conglomérats argileux,
- Classes à grande sensibilité : Argiles, marnes et les formations quaternaires (alluvions et colluvions).

Les formations lithologiques représentées la carte lithologique de la figure 51 sont résumées selon ces trois classes de sensibilité.

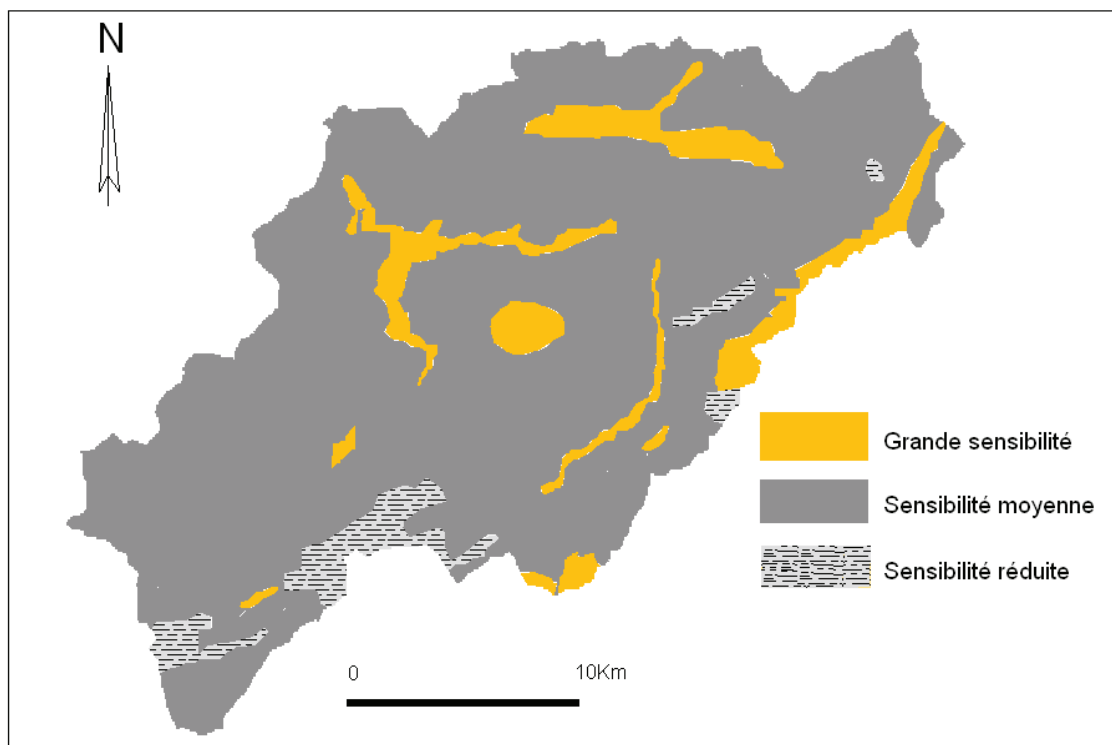


Fig. 51. Répartition des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de la lithologie.

A partir de la carte de l'occupation du sol, les classes de sensibilité retenues sont les suivantes :

- Classes à sensibilité réduite : Forêt et maquis denses, parcours denses, et tissu urbain,
- Classes à moyenne sensibilité : Maquis dégradés et parcours clairsemés,
- Classes à grande sensibilité : Zones de cultures et sols nus.

L'ensemble de la couverture végétale est traité sur la carte de l'occupation du sol, précédemment analysée (Fig. 52).

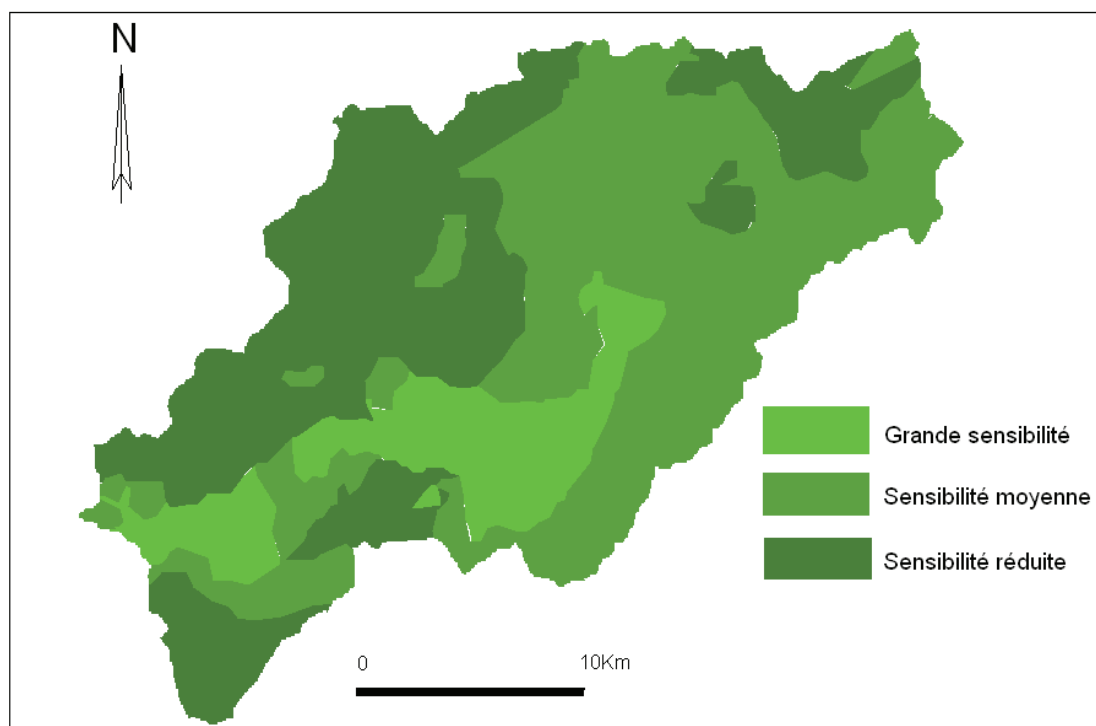


Fig. 52. Représentation des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de l'occupation du sol.

3.1- Localisation des zones sensibles à l'érosion

La délimitation des zones sensibles à l'érosion a été conçue grâce à la méthode des croisements des cartes thématiques (cartes de l'occupation du sol, carte des pentes et carte lithologique) à l'aide du système d'information géographique MapInfo.

Les cartes issues d'un croisement d'un couple de cartes contiennent l'ensemble des informations que possèdent chacune des cartes. En général, l'interprétation de ces cartes s'effectue sous forme de combinaisons logiques entre les paramètres qui reflètent le degré de sensibilité pour chaque couple de carte qui va faire l'objet d'un croisement.

Les paramètres utilisés pour l'identification des zones peuvent être de type caractère ou numérique. En ce qui nous concerne, nous avons procédé par introduction des indices numériques correspondants aux différents degrés des classes de sensibilité. Puisque que nous disposons de 03 degrés de sensibilité (réduite, moyenne et grande), nous avons opté pour des indices numériques ayant des valeurs d'ordre proportionnel au degré de sensibilité allant de 1 à 3. Ces indices ont été attribués aux différentes régions des cartes thématiques correspondant à leur degré de sensibilité. (Tableau 29).

Tableau 29. Les indices de sensibilité des cartes thématiques.

Classe de sensibilité	Indice
Réduite	1
Moyenne	2
Grande	3

A chaque combinaison particulière entre les paramètres, est affectée un degré relatif de sensibilité des terrains à l'érosion mécanique. Il s'agit donc d'une approche qualitative.

Un premier croisement est effectué entre la carte de sensibilité potentielle en fonction de l'occupation du sol et celle en fonction des pentes (Tableau 30). Le croisement se fait par intersection des zones superposées, ce qui provoque un découpage de ces zones superposées en plusieurs tronçons selon la limite de leur périmètre. Ainsi, l'indice de sensibilité des régions de la carte du premier croisement (occupation du sol, pentes) a été estimé à la somme des deux indices que porte chaque couche. Nous distinguons donc plusieurs cas possibles des valeurs des indices de la carte de croisement.

Tableau 30. Valeurs probables des indices de la carte du premier croisement (occupation du sol et pentes).

Cas n°	a	b	c
1	1	1	2
2	1	2	3
3	1	3	4
4	2	1	3
5	2	2	4
6	2	3	5
7	3	1	4
8	3	2	5
9	3	3	6

a : indices des zones de la carte d'occupation du sol, **b** : indices des zones de la carte des pentes, **c** : indices des zones de la carte de croisement avec : **c = a + b**.

Au résultat de ce premier croisement (occupation du sol et pentes), nous superposons également la carte lithologique. La combinaison des indices correspondants aux principales couches d'information de la carte du deuxième croisement permet de définir la sensibilité de

La totalité du bassin versant de l'Oued Kébir Est à l'érosion en fonction de l'occupation du sol, de la topographie et la lithologie. L'indice de sensibilité des régions de la carte du deuxième croisement est toujours égal à la somme des trois indices que porte chaque couche. Les valeurs des indices que portent les zones de la carte de croisement final sont comprises entre 3 et 9 (Tableau 31). Ces valeurs sont le résultat des différentes probabilités de combinaisons possibles.

Tableau 31. Valeurs probables des indices de la carte du deuxième croisement (occupation du sol, pentes, lithologie).

Cas n°	c	d	e
1	2	1	3
2	2	2	4
3	2	3	5
4	3	1	4
5	3	2	5
6	3	3	6
7	4	1	5
8	4	2	6
9	4	3	7
10	5	1	6
11	5	2	7
12	5	3	8
13	6	1	7
14	6	2	8
15	6	3	9

c : indices des zones de la carte croisement (occupation du sol, pente) ; **d** : indices des zones de la carte de la lithologie ; **e** : indices des zones de la carte de croisement (occupation du sol, pente, lithologie), avec : **e = c + d**.

Les valeurs des indices correspondants à la carte du croisement final (Tableau 31, colonne **e**) reflètent l'importance du degré de sensibilité à l'érosion en fonction de l'ensemble des critères (occupation du sol, pentes, lithologie). Ces valeurs varient entre 3 et 9.

Du moment que les valeurs des indices expriment un ordre de degré de sensibilité à l'érosion que nous avons proposé précédemment (Tableau 29) et que leur combinaison dans les différents croisements des cartes thématique n'est autre que la somme de ces derniers, nous pouvons déduire que les indices qui portent les valeurs les plus faibles (cas n° 1, **e = 3**) ne peuvent correspondre qu'aux zones qui présentent les classes de sensibilité réduite à l'érosion. Par contre, ces mêmes indices atteignent leur maximum (cas n° 15, **e = 9**)

exceptionnellement au niveau des zones à grande sensibilité à l'érosion. En revanche, les valeurs d'indices comprises entre 3 et 9 correspondant aux cas n° 2, 3, 6, 9, 12 sont issues d'un ensemble de combinaisons complexes, d'où le fait que leur assimilation a un degré de sensibilité à l'érosion ne peut être représentative que dans le cas où il sont traitées avec beaucoup de précaution.

Pour cela, nous avons procédé à une organisation logique de la série des valeurs des indices de la carte du croisement final suivant trois classes homogènes, chacune de ces classes représentant un degré de sensibilité choisit en fonction de la moyenne de la série des indices du croisement final comme suite:

- Les valeurs des indices inférieurs à la moyenne ($e < 6$) : Sensibilité réduite à l'érosion,
- Les valeurs des indices égales la moyenne ($e = 6$) : Sensibilité moyenne à l'érosion,
- Les valeurs des indices supérieures à la moyenne ($e > 6$) : Grande sensibilité à l'érosion.

En l'occurrence, la combinaison des trois cartes thématiques, associées à des observations de la dynamique du terrain (mouvements de masse), a fourni la carte de sensibilité à l'érosion du bassin versant de l'Oued Kébir Est. Ainsi, le logiciel MapInfo a pu délimiter les trois niveaux de sensibilité et calculer leurs aires (Fig. 53 et Tableau 32).

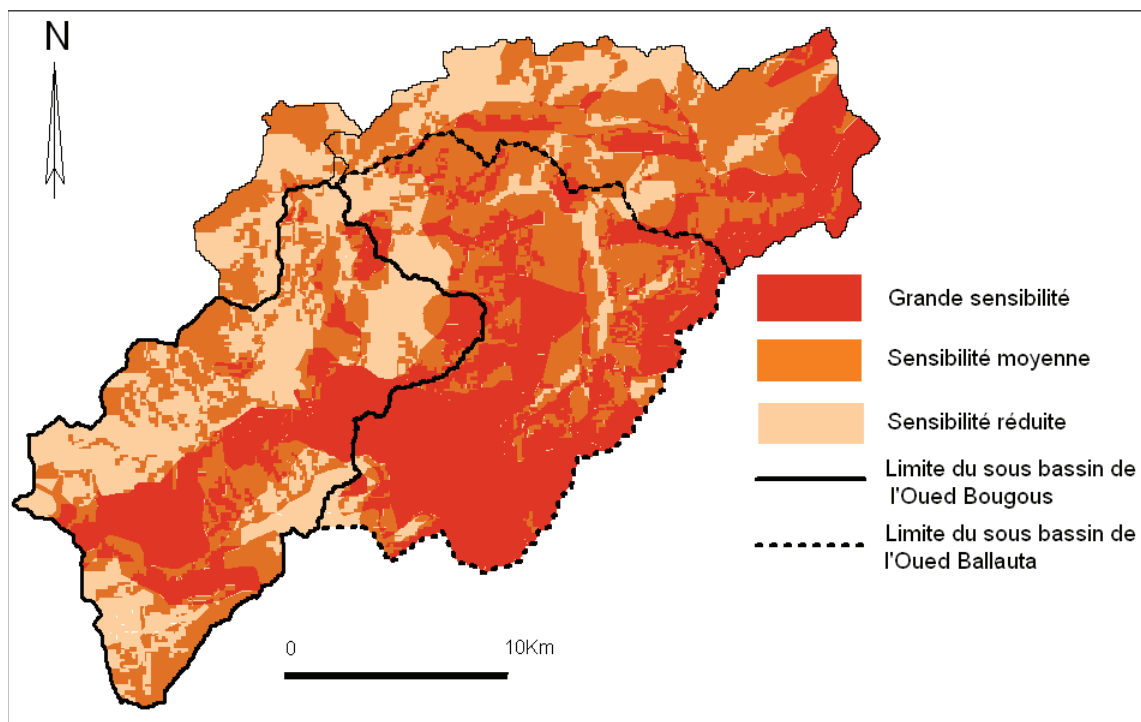


Fig. 53. Carte de la sensibilité à l'érosion en fonction de l'occupation du sol, la topographie et la lithologie au niveau du bassin de l'Oued Kébir Est et de ses principaux sous-bassins.

Tableau 32. Part des classes de sensibilité à l'érosion.

Classe de sensibilité	Surface (km ²)	Pourcentage (%)
Sensibilité réduite	177,53	26,07
Sensibilité moyenne	252,48	37,07
Grande sensibilité	251,32	36,86

3.2- Description des zones sensibles à l'érosion

3.2.1- Zones à grande sensibilité à l'érosion

Les zones à grande sensibilité à l'érosion s'étalent du Sud-ouest au Nord-est (Fig. 53) et occupent 36,86 % de la superficie du bassin (Tableau 32). Ces zones sont caractérisées par une dynamique appréciable qui affecte et modifie la topologie de leurs surfaces. Cette dynamique peut être rapide et isolée dans le temps et dans l'espace, ou fréquente et généralisée. Ces milieux représentent les zones d'apport en sédiments de différente granulométrie. Le développement de la couverture végétale est gêné par la dynamique des ces milieux. Les sols sont souvent des niveaux bruts ou des sols peu évolués.

Les unités lithologiques appartenant à ces milieux sont essentiellement constituées d'argiles et des marno-calcaires qui se trouvent sur des pentes fortes à très fortes généralement supérieures à 10%. On y trouve aussi une série sablo-argileuse et conglomératique du Mio-Pliocène, chaotique et friable par endroit, installée sur des pentes moyenne entre 3 et 10 %. Cette constitution lithologique coïncide, en général, avec des sols cultivés et parfois avec les forêts mixtes dégradées ou les maquis clairsemés et du chêne liège sans sous bois qui favorisent la dynamique érosive. Ceci est le cas des parties en amont de l'Oued Bougous et l'Oued Ballautta (Fig. 53).

3.2.2- Zones à sensibilité moyenne

Avec une superficie de 37,07 %, ces zones intermédiaires entre les milieux à sensibilité réduite et les milieux à grande sensibilité (Fig. 53) sont bien développées dans la partie Nord-est du versant. En revanche, elle occupe une petite portion au Sud-ouest.

Ces milieux se caractérisent par des interférences de la pédogénèse-morphogénèse sans que l'un ou l'autre l'emporte trop fortement. On y trouve une prédominance des argiles et des calcaires marneux supportant en majorité des forêts plus au moins denses constituées de chêne liège, chêne zeen, et d'Oléo-lentisques. Les pentes de ces milieux varient généralement

entre 3 et 10% et sont parfois supérieures à 10% au Sud-ouest. Les milieux à sensibilité moyenne sont bien dispersés au niveau des sous-bassins de l'Oued Ballauta et l'Oued Teboul.

3.2.3- Zones à sensibilité réduite

Situées principalement dans la partie nord du bassin versant, les zones à sensibilité réduite occupent 26,07% de la surface totale (Tableau 32) et sont caractérisées par des systèmes morphogéniques comportant peu de processus mécaniques et des formes du modelé évoluant lentement avec une stabilité assurée soit par biostase soit par les conditions topographiques. En effet, ces milieux sont exposés à des conditions climatiques et morphométriques qui favorisent le développement de la végétation. On y trouve des forêts mixtes très denses installées sur des pentes douces (inférieures à 3%) et moyennes (entre 3 et 10 %). Ces milieux concernent surtout les plaines du Nord ou les parties avales du bassin dont les altitudes sont très faibles qui permettent de recevoir les écoulements superficiels des vallées des oueds Bougous et Ballauta et d'avoir des stagnations importantes des eaux de pluies. Ceci a créé la confluence des principaux oueds du bassin de l'Oued Kébir Est et a permis d'avoir un emplacement stratégique pour le barrage de Mexa.

Nous avons montré précédemment que la violence de l'érosion est bien expliquée par les enchaînements des processus tels que le sapement latéral et ses effets et la recrudescence du ruissellement. Au contact des versants, d'autres phénomènes peuvent être notés régulièrement ou périodiquement jouant sur l'instabilité des versants suivant les secteurs tels que les glissements de terrain et les ravinements.

D'après la carte de sensibilité à l'érosion du bassin versant de l'Oued Kébir Est et l'ensemble des données morphométriques et hydrologiques que nous avons développé dans les chapitres précédents, on conclut que les sous-bassins de l'Oued Bougous et l'Oued Ballauta présentent une grande sensibilité à l'érosion dans certains secteurs et peuvent exercer, de façon violente, de grandes actions sur leurs cours d'eau sous l'effet des fortes puissances des crues. Pour confirmer cette hypothèse, nous nous sommes rendus sur le site afin de constater les formes réelles d'érosion qui existent (Photos 1 et 2).

4- Constatation de l'érosion sur les sites des oueds Bougous et Ballauta

Les lits des oueds Bougous et Ballauta présentent des dépôts de pierres transportées dont la granulométrie s'étend des sables fins aux blocs d'un diamètre de 50 cm à 1m.

En effet, l'Oued Bougous présente le régime le plus torrentiel ($Dd = 2,98 \text{ km}^{-1}$). En période de crue, il transporte des blocs d'un volume pouvant atteindre le mètre cube.

Les dépôts qui couvrent le lit mineur de l'Oued Bougous sont des fragments constitués de grès dont la majorité se classe entre 7 cm et 1 m de diamètre. Les graviers et les sables représentent environ le tiers des dépôts sur le lit et un petit pourcentage d'argiles et de limons.

En général le lit de l'Oued Bougous présente des dépôts grossiers de matériel transporté par roulage ou charriage (Photos 3 et 4).



Photo 3. Transport de la charge de fond dans l'Oued Bougous : possibilité de transport par roulage (photo à gauche) et charriage (photo à droite).



Photo 4. Représentation des dépôts grossiers et fins (argiles, limons, sable) dans le lit de l'Oued Bougous.

En plus, les matériaux transportés par charriage et déposés dans le lit témoignent de l'agressivité des conditions géomorphologiques du milieu avec une topographie accentuée et des écoulements forts capables d'éroder et de transporter des éléments grossiers sur de longues distances.

L'Oued Ballauta possède un régime bien moins torrentiel que celui de l'Oued Bougous. Son lit décrit de grands méandres dans la zone en amont du site du barrage Mexa.

Les dépôts qui forment le lit mineur sont principalement des sables fins et des graviers dont la granulométrie maximum est de l'ordre de 15 à 20 cm de diamètre. Les galets et les graviers sont formés de fragments de calcaire, de grès et de quartzite, très durs et représentent environ 50% du dépôt.

Les sables fins et moyens donnent un pourcentage de l'ordre de 40 % et se composent de grains de quartz, de calcaire et de grains d'argilite en parts quasi égales. Enfin les limons et les argiles ne dépasseraient pas 10 % de l'ensemble. La encore, l'épaisseur de ces dépôts doit être de plusieurs mètres.

Le site de l'Oued Kébir Est fait partie des secteurs à sensibilité réduite. On y observe peu de processus mécaniques difficiles à percevoir. C'est grâce aux potentialités qui caractérisent ce site, tels que le couvert forestier et la faible topographie (plaine de Mexa) qu'il a pu maintenir cette stabilité (Photo 5).



Photo 5. Stabilité des berges de l'Oued Kébir Est due à une couverture végétale dense.

Depuis l'année de la mise en service du barrage de Mexa en 1999, situé sur la confluence des oueds Bougous, Ballauta et Teboul, les écoulements de l'Oued Kébir Est sont devenus contrôlés par les déversements du barrage qui se font rares sauf dans le cas où la hauteur d'eau de la retenue dépasse le niveau normal.

L'Oued Kébir Est présente quelques formes d'érosion uniquement sur sa partie amont à proximité du barrage. En effet, l'énergie des eaux déversées par le barrage est très importante dans ce secteur qui, au contact du cours d'eau, génère une dynamique érosive sous forme de sapements des berges provoquant le décapage des racines des arbres. En l'occurrence, des projets de protection des berges par bétonnage sont en cours de réalisation sur la partie aval du barrage de Mexa afin de protéger les berges de l'Oued Kébir Est contre les sapements (photo 6).



Photo 6. Opération de bétonnage des berges en aval du barrage de Mexa.

5- Etude de l'impact sur les barrages de Mexa et de Bougous

En raison de l'importance des apports que favorisent les conditions climatiques de la région, le bassin versant de l'Oued Kébir Est a été largement choisi par l'Agence Nationale des Barrages (ANB) pour l'implantation des barrages afin de retenir le maximum d'apports d'eaux possibles.

Notre zone d'étude comporte deux barrages : Le premier est le barrage de Mexa en cours d'exploitation depuis 1999, le second est celui de Bougous qui est en cours de réalisation.

5.1- Barrage de Mexa

Le barrage de Mexa contribue à la satisfaction des besoins en eau potable et industrielle de la ville d'Annaba et celle d'El Tarf.

L'emplacement du barrage de Mexa sur la carte de sensibilité à l'érosion hydrique du bassin versant de l'Oued Kébir Est (Figs. 53 et 54) coïncide avec les milieux classés à sensibilité réduite. Cependant, des rentrants par des affluents de l'Oued Kébir Est, qui transportent des éléments fins, déposent leurs produits aux bordures de la cuvette (Photo 7).



Fig. 54. Localisation des barrages de Mexa et Bougous.

Par ailleurs, les débits solides transportés en périodes de crues par les oueds Bougous et Ballauta peuvent atteindre facilement le barrage et se déposer dans le fond de sa retenue provoquant ainsi un envasement. L'évaluation des apports solides que nous avons réalisée dans le chapitre précédent ne peut être utile dans l'estimation des quantités solides auxquelles le barrage de Mexa peut être confronté puisque ces résultats sont relatifs à une série de données pluviométriques et hydrométriques d'une période antérieure à l'implantation du barrage de Mexa.

Les données caractéristiques correspondant aux études préliminaires du barrage de Mexa qui nous ont été fournies évaluent l'apport moyen annuel des écoulements à $137,1 \text{ Hm}^3$ (ENHYD, 1996). L'apport solide annuel du barrage est estimé à $1 \text{ Hm}^3/\text{an}$.

Cependant l'état actuel du barrage révèle des signes d'un début d'envasement que l'on peut observer durant la période d'abaissement du niveau de la retenue. La vase déposée sur les rives forme des couches épaisses (Photo 7).



Photo 7. Dépôts de vase dans le barrage : Sur la rive gauche (photo à gauche) et dépôts de vase à l'entrée de l'Oued Bougous au barrage (photo à droite).

5.2- Barrage de Bougous

L'Agence Nationale des Barrages (ANB) a prévu de lancer la construction d'un barrage sur l'Oued Bougous situé à l'amont du barrage de Mexa à environ 6 km de la confluence des principaux oueds.

Ce barrage est en cours de construction et il est prévu dans le but de compenser la réduction de la capacité du barrage de Mexa. Il se trouve exactement dans le rétrécissement de la vallée de l'Oued Bougous, là où ce dernier forme un méandre en aval de la localité Mechta Medjouda Fougania.

Le sous-bassin de l'Oued Bougous, d'une superficie de 248,62 km², constitue la zone la plus importante par ces apports. D'après le rapport d'étude établi par l'ENHYD en 1996, ce barrage à une capacité de retenue de 69,5 Hm³, avec une surface inondée de 238,6 Ha.

Le volume moyen annuel estimé est égal à 38,4 Hm³. Concernant l'estimation des apports solides en utilisant des formules empiriques, l'étude préliminaire de ce barrage a donné un apport solide moyen annuel de 0,24 Hm³/an.

Au regard de la carte de sensibilité à l'érosion, on peut dire que l'endroit choisi pour l'implantation du barrage de Bougous se trouve en général dans une zone à moyenne sensibilité.

Conclusion

Tout au long de ce chapitre, nous avons montré que la violence de l'érosion est bien expliquée par les enchaînements des processus tels que le sapement latéral et ses effets ainsi que la recrudescence du ruissellement. Au contact des versants, d'autres phénomènes peuvent être notés régulièrement ou périodiquement. Suivant les secteurs, glissements et ravinements s'accompagnent d'une instabilité des versants.

L'approche cartographique évoquée dans ce chapitre, a permis de localiser et d'évaluer la répartition des zones sensibles à l'érosion mécanique en fonction des facteurs physico-géographiques du bassin versant de l'Oued El Kèbir Est. Ce dernier présente un ensemble lithologique caractérisé par une succession d'affleurements de roches tendres et de roches dures. La répartition de la topographie est loin d'être uniforme au niveau de la surface du versant, tandis que les zones à pentes assez fortes et fortes occupent de vastes étendues, soit 65%. Bien que l'ensemble du couvert végétal ne manque pas de diversité, celui-ci montre une distribution non homogène de la densité du domaine forestier. Les terrains non protégés par une végétation dense ou permanente sensibles à la dégradation sont à considérer car ils atteignent 31%. Même les surfaces recouvertes par une forêt sans sous bois peuvent contribuer au développement du ravinement.

La carte de sensibilité issue des croisements des cartes thématiques (occupation du sol, topographie et lithologie) donne l'ampleur de l'érosion à plusieurs niveaux. Les secteurs sensibles à l'érosion sont très étendus: Ils occupent 36,86% du bassin. Les zones susceptibles de fournir des matériaux sont en réelle jonction avec les roches érodables et les cours d'eau qui les incisent (ex. Oued Bougous). Les zones moyennement sensibles à l'érosion, bien réparties dans le bassin, sont considérées comme fragiles et donc susceptibles d'atteindre le seuil du déséquilibre si les contraintes se développent au dépens des potentialités, ce sont des zones pénestables.

Aussi, de l'étude de l'impact de l'érosion sur les barrages se trouvant dans la zone étudiée, il résulte que :

- Le barrage de Mexa montre un commencement d'envasement essentiellement lié aux flux hydroclimatiques des oueds Bougous et Ballauta et à leurs caractéristiques physiques. Cependant, ce barrage connaîtra une réduction des apports solides dès la mise en service du barrage de Bougous situé en amont de ce dernier,
- Le barrage de Bougous, prévu en aval de l'Oued Bougous, sera exposé à un milieu moyennement stable. La dégradation du milieu dans lequel se trouve le barrage, d'une part, et la torrencialité du régime fluvial de l'oued, d'autre part, font que le risque d'envasement à long terme est fortement probable.

**CONCLUSION GENERALE
ET
RECOMMANDATIONS**

A l'achèvement de ce travail, établi sur un sous-bassin des bassins versants côtiers constantinois, il a été possible de souligner que l'apport géomorphologique utilisé, la diversité du milieu qui caractérise le bassin, ainsi que la nature et l'intensité des processus morphogéniques qui les distinguent ont permis d'évaluer un état des lieux pour le bassin versant l'Oued Kébir Est qui a fait l'objet d'une analyse détaillée se résumant dans les étapes suivantes :

1- Evaluation et analyse de l'ensemble des paramètres physico-géographiques et hydro-climatiques

A l'issue de l'analyse lithologique, nous avons pu distinguer les formations selon leur résistance à l'érosion puisque ces formations sont composées de roches tendres à moyennement résistantes. Cette grande portion de roches érodables montre un paysage souvent marqué par des mouvements de masses et par un relief non uniforme s'identifiant par de fortes pentes qui favorisent les conditions d'écoulement.

Etant donné que le bassin est entièrement traversé par l'Atlas tellien et qu'il appartient à la moyenne montagne méditerranéenne, il reçoit d'énormes quantités d'eau favorisant le développement d'une importante couverture végétale forestière surtout au niveau des secteurs bien exposés au Nord. Cependant, l'étude de l'occupation du sol révèle, par endroits, que cette couverture végétale est loin d'être protectrice par la présence de sous-bois clairsemés, donc d'un domaine forestier dégradé, laissant au ruissellement l'avantage de s'y installer.

D'un point de vue climatique, il est à noter que la précipitation moyenne annuelle au niveau du bassin est évaluée à 747 mm pour la période d'observation allant de 1975/76 à 2000/01. Durant cette même période, la variabilité annuelle des pluies ($0,21 < C_v < 0,35$) est moins marquée que celle à l'échelle mensuelle ($0,49 < C_v < 4,39$). Ces variations sont liées au caractère du climat méditerranéen de l'Afrique du Nord d'une part et d'autre part à la torrencialité des pluies entre Septembre et Mai.

L'interprétation statistique et graphique des données des débits nous a permis de faire ressortir les caractéristiques du régime d'écoulement du bassin étudié et sa variabilité temporelle. Le calcul du bilan interannuel, a fait apparaître l'importance du coefficient d'écoulement au niveau du bassin étudié ($CE = 38\%$). L'effet et l'agressivité des écoulements se fait aussi sentir à l'échelle saisonnière.

Ainsi, deux périodes hydrologiques se dégagent à partir de l'analyse du coefficient mensuel des débits : Une saison froide à écoulement abondant et une saison chaude qui coïncide avec un écoulement faible à néant.

2- Morphométrie et quantification des flux de matières en suspension

Les paramètres morphométriques en relation avec les conditions géomorphologiques des sous-bassins ont montrés que le paramètre de l'érosion (densité de drainage) varie d'un sous-bassin à un autre, on passe d'un sous-bassin bien hiérarchisé et drainé ($Dd = 2,98 \text{ km}^{-1}$), à un autre moins drainé ($Dd = 2,85 \text{ km}^{-1}$). En accord avec cette constatation, l'analyse en composante principale des 29 sous-bassins choisis a permis de mettre en évidence l'interaction entre les paramètres : Densité de drainage - indice lithologique et topographie (coefficient orographique et gradient). Cette interaction est mieux représentée par les sous-bassins de l'Oued Bougous.

Le dépouillement des données disponibles met en évidence l'existence de lacunes au niveau des séries des concentrations en suspension, ce qui nous a amenés à utiliser les courbes de transport solide afin de combler ces lacunes. En se basant sur les données observées durant la période 1975/76 - 1998/99, nous avons essayé d'apporter une contribution à la quantification des transports solides et à la compréhension du phénomène hydrosédimentaire.

Etant donné que la relation entre les débits liquides et les concentrations ou les débits liquides et les débits solides a montré, d'une part, une association moins significative, et d'autre part, une surestimation des apports solides, une tentative à été faite en subdivisant l'ensemble des individus en classes des débits pour en calculer les débits moyens journaliers et les concentrations moyennes journalières et élaborer des courbes de transport solide.

Les résultats de la quantification des transports solides montrent que l'écart entre la dégradation spécifique moyenne annuelle calculée à partir de la relation C-Q et celle de la relation Q_s -Q est négligeable. Le bassin de l'Oued Kébir Est connaît une érosion élevée avec une dégradation spécifique annuelle de $871 \text{ T/km}^2/\text{an}$. A l'échelle saisonnière, les plus importantes quantités de transports solides sont évacuées pendant les saisons hivernale et printanière, plus particulièrement entre Décembre et Avril. Néanmoins, par sa disponibilité en matière fine, particulièrement en Octobre et Novembre, l'automne contribue à approvisionner en charge solide les cours d'eau.

3- Identification des zones productrices de matières en suspension

L'utilisation du SIG dans l'approche cartographique a permis d'avoir une spatialisation et une localisation des zones sensibles à l'érosion au niveau du bassin versant de l'Oued Kébir Est. La carte de sensibilité a fait ressortir l'ampleur de la dégradation du milieu.

L'approche cartographique, appuyée par des reconnaissances de terrain, a permis de mettre en évidence le profil hydrosédimentaire de chaque bassin versant. Les zones sensibles et moyennement sensibles à l'érosion occupent chacune 37% de la superficie du bassin. Les aires les plus vulnérables sont localisées dans le sous-bassin de l'Oued Ballauta car il offre des conditions très favorables à l'érosion : Pentas fortes, substrats argileux et marneux, grande extension des terrains dégradés ou faiblement recouverts par la végétation permanente.

Les aires considérées pénestables sont plus au moins équitablement distribuées dans les trois principaux sous-bassins. Dans le sous-bassin de l'Oued Bougous, les secteurs sensibles à l'érosion sont moins étendus. Les potentialités sont mieux représentées dans ce sous-bassin avec une couverture forestière généralement dense. Cependant, les processus morphogéniques restent suffisants pour le transfert des matières en suspension.

L'impact de la dégradation du milieu commence à être remarquée dans le barrage de Mexa, qui montre déjà un début d'envasement lié à un approvisionnement important des sédiments.

D'une façon générale, le degré de sensibilité de l'érosion décroît de l'amont vers l'aval. Les zones moyennement sensibles à l'érosion sont susceptibles d'atteindre le seuil de déséquilibre si les procédures de conservation du sol ne sont pas appliquées.

RECOMMANDATIONS

La mise en place d'un plan de protection contre la dégradation du milieu naturel vis-à-vis de l'érosion auquel s'oppose le bassin versant de l'Oued Kébir Est présente une nécessité fondamentale. Entre autres, des solutions doivent être apportées dans le but de réduire l'envasement des deux barrages de la zone d'étude, et ce, pour contribuer au renforcement de la capacité d'emmagasinement des apports liquides et au prolongement de leur durée de vie.

En fonction de la répartition de l'ampleur de l'érosion hydrique, des suggestions à moyen et court termes sont proposées afin que les organismes et les structures concernées puissent en tenir compte. Il s'agit de :

1. Solliciter le développement des localités rurales notamment les villages éloignés se trouvant privés d'énergie électrique et gazole. Ceci contribuera à diminuer le défrichement des forêts.
2. Procéder au reboisement des zones déboisées par l'intervention de l'homme (incendies) en tenant en compte des espèces déjà présentes qui s'adaptent au climat méditerranéen. A titre d'exemple, citons la forêt d'eucalyptus et de chêne liège.
3. Passer de l'agriculture vers l'arboriculture, et encourager le développement des pâturages réglementés pour compenser les secteurs herbacés clairsemés.
4. Procéder à la maintenance et au curage de la retenue du barrage de Mexa en respectant les méthodes appropriées.
5. Lutter contre les sapements de berges surtout au niveau des secteurs présentant une forte densité de drainage (cas des secteurs des oueds Bougous et Ballauta) par l'installation des épis (ou des jetés) sur les berges concaves ou bien procéder par l'implantation de gabions.
6. Corriger les torrents par construction de seuils transversaux au niveau des secteurs situés, entre autres, en amont de l'Oued Ballauta qui présente une forte fréquence des talwegs.

Aussi, pour de raisons de contrôle de l'évolution future des transports solides nous proposons de densifier le réseau de mesure des pluies et des paramètres hydrométriques en amont du barrage de Mexa et prochainement celui de Bougous afin de pouvoir suivre l'évolution de leur envasement.

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

BADJI MOKHTAR ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITÉ BADJI MOKHTAR ANNABA



جامعة باجي مختار - عنابة

Année 2009/2010

FACULTE DES SCIENCES DE L'INGENIEUR
DEPARTEMENT D'HYDRAULIQUE

MEMOIRE

Présenté en vue de l'obtention de diplôme de **MAGISTER**

Etude de l'érosion et du transport solide dans le
bassin versant de l'Oued Kébir Est
Nord-Est Algérien

Option :

Hydrologie et construction hydraulique

Par

TOURKI MAHMOUD

DIRECTEUR DE MEMOIRE : Dr. K. KHANCHOUL M.C. Université Badji Mokhtar – Annaba-

DEVANT LE JURY

PRESIDENT: HAMMAR Yahia M.C. Université Badji Mokhtar - Annaba-

EXAMINATEURS: AMARCHI Hocine M.C. Université Badji Mokhtar- Annaba-
DJEMILI Lakhdar M.C. Université Badji Mokhtar -Annaba-

**ETUDE DE L'EROSION ET DU TRANSPORT SOLIDE
DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUED EL KEBIR EST
NORD - EST ALGERIEN**

Mémoire de Magistère

Option

Hydrologie et construction Hydraulique

Directeur de mémoire : Dr. Khanchoul Kamel

Présenté par : Tourki Mahmoud

Devant le jury composé de Messieurs :

Dr. AMARCHI HOUCINE

Dr. HAMMAR YAHIYA

Dr. DJEMILI LAKHDAR

ملخص :

لقد تضمنت الدراسة الحالية تقييم التعرية الغشائية للاراضي و كذلك حساب انتقالات المواد الصلبة المعلقة، الناتجة على مستوى حوض واد الكبير الشرقي الموجود في الشمال الشرقي الجزائري على مدى 24 سنة من الملاحظات (من الى 1976 /1975 الى 1996/1997).

العوامل التي أخذت بعين الإعتبار و التي ادت إلى تدعيم ظاهرة التعرية الغشائية للوسط الفزيائي تتلخص في :
الارتفاعات ، نوعية الصخور، الغطاء النباتي و الشروط المناخية و الهيدرولوجية. المناطق التي تكتسب طاقة كبيرة لإنتاج المواد الصلبة (تعرية الإنحدارات و أجنبة الوديان) قد عرفت و تم تفسير ظواهرها عن طريق الدراسة الشبة حسابية.

إن إنتقال الرواسب المعلقة و الناتجة عن إرتفاعات كمية المياه المسجلة قد عدت بإستعمال التركيزات المحسوبة بالطرق الإرتدادية للمنحنيات، بالنسبة للإرتفاعات المائية التي لا تكتسب قياسات.

لقد تمت محاولة تقسيم مجموعة من المعطيات المتعلقة بالتركيزات و الكميات المائية المعدلية واليومية بإستعمال طريقة الصفوف بهدف استخراج المنحنيات الخاصة للمصارف الصلبة .

يقدر المصرف السنوي الصلب الخاص بالارتفاعات المائية على مدى 24 سنة للملاحظات بحوالي 8771 طن/ كلم²/سنة في الحوض المائي لواد الكبير الشرقي. هذا الحوض يكسب سيلان مائي سطحي مرتفع وكذلك نسبة هامة للتعرية الغشائية.

إن كمية المصرف المائي الصلب المرتفعة تفسر بوجود نسبة هامة للمناطق الزراعية و الحقول النامية على تربة متكونة أساسا من المارن، الليمون و الطين. هذه التربة تكون اقل سمكا على الانحدارات التي تزيد 12% ومن جهة اخرى الغطاء النباتي الجد متدهور والغير متجانس الذي يميز الوسط.

إن تحديد العلاقات العامة والوظيفة الهيدرو لوجية (علاقات بين الاندفاع الرسوبي والتوابت الفيزيو مناخية والهيدرولوجية والتوابت الفيزيومناخية والهيدرولوجية) قد تمت على محوريين أساسيين : علاقات بين المصرف المائي الصلب و عوامل السيلان ومياه الامطار وكذلك علاقات بين المصرف المائي والتركيزات الرسوبية .

الطرق الإحصائية والكرتوغرافية المستعملة في هذه الدراسة بينت أن الحوض المائي لواد الكبير الشرقي يشكل وسط جد متأثر بالتعرية الغشائية للأرض. إن التقييم الشبة الحسابي لهذه الظاهرة المتأثرة بالعوامل الهيدرولكية تكون متكونة اساسا من التفتيات السفلية لطبقات الصخور و درجة الانحدارات و كذلك كثافة الغطاء النباتي للوسط.

في اطار حماية الوسط الفزيائي المهدهد بالتعرية الغشائية، لقد تطرقنا في الاخير إلى وضع التحسيات اللازمة خاصة على مستوى المناطق التي تشكل أكبر خطر. كذلك درسنا بصفة عامة تأثير هذه الظاهرة على السدود الموجودة في المنطقة.

Abstract:

The present study attempts to quantify the erosion and the suspended sediment yield in the Eastern Kebir catchment, over a period of 24 years (1975/76-1998/99).

The conditions: Topography, lithology, land use, climat and flow situations that have encouraged erosion of every physical landform are taken into account and the potentially productive zones of materials (erosion of hillslopes and river banks) are identified and interpreted while leaning on the semi-quantitative analysis.

The suspended sediment yield of the recorded storm events has been calculated using other estimated sediment concentrations from the regression analysis of the study storm events. A tentative has been used by dividing the set of individuals into mean daily sediment concentration and mean daily water discharge using the method of discharge classes and that to construct sediment rating curves.

The mean annual specific sediment yield during the storm events of the 24-years period is equal to 871 T/km²/year. The Kebir catchment had high runoff flows, the erosion was higher. The high sediment yield could be explained by a high rate of the agricultural lands developed on less deep clayey and marly-silty soils with slopes exceeding 12% and a sparse forest cover.

The determination of the general hydrosedimentary relationships (relationships between the sediment fluxes and the physico-climatic and hydrologic parameters) is mainly based on two aspects, relationships between sediment yield and the parameters of rainfall and runoff, relationships between water discharge and sediment concentration (hysteresis).

The statistical and cartographic methods used in this study have shown that the Kebir catchment is highly eroded. The semi-quantitative cartography of the hydric erosion was based on three main factors: The rock erodibility, the degree of slope and the density of the vegetal cover.

In order to protect the physical environment exposed to water erosion, we stressed the need to intervene in areas of high sensitivity and carried out the general study of the impact of the phenomenon on the dams in our area of Chambers

Résumé:

La présente étude tente de quantifier l'érosion et les transports solides en suspension dans le bassin versant de l'Oued Kébir Est situé au Nord-est algérien, sur une période d'observation de 24 années (1975/76-1998/99).

Les conditions topographiques, lithologiques, l'occupation des sols, les situations climatiques et hydrologiques ayant favorisé l'érosion de chaque milieu physique sont prises en compte et les zones potentiellement productives de matériaux (érosion des versants et des berges) sont identifiées et interprétées en s'appuyant sur l'analyse semi-quantitative.

Le transport des sédiments en suspension des crues prélevées a été calculé en utilisant d'autres concentrations estimées à partir de l'analyse de régression des crues étudiées. Une tentative de subdivision de l'ensemble des individus en concentrations moyennes journalières et débits liquides moyens journaliers a été réalisée en utilisant la méthode des classes des débits et ce afin d'établir les courbes de transport solide.

Le débit solide spécifique moyen annuel pendant les crues des 24 ans de la période étudiée est de 871 T/km²/an. Le bassin versant de l'Oued Kébir Est présente des écoulements de surface forts et l'érosion y est très élevée. Le débit solide élevé pourrait être expliqué par un taux également élevé des terrains agricoles développés sur des sols marno-limoneux-argileux peu profonds en pentes dépassant 12% et un couvert forestier assez dégradé.

La détermination de relations générales de fonctionnement hydrosédimentaire (relations entre les flux sédimentaires et les paramètres physico-climatiques et hydrologiques) s'est basée principalement sur deux aspects : Relations entre le débit solide, les paramètres de l'écoulement, la pluviométrie et relations entre le débit liquide et la concentration (hystérésis).

Les méthodes statistiques et cartographiques utilisées dans cette étude ont montré que le bassin de l'Oued Kébir Est est un milieu très touché par l'érosion. La quantification semi-quantitative de l'érosion hydrique est basée sur trois facteurs principaux : la friabilité du substratum rocheux, le degré de pente et la densité du couvert végétal.

Dans le but de protéger le milieu physique exposé à l'érosion hydrique, nous avons souligné la nécessité d'intervenir sur les zones à forte sensibilité et procédé à l'étude générale de l'impact du phénomène sur les barrages situés dans notre zone d'étude.

AVANT PROPOS

Ecrire un avant propos est toujours un moment de grande émotion. Il s'agit, en effet, de remercier ceux qui nous ont aidés et d'exprimer nos sentiments à l'égard de ceux que nous aimons.

Je commencerai donc par remercier la Direction de l'ANRH de Constantine pour m'avoir permis d'accéder aux données climatiques et hydrométriques dont j'avais besoin pour la réalisation de ce travail et qui m'ont été d'une réelle utilité.

Exprimer ses sentiments à sa mère, son père, ses frères et sœurs est déjà difficile bien que naturel et quant à exprimer son estime à ses Maîtres, cela semble bien plus difficile encore.

Cependant, je n'hésite pas à le faire à l'endroit de tout le corps professoral du Département d'hydraulique qui a largement déjà, et continue toujours, de contribuer à ma formation.

Je n'hésite pas surtout, à l'occasion de la remise de ce modeste travail, d'exprimer à mon encadreur, le Dr. Kamel Khanchoul, toute ma gratitude pour n'avoir pas, un seul instant pendant toute une année de sérieux labeur, failli à sa mission en me faisant bénéficier, sans restriction aucune, de son savoir, ses compétences et son expérience.

Tourki Mahmoud

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Superficie des formations quaternaires sur le bassin versant.....	8
Tableau 2. Répartition des classes des pentes dans le bassin versant étudié.....	13
Tableau 3. Répartition de la couverture végétale dans le bassin versant étudié.....	16
Tableau 4. Les principales cultures rencontrées dans le bassin versant Kébir Est.....	17
Tableau 5. Coordonnées Lambert des stations pluviométriques utilisées.....	20
Tableau 6. Précipitations moyennes annuelles des trois stations pluviométriques.....	22
Tableau 7. Représentation du nombre d'années humides et sèches au niveau des trois stations.....	24
Tableau 8. Représentation des années extrêmes humides et sèches.....	27
Tableau 9. Valeurs du coefficient de variation pour les stations pluviométriques.....	28
Tableau 10. Valeurs des variables de Gauss pour les différentes périodes de retour.....	32
Tableau 11. Valeurs des précipitations estimées pour les fréquences biennales, décennales cinquennales, centennales.....	32
Tableau 12. Classes des pluies journalières pour les trois stations.....	36
Tableau 13. Températures moyennes mensuelles au niveau des stations : El kala et les Salines.....	37
Tableau 14. Calcul des fréquences et des probabilités pour la série des débits annuels.....	47
Tableau 15. Valeurs des débits estimés pour les fréquences : Biennale, décennale, cinquennale, centennale.....	48
Tableau 16. Classification des débits journaliers.....	52
Tableau 17. Répartition des pourcentages des classes de débits des crues.....	54
Tableau 18. Répartition des crues à l'échelle mensuelle et selon les périodes.....	55
Tableau 19. Valeurs des apports moyens mensuels.....	56
Tableau 20. Paramètres physiques du bassin étudié.....	65
Tableau 21. Coefficients de l'érodibilité des roches (Chorley et al. 1984).....	70
Tableau 23. Tableaux synthétiques complets des saturations des variables.....	70
Tableau 22. Matrice des corrélations entre les variables.....	71
Tableau 24. Tableau analytique des saturations des variables.....	72
Tableau 25. Valeurs de la dégradation spécifique.....	78
Tableau 26. Comparaison des courbes de transports solides des apports estimés avec les apports calculés issus des concentrations mesurées.....	86
Tableau 27. Variations mensuelles des précipitations, coefficients d'écoulement, concentrations et des apports solides dans le bassin versant étudié.....	91
Tableau 28. Représentation de quelques crues importantes dans les oueds étudiés.....	93
Tableau 29. Les indices de sensibilité des cartes thématiques.....	108
Tableau 30. Valeurs probables des indices de la carte du premier croisement.....	108
Tableau 31. Valeurs probables des indices de la carte du deuxième croisement (occupation du sol, pentes, lithologie).....	109
Tableau 32. Part des classes de sensibilité à l'érosion.....	111

LISTE DES FIGURES

Fig .1. Situation géographique du bassin versant de l'Oued El kébir.....	4
Fig. 2. Situation géographique du bassin versant de l'Oued El kébir Est.....	5
Fig. 3. Représentation du relief du bassin versant de l'Oued Kébir Est.....	7
Fig. 4. Carte lithologique du bassin versant étudié.....	8
Fig. 5. Eléments cartographiques du bassin étudié.....	12
Fig. 6. Carte des pentes du bassin versant de l'Oued Kébir Est.....	13
Fig. 7. Occupation du sol du bassin versant étudié.....	15
Fig. 8. Répartition des stations pluviométriques au niveau.....	21
Fig. 9. Variation annuelle des précipitations.....	23
Fig. 10. Variation du coefficient pluviométrique au niveau des stations pluviométriques.....	25
Fig. 11. Nuage de points pour les observations de la station de Ain Assel.....	29
Fig. 12. Représentation de la droite de Henry pour les observations de la station de Ain Assel.....	30
Fig. 13. Représentation de la droite de Henry pour les observations des stations pluviométriques.....	31
Fig. 14. Variabilité mensuelle des précipitations dans les trois stations pluviométriques.....	33
Fig. 15. Représentation du régime saisonnier des précipitations.....	34
Fig. 16. Répartition mensuelle des coefficients de variation.....	35
Fig. 17. Diagrammes pluvio-thermiques.....	39
Fig. 18. Courbes de tarage de l'Oued Kébir Est.....	43
Fig. 19. Evolution annuelle des débits.....	44
Fig. 20. Représentation de la variation du coefficient d'hydraulicité.....	45
Fig. 21. Relation entre le coefficient pluviométrique et le coefficient d'hydraulicité.....	45
Fig. 22. Représentation des valeurs du coefficient de variation.....	46
Fig. 23. Droite de Henry pour la série des débits annuels.....	48
Fig. 24. Evolution mensuelle des débits.....	49
Fig. 25. Valeurs du coefficient de variation à l'échelle mensuelle.....	49
Fig. 26. Représentation de la variation du coefficient mensuel des débits.....	50
Fig. 27. Variation du coefficient d'écoulement à l'échelle mensuelle.....	51
Fig. 28. Variation du débit journalier pendant l'année humide 1986/1987.....	53
Fig. 29. Variation du débit journalier pendant l'année sèche 1989/1990.....	53
Fig. 30. Réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Kébir Est.....	60
Fig. 31. Représentation des sous-bassins et du réseau hydrographique de l'Oued Kébir Est.....	61
Fig. 32. Représentation graphique du nombre (N) et des longueurs (L) des talwegs.....	63
Fig. 33. Exemple de la classification des talwegs selon STRAHLER.....	64

Fig. 34. Carte de la répartition des altitudes dans le bassin versant de l'Oued Kébir Est.....	66
Fig. 35. Courbe hypsométrique du bassin versant étudié.....	68
Fig. 36. Plans de corrélations des variables.....	73
Fig. 37. Plans factoriels des individus.....	74
Fig. 38. Représentation graphique des débits et des concentrations sous forme de courbes et de relations non linéaires.....	80
Fig. 39. Relation concentration-débit des données journalières.....	81
Fig. 40. Relation entre les concentrations moyennes des MES et les débits moyens en utilisant la méthode des classes des débits.....	83
Fig. 41. Courbe de transport solide Q versus Qs.....	84
Fig. 42. Relation entre les débits solides et les débits liquides journaliers en utilisant la méthode des classes des débits.....	85
Fig. 43. Evolution annuelle des transports solides (As), des ruissellements (E) et des précipitations (P).....	87
Fig. 44. Relation entre les transports solides et les précipitations.....	88
Fig. 45. Relation entre les transports solides et l'écoulement.....	89
Fig. 46. Crue de Novembre 1976 avec : Courbes Q-C et courbe des apports solides... ..	90
Fig. 47. Crue du 29/12/1984 au 5 Janvier 1985 avec : Courbes Q-C et courbe des apports solides..	92
Fig. 48. Crue du 21-22 /04/1977 avec : courbes Q- C et courbe des apports solides	94
Fig. 49. Carte du réseau hydrographique présentant l'érosion linéaire.....	102
Fig. 50. Répartition des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de la topographie du terrain.....	105
Fig. 51. Répartition des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de la lithologie.....	106
Fig. 52. Représentation des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de l'occupation du sol.....	107
Fig. 53. Carte de la sensibilité à l'érosion en fonction de l'occupation du sol, la topographie et la lithologie au niveau du bassin de l'Oued Kébir Est et de ses principaux sous-bassins.....	110
Fig. 54. Localisation des barrages de Mexa et Bougous.....	116

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Photo 1. Représentation du ravinement en amont du village de Bougous.....	103
Photo 2. Processus du sapement de berge et du glissement de terrain résultant de ce processus dans l'Oued Kébir.....	104
Photo 3. Transport de la charge de fond dans l'Oued Bougous : Possibilité de transport par roulage et charriage.....	113
Photo 4. Représentation des dépôts grossiers et fins (argiles, limons, sable) dans le lit de l'Oued Bougous.....	113
Photo 5. Stabilité des berges de l'Oued Kébir Est due à une couverture végétale dense.....	114
Photo 6. Opération de bétonnage des berges en aval du barrage de Mexa.....	115
Photo 7. Dépôts de vase dans le barrage : Sur la rive gauche et dépôts de vase à l'entrée de l'Oued Bougous au barrage	117

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1. Valeurs des écarts aux moyennes des précipitations annuelles.....	125
Annexe 2. Etude statistique des données annuelles de la station de Ain Assel.....	126
Annexe 3. Analyse statistique des données annuelles de la station de Ain Kerma.....	127
Annexe 4. Analyse statistique des données annuelles de la station de Roum El Souk.....	128
Annexe 5. Evapotranspiration correspondant aux températures et précipitations moyennes mensuelles de la station de Ain Assel.....	129
Annexe 6. Evapotranspiration correspondant aux températures et précipitations moyennes mensuelles de la station de Ain Kerma.....	129
Annexe 7. Evapotranspiration correspondant aux températures et précipitations moyennes mensuelles de la station de Roum El Souk.....	129
Annexe 8. Sélection de quelques crues.....	130
Annexe 9. Valeurs des paramètres physiques des 29 sous-bassins.....	131

TABLES DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I : APERCU GEOGRAPHIQUE ET DESCRIPTION PHYSIOGRAPHIQUE	3
Introduction	4
1- Aperçu géographique	4
1.1- Le bassin versant de l'Oued El Kébir	4
1.2- Le bassin versant l'Oued El Kébir Est	5
2- Description physiographique	6
2.1- Orographie	6
2.1.1- La zone des plaines.....	6
2.1.2- La zone des dunes	6
2.1.3- La zone des marécages et des lacs	6
2.1.4- La zone des collines.....	7
2.2- Lithologie	7
2.2.1- Les formations superficielles.....	9
2.2.2- Les affleurements triasiques	9
2.2.3- Les marno-calcaires	9
2.2.4- Les calcaires et les calcaires marneux.....	10
2.3.1- L'ensemble conglomératique.....	10
2.2.5- Les grès numidiens et les argiles.....	10
2.3- Les Pentas	11
2.2.6- Les pentes de la classe de 0 à 3 %	14
2.2.7- Les pentes de la classe de 3 à 7 %	14
2.2.8- Les pentes de la classe de 7 à 10 % et de 10 à 15 %	14
2.2.9- Les pentes des classes supérieures à 15 %	14
2.4- Occupation Du Sol	15
2.4.1- La forêt.....	16
2.4.2- Les maquis	17
2.4.3- Les cultures.....	17
Conclusion	18

CHAPITRE II : LES CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES	19
Introduction	20
1- Répartitions des stations pluviométriques dans la zone d'étude	20
2- Comblement des lacunes	21
3- Variabilité annuelle des précipitations	22
3.1- Estimation de la lame précipitée	22
3.2- Régime pluvial annuel des stations pluviométriques	22
3.3- Coefficient pluviométrique	24
3.4- Etude des valeurs extrêmes annuelles	26
3.5- Paramètres de dispersion	27
3.6- Analyse fréquentielle des précipitations annuelles	28
3.6.1- Fréquence et période de récurrence théorique	31
3.6.2 – Estimation des précipitations fréquentielles	32
4- Variabilité mensuelle des précipitations	32
4.1- Etude du régime pluvial saisonnier	34
4.2- Coefficient de variation	34
5- Répartition des pluies journalières	35
6- Facteurs évapo-thermiques et diagrammes pluvio-thermiques	36
6.1- Températures et évapotranspiration potentielle	36
6.2- Diagrammes pluvio-thermiques	38
Conclusion	39

CHAPITRE III: LES ECOULEMENTS SUPERFICIELS41

Introduction	42
1- Analyse de la série des débits	42
2- Variabilité interannuelle de l'écoulement	43
2.1 - Coefficient d'hydraulicité	44
2.2 - Lame écoulée	46
2.3 - Coefficient de variation (Cv)	46
2.4 - Etude fréquentielle des débits annuels	47

3- Variation mensuelle de l'écoulement	48
3.1- Coefficient de variation	49
3.2- Coefficient mensuel des débits (CMD)	50
3.3- Coefficient d'écoulement	51
4- Variation des débits moyens journaliers	52
5- Etude des crues	53
6- Estimation des volumes d'eau	56
Conclusion	56
CHAPITRE IV : ANALYSE MORPHOMETRIQUE	58
Introduction	59
1- Installation du réseau hydrographique	59
2- Tracé d'ensemble	60
3- Analyse des paramètres physiques	61
3.1- Relations de surface	62
3.1.1- Densité de drainage.....	63
3.1.2- Fréquence des talwegs.....	64
3.2- Relations de relief	65
3.2.1- Analyse de l'altimétrie.....	65
3.2.2- Coefficient orographique.....	66
3.2.3- Hypsométrie.....	67
4- Analyse en composante principale des paramètres physiques	69
4.1- Analyse des variables.....	70
4.2- Analyse des individus	73
Conclusion	75
CHAPITRE V : QUANTIFICATION DES TRANSPORTS SOLIDES	76
EN SUSPENSION	
Introduction	77
1- Méthodes empiriques d'estimation de la dégradation spécifique	77
1.1- Formule de la Sogréah	77
1.2- Formule de Tixeront	77

1.3- Formule de Fournier	78
1.4- Formule de l'ANRH	78
2- Méthodes de mesure et quantification des transports solides	78
2.1- Mesure des MES	78
2.2- Résultats des prélèvements des MES	79
2.3- Relation concentration – débit	81
2.4- Relation débit solide (Qs) - débit liquide (Q).....	83
3- Discussion	85
3.1- Variabilité interannuelle des apports solides	86
3.2- Relation entre débit solide, ruissellement et précipitation	88
3.3- Variations mensuelles des charges solides	89
3.3.1- Automne	89
3.3.2- Hiver	91
3.3.3- Printemps	93
3.3.4- Eté	94
Conclusion.....	95
CHAPITRE VI: IDENTIFICATION DES ZONES SENSIBLES	
A L'EROSION HYDRIQUE	
Introduction.....	97
1- Principaux facteurs d'érosion.....	97
1.1- Agressivité des pluies.....	98
1.2- Vulnérabilité des roches et érodibilité des sols.....	98
1.3- Topographie	99
1.4- Occupation du sol	100
2- Formes de l'érosion	101
2.1- Ruissellement diffus	101
2.2- Erosion linéaire	102
2.3- Mouvements de masse	103
3- Spatialisation de la sensibilité des terrains à l'érosion	105
3.1- Localisation des zones sensibles à l'érosion	107
3.2- Description des zones sensibles à l'érosion	111

3.2.1- Zones à grande sensibilité à l'érosion	111
3.2.2- Zones à sensibilité moyenne	111
3.2.3- Zones à sensibilité réduite	112
4- Constatation de l'érosion sur les sites des oueds Bougous et Ballauta.....	112
5- Etude de l'impact sur les barrages de Mexa et de Bougous	115
5.1- Barrage de Mexa	115
5.2- Barrage de Bougous	117
Conclusion	118
CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS.....	119
ANNEXES	124
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	133

INTRODUCTION GENERALE

De nombreux phénomènes, tels que l'érosion hydrique, découpent continuellement les sols et les roches à la surface des continents. Les particules solides ainsi libérées sont entraînées par les eaux de ruissellement vers les cours d'eau, les retenues d'eau, les dépressions intracontinentales ou jusqu'à la mer. Les matériaux ainsi transportés, en suspension ou par charriage, peuvent alors être quantifiés.

La quantification de l'érosion spécifique d'un bassin versant et du transport solide des cours d'eau a fait l'objet de plusieurs études. L'alluvionnement des retenues de barrages et la dégradation des bassins versants sont un phénomène préoccupant en Algérie, à l'instar des pays du Maghreb. Ce phénomène est dû principalement à une érosion très active dans les bassins versants algériens et maghrébins.

L'estimation du taux de sédimentation des barrages et des transports solides au niveau des bassins versants nécessite une bonne connaissance des apports solides. Ces derniers dépendent aussi bien des contraintes topographiques et granulométriques imposées au fond des vallées que de la nature et du volume des apports liquides et solides fournis au réseau d'écoulement. En plus de cette complexité, le manque de données constitue un handicap majeur dans l'évaluation et la prévision des charges solides. Cet état de fait a conduit de nombreux chercheurs à proposer des modèles de prévision générale (pour un ensemble de bassins) et des modèles particuliers (propres à un bassin donné).

Ce domaine présente une multitude de formules empiriques dont le domaine d'application et les conditions de validité sont souvent restreintes. Il a été admis que la meilleure méthode de quantification des apports solides, et donc de l'érosion d'un bassin versant donné, passe par la mesure de l'alluvionnement des retenues des barrages ou par la mesure de la matière en suspension dans une station hydrométrique.

Notre travail s'intègre dans la deuxième catégorie de modèles avec l'application des mesures des concentrations en suspension et des débits d'eau pour quantifier l'érosion. Ces modèles ont été largement utilisés en Algérie pour développer des modèles propres aux bassins étudiés afin d'évaluer le transport solide à leur exutoire.

Le bassin versant de l'Oued Kébir Est, sous-bassin des bassins versants côtiers constantinois, est confronté à un grave problème de dégradation du sol, comme pratiquement toute la région du Tell oriental algérien.

Ce problème provoque l'envasement du barrage de Mexa (ou Mexenna) et prochainement celui de Bougous, et affecte négativement l'agriculture locale en entraînant des pertes énormes en terres arables.

Le présent travail a pour objectif de quantifier et d'expliquer le phénomène actuel des exportations de matières en suspension véhiculées par l'Oued Kébir Est et d'analyser les facteurs conditionnels liés à l'érosion hydrique. Pour cela, les données de prélèvements instantanés et journaliers effectués par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) entre 1975 et 1999 à la station hydrométrique située à l'aval du barrage ont été exploitées.

Le travail consiste, dans les deux premiers chapitres, à analyser les facteurs de l'érosion tels que la géologie, la topographie, l'occupation du sol et les caractéristiques climatiques.

Dans le troisième chapitre, c'est l'écoulement qui est aussi abordé dans ce travail car il représente un outil indispensable à la compréhension du phénomène hydrosédimentaire. Les processus et les facteurs intervenant dans la formation des écoulements et la quantification de leurs rôles respectifs y sont mis en évidence.

C'est dans ce contexte que, dans le quatrième chapitre, la morphométrie intervient pour expliquer la complexité du phénomène érosif.

Dans le cinquième chapitre, le travail se concentre sur les flux solides et leurs relations avec les flux liquides, sans s'appesantir sur la relation pluie-débit. Dans un premier temps, on va développer la meilleure relation explicative du débit solide au niveau du bassin et, dans un second temps, on quantifiera le transport solide à l'exutoire du bassin pour réaliser les bilans sédimentaires à l'échelle annuelle et pluri-annuelle.

Le dernier chapitre sera consacré à l'évaluation des risques d'érosion des sols du bassin versant qui nécessite la cartographie de quelques facteurs intervenant dans le processus érosif : La lithologie, la pente et l'occupation du sol. Chaque facteur présente un comportement différent d'une zone à l'autre du bassin versant. On a abouti ainsi à une multitude de données à cartographier, stocker, structurer et traiter de manière rationnelle.

Le Système d'information géographique (SIG) permet de croiser des cartes aux thèmes différents, de fusionner leurs bases de données et de faire ressortir une carte de sensibilité à l'érosion.

CHAPITRE I

**APERÇU GEOGRAPHIQUE ET DESCRIPTION
PHYSIOGRAPHIQUE**

Introduction

Dans les bassins versants du Nord-Est Algérien, l'érosion présente un problème complexe. L'utilisation des caractéristiques physiques du milieu est très utile car elle permet d'expliquer l'ampleur et l'évolution du processus d'érosion sur les versants.

C'est pourquoi, nous avons consacré ce chapitre à l'étude des caractéristiques physiques du bassin versant de l'Oued Kébir Est pour montrer l'influence des facteurs de la lithologie, la topographie et l'occupation du sol à la stabilité du milieu. Le tracé hydrographique est fortement influencé par la lithologie et la topographie. Leur influence se fait sentir, d'une part, sur le régime des cours d'eau, et d'autre part, sur l'érosion ainsi que sur le transport solide. Aussi la sensibilité du milieu à l'érosion peut elle être réduite par la potentialité de la couverture végétale.

1- Aperçu géographique

1.1- Le bassin versant de l'Oued El Kébir

Situé à l'extrémité Nord-orientale de l'Algérie, le bassin versant de l'Oued El Kébir fait partie des bassins versants côtiers constantinois. La confluence des oueds El Kébir et Bounamoussa forme l'Oued Mafragh. Le bassin versant de l'Oued El Kébir (limite naturelle) occupe une superficie de 1700 km² et s'étend du Nord au Sud sur plus de 30 km.

Le bassin versant de l'Oued El Kébir atteint, à l'Ouest, l'embouchure de l'Oued Mafragh et s'étend jusqu'aux sources des oueds Ballouta et Bougous, à l'Est. Il est limité au Nord par la ligne de partage des eaux située sur le cordon dunaire de Bouteldja et au Sud par les lignes topographiques où prennent source les oueds Bouhalouffa et Boulathan. (Fig. 1).

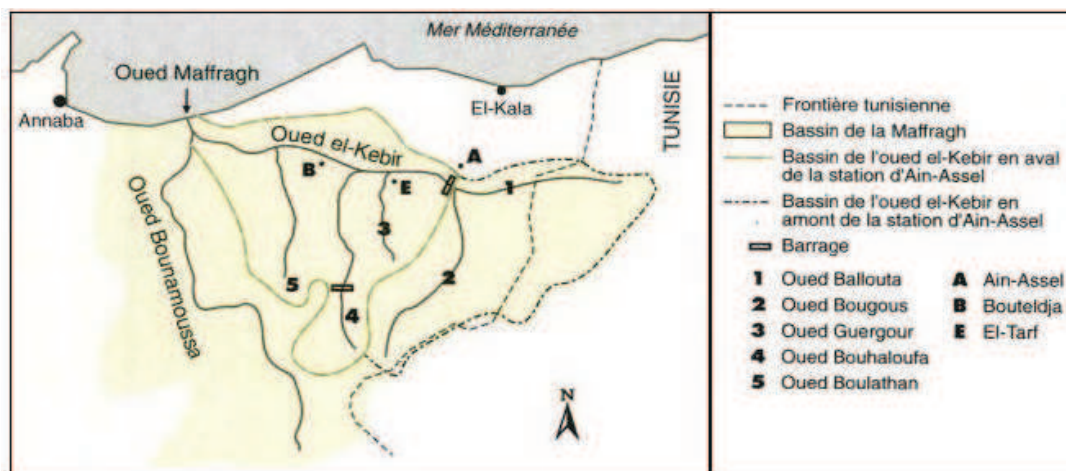


Fig.1. Situation géographique du bassin versant de l'Oued El Kébir.

1.2- Le bassin versant l'Oued Kébir Est

Le bassin versant de l'Oued Kébir Est est un sous-bassin de l'Oued El Kébir. Il est contrôlé par une station hydrométrique en amont de sa confluence avec l'Oued Bounamoussa. En raison de l'existence de deux oueds portant le nom de l'Oued El Kébir (région de Skikda et région d'Annaba-El Kala), appartenant aux bassins côtiers constantinois, l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) a attribué le nom de Oued Kébir Est à ce bassin.

Ce bassin est situé à l'amont de la commune d'Ain Assel. Il est contigu aux versants côtiers constantinois et forme le versant nord du dernier tronçon de la chaîne septentrionale de l'Atlas tellien. Le bassin versant de Kébir Est se trouve inclus, à environ 50%, dans chacun des deux pays voisins : l'Algérie et la Tunisie. Sa plaine, formée par la réunion de trois oueds importants (Kébir, Ballauta, Bougous), draine les flancs des montagnes de Kroumerie et reçoit, dans sa vallée moyenne, de nombreux affluents sur sa rive gauche : Guergour, Bouhaloufa et Boulathan (Fig. 1). Le bassin versant de l'Oued Kébir Est est limité :

- Au Nord, par le cordon dunaire de Bouteldja formant un obstacle avec la mer Méditerranée,
- Au Sud, par les collines d'Oum Diss et Rhorra,
- A l'Est, par les communes d'Ain Drahem et Fernana,
- A l'Ouest, par le bassin versant de Bounamoussa (Fig. 2).

Le bassin versant de l'Oued Kébir Est s'étend sur une longitude allant de 7°58' à 8°35', une latitude de 36°30' à 36°55'. Il occupe une superficie de 681,33 km² et englobe les communes de : Bouteldja, El Taref, Bougous, Chaffia, Ain Assel, Ain Kerma, Roum El Souk, Lac des Oiseaux, Berrihane et aussi Ain Drahem et Fernana en Tunisie.

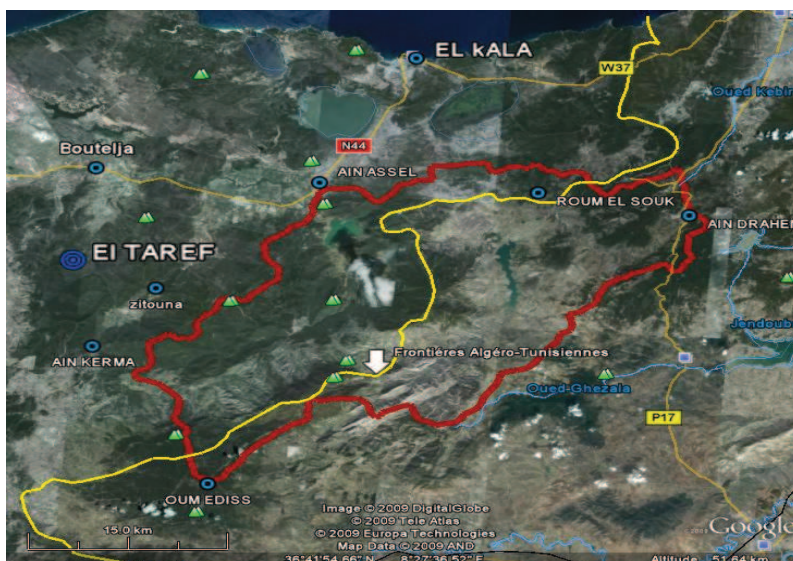


Fig. 2. Situation géographique du bassin versant de l'Oued Kébir

2- Description physiographique

2.1- Orographie

Sur le plan géomorphologique, il est possible de diviser le bassin versant en quatre zones bien différenciées:

- La zone des plaines,
- La zone des dunes,
- La zone des marécages,
- La zone des collines.

2.1.1- La zone des plaines

Encadrée par les massifs de la chaîne numidique, cette zone est constituée par les plaines de Bouteldja et d'El Tarf situées, toutes deux à l'Ouest du bassin versant, formant le couloir Bouteldja - El Tarf - Ain Assel.

Tandis que la plaine de Bouteldja se situe entre les dunes du Nord et les monts du Sud, la plaine d'El-Tarf se situe, quant à elle, entre les collines de la chaîne numidique dont elle est entourée. Ces deux plaines ont pratiquement le même type de dépôts : Argiles des marécages, alluvions limoneuses du fond des vallées, alluvions des basses et moyennes terrasses et les alluvions des hautes terrasses qui n'affleurent que dans la plaine d'El Tarf.

2.1.2- La zone des dunes

Elle s'étend sur une superficie de l'ordre de 150 km² ayant approximativement la forme d'un triangle dont les sommets sont à la jonction de l'Oued Bounamoussa à l'Ouest, la plaine de Bouteldja au Sud où elle s'enfonce sur une vingtaine de kilomètres jusqu'aux pieds des djebels Bourdim et Hadja Siah à l'Est.

Par endroits, ces masses de sable sont séparées les unes des autres par des bas-fonds occupés par d'innombrables garaets, mares d'eau, etc.

2.1.3- La zone des marécages et des lacs

Elle est située surtout à l'Ouest du bassin versant où l'on rencontre, entre autres, les marais de M'krada qui s'étendent sur plus de 12 000 ha, la gareat d'El Khoubzi ainsi que le Lac des Oiseaux. C'est une zone à très faible pente où les deux principaux cours d'eau (Bounamoussa et Kébir Est) se trouvent dans l'incapacité de drainer les eaux des saisons pluvieuses, ce qui engendre la stagnation des eaux sur une très longue période de l'année.

2.1.4- La zone des collines

Représentée par les monts de Chaffia, cette zone est située essentiellement dans la partie Sud du bassin versant et constitue un ensemble de chaînes de montagnes allongées sur une dizaine de kilomètres et orientées NNE-SSO (Fig. 3).

Les points culminants sont les djebels Rhorra (1202 m), Oum El Diss (1150 m), Dir (1041 m), Ghedhir (713 m), Ain El Erg (981 m), Souani (808 m) et Halloufa (786 m). Le Djebel Rhorra de direction SO-NE correspond à des crêtes de roches au pendage très fort où l'on observe une structure synclinale qu'utilise en partie l'Oued Bougous.

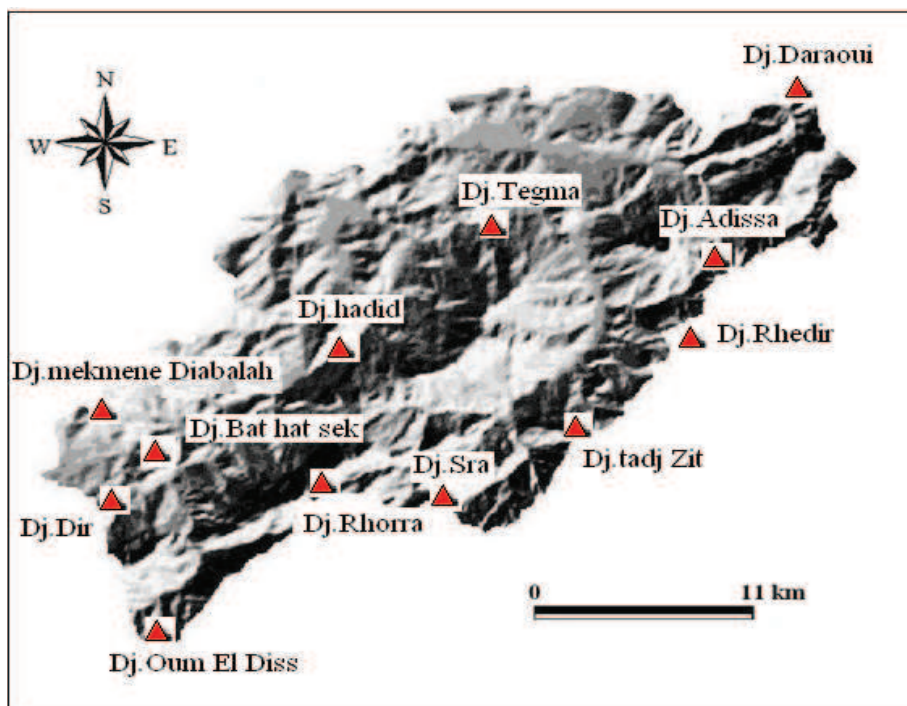


Fig. 3. Représentation du relief du bassin versant de l'Oued Kébir Est.

2.2- Lithologie

La nature de la roche joue un double rôle : Son influence se fait sentir, d'une part, sur le régime du cours d'eau, et, d'autre part, sur l'érosion et le transport solide. La lithologie de notre zone d'étude présente peu de variétés. Ce bassin comporte trois principales formations de roches allant du Sénonien à l'Oligocène numidien. Cette région possède des structures plissées qui ont subi, pour la plupart, des contacts anormaux et des failles.

Sous l'effet de ces accidents tectoniques, le réseau hydrographique devient largement influencé par cette nature géologique instable. La carte lithologique du bassin versant a pu être réalisée à l'aide des cartes lithologiques de 1/50.000 et du travail de Demmak (1982).

Cette carte englobe cinq principales formations lithologiques à savoir : Les affleurements triasiques, les marno-calcaires, les calcaires et calcaires marneux, les conglomérats argileux et les grès numidiens (Fig. 4).

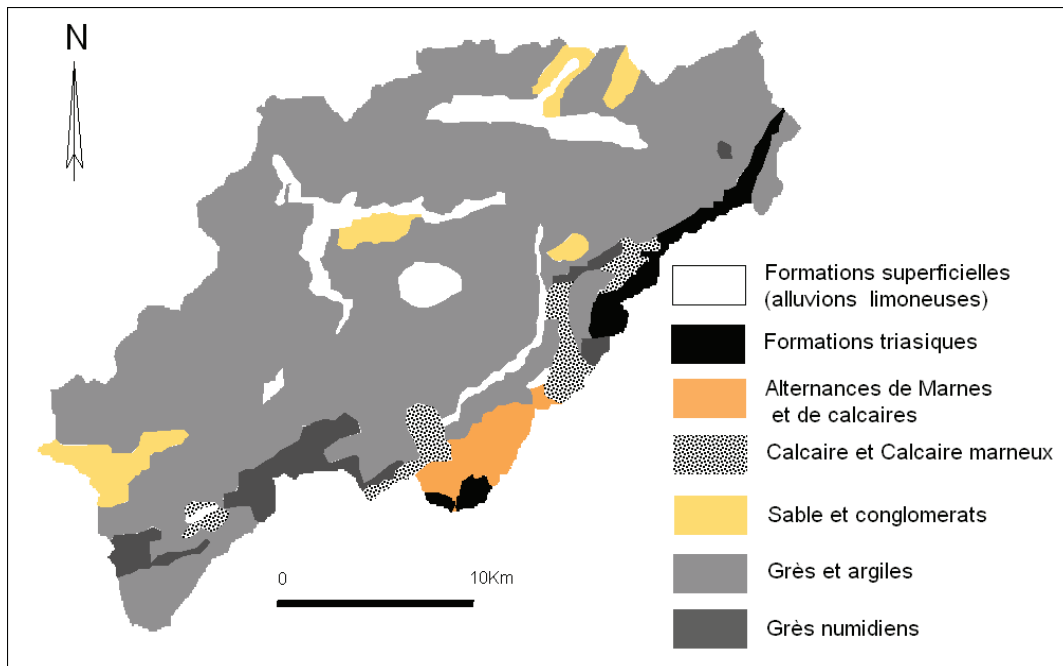


Fig. 4. Carte lithologique du bassin versant étudié.

En utilisant le Système d'Information Géographique (SIG), nous avons déterminé les surfaces de chaque formation lithologique ainsi que leurs ratios par rapport à la surface du bassin versant (Tableau 1).

Tableau 1. Superficie des formations quaternaires sur le bassin versant.

Type de lithologie	Surface (km ²)	Surface (%)
Formations superficielles (alluvions limoneuses)	46,74	6,86
Formations triasiques	18,35	2,69
Alternance marnes et de calcaires	18,40	2,70
Calcaires, calcaires marneux	24	3,52
Conglomérats, sables, argiles	29,67	4,35
Grès et argiles	514,16	75,46
Grès numidiens	30,01	4,40
Total	681,33	100

2.2.1- Les formations superficielles

Dans cette région, on peut observer plusieurs dépôts quaternaires qui jalonnent les étapes du creusement de la vallée. Deux endroits sont particulièrement intéressants : Le piémont du Djebel Rhorra et la vallée de l'Oued Ballauta (Fig. 4). Les formations colluviales qui caractérisent le piémont de Rhorra correspondent à de longs sommets d'interfluves aplanis et boisés qui se terminent par une convexité avoisinant les 600 m d'altitude. Cette formation quaternaire tronque nettement les sommets des massifs gréseux de la rive droite de l'Oued Bougous, au niveau des Djebels Hadid, Bat Hat et Maouguène.

Le matériel alluvial se caractérise essentiellement par les niveaux de dépôts suivants : La basse terrasse caillouteuse du Pléistocène récent (village Mexa), les alluvions sablo-limoneuses du Néopleistocène (moyenne terrasse) du fond de la vallée de l'Oued Bougous qui se répartissent à Mechtat Bougous et au village de Mexa.

La basse terrasse (Pléistocène récent) est peu représentée en aval de l'Oued Ballauta. Elle est constituée, de bas en haut, par des blocs et des galets de grès arrondis emballés dans une matrice argilo-sableuse. Les alluvions actuelles du lit majeur des trois principaux oueds du bassin versant sont peu répandues et très dispersées. Elles apparaissent souvent sous forme de petites lentilles de vase argileuse, de limon et de sable.

2.2.2- Les affleurements triasiques

Le Trias gypso-salifère, de faible étendue, affleure à Ain Drahem et en divers lieux d'Ain Drahem jusqu'au voisinage du Djebel Ghedir (713m). Le Trias est très attaqué par les eaux courantes qui entraînent les argiles gypsifères et laissent en saillie les brèches calcaires.

A Ain Drahem, il y a présence de soulèvement, de plis et même d'accidents tectoniques tels que les failles et les chevauchements. Dans les confins de la Kroumerie, les zones déprimées, dont le terrain triasique, correspondent à des anticlinaux et les crêtes à des synclinaux, ce qui révèle une longue évolution morphologique du pays où l'érosion linéaire, en particulier, a créé, partout, un modelé de relief ressemblant aux badlands.

2.2.3- Les marno-calcaires

C'est un ensemble constitué de marnes et marno-calcaires d'âge Sénonien à Eocène. Il s'étend du Nord-est, à Ain Drahem, jusqu'au Sud-ouest non loin du Djebel Rhorra.

Les marno-calcaires forment une topographie assez forte de collines morcelées parmi lesquelles figurent Djebel Sra (942m) et Djebel Tadj Zit (846 m).

La nature structurale du terrain est très complexe ; la tectonique est traduite par l'existence de plis qui sont fortement à l'origine des reliefs et de grands accidents cassants (failles) de direction SO-NE et NO-SE. Les accidents tectoniques et la nature du substratum ont engendré une forte érosion des marnes et des marno-calcaires par le réseau hydrographique amont de l'Oued Ballauta. Une partie de ce dernier est creusée le long du contact anormal du flysch mixte et des formations marno-calcaires.

2.2.4- Les calcaires et les calcaires marneux

D'une superficie assez réduite (Fig. 4), cette formation s'étend du Sud-ouest au Nord-est en Tunisie. Au pied de la barre gréseuse de Djebel Sra, un large piémont se développe composé de calcaire marneux de l'Eocène et du Crétacé.

Vu sa nature lithologique assez vulnérable, cette formation est fortement disséquée par les affleurements de l'Oued Ballauta. A Sidi Trad jalonne un ensemble en anticlinal du Crétacé constitué essentiellement de marne et calcaire du Crétacé, d'Eocène marneux et marno-calcaire.

2.2.5- L'ensemble conglomératique

Ce faciès du Mio-Pliocène est réparti au Sud-ouest, au centre et au Nord-est du bassin. Il se présente en lambeaux sous forme de dépôts continentaux argilo-détritiques, de sables et dépôts du fond des vallées de l'Oued Barbara et l'Oued El Kébir.

L'altération puis l'érosion de ces roches a donné des accumulations de sols dans le lit de l'Oued Kébir Est. Au Nord de Djebel Dir (entre 200 et 400 m d'altitude), nous décelons un piémont argilo-conglomératique tranché par l'altération mécanique. Le matériel, ainsi altéré in situ, est appelé éluvion : Il permet le développement du processus de la pédogenèse sur une profondeur assez importante.

2.2.6- Les grès numidiens et les argiles

Occupant 4,4 % de superficie, les grès de l'Oligocène sont aussi moins étendus dans le bassin (Tableau 1). Les grès représentent la masse des reliefs du bassin versant de Kébir Est et supportent, en général, la forêt de chêne liège et des maquis. Ils sont quartzeux, plus au moins fortement consolidés. Leur modelé comporte de petites crêtes déchiquetées et des roches abruptes.

La série des grès présente des anticlinaux et des synclinaux de direction SO-NE. A cet ensemble structural, viennent s'ajouter des failles normales de direction SO-NE. La faille de l'Oued Bougous, installée dans le fond de la dépression, est un exemple d'accidents tectoniques d'âge Plio-Quaternaire. Au niveau du Djebel Rhorra, il y a une structure synclinale, considérée auparavant comme une dépression, qu'utilise en partie l'Oued Bougous. Le flanc Sud-est de ce synclinal gréseux se dresse abruptement et constitue la barre du Djebel Rhorra. Au vu de la raideur de ses versants, le ravinement a pu grimper plus en amont et a formé un dense chevelu.

L'ensemble des couches subordonnées aux grès apparaît comme étant des roches assez tendres plus facilement attaquées par l'érosion que la masse gréseuse supérieure. Il en résulte une inversion du relief comme c'est le cas des djebels Rhorra et Mekmene Djaballah.

Le mélange des grès et des argiles constitue l'ensemble des formations lithologiques qui reste dans le bassin, soit 75,46% de la surface totale. Les limites entre les argiles et les grès sont difficilement perceptibles sur le terrain en raison de l'épaisseur du recouvrement et de la couverture végétale, à l'exception de la partie amont de l'Oued Bougous où prédominent les argiles sur les niveaux gréseux.

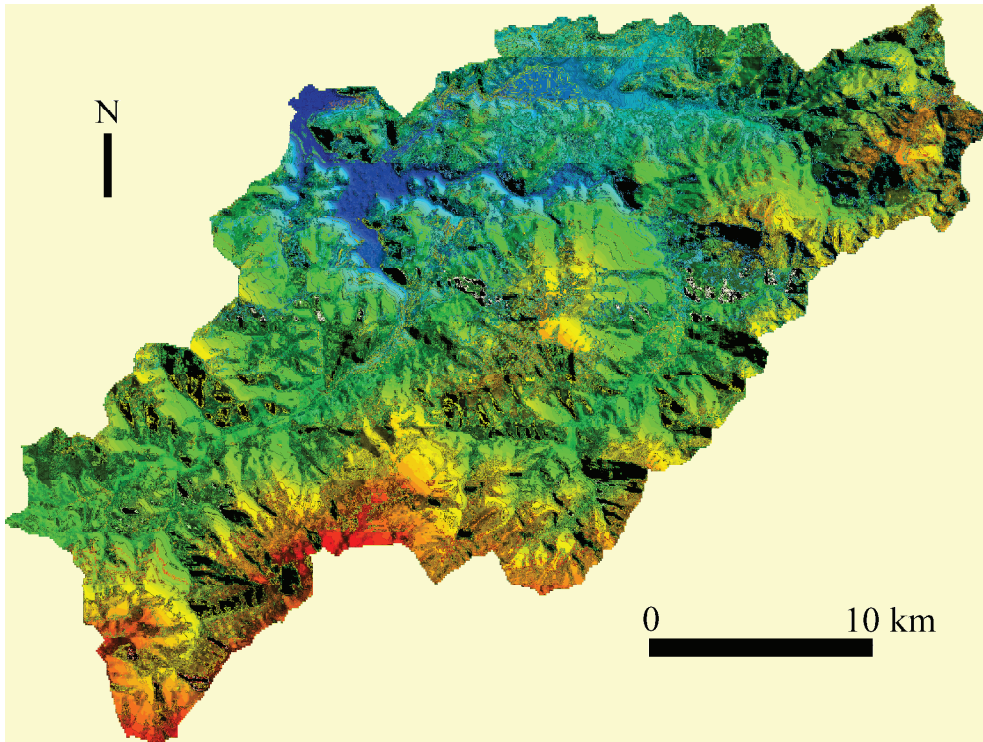
2.3- Les Pentés

L'établissement de la carte des pentes est un élément fondamental dans toute étude de l'érosion. La topographie, représentée par les pentes, constitue un des facteurs essentiels de la dégradation du milieu physique et un élément important influant sur l'écoulement des eaux et l'occupation des sols.

Afin d'établir la carte des pentes, nous avons été contraints d'utiliser le modèle numérique de terrain (MNT). La délimitation de la région qui englobe le bassin de l'Oued Kébir Est à partir du MNT est effectuée à l'aide du logiciel Global Mapper. Elle est ensuite transférée vers le logiciel WMS (Watershed Modeling System) pour délimiter le bassin versant étudié.

La ligne de partage des eaux du bassin versant ainsi extraite est transférée vers le logiciel Global Mapper pour extraire les courbes de niveau (équidistance de 10 m) (Fig. 5).

A- Modèle numérique de terrain du bassin



B- Courbes de niveau extraites du MNT

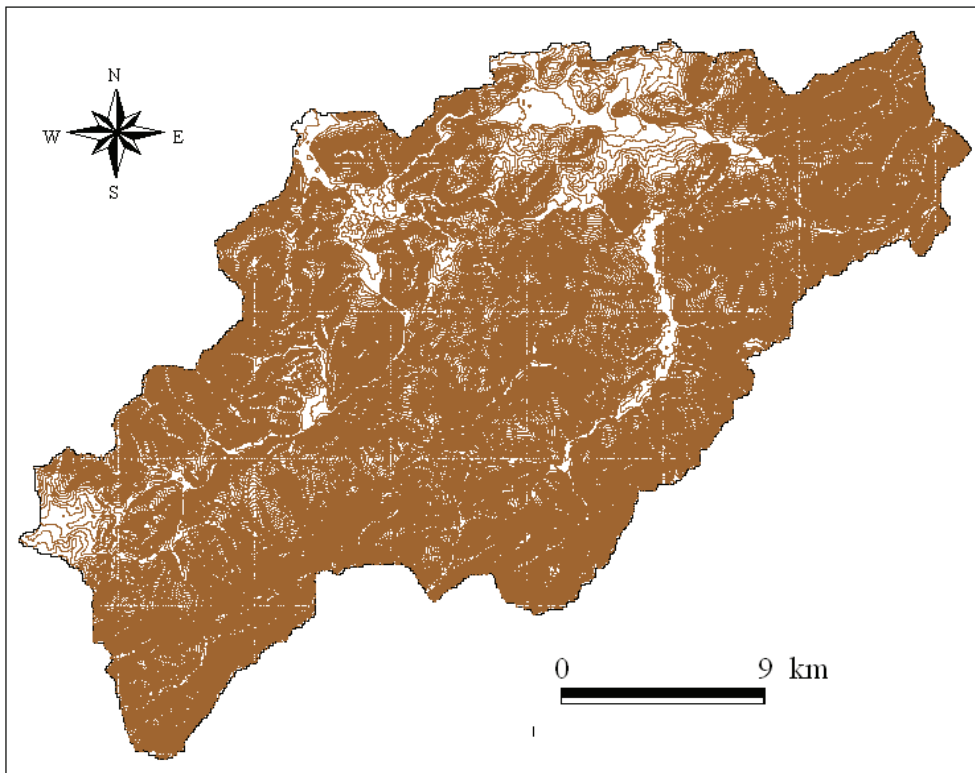


Fig. 5. Eléments cartographiques du bassin étudié.

A l'aide du logiciel SIG-Arcview, on a importé la carte des courbes de niveau (sous forme shape file) et on l'a introduite dans ce logiciel pour établir la carte des pentes. Après manipulation des commandes utiles du programme, on a pu faire ressortir six (06) classes de pentes bien différenciées (Fig. 6).

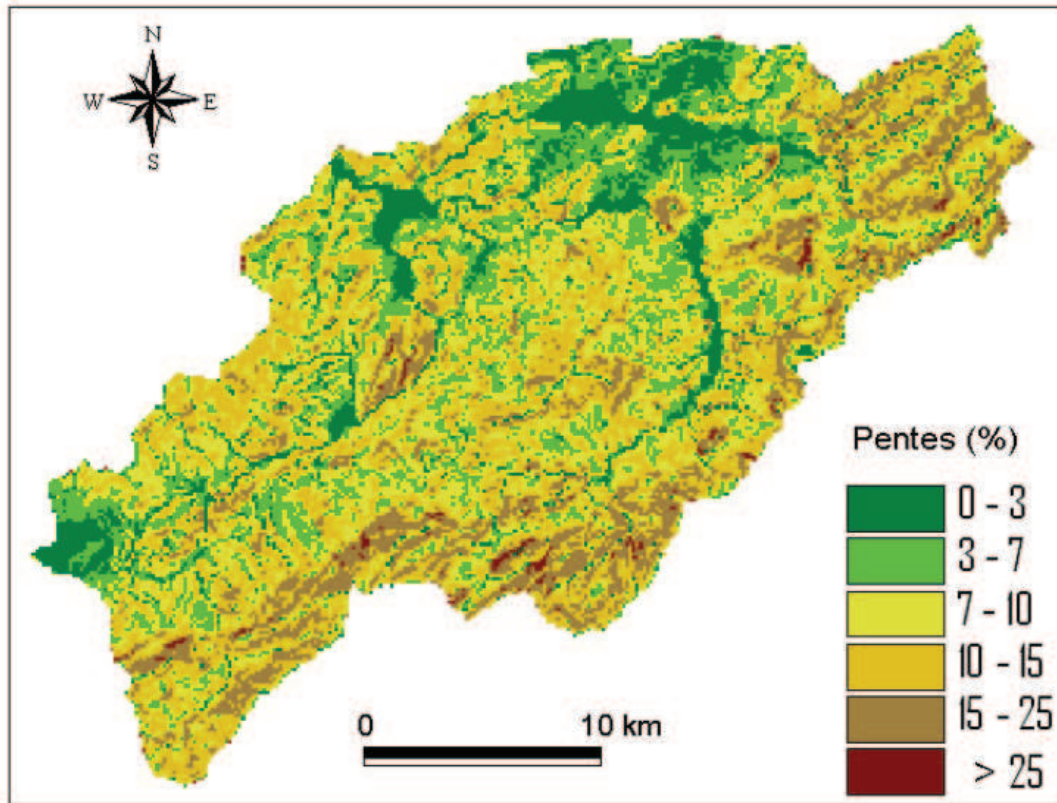


Fig. 6. Carte des pentes du bassin versant de l'Oued Kébir Est.

Connaissant les surfaces occupées par chaque classe de pente du tableau 2, nous avons procédé à une description des pentes du bassin. En utilisant le logiciel WMS, la pente moyenne du bassin est égale à 16% et elle est égale à 11% avec le calcul de la moyenne pondérée.

Tableau 2. Répartition des classes des pentes dans le bassin versant étudié.

Classes	Superficie (km ²)	Superficie (%)
0 – 3	74,76	10,97
3 – 7	162,28	23,82
7 – 10	189,98	27,88
10 – 15	176,05	25,84
15 – 25	22,51	3,31
> 25 %	55,75	8,18
Total	681,33	100

2.3.1- Les pentes de la classe de 0 à 3 %

C'est une classe assez dominante qui occupe 10,97 %, soit 74,76 km² de la superficie du bassin (Tableau 2). Elle se localise essentiellement au Nord-ouest du bassin notamment à Bouteldja, Remel souk et la vallée de l'Oued Ballauta et ses affluents.

2.3.2- Les pentes de la classe de 3 à 7 %

Couvrant une superficie de 162,28 km², soit 23,82 % de la surface totale du bassin versant, cette classe est surtout localisée dans la partie Sud-ouest à proximité des vallées des Oueds Ras Oum Ali, Bougous, Chaffia et aux versants de quelques collines (Djebel Bou Ali). Ces pentes comportent l'unité morphologique des glacis souvent polygéniques.

D'une façon générale, l'érosion est peu active dans le secteur où dominent les pentes inférieures à 7% à cause de la faiblesse des pentes et du bon drainage des formations superficielles épaisses,

2.3.3- Les pentes des classes de 7 à 10 % et 10 à 15 %

Elles représentent une classe importante dans le bassin versant (Tableau 2). Ces classes occupent 366,03 km², soit 53,72 % de la superficie totale de bassin, se localisent un peu partout dans le bassin et essentiellement là où se développent les glacis.

Elles sont fréquentes au pied des croupes et des collines dominées par les formations lithologiques marneuses, argileuses et surtout gréseuses.

La classe 10 – 15% occupe une superficie de 176,05 km² soit 25,84 % du bassin. Cette classe également importante se localise surtout sur les versants supérieurs de Bougous, Barbara et Oued Dib. Ces pentes constituent les versants gréseux et calcaireux qui sont souvent disséqués par les rigoles et les ravines.

Ces versants montrent souvent une apparition de la dynamique des mouvements de masse et des ravinements sur des pentes supérieures à 10%.

2.3.4- Les pentes des classes supérieures à 15 %

La classe 15 – 25% occupe 3,3% de la superficie totale de bassin versant. Les versants de cette classe sont de moindre importance par rapport aux autres classes (Tableau 2).

Les versants raides de cette classe sont essentiellement au Sud et à l'Est du bassin. Ce sont surtout les formations gréseuses et conglomératiques qui forment les versants de ce paysage.

Par ailleurs, les pentes supérieures à 25% sont développées surtout au niveau de la ligne des eaux où elles couvrent une superficie réduite de 8,18 % de la superficie totale.

Ce secteur est généralement occupé par le ruissellement concentré développé sur les formations tendres telles que les argiles et les marnes, ce qui engendre une forte sensibilité à l'érosion.

De là, on peut dire que la raideur des pentes est un acteur contraignant, défavorable à la stabilité du milieu et au développement de la végétation.

2.4- Occupation du Sol

Le développement de la couverture végétale dépend de la combinaison des facteurs physico-géographiques tels que le climat, le relief, la lithologie et l'action humaine qui s'impose par la mise en culture des terres. Pour cela, il est nécessaire de connaître les différents types de végétaux et leur répartition dans le bassin de Kébir Est.

La couverture végétale joue un rôle important dans l'écoulement superficiel et la protection du sol contre l'érosion hydrique et le transport des matériaux solides. La répartition du couvert végétal au niveau du bassin versant de l'Oued Kébir Est est donnée par la carte d'occupation du sol de la figure 7.

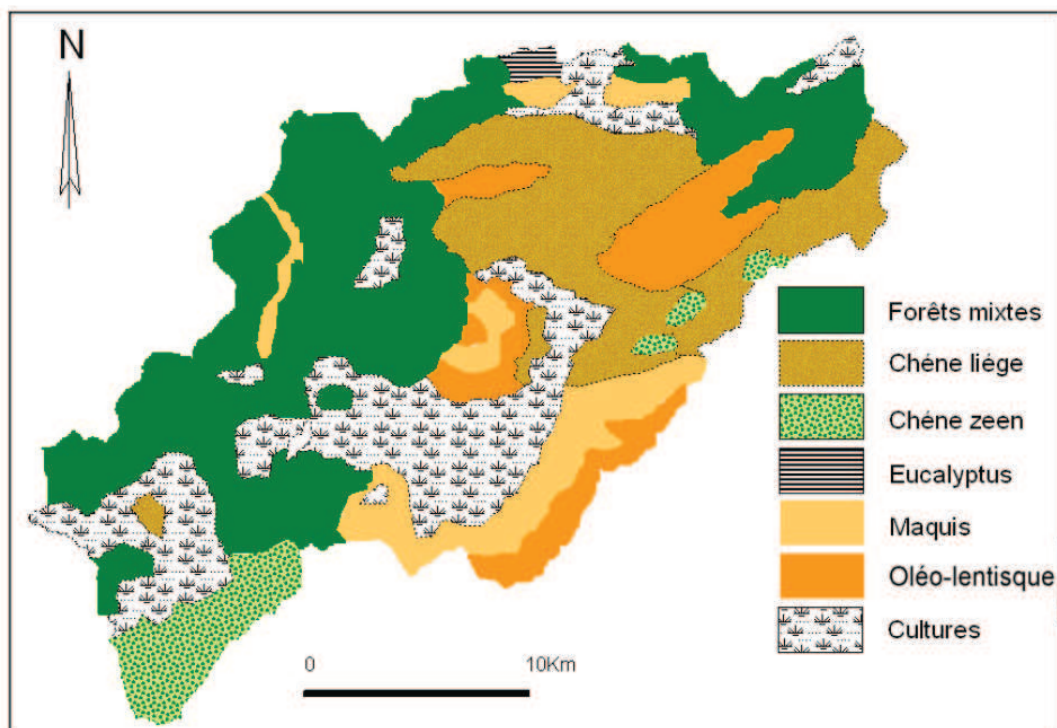


Fig. 7. Occupation du sol du bassin versant étudié.

L'occupation du sol du bassin est constituée de deux domaines : le domaine forestier (forêt et maquis) et le domaine agricole (différents types de cultures) (Tableau 3).

Tableau 3. Répartition de la couverture végétale dans le bassin versant étudié.

Type de Végétation	Surface (km ²)	Surface (%)
Forêt mixte	244	35,81
Chêne liège	122,47	17,98
Chêne zeen	39,42	5,79
Eucalyptus	3,62	0,53
Maquis	62,81	9,22
Oléo-lentisque (maquis dégradé)	69,94	10,27
Cultures	139,07	20,41
Total	681,33	100

2.4.1- La forêt

Elle représente une bonne partie de la superficie du bassin, avec 60,11% (Tableau 3). Le couvert forestier englobe principalement le chêne liège et le chêne zeen. La forêt mixte comporte les deux espèces végétales : Le chêne liège et le chêne zeen avec un sous bois plus au moins dense.

Très peu développé dans un milieu frais et ombragé (5,79%), le chêne zeen élimine les autres essences à partir de 700 m. A l'état de peuplement pur, le chêne zeen crée des conditions ignifuges : Les incendies qui s'y déclarent se réduisent à des feux de surface qui peuvent s'étendre d'eux mêmes à la tombée de la nuit (dans les conditions météorologiques normales).

Sur les dunes consolidées et les grès fracturés couverts de formations quaternaires épaisses, le chêne liège montre une exigence hydrophile. Le chêne liège descend à sa plus basse altitude dans la vallée de l'Oued Teboul (Fig. 7). Dans les positions ombragées et en présence des sources, le chêne liège est accompagné de chêne zeen isolé à partir de 50 m d'altitude.

L'Eucalyptus est peu évolué dans notre zone d'étude (moins de 1% de la surface du bassin). Il a été introduit en Algérie afin d'assainir les zones marécageuses, d'où sa présence dans les zones humides et les bas fonds à drainage difficile.

2.4.2- Les maquis

Ce sont des broussailles sous forme d'un maquis méditerranéen, dispersé dans plusieurs endroits et particulièrement sur les piémonts (Fig. 7) ayant subi une agression (incendie). Ils sont constitués surtout d'Erica arborea, de Collicotum villosa, de Cistus triflorus.....etc.

La série de l'oléo-lentisque est assez bien représentée dans notre bassin versant avec 10%. Nous la retrouvons dans les terrains lourds du Tell et au niveau des piémonts dégradés entre Ain el Karma et Bouhajar. Ce couvert forestier souvent clairsemé est développé sur les marnes argileuses laissant apparaître, entre la végétation éparse, un sol nu.

En ce qui concerne l'association hydrophile, l'inondation temporaire a favorisé le développement de plusieurs types de végétation dont on peut citer quelques espèces comme le peuplier et le laurier-rose que nous retrouvons également dans les lits des oueds.

2.4.3- Les cultures

Elles occupent les formations grés-argileuses du numidien, les alluvions du quaternaire et les piémonts des reliefs montagneux où on rencontre principalement les cultures céréalières.

Les cultures proprement dites (céréalicultures) sont peu développées dans le bassin. On y rencontre principalement les cultures maraîchères, industrielles et fourragères.

Pour des raisons pratiques et pour ne pas surcharger la carte du couvert végétal, nous avons préféré ne représenter que les associations végétales des terres cultivées que nous citerons à titre indicatif dans le tableau ci-dessous. Ainsi, les principales cultures rencontrées (d'après les services agricoles de la Wilaya d'El Taref) sont illustrées dans le tableau 4 qui fait ressortir essentiellement la prédominance des cultures céréalières et des fourrages.

Tableau 4. Les principales cultures rencontrées dans le bassin versant Kébir Est.

Cultures	Surface (%)
Céréales	24,7 %
Légumes secs	3,3 %
Fourrages	23,8 %
Cultures industrielles	12,9 %
Cultures maraîchères	15,6 %
Arboriculture	8,3 %
Jachères	11,4 %

Conclusion

L'analyse des ensembles lithologiques révèle une grande hétérogénéité de faciès. L'étendue assez considérable des affleurements rocheux souvent érodables donne à ce bassin l'étiquette d'une région susceptible de fournir une érosion hydrique importante (réseau hydrographique dense et mouvements de masses par glissement et sapement de berges).

Après analyse des pentes de l'Oued Kébir Est, nous constatons que les versants aux pentes assez fortes à fortes sont considérablement répartis. Ceci permet de supposer que les conditions sont favorables à l'apparition de l'érosion linéaire en particulier. L'enlèvement de la matière fine devient donc possible grâce à la raideur des pentes.

L'analyse de la couverture végétale montre que notre zone d'étude se caractérise par une couverture végétale forestière importante. Cependant, cette dernière est assez faiblement protectrice car elle comporte souvent un sous bois clairsemé qui laisse au ruissellement l'avantage de s'y installer. En outre, la forte répartition des terrains dégradés et des terres agricoles (cultures annuelles) surtout sur des versants raides va présenter un danger pour la stabilité du milieu.

Qu'il s'agisse du relief, de la lithologie ou de la couverture végétale, ces critères ne font que contribuer à aggraver la sensibilité de ces milieux à l'érosion. D'autres facteurs, entre autres, doivent être insérés dans cette étude pour mieux expliquer le phénomène de l'érosion. Dans ce contexte le prochain chapitre sera consacré à l'étude des caractéristiques climatiques et spécialement les précipitations.

CHAPITRE II

LES CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES

Introduction

L'étude des caractéristiques climatiques d'un bassin versant est nécessaire pour la connaissance du comportement hydrologique de ses cours d'eau. En effet l'abondance, la durée et les variations des quantités de pluies qui tombent au cours des périodes de l'année pendant lesquelles les sols ne sont pas protégés par la végétation ont une incidence dramatique sur le milieu physique et peuvent provoquer une action érosive.

Il s'agit de l'intensité, du volume, de la fréquence des pluies et de leur répartition au cours de l'année. Ces caractères conditionnent notamment l'importance du couvert végétal qui s'oppose au ruissellement en absorbant l'eau. L'eau ruisselle lorsque la vitesse d'arrivée de l'eau sur le sol est supérieure à la vitesse d'infiltration. Le volume d'eau en excès à la surface dépend de l'intensité (hauteur d'eau par rapport à une durée) de la pluie et du volume total précipité.

C'est pourquoi, nous avons consacré ce chapitre à l'analyse des facteurs climatiques du bassin versant de Kébir Est, et notamment les précipitations. Le travail a été réalisé malgré l'insuffisance et le manque de fiabilité de certaines données pluviométriques ainsi que de la faible densité du réseau d'observations météorologiques.

Il y a lieu de noter que nous disposons d'une série des données pluviométriques journalières s'échelonnant sur 26 années d'observation (1975/76 - 2000/2001).

1- Répartitions des stations pluviométriques dans la zone d'étude

Le bassin versant de L'Oued Kébir Est englobe, dans sa partie avale, deux stations pluviométriques : Ain Assel et Roum El Souk. Afin de bien caractériser le climat du bassin versant de l'Oued Kébir Est, nous avons pris en considération une troisième station très proche de la limite géographique de la zone d'étude, celle de Ain Kerma. Les trois stations sont plus au moins proches l'une de l'autre et possèdent les coordonnées Lambert suivantes (Tableau 5):

Tableau 5. Coordonnées Lambert des stations pluviométriques utilisées.

Stations	Coordonnées Lambert		
	X	Y	Z
Ain Assel	1005,54	400	35
Ain Kerma	991,64	375,34	280
Roum El Souk	1020,69	402,89	150

La figure 8 donne la disposition des trois stations par rapport au bassin versant. Ces stations sont bien représentatives du bassin, cependant, une autre station placée au Sud aurait donné une plus grande couverture de zone d'étude.

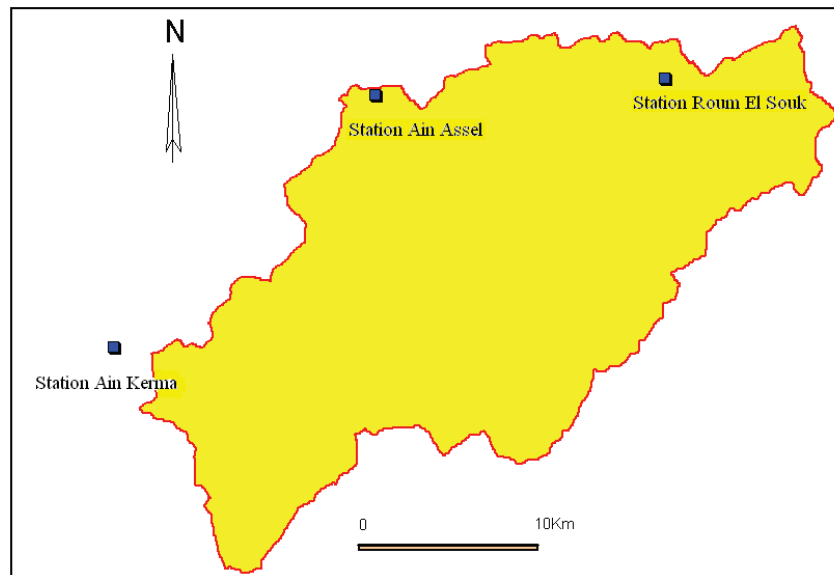


Fig. 8. Répartition des stations pluviométriques au niveau du bassin versant de l'Oued Kébir Est.

2- Comblement des lacunes

Les données pluviométriques, recueillies au niveau des stations précédemment citées, contiennent quelques lacunes au niveau des précipitations mensuelles et même annuelles.

Aussi, nous avons procédé à leur comblement en utilisant la méthode des rapports qui consiste à estimer les valeurs des précipitations mensuelles manquantes à partir de la formule suivante :

$$Y = K \times X$$

Avec :

- Y : La valeur manquante du mois incomplet,
- X : La valeur disponible du mois complet,
- K : Le coefficient multiplicateur donné par :

$$K = Y_{moy} / X_{moy}$$

Y_{moy} et X_{moy} sont respectivement les précipitations moyennes mensuelles du mois incomplet et du mois de référence.

3- Variabilité annuelle des précipitations

3.1- Estimation de la lame précipitée

La lame moyenne annuelle précipitée au niveau du bassin est calculée en rapportant la somme des valeurs des précipitations annuelles des stations de Ain Assel, Ain Kerma et Roum El Souk au nombre d'années de la période d'étude comme le montre la formule suivante :

$$\bar{P} = \Sigma P_i / n$$

Avec :

- \bar{P} : Précipitation moyenne,
- ΣP_i : la somme des précipitations annuelles pour les trois stations,
- n : le nombre des années de la période d'étude.

La précipitation moyenne annuelle au niveau du bassin versant de l'Oued Kébir Est durant la période d'observation de 26 années (19975/76 à 2000/01) est estimée à 747,09 mm. De la même manière, nous avons déduit les précipitations moyennes annuelles pour chaque station.

Tableau 6. Précipitations moyennes annuelles des trois stations pluviométriques.

Stations	\bar{P} (mm)
Ain Assel	784,75
Ain Kerma	693,14
Roum El Souk	763,37
Les 03 stations	747,09

3.2- Régime pluvial annuel des stations pluviométriques

On remarque que les valeurs des moyennes annuelles des précipitations (Tableau 6) passent de 693,14 mm (station de Ain Kerma) à 784,75 mm (station de Ain Assel). L'écart entre les moyennes annuelles des deux stations, Ain Assel et Roum Souk est assez faible (21,38 mm) pour dire que ces deux dernières ont presque le même régime pluvieux moyen annuel. Ceci est sans doute justifié par l'effet de proximité entre elles et aussi par leur exposition géographique. Pour une meilleure approche, nous avons représenté graphiquement la répartition des précipitations des trois stations utilisées (Fig. 9).

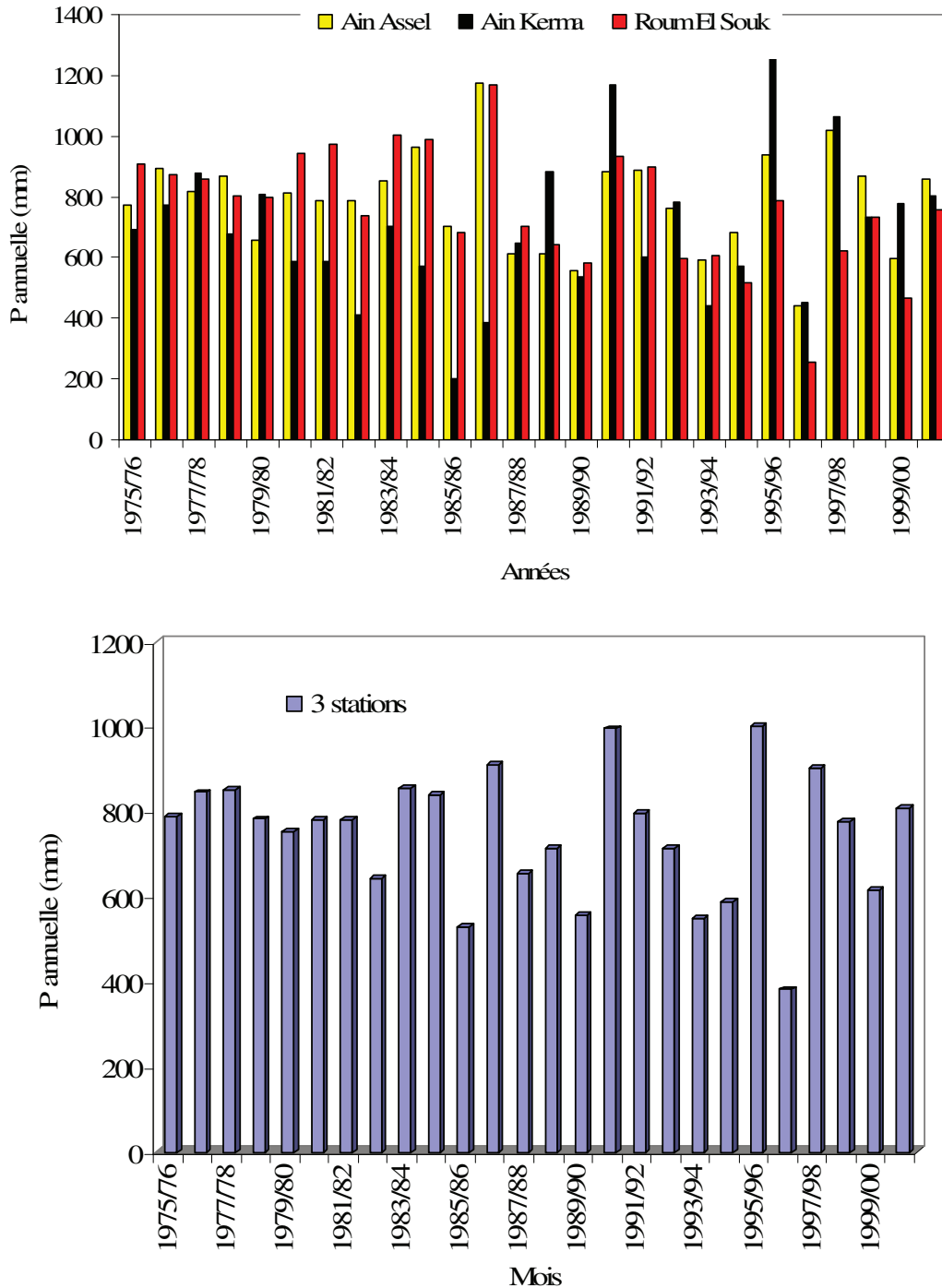


Fig. 9. Variation annuelle des précipitations.

Les graphiques précédents montrent que les valeurs des précipitations annuelles au niveau des stations de Ain Assel et Roum El Souk oscillent avec des amplitudes très proches, tandis que celles de Ain Kerma présentent, plus au moins, un léger déphasage par rapport aux autres stations. Cette observation est faite à partir de la période 1997/78 jusqu'à la fin de la série.

En général, on peut dire que les trois stations qui reflètent le caractère pluvieux de notre zone d'étude se trouvent dans une région bien arrosée, soumise à des pluies caractérisées par d'importantes irrégularités annuelles spatiales et temporelles.

3.3- 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 :

$$C_p = P_i / \bar{P}$$

D'où :

- P_i : La précipitation annuelle (mm),
- \bar{P} : Précipitation moyenne annuelle (mm).

Pour les valeurs du coefficient pluviométrique supérieures ou égales à l'unité ($CP \geq 1$), on considère que l'année est humide et les valeurs inférieures à l'unité ($CP < 1$) correspondent aux années sèches.

Ainsi, on déduit pour chaque station le nombre d'années humides et celui des années sèches (Tableau 7).

Tableau 7. Représentation du nombre d'années humides et sèches au niveau des trois stations.

	Nombre d'années humides	Nombre d'années sèches
Station Ain Assel	15	11
Station Ain Kerma	13	13
Station Roum El Souk	13	13
Moyenne	14	12

On constate que le nombre d'années sèches est égal à celui des années humides au niveau des stations d'Ain Kerma et Roum El Souk. Par contre, la station de Ain Assel comporte une prédominance d'années humides. Cette prédominance caractérise la station de Ain Assel comme étant la plus humide par rapport aux autres stations avec une pluie moyenne annuelle majoritaire de 784,75 mm précédemment calculée.

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 (Fig. 10).

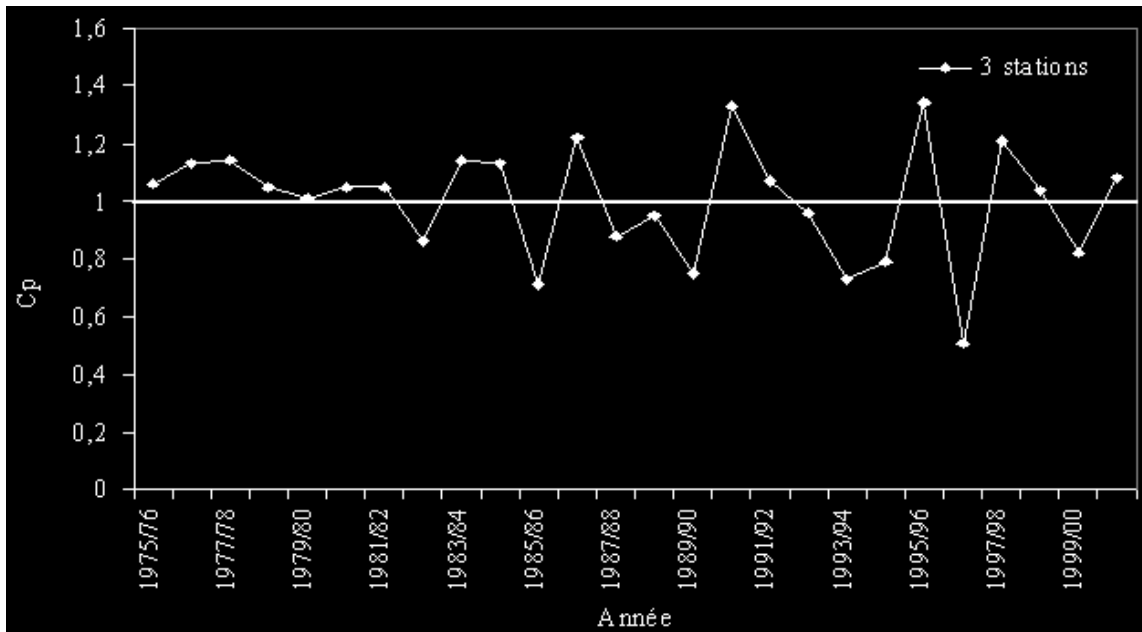
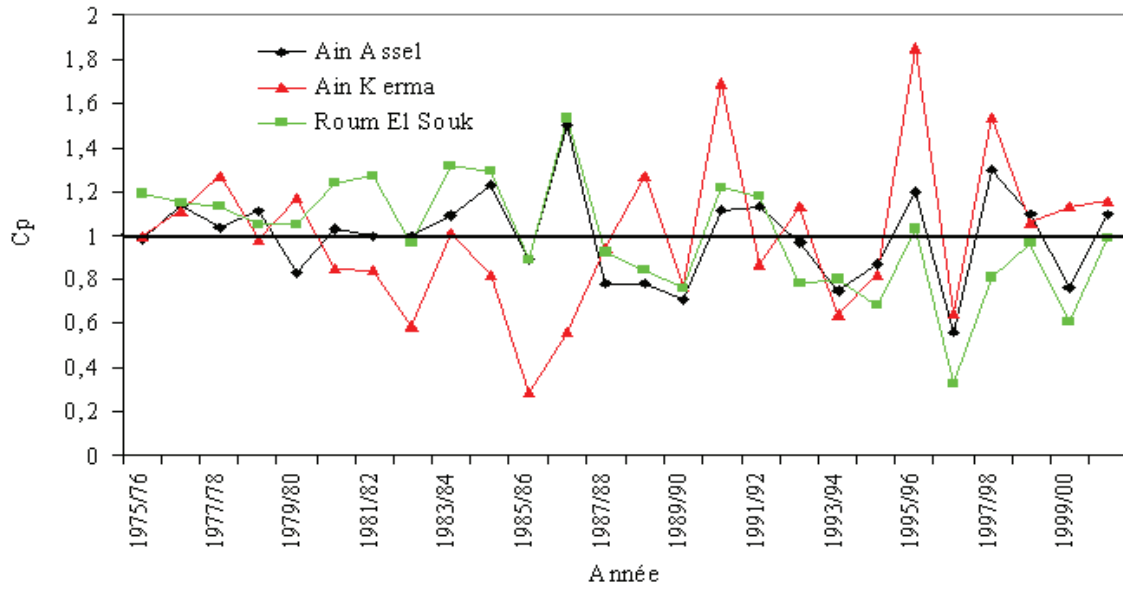


Fig. 10. Variation du coefficient pluviométrique au niveau des stations pluviométriques.

D'après les allures des courbes de Ain Assel et Roum El Souk (Fig. 10), on remarque que les années extrêmes humides et sèches sont marquées respectivement par deux pics opposés où les années extrêmes humides sont en avance par rapport aux années extrêmes sèches. Pour ces deux stations, l'année commune de forte humidité est observée en 1986/87 avec les valeurs de 1,50 et 1,53.

Après ces apogées, on remarque une diminution proportionnelle des valeurs des coefficients pluviométriques jusqu'à l'année hydrologique 1989/90. Après cette année, on remarque des fluctuations dans l'évolution des précipitations annuelles.

Contrairement à la station de Ain Assel et Roum El Souk, le premier pic de la courbe de la station de Ain Kerma est celui de l'année extrême sèche qui est en avance par rapport à celui de l'année extrême humide. Le début de la série commence par des valeurs de coefficient favorisant des années sèches, après l'année extrême sèche (1985/1986). Ces valeurs du Cp commencent à s'accroître progressivement et entrent dans une grande fluctuation caractérisée par une alternance entre les années sèches et humides jusqu'à la fin de la série.

En outre, les valeurs maximales du Cp à Ain Kerma ne sont observées qu'en 1990/91 et 1995/96. Nous avons donc un retard dans la répartition des périodes humides dans cette station. Par ailleurs, la combinaison des trois stations a donné des coefficients pluviométriques maximaux en 1990/91 et 1995/96. Ils correspondent aux valeurs de la station de Ain Kerma. Cependant, cette combinaison a révélé que le nombre des années humides est égal à 14, soit 54% de la période d'observation.

Malgré toutes les variations complexes du coefficient pluviométrique observées au niveau des stations, on peut dire, d'une façon générale, que les périodes sèches et humides se sont étendues d'une manière équilibrée durant les 26 années de la série d'étude. On en conclut donc que le bassin de l'Oued Kébir Est est exposé à un bioclimat de type méditerranéen subhumide.

3.4- Etude des valeurs extrêmes annuelles

L'étude des valeurs extrêmes annuelles est intéressante du moment que les stations pluviométriques enregistrent parfois des hauteurs de pluie qui dépassent largement la moyenne de leur régime pluvial ou le contraire.

A cet effet, nous avons étudié le caractère pluvieux propre à chaque année de la série. Il y a donc lieu de calculer l'écart à la moyenne annuelle correspondant à l'excédent et au déficit des précipitations de l'année considérée rapporté à la moyenne de 26 années. Cet écart est donné par la formule suivante :

$$E (\%) = \frac{P_i - \bar{P}}{\bar{P}} \times 100$$

Avec :

P_i : Précipitation annuelle (mm),

\bar{P} : Précipitation moyenne annuelle (mm).

Les écarts aux moyennes des précipitations annuelles calculés pour les trois stations pluviométriques sont donnés dans l'annexe 1.

Ces écarts varient d'une station à l'autre, ceux qui portent des signes positifs sont supérieurs aux moyennes, les autres sont inférieurs à cette dernière et portent un signe négatif.

Les valeurs extrêmes des écarts positifs pour les différentes stations correspondent aux années à plus forte pluviosité (années extrêmes humides) ; ces écarts sont de l'ordre de : 49,51%, 84,58%, 53,22 % respectivement pour les stations de Ain assel, Ain Kerma et Roum El Souk. Les années à faible pluviosité (années extrêmes sèches) sont caractérisées par des valeurs extrêmes négatives des écarts, on retrouve :

- 43,65% (Ain Assel), -70,81% (Ain kerma) et - 66,74% (Roum El Souk).

Il se trouve qu'il existe des années extrêmes humides et extrêmes sèches communes pour les stations de Ain Assel et Roum El Souk. Comme il a été déjà montré avec le coefficient pluviométrique, ces années sont respectivement : 1986/87 et 1996/97. Le tableau suivant donne les différentes années extrêmes humides et sèches avec leurs écarts pour les trois stations pluviométriques (Tableau 8).

Tableau 8. Représentation des années extrêmes humides et sèches.

Stations	Années extrêmes humides			Années extrêmes sèches		
	Pluie maximale (mm)	Ecart	Années	Pluie maximale (mm)	Ecart	Années
Ain Assel	1173,7	49,51%	1986/87	442,2	-43,65%	1996/97
Roum El Souk	1169,6	53,22%		253,9	-66,74%	
Ain Kerma	1279,4	84,58%	1995/96	202,3	-70,81%	1985/86

Durant les 26 années d'observation, la station de Ain Kerma à connu d'importantes fluctuations des précipitations car elle possède les valeurs d'écarts extrêmes les plus élevés. La valeur de pluie maximale s'écarte d'environ 85% en dessus de la pluie moyenne annuelle et enregistre une hauteur de 1279,4 mm ; par contre la pluie minimale est de 202,3 mm. Cette valeur est à 70,81% en dessous de la pluie moyenne annuelle de cette station.

3.5- Paramètres de dispersion

Le phénomène de dispersion des modules pluviométriques s'exprime par le coefficient de variation. La variation d'une série de données est fonction du rapport de l'écart type sur la moyenne, ainsi l'ampleur de la valeur numérique de ce rapport reflète une importante fluctuation et vice versa.

Le coefficient de variation est défini par : $Cv = \sigma / \bar{P}$

Où : Cv : Coefficient de variation, σ : Écart type, \bar{P} : Pluie moyenne annuelle (mm).

Nous utilisons ce coefficient afin d'obtenir une approche de la complexité des fluctuations des précipitations interannuelles. Les valeurs du coefficient de variation calculées pour les trois stations pluviométriques sont illustrées dans le tableau qui suit (Tableau 9):

Tableau 9. Valeurs du coefficient de variation pour les stations pluviométriques

	Ain Assel	Ain Kerma	Roum El Souk	3 stations
\bar{P}	784,75	693,14	763,37	747,09
σ	161,66	240,94	198,35	148,42
Cv	0,21	0,35	0,26	0,20

Il semble que les valeurs du coefficient de variation soient très faibles et varient entre 0,21 et 0,35, ce qui implique une variabilité relativement faible. Vu les valeurs du coefficient de variation, on estime que ces différentes précipitations tendent à suivre une évolution de distribution de type loi normale ou gaussienne. Une analyse statistique plus détaillée est donc nécessaire pour confirmer cette constatation.

3.6- Analyse fréquentielle des précipitations annuelles

Etant donné la faible valeur du coefficient de variabilité des précipitations annuelles, la variabilité annuelle des précipitations doit être complétée par une étude fréquentielle, c'est-à-dire une estimation des valeurs limites atteintes ou dépassées pendant une période donnée.

A l'aide d'une méthode graphique, nous allons vérifier s'il existe une possibilité de modélisation de la distribution des valeurs observées des précipitations des trois stations avec une loi de distribution connue telle que la normale centrée réduite appelée aussi loi de Gauss. A cet effet, nous avons procédé de la manière suivante :

- a) Arrangement des variables pluviométriques par ordre croissant,
- b) Classement des valeurs par rang (r) : On attribue pour chaque observation sa valeur du rang dans la série.
- c) Calcul de la fréquence cumulée $F(x)$: ceci est calculé par la formule suivante :

$$F(x) = (r - 0,5) / n ; \text{ Sachant que } (n) \text{ est la taille de l'échantillon.}$$

d) Calcul du paramètre Z (Normit): On applique aux fréquences cumulées la réciproque de la fonction de répartition de la loi de Gauss standard, autrement dit dans notre cas Z est la probabilité de la fréquence cumulée. La valeur du Normit de chaque fréquence cumulée est déduite de la table de Gauss (Annexes 2, 3, 4).

La table de Gauss donne des valeurs de Normit négatives pour les fréquences ou les probabilités inférieures à 0,5.

e) Tracé du nuage de points : Sur un système d'axe, on porte en abscisse les valeurs du Normit équivalentes pour chaque fréquence cumulée et en ordonnée les valeurs des observations, on obtiendra ainsi un nuage de point.

- Hypothèse : Si le nuage de point est proche d'une droite, on peut modéliser la distribution observée par une loi de Gauss.
- Exemple de calcul : Cas de la station de Ain Assel :

Taille d'échantillon	Effectifs total	Moyenne	Écart type
26	Nit = 26	784,75	161,66

On retrouve les résultats de l'étude statistique pour la station de Ain Assel dans l'annexe 2.

Le nuage de points qui représente les valeurs des observations recueillies au niveau de la station de Ain Assel (P mm) en fonction du Normit (Z) est représenté sur la figure suivante (Fig. 11):

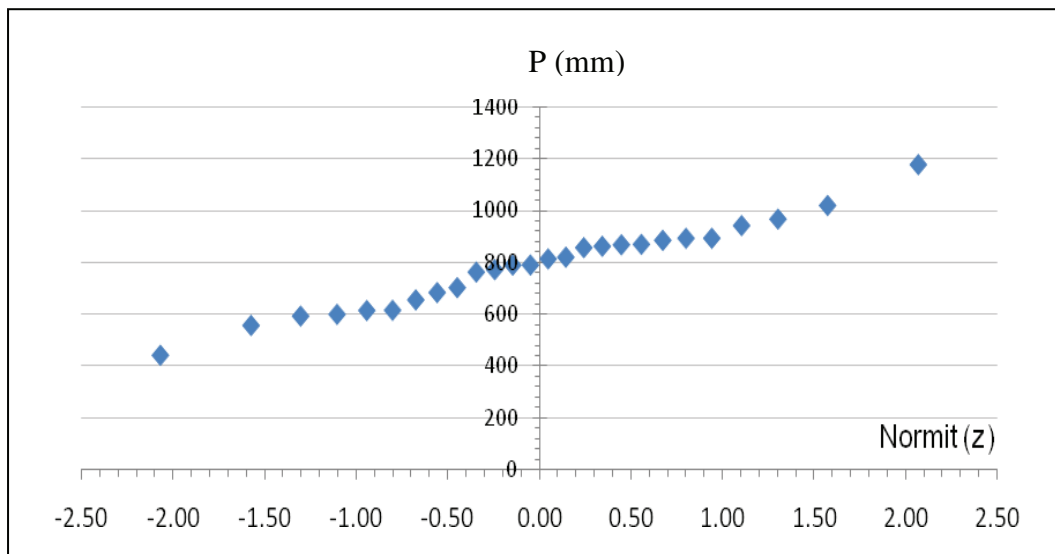


Fig. 11. Nuage de points pour les observations de la station de Ain Assel.

A première vue, le nuage de points est proche d'une droite et montre une symétrie par rapport à l'axe vertical, on n'a donc pas de raison de rejeter l'hypothèse. Pour confirmer l'adéquation à la loi de Gauss, on construit le diagramme de Henry.

Le diagramme de Henry permet d'approcher la moyenne et l'écart type des réalisations d'une variable gaussienne. Pour cela, on repère la droite de tendance du nuage de points ou droite de Henry et on approche la moyenne (\bar{P}) par l'intersection de la droite à l'origine ($Z=0$), et l'écart type σ par l'inverse de la pente. La droite de Henry pour les valeurs d'observations de la station de Ain Assel est montrée sur la figure suivante (Fig. 12).

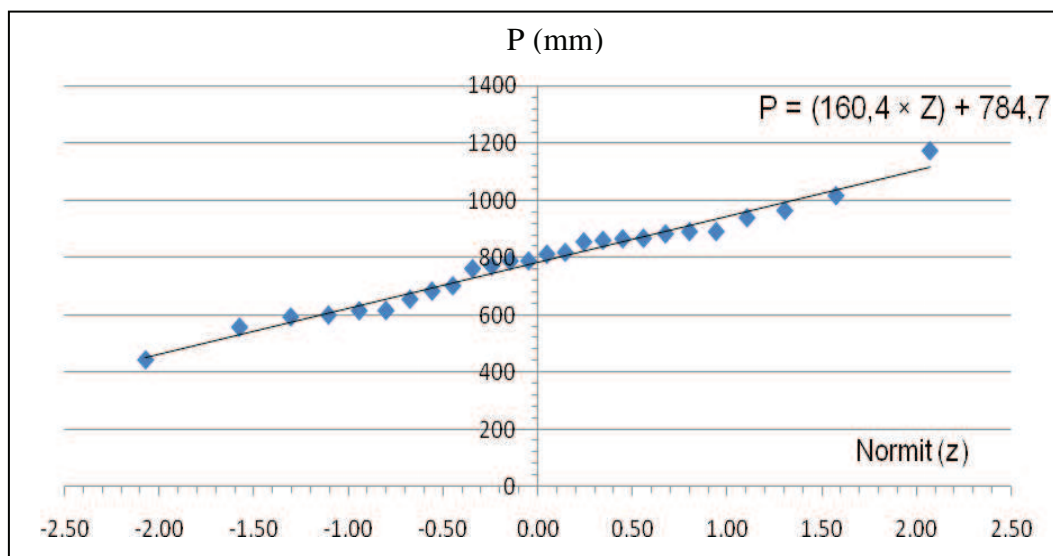


Fig. 12. Représentation de la droite de Henry pour les observations de la station de Ain Assel

D'après l'équation de la droite, on remarque que les valeurs de (\bar{P}) et de (σ) sont très proches de celles de l'échantillon. La fonction de la loi normale est définie comme suit :

$$N(P) = \frac{n}{\delta\sqrt{2\pi}} \times e^{-\frac{U^2}{2}}$$

Avec :

n : Le nombre total d'individus dans l'échantillon, δ : écart type,

$N(P)$: Le nombre d'individus pour lesquels la grandeur analysée à la valeur P ,

U : variable de Gauss $U = \frac{P - \bar{P}}{\delta}$; avec (P) est la pluie observée.

Les mêmes étapes d'analyse ont été appliquées sur les données des stations de Ain Kerma et Roum El Souk. Les résultats des calculs statistiques de ces deux stations sont portés

dans les annexes 3 et 4. La figure 13 donne le tracé des droites de Henry pour les stations de Ain Kerma et Roum El Souk.

On constate que la distribution des précipitations au niveau de ces deux stations montre également une adéquation à la loi normale.

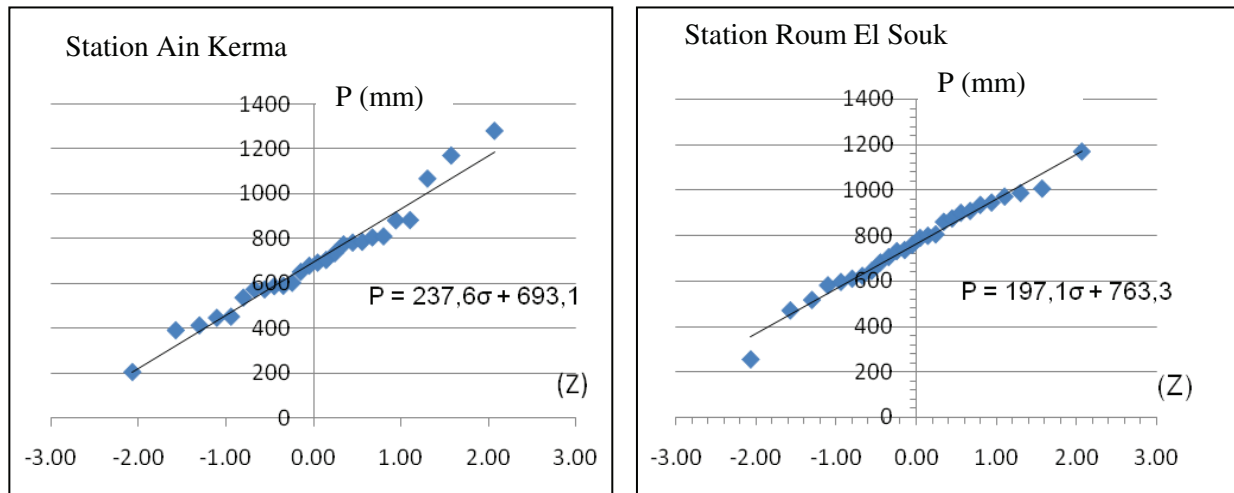


Fig. 13. Représentation de la droite de Henry pour les observations des stations pluviométriques

3.6.1- Fréquence et période de retour de récurrence théorique

Les deux paramètres sus-cités sont liés par un rapport d'inversement : $T = 1/F$

Avec : T : période de retour (année), F : fréquence (année⁻¹).

Les valeurs de fréquences expérimentales précédemment calculées sont divisées en deux classes :

- *Classe des fréquences inférieures (<) à 0,5*

C'est le cas où les valeurs de la variable de Gauss prennent un signe négatif ($U < 0$) car elles sont inférieures à la moyenne ($F = 0,5$). Cette classe correspond aux fréquences des années sèches. La période de retour pour une fréquence ($F < 0,5$) est donnée par : $T = 1/F$

- *Classe des fréquences supérieures (>) à 0,5*

Contrairement à la classe précédente, les valeurs des fréquences dépassent la moyenne de ($F = 0,5$) la variable de Gauss est positive. Cette classe désigne les années humides.

La période de retour pour une fréquence ($F > 0,5$) est donnée par : $T = 1/(1 - F)$ pour des périodes de retour de 2,10, 50, 100 ans, on retrouve les valeurs des variables de Gauss suivantes (Tableau 10).

Tableau 10. Valeurs des variables de Gauss pour les différentes périodes de retour

T	Années humides		Années Sèches	
	F	U	F	U
Biennales (2 ans)	0,5	0	0,5	0
Décennales (10 ans)	0,9	1,28	0,1	-1,28
Quinquennales (50 ans)	0,98	2,05	0,02	-2,05
Centennales (100 ans)	0,99	2,33	0,01	-2,33

3.6.2- Estimation des précipitations fréquentielles

A partir des fréquences biennales (2 ans), décennales (10 ans), cinquentenales (50 ans) et centennales (100 ans) des valeurs des moyennes et des écarts types, nous essayerons d'estimer les valeurs des précipitations sachant que :

- Pour une fréquence biennale : $F = 0,5$ on a $U = 0$, et $P = \bar{P}$
- Pour une fréquence décennale : $F = 0,1$,

Il est possible d'établir le tableau récapitulatif suivant (Tableau 11) :

Tableau 11. Valeurs des précipitations estimées pour les fréquences biennales, décennales, cinquentenales, centennales.

	T	F	U	Ain Assel	Ain Kerma	Roum El Souk
				P (mm)	P (mm)	P (mm)
Années humides	2	0,5	0	784,75	693,14	763,37
	10	0,9	1,28	991,93	1001,92	1017,57
	50	0,98	2,05	116,76	1187,97	1170,73
	100	0,99	2,33	1160,83	1253,65	1225
Années Sèches	10	0,1	-1,28	577,83	384,71	509,58
	50	0,02	-2,05	453,35	199,21	356,75
	100	0,01	-2,33	408,08	131,75	301,21

4- Variabilité mensuelle des précipitations

L'étude de la variabilité inter-mensuelle des précipitations est importante puisque l'écoulement fluvial saisonnier est conditionné par ces dernières. On remarque que le gradient des pluies mensuelles s'accroît progressivement à partir du mois de Septembre jusqu'aux mois les plus humides de l'année où elles atteignent leur maximum (Fig. 14). Pour le cas de Ain Assel et Roum El Souk, les valeurs maximales observées pendant le mois de Novembre sont respectivement 130,48 mm et 101,72 mm. En revanche, le maximum est atteint durant le mois de Décembre au niveau de la station de Ain Kerma avec 127,48 mm.

L'association des trois stations donne une valeur maximale des précipitations de 115,66 mm, enregistrée en novembre.

Après les mois à forte pluviosité, le gradient mensuel des précipitations commence à chuter et affleure des valeurs très faibles qui coïncident avec les mois de Juillet et Août. Pour Ain Assel et Roum El Souk, le mois de Juillet est considéré comme le plus sec avec 2,90 et 4,21 mm respectivement, alors que la plus importante indigence en pluie mensuelle est observée au niveau de Ain Kerma pendant le mois d'Août avec seulement 2,20 mm.

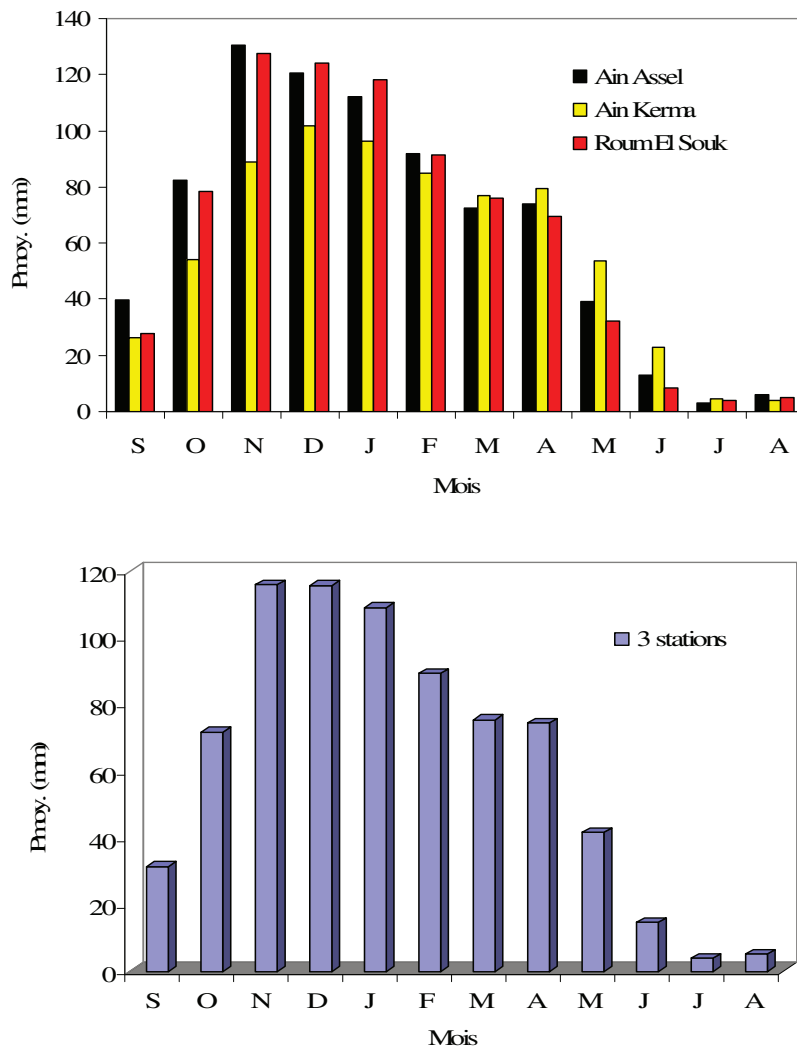


Fig. 14. Variabilité mensuelle des précipitations dans les trois stations pluviométriques.

Dans l'ensemble, on peut dire qu'il existe deux périodes distinctes :

- 1°- Une période très sèche représentée par les mois de Juin, Juillet et Août ;
- 2°- Une période humide correspondant aux autres mois de l'année, bien que Septembre puisse être considéré comme un mois intermédiaire car il présente des fluctuations avec des années sèches et quelques années assez humides.

4.1- Etude du régime pluvial saisonnier

Il semble que la variation inter-mensuelle des précipitations est plus significative au regard des saisons. Pour cela, nous avons représenté graphiquement les précipitations saisonnières (Fig. 15).

Il est clair que la saison d'été est la plus sèche, avec des valeurs qui varient entre 17,80 mm et 31,50 mm. La saison hivernale est la plus humide dont les précipitations moyennes varient entre 282,50 mm (Ain Kerma) et 333,53 mm (Roum El Souk). En se basant sur le graphique, nous constatons que la saison automnale présente une période de pluviosité plus importante que celle de la saison printanière, à l'exception de la station Ain Kerma où les pluies sont légèrement plus abondantes au printemps.

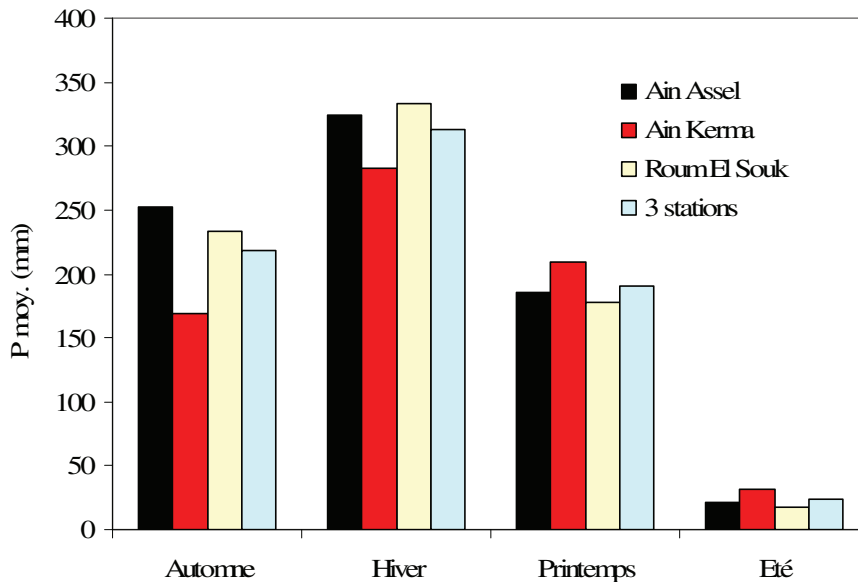


Fig. 15. Représentation du régime saisonnier des précipitations.

4.2- Coefficient de variation

A partir des valeurs du coefficient de variation calculées pour les trois stations, on distingue une grande fluctuation pendant les mois de la saison d'été.

Les valeurs maximales sont surtout observées au mois de Juillet, avec 2,52, 3,78, 4,40 respectivement pour les stations d'Ain Assel, Ain Kerma et Roum El Souk (Fig. 16).

En revanche, la variabilité mensuelle hivernale est légèrement faible si on la compare à celle des saisons automnale et printanière.

Cependant, on remarque que les coefficients de variation restent élevés par rapport à ceux de la répartition annuelle. En utilisant les moyennes des trois stations de la période humide, on constate que les valeurs varient entre 0,49 en janvier et 4,39 en mai.

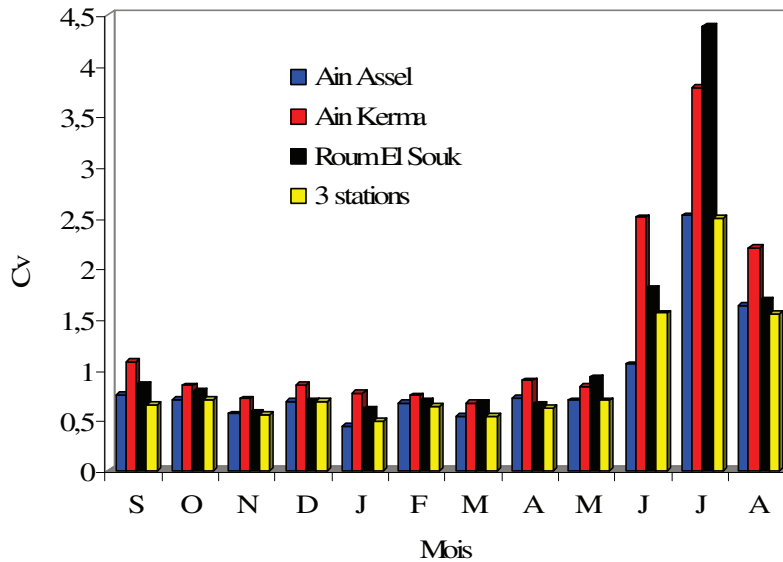


Fig. 16. Répartition mensuelle des coefficients de variation.

En résumé, ces variations sont liées au caractère du climat méditerranéen de l'Afrique du Nord, d'une part et à la torrencialité des pluies de la fin du printemps et de l'été ou le début de l'automne d'autre part. Cette abondance pluviale met en péril l'équilibre du bassin versant et contribue à intensifier l'érosion hydrique surtout qu'elle coïncide souvent avec les activités agricoles où les sols sont dénudés, et que la couverture végétale protectrice est insuffisante.

5- Répartition des pluies journalières

L'étude de l'érosion et du transport solide implique nécessairement l'étude des averses et des pluies journalières car l'érosion hydrique intense prend naissance pendant les averses de fréquences et d'amplitudes modérées et fortes. On considère que les pluies torrentielles ayant une lame supérieure ou égale à 30 mm en 24 heures sont les plus susceptibles d'être dramatiques aux sols.

Dans la mesure où nous disposons de la série de pluie journalière pour les trois stations, nous avons procédé à un regroupement par classes et au calcul des différents effectifs et fréquences afin de bien évaluer la répartition des pluies journalières des trois stations.

Les classes des pluies journalières ainsi que leurs fréquences sont présentées dans le tableau 12.

Tableau 12. Classes des pluies journalières pour les trois stations.

Classes	Ain Assel		Ain Kerma		Roum El Souk	
	Ni	F (%)	Ni	F (%)	Ni	F (%)
0 – 10 mm	1726	71,47	1204	69,39	1127	62,16
10 – 20 mm	424	17,56	308	17,75	414	22,84
20 – 30 mm	152	6,29	123	7,09	157	8,66
30 – 40 mm	57	2,36	39	2,25	54	2,98
40 – 50 mm	29	1,20	28	1,61	28	1,54
> 50 mm	27	1,12	33,00	1,90	33	1,82

Il se trouve que les évènements extrêmes sont peu fréquents par rapport à ceux qui présentent une faible intensité. En effet, les pluies journalières ayant une hauteur inférieure à 30 mm représentent environ 94,40 % des averses tombées durant les 26 années d'observation, tandis que presque 6% d'entre elles correspondent aux pluies torrentielles.

Les pluies torrentielles de hauteurs supérieures à 30 mm correspondent à une moyenne de 4 jours/an. Ces pluies sont remarquées entre Septembre et Mai. Par contre, les pluies comprises entre 30 et 50 mm possèdent une moyenne égale à 3 jours/an. La classe des pluies extrêmes (> 50 mm) est observée généralement entre les mois de Septembre et Janvier. Les maximas enregistrés au niveau des stations sont:

- * 135,1 mm en Janvier pour la station de Ain Kerma,
- * 124,3 mm en Novembre pour la station de Roum El Souk,
- * 97,5 mm en Octobre pour la station de Ain Assel.

Ces pluies tombent généralement avec une moyenne de 1 à 3 jours/an au niveau de Ain Assel et Roum El Souk et jusqu'à 5 jours/an au niveau de Ain Kerma.

6- Facteurs évapo-thermiques et diagrammes pluvio-thermiques

6.1- Températures et évapotranspiration potentielle

L'étude des températures est très importante pour l'estimation du bilan hydrologique, étant donné que la température est un facteur climatique indispensable qui contribue aussi à l'approche de l'évapotranspiration.

Au niveau des stations de notre zone d'étude, la mesure thermométrique est pratiquement absente, pour cela nous avons utilisé les données des stations les plus

représentatives possibles telles que les observations effectuées au niveau des stations d'El Kala et les Salines pour les périodes allant de : 1972/73 à 1995/96 (station d'El Kala) et de 1968/69 à 1990/91 (station des Salines).

Les températures moyennes annuelles de chaque station sont supérieures aux moyennes mensuelles de Novembre à Avril. Ces mois représentent les périodes les plus froides et humides de l'année notamment les mois de Janvier et Février.

Tableau 13. Températures moyennes mensuelles au niveau de la station d'El kala et des Salines

Sts / mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
El Kala	23,62	18,58	15,86	13,68	12,99	11,96	13,01	14,66	18,12	21,16	24,4	25,27
Les Salines	24,10	20,00	15,50	12,20	11,30	11,60	13,50	15,50	18,19	22,70	25,30	26,10
Moyenne	23,86	19,29	15,68	12,94	12,15	11,78	13,26	15,08	18,16	21,93	24,85	25,69

Les périodes chaudes de l'année débutent à partir du mois de Juin jusqu'à Octobre où les températures moyennes mensuelles dépassent les températures moyennes annuelles des deux stations avec des valeurs maximales observées pendant Juillet et Août.

De même, la température joue un rôle très important en agissant sur l'évaporation de l'eau du sol et sur l'augmentation de la consommation par le végétal (transpiration). Ce phénomène de déperdition d'eau du sol et du végétal est connu sous le nom d'évapotranspiration. Celle-ci sera d'autant plus importante que la température sera plus élevée, que l'air sera sec, qu'il y aura du vent chaud et que le rayonnement sera intense. Le calcul de l'évapotranspiration potentielle ou ETP permet de caractériser, pour une région et pour une année donnée, son climat. C'est une donnée bioclimatique qui correspond à la quantité d'eau maximale susceptible d'être évaporée par le couvert végétal qui s'exprime, comme les pluies, en mm de hauteur d'eau.

Pour le cas qui nous intéresse, nous avons utilisé la formule de Thornthwaite (1948). La raison pour la quelle nous l'avons choisie s'explique par le fait que cette formule est basée uniquement sur les facteurs climatiques et géographiques, et qu'elle a tendance à sous estimer les besoins en eau pour les zones méditerranéennes. Elle est donnée comme suit :

$$ETP = 1,6 \times (10 \times t/I)^a \text{ en (mm).}$$

Avec :

t : Température moyenne mensuelle en degré Celsius ; I : indice annuel global égal à la somme des 12 indices mensuels : $I = 78$; $a = 0,016 \times I + 0,5$.

Les valeurs de l'évapotranspiration correspondant aux températures moyennes mensuelles ainsi que les précipitations moyennes mensuelles pour les trois stations de la zone d'étude sont représentées dans les annexes 5, 6 et 7. On remarque que les valeurs d'évapotranspiration annuelles sont nettement supérieures à celles des précipitations et cela pour toutes les stations mais l'analyse à l'échelle mensuelle montre l'existence de deux périodes :

- Une période pendant laquelle les précipitations sont supérieures à l'ETP, généralement entre Octobre et Mars,
- Une période où les précipitations sont inférieures à l'ETP à partir du mois d'Avril jusqu'à Septembre.

De façon générale, les valeurs de l'évapotranspiration potentielle deviennent plus faibles pendant les mois pluvieux qui débutent à partir du mois d'Octobre et se terminent en Mars, soit 6 mois dans l'année. Cette situation favorise le développement du phénomène de l'érosion hydrique. Les hauteurs d'évapotranspiration et de précipitation se rapprochent au mois d'Avril.

6.2- Diagrammes pluvio-thermiques

Ces diagrammes représentent, sur un même système d'axes, la variation des températures et celle des précipitations moyennes mensuelles. Nous avons porté les valeurs des températures moyennes à l'échelle double des précipitations moyennes mensuelles sur l'axe des ordonnées, les différents mois de l'année figureront sur l'axe des abscisses (Fig. 17). L'utilisation de la méthode pluvio-thermique va nous permettre, avec plus de précision, de déterminer les périodes humides et sèches.

Les allures des courbes de variation des précipitations sont en opposition avec celles des variations des températures moyennes indiquant la présence, au niveau des trois stations, de deux périodes :

- Une longue période humide constituée de 7 à 8 mois. Pour les stations de Ain Assel et Roum El Souk la période humide oscille entre Octobre et Avril. Par contre, la station de Ain Kerma montre une période humide qui débute en octobre et s'étale jusqu'à Mai.
- Une période sèche débutant à partir de juin, proprement dite, jusqu'à Septembre.

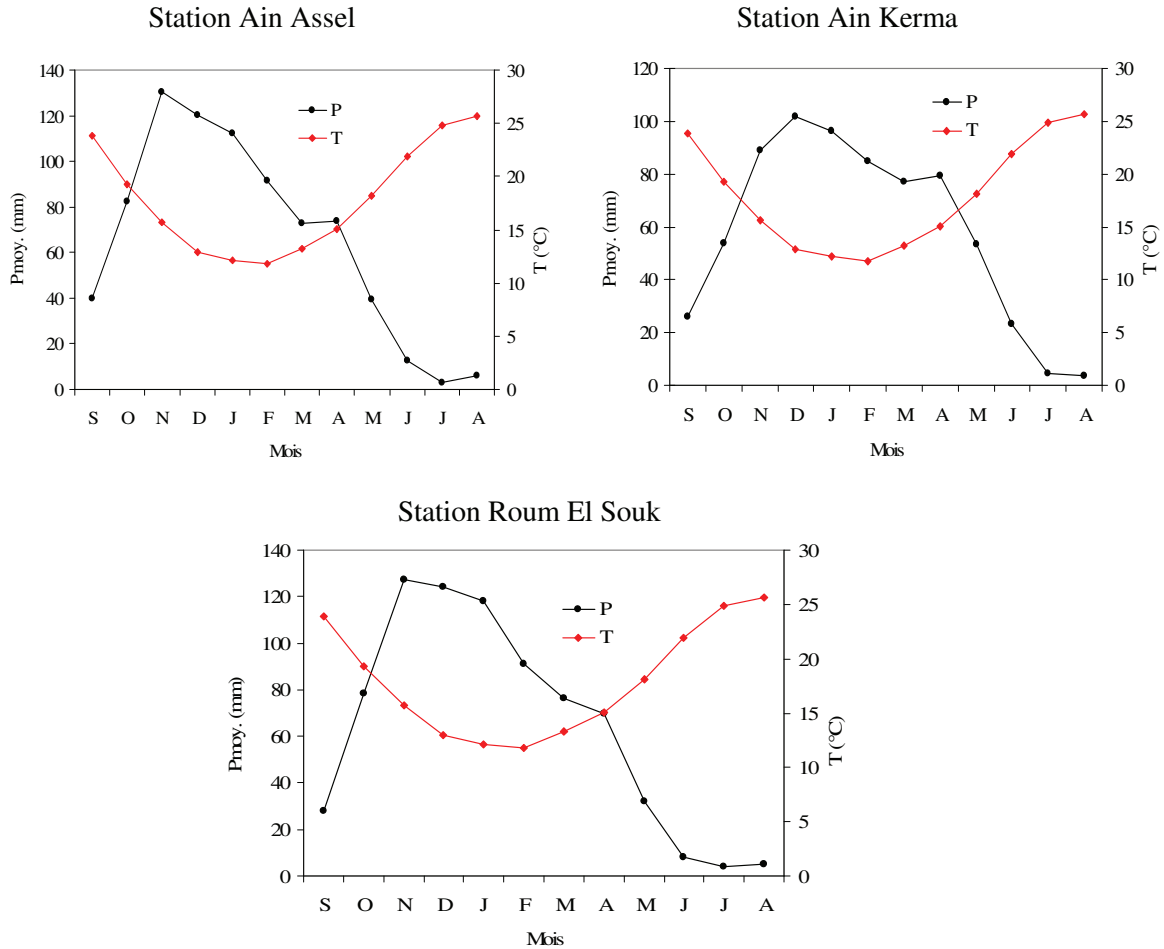


Fig. 17. Diagrammes pluvio-thermiques.

En général, les périodes humides pour les stations étudiées sont marquées par des températures très faibles par rapport à la température moyenne annuelle notamment pour le mois de Janvier, et des hauteurs de précipitations maximales observées surtout entre les mois de Novembre et Décembre. Les périodes sèches sont caractérisées par la rareté des pluies surtout pour les mois de Juin, Juillet et Août, au cours desquels les températures atteignent leurs maxima.

Conclusion

L'étude des caractéristiques climatiques au niveau de notre zone d'étude a fait l'objet d'une double contrainte : D'un côté, la faible disponibilité des stations pluviométriques et, de l'autre côté, le manque des données de mesure notamment à l'échelle annuelle et mensuelle.

L'étude climatique a été élaborée en se basant sur une série de mesures correspondant à une période de 26 années d'observation (de 1995/1996 à 2000/2001).

L'étude réalisée dans ce chapitre montre que le bassin versant de l'Oued Kèbir Est est exposé à un arrosage important correspondant à 747 mm de précipitation moyenne annuelle et que son climat est caractérisé par d'importantes irrégularités interannuelles.

Il ressort également de cette analyse climatique que le bassin versant étudié jouit de conditions relativement privilégiées, surtout en hiver et au printemps. La période humide est caractérisée par des températures très faibles par rapport à la température moyenne annuelle notamment pour le mois de Janvier, et des hauteurs de précipitations maximales observées surtout entre les mois de Novembre et Décembre. En revanche, la période sèche est connue par la rareté des pluies surtout pour les mois de Juin, Juillet et Août, au cours desquels les températures atteignent leurs maxima.

Toutes ces variations climatiques sont liées au caractère du climat méditerranéen subhumide de l'Afrique du Nord. La torrencialité des pluies de la fin du printemps et du début de l'automne met d'avantage en péril l'équilibre du bassin versant et contribue à intensifier l'érosion hydrique surtout lorsqu'elle coïncide souvent avec les activités agricoles où les sols sont dénudés, et que la couverture végétale protectrice est insuffisante.

Ce bassin fait l'objet aussi d'une proportion élevée de chutes torrentielles qui surviennent surtout entre les mois de Septembre et Mai, ce qui conduit à se poser la question suivante : Ce bassin est-il vraiment le plus touché par les agents de l'érosion ? La réponse à cette question devient plus pertinente car il ne faut pas tenir compte uniquement de la pluviométrie, qui est partout plus au moins importante pour déclencher le phénomène, mais aussi des conditions hydrologiques des cours d'eau et notamment les écoulements qui font l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE III
LES ECOULEMENTS SUPERFICIELS

Introduction

L'écoulement ou le ruissellement superficiel se définit comme le phénomène de drainage des eaux pluviales au niveau de la surface du bassin versant. Les écoulements constituent donc le facteur essentiel pour l'alimentation des cours d'eau.

L'analyse des observations hydrométriques au niveau des cours d'eau donne une idée précise sur le comportement hydrologique de ces derniers ainsi que sur le processus d'interférence des facteurs physico-géographiques.

Puisque les écoulements varient en fonction du temps, il serait intéressant d'avoir des relevés instantanés de jaugeage en un point donné et en un temps déterminé pour pouvoir suivre l'évolution des débits durant toute une période bien déterminée.

Les débits des oueds qui entrent dans notre cadre d'étude sont mesurés au niveau de la station hydrométrique de Ain Assel, située à l'exutoire du bassin de l'Oued Kébir Est. Les observations hydrométriques dont nous disposons sont celles des débits journaliers d'une série de 24 années (1975/1976 à 1998/1999).

Ces relevés forment un ensemble de valeurs importantes qu'il a été convenu de dépouiller et de classer suivant des méthodes qui facilitent leur analyse et permettent d'en trier les éléments intéressants pour notre étude.

1- Analyse de la série des débits

L'équipement au niveau de la station hydrométrique permet un enregistrement continu de la hauteur du plan d'eau en fonction du temps. La transformation de la hauteur du plan d'eau en débit passe par la courbe de tarage qui traduit la relation entre la hauteur du plan d'eau (cm) et le débit liquide (m^3/s).

Les données de jaugeage ont été subdivisées en périodes déterminées à partir des changements dans les données de H (hauteur) et Q (débits).

En raison de la grande variabilité des débits dans le Bassin versant de l'Oued Kébir Est, on a procédé à la division des données en périodes ou seuils de validité où chaque période peut comporter des mois des hautes eaux et des mois de basses eaux (Fig. 18).

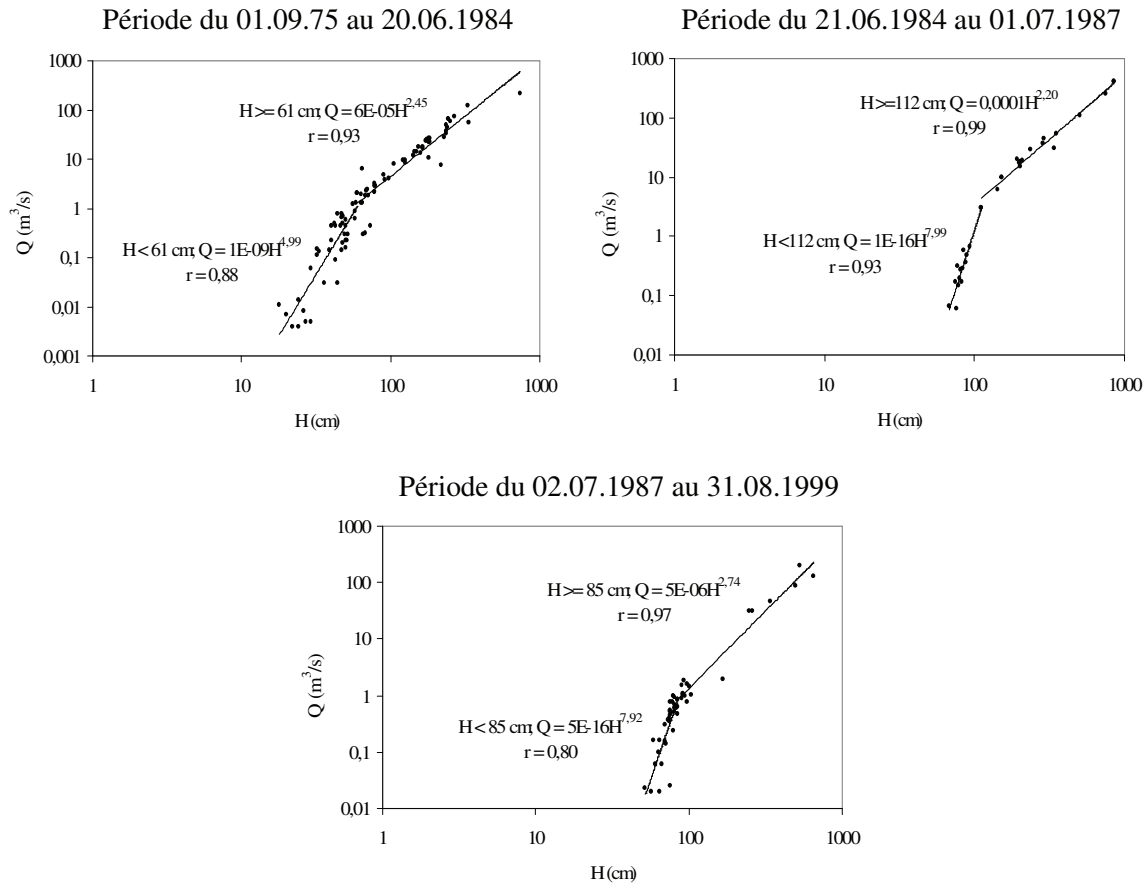


Fig. 18. Courbes de tarage de l'Oued Kébir Est.

Les équations de $Q = f(H)$ élaborées à partir des différentes périodes, et selon les seuils de validité, sont des équations de puissance. Chaque période a pu comporter deux équations (Fig. 18).

2- Variabilité interannuelle de l'écoulement

Avant d'entamer l'analyse du phénomène des variations annuelles des écoulements superficiels au niveau du bassin versant, il est nécessaire de procéder au calcul des différents paramètres importants pour l'évaluation des quantités d'eau écoulées pendant toutes les années d'observation en tenant compte de la surface considérée et des données de la station hydrométrique.

Le débit moyen annuel de chaque année de la série est calculé en divisant la somme du débit annuel par les douze (12) mois de l'année. La somme des débits interannuels et leur division par la période d'observation, soit 24 années, donne le débit moyen annuel.

Notre bassin versant a débité une moyenne de $6,15 \text{ m}^3/\text{s}$. Ce débit a été utile pour le calcul du débit spécifique (Q_s). Ramené à l'unité de surface, ce rapport a donné un résultat de $9,03 \text{ l/s/km}^2$.

L'évolution interannuelle des débits montre une grande fluctuation des valeurs. Les débits les plus élevés sont observés en 1986/87 et 1990/91, alors que les valeurs les plus basses sont enregistrées en 1988/89 et 1989/90 (Fig. 19).

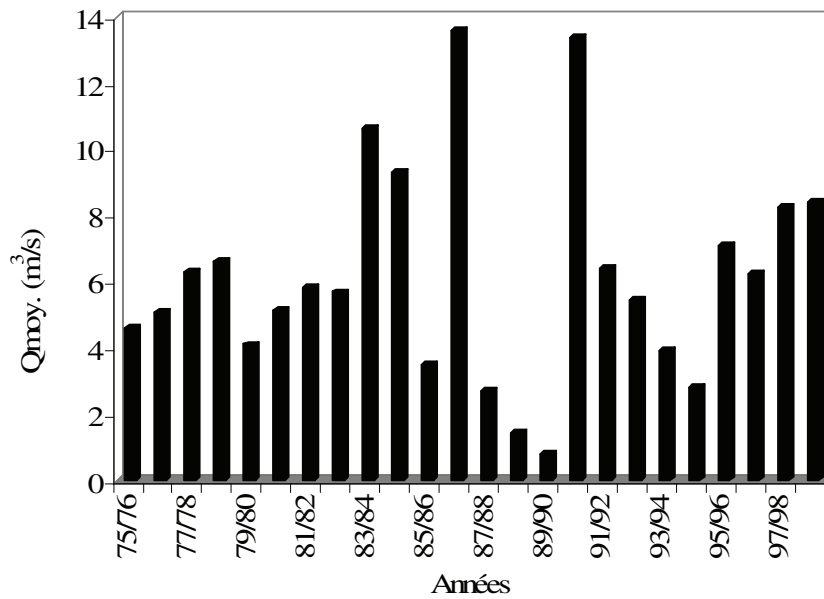


Fig. 19. Evolution annuelle des débits.

2.1- Coefficient d'hydraulicité

Celui-ci n'est autre que le rapport du débit moyen de l'année à celui de la période d'observation. Ce rapport permet d'identifier et de classer les années humides et sèches et observer leur variation dans le temps.

Après avoir analysé les périodes humides et sèches en utilisant le coefficient pluviométrique, on va encore une fois définir ces deux périodes avec le coefficient d'hydraulicité. On constate que le nombre des années sèches dépasse légèrement celui des années humides, il s'agit de 13 années sèches, soit 54% des valeurs (Fig. 20).

Les valeurs de l'hydraulicité appartenant à la période humides oscillent entre 1,02 (1977/78) et 2,22 (1986/87). L'année hydrologique 1989/1990 a connu un grand déficit d'écoulement avec un coefficient très faible de 0,13, ce qui fait correspondre cette dernière à

la période la plus sèche de la série. L'importance de l'écart entre les valeurs extrêmes du coefficient d'hydraulicité exprime une forte fluctuation des débits d'une année à autre.

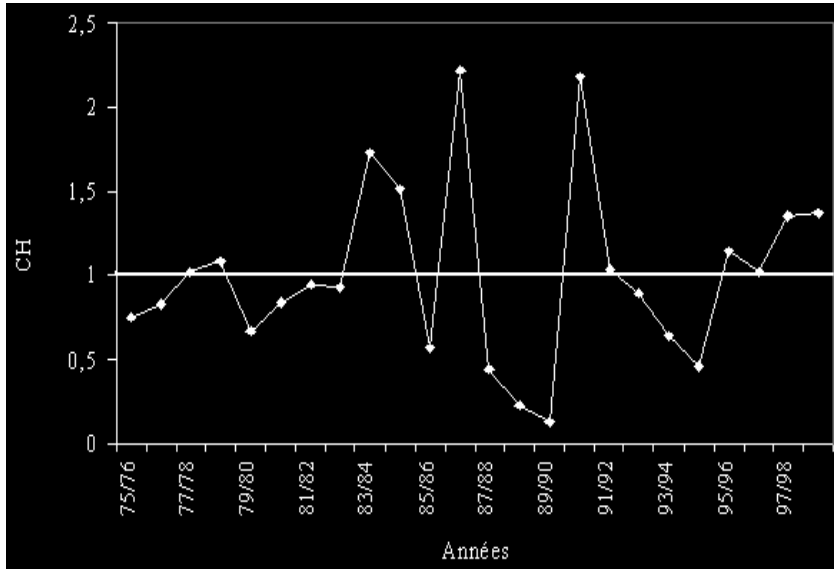


Fig. 20. Représentation de la variation du coefficient d'hydraulicité.

Après avoir analysé le CH, peut-on dire que les périodes humides et sèches en écoulement coïncident avec celles des pluies ? Pour répondre à cette question nous avons introduit les deux paramètres, coefficient pluviométrique (avec trois stations associées) et coefficient d'hydraulicité, dans une analyse de régression, et il s'avère que la relation n'est pas tout à fait significative (Fig. 21). On a uniquement 42% de coïncidence entre les années humides et 33% entre les années sèches. L'explication se résume sur les différences dans les conditions géomorphologiques telles que les natures lithologique et pédologique du terrain, qui conditionnent le fonctionnement du ruissellement pendant et après la tombée des pluies.

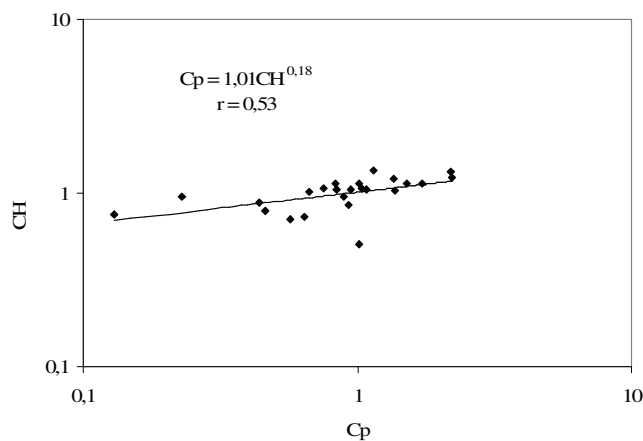


Fig. 21. Relation entre le coefficient pluviométrique et le coefficient d'hydraulicité.

2.2- lame écoulee

Puisque l'écoulement ou le débit se définit comme étant le volume d'eau écoulee dans une période temps, il est donc possible d'en déduire la hauteur d'eau écoulee, appelée aussi « lame d'eau écoulee » sur toute la surface du bassin durant les 24 années de l'étude.

La lame d'eau moyenne écoulee durant les 24 années d'observation est estimée à 284,66 mm ; elle est calculée à partir de la formule suivante :

$$Le = (Q \times T/S) \times 10^3 \dots\dots\dots (mm)$$

Avec :

- Q : Le débit moyen en m³/s,
- T : Le temps de la période considérée en seconde,
- S : La surface du bassin versant en m².

Les valeurs maximales des lames d'eau écoulees enregistrées en 1986/87 et 1990/91 sont égales respectivement à 631,25 mm et 621,01 mm. Les années les plus sèches de 1988/89 et 1989/90 ont fourni des ruissellements de 66,33 mm et 36,97 mm.

Il est connu que la variation de l'écoulement dans les bassins versants est liée, d'une part, au comportement hydrologique de la région et, d'autre part, aux caractéristiques physico-géographiques du bassin lui-même, à savoir la géologie et la couverture végétale.

2.3- Coefficient de variation (Cv)

L'approche de la dispersion relative des débits autour de leur moyenne est exprimée par le coefficient de variation qui est déterminé en divisant l'écart type par la moyenne de chaque année. Les valeurs obtenues sont représentées sur le graphique de la figure 22.

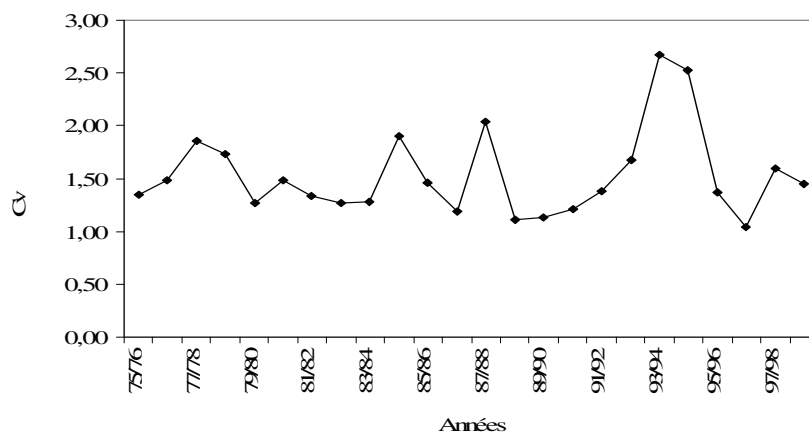


Fig. 22. Représentation des valeurs du coefficient de variation.

Il est à noter que les valeurs du coefficient de variation calculées pour les écoulements annuels sont toutes supérieures à 1, et oscillent entre 1,04 (1996/97) et 2,67 (1993/94).

Ces valeurs sont plus au moins élevées, tandis que pour la totalité de la série, le coefficient de variation est de 0,53. Cette dernière exprime une tendance des débits vers une certaine normalité de la distribution.

2.4- Etude fréquentielle des débits annuels

Comme nous l'avons précédemment établi sur des échantillons de pluie, l'analyse fréquentielle d'une série de débits permet d'estimer le temps de retour d'une valeur particulière. Cette prédiction repose sur la définition et la mise en œuvre d'un modèle fréquentiel qui est une équation décrivant ou modélisant le comportement statistique d'un processus. Les modèles décrivent la probabilité d'apparition d'un événement de valeur donnée. Dans le cas qui nous intéresse, nous avons opté pour un modèle fréquentiel adéquat à notre série de débits. Il s'agit de la distribution statistique de Gauss connue aussi sous l'appellation de « loi normale » dans laquelle l'ajustement graphique de la droite de Henry donne une bonne régression.

Après avoir procédé à un tri croissant des valeurs de débits, nous avons attribué un rang (r) pour chaque valeur, ensuite nous avons calculé les fréquences empiriques d'après la formule suivante :

$$f = (r - 0,5)/n$$

On déduit la probabilité de chaque fréquence (Z) en utilisant la table de Gauss (Tableau 14). Les couples (Q, Z) sont portés sur un système d'axes afin d'établir un ajustement graphique.

Tableau 14. Calcul des fréquences et des probabilités pour la série des débits annuels.

Q(m ³ /s)	r	f	Z	Q(m ³ /s)	r	f	Z
0,80	1	0,02	-2,04	5,83	13	0,52	0,05
1,43	2	0,06	-1,53	6,27	14	0,56	0,16
2,71	3	0,10	-1,26	6,29	15	0,60	0,26
2,80	4	0,15	-1,05	6,42	16	0,65	0,37
3,52	5	0,19	-0,89	6,62	17	0,69	0,49
3,93	6	0,23	-0,74	7,09	18	0,73	0,61
4,12	7	0,27	-0,61	8,28	19	0,77	0,74
4,64	8	0,31	-0,49	8,44	20	0,81	0,89
5,09	9	0,35	-0,37	9,35	21	0,85	1,05
5,15	10	0,40	-0,26	10,63	22	0,90	1,26
5,47	11	0,44	-0,16	13,41	23	0,94	1,53
5,70	12	0,48	-0,05	13,63	24	0,98	2,04

Par ailleurs la droite de Henry représentée dans la figure 23, indique un bon ajustement du nuage de points autour de la droite, avec un coefficient de corrélation très élevé égal à 0,95.

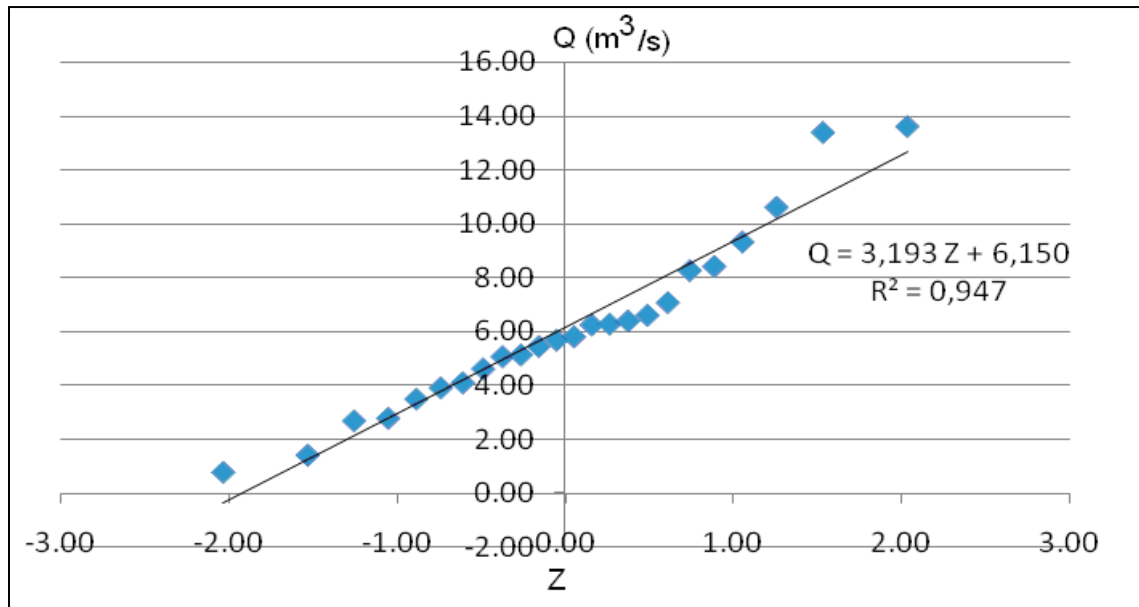


Fig. 23. Droite de Henry pour la série des débits annuels.

Les valeurs des débits estimées pour les différentes fréquences au non dépassement son représentées dans le tableau 15.

Tableau 15. Valeurs des débits estimés pour les fréquences : Biennale, décennale, cinquantennale, centennale.

Périodes de retour (T)	Fréquences (f)	Probabilité (Z)	Q (m ³ /s)
2 ans	0,5	0,00	6,15
10 ans	0,9	1,28	10,33
50 ans	0,98	2,05	12,85
100 ans	0,99	2,33	13,73

3- Variation mensuelle de l'écoulement

Comparativement à l'analyse annuelle qui étudie la variation sur une longue durée, l'étude de l'écoulement à l'échelle mensuelle peut donner une meilleure explication, notamment sur le régime fluvial et ses fluctuations. Pour ce faire, nous avons utilisé quelques paramètres intéressants tels que le coefficient de variation, le coefficient mensuel des débits

et le coefficient d'écoulement. La valeur du débit la plus élevée correspond au mois de Février avec une valeur de $16,27 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. 24).

Les mois de Décembre et Janvier présentent aussi des valeurs élevées des débits, avec respectivement $12,54 \text{ m}^3/\text{s}$ et $15,17 \text{ m}^3/\text{s}$. Les valeurs les plus faibles sont observées à partir de Juin jusqu'à Septembre, mois où elles varient entre 0,01 et 0,27.

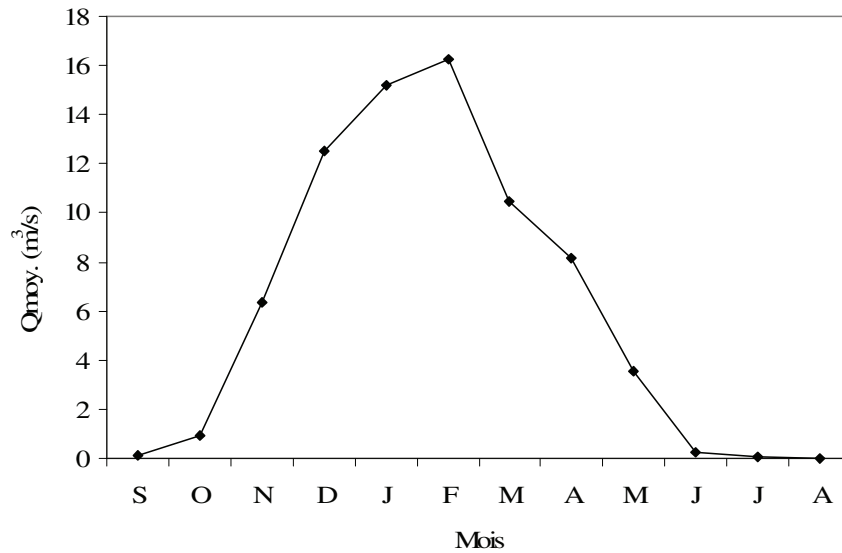


Fig. 24. Evolution mensuelle des débits.

3.1- Coefficient de variation

A partir des moyennes arithmétiques et des écarts types de la série des débits mensuels, nous avons calculé les coefficients de variations pour chaque mois, ces valeurs variant entre 0,79 et 2,24 ce qui montre une forte fluctuation (Fig. 25).

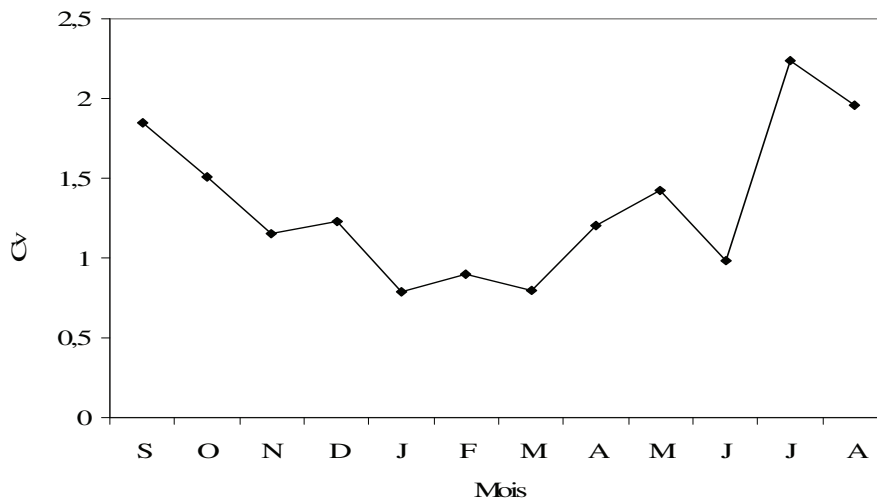


Fig. 25. Valeurs du coefficient de variation à l'échelle mensuelle

Les dispersions les plus importantes sont observées en Juillet, Août et Septembre où les coefficients de variation dépassent 1,80. Avec la diminution de la dispersion en hiver et pendant le mois de Mars, la courbe de la variabilité prend la forme d'une cuvette.

3.2- Coefficient mensuel des débits (CMD)

La variation mensuelle des débits est souvent exprimée par le coefficient mensuel des débits (CMD) qui est le rapport du débit moyen mensuel à la moyenne annuelle de la série. Ce coefficient caractérise les mois des basses et hautes eaux (figure 26).

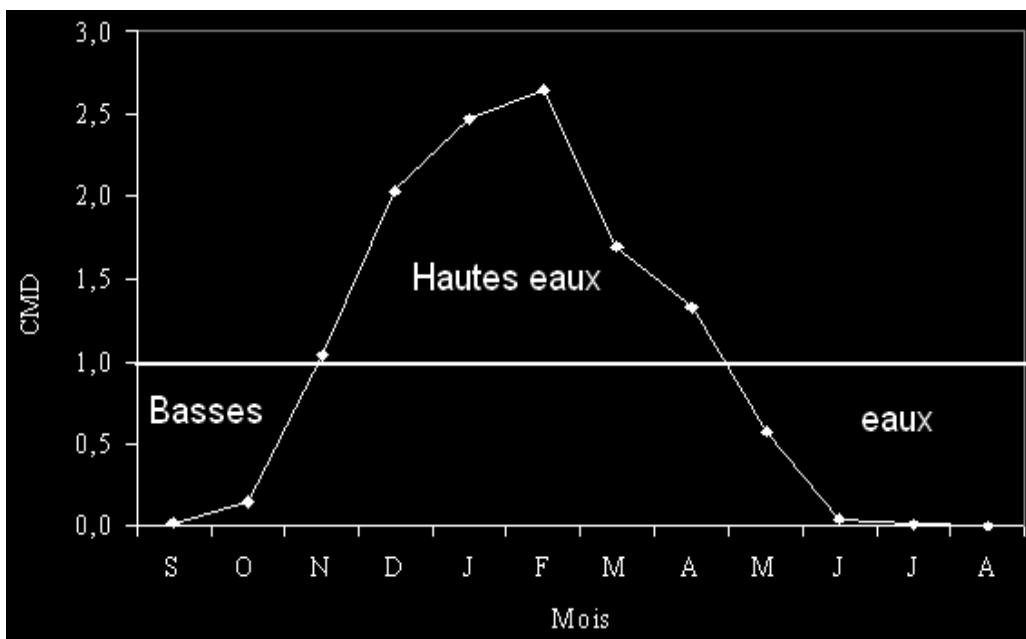


Fig. 26. Représentation de la variation du coefficient mensuel des débits.

On constate que la période des hautes eaux se situe entre les mois de Novembre et Avril, et on remarque aussi une période sèche qui débute à partir du mois de Mai et persiste jusqu'à la fin du mois d'Octobre. En se référant au diagramme pluvio-thermique, on constate que la période humide liée aux écoulements vient un peu en retard. La période pluvieuse commence généralement en Octobre cependant, le ruissellement de surface ne débute qu'en Novembre comme le montre la figure 26. Entre autres, dans les deux méthodes utilisées la période humide se termine en Avril.

Les valeurs du CMD varient d'un mois à l'autre avec un maximum de 2,64 observé durant le mois de Février et une valeur très faible qui caractérise le mois d'Août comme le mois le plus déficitaire en écoulement.

3.3 - Coefficient d'écoulement

On peut définir le comportement hydrologique de notre bassin versant par le calcul du coefficient d'écoulement (CE). Ce coefficient traduit l'interaction des facteurs ayant des effets directs ou indirects sur le temps de réponse du bassin ainsi que l'emmagasinement de l'eau en profondeur et la saturation des sols. On définit le coefficient d'écoulement comme le ratio de la lame écoulée sur celle précipitée.

L'étude de la variation du coefficient d'écoulement à l'échelle mensuelle donne une bonne approche du régime fluvial et saisonnier du bassin. A cet effet, nous avons calculé les valeurs mensuelles des lames précipitées et ruisselées, ensuite nous avons déduit les coefficients d'écoulement correspondants au mois.

Les valeurs extrêmes du coefficient d'écoulement mensuel coïncident parfaitement avec celles de l'écoulement ce qui démontre que le coefficient d'écoulement est directement lié à l'écoulement, puisqu'en effet, on a $CE_{max} = 67,14\%$ et $E_{max} = 59,85 \text{ mm}$. Cependant, la courbe des précipitations montre un déphasage dans le pic de l'humidité dont ce pic (observé en Novembre) précède celui de l'écoulement (observé en Février).

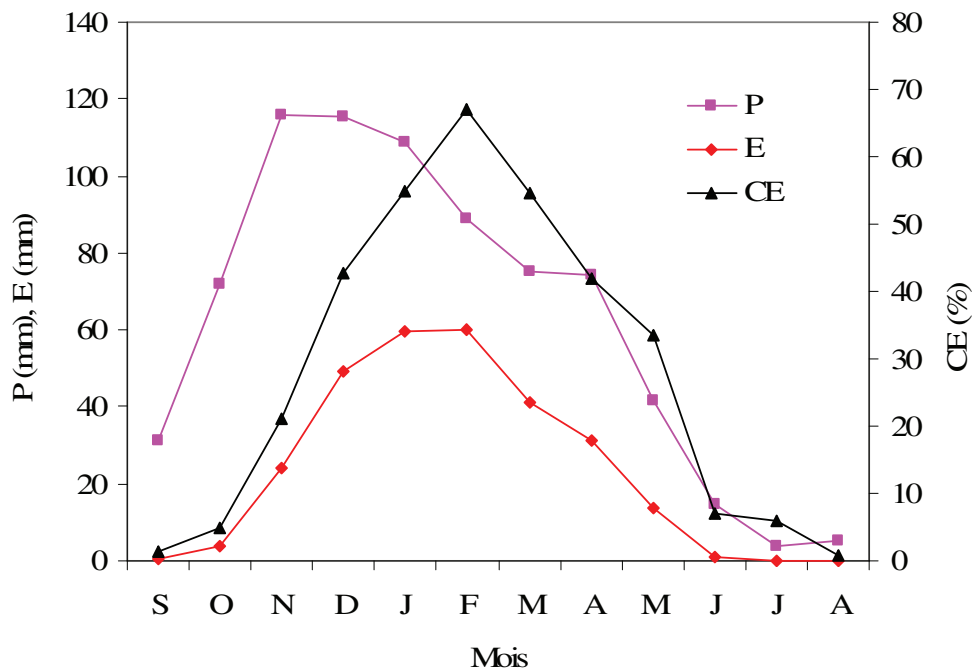


Fig. 27. Variation du coefficient d'écoulement à l'échelle mensuelle.

Les écoulements deviennent significatifs à partir de Novembre avec 21%, atteint son maximum en Février, puis elle diminue après ça pour atteindre un pourcentage de 33% en Mai.

4- Variation des débits moyens journaliers

L'étude des débits à l'échelle journalière est très intéressante car le régime fluvial peut subir des variations importantes pendant des durées très courtes de 24 heures. Puisque nous disposons des données des débits journaliers pour la période allant de 1975/1976 jusqu'à 1998/1999, nous avons procédé à une analyse, par classes, des différentes valeurs observées. Le résultat de cette analyse est illustré dans le tableau 16.

Tableau 16. Classification des débits journaliers.

Classes Q (m ³ /s)	Effectifs (%)
[0 - 0,5]	50,20
[0,5 - 1]	9,30
[1 - 10]	28,77
[10 - 50]	8,64
[50 - 100]	1,89
>100	1,19

On remarque que la moitié des débits observés pendant les 24 années est inférieure ou égale à 0,5 m³/s, soit 500 l/s. Après cette classe, vient une prédominance d'environ 29 % des valeurs des débits contribuant à une classe de 1 à 10 m³/s (Tableau 16). Les valeurs extrêmes (supérieures à 100 m³/s) des débits ne représentent que 1,19%.

L'analyse de la série des débits journaliers montre d'importantes variations complexes marquées par des croissances et des décroissances brusques des valeurs enregistrées comme le montrent les années extrêmes.

Pour l'année humide 1986/1987, la courbe des débits journaliers donne une saison pluvieuse qui débute à partir du mois de Décembre jusqu'au mois de Mars, au cours de laquelle les crues de la fin de Décembre ont été brutales.

Une saison sèche s'étale sur le reste de l'année. Notons qu'il existe une décroissance brusque des débits à partir de la fin de Décembre. Ceci s'explique par le fait que l'oued est soutenu par les pluies torrentielles qui sont tombées sur des sols asséchés (Fig. 28).

On déduit que le ruissellement est important surtout quand l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration des sols d'où l'engorgement rapide de l'eau et l'apparition des premières montées des pics.

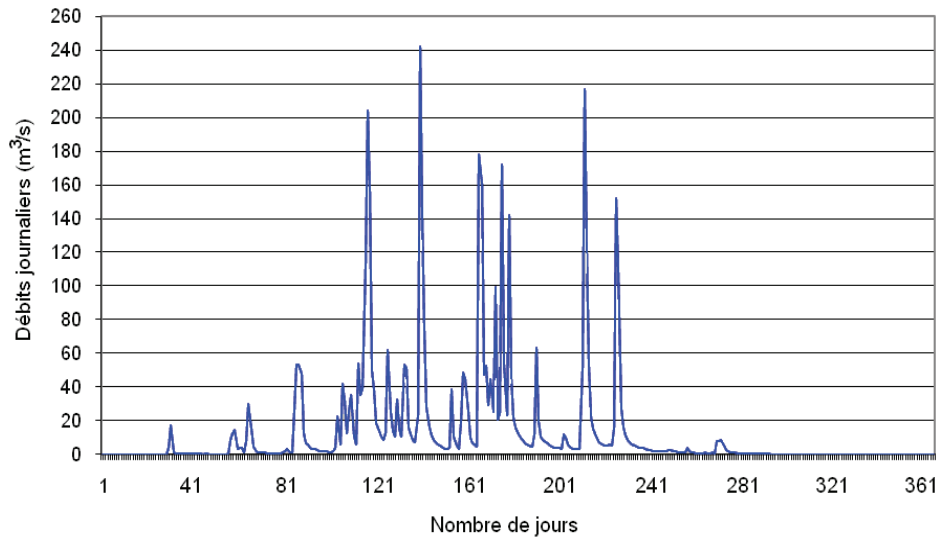


Fig. 28. Variation du débit journalier pendant l'année humide 1986/1987.

Concernant l'année déficitaire en écoulement 1989/1990, l'évaporation ainsi que la température moyenne sont tellement importantes que la capacité de rétention du bassin versant est devenue relativement faible, ce qui explique la rareté de l'écoulement. En effet, la courbe de débit journalier indique trois (03) maxima remarquables durant les mois de Septembre, Janvier et la mi-Avril (Fig. 29). Par contre, entre ces pics, on retrouve des valeurs de débits assez faibles jusqu'à ce qu'ils marquent une absence d'écoulement, à partir du mois de Mai.

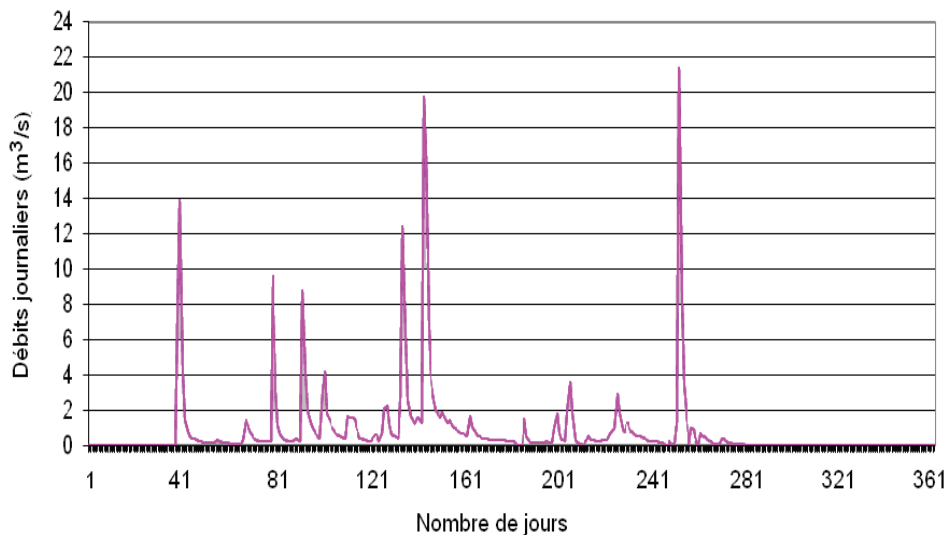


Fig. 29. Variation du débit journalier pendant l'année sèche 1989/1990

5- Etude des crues

Les crues sont des phénomènes hydrauliques exceptionnels de fréquence et de probabilités faibles qui se développent durant une période de temps très courte donnant des

débites importants. Les renseignements qu'on peut recueillir sur les crues sont souvent incertains du fait qu'il est toujours difficile de procéder, pendant la durée, à des mesures de vitesse et qu'on est souvent réduit à repérer seulement les niveaux d'eau atteints.

L'importance des crues est directement et notamment liée à la dynamique érosive où d'autres facteurs interviennent tels que la pente, la couverture végétale et la densité de drainage. La série des crues dont nous disposons (1975/76-1998/1999), recueillie au niveau de la station hydrométrique de Ain Assel contient un grand nombre de crues qu'il a été judicieux d'utiliser afin de procéder à une classification des valeurs des débits extrêmes pour obtenir une bonne analyse.

On remarque une prédominance des classes de débits supérieurs à 200 m³/s, avec 24,75 % (Tableau 17). Par contre, la classe des débits les plus faibles est la moins fréquente (7,92%). Les débits instantanés supérieurs à 50 m³/s représentent 60% des débits sélectionnés.

Ceci est très important car ces débits peuvent refléter la dynamique érosive que le bassin peut subir par l'action des ravinements. Etant donné que la majorité des débits de pointes est extrêmement élevée et dépasse les 200 m³/s, un phénomène destructeur et producteur de matière solide est fortement probable.

Tableau 17. Répartition des pourcentages des classes de débits des crues.

Classes des débits (m ³ /s)	Pourcentages (%)
< 10	7,92
10 - 30	15,84
30 - 50	15,84
50 -100	20,79
100 - 200	14,85
> 200	24,75

On note que la valeur extrême de débit de pointe enregistrée est de 1272 m³/s. Elle représente une valeur du 18 Novembre 1976, reliée à la crue du 17 au 22 Novembre 1976, avec un débit moyen journalier de 610,10 m³/s. Le plus faible débit de pointe correspond à la crue du 13 au 15 Janvier 1990 avec seulement 2,83 m³/s.

La particularité des conditions météorologiques a une influence directe sur le processus d'alimentation des cours d'eau, c'est pourquoi il a été préférable de distinguer les crues de la saison humide ou de hautes eaux (entre Novembre à Avril) des crues de la période des basses eaux ou de la saison sèche (entre Mai à Octobre).

Ces deux types de périodes se différencient par des caractéristiques spécifiques telles que la genèse et le mécanisme de propagation mais ils peuvent parfois, à la suite de fortes averses atteindre des pics analogues. Le tableau ci-dessous donne les pourcentages du nombre des crues à l'échelle mensuelle et selon les périodes sèches et humides de l'année.

Les résultats de l'analyse des crues à l'échelle mensuelle portés dans le tableau 18 démontrent que la majorité des crues, soit 90 % d'entre elles, sont celles observées durant la période des hautes eaux de l'année. Les crues enregistrées durant la période des basses eaux ne représentent que 10 % de la série des crues.

Tableau 18. Répartition des crues à l'échelle mensuelle et selon les périodes.

	Mois	Crues (%)	Total (%)
Période des hautes eaux	Janvier	17,82	90
	Février	15,84	
	Mars	17,82	
	Avril	12,87	
	Novembre	12,87	
	Décembre	13,86	
Période des basses eaux	Mai	6,93	10
	Octobre	1,98	

Durant la série d'observation, la station hydrométrique a enregistré quelques crues pendant les mois de Mai et Octobre. Etant donné la rareté des averses pendant les mois de Juin, Juillet, Août et Septembre, les écoulements sont presque inexistants et ne peuvent pas faire l'objet d'une mesure au niveau de la station hydrométrique : Ceci caractérise la période des basses eaux.

Les réponses aux crues, représentées dans l'annexe 8, montrent qu'il existe une irrégularité des débits maxima instantanés dans la même période. A titre d'exemple, la crue du 1 au 05/01/1985 a reçu un cumul de pluie de 24,38 mm et a montré un débit de pointe de 390,21m³/s.

Ce débit est beaucoup inférieur à celui de la crue du 14 au 25/03/1996, qui est de 696,59 m³/s pour une lame précipité de 13,39 mm. Ceci signifie que les pluies ne sont pas nécessairement un révélateur des crues, d'autres facteurs physico-géographiques sont déterminants sur l'évolution de ces dernières.

Les hydrogrammes relatifs aux crues de la saison humide se présentent comme des courbes à plusieurs pics notamment ceux de la saison d'automne et d'hiver avec des montées et des descentes plus au moins lentes, contrairement aux hydrogrammes des crues de la saison chaude qui montrent des montées et des descentes brusques avec des courbes généralement unies et bimodales.

6- Estimation des volumes d'eau

L'apport annuel moyen au niveau du bassin versant de l'Oued Kebir Est est estimé à 194 Hm³. Les volumes moyens mensuels varient entre 0,02 et 41 Hm³ dont la plus grande valeur de l'apport observé pendant la période des hautes eaux est celle du mois de Février (Tableau 19).

Tableau 19. Valeurs des apports moyens mensuels.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
E (mm)	0,40	3,55	24,26	47,69	49,30	59,68	41,03	31,01	13,9	1,03	0,23	0,04
Apport (Hm ³)	0,27	2,42	16,52	33,58	40,64	40,76	27,94	21,12	9,47	0,70	0,16	0,02

Conclusion

L'estimation des flux climatiques, à laquelle nous avons procédé dans ce chapitre est basée sur une série de mesures de 24 années d'observation (de la période allant de 1975/1976 à 1998/1999).

Cette analyse a montré que le bassin versant de l'Oued el Kebir possède un débit moyen annuel de 6,15 m³/s. Ce débit correspond à une lame moyenne annuelle d'écoulement estimée à 284,66 mm.

L'année hydrologique 1986/1987 représente la plus forte abondance en écoulement. Elle coïncide parfaitement avec l'année extrême humide au regard des précipitations annuelles, ce qui explique que le régime hydrologique, à l'échelle annuelle, est fortement lié aux conditions climatiques qui alimentent ce dernier.

En revanche, Le régime hydrologique mensuel se résume à deux grandes périodes : Une période des hautes eaux qui se remarque surtout en hiver et persiste jusqu'à u milieu de la saison printanière et une période des basses eaux qui débute à partir du mois de Mai et s'étale pendant toute la saison estivale, se prolongeant jusqu'au début de l'automne.

La forte variabilité du coefficient d'écoulement à l'échelle mensuelle témoigne de l'influence des facteurs physico-géographiques sur le comportement hydrologique du bassin.

Ce coefficient est fortement lié à l'écoulement. La plus grande valeur du coefficient d'écoulement correspond à celle du mois de Février (CE= 68,87%), ce même mois enregistre un maximum de hauteur d'écoulement (Le = 61,88 %).

A l'échelle journalière le bassin versant de l'Oued Kébir Est est exposé à des crues violentes qui se manifestent généralement à la fin de l'automne, en hiver et au printemps, en relation avec les précipitations de caractère orageux. Ces crues atteignent des débits très élevés qui peuvent dépasser parfois les 1000 m³/s et génèrent une forte érosion surtout sur les sols peu protégés par la couverture végétale.

De façon générale, la dynamique du réseau hydrographique du bassin versant est bien soulignée même si parfois elle n'est pas facile à localiser.

Pour pouvoir généraliser et obtenir une bonne compréhension des processus d'érosion au niveau du bassin versant de l'Oued El kèbir Est, nous avons ajouté à la connaissance des facteurs physico géographiques et hydro-climatiques, d'autres faits démonstratifs et surtout explicatifs de l'accélération de l'érosion et de sa propagation en ayant recours à l'analyse des paramètres morphométriques qui seront traités dans le chapitre qui suit.

CHAPITRE IV
ANALYSE MORPHOMETRIQUE

Introduction

Les indices morphométriques classiques ont été les toutes premières mesures créées par les géomorphologues afin de quantifier l'influence théorique de la morphologie des bassins versants sur leur réponse hydrologique de surface. La plupart des méthodes se trouvent encore aujourd'hui dans les ouvrages d'hydrologie de référence (Lambert, 1996 ; Cosandey et Robinson, 2000). Les apports de ces indices sont considérables puisqu'ils ont constitué les premières formes de réflexion menées sur le « *transfert d'échelle* » en géomorphologie (Hauchard, 2001). Ils ont aussi posé les bases théoriques de tout un courant de pensée en hydrologie, notamment à la suite des travaux d'Horton (1945) qui montrent la tendance naturelle à la concentration de l'écoulement (Cosandey, 2003).

Les indices morphométriques peuvent donc être un important sujet d'investigation dans la compréhension du dynamisme d'une rivière, tout comme l'hydrologie l'est pour l'analyse d'un bassin versant. L'utilisation de la morphométrie est un moyen pour quantifier l'érosion hydrique et comprendre l'influence des différents facteurs physico-géographiques avant l'estimation des transports solides dans le bassin de l'Oued Kébir Est.

La disposition du réseau hydrographique est souvent le miroir de certains traits de l'évolution des phénomènes structuraux. Il fournit une première approximation de la sensibilité lithologique vis à vis de l'érosion. Les réseaux hydrographiques du bassin versant et des sous-bassins étudiés ont été réalisés sur la base du modèle numérique de terrain (MNT) et générés ensuite à partir du WMS (Watershed Modelling System). Dans cette étude, le bassin versant a été subdivisé en 29 sous-bassins, et ce, afin d'identifier les sites susceptibles de montrer les plus fortes contraintes génératrices des flux hydrosédimentaires.

1- Installation du réseau hydrographique

La mise en place du réseau hydrographique des bassins du Tell Oriental algérien s'est faite à partir d'une topographie qui existait au Pliocène. A la fin du Pliocène, des mouvements tectoniques donnèrent au Tell son volume montagneux (Marre, 1992). Ces mouvements sont à l'origine de la reprise du creusement des cours d'eau qui ont pu inciser de profondes vallées et des gorges. Par ailleurs, des constatations peuvent être faites sur l'adaptation du réseau hydrographique à la structure d'un nombre de cours d'eau du Tell Nord Constantinois et Guelmois. Cependant, d'autres sections de ces cours sont inadaptées à la structure.

Au niveau du Djebel Rhorra on observe une structure synclinale qu'utilise en partie l'Oued Bougous. Une faille normale est installée au fond de ce synclinal. De plus, le dégagement de l'escarpement de ligne de faille au contact des grès numidiens du Djebel Bat Hat Sek et des marnes telliennes commence à peine à se réaliser, et ce, malgré la faible résistance à l'érosion des marnes et le fort pouvoir érosif de l'Oued Bougous qui traverse perpendiculairement cet accident (Marre, 1992). La faille de l'Oued Bougous témoigne d'une phase de distension postérieure à la phase de compression de la mise en place des nappes. L'érosion a ensuite pu exploiter toutes ces lignes de faiblesse. Par ailleurs, l'Oued Bougous, de nature surimposée, suit un tracé très varié avec de nombreux coudes à 90°.

2- Tracé d'ensemble

Le bassin du Kébir-Est résulte de la jonction de trois oueds : l'Oued Bougous, l'Oued ballauta et l'Oued Teboul (Fig. 30). Leur confluence est située dans la petite plaine pré-côtière de Mexa (au Sud du centre de Ain Assel), juste avant les gorges courtes et encaissées par lequel le Kébir-Est franchit le dernier tronçon de la chaîne Numidique. Cet emplacement a été choisi pour la construction du barrage de Mexa.

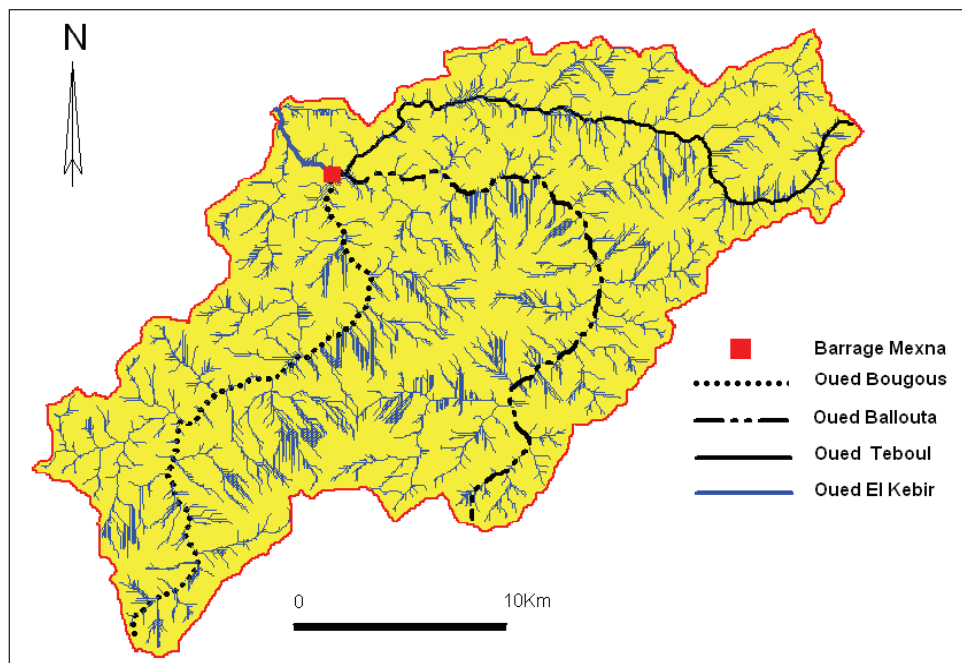


Fig. 30. Réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Kébir Est.

Après avoir traversé les gorges de Mexa, le Kébir-Est court parallèlement à la côte à travers la plaine d'El-Taref, recevant à gauche l'Oued Guergour, puis la plaine de Bouteldja.

Sur sa rive droite, il collecte les exutoires du massif dunaire de Bouteldja, Oued Bouredim et Oued Bougles. La vallée inférieure du Kébir-Est est constituée essentiellement par le marais de la M'Krada.

3- Analyse des paramètres physiques

Les paramètres morphométriques qui régissent le régime hydrologique des cours d'eau sont regroupés en deux types de relations morphométriques : Relations de surface (surface, densité de drainage, fréquence des talwegs et indice de compacité), relations de relief (intégrale hypsométrique, coefficient orographique, pente, exposition au Nord). Deux autres paramètres sont utilisés dans cette analyse : Il s'agit du taux de recouvrement forestier et de l'indice lithologique.

Afin d'analyser l'érosion hydrique en détail et faire ressortir les zones susceptibles de contribuer à la dégradation du milieu, le bassin de l'Oued Kébir Est a été subdivisé en trois sous-bassins principaux puis en 29 petits sous-bassins (Fig. 31). La carte a été établie à partir du modèle numérique de terrain (MNT), WMS (watershed model system) et transposée par le SIG Mapinfo.

A- Subdivision des trois sous-bassins versants.

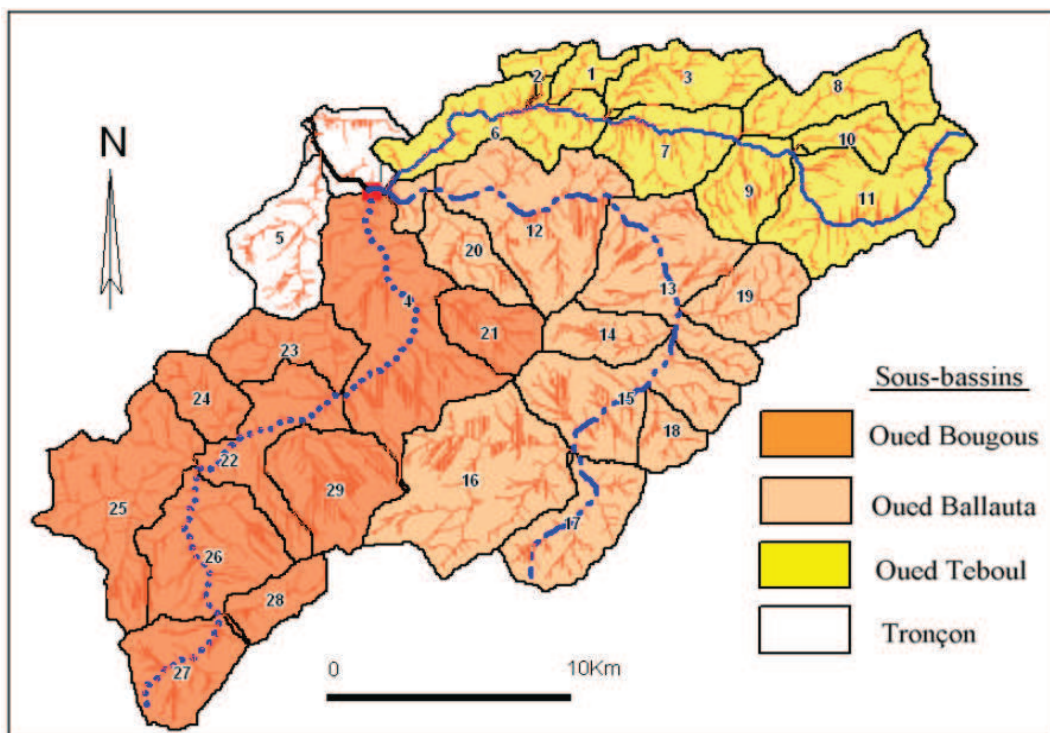
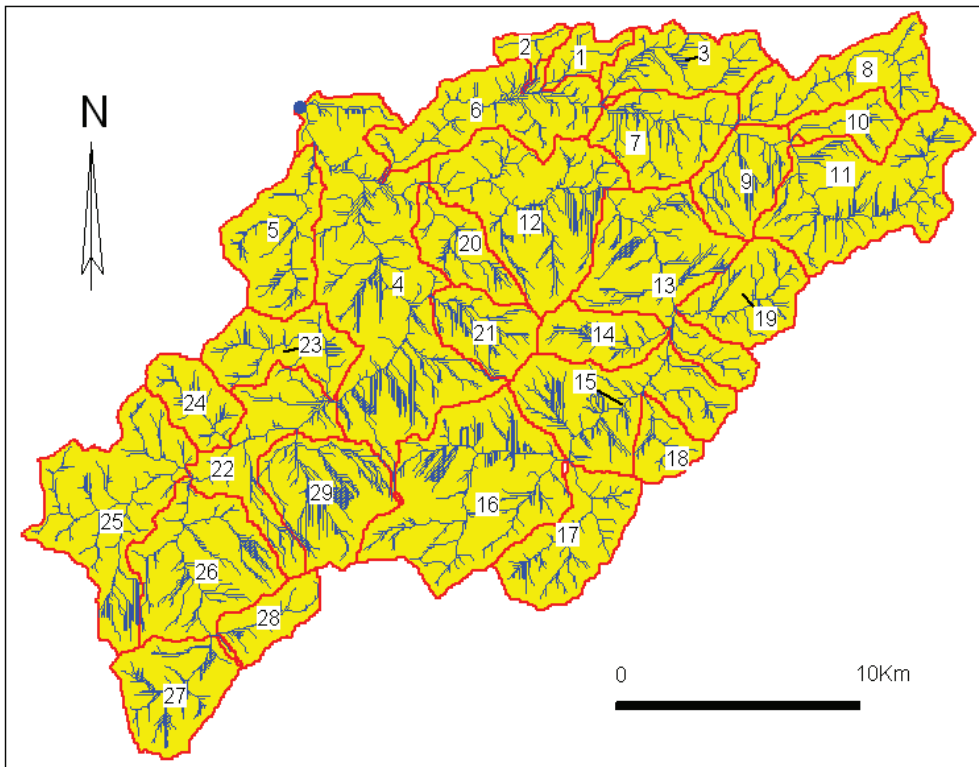


Fig. 31. Représentation des sous-bassins et du réseau hydrographique de l'Oued Kébir Est.

B- Subdivision des 29 sous-bassins versants



Suite Fig. 31.

3.1- Relations de surface

Les composantes de surface utilisées ici appartiennent à une morphométrie qui peut être statistiquement traitée, puisque le dimensionnement de la surface est simplement le produit des facteurs linéaires. L'unité fondamentale des éléments de surface est la surface contenue au sein du bassin de quelconque ordre donné (A_0). La surface est très significative dans la géomorphologie du bassin.

3.1.1- Densité de drainage

La densité de drainage présente un grand intérêt car elle est directement contrôlée par l'interaction de la géologie et du climat (Ritter, 1984). En général, les surfaces à substrat résistant ou celles caractérisées par des capacités d'infiltration élevées ont des cours d'eau espacés et courts, et donc des densités de drainage faibles. Quand la résistance ou la perméabilité de la surface décroît, le ruissellement devient plus important donnant des cours d'eau plus serrés et plus longs, et la densité de drainage tend à devenir plus élevée.

A cela, s'ajoute l'abondance de la pluviométrie, responsable de la pérennité ou l'intermittence des cours d'eau. La densité de drainage est définie par:

$$Dd = \Sigma L / A$$

Où :

Dd : Densité de drainage (km^{-1}),

ΣL : Longueur de tous les talwegs du bassin ou sous-bassin (km),

A : Surface du bassin ou sous-bassin (km^2),

En se basant sur les paramètres « Point display step de 1,00 » et « Minimum accumulation for display de 0,07 » issus du logiciel WMS, la densité de drainage du bassin versant de l'Oued Kébir Est est estimée à $2,82 \text{ km}^{-1}$. Les valeurs de densité de drainage obtenues des sous-bassins sont comprises entre $1,82$ et $4,52 \text{ km}^{-1}$ (Annexe 9). Ce sont les sous-bassins 4, 9, 21 et 29 qui montrent les valeurs les plus élevées. La densité de drainage du sous-bassin de l'Oued Bougous ($Dd = 2,98 \text{ km}^{-1}$) est légèrement supérieure à celle du sous-bassin de l'Oued Ballauta ($Dd = 2,85 \text{ km}^{-1}$). Il ressort également de cette analyse que 93% des valeurs sont supérieures à 2 km^{-1} .

Par ailleurs, les deux sous-bassins possèdent une progression géométrique non décroissante des longueurs des drains et une progression décroissante du nombre des drains. L'accentuation de l'érosion latérale à partir des ordres supérieurs aboutit à la déstabilisation de la progression géométrique et donc à la formation du système de méandres (cercles en rouge) (Fig. 32). De ce fait, les méandres se développent par les sapements de berge, ce qui implique un approvisionnement et un transport des sédiments dans l'oued.

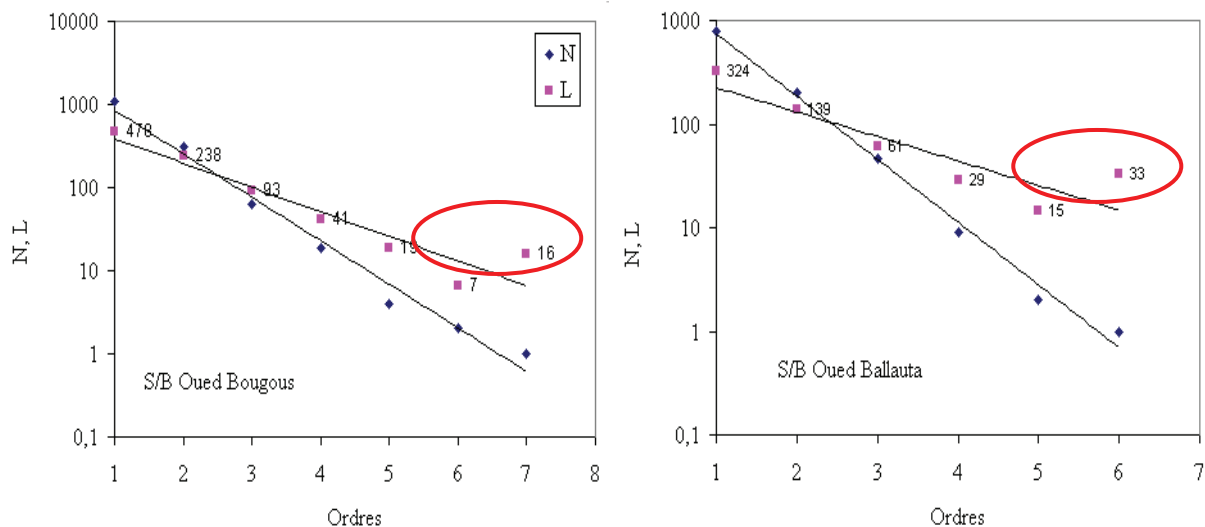


Fig. 32. Représentation graphique du nombre (N) et des longueurs (L) des talwegs.

3.1.2- Fréquence des talwegs

C'est à partir de la classification de Strahler qu'on a pu quantifier la ramification du réseau hydrographique de l'Oued Kébir-Est (Fig. 33) qui consiste à classer les cours d'eau de même ordre n . Le cours d'eau résultant de la confluence de deux cours d'eau de même ordre donne un cours d'eau d'ordre $n + 1$, et un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.

C'est le quotient du nombre de talwegs d'ordre 1 par la surface du sous-bassin (ou du bassin). Il s'agit évidemment d'un paramètre qui rend compte d'un effet de densité en nombre, certainement comparable à l'effet de densité en longueur que représente Dd . Ce paramètre morphométrique explique mieux l'intensité de l'érosion linéaire.

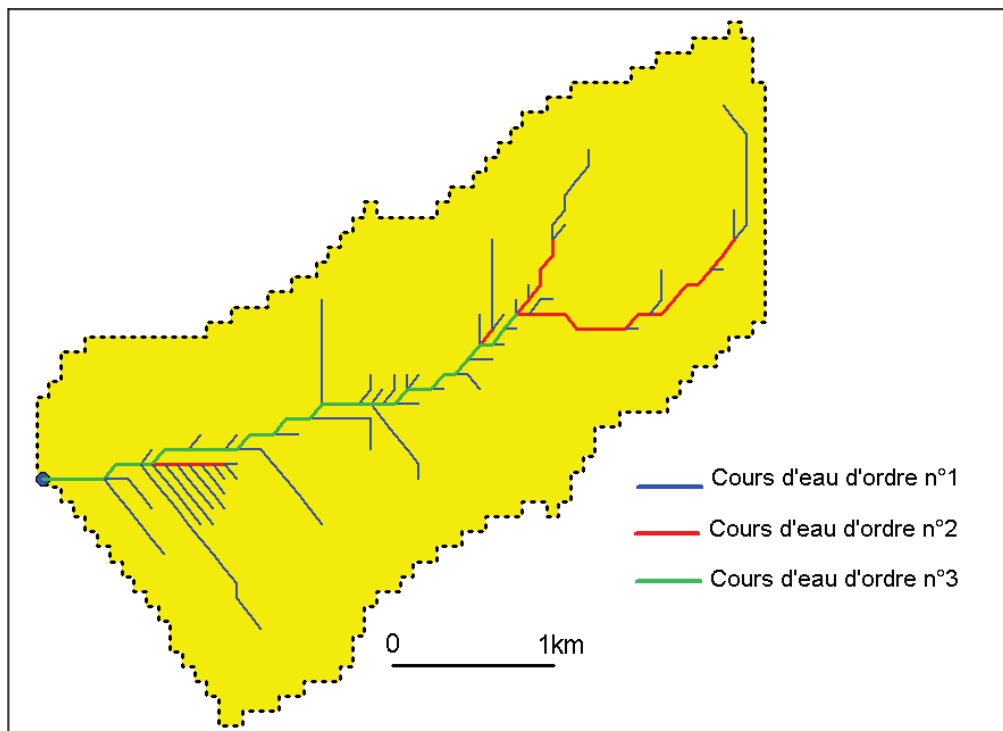


Fig. 33. Exemple de la classification des talwegs selon Strahler.

Les valeurs de la fréquence des talwegs (F) varient entre 1,55 et 4,97(annexe 9). Le sous-bassin de l'Oued Ballauta possède une fréquence des talwegs légèrement supérieure à celle de l'Oued Bougous, avec respectivement $4,47 \text{ km}^{-2}$ et $4,20 \text{ km}^{-2}$.

La permutation des oueds Bougous et Ballauta sur la base des valeurs de la densité de drainage et la fréquence des talwegs mettent en évidence l'existence d'un nombre plus

important de talwegs, souvent plus courts (Tableau 20), des ordres inférieurs, qui évoluent sur les surfaces érodables argilo-gréseuses et marno-calcaires.

De toute façon on considère que le bassin versant est soumis à une érosion linéaire et latérale intense sous l'effet de contraintes physiques telles que la nature lithologique, la topographie et le couvert végétal dégradé.

Tableau 20. Paramètres physiques du bassin étudié.

Paramètres	Bassin Kébir Est	Sous bassin Bougous	Sous bassin Ballauta
S (km ²)	681,33	248,62	236,16
P (km)	186	108	109,50
Hmax (m)	1201	1201	1201
Hmin (m)	30	49	49
Hmoy (m)	394	460	411
Dd (km ⁻¹)	2,82	2,98	2,85
F (km ⁻²)	4,29	4,20	4,47
Kp	1,31	2,94	1,77
Tc (heures)	11,43	7,16	8,14
HI (%)	31	36	31
CO	210	760	629
Gr (%)	16	16	16

S: surface du bassin; **P :** périmètre (km); **Hmax:** altitude maximale; **Hmin:** altitude minimale; **Hmoy:** altitude moyenne; **Dd:** densité de drainage; **F:** fréquence des talwegs; **Kp:** indice de forme; **Tc:** temps de concentration; **HI:** intégrale hypsométrique; **CO:** coefficient orographique ; **Gr :** pente moyenne du bassin.

3.2- Relations de relief

Ce groupe indique les dimensions verticales du bassin ; il inclut les facteurs du gradient et de l'altitude. L'altitude moyenne des sous-bassins n'a pas été systématiquement analysée dans les différentes liaisons de la morphométrie du relief car il ne s'agit plus d'une caractéristique d'état dont l'influence ne se fait guère sentir qu'au niveau du climat (pluviosité, température). Elle est mieux représentée par le coefficient orographique et l'hypsométrie.

3.2.1- Analyse de l'altimétrie

La courbe hypsométrique peut être perçue comme une sorte de profil du bassin. Elle est obtenue en calculant la répartition du bassin versant (en km² et en % de la surface totale) par tranches d'altitudes(en m). Les valeurs des surfaces comprises entre les différentes courbes de niveau, obtenues par planimétrie de la carte relative au bassin versant, sont reportées sur la carte de l'altimétrie (Fig. 34).

D'après la carte de la figure 34, nous constatons que la majorité des surfaces qui constitue la zone d'étude est située entre les altitudes de 30 m et 400 m.

Ces surfaces représentent les plaines et les versants. De ces éléments, il apparaît que le bassin possède une topographie moins accentuée. Pour confirmer encore cette constatation, nous allons analyser l'évolution du relief.

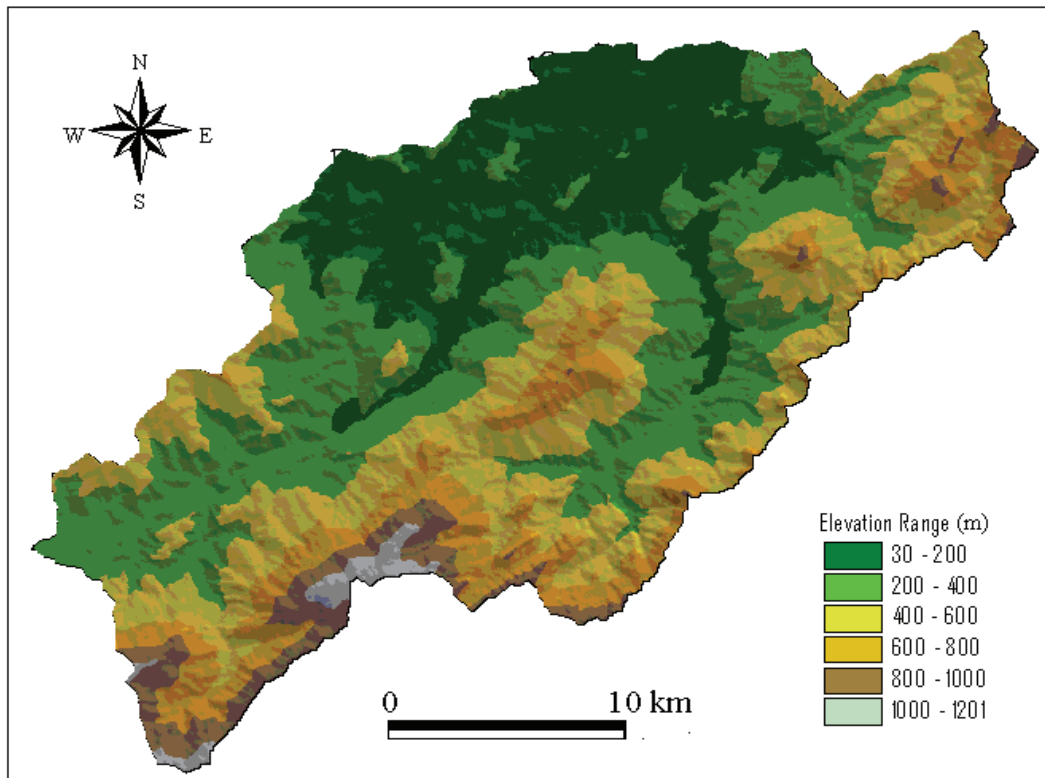


Fig. 34. Carte de la répartition des altitudes dans le bassin versant de l'Oued Kébir Est.

3.2.2- Coefficient orographique

Ce coefficient exprime le rapport de la différence entre l'altitude moyenne et minimale à la superficie totale du bassin de la façon suivante:

$$CO = H_{moy} \times \operatorname{tg} \alpha \quad \text{d'où :} \quad \operatorname{tg} \alpha = \frac{H_{moy} - H_{min}}{A}$$

Avec : H_{moy} : Altitude moyenne (m); H_{min} : altitude minimale (m),
 A : Surface du bassin (km²).

Ce coefficient reflète l'énergie d'une morphométrie favorable ou défavorable à l'érosion. Il est donc un indicateur de l'intensité des processus de l'érosion opérant sur les

versants dont il mesure la raideur générale du bassin. Ce coefficient est vraisemblablement analogue au ratio du relief proposé par Melton (1957).

Les valeurs du coefficient orographique au niveau des 29 sous bassins oscillent entre 234 et 26.792 (Annexe 9). Par ailleurs, si le coefficient est recalculé par la formule pour les deux principaux sous-bassins, nous remarquons que c'est toujours le sous-bassin de l'Oued Bougous qui l'emporte avec une valeur égale à 760, alors que celle du sous-bassin de l'Oued Ballauta n'excède pas la valeur de 629, ce qui implique une énergie élevée d'une morphométrie favorable à l'érosion. Le calcul de la dénivelée par le logiciel WMS n'a révélée aucune différence de gradient entre les deux sous-bassins : Les deux ont une valeur égale à 16%.

3.2.3- Hypsométrie

Soumis aux processus géomorphologiques, la forme d'un bassin change avec le temps. Selon l'analyse classique de Davis (1899-1905), le relief, la pente des versants, le gradient des cours d'eau et la densité de drainage augmentent rapidement durant le stade de jeunesse pour arriver à leur maximum en début de maturité, avant de décroître ensuite lentement. Davis suggère que les bassins se sont développés après un soulèvement tectonique brusque suivi de l'érosion du relief. Scheidegger (1987) contredit cette hypothèse en affirmant que le soulèvement est un processus continu et qu'à travers l'histoire du bassin, il y a la tendance d'un équilibre entre les deux forces opposées, la tectonique et la dégradation par l'érosion.

Ainsi, le stade de jeunesse correspondrait à une activité forte de ces deux processus antagonistes. Le stade de maturité correspondrait à une activité moyenne et donc à l'équilibre dynamique.

L'analyse des différents stades de l'évolution du relief est déterminée à partir de la courbe hypsométrique et de l'intégrale hypsométrique (HI). Cette dernière permet de calculer la masse actuelle du relief qui n'est pas encore consommée par l'érosion. L'intégrale hypsométrique est donc définie à partir de la formule de Pike et Wilson (1971) :

$$HI = \frac{H_{moy} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}} \times 100$$

H_{moy} , H_{max} , H_{min} sont respectivement l'altitude moyenne, l'altitude maximale et l'altitude minimale. Une courbe hypsométrique ayant une forme concavo-convexe avec une intégrale

hypsométrique variant entre 35 et 60% montre un stade de maturité où l'état d'équilibre du développement du bassin est atteint.

Une courbe fortement concave et une intégrale hypsométrique inférieure à 35% donnent un stade de fin-maturité dominé essentiellement par des collines et des buttes résiduelles. C'est la phase monadnock (Strahler, 1952). Les valeurs de l'intégrale hypsométriques sont de 31% et 36% dans les deux principaux sous-bassins de l'Oued Kébir Est, à savoir l'Oued Ballauta et l'Oued Bougous (Tableau 20).

En se basant sur l'indice hypsométrique (HI), nous constatons que le sous-bassin de l'Oued Ballauta et le bassin versant de Kébir Est correspondent à un stade de fin-maturité avancé qui aboutit à une courbe hypsométrique concave plus allongée vers le bas (Fig. 35).

Ces sous-bassins ont atteint la phase monadnock où ces derniers sont caractérisés par une prédominance de collines dispersées, généralement moyennes à basses, aux sommets souvent arrondis. Ceci est bien visible dans le sous-bassin de Ballauta où la proportion de zones basses reposant sur des roches sensibles augmente progressivement aux dépens d'une topographie plus vive formée de roches résistantes. Selon Strahler, cette situation est transitoire et lorsqu'elle sera terminée, cela aboutira à la restructuration d'une courbe ayant la forme normale de l'état d'équilibre (Rafael, 1990). Ceci n'est possible que lorsque les roches dures seront exposées, laissant un certain contraste entre la topographie des parties érodables et celles plus résistantes du bassin.

Le sous-bassin de l'Oued Bougous, quant à lui, présente un état d'équilibre dynamique (stade de mi-maturité) avec une valeur supérieure à 35%. Par conséquent, cet Oued montre une courbe moins concave indiquant l'état régulier dans les processus de l'érosion et du transport au sein du système fluvial et les pentes qui y contribuent.

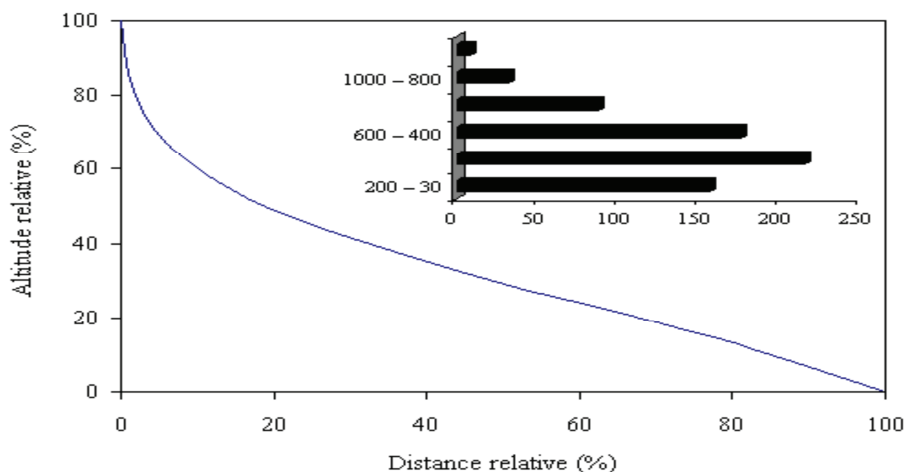


Fig. 35. Courbe hypsométrique du bassin versant étudié.

4- Analyse en composante principale des paramètres physiques

Nous avons soumis quelques paramètres physiques à cette analyse pour les sous-bassins de l'Oued Kébir Est afin de déterminer les affinités entre les sous-bassins et déduire, en conséquence, les paramètres les plus caractéristiques vis à vis de l'érosion.

Dans une matrice d'information spatiale, l'analyse bivariée prend en compte deux colonnes, c'est-à-dire deux variables (régression simple). Si l'on tente de tirer parti de toute une matrice d'information spatiale, on passe à l'analyse multi variée, dont l'analyse factorielle et la classification sont les deux formes représentées. Le but est de résumer l'information contenue dans un vaste tableau de nombres, de dégager des régularités, de mieux comprendre l'écheveau des relations existant entre les variables, donc réduire les données pour mettre en valeur l'essentiel.

L'analyse en composante principale a été réalisée avec le logiciel MICROGÉO, qui a été conçu pour pouvoir être utilisé aussi simplement que possible, de façon, le plus souvent, intuitive.

La méthode a été appliquée à 29 individus (sous-bassins) et 10 variables pouvant contribuer à l'érosion. Les variables utilisées sont : La superficie (S), la densité de drainage (Dd), la fréquence des talwegs (F), le coefficient orographique (CO), l'indice lithologique (IL), la pente du sous-bassin (Gr), la forme (Kp), le taux de recouvrement (Tr), l'exposition au nord (ExpN), et le coefficient de torrentialité (Ct).

Le type de roche est une variable qualitative, et pour chaque formation lithologique un coefficient lui a été attribué lequel représente l'érodibilité de la roche (IL). L'indice lithologique (IL) est le ratio entre le taux de dénudation mécanique d'une roche donnée et le taux de dénudation de granite qui est considéré le plus résistant à l'érosion mécanique.

L'érodibilité de chaque type de roche a été estimée en utilisant les taux de l'érosion donnés par Chorley et al. (1984) pour des monolithologies de bassins versants situées aux USA, (IL) augmente avec la susceptibilité de la roche à l'érosion mécanique (Tableau 21). Par exemple, les roches sédimentaires consolidées comme les grès et les calcaires paraissent quatre fois plus érodables que le granite, alors que les marnes sont 50 fois plus érodables que le granite. Le taux de recouvrement (Tr) n'est autre que le rapport en pourcentage de la surface forestière (forêt et maquis) et de la surface du bassin ou du sous-bassin.

Tableau 21. Coefficients de l'érodibilité des roches (Chorley et al. 1984).

Lithologie	IL
Granits	1
Grès, calcaires	4
Calcaire et calcaire marneux, conglomérats	10
pelites, grès marneux, grès argileux, marno-calcaires	27
Argiles et marnes	50

Après plusieurs essais, nous n'avons retenu que 8 variables, les paramètres fréquence des drains (F) et le coefficient de torrentialité (Ct) ont été éliminés de l'analyse car ces paramètres présentent une très faible dispersion, et un coefficient de variation égal à 0,14, ce qui les rend moins corrélatifs avec les autres paramètres physiques.

4.1- Analyse des variables

L'analyse de la matrice des corrélations (corrélations de Spearman), illustrée dans le tableau 22, montre que l'indice lithologique est modérément ou négativement corrélé au gradient et au coefficient orographique. Ce dernier est bien positivement corrélé au gradient. Le coefficient de torrentialité est modérément corrélé à l'exposition au Nord du sous-bassin.

Les tableaux synthétiques des saturations des variables (Tableau 23) montrent que les trois premiers axes des facteurs permettent de représenter le maximum d'informations.

Ces trois axes expriment 70% de l'inertie totale dont le premier axe comprend 31%, le second axe 23% et le troisième axe 16% (8 variables).

Tableau 22. Matrice des corrélations entre les variables.

	S	Gr	F	CT	Kp	IL	Tr	CO	ExpN	Dd
S	1,00	0,1	0,3	0,4	0,4	0,1	-0,2	-0,4	0,1	0,4
Gr		1,00	0,5	0,3	-0,3	-0,5	0,0	0,7	0,1	0,1
F			1,00	0,8	-0,3	0,0	-0,1	0,3	0,2	0,5
CT				1,00	-0,3	0,2	-0,1	0,1	0,5	0,9
Kp					1,00	0,1	0,0	-0,4	-0,1	-0,3
IL						1,00	-0,2	-0,5	0,3	0,2
Tr							1,00	0,2	0,1	-0,1
CO								1,00	0,0	-0,1
ExpN									1,00	0,6
Dd										1,00

Le tableau synthétique des saturations des variables montre que l'Axe I est très bien corrélé négativement au coefficient orographique et à la pente, et bien corrélé positivement à l'indice lithologique.

La contribution de ces trois variables varie entre 19% et 33% (Tableau 23 et 24). L'Axe II montre une bonne corrélation positive à l'exposition au Nord et la densité de drainage dont leur contribution est respectivement de 35% et 41%. L'Axe III montre une corrélation positive à la superficie avec 47% (Tableaux 23 et 24).

Tableau 23. Tableau synthétique complets des saturations des variables.

Facteurs Variables	I	II	III
1- S	0,51	0,26	0,75
2- Gr	-0,69	0,37	0,46
3- Kp	0,52	-0,41	0,49
4- IL	0,71	0,23	-0,47
5- Tr	-0,31	0,06	-0,10
6- CO	-0,90	0,16	0,02
7- ExpN	0,14	0,81	-0,14
8- Dd	0,22	0,88	0,06
Part de l'inertie	31%	23%	16%

Le cercle des corrélations des variables montre que les axes I–II représentent 54% d'inertie. En outre, l'axe I détermine surtout le relief car sa contribution ou la qualité de représentation dans cet axe est plus élevée par rapport aux autres variables et l'axe II exprime plutôt l'intensité de l'érosion. En outre, le cercle des corrélations, relié aux axes I-III avec 47% d'inertie, montre que l'Axe III est contrôlé par l'étendue.

La projection des variables sur l'axe I montre que le paramètre de topographie (pente et coefficient orographique) s'oppose à la surface et à l'indice lithologique (Fig. 36). L'axe II montre que l'exposition au Nord et la densité de drainage, situées dans la partie positive, s'opposent à la forme du bassin. Par contre, sur les axes I-III, la densité de drainage s'oppose dans le sens négatif à la topographie, à savoir la pente et le coefficient orographique.

De l'autre côté, la surface et la forme sont négativement reliées à l'indice lithologique.

Tableau 24. Tableau analytique des saturations des variables.

Variables	Axe I (31%)			Axe II (23%)			Axe III (16%)		
	Sat.	Qual.	Contr.	Sat.	Qual.	Contr.	Sat.	Qual.	Contr.
S	0,51	26.0	10.5	0,26	6.7	3.6	0,75	56.7	46.9
Gr	-0,69	47.5	19.1	0,37	13.4	7.2	0,46	20.8	17.6
Kp	0,52	26.8	10.8	-0,41	17.1	9.1	0,49	24.0	19.0
IL	0,71	50.3	20.3	0,23	5.3	2.8	-0,47	21.7	17.2
Tr	-0,31	9.9	4.0	-0,06	0.3	0.2	-0,10	1.0	0.8
CO	-0,90	81.3	32.7	0,16	2.6	1.4	0,02	0.0	0.0
ExpN	0,14	1.9	0.7	0,81	65.7	35.0	-0,14	2.0	1.6
Dd	0,22	4.7	1.9	0,88	76.7	40.8	0,06	0.4	0.3

Sat : Coordonnée d'une variable sur un axe ou coefficient de corrélation d'une variable avec un axe.

Qual : Qualité de représentation d'une variable par un axe en %.

Contr: Contribution d'une variable à l'axe en %.

La tendance à la liaison des paramètres de l'étendue et de l'indice lithologique au gradient et au coefficient orographique, sur l'axe I, semble pouvoir exprimer la nature lithologique et l'étendue sous divers reliefs terrestres (Fig. 36). Une valeur élevée de l'indice lithologique et de la surface caractérise les sous-bassins à faibles topographies.

La topographie croît à des valeurs fortes lorsque la proportion des roches érodables du sous-bassin décroît. Afin d'interpréter cette relation sur la base de nos données, il est important de préciser que tous les sous-bassins analysés sont à un stade de maturité avancé, ce qui implique qu'ils se distinguent par des reliefs plus aérés avec des plaines alluviales bien développées ou des micro-plaines. Ainsi, les sous-bassins qui possèdent des reliefs assez forts à forts sont caractérisés par des lithologies fortement résistantes à l'érosion et des superficies de sous-bassins moins étendues.

Sur l'axe II, on remarque que les fortes valeurs ou pourcentages de la densité de drainage et de l'exposition au Nord s'associent aux formes plus ramassées et moins allongées des sous-bassins. Plus le sous-bassin est exposé au Nord, plus il reçoit de l'eau des précipitations, ce qui implique une hiérarchisation du réseau hydrographique dans un milieu moins perméable. Cependant, l'expansion des parties situées en amont du système de drainage entraînera la consommation de la plupart des surfaces non disséquées et conduit, par conséquent, à l'allongement du bassin (Miller et al, 1990).

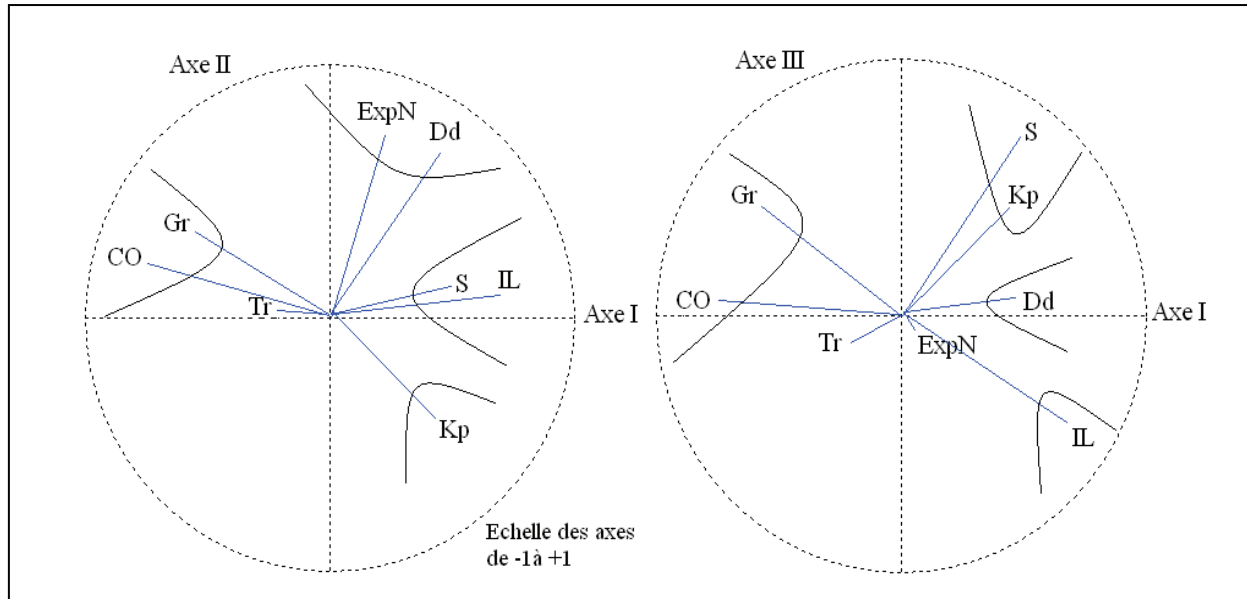


Fig. 36. Plans de corrélations des variables.

Sur les axes I-III, l'incision latérale par les talwegs devient plus agressive au niveau des reliefs moins accentués qui montrent principalement des formations rocheuses et superficielles (quaternaires) favorables à l'érosion telles que les marnes, les argiles. Ce cas est particulièrement observé dans les oueds des sous-bassins 3, 4, 9 et 22 (Annexe 9).

A l'inverse, une augmentation de la topographie conduira, en principe, à une réduction de l'érosion par ravinement et sapement de berge car les espaces morphologiques des glacis et des plaines restent encore peu développés. Il s'agit essentiellement des sous-bassins 10, 18, et 28. Moins évidente est l'interaction entre les paramètres morphométriques de l'axe III surtout en ce qui concerne la forme et la lithologie.

D'une façon générale, l'association des variables IL, Dd, CO et Gr a été, pour le moins, énormément sollicitée par plusieurs auteurs ayant travaillé sur le principe de ces liaisons pour aboutir à des explications géomorphologiques sur la hiérarchie du chevelu et l'évolution du relief (Zavoianu, 1985, Miller et al, 1990).

4.2- Analyse des individus

C'est sur la base de la qualité de la représentation et la contribution de chacun des individus sur les axes et, en relation avec des cercles des corrélations des variables que la projection factorielle des individus (axes I-II) nous a permis de remarquer la distribution des individus avec les huit variables (Fig. 37). Les sous-bassins ont été subdivisés en 4 groupes (axes I-II). Sur l'axe I, le premier groupe, défini par les oueds des sous-bassins 4 et 6, montre

une orographie et les dénivelées les moins fortes contrairement au second groupe, représenté par les sous-bassins 10, 18, 27 et 28 qui présentent les topographies les plus élevées (Fig. 37). De part et d'autre, l'érosion linéaire ou latérale reste forte car, d'un côté, c'est la topographie qui provoque la dynamique morphogénique, et de l'autre, c'est la vulnérabilité des roches qui accélère le façonnement du relief.

Sur l'axe II, les sous-bassins 9, 21 et 29 sont soumis à une très forte érosion due à leur exposition au Nord. Par contre, les deux sous-bassins 1 et 23 sont moins érodés grâce, peut être, à l'exposition plus au Sud, à l'abri les précipitations fortes.

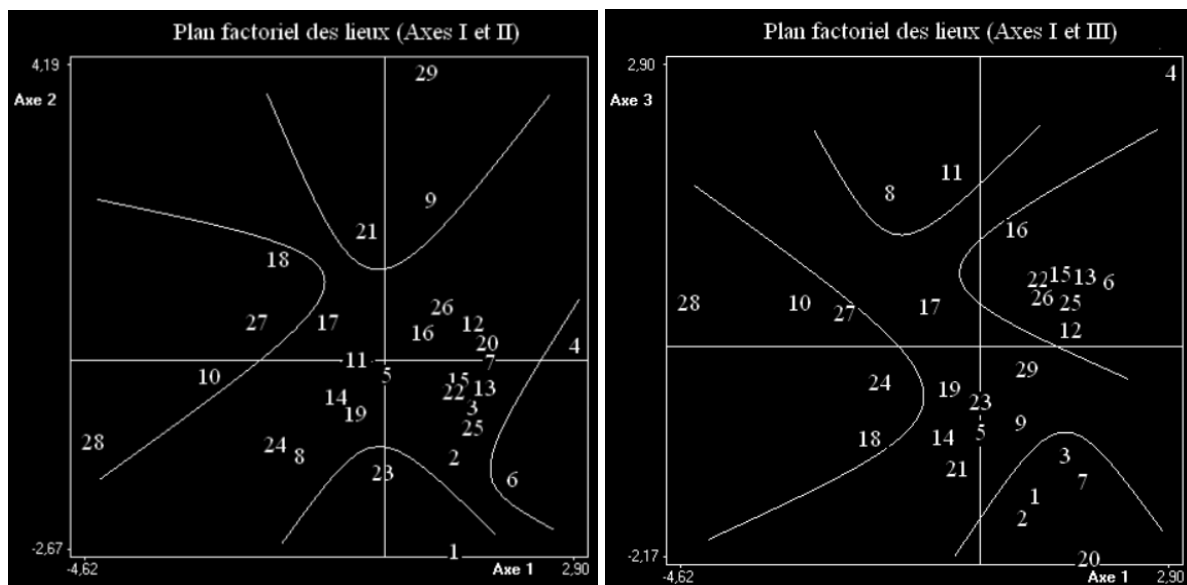


Fig. 37. Plans factoriels des individus.

En ce qui concerne les axes I-III, les sous-bassins 10, 18, 24, 27 et 28 se distinguent par les topographies les plus accentuées et les plus élevées comparées à celles des sous-bassins 6, 12, 13, 15, 16, 22, 25 et 26. En se basant seulement sur le facteur topographique, il est supposé que les sous-bassins ayant les reliefs forts sont susceptibles de provoquer des ravinements plus importants que ceux avec des paysages moins accentués. Seulement ici, le groupe des sous-bassins aux reliefs forts possède une lithologie plus résistante qui fait équilibre avec les sous-bassins aux reliefs modestes et dont la lithologie est plus vulnérable. Pour cela l'érosion hydrique, représentée par la densité de drainage et la fréquence des talwegs, est significative dans les deux groupes. Sur l'axe III, les sous-bassins du premier groupe : 8 et 11 s'opposent à ceux du second groupe à savoir : 1, 2, 3, 7 et 20.

Dans le premier groupe, le substrat à l'affleurement est plus résistant alors que dans le second, les roches sont fortement érodables.

Les deux groupes possèdent les mêmes caractéristiques physiques à l'exception de la topographie et de l'étendue qui sont plus importantes dans le premier groupe.

Conclusion

Cette analyse nous a permis de déceler un nombre de sous-bassins susceptibles de fournir d'importantes quantités de matières en suspension vers les cours d'eau. Ainsi, en tenant compte des paramètres de l'érosion, nous détectons surtout les sous-bassins de l'Oued Bougous et de l'Oued Ballauta qui sont touchés par le ravinement et l'érosion latérale, représentée par la densité de drainage.

Il en ressort aussi que la topographie, la lithologie et le paramètre de l'érosion sont les plus significatifs sur la base de l'explication du façonnement du relief des différents sous-bassins étudiés. Les effets des processus d'érosion ont tendance à s'accroître et se généraliser comme l'explique le dynamisme actuel de ces oueds.

Nous avons bien indiqué que, dans notre investigation, nous manquons d'informations en ce qui concerne la distinction des différentes intégrales hypsométriques et des systèmes de drainage modifiés par les perturbations tectoniques qui ont joué durant le Mio-Pliocène et les changements climatiques pendant le Quaternaire.

D'autres études sur le sujet et surtout sur une cartographie plus détaillée de la géologie de la région pourraient contribuer à mieux comprendre l'interaction des paramètres morphométriques et la lithologie dans les sous-bassins étudiés.

CHAPITRE V

**QUANTIFICATION DES TRANSPORTS SOLIDES
EN SUSPENSION**

Introduction

L'estimation du taux de sédimentation dans les bassins versants nécessite une bonne connaissance des apports solides. Ces derniers dépendent aussi bien des contraintes physiques au niveau des versants que de la nature et du volume des apports liquides et solides fournis au réseau d'écoulement. En plus de cette complexité, le manque de données constitue un handicap majeur dans l'évaluation et la prévision des flux hydrosédimentaires dans le bassin versant ou de l'envasement des barrages. Cet état de fait a conduit de nombreux chercheurs à proposer des modèles de prévision afin de quantifier la charge solide transportée dans le but de réduire l'érosion hydrique et augmenter la durée de vie des barrages.

Les flux des matières en suspension (MES) mesurés résultent d'un ensemble de phénomènes de mise en mouvement, de dépôt et de reprise des sédiments qui affectent les versants et les berges des cours d'eau. La quantification des flux de MES nécessite d'effectuer des mesures de concentrations en continu, événementielles ou ponctuelles dans le temps.

1- Méthodes empiriques d'estimation de la dégradation spécifique

Afin d'évaluer l'état de dégradation au niveau d'un bassin versant dépourvu d'une station hydrométrique et d'analyser son degré d'instabilité, plusieurs calculs ont été établis par des chercheurs en utilisant des formules empiriques. Néanmoins, il est conseillé de prendre ces formules avec précaution car souvent elles ne reflètent pas la réalité.

Le calcul empirique implique quelques méthodes dont on distingue:

1.1- Formule de la Sogréah

Basée sur des données de 30 bassins algériens, cette formule est décrite de la façon suivante:

$$ASS = \alpha E^{0,15}$$

Avec :

ASS: Apport solide spécifique (T/km²/an),

α : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol, Le bassin étudié présente une perméabilité faible à moyenne avec $\alpha = 350$.

E : Ecoulement annuel (mm) ; E = 284,66 mm

1.2- Formule de Tixeront

Les travaux faits sur 32 bassins algériens et 9 bassins tunisiens ont abouti à la relation suivante :

$$ASS = 92 E^{0,21} ; (Ass) \text{ et } (E) \text{ sont les mêmes paramètres précédents.}$$

1.3- Formule de Fournier

Elle est définie par la relation suivante :

$$Ds = 1/36 (Pm^2/Pa)^{2,65} (H^2/S)^{0,46}$$

Avec :

- Ds : Dégradation spécifique (T/km²/an),
- Pm : Précipitation mensuelle du mois le plus arrosé (mm), Pm= 115,66 mm
- Pa : Précipitation moyenne annuelle (mm), Pa = 747,09 mm
- H : Dénivelée moyenne (m), H= 394m
- S : Surface du bassin versant (km²), S= 681,33 km²

1.4- Formule de l'ANRH

Elle est définie par la relation suivante :

$$Ts(t \text{ km}^{-2} \text{ an}^{-1}) = (26,62 \times IL) + (5,07 \times Ip) + (9,11 \times CT) - 593,56$$

Avec :

- IL : Indice lithologique (rapport de la surface occupée par la roche érodable et de la superficie du bassin) ; IL = 16,70%
- IP : Indice pluviométrique (produit du pourcentage et de la fréquence des pluies supérieures à 20 mm) ; IP = 192
- CT : Coefficient de torrentialité (produit de la densité de drainage et de la fréquence des talwegs) ; CT = 12,09.

Les résultats des calculs de la dégradation spécifique utilisant les formules empiriques sont illustrés dans le tableau 25.

Tableau 25. Valeurs de la dégradation spécifique.

Méthodes de calcul	Oued Kébir Est
<i>Sogréah</i>	817
<i>Tixeront</i>	301
<i>Fournier</i>	705
ANRH	935

2- Méthodes de mesure et quantification des transports solides

2.1- Mesure des MES

La technique utilisée par ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) pour mesurer la matière en suspension débute par le prélèvement en un point unique soit sur le bord, soit au milieu au moyen d'un flacon de 1 litre en matière plastique.

L'échantillonnage s'effectue lors d'une crue suivant des intervalles de temps variables en fonction du régime de l'oued. Ainsi, en étiage ou lorsque le débit est constant au cours de la journée, il est possible d'effectuer un à deux prélèvements au cours de la journée. En période de crue, le nombre des prélèvements sera augmenté de deux façons:

- Un prélèvement est effectué durant la montée des eaux lorsque la montée est lente et tous les quarts d'heures et demies heures lorsque la montée est rapide,
- En décrue, on prélève un échantillon toutes les heures durant les six premières heures et toutes les deux heures ensuite (Demmak, 1982). L'espacement dans le temps des prélèvements des concentrations accroît au fur et à mesure qu'on s'éloigne du pic de la crue.

Le traitement des matières en suspension prélevées se fait au laboratoire par décantation, filtrage avec un filtre de type Laurent ($\varnothing = 32$ cm), séchage à l'étuve à 110°C durant 30 minutes et pesée.

2.2- Résultats des prélèvements des MES

Les résultats des analyses des MES ont été traités en vue de comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire de chaque cours d'eau et de quantifier les flux de la matière fine. Pour chaque crue considérée, nous avons étudié les relations entre les concentrations mesurées et les débits liquides instantanés afin de combler les lacunes d'observation et par suite évaluer les apports solides à différent pas de temps (Fiandino, 2004).

Nous avons recherché la meilleure parmi les solutions suivantes:

- Linéaire de la forme $y = ax + b$,
- Logarithmique de la forme $\text{Ln}(y) = a*\text{Ln}(x) + b$,
- Puissance de la forme $y = ax^b$,
- Exponentielle de la forme $y = ae^{bx}$,
- Polynomiale de la forme $y = ax^2 + bx + c$.

Cette méthode de comblement a ainsi permis de reconstituer, quand nécessaire, des valeurs manquantes.

Mais surtout, elle a permis d'augmenter le nombre des données pour les utiliser au moment de l'application des courbes de transport solide (Sediment rating curve). Par ailleurs, il faut signaler que la reconstitution ne permet pas une interpolation sûre entre deux points de mesure car les turbidigrammes résultant de ruissellements localisés sur un bassin donné

présenteront des formes et des intensités très variables suivant le secteur concerné par le ruissellement (Demmak, 1982).

Ainsi, les données recueillies sur l’Oued étudié, montrent le plus souvent la difficulté d’obtenir des informations exploitables à partir de prélèvements manuels courts dans le temps.

Ces données sont illustrées dans la figure 38 qui montre un espacement assez éloigné entre les points prélevés des MES.

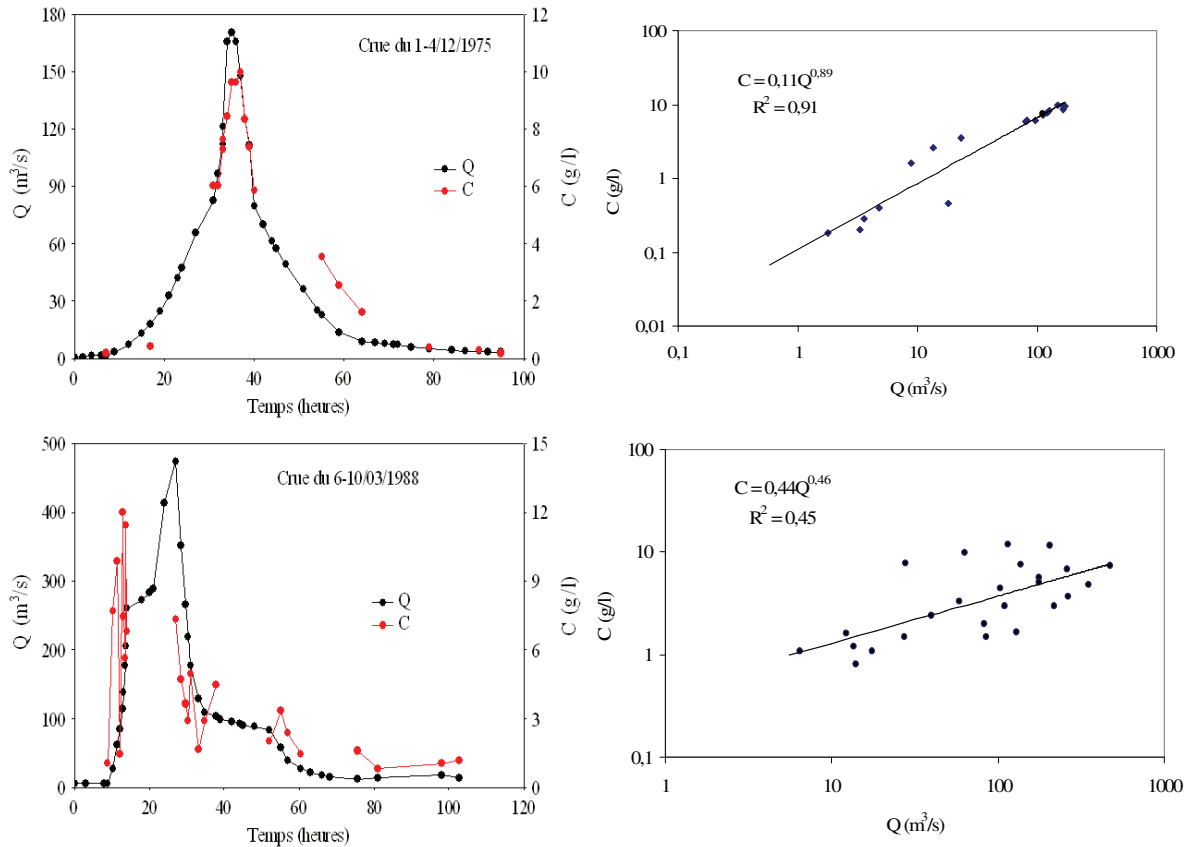


Fig. 38. Représentation graphique des débits et des concentrations sous forme de courbes (à gauche) et de relations non linéaires (à droite).

Les concentrations mesurées et calculées sont converties en crues journalières de 24 heures dont les débits moyens et les concentrations moyennes sont calculés. La distribution des écoulements ayant été prélevés pour les sédiments en suspension, en relation avec la distribution des débits journaliers continus, mérite d’être considérée.

Ceci est particulièrement important car quelques écoulements forts sont capables de transporter une quantité considérable de sédiments (Krishnaswany et al. 2001).

2.3- Relation concentration - débit

En l'absence d'appareils pour faire des prélèvements fréquents, nous avons été contraints d'utiliser la technique des courbes de transport solide afin d'estimer la charge solide transportée en suspension à partir des séries d'écoulement (Khanchoul et al., 2009). La courbe de transport solide est sous forme de graphe ou équation reliant le débit solide (Q_s) ou la concentration (C) et le débit liquide (Q). L'étude par Campbell et Bauder (1940) sur la rivière rouge du Texas est considérée comme le premier exemple de l'utilisation de la courbe aux Etats Unis d'Amérique. Le rapport de Miller (1951) a décrit l'analyse des charges solides de la rivière San Juan et a donné une évaluation plus détaillée de la technique, en introduisant la nécessité d'utiliser les saisons pour élaborer la courbe de relation $C - Q$, qui servirait à estimer le débit solide sur une longue période d'écoulement.

Depuis 1970, un grand intérêt est apporté à l'estimation du transport solide en suspension en appliquant la relation de $C - Q$. Les raisons sont nombreuses et diverses parmi lesquelles nous citons le transport des contaminants, le cheminement de la qualité des eaux, l'envasement des barrages, l'érosion et les pertes des sols (Walling, 197 ; Ferguson, 1986 ; Horowitz et al, 2001).

Lorsqu'on reporte sur un graphe les concentrations mesurées en fonction du débit écoulé à l'instant du prélèvement (Fig. 39), on observe une absence de relation nette entre concentration et débit. On note, cependant, une grande concentration du nuage de points à l'extrémité inférieure des deux coordonnées (abscisse et ordonnée) qui montre que tous les débits inférieurs à $100 \text{ m}^3/\text{s}$ ont une concentration inférieure à 5 g/l .

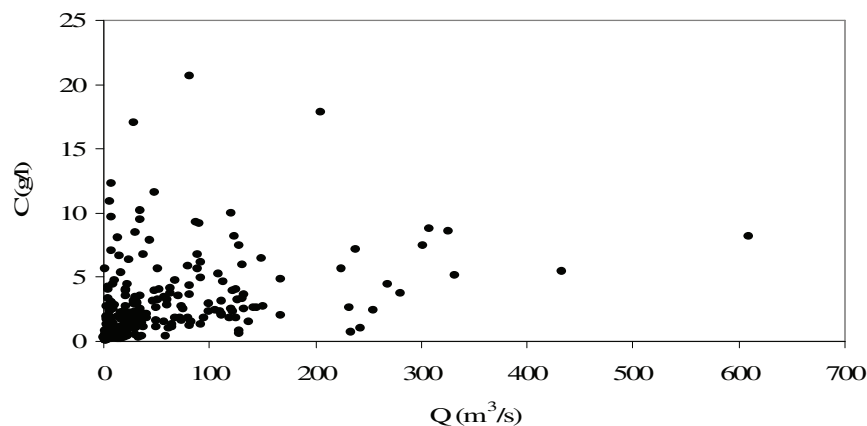


Fig. 39. Relation concentration-débit des données journalières.

La concentration des sédiments en suspension et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle de puissance $Y = aX^b$ (Etchanchu et al, 1986 ; Benkhaled et Remini, 2003 ; Khanchoul et al, 2008). Ce modèle peut sous-estimer le débit solide et c'est pour cette raison qu'il est possible d'utiliser un facteur correctif basé sur des considérations statistiques.

La méthode utilisée dans ce travail pour quantifier le transport solide est celle des classes des débits décrite par Verhoff et al, 1980 ; Walling et Webb, 1981. Ils ont démontré que cette méthode, basée sur le calcul des concentrations moyennes et des débits moyens, donne un ordre d'amplitude plus correcte de la charge solide. Par la suite, la méthode a été développée par Jansson (1985, 1997) et Khanchoul et al. (2007) pour aboutir à des courbes de transport solide plus fiables. Les individus des concentrations journalières et des débits liquides journaliers utilisés pour établir la courbe de transport solide sont au nombre de 290 mesures.

La procédure débute par le classement des individus mesurés et par leur regroupement ensuite en classes distinctes des débits liquides (suivant un tri croissant). La définition de l'intervalle de classe dépend de la base de données. Pour les débits faibles, l'intervalle de classe peut être étroit et devient progressivement large au fur et à mesure que la base de données contient moins de débits liquides aux valeurs élevées. Les concentrations en suspension et les débits liquides moyens correspondants à chaque classe sont calculés et introduits dans une régression (Fig. 40).

Suivant la construction des classes, deux options ont été adoptées afin de choisir la meilleure régression qui pourrait donner la meilleure prédiction.

Par définition, une ligne de régression devrait traverser toutes les valeurs moyennes (Yevjevich, 1972, p.233). Pour cela, il est impératif de représenter toutes les concentrations moyennes et les débits moyens dans un même graphe et de représenter la ligne de régression afin de déterminer le changement de direction possible de cette ligne à travers le nuage de points puis de choisir, par là, le meilleur ajustement possible.

Après élaboration de la régression appartenant aux données confondues, cette association des concentrations moyennes et des débits moyens peut être corrigée afin de réduire la sous-estimation du débit solide (Ferguson, 1986; Jansson, 1985, 1997). Miller (1984) avait proposé un facteur correctif défini par la formule suivante:

$$FC = \exp(0,5 \cdot \sigma^2); \quad \sigma^2 = 1 / N-1 * \sum [\ln(C_i) - \ln(C_i')]^2$$

σ^2 , C_i , C_i' sont la variance, la concentration moyenne respectivement mesurée et estimée.

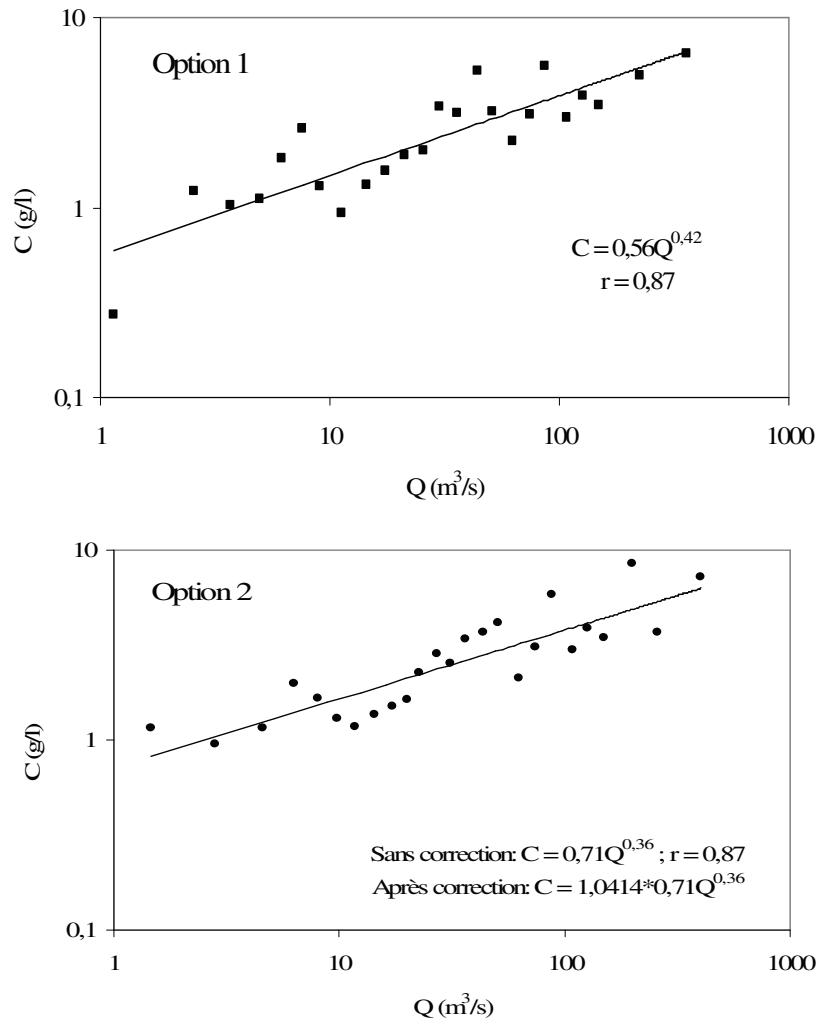


Fig. 40. Relation entre les concentrations moyennes des MES et les débits moyens en utilisant la méthode des classes des débits.

Finalement, les résultats des débits solides mesurés de l'ensemble des crues enregistrées seront comparés à ceux calculés. Les différences entre les valeurs mesurées et celles calculées peuvent être exprimée en pourcentage d'erreur de la forme suivante (Walling, 1977; Horowitz, 2001):

$$\text{Erreur (\%)} = \left(\frac{\text{valeur estimée du débit solide}}{\text{valeur mesurée du débit solide}} - 1 \right) \times 100$$

Une valeur négative indique une sous-estimation, alors que la valeur positive indique une surestimation relative à la valeur mesurée.

2.4- Relation débit solide (Qs) - débit liquide (Q)

L'utilisation de la courbe de transport solide débit solide (Qs) – débit liquide (Q) est une méthode utilisée depuis 1940 par les différents auteurs.

L'application de cette méthode dans notre cas est élaborée à l'échelle des débits moyens journaliers (série 1975/76-1998/99) (Fig. 41). Néanmoins, l'utilisation de cette méthode a été critiquée car le débit liquide est inclus, d'une part, dans la variable dépendante et, d'autre part, dans la variable indépendante de la relation $Q_s = f(Q)$. Ainsi, il donne un coefficient de corrélation élevé (Mc Bean et Al-Nasri, 1988). Cette interprétation a été contredite par un nombre d'auteurs (Nordin, 1990; Gilroy et al, 1990 ; Jansson, 1997).

En se basant sur le facteur correctif, ces auteurs ont démontré que les deux relations aboutissent à la même évaluation des débits solides où les variances des régressions sur les logarithmes des débits solides et celles des concentrations sont équivalentes (Khanchoul et al, 2009).

On note que le débit solide se calcule de la manière suivante :

$$Q_s \text{ (kg/s)} = Q \text{ (m}^3\text{/s)} \times C \text{ (g/l)}$$

Ou encore :
$$A_s \text{ (tonnes)} = \Sigma \frac{Q \text{ (m}^3\text{/s)} \times C \text{ (g/l)} \times T \text{ (secondes)}}{1000}$$

As étant l'apport solide et T le temps entre les valeurs de la concentration, mesurée et estimée.

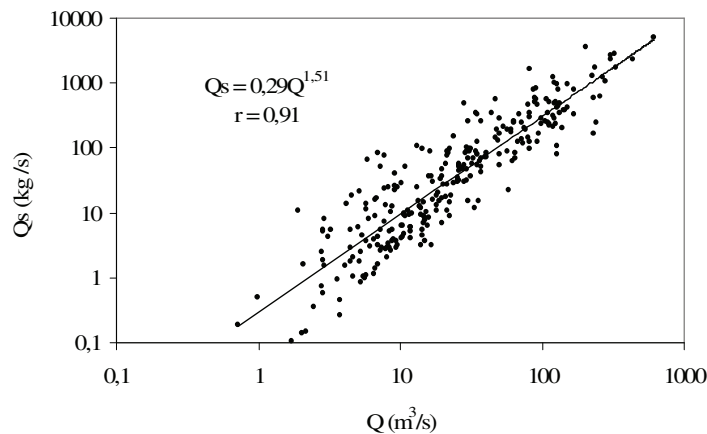


Fig. 41. Courbe de transport solide Q versus Q_s .

Le calcul de la charge solide à partir de l'équation de la régression illustrée dans la figure 41 a donné une valeur estimée de $4,34 \times 10^6$ tonnes. Cette valeur est inférieure à celle mesurée, qui est égale à $5,19 \times 10^6$ tonnes. En introduisant le facteur de correction (FC), égal à 1,053, la charge solide estimée devient égale à $6,64 \times 10^6$ tonnes ce qui implique qu'on a une

surestimation de cet apport solide. Face à cette situation, il est impératif d'utiliser la méthode des classes des débits avec les débits solides et les débits liquides journaliers (Fig. 42).

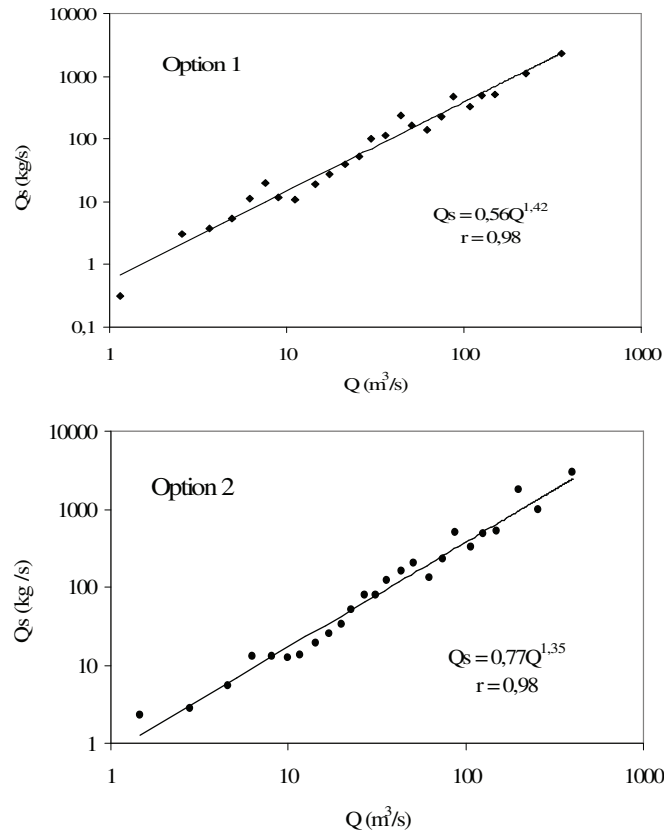


Fig. 42. Relation entre les débits solides et les débits liquides journaliers en utilisant la méthode des classes des débits.

3- Discussion

Les erreurs mentionnées dans le tableau 26 montrent que l'apport solide (tonne) calculé suivant l'option 1 implique une surestimation de 2,5%. L'utilisation des équations de l'option 2 pour les relations C-Q et Qs-Q présentent en général une amélioration significative de l'estimation. Dans le cas de la relation C-Q, la sous-estimation est réduite après l'utilisation du facteur de correction, de 3,85% à 0,06%. La correction de la relation Qs-Q impliquerait une surestimation de 4%.

Tableau 26. Comparaison des courbes de transports solides des apports estimés avec les apports calculés issus des concentrations mesurées.

A- Relation concentration – débit liquide

Apports solides	As (x10 ⁶ tonnes)	Erreur (%)	Correction As (x10 ⁶ tonnes)	FC	Erreur (%)
Apport mesuré	5,192				
Apport estimé (option 1)	5,32	+ 2,50	-	-	-
Apport estimé (option 2)	4,99	- 3,85	5,195	1,041	+ 0,06

B- Relation débit solide – débit liquide

Apports solides	As (x10 ⁶ tonne)s	Erreur (%)	Correction As (x10 ⁶ tonnes)	FC	Erreur (%)
Apport mesuré	5,192				
Apport estimé (option 1)	5,32	+ 2,47	-	-	-
Apport estimé (option 2)	5,15	- 0,81	5,40	1,049	+ 4,00

Il ressort des relations obtenues que la méthode des classes des débits a fourni de bons résultats où les valeurs des apports solides estimées sont proches des valeurs mesurées.

3.1- Variabilité interannuelle des apports solides

Les variations interannuelles des apports solides de la période 1975/76-1998/99 montrent une grande irrégularité, liées aux différentes conditions géomorphologiques telles que les précipitations, la lithologie, les pentes et l'occupation du sol.

Pour l'Oued Kébir Est, la dégradation spécifique moyenne annuelle, selon la relation C-Q, est égale à 871 T/km²/an ou 14,24x10⁶ tonnes.

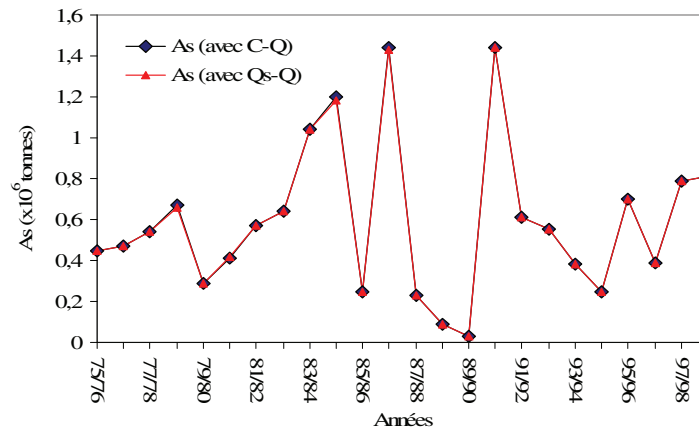
Ceci correspond à une précipitation moyenne annuelle de 747,09 mm et un écoulement moyen de 6,15 m³/s ou une lame d'eau annuelle écoulée de 284,66 mm. La dégradation spécifique moyenne annuelle estimée à partir de la relation Qs-Q est égale à 870 T/km²/an ou 14,22x10⁶ tonnes. Par ailleurs, on constate que la différence entre l'apport solide calculé de la relation C-Q et celui calculé de la relation Qs-Q est très négligeable. Ainsi, ce résultat confirme que les deux relations aboutissent à la même évaluation des charges solides.

Les charges solides les plus élevées qui transitent à la station de Ain Assel représentent 42% des valeurs supérieures à la moyenne annuelle.

Les charges solides de 1983/84, 1984/85, 1986/87 et 1990/91 ont pu fournir 36% de l'apport solide total de la période de 24 années (Fig. 43). Ces années présentent des coefficients d'écoulement élevés qui varient entre 52% (1984/85) et 69% (1986/87).

Les apports solides les plus élevés correspondent aux deux années hydrologiques 1986/87 et 1990/91 avec un total de $2,88 \times 10^6$ tonnes (4229 T/km^2).

A- Evolution annuelle des apports solides en utilisant les relations C-Q et Qs-Q.



B- Evolution annuelle des ruissellements et des précipitations.

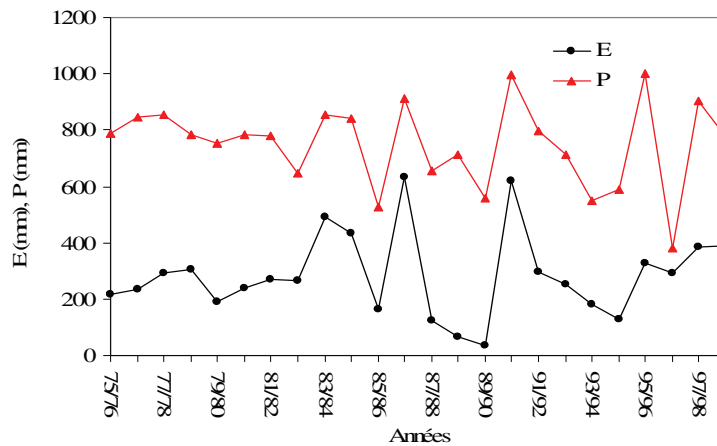


Fig. 43. Evolution annuelle des transports solides (As), des ruissellements (E) et des précipitations (P).

Les crues enregistrées du 12 au 25/02/87 et du 21 au 31/12/1990 ont fourni des charges solides de $0,32 \times 10^6$ tonnes et $0,31 \times 10^6$ tonnes pour des écoulements de $67 \text{ m}^3/\text{s}$ et $78 \text{ m}^3/\text{s}$.

Par ailleurs, ces deux crues ont produit respectivement 70,45% et 67,39% des apports solides totaux des deux années correspondantes 1986/87 et 1990/91.

3.2- Relation entre débit solide, ruissellement et précipitation

Suite à cette analyse annuelle de la dégradation dans le bassin versant étudié, il serait intéressant d'essayer de comprendre le fonctionnement hydrologique conditionné par les facteurs de l'érosion en recherchant une relation entre l'effet de l'érosion, à savoir les transports solides et un des facteurs essentiels constitués par la pluviométrie et l'écoulement qui est déduit des débits liquides mesurés. Les résultats obtenus se résument comme suit:

- La valeur du coefficient de corrélation entre les pluies et les transports solides spécifiques interannuels est égale à 0,57 (Fig. 44). Cette relation considérée comme assez faible mais significative avec un risque d'erreur de 5% (test de Student) montre que les points se disposent le long de la courbe à pente modérée dans le cas des séries en particulier, indiquant un accroissement plus au moins rapide des transports solides au delà d'un seuil pluviométrique de 700 mm. Dans cet oued, quelques valeurs, soit 42% de l'ensemble, se dispersent largement en dehors de l'intervalle de confiance défini par 0,95 et la bande de confiance est large.

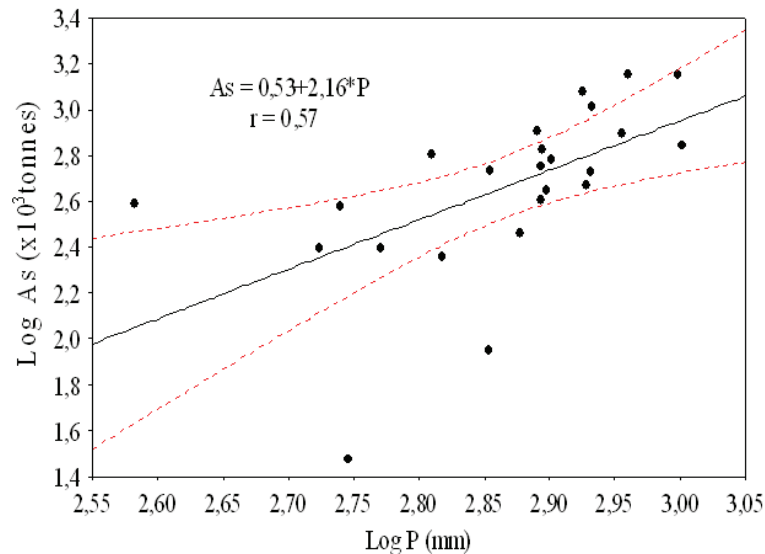


Fig. 44. Relation entre les transports solides et les précipitations.

- La valeur du coefficient de corrélation entre l'écoulement et les transports solides est très élevée ($r = 0,98$), il s'agit donc d'une relation très significative à 5% de risque d'erreur (Fig. 45).

La relation entre ces deux variables reflète fortement l'agressivité dans le temps des processus érosifs. Le régime d'écoulement est caractérisé par une période excédentaire et humide associée à une période active pour une dynamique érosive et par une période d'étiage

à faible érosion et à un approvisionnement insuffisant en matière fine. Il y a très peu de valeurs en dehors ou loin des lignes de l'intervalle de confiance. En outre, cette interaction parfaite a donné un très bon ajustement des points autour de la droite de régression et un rétrécissement de la bande de confiance.

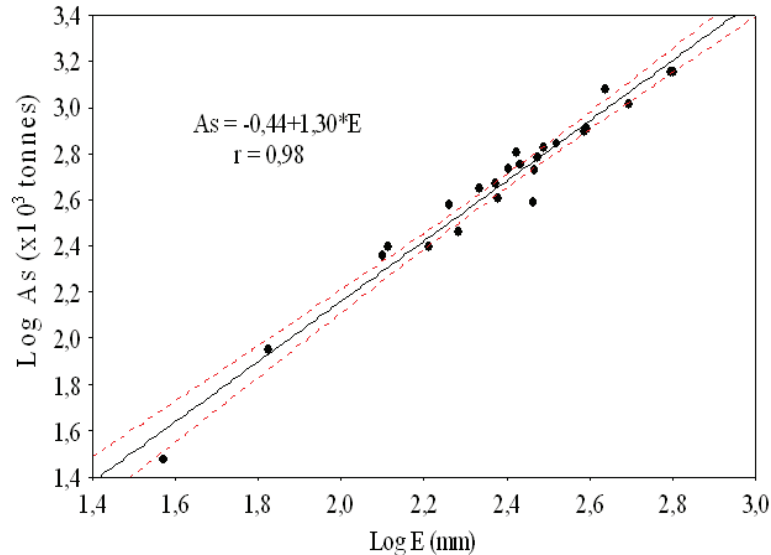


Fig. 45. Relation entre les transports solides et l'écoulement.

3.3- Variations mensuelles des charges solides

Les valeurs des dégradations spécifiques moyennes mensuelles des crues analysées dans le bassin de l'Oued Kébir Est sont généralement élevées en hiver et printemps. En effet, la somme des apports solides mensuels de Décembre à Mai dans le bassin représente 90% de valeur annuelle.

3.3.1- Automne

Cette saison se caractérise par des pluies de type orageux, généralement de courte durée avec fortes intensités. Ces averses sont dans la plupart du temps localisées dans l'espace et se produisent sur des sols secs. Les débits de pointe de ce type de crue peuvent être importants comme c'est le cas de la crue du 17-22/11/1976 (Fig. 46) et celle du 16-18/11/1982, avec des valeurs maximales des débits de 1272 m³/s et 494,38 m³/s.

Les précipitations étaient égales à 182 mm et 84 mm, ce qui donne des coefficients de ruissellement élevés de 77% (E = 141 mm) et 90,50% (E = 76 mm).

La crue du 17-22/11/1976 a pu fournir $0,58 \times 10^6$ tonnes et a contribué avec 43% de l'apport solide de cette saison automnale. La seconde crue a produit $0,30 \times 10^6$ tonnes de sédiments en suspension.

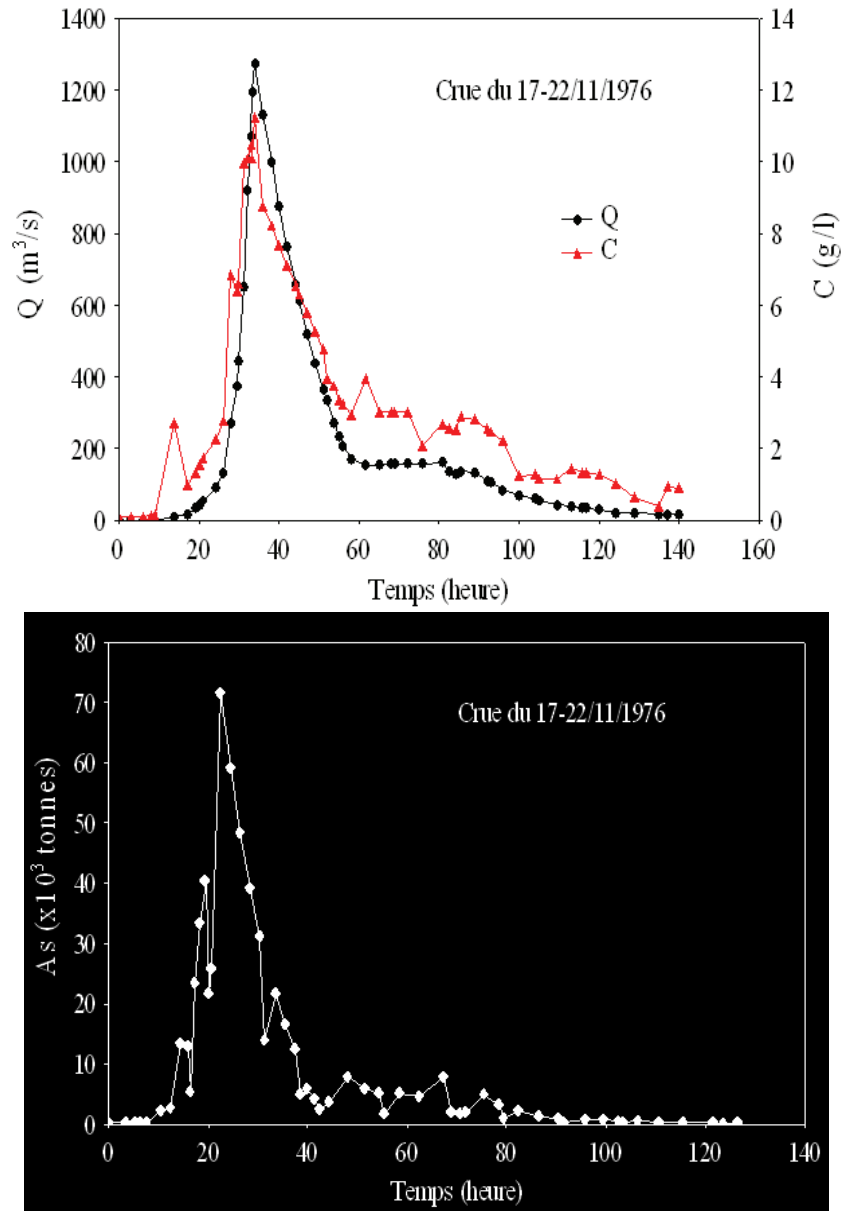


Fig. 46. Crue de Novembre 1976 avec : Courbes Q-C (en haut) et courbe des apports solides (en bas).

Les transports solides les plus élevés se rencontrent en Novembre avec une valeur de $1,24 \times 10^6$ tonnes. Les averses de type orageux de cette saison produisent des concentrations en sédiments assez considérables atteignant en pointe des valeurs de 12 g/l. La concentration moyenne de ce mois est trouvée égale à 3,14 g/l.

Dépourvus de végétation permanente sur de grandes étendues, les versants marneux et argileux réagissent brutalement à ces premières précipitations.

3.3.2- Hiver

Les pluies de la saison hivernale couvrent souvent des régions plus larges et sont régulières avec des intensités modérées à fortes (supérieures à 29 mm/24 heures). Elles produisent plus d'écoulement que les pluies de la saison automnale. En effet, la période de l'hiver est caractérisée par des coefficients d'écoulement moyens mensuels supérieurs à 41% et peuvent atteindre 69% en Février (Tableau 27).

Tableau 27. Variations mensuelles des précipitations, coefficients d'écoulement, concentrations et des apports solides dans le bassin versant étudié.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
1	31,93	71,42	114,61	114,59	108,29	89,86	78,67	75,27	39,82	15,79	4,22	5,44
2	1,24	4,82	21,16	41,64	53,33	68,90	50,48	41,20	33,81	6,50	5,22	0,64
3	1,16	1,94	3,14	3,67	3,23	2,92	2,89	3,01	2,73	0,67	0,43	0,23
4	0,008	0,11	1,24	2,86	3,05	2,95	1,88	1,53	0,60	0,01	0,002	0,0001

1- précipitations moyennes mensuelles; 2- coefficients d'écoulement; 3- concentrations moyennes mensuelles; 4- apports solides ($\times 10^6$ tonnes).

Ces écoulements qui commencent à devenir progressivement importants à partir de Décembre se produisent sur des sols saturés et imperméables. En effet, dans ces conditions, le ruissellement se fait simultanément sur les deux branches de la crue et se traduit par des crues violentes et dangereuses présentant des hydrogrammes à très fort débit de pointe.

L'analyse des charges solides a révélé que cette saison a fourni les plus forts flux en sédiments en suspension dont ils représentent 62% des apports solides moyens annuels. L'apport solide de cette saison hivernale a atteint $8,86 \times 10^6$ tonnes ($13010,28 \text{ T/km}^2$).

En se basant sur les crues enregistrées, nous constatons que les mois de Janvier et Février fournissent les plus forts débits solides dont les concentrations en suspension moyennes mensuelles dépassent 2,90 g/l. Bien que le mois de Décembre fournisse une charge solide légèrement inférieure à celle de Janvier et Février, sa concentration en suspension est supérieure à celles des deux autres mois. Ceci témoigne de l'agressivité de l'érosion et de la mobilité de la matière fine en Décembre. La crue du 29/12/84 au 5/01/1985 est un des meilleurs exemples de la production hydrosédimentaire du mois de Décembre (Fig. 47).

Cette crue a fourni $0,58 \times 10^6$ tonnes de charge solide pour un débit moyen de $140,39 \text{ m}^3/\text{s}$, une pluie de 205 mm et une concentration moyenne de 6 g/l.

En outre, elle correspond à une hystérésis positive ou une boucle dans le sens des aiguilles d'une montre (classe II) où le pic de la concentration en suspension (C), égal à 12,24 g/l, arrive à la station hydrométrique avant le pic du débit liquide (Q), estimé à 370,45 m³/s (Williams, 1989). La boucle dans le sens des aiguilles d'une montre a tendance à se produire plus au début de la saison des pluies de type torrentiel. Ceci est dû à la disponibilité des sédiments produits sur des sols nus sans protection végétale permanente.

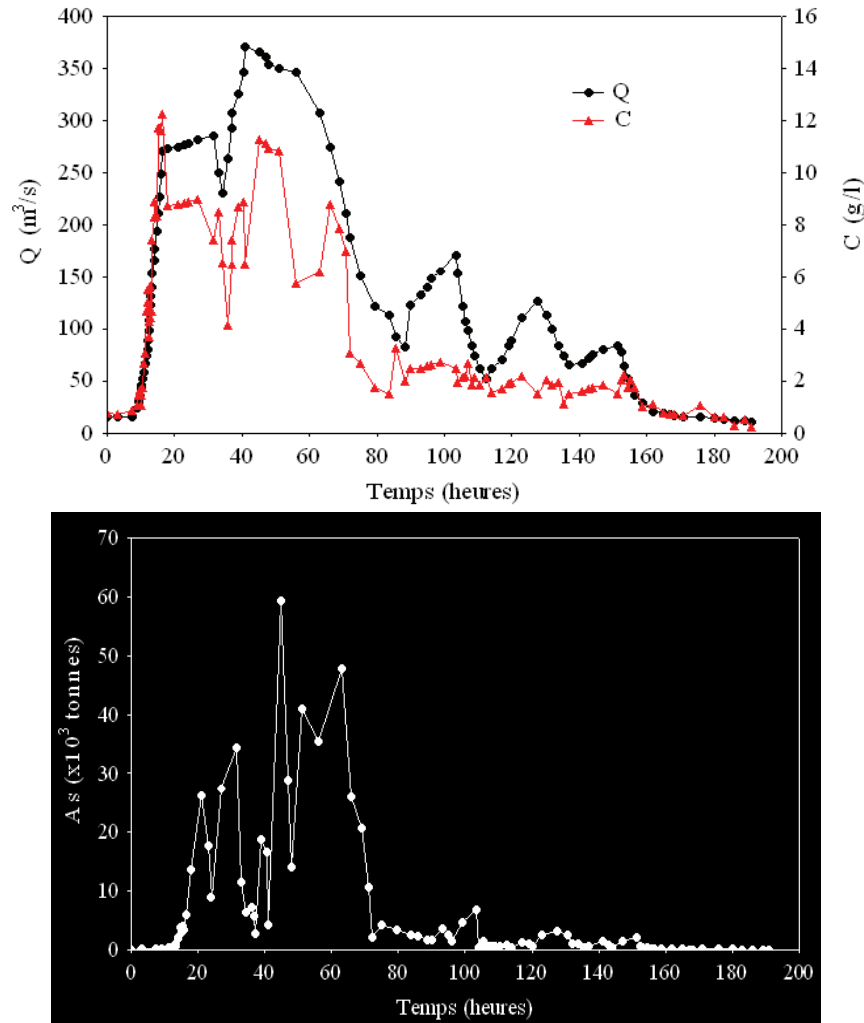


Fig. 47. Crue du 29/12/1984 au 5 Janvier 1985 avec : courbes Q-C (en haut) et courbe des apports solides (en bas).

Dans l'ensemble, ce sont les crues de Décembre, Janvier et Février qui ont transporté les plus forts apports solides et liquides. Nous pouvons déduire que les transports solides élevés pourraient s'expliquer par la conjugaison de diverses conditions favorables telles que : La présence d'une couverture végétale protectrice non suffisante, la puissance de

l'écoulement qui a engendré un CE > 41%, et ce malgré la saturation du sol ainsi qu'un décapage des surfaces érodables et des sapements de berge. Cette situation tend à accélérer le développement des mouvements de masse en bordure des cours d'eau.

3.3.3- Printemps

Cette saison se distingue par des écoulements encore assez forts, surtout en Mars et Avril dont les valeurs du coefficient d'écoulement dépassent 40%. Cependant, nous remarquons une baisse de plus de 50% des apports solides en suspension par rapport à l'hiver. L'Oued Kébir Est a fourni dans cette saison $4,00 \times 10^6$ tonnes (5873,71 T/km²) de sédiments en suspension. La charge solide a atteint son maximum en Mars dont elle contribue avec 47% de l'apport solide de la saison alors que le minimum est observé en Mai (Tableau 27).

Bien que la concentration en suspension reste relativement élevée, nous assistons, dans l'ensemble, à une diminution de cette matière fine à partir du mois de Février. Cette réduction des transports solides est essentiellement liée à la couverture herbacée et les cultures qui réduisent considérablement la mobilisation des matériaux fins sur les versants. Nous pouvons ajouter aussi la réduction des pluies à forte intensité comparée à la saison hivernale.

Nous illustrons dans le tableau 28 les plus importantes crues de la saison printanière dont nous disposons de prélèvements de la concentration en suspension. Les crues du 21-22/04/1977 et du 31/03-2/04/1983 appartiennent à classe III (hystérésis négative) dont la boucle est dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (Fig. 48) ; c'est-à-dire le pic de la concentration en suspension (C) précède le pic du débit liquide (Q). Ceci s'explique par l'existence d'une certaine quantité de sédiments qui restait mobilisable, due à une dynamique érosive tardive (Williams, 1989).

Tableau 28. Représentation de quelques crues importantes dans les oueds étudiés.

Date de la crue	Q (m ³ /s)	Qp (m ³ /s)	C (g/l)	Cp (g/l)	E (mm)	P (mm)	As (x10 ⁶ tonnes)
21-22/04/1977	187	713	8,01	14,20	48	67	0,26
6-7/03/1982	200	369	2,58	5,85	51	46	0,09
Du 31/03/ au 02/04/1983	60	416	4,67	8,78	21	31	0,07

Q : Débit moyen,
 Qp : Débit de pointe,
 C : Concentration moyenne,
 Cp : Concentration de pointe,
 E : Lamme d'eau écoulée,
 P : Pluie,
 As : Apport solide.

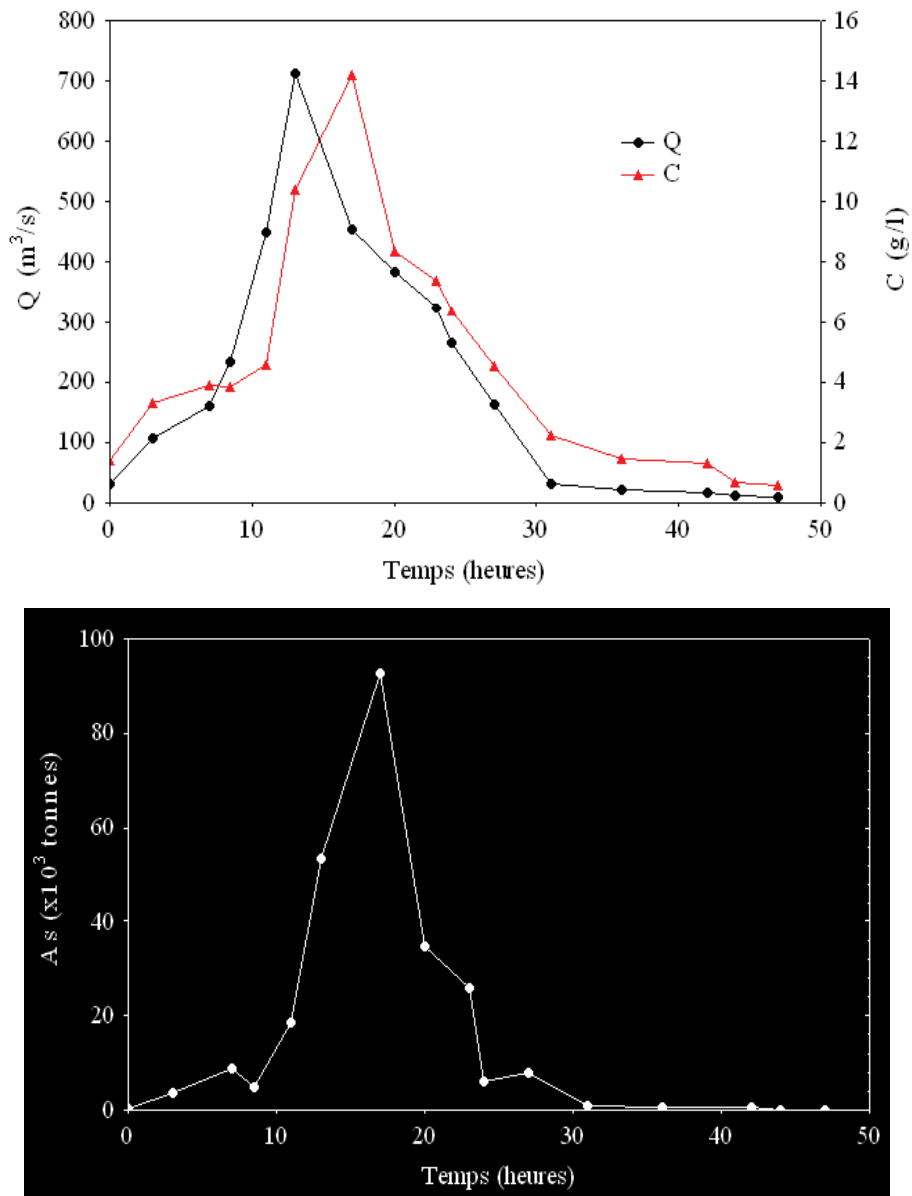


Fig. 48. Crue du 21-22/04/1977 avec : courbes Q-C (en haut) et courbe des apports solides (en bas).

3.3.4- Eté

Les mois d'été de Juin à Août sont secs et l'évapotranspiration est élevée. De ce fait, cette saison montre les plus faibles valeurs des transports solides même si le coefficient d'écoulement est souvent assez élevé (Tableau 27). La valeur la plus élevée de la charge solide est enregistrée en juin avec $0,01 \times 10^6$ tonnes. Les concentrations en suspension varient entre 0,23 et 0,67 g/l.

Conclusion

Les transports solides en suspension reflètent dans une certaine mesure, l'importance de la dégradation dans un bassin donné. Les mesures effectuées dans le bassin versant étudié sont très discontinues, ce qui nous a amené à utiliser des relations entre la concentration et le débit liquide pour chaque crue afin de combler le manque de données des matières en suspension.

L'estimation des débits solides a été élaborée en utilisant la méthode des classes des débits pour en déduire la moyenne de la concentration et du débit correspondant à chaque classe et d'en faire une analyse de régression (courbe de transport solide).

L'analyse des apports solides indique un approvisionnement important de la matière fine dans l'Oued Kébir Est. Souvent les transports solides les plus importants sont ceux qui résultent lors des débits très élevés, et surtout lors des crues violentes.

Cependant, les conséquences sont importantes notamment quand il s'agit de secteurs où prédominent les affleurements vulnérables tels que les argiles et les marnes. L'analyse morphométrique a montré que la plupart des sous-bassins des oueds Bougous et Ballauta sont fortement touchés par l'érosion, et sont donc de bonnes sources des transports solides en suspension.

L'examen des crues journalières nous informe sur le fait que les quantités de transports solides plus importantes sont évacuées pendant les saisons hivernale et printanière, plus particulièrement entre Décembre et Avril. Les apports solides durant le mois de Novembre sont également à considérer car ils sont plus accrus que ceux du mois de Mai et sont proches de ceux d'Avril.

CHAPITRE VI

**IDENTIFICATION DES ZONES SENSIBLES
A L'EROSION**

Introduction

Les processus de fragmentation et de météorisation fournissent des débris de taille variée qui peuvent être mobilisés et déplacés. Les processus de transport sont l'eau et le vent.

L'eau liquide est un agent de transport azonal, qui agit sous tous les climats selon des modalités spécifiques en fonction du contexte climatique qui justifie d'inégales quantités d'eau disponibles et des couverts végétaux (Mietton et al., 1998, chap. 2). La topographie, les roches, les formations superficielles et les sols jouent aussi un rôle considérable.

Le ruissellement est divers dans ses origines, ses modalités et les formes d'érosion associées. Du ruissellement diffus, il est possible de passer au ruissellement concentré dans des griffures, des rigoles et des ravines qui peuvent, par la suite, alimenter l'écoulement des oueds. Les ruissellements sont susceptibles de conduire à des mouvements de masse sous l'effet des sapements de berge.

L'évaluation des risques d'érosion des sols du bassin versant nécessite la cartographie et l'analyse des nombreux facteurs intervenant dans le processus érosif : L'agressivité des précipitations, la pente, la lithologie, le couvert végétal et les pratiques culturales. Chaque facteur présente un comportement différent d'une zone à l'autre du bassin versant. On aboutit ainsi à une multitude de données à cartographier, stocker, structurer et traiter de manière rationnelle.

1- Principaux facteurs d'érosion

Afin de réaliser une cartographie des zones potentiellement productrices de matériel sédimentaire, il convient de fournir un aperçu sur les facteurs qui conditionnent les modalités et les rythmes de l'érosion : L'agressivité des pluies, l'érodibilité des sols et des roches, la topographie et le couvert végétal.

L'érosion des sols se développe lorsque les eaux de pluie, ne pouvant pas s'infiltrer dans le sol, ruissellent sur les versants en entraînant les particules de terre. Ceci apparaît soit lorsque l'intensité des pluies est supérieure à la capacité d'infiltration de la surface du sol, soit lorsque la pluie touche une surface partiellement ou totalement saturée par une nappe. Ces deux types de ruissellement peuvent donner, d'une part, une érosion aréolaire par ruissellement diffus et/ou en rigoles et, d'autre part, une érosion linéaire par ruissellement concentré.

1.1- Agressivité des pluies

L'érosivité du climat dépend essentiellement des caractéristiques des précipitations, car elles conditionnent les modalités de l'érosion : Saisonnalité des pluies, fréquence et intensité des orages. En effet, les pluies déclenchent les phénomènes de destruction des agrégats du sol nu sur les versants et le ruissellement assure le transport des particules détachées (Ellison, 1945). Ainsi, les précipitations jouent manifestement un rôle important dans le déclenchement des processus géomorphologiques relevant de l'érosion hydrique.

Il n'y a ruissellement que lorsque la vitesse avec laquelle la pluie arrive au sol est plus importante que la vitesse avec laquelle l'eau entre dans le sol. Autrement dit, le ruissellement est la différence entre l'intensité de la pluie et le taux d'infiltration d'eau dans le sol ($R = P - I$, en mm h^{-1}). Les études sur le ruissellement font souvent référence au « coefficient de ruissellement ».

L'intensité de la pluie est une caractéristique importante de la pluie : D'une part, elle joue sur le débit du ruissellement, et donc sur le détachement et la capacité de transport de l'écoulement, d'autre part, elle influence directement le détachement du sol par le splash. Puisque les gouttes de pluie à forte intensité ont tendance à être plus grosses que les gouttes de pluie à faible intensité, la pluie totale est la deuxième caractéristique importante puisque la quantité de sédiments érodée dépend du débit et de la concentration en sédiments.

Plus le débit est important, plus la quantité de terre exportée est importante. Une pluie de 80 mm déplacerait approximativement 2 fois la quantité de sédiments que n'en déplacerait une pluie de 40 mm, à intensité égale (ce qui est rarement le cas, puisque les grosses pluies ont souvent une intensité moyenne plus forte et déplacent donc beaucoup plus de sédiments car l'impact de l'intensité s'ajoute à celle de la pluie totale).

1.2-Vulnérabilité des roches et érodibilité des sols

Nous opposerons, en première approche, les roches des formations meubles et les roches cohérentes. Les premières seront directement érodables, dès lors que les conditions favorables seront réunies (couvert végétal absent ou clairsemé, entrée en action d'un agent d'érosion, topographie,.....etc). Les marnes et les argiles seront livrées à l'érosion hydrique.

A l'inverse, les calcaires ou les affleurements de grès ne pourront être érodés que si le matériel est préparé par l'altération à travers les fissures et les diaclases.

L'érodibilité du sol est une mesure de la facilité avec laquelle le sol est érodé. Certains sols résistent bien à l'érosion, d'autres beaucoup moins.

L'érodibilité du sol dépend surtout de sa « stabilité structurale ». La stabilité structurale est une propriété qui se mesure par un tamisage dans l'eau et constitue un indice de la résistance à la désagrégation d'un sol. C'est une mesure de la cohésion des agrégats et de leur capacité à ne pas se désagréger sous l'effet de la pluie. La stabilité structurale dépend des propriétés qui donnent une cohésion au sol dont on cite la texture, la structure et de la matière organique contenue dans le sol.

Wischmeier a proposé d'étudier l'érodibilité du sol au champ, dans des conditions standards qui servent de référence en tous points du globe.

Pour cela Wischmeier a utilisé l'indice d'érodibilité du sol (K), qui est de la forme:

$$K = \frac{E}{R \times 2,24}$$

Où :

E : Erosion en t/ha/an,

R : Indice d'agressivité climatique.

1.3- Topographie

La topographie influence l'énergie du ruissellement superficiel et le développement de l'érosion, du moins lorsque le sol est nu ou peu couvert par la végétation. Les terrains montagneux avec une altitude et un relief excessifs sont connus comme étant des régions pouvant produire anormalement des quantités élevées de transports solides, particulièrement là où les roches sont vulnérables (Hadley et Schumm, 1961 ; Ahnert, 1970) ou récemment affectées par une perturbation tectonique (Li, 1976).

Les principaux éléments topographiques qui interviennent dans les phénomènes de l'érosion sont l'inclinaison et la longueur de la pente. L'inclinaison de la pente est sûrement l'aspect topographique le plus important. Elle joue moins sur des pentes très courtes (quelques mètres) que sur des pentes plus longues puisque le ruissellement a besoin d'une certaine distance pour atteindre sa vitesse d'écoulement maximale. Le débit, et surtout la vitesse d'écoulement, détermine à quel moment une rigole va se creuser. La vitesse dépend d'une part, de la rugosité du sol et, d'autre part, de l'inclinaison de la pente, comme le montrent les équations de Chezy (1769) et Manning (1889). La transition entre érosion diffuse et érosion linéaire est donc en partie déterminée par l'inclinaison de la pente.

$$\text{Chezy (1769) : } v = C (RS)^{0.5};$$

$$\text{Manning (1889): } v = k ((R^{2/3} * S^{0.5}) / n).$$

Avec :

- C : Coefficient de rugosité de Chezy ;
- n : Coefficient de rugosité de Manning ;
- v : Vitesse moyenne de ruissellement, R : Rayon hydraulique,
- S : Pente ; k : 1 en unités SI.

En ce qui concerne la longueur des versants, plus le versant est long, plus le ruissellement superficiel peut s'accumuler, se concentrer et atteindre une vitesse d'écoulement suffisante pour transporter des matériaux du sol. Toutefois, la longueur de la pente n'est pas tout à fait indépendante du couvert végétal, des techniques culturales et des conditions climatiques. Wischmeier et Smith (1960) ont proposé un abaque qui traduit les influences de la longueur et de la pente selon la formule suivante :

$$SL = \frac{\sqrt{L}}{100} \times (0,76 + 0,93 S + 0,076 S^2)$$

Où :

L : longueur de la pente exprimée en pieds (1 pied = 0,3048 m) ; S : pente en %.

En fonction de la pente et de la longueur, Zingg a remarqué qu'en doublant la longueur de la pente, l'érosion a augmenté de 3,03 fois avec :

$$X_c = 0,0025 \times L^{1,53}$$

Où : X_c : perte en terre ; L : longueur de la pente (pied).

1.4- Occupation du sol

Elle est, de loin, le facteur le plus important. La végétation vivante protège la surface du sol de l'impact des gouttes de pluie, et donc du détachement par le splash. Les tiges et les troncs forment des obstacles qui ralentissent la vitesse du ruissellement, ce qui réduit le détachement par le ruissellement ainsi que sa capacité de transport. Les racines forment un réseau près de la surface qui tient le sol en place, augmentant ainsi sa résistance au détachement. Les feuilles mortes et débris végétaux protègent la surface de l'impact des gouttes, ralentissent le ruissellement, et ajoutent de la matière organique au sol, ce qui le rend plus résistant à l'érosion.

La relation entre végétation et érosion n'est pas simple :

- Elle dépend, d'une part, de la densité du couvert végétal. L'effet protecteur d'une culture agricole n'est souvent pas efficace avant environ 40-50% de couvert végétal et il y a peu de différence au-delà de 80-90%.

- Elle dépend, d'autre part, du type de végétation : Des plantes à feuillage haut sont moins efficaces parce que les gouttes d'eau qui tombent des feuilles ont le temps d'atteindre une vitesse presque égale à celle de la pluie. Même la forme de la feuille peut jouer en altérant la taille de la goutte qui tombe au sol (l'énergie cinétique d'une goutte qui tombe à la surface est approximativement proportionnelle à mv^2 , où m = masse et v = vitesse). Des feuilles qui concentrent l'eau à leur surface pour agrandir la taille des gouttes peuvent en effet provoquer une érosion sous la couronne si le sol est nu.

D'une façon générale, la densité de la couverture végétale permet de déterminer l'existence d'un ruissellement. Jusqu'à 70% de couverture végétale, l'eau ruisselle en grande partie (ruissellement diffus ou concentré). Au delà, l'eau percole et ne ruisselle plus, sauf s'il y a saturation des sols (Rey et al, 2004).

2-Formes de l'érosion

La gamme des processus d'érosion est très variée et inégalement dispersée dans l'espace. L'évolution des formes est souvent rapide et s'accompagne par une instabilité de certains versants. Ravinements et mouvements de masses se développent et prennent des dimensions variées, parfois très grandes dans certaines conditions précises.

2.1-Ruissellement diffus

Les versants exposés au Nord où se développe un couvert végétal consistant sous forme de forêt ou de maquis, même sur des pentes assez fortes (> 17%), se distinguent par un ruissellement diffus embryonnaire n'empêchant pas la pédogenèse. C'est le cas des surfaces couvertes de parcours et de maquis qui occupent souvent les parties sommitales des reliefs gréseux.

L'exposition vers le Sud des versants les prive d'une humidité importante et les expose à l'ensoleillement et au dessèchement. Cette situation ne favorise pas l'altération et, par conséquent, empêche le développement du sol qui joue le rôle de tampon. De ce fait, les versants évoluent par décapage qui peut atteindre des stades plus avancés de l'érosion linéaire. Ce type de ruissellement est observé un peu partout dans le bassin étudié, et plus particulièrement sur les versants aux pentes supérieures à 15%. Ce ruissellement diffus par décapage se développe là où affleurent les roches vulnérables sous maquis clairsemé.

L'action principale de ce phénomène consiste en un transport plus ou moins durable des particules fines, essentiellement des argiles, des limons mais aussi des graviers.

2.2- Erosion linéaire

Le ravinement élémentaire intervient par une dégradation superficielle et conditionné par certaines conditions géomorphologiques (lithologie et topographie). Il apparaît sur les formations érodables à pente moyenne (5-15%), à la suite de pluie violente. Ces formes commencent en rigoles peu profondes (10-15 cm), se développant surtout sur les champs labourés dans le sens de la pente qui peuvent se transformer en ravinement concentré, proprement dit, à mi-pente pour donner les talwegs d'ordre 1 et à des ravins en bas de pente.

Le ruissellement concentré est omniprésent sur tous les versants drainés par les chaâbets. En effet, les chaâbets se développent dans les zones moins armées où les pentes sont assez élevées. En se référant au nombre des talwegs des ordres inférieurs, nous constatons que les surfaces gréseuses et argileuses du sous-bassin de l'Oued Bougous montrent la plus importante répartition du ruissellement concentré (Fig. 49 et Photo 1).

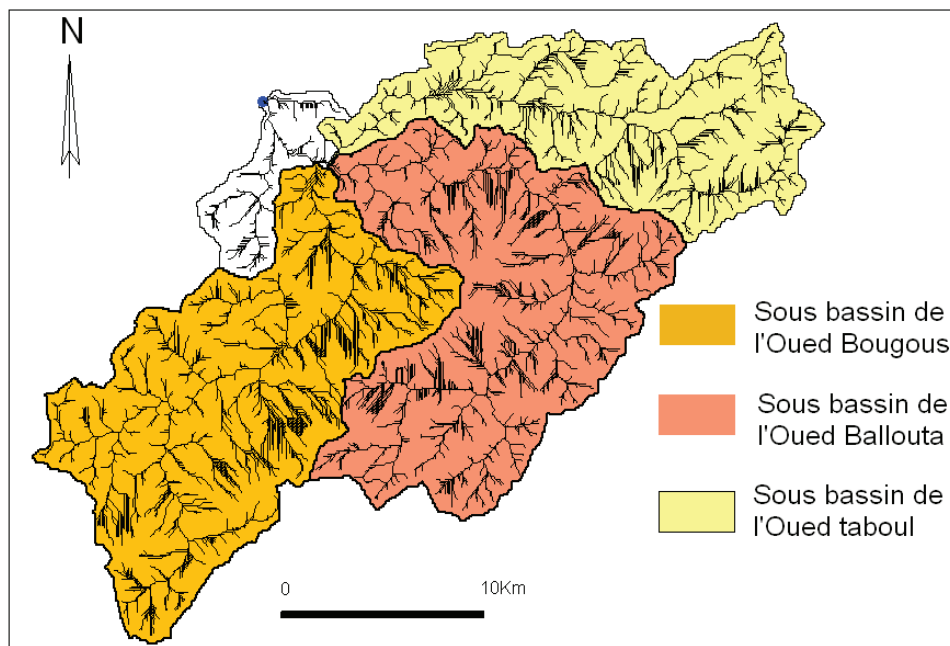


Fig. 49. Carte du réseau hydrographique présentant l'érosion linéaire.

Les ravins prennent différents aspects et deviennent particulièrement redoutables dans certains terrains à forte pente et quand les précipitations se prolongent et sont de forte intensité. Ce sont essentiellement dans les formations homogènes, constituées de roches tendres et moyennement résistantes qu'on les observe aisément.

C'est ainsi que, dans les zones vulnérables, s'étend tout un réseau d'entailles assez profondes, généralement rectilignes et ponctuées de temps en temps par des chaâbets comme

le souligne l'exemple de l'Oued Bougous (avec un substrat argileux et marneux) qui est profondément encaissé dans le piémont de Djebel Rhorra.



Photo 1. Représentation du ravinement en amont du village de Bougous.

2.3- Mouvements de masse

Les mouvements de masse marquent souvent une évolution très avancée, voire irréversible. En effet, ils sont particulièrement fréquents dans les secteurs marneux et argileux très humides. Ils trouvent, dans les versants modelés par la solifluxion souvent ancienne, un terrain de prédilection. Ce sont des accidents de tailles variées, de quelques mètres à quelques kilomètres parfois. Les versants atteints par ces mouvements de masse présentent un paysage chaotique. C'est une succession de replats, d'abrupts et de contre-pentes isolant des dépressions fermées (Sari, 1977). Ils affectent à la fois les sols et les formations détritiques.

Les glissements en planche sont liés à un sapement de l'oued à la base des versants aux roches tendres. Les formes de glissement sont assez répandues dans le bassin. Ils sont remarquables dans les formations argilo-gypseuses et les flyschs. Les glissements sont plus souvent en planche ou en masse et c'est le cas de l'Oued Bougous qui présente au mieux ces formes d'érosion (Photo 2).



Photo 2. Processus du sapement de berge (photo en haut) et du glissement de terrain résultant de ce processus (photo en bas) dans l'Oued Kébir Est.

Parfois, une partie de la basse terrasse est emportée soulignant le rôle du sapement de berge à provoquer le déséquilibre du versant (Photo 2). Même sur les formations gréseuses, des glissements peuvent intervenir, là où le soubassement est plutôt argileux et c'est le matériel superficiel meuble qui se déplace.

3- Spatialisation de la sensibilité des terrains à l'érosion

Les facteurs de l'érosion pris en considération pour la cartographie des zones sensibles concernent les caractères physiques du bassin : Topographie, lithologie et occupation du sol.

Les connaissances sur les formes de l'érosion sont indispensables pour la réalisation des cartes surtout lorsque les zones de contact entre les cartes fournissent des interprétations contradictoires. En fonction des informations recueillies, trois classes en relation avec l'érosion sont sélectionnées et déterminent des niveaux croissants de sensibilité des terrains à l'érosion. Pour chaque facteur de l'érosion, est réalisée une carte de sensibilité potentielle.

La réalisation des cartes, a été effectuée à l'aide du logiciel MapInfo, outil indispensable pour faire ressortir les zones sensibles à l'érosion

Pour le facteur topographique, nous avons distingué trois classes de sensibilité à l'érosion (Fig. 50):

- Classe des pentes à sensibilité réduite : Pentés de 0 à 3%,
- Classe des pentes à sensibilité moyenne : Pentés de 3 à 10%,
- Classe des pentes à grande sensibilité : Pentés supérieures à 10%.

Ces classes de sensibilité à l'érosion ont été adaptées aux différentes régions de la carte des pentes (Fig. 50).

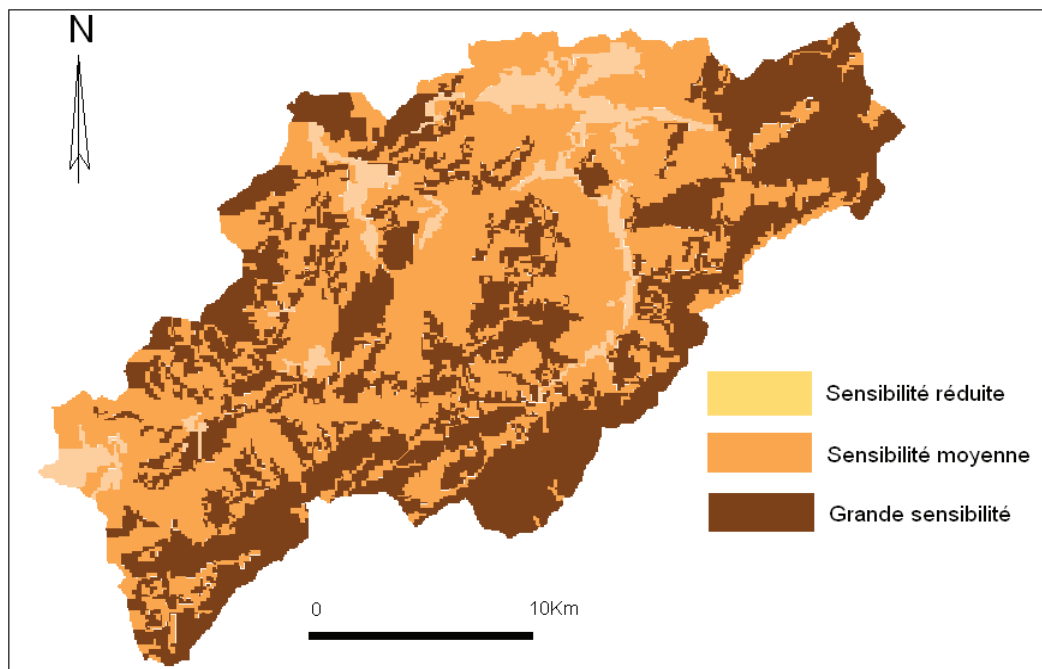


Fig. 50. Répartition des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de la topographie du terrain.

De même, il a été possible de décomposer la sensibilité à l'érosion des formations lithologique qui existent sur le site de Kébir Est, en trois classes de sensibilité (Fig. 51) :

- Classes à sensibilité réduite : Calcaires et grès,
- Classes à sensibilité moyenne : Intercalations de grès et argiles, calcaires marneux, marno-calcaires, conglomérats argileux,
- Classes à grande sensibilité : Argiles, marnes et les formations quaternaires (alluvions et colluvions).

Les formations lithologiques représentées la carte lithologique de la figure 51 sont résumées selon ces trois classes de sensibilité.

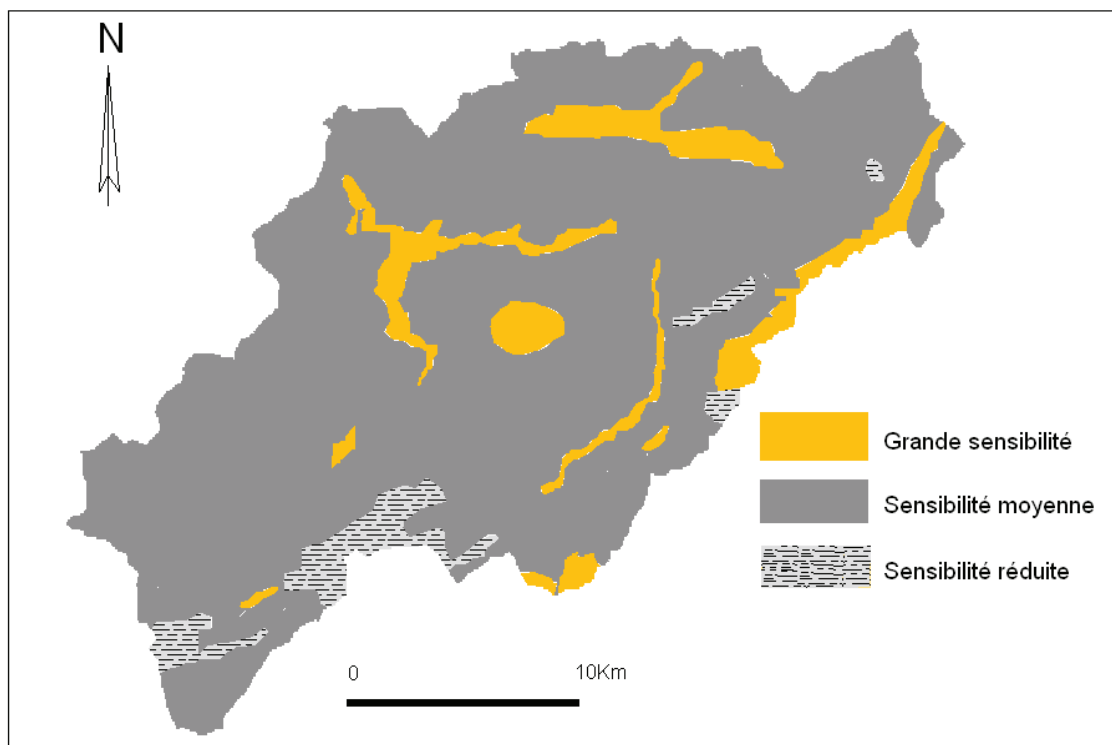


Fig. 51. Répartition des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de la lithologie.

A partir de la carte de l'occupation du sol, les classes de sensibilité retenues sont les suivantes :

- Classes à sensibilité réduite : Forêt et maquis denses, parcours denses, et tissu urbain,
- Classes à moyenne sensibilité : Maquis dégradés et parcours clairsemés,
- Classes à grande sensibilité : Zones de cultures et sols nus.

L'ensemble de la couverture végétale est traité sur la carte de l'occupation du sol, précédemment analysée (Fig. 52).

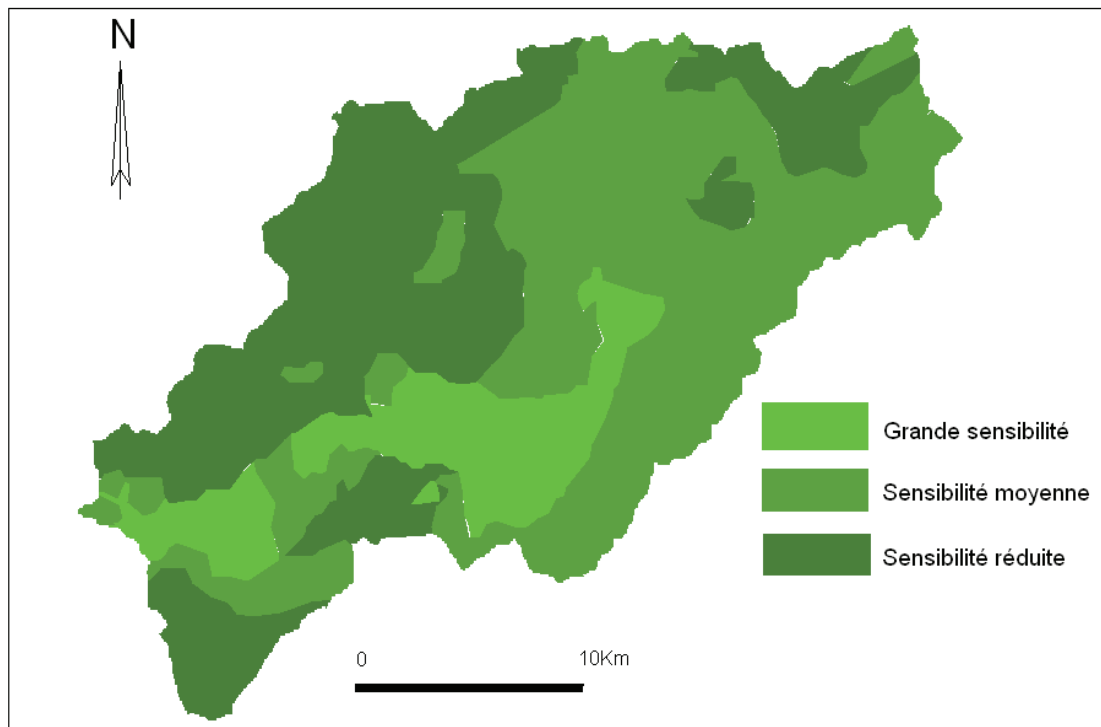


Fig. 52. Représentation des classes de la sensibilité à l'érosion en fonction de l'occupation du sol.

3.1- Localisation des zones sensibles à l'érosion

La délimitation des zones sensibles à l'érosion a été conçue grâce à la méthode des croisements des cartes thématiques (cartes de l'occupation du sol, carte des pentes et carte lithologique) à l'aide du système d'information géographique MapInfo.

Les cartes issues d'un croisement d'un couple de cartes contiennent l'ensemble des informations que possèdent chacune des cartes. En général, l'interprétation de ces cartes s'effectue sous forme de combinaisons logiques entre les paramètres qui reflètent le degré de sensibilité pour chaque couple de carte qui va faire l'objet d'un croisement.

Les paramètres utilisés pour l'identification des zones peuvent être de type caractère ou numérique. En ce qui nous concerne, nous avons procédé par introduction des indices numériques correspondants aux différents degrés des classes de sensibilité. Puisque que nous disposons de 03 degrés de sensibilité (réduite, moyenne et grande), nous avons opté pour des indices numériques ayant des valeurs d'ordre proportionnel au degré de sensibilité allant de 1 à 3. Ces indices ont été attribués aux différentes régions des cartes thématiques correspondant à leur degré de sensibilité. (Tableau 29).

Tableau 29. Les indices de sensibilité des cartes thématiques.

Classe de sensibilité	Indice
Réduite	1
Moyenne	2
Grande	3

A chaque combinaison particulière entre les paramètres, est affectée un degré relatif de sensibilité des terrains à l'érosion mécanique. Il s'agit donc d'une approche qualitative.

Un premier croisement est effectué entre la carte de sensibilité potentielle en fonction de l'occupation du sol et celle en fonction des pentes (Tableau 30). Le croisement se fait par intersection des zones superposées, ce qui provoque un découpage de ces zones superposées en plusieurs tronçons selon la limite de leur périmètre. Ainsi, l'indice de sensibilité des régions de la carte du premier croisement (occupation du sol, pentes) a été estimé à la somme des deux indices que porte chaque couche. Nous distinguons donc plusieurs cas possibles des valeurs des indices de la carte de croisement.

Tableau 30. Valeurs probables des indices de la carte du premier croisement (occupation du sol et pentes).

Cas n°	a	b	c
1	1	1	2
2	1	2	3
3	1	3	4
4	2	1	3
5	2	2	4
6	2	3	5
7	3	1	4
8	3	2	5
9	3	3	6

a : indices des zones de la carte d'occupation du sol, **b** : indices des zones de la carte des pentes, **c** : indices des zones de la carte de croisement avec : **c = a + b**.

Au résultat de ce premier croisement (occupation du sol et pentes), nous superposons également la carte lithologique. La combinaison des indices correspondants aux principales couches d'information de la carte du deuxième croisement permet de définir la sensibilité de

La totalité du bassin versant de l'Oued Kébir Est à l'érosion en fonction de l'occupation du sol, de la topographie et la lithologie. L'indice de sensibilité des régions de la carte du deuxième croisement est toujours égal à la somme des trois indices que porte chaque couche. Les valeurs des indices que portent les zones de la carte de croisement final sont comprises entre 3 et 9 (Tableau 31). Ces valeurs sont le résultat des différentes probabilités de combinaisons possibles.

Tableau 31. Valeurs probables des indices de la carte du deuxième croisement (occupation du sol, pentes, lithologie).

Cas n°	c	d	e
1	2	1	3
2	2	2	4
3	2	3	5
4	3	1	4
5	3	2	5
6	3	3	6
7	4	1	5
8	4	2	6
9	4	3	7
10	5	1	6
11	5	2	7
12	5	3	8
13	6	1	7
14	6	2	8
15	6	3	9

c : indices des zones de la carte croisement (occupation du sol, pente) ; **d** : indices des zones de la carte de la lithologie ; **e** : indices des zones de la carte de croisement (occupation du sol, pente, lithologie), avec : **e = c + d**.

Les valeurs des indices correspondants à la carte du croisement final (Tableau 31, colonne **e**) reflètent l'importance du degré de sensibilité à l'érosion en fonction de l'ensemble des critères (occupation du sol, pentes, lithologie). Ces valeurs varient entre 3 et 9.

Du moment que les valeurs des indices expriment un ordre de degré de sensibilité à l'érosion que nous avons proposé précédemment (Tableau 29) et que leur combinaison dans les différents croisements des cartes thématique n'est autre que la somme de ces derniers, nous pouvons déduire que les indices qui portent les valeurs les plus faibles (cas n° 1, **e = 3**) ne peuvent correspondre qu'aux zones qui présentent les classes de sensibilité réduite à l'érosion. Par contre, ces mêmes indices atteignent leur maximum (cas n° 15, **e = 9**)

exceptionnellement au niveau des zones à grande sensibilité à l'érosion. En revanche, les valeurs d'indices comprises entre 3 et 9 correspondant aux cas n° 2, 3, 6, 9, 12 sont issues d'un ensemble de combinaisons complexes, d'où le fait que leur assimilation à un degré de sensibilité à l'érosion ne peut être représentative que dans le cas où il sont traitées avec beaucoup de précaution.

Pour cela, nous avons procédé à une organisation logique de la série des valeurs des indices de la carte du croisement final suivant trois classes homogènes, chacune de ces classes représentant un degré de sensibilité choisit en fonction de la moyenne de la série des indices du croisement final comme suite:

- Les valeurs des indices inférieures à la moyenne ($e < 6$) : Sensibilité réduite à l'érosion,
- Les valeurs des indices égales la moyenne ($e = 6$) : Sensibilité moyenne à l'érosion,
- Les valeurs des indices supérieures à la moyenne ($e > 6$) : Grande sensibilité à l'érosion.

En l'occurrence, la combinaison des trois cartes thématiques, associées à des observations de la dynamique du terrain (mouvements de masse), a fourni la carte de sensibilité à l'érosion du bassin versant de l'Oued Kébir Est. Ainsi, le logiciel MapInfo a pu délimiter les trois niveaux de sensibilité et calculer leurs aires (Fig. 53 et Tableau 32).

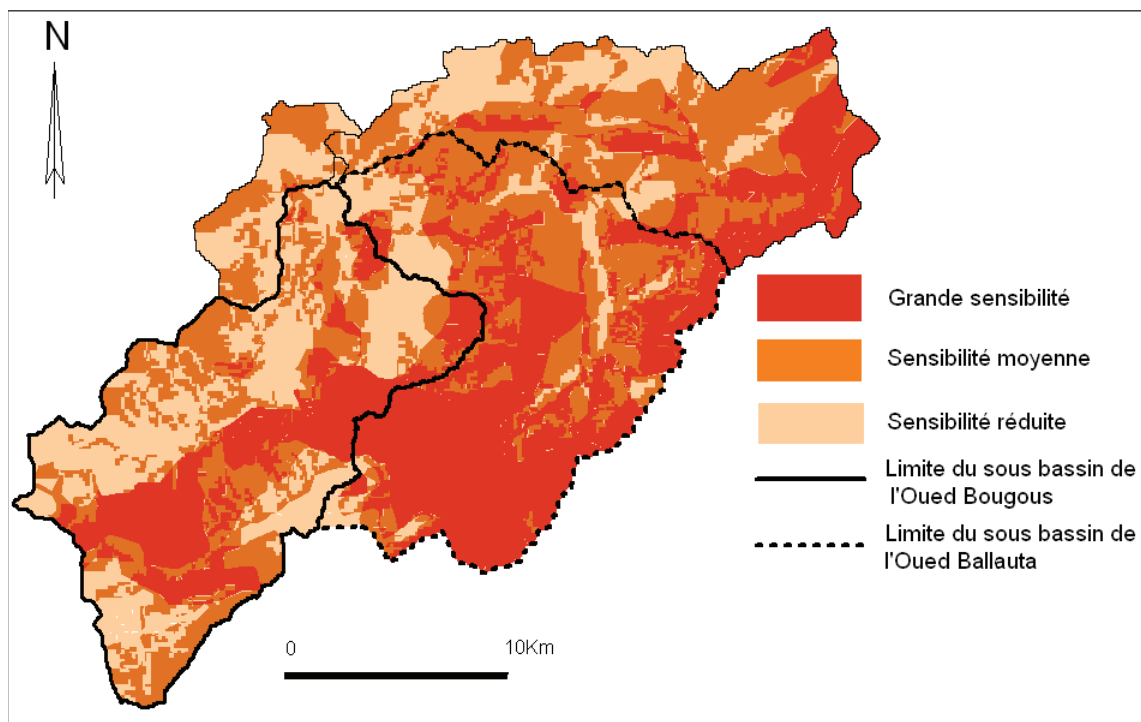


Fig. 53. Carte de la sensibilité à l'érosion en fonction de l'occupation du sol, la topographie et la lithologie au niveau du bassin de l'Oued Kébir Est et de ses principaux sous-bassins.

Tableau 32. Part des classes de sensibilité à l'érosion.

Classe de sensibilité	Surface (km ²)	Pourcentage (%)
Sensibilité réduite	177,53	26,07
Sensibilité moyenne	252,48	37,07
Grande sensibilité	251,32	36,86

3.2- Description des zones sensibles à l'érosion

3.2.1- Zones à grande sensibilité à l'érosion

Les zones à grande sensibilité à l'érosion s'étalent du Sud-ouest au Nord-est (Fig. 53) et occupent 36,86 % de la superficie du bassin (Tableau 32). Ces zones sont caractérisées par une dynamique appréciable qui affecte et modifie la topologie de leurs surfaces. Cette dynamique peut être rapide et isolée dans le temps et dans l'espace, ou fréquente et généralisée. Ces milieux représentent les zones d'apport en sédiments de différente granulométrie. Le développement de la couverture végétale est gêné par la dynamique des ces milieux. Les sols sont souvent des niveaux bruts ou des sols peu évolués.

Les unités lithologiques appartenant à ces milieux sont essentiellement constituées d'argiles et des marno-calcaires qui se trouvent sur des pentes fortes à très fortes généralement supérieures à 10%. On y trouve aussi une série sablo-argileuse et conglomératique du Mio-Pliocène, chaotique et friable par endroit, installée sur des pentes moyenne entre 3 et 10 %. Cette constitution lithologique coïncide, en général, avec des sols cultivés et parfois avec les forêts mixtes dégradées ou les maquis clairsemés et du chêne liège sans sous bois qui favorisent la dynamique érosive. Ceci est le cas des parties en amont de l'Oued Bougous et l'Oued Ballautta (Fig. 53).

3.2.2- Zones à sensibilité moyenne

Avec une superficie de 37,07 %, ces zones intermédiaires entre les milieux à sensibilité réduite et les milieux à grande sensibilité (Fig. 53) sont bien développées dans la partie Nord-est du versant. En revanche, elle occupe une petite portion au Sud-ouest.

Ces milieux se caractérisent par des interférences de la pédogénèse-morphogénèse sans que l'un ou l'autre l'emporte trop fortement. On y trouve une prédominance des argiles et des calcaires marneux supportant en majorité des forêts plus au moins denses constituées de chêne liège, chêne zeen, et d'Oléo-lentisques. Les pentes de ces milieux varient généralement

entre 3 et 10% et sont parfois supérieures à 10% au Sud-ouest. Les milieux à sensibilité moyenne sont bien dispersés au niveau des sous-bassins de l'Oued Ballauta et l'Oued Teboul.

3.2.3- Zones à sensibilité réduite

Situées principalement dans la partie nord du bassin versant, les zones à sensibilité réduite occupent 26,07% de la surface totale (Tableau 32) et sont caractérisées par des systèmes morphogéniques comportant peu de processus mécaniques et des formes du modelé évoluant lentement avec une stabilité assurée soit par biostase soit par les conditions topographiques. En effet, ces milieux sont exposés à des conditions climatiques et morphométriques qui favorisent le développement de la végétation. On y trouve des forêts mixtes très denses installées sur des pentes douces (inférieures à 3%) et moyennes (entre 3 et 10 %). Ces milieux concernent surtout les plaines du Nord ou les parties avales du bassin dont les altitudes sont très faibles qui permettent de recevoir les écoulements superficiels des vallées des oueds Bougous et Ballauta et d'avoir des stagnations importantes des eaux de pluies. Ceci a créé la confluence des principaux oueds du bassin de l'Oued Kébir Est et a permis d'avoir un emplacement stratégique pour le barrage de Mexa.

Nous avons montré précédemment que la violence de l'érosion est bien expliquée par les enchaînements des processus tels que le sapement latéral et ses effets et la recrudescence du ruissellement. Au contact des versants, d'autres phénomènes peuvent être notés régulièrement ou périodiquement jouant sur l'instabilité des versants suivant les secteurs tels que les glissements de terrain et les ravinements.

D'après la carte de sensibilité à l'érosion du bassin versant de l'Oued Kébir Est et l'ensemble des données morphométriques et hydrologiques que nous avons développé dans les chapitres précédents, on conclut que les sous-bassins de l'Oued Bougous et l'Oued Ballauta présentent une grande sensibilité à l'érosion dans certains secteurs et peuvent exercer, de façon violente, de grandes actions sur leurs cours d'eau sous l'effet des fortes puissances des crues. Pour confirmer cette hypothèse, nous nous sommes rendus sur le site afin de constater les formes réelles d'érosion qui existent (Photos 1 et 2).

4- Constatation de l'érosion sur les sites des oueds Bougous et Ballauta

Les lits des oueds Bougous et Ballauta présentent des dépôts de pierres transportées dont la granulométrie s'étend des sables fins aux blocs d'un diamètre de 50 cm à 1m.

En effet, l'Oued Bougous présente le régime le plus torrentiel ($Dd = 2,98 \text{ km}^{-1}$). En période de crue, il transporte des blocs d'un volume pouvant atteindre le mètre cube.

Les dépôts qui couvrent le lit mineur de l'Oued Bougous sont des fragments constitués de grès dont la majorité se classe entre 7 cm et 1 m de diamètre. Les graviers et les sables représentent environ le tiers des dépôts sur le lit et un petit pourcentage d'argiles et de limons.

En général le lit de l'Oued Bougous présente des dépôts grossiers de matériel transporté par roulage ou charriage (Photos 3 et 4).



Photo 3. Transport de la charge de fond dans l'Oued Bougous : possibilité de transport par roulage (photo à gauche) et charriage (photo à droite).



Photo 4. Représentation des dépôts grossiers et fins (argiles, limons, sable) dans le lit de l'Oued Bougous.

En plus, les matériaux transportés par charriage et déposés dans le lit témoignent de l'agressivité des conditions géomorphologiques du milieu avec une topographie accentuée et des écoulements forts capables d'éroder et de transporter des éléments grossiers sur de longues distances.

L'Oued Ballauta possède un régime bien moins torrentiel que celui de l'Oued Bougous. Son lit décrit de grands méandres dans la zone en amont du site du barrage Mexa.

Les dépôts qui forment le lit mineur sont principalement des sables fins et des graviers dont la granulométrie maximum est de l'ordre de 15 à 20 cm de diamètre. Les galets et les graviers sont formés de fragments de calcaire, de grès et de quartzite, très durs et représentent environ 50% du dépôt.

Les sables fins et moyens donnent un pourcentage de l'ordre de 40 % et se composent de grains de quartz, de calcaire et de grains d'argilite en parts quasi égales. Enfin les limons et les argiles ne dépasseraient pas 10 % de l'ensemble. La encore, l'épaisseur de ces dépôts doit être de plusieurs mètres.

Le site de l'Oued Kébir Est fait partie des secteurs à sensibilité réduite. On y observe peu de processus mécaniques difficiles à percevoir. C'est grâce aux potentialités qui caractérisent ce site, tels que le couvert forestier et la faible topographie (plaine de Mexa) qu'il a pu maintenir cette stabilité (Photo 5).



Photo 5. Stabilité des berges de l'Oued Kébir Est due à une couverture végétale dense.

Depuis l'année de la mise en service du barrage de Mexa en 1999, situé sur la confluence des oueds Bougous, Ballauta et Teboul, les écoulements de l'Oued Kébir Est sont devenus contrôlés par les déversements du barrage qui se font rares sauf dans le cas où la hauteur d'eau de la retenue dépasse le niveau normal.

L'Oued Kébir Est présente quelques formes d'érosion uniquement sur sa partie amont à proximité du barrage. En effet, l'énergie des eaux déversées par le barrage est très importante dans ce secteur qui, au contact du cours d'eau, génère une dynamique érosive sous forme de sapements des berges provoquant le décapage des racines des arbres. En l'occurrence, des projets de protection des berges par bétonnage sont en cours de réalisation sur la partie aval du barrage de Mexa afin de protéger les berges de l'Oued Kébir Est contre les sapements (photo 6).



Photo 6. Opération de bétonnage des berges en aval du barrage de Mexa.

5- Etude de l'impact sur les barrages de Mexa et de Bougous

En raison de l'importance des apports que favorisent les conditions climatiques de la région, le bassin versant de l'Oued Kébir Est a été largement choisi par l'Agence Nationale des Barrages (ANB) pour l'implantation des barrages afin de retenir le maximum d'apports d'eaux possibles.

Notre zone d'étude comporte deux barrages : Le premier est le barrage de Mexa en cours d'exploitation depuis 1999, le second est celui de Bougous qui est en cours de réalisation.

5.1- Barrage de Mexa

Le barrage de Mexa contribue à la satisfaction des besoins en eau potable et industrielle de la ville d'Annaba et celle d'El Tarf.

L'emplacement du barrage de Mexa sur la carte de sensibilité à l'érosion hydrique du bassin versant de l'Oued Kébir Est (Figs. 53 et 54) coïncide avec les milieux classés à sensibilité réduite. Cependant, des rentrants par des affluents de l'Oued Kébir Est, qui transportent des éléments fins, déposent leurs produits aux bordures de la cuvette (Photo 7).



Fig. 54. Localisation des barrages de Mexa et Bougous.

Par ailleurs, les débits solides transportés en périodes de crues par les oueds Bougous et Ballauta peuvent atteindre facilement le barrage et se déposer dans le fond de sa retenue provoquant ainsi un envasement. L'évaluation des apports solides que nous avons réalisée dans le chapitre précédent ne peut être utile dans l'estimation des quantités solides auxquelles le barrage de Mexa peut être confronté puisque ces résultats sont relatifs à une série de données pluviométriques et hydrométriques d'une période antérieure à l'implantation du barrage de Mexa.

Les données caractéristiques correspondant aux études préliminaires du barrage de Mexa qui nous ont été fournies évaluent l'apport moyen annuel des écoulements à $137,1 \text{ Hm}^3$ (ENHYD, 1996). L'apport solide annuel du barrage est estimé à $1 \text{ Hm}^3/\text{an}$.

Cependant l'état actuel du barrage révèle des signes d'un début d'envasement que l'on peut observer durant la période d'abaissement du niveau de la retenue. La vase déposée sur les rives forme des couches épaisses (Photo 7).



Photo 7. Dépôts de vase dans le barrage : Sur la rive gauche (photo à gauche) et dépôts de vase à l'entrée de l'Oued Bougous au barrage (photo à droite).

5.2- Barrage de Bougous

L'Agence Nationale des Barrages (ANB) a prévu de lancer la construction d'un barrage sur l'Oued Bougous situé à l'amont du barrage de Mexa à environ 6 km de la confluence des principaux oueds.

Ce barrage est en cours de construction et il est prévu dans le but de compenser la réduction de la capacité du barrage de Mexa. Il se trouve exactement dans le rétrécissement de la vallée de l'Oued Bougous, là où ce dernier forme un méandre en aval de la localité Mechta Medjouda Fougania.

Le sous-bassin de l'Oued Bougous, d'une superficie de 248,62 km², constitue la zone la plus importante par ces apports. D'après le rapport d'étude établi par l'ENHYD en 1996, ce barrage à une capacité de retenue de 69,5 Hm³, avec une surface inondée de 238,6 Ha.

Le volume moyen annuel estimé est égal à 38,4 Hm³. Concernant l'estimation des apports solides en utilisant des formules empiriques, l'étude préliminaire de ce barrage a donné un apport solide moyen annuel de 0,24 Hm³/an.

Au regard de la carte de sensibilité à l'érosion, on peut dire que l'endroit choisi pour l'implantation du barrage de Bougous se trouve en général dans une zone à moyenne sensibilité.

Conclusion

Tout au long de ce chapitre, nous avons montré que la violence de l'érosion est bien expliquée par les enchaînements des processus tels que le sapement latéral et ses effets ainsi que la recrudescence du ruissellement. Au contact des versants, d'autres phénomènes peuvent être notés régulièrement ou périodiquement. Suivant les secteurs, glissements et ravinements s'accompagnent d'une instabilité des versants.

L'approche cartographique évoquée dans ce chapitre, a permis de localiser et d'évaluer la répartition des zones sensibles à l'érosion mécanique en fonction des facteurs physico-géographiques du bassin versant de l'Oued El Kèbir Est. Ce dernier présente un ensemble lithologique caractérisé par une succession d'affleurements de roches tendres et de roches dures. La répartition de la topographie est loin d'être uniforme au niveau de la surface du versant, tandis que les zones à pentes assez fortes et fortes occupent de vastes étendues, soit 65%. Bien que l'ensemble du couvert végétal ne manque pas de diversité, celui-ci montre une distribution non homogène de la densité du domaine forestier. Les terrains non protégés par une végétation dense ou permanente sensibles à la dégradation sont à considérer car ils atteignent 31%. Même les surfaces recouvertes par une forêt sans sous bois peuvent contribuer au développement du ravinement.

La carte de sensibilité issue des croisements des cartes thématiques (occupation du sol, topographie et lithologie) donne l'ampleur de l'érosion à plusieurs niveaux. Les secteurs sensibles à l'érosion sont très étendus: Ils occupent 36,86% du bassin. Les zones susceptibles de fournir des matériaux sont en réelle jonction avec les roches érodables et les cours d'eau qui les incisent (ex. Oued Bougous). Les zones moyennement sensibles à l'érosion, bien réparties dans le bassin, sont considérées comme fragiles et donc susceptibles d'atteindre le seuil du déséquilibre si les contraintes se développent au dépens des potentialités, ce sont des zones pénestables.

Aussi, de l'étude de l'impact de l'érosion sur les barrages se trouvant dans la zone étudiée, il résulte que :

- Le barrage de Mexa montre un commencement d'envasement essentiellement lié aux flux hydroclimatiques des oueds Bougous et Ballauta et à leurs caractéristiques physiques. Cependant, ce barrage connaîtra une réduction des apports solides dès la mise en service du barrage de Bougous situé en amont de ce dernier,
- Le barrage de Bougous, prévu en aval de l'Oued Bougous, sera exposé à un milieu moyennement stable. La dégradation du milieu dans lequel se trouve le barrage, d'une part, et la torrencialité du régime fluvial de l'oued, d'autre part, font que le risque d'envasement à long terme est fortement probable.

**CONCLUSION GENERALE
ET
RECOMMANDATIONS**

A l'achèvement de ce travail, établi sur un sous-bassin des bassins versants côtiers constantinois, il a été possible de souligner que l'apport géomorphologique utilisé, la diversité du milieu qui caractérise le bassin, ainsi que la nature et l'intensité des processus morphogéniques qui les distinguent ont permis d'évaluer un état des lieux pour le bassin versant l'Oued Kébir Est qui a fait l'objet d'une analyse détaillée se résumant dans les étapes suivantes :

1- Evaluation et analyse de l'ensemble des paramètres physico-géographiques et hydro-climatiques

A l'issue de l'analyse lithologique, nous avons pu distinguer les formations selon leur résistance à l'érosion puisque ces formations sont composées de roches tendres à moyennement résistantes. Cette grande portion de roches érodables montre un paysage souvent marqué par des mouvements de masses et par un relief non uniforme s'identifiant par de fortes pentes qui favorisent les conditions d'écoulement.

Etant donné que le bassin est entièrement traversé par l'Atlas tellien et qu'il appartient à la moyenne montagne méditerranéenne, il reçoit d'énormes quantités d'eau favorisant le développement d'une importante couverture végétale forestière surtout au niveau des secteurs bien exposés au Nord. Cependant, l'étude de l'occupation du sol révèle, par endroits, que cette couverture végétale est loin d'être protectrice par la présence de sous-bois clairsemés, donc d'un domaine forestier dégradé, laissant au ruissellement l'avantage de s'y installer.

D'un point de vue climatique, il est à noter que la précipitation moyenne annuelle au niveau du bassin est évaluée à 747 mm pour la période d'observation allant de 1975/76 à 2000/01. Durant cette même période, la variabilité annuelle des pluies ($0,21 < C_v < 0,35$) est moins marquée que celle à l'échelle mensuelle ($0,49 < C_v < 4,39$). Ces variations sont liées au caractère du climat méditerranéen de l'Afrique du Nord d'une part et d'autre part à la torrencialité des pluies entre Septembre et Mai.

L'interprétation statistique et graphique des données des débits nous a permis de faire ressortir les caractéristiques du régime d'écoulement du bassin étudié et sa variabilité temporelle. Le calcul du bilan interannuel, a fait apparaître l'importance du coefficient d'écoulement au niveau du bassin étudié ($CE = 38\%$). L'effet et l'agressivité des écoulements se fait aussi sentir à l'échelle saisonnière.

Ainsi, deux périodes hydrologiques se dégagent à partir de l'analyse du coefficient mensuel des débits : Une saison froide à écoulement abondant et une saison chaude qui coïncide avec un écoulement faible à néant.

2- Morphométrie et quantification des flux de matières en suspension

Les paramètres morphométriques en relation avec les conditions géomorphologiques des sous-bassins ont montrés que le paramètre de l'érosion (densité de drainage) varie d'un sous-bassin à un autre, on passe d'un sous-bassin bien hiérarchisé et drainé ($Dd = 2,98 \text{ km}^{-1}$), à un autre moins drainé ($Dd = 2,85 \text{ km}^{-1}$). En accord avec cette constatation, l'analyse en composante principale des 29 sous-bassins choisis a permis de mettre en évidence l'interaction entre les paramètres : Densité de drainage - indice lithologique et topographie (coefficient orographique et gradient). Cette interaction est mieux représentée par les sous-bassins de l'Oued Bougous.

Le dépouillement des données disponibles met en évidence l'existence de lacunes au niveau des séries des concentrations en suspension, ce qui nous a amenés à utiliser les courbes de transport solide afin de combler ces lacunes. En se basant sur les données observées durant la période 1975/76 - 1998/99, nous avons essayé d'apporter une contribution à la quantification des transports solides et à la compréhension du phénomène hydrosédimentaire.

Etant donné que la relation entre les débits liquides et les concentrations ou les débits liquides et les débits solides a montré, d'une part, une association moins significative, et d'autre part, une surestimation des apports solides, une tentative à été faite en subdivisant l'ensemble des individus en classes des débits pour en calculer les débits moyens journaliers et les concentrations moyennes journalières et élaborer des courbes de transport solide.

Les résultats de la quantification des transports solides montrent que l'écart entre la dégradation spécifique moyenne annuelle calculée à partir de la relation C-Q et celle de la relation Q_s -Q est négligeable. Le bassin de l'Oued Kébir Est connaît une érosion élevée avec une dégradation spécifique annuelle de $871 \text{ T/km}^2/\text{an}$. A l'échelle saisonnière, les plus importantes quantités de transports solides sont évacuées pendant les saisons hivernale et printanière, plus particulièrement entre Décembre et Avril. Néanmoins, par sa disponibilité en matière fine, particulièrement en Octobre et Novembre, l'automne contribue à approvisionner en charge solide les cours d'eau.

3- Identification des zones productrices de matières en suspension

L'utilisation du SIG dans l'approche cartographique a permis d'avoir une spatialisation et une localisation des zones sensibles à l'érosion au niveau du bassin versant de l'Oued Kébir Est. La carte de sensibilité a fait ressortir l'ampleur de la dégradation du milieu.

L'approche cartographique, appuyée par des reconnaissances de terrain, a permis de mettre en évidence le profil hydrosédimentaire de chaque bassin versant. Les zones sensibles et moyennement sensibles à l'érosion occupent chacune 37% de la superficie du bassin. Les aires les plus vulnérables sont localisées dans le sous-bassin de l'Oued Ballauta car il offre des conditions très favorables à l'érosion : Pentas fortes, substrats argileux et marneux, grande extension des terrains dégradés ou faiblement recouverts par la végétation permanente.

Les aires considérées pénestables sont plus au moins équitablement distribuées dans les trois principaux sous-bassins. Dans le sous-bassin de l'Oued Bougous, les secteurs sensibles à l'érosion sont moins étendus. Les potentialités sont mieux représentées dans ce sous-bassin avec une couverture forestière généralement dense. Cependant, les processus morphogéniques restent suffisants pour le transfert des matières en suspension.

L'impact de la dégradation du milieu commence à être remarquée dans le barrage de Mexa, qui montre déjà un début d'envasement lié à un approvisionnement important des sédiments.

D'une façon générale, le degré de sensibilité de l'érosion décroît de l'amont vers l'aval. Les zones moyennement sensibles à l'érosion sont susceptibles d'atteindre le seuil de déséquilibre si les procédures de conservation du sol ne sont pas appliquées.

RECOMMANDATIONS

La mise en place d'un plan de protection contre la dégradation du milieu naturel vis-à-vis de l'érosion auquel s'oppose le bassin versant de l'Oued Kébir Est présente une nécessité fondamentale. Entre autres, des solutions doivent être apportées dans le but de réduire l'envasement des deux barrages de la zone d'étude, et ce, pour contribuer au renforcement de la capacité d'emmagasinement des apports liquides et au prolongement de leur durée de vie.

En fonction de la répartition de l'ampleur de l'érosion hydrique, des suggestions à moyen et court termes sont proposées afin que les organismes et les structures concernées puissent en tenir compte. Il s'agit de :

1. Solliciter le développement des localités rurales notamment les villages éloignés se trouvant privés d'énergie électrique et gazole. Ceci contribuera à diminuer le défrichement des forêts.
2. Procéder au reboisement des zones déboisées par l'intervention de l'homme (incendies) en tenant en compte des espèces déjà présentes qui s'adaptent au climat méditerranéen. A titre d'exemple, citons la forêt d'eucalyptus et de chêne liège.
3. Passer de l'agriculture vers l'arboriculture, et encourager le développement des pâturages réglementés pour compenser les secteurs herbacés clairsemés.
4. Procéder à la maintenance et au curage de la retenue du barrage de Mexa en respectant les méthodes appropriées.
5. Lutter contre les sapements de berges surtout au niveau des secteurs présentant une forte densité de drainage (cas des secteurs des oueds Bougous et Ballauta) par l'installation des épis (ou des jetés) sur les berges concaves ou bien procéder par l'implantation de gabions.
6. Corriger les torrents par construction de seuils transversaux au niveau des secteurs situés, entre autres, en amont de l'Oued Ballauta qui présente une forte fréquence des talwegs.

Aussi, pour de raisons de contrôle de l'évolution future des transports solides nous proposons de densifier le réseau de mesure des pluies et des paramètres hydrométriques en amont du barrage de Mexa et prochainement celui de Bougous afin de pouvoir suivre l'évolution de leur envasement.

ANNEXES

Annexe 1. Valeurs des écarts aux moyennes des précipitations annuelles.

Année	Ain Assel		Ain Kerma		Roum El Souk	
	P (mm)	E (%)	P (mm)	E (%)	P (mm)	E (%)
1975/1976	770.7	-1.79	690.5	-0.38	908.2	18.97
1976/1977	890.9	13.53	772.28	11.42	874.8	14.60
1977/1978	818.2	4.26	879.68	26.91	859.9	12.65
1978/1979	867.7	10.57	677.09	-2.32	804.6	5.40
1979/1980	654.5	-16.60	808.3	16.61	798.5	4.60
1980/1981	811.9	3.46	587.5	-15.24	945.1	23.81
1981/1982	788.2	0.44	585.4	-15.54	971.4	27.25
1982/1983	788.3	0.45	410.6	-40.76	735.6	-3.64
1983/1984	855.1	8.96	702.6	1.36	1006.1	31.80
1984/1985	964.6	22.92	571.3	-17.58	986.8	29.27
1985/1986	701.3	-10.63	202.3	-70.81	680.9	-10.80
1986/1987	1173.3	49.51	388.6	-43.94	1169.6	53.22
1987/1988	613.9	-21.77	649.6	-6.28	704.6	-7.70
1988/1989	614.7	-21.67	880.6	27.05	643.6	-15.69
1989/1990	556.7	-29.06	534.65	-22.87	580.3	-23.98
1990/1991	882.9	12.51	1169.2	68.68	934.5	22.42
1991/1992	890.9	13.53	600.5	-13.37	899.6	17.85
1992/1993	761.3	-2.99	783.7	13.07	595.1	-22.04
1993/1994	592.35	-24.52	444.5	-35.87	609.4	-20.17
1994/1995	682.6	-13.02	571.4	-17.56	515.7	-32.44
1995/1996	939.6	19.73	1279.4	84.58	788.7	3.32
1996/1997	442.2	-43.65	449.6	-35.14	253.9	-66.74
1997/1998	1016.7	29.56	1065.8	53.76	621.8	-18.55
1998/1999	865.8	10.33	732.6	5.69	730.8	-4.27
1999/2000	598.9	-23.68	780.56	12.61	469.5	-38.50
2000/2001	860.3	9.63	803.4	15.91	758.6	-0.62
Moyenne	784.75	/	693.14	/	763.37	/

Annexe 2. Etude statistique des données annuelles de la station de Ain Assel.

Valeurs observées	Rang	Fréquences cumulées	Normit (z)
442,2	1	0,02	-2,07
556,7	2	0,06	-1,57
592,35	3	0,10	-1,30
598,9	4	0,13	-1,10
613,9	5	0,17	-0,94
614,7	6	0,21	-0,80
654,5	7	0,25	-0,67
682,6	8	0,29	-0,56
701,3	9	0,33	-0,45
761,3	10	0,37	-0,34
770,7	11	0,40	-0,24
788,2	12	0,44	-0,15
788,3	13	0,48	-0,05
811,9	14	0,52	0,05
818,2	15	0,56	0,15
855,1	16	0,60	0,24
860,3	17	0,63	0,34
865,8	18	0,67	0,45
867,7	19	0,71	0,56
882,9	20	0,75	0,67
890,9	21	0,79	0,80
890,9	22	0,83	0,94
939,6	23	0,87	1,10
964,6	24	0,90	1,30
1016,7	25	0,94	1,57
1173,7	26	0,98	2,07

Annexe 3. Analyse statistique des données annuelles de la station de Ain Kerma.

P (mm)	Rang	Fréquences cumulées	Normit (Z)
202,3	1	0,02	-2,07
388,6	2	0,06	-1,57
410,6	3	0,10	-1,30
444,5	4	0,13	-1,10
449,6	5	0,17	-0,94
534,65	6	0,21	-0,80
571,3	7	0,25	-0,67
571,4	8	0,29	-0,56
585,4	9	0,33	-0,45
587,5	10	0,37	-0,34
600,5	11	0,40	-0,24
649,6	12	0,44	-0,15
677,09	13	0,48	-0,05
690,5	14	0,52	0,05
702,6	15	0,56	0,15
732,6	16	0,60	0,24
772,28	17	0,63	0,34
780,56	18	0,67	0,45
783,7	19	0,71	0,56
803,4	20	0,75	0,67
808,3	21	0,79	0,80
879,68	22	0,83	0,94
880,6	23	0,87	1,10
1065,8	24	0,90	1,30
1169,2	25	0,94	1,57
1279,4	26	0,98	2,07

Annexe 4. Analyse statistique des données annuelles de la station de Roum El Souk.

P (mm)	Rang	Fréquences	Normit
253.9	1	0.02	-2.07
469.5	2	0.06	-1.57
515.7	3	0.10	-1.30
580.3	4	0.13	-1.10
595.1	5	0.17	-0.94
609.4	6	0.21	-0.80
621.8	7	0.25	-0.67
643.6	8	0.29	-0.56
680.9	9	0.33	-0.45
704.6	10	0.37	-0.34
730.8	11	0.40	-0.24
735.6	12	0.44	-0.15
758.6	13	0.48	-0.05
788.7	14	0.52	0.05
798.5	15	0.56	0.15
804.6	16	0.60	0.24
859.9	17	0.63	0.34
874.8	18	0.67	0.45
899.6	19	0.71	0.56
908.2	20	0.75	0.67
934.5	21	0.79	0.80
945.1	22	0.83	0.94
971.4	23	0.87	1.10
986.8	24	0.90	1.30
1006.1	25	0.94	1.57
1169.6	26	0.98	2.07

Annexe 5. Evapotranspiration correspondant aux températures et précipitations moyennes mensuelles de la station de Ain Assel

	Sep	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Total
T°C	23,86	19,29	15,68	12,94	12,15	11,78	13,26	15,08	18,16	21,93	24,85	25,69	17,89
P	39,85	82,55	130,48	120,42	112,3	91,62	72,58	73,85	39,18	12,7	2,9	6,23	784,66
K	1,02	0,97	0,86	0,85	0,87	0,85	1,03	1,85	1,21	1,22	1,24	1,16	/
a	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	/
ETP	115,47	75,69	46,7	32,98	30,23	27,98	41,71	93,83	84,96	119,16	150,73	149,45	968,89
Ecart	-75,62	6,86	83,78	87,44	82,07	63,64	30,87	-19,98	-45,69	-106,46	-147,83	-143,22	-184,14

Annexe 6. Evapotranspiration correspondant aux températures et précipitations moyennes mensuelles de la station de Ain Kerma

	Sep	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Total
T°C	23,86	19,29	15,68	12,94	12,15	11,78	13,26	15,08	18,16	21,93	24,85	25,69	17,89
P	26,19	54,03	89,03	101,72	96,11	84,67	76,98	79,29	53,47	23,08	4,58	3,84	692,98
K	1,02	0,97	0,86	0,85	0,87	0,85	1,03	1,85	1,21	1,22	1,24	1,16	/
a	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	/
ETP	115,47	75,69	46,7	32,98	30,23	27,98	41,71	93,83	84,96	119,16	150,73	149,45	968,89
Ecart	-89,28	-21,66	42,33	68,74	65,88	56,69	35,27	-14,54	-31,34	-96,08	-146,15	-145,61	-275,75

Annexe 7. Evapotranspiration correspondant aux températures et précipitations moyennes mensuelles de la station de Roum El Souk

	Sep	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Total
T°C	23,86	19,29	15,68	12,94	12,15	11,78	13,26	15,08	18,16	21,93	24,85	25,69	17,89
P	28,03	78,52	127,5	124,2	118,17	91,13	76,15	69,63	32,15	8,38	4,21	5,21	763,29
K	1,02	0,97	0,86	0,85	0,87	0,85	1,03	1,85	1,21	1,22	1,24	1,16	/
a	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	1,75	/
ETP	115,4	75,6	46,7	32,98	30,23	27,98	41,71	93,83	84,96	119,1	150,73	149,4	968,8
Ecart	-87,44	2,83	80,78	91,25	87,94	63,15	34,44	-24,2	-52,73	-110,7	-146,52	-144,2	-205,5

Annexe 8. Sélection de quelques crues.

Date	Débit de pointe (m ³ /s)
Crue du 1 au 04 /12/75	123,90
Crue du 16 au 19/01/76	71,61
Crue du 27 au 29/01/76	76,5
Crue du 12 au 17/02/76	120,55
Crue du 15 au 21/05/76	595
Crue du 17 au 22/11/76	1272
Crue du 23 au 25/11/76	168,09
Crue du 22 au 27 /01/77	270,04
Crue du 2 au 6/02/78	324,52
Crue du 7 au 12/02/78	358,87
Crue du 13 au 17/02/78	389,02
Crue du 6 au 7/03/80	111,07
Crue du 9 au 13/03/80	80,45
Crue du 14 au 19 /03/80	129,34
Crue du 8 au 11/04/80	84,41
Crue du 15 au 17/04/80	73,72
Crue du 4 au 7/12/80	202,45
Crue du 18 au 21/12/80	145,7
Crue du 5 au 8/02/81	133,84
Crue du 16 au 23/02/81	150,41
Crue du 27 au 31/01/82	203,67
Crue du 21 au 28 /02/82	460,12
Crue du 5 au 10/03/82	406,64
Crue du 21 au 25/03/82	315,3
Crue du 19 au 22/04/82	226,67
Crue du 20/11/82	599,4
Crue du 25 au 28/03/83	52,97
Crue du 28 au 31/12/84	732,91
Crue du 1 au 5 /01/85	390,21
Crue du 6 au 10 /03/88	365,6
Crue du 13 au 15/01/90	2,83
Crue du 3 au 13 /3/96	362,86
Crue du 14 au 25/3/96	696,59
Crue du 17 au 22/04/96	245,81

Annexe 9. Valeurs des paramètres physiques des 29 sous-bassins.

BV n°	S	P	F	Dd	CO	Hmin	Hmoy	Gr
1	5,85	15,98	2,91	2,08	934	72,14	116,7	0,07
2	3,86	14,85	1,55	1,82	1530	68,13	117,73	0,07
3	17,82	26,28	4,15	2,71	1134	83,45	189,01	0,09
4	71,9	75,98	4,49	3,13	682	527,38	837,24	0,14
5	21,37	26,38	4,63	2,4	2343	210,5	624,33	0,15
6	27,57	47,44	4,35	2,50	234	27,65	227,22	0,11
7	20,84	24,56	4,17	2,70	629	28,43	234,34	0,08
8	22,61	34,9	3,85	2,03	6167	48,37	117,19	0,21
9	15,74	21,81	4,07	3,38	3850	84,22	157,17	0,17
10	8,46	18,77	4,26	2,24	19822	132,63	440,53	0,22
11	39,04	41,06	4,51	2,79	4916	130,47	320,82	0,21
12	40,98	38,66	4,61	3,08	889	181,79	508,25	0,13
13	36,13	42,72	4,26	2,99	1893	180,82	546,26	0,15
14	12,21	19,06	4,75	2,73	9677	48,5	222,28	0,16
15	32,94	40,09	4,43	3,06	2804	98,81	315,43	0,17
16	50,21	40,67	4,38	2,86	4253	175,5	439,88	0,2
17	21,93	27,95	4,97	2,44	8983	175,72	400,55	0,25
18	7,68	14,53	3,91	2,49	17091	262,81	607,58	0,21
19	17,27	22,07	3,94	2,51	6552	262,44	598,86	0,19
20	12,77	22,62	4,93	2,66	2743	199,5	474,76	0,12
21	13,52	19	4,96	3,49	11125	173,41	436,78	0,16
22	23,33	42,69	3,86	2,46	3468	49,56	211	0,16
23	17,77	27,64	3,66	2,27	2671	106,5	445,01	0,15
24	11,56	18,23	4,15	2,58	6685	185,63	385,35	0,16
25	40,36	44,92	3,54	2,53	1657	185,47	333,92	0,12
26	32,62	37,04	4,11	2,80	4130	236,71	417,84	0,18
27	20,39	23,57	4,86	2,95	12165	261,76	414,27	0,19
28	9,62	18,38	4,47	1,97	26792	260,51	516,22	0,22
29	24,98	26,72	4,36	4,52	10614	512,42	810,97	0,19

Suite Annexe 9.

BV n°	Ct	Kp	IL	Tr	EXP N
1	6,05	1,85	27	7,85	0,32
2	2,82	2,12	27	80,27	0,65
3	11,25	1,74	27	31,16	0,57
4	14,05	2,51	27	55,91	0,68
5	11,11	1,6	27	100	0,68
6	10,88	2,53	27	24,82	0,52
7	11,26	1,51	27	2,32	0,68
8	7,82	2,06	4	49,9	0,52
9	13,76	1,54	27	52,62	0,82
10	9,54	1,81	10	43,4	0,58
11	12,58	1,84	10	45,17	0,57
12	14,20	1,69	27	66,76	0,65
13	12,74	1,99	27	4,42	0,55
14	12,97	1,53	27	22,6	0,46
15	13,56	1,96	27	2,93	0,53
16	12,53	1,61	27	24,77	0,57
17	12,13	1,67	27	10	0,66
18	9,74	1,47	27	54,94	0,74
19	9,89	1,49	27	17,82	0,41
20	13,11	1,77	50	72,59	0,75
21	17,31	1,45	27	66,86	0,79
22	9,50	2,47	27	94,86	0,69
23	8,31	1,84	27	100	0,42
24	10,71	1,5	10	87,2	0,34
25	8,96	1,98	27	78,92	0,51
26	11,51	1,82	27	12,03	0,72
27	14,34	1,46	4	92,15	0,65
28	8,81	1,66	4	95,81	0,47
29	19,71	1,5	27	57,59	0,9

S: Surface du bassin en Km²; **P**: Périmètre en km; **F**: Fréquence des talwegs; **Dd**: Densité de drainage en Km⁻¹; **Gr**: gradient; **CO**: Coefficient orographique; **Hmin**: Altitude minimale; **Hmoy**: Altitude moyenne; **Ct**: coefficient de torrentialité; **Kp**: indice de forme; **IL**: indice lithologique; **Tr**: taux de recouvrement; **EXP N**: pourcentage d'exposition du bassin au nord.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ahnert, F.** 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science*, 268: 243-263.
- 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.
- Campbell, F.B., Bauder, H.** 1940. A rating curve method for determining silt-discharge of streams, EOS. *Trans. Am. Geophys. Union*, 21: 603-607.
- Cosandey C., Robinson M.** 2000. *Hydrologie continentale*, Armand Colin, Paris, 360p.
- Cosandey C.** 2003. *Les eaux courantes*, Editions Belin, Collection Géographie, Paris, 240 p.
- Demmak, A.** 1982. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie Septentrionale. Thèse doct. Ing., Paris, 323 p.
- Duan, N.** 1983. Smearing estimate: a nonparametric retransformation method. *Journal of the American Statisticians Association*, 78: 605-610.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A., Sugden, D.E.** 1984. *Geomorphology*. Methuen, New York, USA.
- Ellison, W.D.** 1945. Some aspects of raindrops and surface flow on soil erosion and infiltration. *Transactions of the American Geophysical Union*, 26: 415-429.
- Etchanchu, D., Brobst, J.L.** 1986. Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure de ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *C.R. Académie des Sciences.*, Paris, 302, série II,17: 1063-1067.
- Ferguson, R. I.** 1986. River loads underestimated by rating curves. *Water Resources Research*, 22 (1): 74 – 76.
- Fiandino, M.** 2004. Apports de matières en suspension par les fleuves côtiers à l'Etang de Berre (Bouches du Rhône, France). *Etudes de géographie physique*, suppl. n°XXXI. Travaux du BVRE, du Mont – Lazère. UMR6012 « Espace » - équipe G.V.E, Nice.
- Gilroy, E.J., Kirkby, W.H., Cohn, T.A., Glysson, G.D.** 1990. Uncertainty in suspended sediment transport curves, discussion. *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(1):143-145.

Hadley, R.F., Schumm, S.A. 1961. Sediment sources and drainage basin characteristics in upper Cheyenne River basin. U.S.G.S. Water Supply Paper, 1531-B: 137-196.

Hauchard E., 2001. De la dynamique non linéaire à la dynamique du relief en géomorphologie – Application aux bassins versants de la marge Nord-occidentale du Bassin de Paris, Thèse de Doctorat, MTG, Université de Rouen, 3 Volumes, 730 p.

Horowitz, A.J, Elrick, K.A., Smith, J.J. 2001. Estimating suspended sediment and trace element fluxes in large river basins: methodological considerations as applied to the NASQAN programme. *Hydrological Processes*, 15: 1107-1132.

Jansson, M.B. 1985. Sediment rating curves of the Ljusnan at Funäsdalen. *Beitr. Hydrol.*

Sonderheft, 5(1): 219-233.

– 1997. Comparison of sediment rating curves developed on load and on Concentration. *Nordic Hydrology*, 28 (3): 189–200.

Khanchoul, K., Jansson, M.B., Lange, Y., 2007: Comparison of suspended sediment yield in two catchments, northeast Algeria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(1): 63–94.

Khanchoul, K., Jansson, M.B., 2008: Sediment rating curves developed on stage and seasonal means in discharge classes for the Mellah wadi, Algeria. *Geografiska. Annaler*, 90 A (3): 227–236.

Khanchoul, K., Altschul R., Assassi F. 2009. Estimating suspended sediment yield, sedimentation controls and impacts in the Mellah catchment of Northern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 2(3): 157–171.

Krishnaswany J, Richter D.D, Halpin P.N, Hofmockel M.S. 2001. Spatial patterns of suspended sediment yields in a humid tropical watershed in Costa Rica. *Hydrological Processes*, 15: 2237–2257

Lambert R. 1996. Géographie du cycle de l'eau, Editions Presses Universitaires du Mirail. (PUM), Toulouse, 1996, 439 p.

Li, Y.H. 1976). Denudation of Taiwan Island since the Pliocene Epoch. *Geology*, 4: 105-107.

- Marre, A.** 1992. Le tell oriental algérien : de Collo à la frontière tunisienne. Etude géomorphologique. Office des Publications Universitaires, Alger. 624p.
- Mc Bean, E.A., Al-Nasri, S.** 1988. Uncertainty in suspended sediment transport curves. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(1): 63-74.
- Melton, M.A.** 1957. Analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology. Proj. NR 389-042, Tech. Rept. 11. Columbia Univ. Dept of Geol.; ONR, Geog. Branch., New York.
- Mietton, M., Ballais, J.L., Marre, A.** 1998. L'érosion hydrique mécanique et les mouvements de terrain sur les versants et dans les bassins versants. Chap. 2, In *L'érosion entre nature et société*. Dossier 22, Editions SEDES.
- Miller, C.R.** 1951. Analysis of flow duration sediment rating curve method of computing sediment yield. Report, 55p., U.S. Bureau. of Reclamation, Washington, D.C.
- Miller, D.M.** 1984. Reducing transformation bias in curve fitting. *American Statistics*, 38 (2):124–126.
- Miller, J.R., Ritter, D.F., Kochel, R.C.** 1990. Morphometric assessment of lithologic controls on drainage basin evolution in the Crawford Upland, south - central, Indiana. *American Journal of Science*, 290, 569-599.
- Nordin, C.F.** 1990. Uncertainty of suspended sediment transport curves. *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(1): 145-148.
- Pike, R.J., Wilson, S.E.** 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Bulletin of the Geological Society of America*, 82: 1079-1084.
- Rafael L.** 1990. *Hydrology : an introduction to hydrologic science*. Chapter 12, 568-586. Reading, Mass., Addison-Wesley.
- Rey, F., Ballais, J.L., Marre, A., Rovera, G.** 2004. Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface. *Géoscience*, 336 : 991-998.
- Ritter, D.F.** 1984. *Process geomorphology*. Chapter 5, pp 169-210. Brown Company Publishers, Iowa.
- Sari, D.** 1977). *L'homme et l'érosion dans l'Ouarsenis (Algérie)*. S.N.E.D Editions, Alger, 624p.

- Schumm, S.A.** (1956): Evolution of drainage systems and slopes in bad-lands at Perth Amboy, New Jersey. – Geol. Soc. America Bulletin, 67: 597-646.
- Strahler, A.N.** 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geological. Society of the American Bulletin, 63: 1117-1142.
- Verhoff, F.H., Yaksich, S.M., Melfi, D.A.** 1980. River nutrient and chemical transport estimation. Journal of the Environmental Engineering Division ASCE, 10(6): 591-608.
- Walling, D.E.** 1977. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. Water Resources Research, 13(3): 531-538.
- Walling, D.E., Webb, B.M.** 1981. The reliability of suspended sediment load data. IAHS AISH Publications, 133: 177-194.
- Williams, G.P.** 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. Journal of Hydrology, 111: 89-106.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D.** 1960. An universal soil-loss equation to guide conservation farm planning. Transactions of 7th International Congress of Soil Science, Madison, Wisco., 1: 418-425.
- Yevjevich, V.** 1972. Probability and Statistics in Hydrology. Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, U.S.A.
- Zavoianu, I.** 1985. Morphometry of drainage basins. Developments in Water Science, 20, Elsevier, Amsterdam. 238p.
- Zingg, A.W.** 1940. Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. Agricultural Engineering, 21: 59-64.