



THESE

Présentée en vue de l'obtention de diplôme de *Doctorat science*

Modélisation du transfert des flux hydro-sédimentaires et
cartographie des zones à risque d'érosion hydrique dans le
bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel

Option : Hydrologie

raP

TOURKI MAHMOUD

DIRECTEUR DE THESE : Pr. Khanchoul Kamel, Université Badji Mokhtar – Annaba.

CO-ENCADREUR : Yves Lebissonais, Laboratoire des Interactions Sols, Agro-systèmes, Hydro-systèmes,
LISAH, Sup-agro-Montpellier, France.

DEVANT LE JURY

PRESIDENT: AMARCHI HOCINE Professeur à l'Université Badji Mokhtar – Annaba.

EXAMINATEURS: DJEMILI Lakhdar Professeur à l'Université Badji Mokhtar – Annaba.

BOUANANI Abderrazak Professeur à l'Université Aboubakr Belkaid –Tlemcen.

ZEGHADNIA Lotfi M.C.A à l'Université Cherif Messaadia – Souk -Ahras.

LOUAMRI Abdelaziz M.C.A à l'Université des frères Mentouri– Constantine.

ملخص:

يساهم هذا العمل في دراسة تعرية التربة و المنتقلات الصلبة العالقة في الحوض المائي لوادي كبير الرمال المتواجد في الشمال الجزائري وهذا على مدى 28 سنة (1973-2001).

العوامل التي تساهم في عملية التعرية النسبية في الوسط الفيزيائي (الضروف المناخية , الهيدرولوجية , نوعية الصخور و الغطاء النباتي) قد أخذت بعين الاعتبار بالإضافة إلى المناطق المنتجة للمواد الصلبة التي حددت بالاعتماد على النموذج الفضائي للتعرية.

المنتقلات الرسوبية المسجلة لارتفاعات المياه قد قدرت بواسطة تراكيز أخرى محسوبة عن طريق الدراسات الارتدائية للمنحنيات الخاصة بالنسبة للارتفاعات المائية التي لا يوجد بها قياس لمستويات المياه. لقد تم أيضا محاولة إنشاء منحنيات للمنتقلات الصلبة بواسطة تقسيم الملاحظات المتوسطة للمياه والتراكيز الصلبة على مستوي فصول السنة.

تقدر الكمية السنوية المتوسطة للتعرية بالنسبة للحوض المائي لوادي كبير الرمال بحوالي 1070 طن/كلم² اما بالنسبة للأحواض المائية الثانوية تتراوح نسبة التعرية السنوية المتوسطة من 170 طن/كلم² في الحوض الثانوي بمنبع وادي الرمال إلى 797 طن/كلم² بالنسبة للحوض الثانوي لوادي الكبير. من الرغم إن حوض منبع وادي كبير يمثل 12% من المساحة الإجمالية للحوض الجهوي الكبير, فان هذا الحوض الثانوي يؤثر بنسبة كبيرة على التعرية في حوض كبير الرمال خاصة في جهته الغربية.

الحوض المائي الثانوي لوادي الرمال يمثل الحوض الأكثر أهمية. هذا الوادي ينقل المصاريف الهيدرولوجية من منطقة السهول القسنطينية العالية نحو المناطق الوسطي على مسافة 208 كلم. النسبة المنخفضة للتعرية الملاحظة في هذا الحوض لها علاقة أساسا بالعوامل الطبوغرافية و المناخية الضعيفة المتعلقة بالمناخ الشبه الجاف الذي يميز الجهة الجنوبية . في نفس الوقت نسبة الحقول الزراعية تمثل أغلبية المساحة, خصوصا الزراعة الغير الممتدة على مدار السنة.

لقد أظهرت الطرق الإحصائية و الخرائطية المستخدمة في هذه الدراسة إن التدفق الهيدرولوجي و تدفقات الأمطار وكذلك نسبة الانحدارات في الحوض المائي للوادي الكبير , إنها تتزايد من الجنوب إلى الشمال, بينما يزداد انخفاض الغطاء النباتي في الاتجاه المعاكس.

العلاقات بين تراكيز المواد الصلبة والسائلة و علاقات التدفق و الأمطار مختلفة من حوض إلى آخر, و هذا لعدم تجانس البيئات وتعدد عمليات التفاعل بين العوامل الهيدرولوجية و الفيزيوجيوغرافية من جهة, ومن جهة أخرى قلة كثافة شبكة الأرصاد الهيدرومترية بحيث يكون لها نتائج جد تمثيلية على نطاق الحوض بأكمله.

النموذج الفضائي المستخدم في هذه الدراسة (نموذج تعرية التربة) إلى خرائط التضاريس, الغطاء النباتي و قابلية التربة للتعرية.

النتائج التي أظهرها هذا النموذج الفضائي مثيرة للاهتمام , حيث أن الارتياح بين قيم المقدرة بفضل المنحنيات الارتدائية للمنحنيات الصلبة و القيم الناتجة عن النموذج الفضائي لنفس المناطق ارتياحا طفيفا. تم تحسين نوعية النموذج من خلال نسبة الترسيب المر في السدود الموجودة في الحوض المائي نفسه. هذا النموذج جعل من الممكن ترقب نسبة التعرية المتوسطة في الأماكن التي لا يوجد بها قياسات التراكيز الصلبة جعلت من الممكن.

الكلمات المفتاحية : حوض المائي, وادي كبير الرمال, تعرية التربة, المنتقلات الصلبة, نموذج فضائي لتعرية التربة, هيدرولوجيا, نموذج MESALES.

Abstract

The main objective of this work is to characterize the major axes of water erosion in one of the most characteristically hydro-systems of eastern Algeria: Wadi Kebir-Rhumel catchment. The spatiotemporal modelling of hydro-sedimentary variables have contributed to assess and analyze suspended sediment load during 28 years of monitoring period (1973/74-2000/2001).

Erosion factors (Topography, lithology, land use, precipitations and runoff rate) have been taken into consideration to explain erosive dynamics in the catchment and within its principal sub-basins.

Sediment rating curve method has been used to estimate sediment yields in few wadis, at different time scales. These latter were developed from instantaneous water discharge and suspended sediment concentrations. The efficiency of the statistical regressions have been improved using water discharge class technique. An attempt to subset observations data into seasonal groups has been realized.

The results show a significant erosion rate within Wadi Kebir-Rhumel catchment, which is equal to 1070 Tons/km²/year (1973-2001 year-period). Such a value rate classifies this latter catchment among the most affected Algerian basins by erosion. Its sediment yield exceeds that of most coastal catchments in the east part of the country. Most of sediment loads are evacuated, especially, during high flood events, and this kind of floods can be extended over several regions of the catchment such as Wadis Endja and Rhumel. However, temporal irregularity of these hydrological events imposes a significant variability of sediment load and water supply at annual and seasonal scales.

Erosion rates vary widely, especially at sub-basins, showing an important spatial variability of the erosion intensity, from an area to another in the catchment. The erosion rate of the Upper Wadi Kebir, which controls only 12% of the catchment area, is too high (797 Tons/km²/year).

This rate, is almost 5 times that of Wadi Rhumel (170 Tons/km²/year), which is controlling a large area, with 60% of the total area of the Kebir-Rhumel catchment. Such results are sometimes difficult to explain due to some insufficient data but, at least, they reflect an important contrast of the physical environment and a significant spatial variability of precipitations and runoff.

The use of a spatial erosion model such as MESALES has allowed us to go deeply through this study and to identify productive sediment areas, based on spatializing some erosion factors such as land use, hillslope, rainsplash on soil and soil erodibility. Soil erosion sensitivity has been combined with a climatic factor (rainfall) to simulate annual and seasonal erosion hazard. It appears that more than 64% of soil loss comes from the central part of the Wadi Kebir-Rhumel catchment (medium basin), a basin area where it coincides perfectly with the existence of an important erosivity due to climatic influence.

Besides the mountainous character of the study catchment, the extended agricultural land and sensitive soils to erosion have provided favorable conditions to develop aggressive runoff during rain floods causing bank erosion and landslides.

The important erosion rate observed in the study catchment contributes widely to the siltation of the Béni-Haroun dam (8,9 hm³/year). This great hydraulic structure controls about 70% of Wadi Kebir-Rhumel catchment. For this reason, several measures have been proposed in this study in order to reduce erosion rate in the study catchment and/or in the Beni Haroun basin and, consequently, to extend lifetime of the concerned reservoir, which is classified since the year 2004 as the most important reservoir in Algeria.

Keywords: Wadi Kebir-Rhumel, Basin, Water erosion, suspended sediment load, spatial model, Hydrologie, MESALES model.

Résumé

L'objectif majeur de ce travail est de cerner les grands traits de l'érosion hydrique dans l'un des hydro-systèmes les plus caractéristiques de l'Est algérien : il s'agit du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel. Les approches statistiques et analytiques entamées dans ce travail, ainsi que la modélisation spatio-temporelle des flux hydro-sédimentaires, ont abouti à la quantification des transports solides en suspension, pour une période de 28 années, allant de 1973 à 2001.

Les facteurs physico-géographiques et hydro-climatiques (topographie, lithologie, occupation des sols, climat, ruissellement etc.) influençant la dégradation des sols sont pris en considération pour appuyer la compréhension de la dynamique érosive dans le bassin, et au niveau de ses principales unités hydrologiques.

Les apports solides dans quelques oueds ont été estimés, à différentes échelles temporelles, à partir des courbes de transport solide, développées sur la base des prélèvements instantanés des débits et des concentrations de la charge solide en suspension. La performance des régressions statistiques établies a été améliorée par l'usage de la technique des classes de débits et par une tentative de subdivision des données, à l'échelle des saisons.

Les résultats de quantification dévoilent un taux d'érosion important pour l'Oued Kébir-Rhumel, estimé à 1070 T/km²/an (période 1973-2001). Une telle valeur le classe parmi les bassins algériens les plus touchés par le phénomène. Sa dégradation spécifique dépasse celle de la plupart des bassins côtiers-est du pays. Les grandes quantités de sédiments sont évacuées, surtout durant les violentes crues qui se généralisent, parfois, sur la plupart des principales unités hydrologiques du bassin (Oued Endja et Rhumel). Cependant, l'irrégularité temporelle de ces événements extrêmes impose une forte variabilité des apports solides et liquides, d'une année à une autre et, mieux encore, d'une saison à une autre.

Les taux d'érosion très variés, à l'échelle des sous-bassins jaugés, mettent en évidence une variabilité spatiale de l'intensité de l'érosion, assez prononcée d'une région à une autre du bassin. L'Oued Kébir-amont Endja, drainant seulement 12% de la superficie totale du bassin régional, s'érode avec un taux de 797 T/km²/an, soit presque 5 fois le taux d'érosion de l'Oued Rhumel (170T/km²/an) qui contrôle, en son amont, une superficie plus importante (60% de la superficie totale du Kébir-Rhumel). Ces résultats assez complexes, et parfois difficiles à interpréter, compte-tenu de l'insuffisance de certaines données, ont permis, tout de même, d'identifier le caractère assez contrasté du milieu physique du bassin et de mettre l'accent sur les nuances géographiques des précipitations et des ruissellments.

L'intégration d'un modèle spatial pertinent de type « Système expert » a pu affiner ce travail et identifier les régions susceptibles de produire le matériel solide, sur la base de la spatialisation de l'occupation du sol, du relief, de l'érodibilité et de la battance des sols. La sensibilité potentielle des terrains à l'érosion a été combinée au facteur climat (précipitations) pour simuler l'aléa érosion annuel et saisonnier. Il s'avère que plus de 64% de la perte en sols du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel provient de sa partie centrale (bassin moyen), région où coïncide parfaitement une forte vulnérabilité des sols à l'érosion et agressivité du climat.

En dehors du caractère montagneux du bassin, la dominance flagrante de terrains agricoles et des sols, majoritairement tendres, confère au bassin des conditions favorables à l'apparition d'écoulements violents, engendrant, le plus souvent, des processus de ravinement et de glissement de terrains, sous l'effet d'averses torrentielles.

La perte considérable en sols du bassin de Kébir-Rhumel se fait surtout sentir sur l'envasement de la retenue du barrage de Béni-Haroun (8,9hm³/an). Ce dernier contrôle, en son amont, environ 70% de la superficie totale du Kébir-Rhumel.

De ce fait, des mesures antiérosives ont été proposées, visant à réduire le taux d'érosion, dans le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel et/ou de Béni Haroun, et, conséquemment, à prolonger la durée de vie utile de cet ouvrage, classé depuis l'année 2004, comme le plus important d'Algérie.

Mots clés : Oued Kébir-Rhumel, Bassin versant, érosion hydrique, transport solide en suspension, Hydrologie, Modèle spatial MESALES.

AVANT- PROPOS

Avant d'entamer le contenu scientifique de cette thèse, je voudrais revenir sur le point de départ de ce travail et la trajectoire suivie pour l'élaborer.

Après avoir soutenu mon mémoire de Magistère intitulé « Etude de l'érosion et du transport solide dans le bassin de l'Oued Kébir-Est », c'est assez rapidement que mon intérêt croissant pour la modélisation spatio-temporelle de l'érosion hydrique et pour la recherche s'est développé, rencontrant la possibilité d'obtenir une allocation de thèse. A cela, s'est ajouté un encadrement sérieux et encourageant de la part du professeur Khanchoul Kamel qui m'a permis de m'orienter vers des pistes de recherche intéressantes, menant aux objectifs recherchés.

Par ailleurs, Je souhaitais éviter, autant que possible, l'usage de modèles spatiaux d'érosion redondants dans la plupart des études menées sur un ensemble de bassins algériens. La problématique de la dégradation des sols dans un bassin important tel que celui de l'Oued Kébir-Rhumel m'a donc semblé un sujet captivant du fait que peu de travaux lui ont été consacrés et surtout du fait qu'il englobe, en son domaine, le plus grand barrage de l'Algérie (Béni-Haroun).

En approfondissant mes recherches sur ce thème, j'ai malheureusement rencontré plusieurs obstacles, et pas des moindres, car liés essentiellement à l'insuffisance et à la discontinuité des données hydro-climatiques et physico-géographiques du bassin.

Petit à petit, ces difficultés ont été gérées et surmontées, à la fois dans la pratique et moralement, grâce à l'encouragement incessant de mon cher père. Un père qui a été toujours présent pendant toutes les années de la préparation de ce travail et qui, à ce jour, reste très soucieux de voir son fils réussir dans ses études, depuis que j'étais enfant.

Bien évidemment, ce travail n'aurait jamais pu être achevé sans la collaboration de Monsieur Yves Lebissonais, auquel, Je n'hésite, surtout pas, à exprimer toute ma gratitude pour n'avoir pas, un seul instant durant mon stage, qui a nécessité un sérieux labeur, failli à sa mission de co-promoteur, en me faisant bénéficier, sans restriction aucune, de son savoir, ses compétences et son expérience.

Ma pensée va, aussi, aux chercheurs et à l'équipe érosion du LISAH à Montpellier, notamment à Follain Stéphane, Raclot Damien et à Yanik Peipins, que je ne remercierai jamais assez pour leurs précieux conseils et leurs idées innovantes qui m'ont permis d'apporter de l'originalité, à ce travail.

Tourki Mahmoud

Liste des tableaux

Tableau 1. Superficie occupées par les formations lithologiques de l'Oued Kébir-Rhumel....	24
Tableau 2. Caractéristiques du modèle numérique de terrain utilisé	34
Tableau 3. Statistiques altimétriques du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel.....	35
Tableau 4. Classes de pentes susceptibles de déclencher des processus érosifs	37
Tableau 5. Pourcentages de surfaces occupées par chaque classe de pente.....	38
Tableau 6. Valeur des dénivelées spécifiques.....	41
Tableau 7. Proportions de surface pour les différents éléments du relief	46
Tableau 8. Proportions de surface des différents types d'occupation de sol du Kébir-Rhumel	63
Tableau 9. Proportions de surface des classes et types de sol du Kébir-Rhumel.....	75
Tableau 10. Caractéristiques des stations pluviométriques retenues	80
Tableau 11. Superficies contrôlées par les postes pluviométriques et coefficients de pondération	83
Tableau 12. Ecart extrêmes des années humides et sèches au niveau des stations.	87
Tableau 13. Caractéristiques pluviométriques annuelles des sous-bassins	89
Tableau 14. Variabilité mensuelles des précipitations au niveau des stations pluviométriques période (1973/74–2000/01).....	93
Tableau 15. Pluies moyennes mensuelles et paramètres de dispersion au niveau des sous-bassins période (1973/74-2000/01).....	98
Tableau 16. Fréquence des précipitations journalières extrêmes, période (1973/74-2000/01).....	101
Tableau 17. Températures et les précipitations moyennes mensuelles, période (1981/82-2000/01)...	106
Tableau 18. Hauteurs d'évapotranspiration potentielles et des précipitations (1981/82-2000/01)....	107
Tableau 19. Proportion de surface occupée par les étages bioclimatiques du bassin	110
Tableau 20. Caractéristiques des stations hydrométriques retenues	116
Tableau 21. Valeurs des modules absolues et spécifiques annuels des stations.....	121
Tableau 22. Paramètres statistiques de dispersion et d'immodération des débits annuels.	124
Tableau 23. Ecoulements et précipitations extrêmes au niveau des bassins.	126
Tableau 24. Précipitations et coefficient d'écoulement moyens de la période (1973/74-2000/01).....	129
Tableau 25. Variabilité mensuelle des débits spécifiques	136
Tableau 26. Débits extrêmes journaliers, période (1973/74-2000/01)	142
Tableau 27. Dénombrement des événements de crues en chaque station selon les classes de débits..	146
Tableau 28. Variabilité des apports moyens mensuels, période (1973/74-2000/01).....	147
Tableau 29. Valeurs du coefficient de perméabilité K de la formule de SOGREAH (1969).....	151
Tableau 30. Dégradation spécifique des bassins étudiés selon les formules empiriques.....	153
Tableau 31. Caractéristiques et paramètres statistiques des modèles régressifs retenus pour les différentes Relations : Q-C et Q-Qs.....	161
Tableau 32. Valeurs d'erreurs et de coefficient de corrélation des modèles retenus en chaque bassin.	162
Tableau 33. Valeur d'apports solides et des dégradations spécifiques de bassins.	172
Tableau 34. Quelques valeurs de dégradations spécifiques des bassins de la Méditerranée	173

Tableau 35. Quelques valeurs de dégradations spécifiques des bassins de la Méditerranée	180
Tableau 36. Caractéristiques des crues extrêmes des saisons froides et chaudes de la période (1973/1974- 2000/2001).....	192
Tableau 37. Classification de l'occupation du sol du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel.....	202
Tableau 38. Classification des cartes de l'indice MRVBF et MRRTF.....	222
Tableau 39. Combinaisons possibles du croisement des rasters MRVBF et MRRTF.....	223
Tableau 40. Classification de la Texture, battance et érodibilité des sols	226
Tableau 41. Proportions de surface des classes d'aléa à l'échelle des sous-bassins étudiés.....	236
Tableau 42. Proportions de surface des classes d'aléa saisonnier à l'échelle du bassin.....	240
Tableau 43. Proportions de surface des classes d'aléa saisonnier à l'échelle des sous-bassins.	242
Tableau 44. Correspondances des classes d'aléa du modèle MESALES selon Van Rompaey et al. (2003).....	247
Tableau 45. Valeur de l'érosion estimée à l'échelle du bassin et des sous-bassins.....	251
Tableau 46. Résultats statistiques de la corrélation des paires (E_{obs} - E_{obs}) retenues.....	254
Tableau 47. Valeurs de l'érosion moyenne estimée pour le bassin inférieur, moyen et supérieur de l'Oued Kébir-Rhumel pour la période 1973/74-2000/01.....	256
Tableau 48. Détail du calcul du taux d'érosion pour le bassin de Béni-Haroun	259
Tableau 49. Types d'aménagements anti-érosifs proposés.....	274
Tableau 50. Combinaison de techniques antiérosives pour chaque type d'occupation du sol.....	277

Liste des figures

Figure 1. Carte de situation géographique du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.....	6
Figure 2. Principaux cours d'eau et ouvrages hydrauliques du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel	8
Figure 3. Ressources superficielles et points de captage dans le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel	11
Figure 4. Variabilité des potentialités en ressources souterraines et superficielles.....	12
Figure 5. Carte structurale simplifiée du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel (J.Vila 1978)	17
Figure 6. Inventaire des cartes géologiques (ORGM) disponibles du bassin-versant étudié (1/50.000).....	21
Figure 7. Carte lithologique simplifiée du bassin-versant de l'Oued kébir-Rhumel.....	22
Figure 8. Coupe géologique schématique des calcaires crétacés, région d'Ain M'lila.....	25
Figure 9. Coupe géologique schématique de l'anticlinal de Djemila (Région de Sétif)	28
Figure 10. Coupe schématique du synclinal perché de Djebel Chenatour, Ain El Kébira	28
Figure 11. Classes d'ensembles lithologiques du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel	31
Figure 12. Carte hypsométrique du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel	35
Figure 13. Box-plots des séries statistiques altimétriques.....	36
Figure 14. Carte des pentes du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel	40
Figure 15. Carte de l'indice des fonds vallées (MRVBF)-Résolution de 30×30m	43
Figure 16. Repartition des zones de montagnes, vallées et plaines dans le bassin.....	44
Figure 17. Arborescence du model d'identification des unités morphologiques.	45
Figure 18. Eléments et formes du relief du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel	47
Figure 19. Carte de l'occupation du sol et du couvert végétal du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel. ...	61
Figure 20. Histogrammes des pourcentages de surfaces d'occupation du sol	65
Figure 21. Carte des sols du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel selon Durand (1954)	71
Figure 22. Surfaces contrôlées par les postes pluviométriques selon Thiessen (1911).....	82
Figure 23. Variabilité annuelles des précipitations, période (1973/74-2000/01)	84
Figure 24. Variabilité des précipitations annuelles et du coefficient de variation (CV) à l'échelle des stations, période (1973/74-2000/01).	85
Figure 25. Carte isohyète pour la période (1973/74-2000/01).	88
Figure 26. Variabilité interannuelle des précipitations moyennes à l'échelle des sous-bassins.....	90
Figure 27. Variabilité des précipitations mensuelles au niveau du bassin (période 1973/74-2000/01).91	91
Figure 28. Régimes pluviométriques pour les étages bioclimatiques du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel période (1973/74-2000/01).....	95
Figure 29. Variabilité des pluies moyennes saisonnières au niveau du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, période (1973/74-2000/01).....	96
Figure 30. Variabilité des précipitations moyennes mensuelles au niveau des sous- bassins, étudiés période (1973/74-2000/01)	97
Figure 31. Variabilité des pluies moyennes saisonnières au niveau des sous-bassins étudiés, Période (1973/74- 2000/01).....	99

Figure 32. Diagrammes ombro-thermiques des stations de référence (1981/1982-2000/01)	104
Figure 33. Variabilité de l'ETP et des précipitations moyennes mensuelles pour les 3 stations de référence (1981/1982-2000/01).....	108
Figure 34. Carte des étages bioclimatiques du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel selon Côte (1998).....	109
Figure 35. Répartition des stations hydrométriques retenues.....	113
Figure 36. Corrélation des débits mensuels des saisons froides et chaudes.....	118
Figure 37. Variabilité annuelles des débits spécifiques au niveau des stations, périodes (1973/1974- 2000/01) et (1971/72- 1978/79).....	124
Figure 38. Variabilité interannuelle du ruissellement dans les différents Oueds étudiés, périodes (1973/74-2000/01) et (1971/72-1978/79).....	127
Figure 39. Variabilité interannuelle du coefficient d'écoulement, précipitations et des ruissellements, périodes (1973/1974-2000/01) et (1971/72-1978/79).....	130
Figure 40. Variabilité du coefficient mensuel d'écoulement.	133
Figure 41. Variabilité mensuelle du coefficient d'écoulement, des précipitations et des ruissellements, périodes (1973/1974-2000/01) et (1971/72- 1978/79).....	139
Figure 42. Débits maximaux et minimaux journaliers de la périodes (1973/1974-2000/2001) et (1971/72- 1978/79).....	141
Figure 43. Nuage des points des valeurs instantanées des concentrations (C) et des débits liquides (Q) dans les stations de références.....	157
Figure 44. Situation géographique des stations hydrométriques et du barrage de Hamma Grouz....	164
Figure 45. Variabilité interannuelle de l'érosion spécifique dans le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel au regard des écoulements, concentrations en MES, et des précipitations.....	165
Figure 46. Variabilité interannuelle de l'érosion spécifique dans le sous- bassin de l'Oued-Rhumel au regard des écoulements, concentrations en MES, et des précipitations.....	167
Figure 47. Variabilité interannuelle de l'érosion spécifique dans le sous- bassin de l'Oued-Kébir-amont au regard des écoulements, concentrations en MES, et précipitations.....	169
Figure 48. Variabilité mensuelle des apports solides dans le bassin de l'Oued Kébir- Rhumel au regard des débits, concentrations en MES, et des précipitations.....	174
Figure 49. Variabilité mensuelle des apports solides dans le sous-bassin de l'Oued- Rhumel au regard des débits, concentrations en MES, et des précipitations	177
Figure 50. Variabilité mensuelle des apports solides dans le sous-bassin de l'Oued- Kébir-amont au regard des débits, concentrations en MES, et des précipitations	179
Figure 51. Arbre de décision utilisé par MESALES pour l'estimation du risque d'érosion.....	199
Figure 52. Sensibilité des types d'occupation du sol à l'érosion (9 classes).....	203
Figure 53. Raster des pentes structuré en 8 classes (Résolution 90m)	204
Figure 54. Raster des pluies moyennes annuelles classifié en quantiles (Période 1973/74-2000/01).....	205
Figure 55. Rasters des pluies moyennes par saison classifiés en quantiles (Période 1973/74-2000/01).....	206
Figure 56. Coupe longitudinale type d'un versant.....	208

Figure 57. Carte de l'indice MRVBF (Résolution de 90×90m).....	210
Figure 58. Exemple des formes des fonds de vallées selon les valeurs de l'indice MRVBF.....	211
Figure 59. Carte de l'indice MRRTF (Résolution 90×90m).....	213
Figure 60. Variantes du seuillage de la carte de l'indice MRVBF.....	215
Figure 61. Variantes du seuillage de la carte de l'indice MRRTF.....	217
Figure 62. Tracé en plan des sections de coupe sur la superposition des rasters : MNT, MRVBF et MRRTF.....	218
Figure 63. Diagrammes des coupes longitudinales des sections S ₁ , S ₂ et S ₃	220
Figure 64. Carte du résultat du croisement des cartes MRVBF -MRRTF.....	223
Figure 65. Carte du résultat du croisement (MRVBF-MRRTF) simplifiée à 3 classes.....	224
Figure 66. Carte du résultat de la superposition : Géologie-classes morphologiques.....	225
Figure 67. Carte de la battance des sols (Résolution 90m).....	228
Figure 68. Carte d'érodibilité des sols (Résolution 90m).....	228
Figure 69. Carte de sensibilité potentielle des sols du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel à l'érosion hydrique-Résolution 90m.....	231
Figure 70. Carte d'aléa érosif annuel pour la période 1973/74-2000/01-Résolution 90m.....	233
Figure 71. Carte d'aléa érosif moyen saisonnier pour la période 1973/74-2000/01-Résolution 90m.....	234
Figure 72. Estimation du taux d'érosion des sols à l'échelle de l'Europe selon l'aléa érosion du modèle MESALES (Van Rompaey et al., 2003).....	247
Figure 73. E _{obs} face à E _{sim} à l'échelle des bassins étudiés.....	252
Figure 74. E _{obs} face à E _{obs} pour l'ensemble des bassins (toutes période confondues).....	253
Figure 75. E _{obs} face à E _{obs} pour toute la série excepté les points douteux.....	254
Figure 76. Limite des grandes unités représentatives de l'aléa érosion du Kébir-Rhumel.....	255
Figure 77. Aléa érosion annuel aux limites du bassin contrôlé par le barrage de Béni-Haroun (Période 1973/74-2000/01).....	258
Figure 78. Organigramme de planification des aménagements anti-érosifs.....	276

Liste des annexes

Annexe 1. Variabilité des débits journaliers des bassins supérieurs (Hautes plaines) Périodes (1973/74- 2000/01) et (1971/72-1978/79).....	279
Annexe 2. Variabilité des débits journaliers dans le bassin moyen et inférieur, période (1973/1974- 2000/2001).....	280
Annexe 3. Variabilité des débits journaliers durant l'année extrême humide période 1984/1985 (Bassin moyen et inférieur)	281
Annexe 4. Variabilité des débits journaliers durant l'année extrême humide 1984/1985 (Bassin supérieurs des hautes plaines).....	282
Annexe 5. Valeurs de quelques paramètres morphométriques au niveau des bassins étudiés.....	283
Annexe 6. Courbes de transports solides retenues pour la station d'El Ancer (Oued Kébir-Rhumel)...	284
Annexe 7. Courbes de transports solides retenues pour la station de Grarem (Oued Rhumel).....	285
Annexe 8. Courbes de transports solides retenues pour la station de Tassadane (Oued Kébir-amont)...	286
Annexe 9. Relations entre l'érosion, pluie, écoulement et concentrations annuelles à l'Oued Kébir-Rhumel.....	287
Annexe 10. Relations entre l'érosion, pluie, écoulement et concentrations annuelles à l'Oued Rhumel et Kébir-amont.....	288
Annexe 11. Turbidigrammes de la crue généralisée du 29/12/1984 au 02/01/1985.....	289
Annexe 12. Turbidigrammes de la crue généralisée du 03 au 05 Février 1984.....	290
Annexe 13. Turbidigrammes de la crue généralisée du 07 au 8 mars 1985.....	291
Annexe 14. Turbidigrammes de la crue généralisée du 16 au 17 Avril 1979.....	292
Annexe 15. Turbidigrammes des crues de la période chaude.....	293
Annexe 16. Schéma détaillé de l'arborescence du modèle MESALES utilisé pour le calcul de l'aléa érosion- source(Cerdan et al., 2006).....	294
Annexe 17. Carte géologique du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel d'après les travaux de Mebarki and Thomas (1988).....	295
Annexe 18. Formes d'érosion observées à l'Oued Endja et Kébir-amont (Automne 2015).....	296
Annexe 19. Formes d'érosion observées à l'Oued Rhumel-Semndou (Automne 2015).....	296
Annexe 20. Détails techniques sur les méthodes d'amélioration des pratiques agricoles.....	297
Annexe 21. Détails techniques sur les méthodes de plantation d'Opuntia et de la revégétalisation.....	298
Annexe 22. Détails techniques sur les méthodes des plantations d'haie vives et d'arbres fruitiers.....	299
Annexe 23. Détails techniques sur les mesures de reboisement.....	300
Annexe 24. Détails techniques d'installation des murettes et des cordons de pierres.....	301
Annexe 25. Détails techniques sur les mesures d'installation des banquettes.....	302
Annexe 26. Détails techniques sur les mesures d'installation des seuils.....	303
Annexe 27. Détails techniques sur les mesures d'installation des systèmes de drains et d'exutoires.....	304

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE.....	1
CHAPITRE I : GENERALITES.....	5
Introduction.....	5
I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE.....	5
I.2. POPULATION ET ACTIVITES PRINCIPALES.....	5
I.3. APERÇU HYDROGRAPHIQUE	6
I.3.1. L'Oued Rhumel	6
I.3.2. L'Oued Endja	7
I.3.3. L'Oued Kébir-Rhumel (El Kébir).....	7
I.4. PRINCIPAUX OUVRAGES DE RETENTION D'EAU	8
I.4.1. Le barrage de Hamma Grouz (Oued El Athmenia)	9
I.4.2. Le barrage de Berla (Ain Smara).....	9
I.4.3. Le barrage de Béni Haroun (Mila)	9
I.4.4. Le barrage de Boussiaba (El Milia)	10
I.5. RESSOURCES HYDRIQUES DU BASSIN	10
I.5.1. Ressources superficielles	10
I.5.2. Ressources souterraines	12
Conclusion.....	13
CHAPITRE II : CONTEXTE STRUCTURAL ET LITHOLOGIQUE	
DU BASSIN.....	15
Introduction.....	15
II.1. ENSEMBLES STRUCTURAUX.....	15
II.1.1. Le domaine du socle Kabyle	16
II.1.2. Le domaine des Flyschs Kabyles	16
II.1.3. Le domaine des nappes telliennes	18
II.1.3.1. Les séries telliennes stricto-sensu (SS)	18
II.1.3.2. Les séries péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites	18
II.1.4. Le domaine des séries numidiennes.....	19
II.1.5. Le domaine de la nappe néritique Constantinoise	19
II.1.6. Le domaine des séries récentes	19
II.2. CADRE LITHOLOGIQUE.....	20
II.2.1. Ensemble dur.....	20
II.2.1.1. Formations cristallines	20
II.2.1.2. Les grès numidiens.....	23

II.2.1.3. La série des calcaires	23
II.2.1.4. Les calcaires lacustres	25
II.2.2. Ensemble moyennement dur	26
II.2.2.1. Les grès et sables	26
II.2.2.2. Les argiles et les grès	26
II.2.2.3. Les marno-calcaires	26
II.2.2.4. Les calcaires et marno-calcaire lacustres.....	27
II.2.3. Ensemble tendre.....	27
II.2.3.1. Les marnes.....	27
II.2.3.2. Les argiles gypseuses et sable.....	29
II.2.3.3. Les formations superficielles.....	29
Conclusion..	32
CHAPITRE III : ANALYSE DU RELIEF	33
Introduction.....	33
III.1. CARACTERISATION DU RELIEF	33
III.1.1. Données altimétriques	33
III.1.2. Hypsométrie.....	34
III.1.3. Pentes et déclivités.....	36
III.1.4. Dénivelée spécifique.....	41
III.2. IDENTIFICATION DES FORMES DU RELIEF	42
III.2.1. Calcul de l'indice des fonds de vallées (MRVBF).....	42
III.2.2. Seuillage et classification des formes du relief	43
III.2.3. Détermination de l'orographie	45
III.3. PRINCIPAUX MASSIFS DU BASSIN DE L'OUED KEBIR RHUMEL	48
III.3.1. La chaîne de Zouagha et les massifs de Msid Aicha, Sidi Driss	48
III.3.1.1. Le chaînon de Zouagha	48
III.3.1.2. L'ensemble M'cid Aicha, Sidi Driss et Kef Sema	49
III.3.2. Djebel Tamesguida.....	49
III.3.3. Djebel Kheneg	49
III.3.4. Le massif de Djebel El-Ouach.....	50
III.3.4.1. Djebel Massine	50
III.3.4.2. Djebel El-Aria	50
III.3.4.3. Djebel Kelal	51
III.3.4.4. Djebel Salah	51
III.3.4.5. Djebel Bergli	51
III.3.5. Le Massifs de Chettabah	52
III.3.5.1. Djebel Zouaoui	52
III.3.5.2. Djebel Friktia.....	52

III.3.5.3. Djebel Karkara	52
III.3.6. Djebel Akhal.....	52
III.3.7. La chaîne d’Ahmed Rachdi	53
III.3.8. Massif du Grouz	53
III.3.9. L’ensemble Guerioun–Fortas	53
III.3.10. L’ensemble Chenatour et Medjounes	54
III.4. PRINCIPALES VALLEES DU BASSIN DE L’OUED KEBIR RHUMEL	54
III.4.1. La vallée de l’Oued Rhumel	54
III.4.2. La vallée de l’Oued Endja	55
III.4.3. La vallée de l’Oued Kébir-Rhumel	55
III.5. LES HAUTES PLAINES DU BASSIN DE L’OUED KEBIR-RHUMEL.....	56
III.5.1 Les plateaux d’Ain Mlila et Tleghma	56
III.5.2. Les plateaux de Tadjnanet et Chelghoum El Aid	57
III.5.3. Le plateau de Boussiaba	57
Conclusion	57
 CHAPITRE IV : OCCUPATION DU SOL ET PEDOLOGIE	59
Introduction.....	59
IV.1. CARTOGRAPHIE DE L’OCCUPATION DU SOL ET DU COUVERT VEGETAL	60
IV.2. ANALYSE DE LA REPARTITION SPATIALE DE L’OCCUPATION DU SOL	60
IV.2.1. A l’échelle de l’ensemble du bassin	60
IV.2.2. A l’échelle des sous-bassins	64
IV.3. EFFICACITE DU COUVERT VEGETAL DANS LA PROTECTION DU SOL	66
IV.3.1. Les zones protégées en permanence par la couverture végétale	66
IV.3.2. Les zones partiellement protégées par la couverture végétale	67
IV.3.3. Les parcours dépourvus ou mal protégés par la couverture végétale	67
IV.4. UN COUVERT VEGETAL FAVORABLE A L’ECOULEMENT	
ET A L’EROSION HYDRIQUE.....	68
IV.5. PEDOLOGIE	69
IV.5.1. Les sols zonaux	72
IV.5.2. Les sols azonaux	74
Conclusion	77
 CHAPITRE V : ASPECTS CLIMATIQUES	79
Introduction.....	79
V.1. DONNEES PLUVIOMETRIQUES ET QUALITE DU RESEAU D’OBSERVATION.....	79
V.1.1. Spatialisation des précipitations.....	81
V.2. VARIABILITE ANNUELLE DES PRECIPITATIONS.....	83
V.2.1. Variation annuelle des précipitations à l’échelle du bassin	83

V.2.2.1. Carte isohyète.....	88
V.2.2. Variation annuelle des précipitations à l'échelle des sous-bassins.....	89
V.3.VARIABILITE MENSUELLE ET SAISONNIERE DES PRECIPITATIONS	91
V.3.1. Variation mensuelle et saisonnière des précipitations à l'échelle du bassin	91
V.3.2.Variation mensuelle et saisonnière des précipitations à l'échelle des sous-bassins...	96
V.4. PLUIES EXTREMES ET AVERSES GENERATRICES DE CRUES	99
V.5. FACTEUR EVAPO-THERMIQUE	102
V.5.1. Données thermométriques	102
V.5.2. Régime et variabilité pluviau-thermique.....	103
V.5.3. Evapotranpiration potentielle (ETP)	106
V.6. ETAGES BIOCLIMATIQUES DU KEBIR-RHUMEL.....	108
Conclusion.....	111
 CHAPITRE VI : HYDROLOGIE.....	112
Introduction.....	112
VI.1. LE RESEAU D'OBSERVATIONS HYDROMETRIQUE DU KEBIR-RHUMEL	112
VI.1.1.Analyse critique par station	114
VI.1.1.1. Station d'El Ancer	114
VI.1.1.2. Station de Grarem	115
VI.1.1.3. Station de douar Tassadane	115
VI.1.1.4. Station d'Ain Smara.....	115
VI.1.1.5. Station d'El Khroub.....	116
VI.2. COMPLEMENT DE LACUNES	117
VI.3. ANALYSE DES FLUX HYDROLOGIQUES ANNUELS.....	119
VI.3.1. Modules absolus et spécifiques.....	119
VI.3.2. Dispersion des débits annuels	123
VI.3.3.Variabilité interannuelle du ruissellement.....	125
VI.3.4. Coefficient d'écoulement.....	129
VI.4. REGIME FLUVIAL MENSUEL.....	132
VI.4.1. Coefficient mensuel de débit (CMD).....	132
VI.4.2. Dispersion des débits mensuels.....	135
VI.4.3. Variabilité mensuelle des ruissellements et du coefficient d'écoulement.....	137
VI.5.VARIABILITE DES DEBITS JOURNALIERS.....	138
VI.5.1. Evénements extrêmes journaliers.....	140
VI.5.2. Variabilité des débits journaliers à l'échelle des années extrêmes.....	143
VI.6. EVENEMENTS EXTREMES INSTANTANES	144
VI.7. ESTIMATION DES VOLUME ECOULEMENTS.....	147
Conclusion.....	148

CHAPITRE VII: QUANTIFICATION DU TRANSPORT SOLIDE	
EN SUSPENSION.....	150
Introduction.....	150
VII.1. FORMULES EMPIRIQUES DE L'EROSION SPECIFIQUE.....	150
VII.1.1. Formule de la SOGREAH (1969)	150
VII.1.2. Formule de Tixeront (1960)	151
VII.1.3. Formule de Fournier (1960)	151
VII.1.4. Formule de Demmak (1982)	152
VII.2. METHODOLOGIE DE MESURE ET DE QUANTIFICATION DU TRANSPORT	
SOLIDE EN SUSPENSION.....	153
VII.2.1. Courbes de transport Solide.....	154
VII.2.1.1. Relations concentrations (C) - Débits liquides (Q)	155
VII.2.1.2. Relations débit solide (Q_s) - Débits liquides (Q)	159
VII.2.2. Evaluations des apports solides.....	159
VII.2.3. Discussion des résultats et choix des modèle.....	160
VII.3. VARIABILITE INTERANNUELLE DES APPORTS SOLIDES.....	163
VII.3.1. Variabilité interannuelle à l'échelle du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.....	163
VII.3.2. Variabilité interannuelle des apports solides à l'échelle des sous-bassins.....	166
VII.3.2.1. Le sous-bassin de l'Oued Rhumel.....	166
VII.3.2.2. Le sous-bassin de l'Oued Kébir-amont.....	168
VII.3.3. Envasement du barrage de Hamma Grouz	170
VII.4.COMPARAISON DES RESULTATS A L'ECHELLE DE L'ALGERIE ET	
DE LA MEDITERRANEENNE	172
VII.5. VARIABILITE MENSUELLES ET SAISONNIERE DES APPORTS SOLIDES.....	173
VII.5.1. A l'échelle du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.....	173
VII.5.2. Variabilité mensuelle et saisonnière des apports solides à l'échelle des sous-bassins...176	
VII.5. 2.1. Sous-bassin de l'Oued Rhumel.....	176
VII.5. 2.2. Sous-bassin de l'Oued Kébir-amont.....	179
VII.6. ANALYSE DES CRUES LES PLUS INFLUENCENTES SUR LA VARIBILITE	
DES APPORTS SOLIDES.....	181
VII.6.1. Quelques crues caractéristiques de la saison d'hiver et du printemps.....	182
VII.6.1. 1. La crue généralisée de décembre 1984.....	182
VII.6.1. 2. La crue généralisée de Mars 1985.....	187
V.6.1. 3. La crue généralisée d'avril 1979.....	188
VII.6.2. Quelques crues caractéristiques de la saison d'automne et d'été.....	189
VII.6.2.1. La crue de novembre 1990 à El Ancer (Oued Kébir-Rhumel).....	190
VII.6.2.2. La crue de septembre à octobre 1986 (Oued Rhumel à Grarem).....	191
VII.6.2.3. La crue d'octobre 1984 (Oued Kébir-amont à Tassadane).....	191
Conclusion.....	193

CHAPITRE VIII : MODELISATION ET CARTOGRAPHIE DE	
L'ALEA EROSION.....	196
Introduction.....	196
VIII .1. PRESENTATION DU MODELE MESALES.....	197
VIII .1.1. Historiques sur le modèle.....	197
VIII .1.2. Caractéristiques générales du modèle MESALES.....	197
VIII .1.3. Principe et structure du modèle MESALES.....	199
VIII . 2. ETAPES DE MODELISATION DE L'ALEA EROSION A L'ECHLLE DU BASSIN	
 VERSANT DE L'OUED KEBIR-RHUMEL.....	200
VIII .2.1. Création de la base de données spatialisée des paramètres d'entrée du modèle.....	200
VIII .2. 1.1. L'occupation du sol.....	201
VIII.2.1.2. La topographie.....	203
VIII .2.1.3. Climat.....	204
VIII .2. 1.4. Détermination de l'érodibilité et de la battance du sol	207
VIII. 2.2. Hiérarchisation des paramètres.....	229
VIII .2. 2.1. Estimation de la sensibilité des sols à l'érosion.....	229
VIII .2.2.2. Estimation de l'aléa érosion annuel et saisonnier.....	230
VIII .3. ANALYSE DES RESULTATS.....	232
VIII .3. 1. Analyse de la carte de sensibilité des sols à l'érosion.....	232
VIII .3. 2. Analyse de l'aléa érosion annuel.....	235
VIII .3.3. Analyse de l'aléa érosion à l'échelle des saisons.....	240
Conclusion.....	244
CHAPITRE IX : CALIBRAGE ET VALIDATION DU MODELE SPATIAL.....	246
Introduction.....	246
IX.1. METHODOLOGIE DE VALIDATION.....	246
IX.1.1. Estimation de l'érosion simulée par le modèle	248
IX.1.2. Paramètre de validation des résultats.....	248
IX.2. RESULTATS ET DISCUSSIONS.....	249
IX.3. CALIBRAGE DU MODELE A L'ECHELLE DU DE L'OUED KEBIR RHUMEL.....	253
IX.4. PREDICTION DU TAUX D'EROSION DANS LES GRANDES UNITES	
 NON JAUGEES.....	254
IX.5. VALIDATION DU MODELE A L'ECHELLE DU BASSIN DE BENI-HAROUN.....	257
Conclusion.....	259
CONCLUSION GENERALE.....	261
RECOMMANDATIONS.....	272
ANNEXES.....	278
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	305

INTRODUCTION GENERALE

Le terme « érosion » provient du verbe latin « erodere » qui signifie ronger. Il exprime l'usure de la surface du sol, sous l'effet imprévisible des facteurs météorologiques (Fournier, 1969).

En dépit des différents types d'érosion qui existent, nous nous intéresserons, dans le présent travail, à l'érosion hydrique, phénomène qui existe dans notre planète depuis que les roches ont émergé et se sont trouvées en contact avec l'atmosphère.

D'ailleurs, depuis plus d'un siècle, le phénomène d'érosion hydrique est considéré comme l'un des problèmes environnementaux les plus menaçants, au monde (Bakker et al., 2007).

La compréhension des facteurs qui influencent la variabilité spatio-temporelle des flux hydro-sédimentaires et la bonne estimation de la dégradation spécifique, en amont des cours d'eau, sont une démarche indispensable pour lutter contre la perte des terres arables et l'envasement des barrages. Cette démarche doit permettre d'évaluer l'impact de l'activité humaine et du changement climatique sur le processus de détachement, du transfert et du dépôt de la matière détachée et, donc, de déterminer les méthodes de lutte les plus adaptées (Milliman & Syvitski, 1992; Syvitski, 2003; Vörösmarty et al., 2003; D. E. Walling & Fang, 2003).

L'évolution des paysages méditerranéens est fortement liée à une érosion intensive, d'ordre naturel et/ou anthropique, constamment présente (García-Ruiz et al., 2013), en relation avec les conditions, morphologiques, lithologiques, avec les activités d'agriculture, les travaux d'aménagements, l'élevage, les activités forestières etc. qui caractérisent ces régions, ainsi que le fort contraste climatique inter-saisonnier (García-Ruiz et al., 2013).

Arabi and Roose (1989); (Benkadja et al., 2013) estiment que 45% du paysage des régions centrales du Nord de l'Afrique sont dégradés, par l'action de l'érosion hydrique.

Chaque année, des quantités considérables de sédiments sont produites, puis transportées par les différents bassins fluviaux. Une partie de ces sédiments se déverse dans la mer et d'autres se déposent au fond des barrages et diminuent, ainsi progressivement, leurs capacités annuelles de stockage en eau, d'environ de 2 à 5% (Kassoul et al., 1997).

Cependant, les références quantitatives disponibles sur ces flux sédimentaires sont assez imprécises, notamment dans les pays du Maghreb : Desmond Eric Walling et al. (1984) proposent une fourchette entre 1000 à 5000 Tkm⁻² au niveau des rivières du Maghreb. Mama Snoussi (1988); M. Snoussi et al. (1990) estiment une dégradation spécifique moyenne de 750Tkm⁻² au niveau des principales rivières du Maroc.

D'autre part, Probst and Suchet (1992) évaluent une dégradation spécifique, allant de 400 à 610 Tkm^{-2} entre les bassins qui se jettent dans la Méditerranée et ceux qui se jettent dans l'Océan Atlantique.

A l'échelle de l'Algérie, le transfert de sédiments dans les bassins fluviaux s'avère, par certaines études, relativement important (Colombani et al., 1984; A. Megnounif et al., 2003; Vila, 1980). Le travail d'analyse graphique, établi par (Bourouba, 2002), estime qu'un bassin sur cinq de l'Algérie septentrionale possède une dégradation spécifique moyenne annuelle maximale qui varie entre 1100 et 1850 Tkm^{-2} .

L'inventaire, réalisé récemment par Vanmaercke et al. (2014), sur un ensemble de 77 bassins versants algériens, a montré que la fourchette de la perte des sols se situe entre 63 et 7500 $\text{Tkm}^{-2} \text{ an}^{-1}$.

En raison de la forte intensité de l'érosion hydrique des sols en Algérie, de nombreux auteurs se sont intéressés, depuis les dernières décennies, à l'évaluation de la charge sédimentaire et à l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de l'érosion, sur différents bassins fluviaux algériens (Mohamed Achite & Ouillon, 2007; Mohammed Achite & Ouillon, 2016; Benkadjia et al., 2013; Bouchelkia et al., 2013; Kamel Khanchoul et al., 2009; Kamel Khanchoul et al., 2012; Kamel Khanchoul & Jansson, 2008; Kamel Khanchoul et al., 2007; Marre et al., 1977; A. Megnounif et al., 2003; Abdesselam Megnounif et al., 2013)

Bien que de nombreuses études sur le transport des sédiments aient été abordées sur plusieurs rivières algériennes, peu de recherches ont été entreprises dans les bassins-versants du nord-est de l'Algérie.

Par ailleurs, l'évaluation des bilans hydro-sédimentaires en Algérie est souvent difficile, en raison de l'insuffisance et/ou de la fiabilité des mesures de concentration de matières en suspension, notamment pour la partie nord-orientale de l'Algérie (K Khanchoul, 2006) (Kamel Khanchoul & Jansson, 2008).

Les travaux qui ont abordé l'estimation des transports solides dans les bassins du nord-est algérien sont peu nombreux et concernent uniquement quelques bassins de l'Est : l'Oueds Kébir-Ouest, Bouhamdène, Saf Saf, Ressoul et Mellah (K Khanchoul, 2006; Kamel Khanchoul et al., 2009; Kamel Khanchoul & Jansson, 2008; Kamel Khanchoul et al., 2007; Louamri et al., 2013) ; l'Oued Kébir-Est (Amamra et al., 2018; Tourki, 2010) et les Oueds Reboa et Sultez (Balla et al., 2017).

En revanche, la quantification du transport solide dans le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel n'a jamais été abordée ; pourtant ce dernier figure parmi les hydro-systèmes les plus importants des bassins constantinois et ceux de l'Algérie.

D'ailleurs, sa richesse en potentialités superficielles et souterraines et sa situation géographique intéressante ont fait de ce dernier le site adéquat pour l'implantation du plus grand barrage de l'Algérie (Beni-Haroun).

Les travaux intéressants de Mebarki (1982), Mebarki and Thomas (1988) et Mebarki (2005) sont consacrés, d'une manière détaillée, aux ressources hydriques de ce bassin, mais n'ont pas abordé la problématique de la dégradation du sol en ce dernier.

Encore une fois, ces statistiques bibliographiques mettent en évidence le manque flagrant des mesures de transport solide en Algérie, notamment pour la partie nord-est de l'Algérie. Cette exception, vient encore poser un réel obstacle aux hydrologues pour évoquer des études précises sur la dégradation des sols dans les bassins de l'Est algérien, dont fait partie celui de l'Oued Kébir-Rhumel.

Cet état de fait a imposé à de nombreux chercheurs la recherche de méthodes d'évaluation de l'érosion qui s'adaptent le mieux aux limites spatio-temporelles des données à disposition.

La question de la dégradation des sols par l'érosion hydrique, dans les grands bassins faiblement jaugés tels que l'Oued Kébir-Rhumel, est donc pertinente et constitue justement la principale problématique de ce travail.

Nous soulèverons donc, tout au long de cette étude, les questions suivantes :

- Qu'en est-il de l'état de la dégradation des sols du bassin versant de l'Oued Kébir Rhumel ?
- Quelles sont les régions du bassin les plus touchées par le phénomène et les facteurs influençant cette dégradation ?

Il s'agit aussi de relever les défis suivants :

- Modéliser les transferts hydro-sédimentaires, à l'échelle spatio-temporelle d'un hydrosystème vaste de 8833 Km² et qui possède un réseau d'observations hydro-climatiques faiblement dense.
- Essayer de localiser, avec le moins d'incertitude possible, les zones à potentiel érosif important, en tenant en compte des facteurs d'érosion, cartographiés à différentes échelles.

Cette thèse traite de la problématique évoquée plus haut, selon un plan constitué de 9 chapitres:

- Au cours des 4 premiers chapitres (I, II, III, et IV), nous donnons une brève description du bassin étudié et de ses principales unités hydrologiques. Par la suite, nous abordons les paramètres physico-géographiques caractérisant la sensibilité du milieu à l'érosion, c'est à dire la géologie, le relief, l'occupation des sols et la pédologie.
- Les deux chapitres suivants (V et VI) traitent du contexte climato-hydrologique, du bassin, afin de caractériser le comportement hydrologique de ce dernier, et ce, sur la base d'une analyse statistique des séries hydro-climatiques récoltées.
- Le chapitre VII est consacré à la quantification et à la modélisation du transport solide, à l'échelle du bassin et de ses unités jaugées. Ce chapitre est appuyé par l'analyse de la variabilité temporelle des flux hydro-sédimentaires et des événements extrêmes les plus caractéristiques de la période d'observation.
- Les derniers chapitres (VIII et IX) traitent de la détermination de la sensibilité potentielle des terrains à l'érosion ainsi que de la modélisation spatiale de l'aléa érosif dans le bassin étudié. Le chapitre VIII évoque l'ensemble des étapes suivies pour la création d'une base de données spatialisée, nécessaires à la simulation de l'aléa érosion annuel et saisonnier. Cette démarche de modélisation a été affinée dans le chapitre IX en procédant à un calibrage et une validation du modèle spatial, mis en place par des méthodes statistiques intégrant des données d'observation.

Chapitre I : Généralités

Introduction

Dans ce chapitre, nous évoquerons une brève présentation du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel afin de cerner sa situation géographique et de décrire les différentes unités hydrologiques qui le constituent. Par ailleurs, nous aborderons l'état actuel des lieux des principales activités pratiquées dans la région et des ouvrages hydrauliques qu'elle englobe dans son périmètre. Malgré l'insuffisance de la documentation et l'indisponibilité des données actualisées, nous nous sommes efforcés de parvenir à réaliser une synthèse générale des potentialités superficielles et souterraines de cette région, afin d'identifier la particularité et l'originalité du système fluvial étudié.

I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE

Le bassin de l'Oued El Kébir est situé en Algérie Orientale, entre les latitudes 35°53' et 36°53' Nord, et les longitudes 5°25' et 7°1' Est. L'Oued Kébir-Rhumel est l'une des unités hydrologiques les plus importantes de l'Est algérien, son delta est situé entre la ville de Jijel et de Collo; son domaine possède, au nord, une façade maritime de 7 km (Figure 1). Le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel est juxtaposé, à l'est, aux bassins constantinois centre et à celui de la Seybouse ; il partage, aussi, une grande partie de ses limites occidentales avec les bassins côtiers constantinois ouest (Figure 1).

Au sud, les limites géographiques du bassin de l'Oued-Kébir Rhumel se confondent avec celles des bassins des hauts plateaux telliens et débordent largement les limites des bassins constantinois, sur sa partie nord. Les limites d'endoréisme-exoréisme s'étendent des marges septentrionales des hautes plaines de Sebkhass (Région de Sétif) et de celles de Chott Tinsil (Région d'Oum Bouaghi) au sud, jusqu'à la Mer Méditerranée au nord, ce qui représente une superficie importante de 8830 km².

I.2. POPULATION ET ACTIVITES PRINCIPALES

Le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel englobe, dans son périmètre, plusieurs villes et agglomérations importantes : Constantine, Mila, El Khroub, Ain M'lila, Chelghoum el Aid, Aïn Fakroun, El Milia, Hamma Bouziane et Tadjenanet (Figure 1). Ces villes constituent une ressource humaine importante, recensée à environ 2 500 000 habitants en 2002 (A.B.H 1999-2004). Les activités principales de cette population sont essentiellement orientées vers

l'agriculture et l'industrie. En effet, le bassin de l'Oued Kébir Rhumel représente, dans son ensemble, un domaine à vocation agricole, caractérisé par des cultures céréalières et maraichères irriguées par des méthodes traditionnelles ou modernes.

Sinon, l'activité industrielle tourne autour de l'industrie mécanique, celle des matériaux de construction et des détergents domestiques. Ces usines sont réparties entre les zones industrielles d'Ain Smara, Chelghoum Laid, Mila et Ain Kébira.

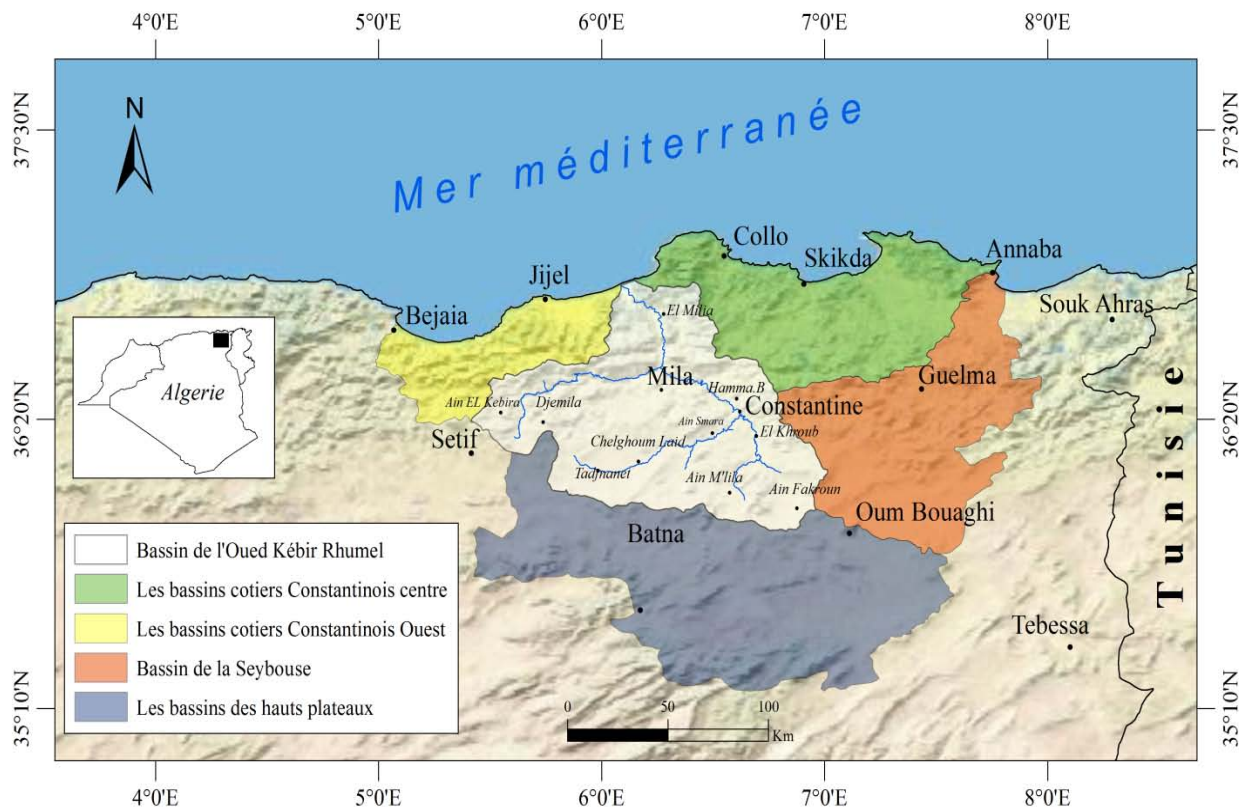


Figure 1. Carte de situation géographique du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

I.3. APERÇU HYDROGRAPHIQUE

Le bassin étudié présente un chevelu hydrographique très dense, totalisant un réseau de plus de 6545 km. L'Oued Kébir-Rhumel résulte de la jonction de deux grands Oueds : L'Oued Rhumel et l'Oued Endja (Figure 2). Cette confluence est située à Sidi Merouane, aux environs de la Wilaya de Mila. Les Oueds Rhumel, Endja, El Kébir sont les principaux cours d'eau du bassin.

I.3.1. L'Oued Rhumel

Long de 152 km, il constitue l'oued le plus important du réseau hydrographique du bassin de l'Oued Kébir Rhumel. Ce dernier a contribué, de façon importante, au façonnement du ravin de la ville de Constantine connue, justement, par le pittoresque de celui-ci. L'Oued Rhumel prend sa

source depuis les marges méridionales du Tell, dans les plaines sétifiennes (Région de Bellaa) et coule du sud-ouest vers le nord-est, pour traverser les hautes plaines de Constantine (Figure 2). Il entaille les gorges de Constantine, puis change brusquement de direction vers un sens nord-ouest, pour rejoindre l'Oued Endja (Figure 2).

La superficie drainée par ce cours d'eau représente 60 % de la superficie totale du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel. Ses principaux affluents sont l'Oued Boumerzoug et l'Oued Smendou. L'Oued Boumerzoug prend sa source au sud, depuis la région de Aïn M'lila, au sud du bassin, contourne la ville d'El Khroub et se jette dans l'Oued Rhumel, au niveau de Djenane Zintoune (Ville de Constantine).

Par contre, l'Oued Smendou prend sa source à l'Est de la ville de Didouche Mourad et coule dans un sens est-ouest pour se joindre à l'Oued Rhumel à environ 20 km de la confluence de ce dernier avec l'Oued Endja.

I.3.2. L'Oued Endja

L'Oued Endja prend sa source près de Douar Tassadane, au nord-ouest de Ferdjioua et coule dans une direction sud-ouest-nord-est, à travers les reliefs montagneux du Tell, parallèlement à la chaîne numidique qui le borde, au nord. La superficie drainée par l'Oued Endja est moins importante que celle de l'Oued Rhumel, mais cette dernière reste une unité hydrologique très intéressante, au regard des flux hydrologiques, ainsi que de ses caractéristiques morphologiques et hydrogéologiques.

Le long de son parcours d'environ 33 km, cet oued voit grossir son débit régulièrement, par de petits affluents qui se déversent, de part et d'autre, sur ses rives. Mais, il est alimenté principalement par l'Oued Kébir dont il constitue un important affluent. L'Oued Kébir récolte la totalité des flux des versants sud de Beni Fodha, Dhemcha, et Djemila avant de se jeter directement dans l'Oued Endja, au niveau du village Tassadane (Figure 2).

I.3.3. L'Oued Kébir-Rhumel (El Kébir)

L'Oued Kébir-Rhumel, appelé aussi Oued El Kébir, provient de la confluence des deux cours d'eau précédents (Endja et le Rhumel) ; il coule du sud vers le nord sur une distance de 55 km. Ce grand cours d'eau coule dans une large vallée et véhicule la totalité des flux hydrologiques des Oueds Rhumel et Endja, franchit la chaîne numidique (Massif de Zouahra, M'sid Aïcha et Mouldémamene), traverse, ensuite, les massifs de la petite Kabylie d'El Milia et de Collo.

Le long de son parcours, l'Oued EL Kébir reçoit, aux environs d'El Milia, l'Oued Boussiaba ainsi que l'Oued Irdjana à El Ancer, avant de se déverser dans la Mer Méditerranée (Figure 2).

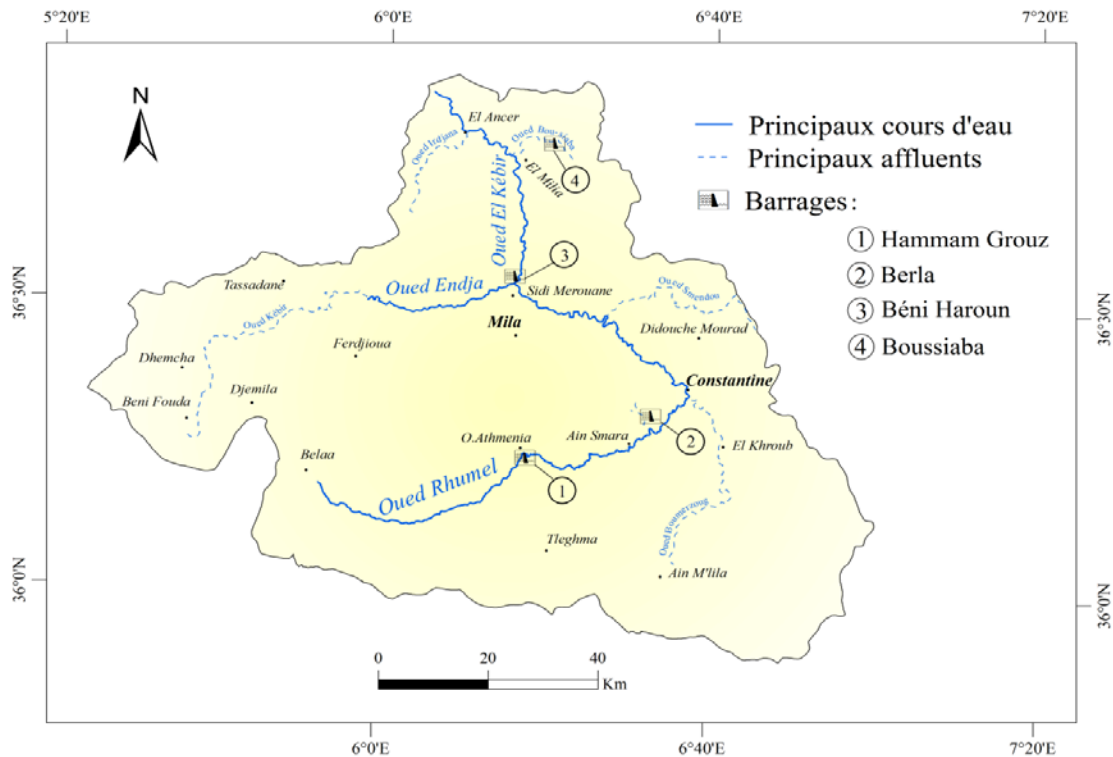


Figure 2. Principaux cours d'eau et ouvrages hydrauliques du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

I.4. PRINCIPAUX OUVRAGES DE RETENTION D'EAU

Le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel englobe, dans son périmètre, plusieurs ouvrages de rétention conçus essentiellement pour des besoins d'alimentation en eau potable, pour l'irrigation et la lutte contre les incendies. Après l'époque coloniale, plusieurs barrages et retenues collinaires ont été projetés sur le site du bassin du Kébir-Rhumel.

D'après les derniers rapports de l'Agence des Bassins Hydrographiques (A.B.H.), on compte un nombre de 33 retenues collinaires et de 4 barrages (A.B.H. 1999-2004). Par ailleurs, ces rapports montrent que le nombre des retenues collinaires en exploitation a fortement diminué, depuis ces dernières décennies, de presque 75 %.

L'envasement des digues est généralement la principale cause d'abandon de ces ouvrages. Cependant, les grands barrages réalisés depuis les années 80 restent les principaux ouvrages de rétention, en exploitation, à ce jour.

I.4.1. Le barrage de Hamma Grouz (Oued El Athmenia)

Le site du barrage de Hamma Grouz se trouve à 45 km au sud-ouest de la wilaya de Constantine, exactement à 1,5 km au sud de la commune de l'Oued Athmenia (A.N.B.T. 2004). Le barrage a été mis en service en 1987, pour une capacité initiale, à la retenue normale, de 45 millions de mètres cubes. Il est alimenté, principalement, par le bassin à l'amont de l'Oued Rhumel, depuis sa source au nord-ouest de la Belaa. Son utilisation est essentiellement dédiée à l'alimentation en eau potable de la ville de Constantine, avec un volume régularisé d'environ 9.55 hm³/an (A.N.B.T. 2004) (Figure 2).

I.4.2. Le barrage de Berla (Ain Smara)

Le barrage de Berla se trouve à la commune d'Ain Smara (Wilaya de Constantine) à environ 30 km au nord du barrage de Hamma Grouz (Figure 2). La retenue de ce dernier est implantée sur l'un des affluents qui se jettent sur la rive gauche de l'Oued Rhumel. Mis en service en 1990, avec une capacité de seulement 3,2 Hm³ (Elalmi 2013), ce dernier est considéré, selon la classification adoptée par les services algériens des ressources en eau Algérie (DRE), comme un petit barrage.

Le petit barrage de Berla a été construit initialement pour des besoins d'irrigation avec un volume régularisé estimé à 0.25 Hm³ (A.B.H. 1999-2004), puis orienté vers une fonction de renforcement en eau potable des quartiers ouest de la ville de Constantine (Mebarki 2005).

I.4.3. Le barrage de Béni Haroun (Mila)

Le barrage de Béni Haroun, mis en service en 2004, représente un complexe hydraulique stratégique en Algérie (A.N.B.T. 2013). Le site du barrage est situé dans la Wilaya de Mila, sur l'Oued El Kébir (Kébir-Rhumel), à une quarantaine de kilomètres de son embouchure, dans la Mer Méditerranée. La retenue du barrage de Béni Haroun est située à environ 4 km du confluent de l'Oued Rhumel et de l'Oued Endja (Figure 3). La capacité théorique de la retenue est estimée à 960 millions de m³ (A.N.B.T. 2013). Ceci permet la régularisation d'environ 504 millions de m³ par an, destinés à l'alimentation en eau potable et en irrigation des régions des hautes plaines du Constantinois et des Aures à travers les Wilayas de Jijel, Constantine, Mila, Oum El Bouaghi, Batna et Khenchela.

I.4.4. Le barrage de Boussiaba (El Milia)

Le barrage Boussiaba est situé sur l'Oued Boussiaba à 7 km au nord-est de la commune d'El Milia, dans la Wilaya de Jijel (Figure 3). Cet ouvrage a été mis en service en 2000, dans le but d'utiliser les ressources naturelles pour satisfaire les besoins en eau potable de la région d'El Milia et des localités environnantes (www.soudoud-dzair.com).

Il s'agit également de compléter les apports dans la retenue de Béni Haroun. Le barrage de Boussiaba possède une capacité théorique de 120 millions de mètres cubes (www.soudoud-dzair.com).

I.5. RESSOURCES HYDRIQUES DU BASSIN

Les ressources potentielles en eaux superficielles et souterraines du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel sont, jusqu'à présent peu connues et/ou non actualisées, en raison de l'insuffisance des données hydrologiques et de la discontinuité de la série d'observations.

Les anciens bilans hydrologiques, dressés par l'Agence des Bassins Hydrographiques de la Wilaya de Constantine (A.B.H. 1999-2004) et les travaux menés par Mebarki (1982) ; Mebarki and Thomas (1988) ; Mebarki (2005), restent les seuls documents référentiels. Cependant, les données disponibles sont établies à l'échelle des sous-bassins de l'Oued Kébir-Rhumel, ce dernier étant subdivisé en 7 unités hydrologiques, selon le découpage adopté par l'A.N.R.H (Agence Nationale des Ressources Hydriques).

I.5.1. Ressources superficielles

Les valeurs des potentialités superficielles, à l'échelle des sous-bassins de l'Oued Kébir-Rhumel, ont été représentées sur la figure 3 en trois classes distinctes. La distribution spatiale de ces dernières montre que 40% de sa superficie totale du bassin représente des secteurs à forte et à très forte potentialité ($> 130 \text{ hm}^3/\text{an}$) ; ces secteurs correspondent aux sous-bassins n°1 (l'Oued Kébir-amont), n°2 (l'Oued Enja) et n°7 (Kébir Maritime) (Figure 3).

Le sous-bassin côtier (n°07) est le secteur le plus riche en ressources superficielles, avec un apport moyen annuel estimé à $367 \text{ Hm}^3/\text{an}$ (Mebarki 1982; A.B.H. 1999-2004) ; cette richesse est en relation directe avec l'importance des précipitation et des eaux régulatrices de la nappe alluviale du bas Kébir. Ajoutons à cela les apports en provenance de l'Oued Boussiaba et des sous-bassins amont.

Par ailleurs, la figure 3 montre que, dans l'ensemble, la disponibilité des ressources superficielles du bassin de l'Oued Kébir Rhumel est modeste sur les régions sud des hautes plaines, notamment au niveau des sous-bassins n°3 (Rhumel amont) et n°5 (l'Oued Boumerzoug) où se conjuguent faiblesse des précipitations et importance relative de l'évapotranspiration (Mebarki 2005).

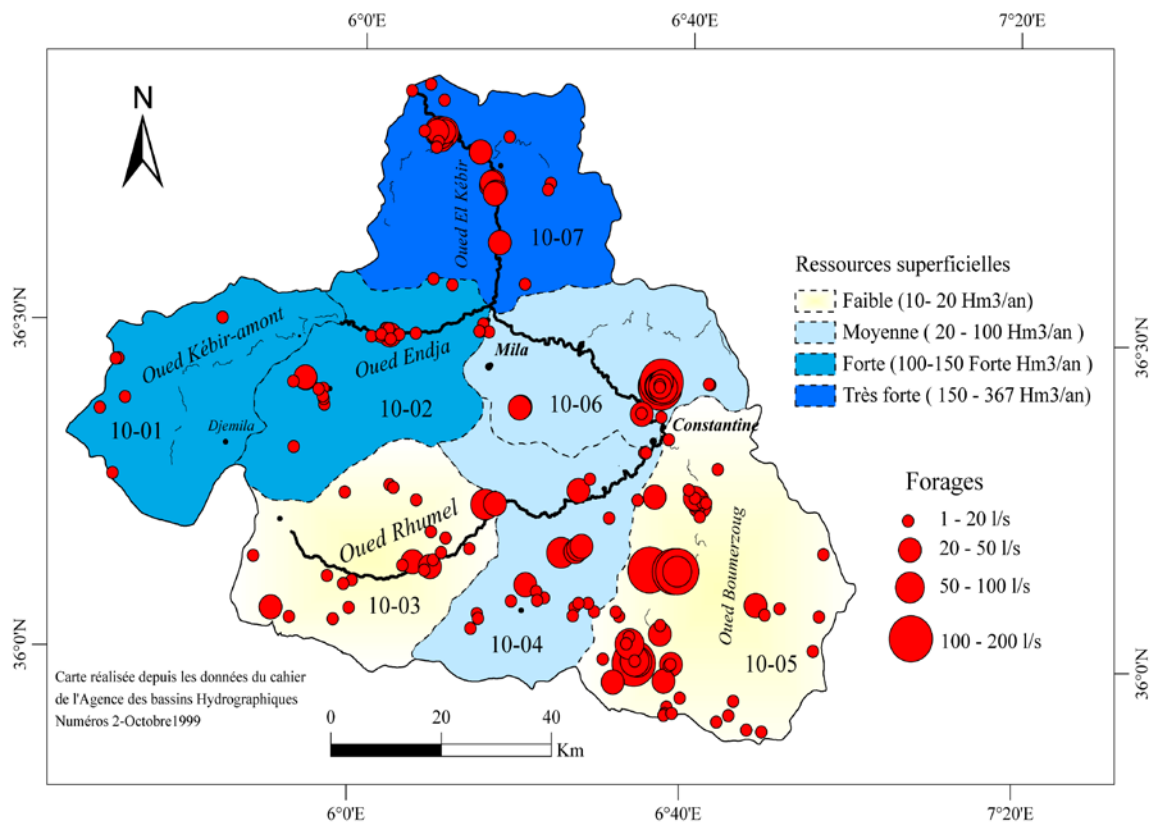


Figure 3. Ressources superficielles et points de captage dans bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

Le sous-bassin n°5 (l'Oued Boumerzoug) est considéré comme le secteur le plus pauvre en potentialités superficielles, son apport moyen ne dépassant pas les 10 Hm³/an.

En dehors du climat semi-aride auquel il est soumis, cette faible potentialité est influencée par les systèmes de prélèvements importants (captage de sources karstiques), par pompage, effectués à l'amont de l'oued, même à des fins d'irrigation (Figure 3).

D'après la distribution spatiale des points de captage en exploitation dans le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, on note qu'environ 30 % de ces derniers sont implantés dans le site du sous-bassin de l'Oued Boumerzoug (Figure 3) ; ces derniers possèdent des débits d'exploitation très importants variant entre 1 et 200 l/s (A.B.H. 2004).

La ressource superficielle s'accroît progressivement, en remontant vers le nord, en relation avec le changement de l'étage climatique. On passe du semi-aride au subhumide puis à l'humide.

Les sous-bassins moyens exposés, plus au moins, au nord par rapport aux précédents, correspondent aux secteurs à potentialité moyenne (entre 200 et 100 Hm³/an). Ces secteurs sont représentés par les sous-bassins n° 4 (Rhumel–Seguin) et le n°6 (Smendou).

I.5.2. Ressources souterraines

Le volume total des apports souterrains est estimé à environ 114 Hm³/an, ce qui représente presque 7 fois les potentialités superficielles totales du même bassin. Par ailleurs, la distribution spatiale des ressources souterraines emmagasinées par les aquifères est loin d'être homogène, à l'échelle des unités hydrologiques du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

Les données recueillies sur les potentialités souterraines (Mebarki 1982; A.B.H. 1999-2004), montrent que la disponibilité en eaux souterraines, par ordre d'importance, est localisée dans les sous-bassins n°05 (l'Oued Bumerzoug), n°07 (Kébir Maritime) et n°04 (l'Oued Rhumel-Seguin). Cette variabilité est influencée par les systèmes de captage d'eaux souterraines implantés, sur plusieurs sites du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel. On compte environ 183 forages en exploitation (A.B.H. 1999-2004), réalisés pour satisfaire les besoins d'irrigation et d'alimentation en eau potable. Leurs débits d'exploitation varient entre 1 et 200 l/s (Figure 4).

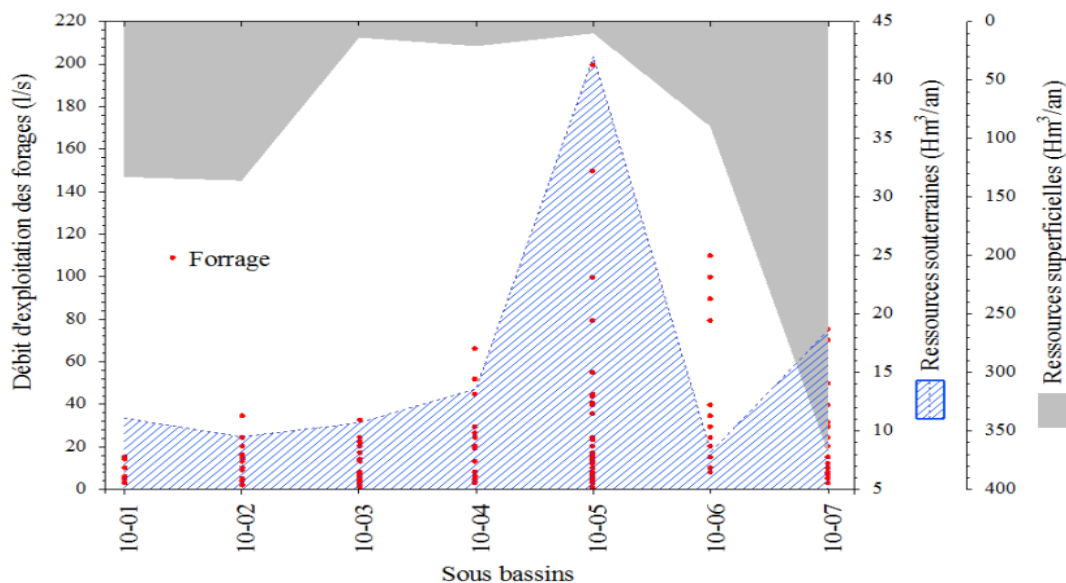


Figure 4. Variabilité des potentialités en ressources souterraines, et superficielles.

La comparaison de la distribution spatiale, entre les potentialités souterraines et celles superficielles à l'échelle des sous bassins, montre, dans l'ensemble, un rapport inverse au niveau des ordres de grandeurs, à l'exception du sous-bassin côtier maritime qui semble être riche aussi bien en ressources superficielles que souterraines. Ces observations reflètent la complexité de la relation entre les écoulements superficiels et souterrains, en relation avec le profil hydrogéologique du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel et l'équipement de captage.

Le sous-bassin n° 5 (l'Oued Boumerzoug) représente un bon exemple de la relation entre les écoulements superficiels et souterrains. Son déficit en ressources superficielles semble être justifié par une importante disponibilité en eaux souterraines; ce secteur possède la plus grande capacité de stockage en eaux souterraines, estimée à 42 Hm³/an (Figure 4), malgré le débit d'exploitation important des forages qui se trouvent dans son périmètre.

La dominance des calcaires néritiques de la région de l'Oued Boumerzoug, a fait apparaître d'importants réservoirs karstiques qui sont principalement alimentés par infiltration des eaux de ruissellement.

Toutefois, le sous-bassin moyen n°6 (L'Oued Smendou) est considéré comme le secteur le plus pauvre en ressources souterraines, sans doute par rapport à la nature géologique du site et aussi par rapport à l'importance des débits d'exploitation de ses forages (entre 5 et 195 l/s) qui jouent un rôle d'épuisement permanent de ses nappes.

Les sous-bassins 1, 2 et 3 possèdent des potentialités de stockage moyennes, à longueur d'année, entre 9,5 et 11,10 Hm³/an, mais les plus importantes d'entre-elles sont celles du bassin n°1 (Oued Kébir-amont). Ces secteurs sont caractérisés par de fortes déclivités provoquant des écoulements très rapides ne permettant pas des infiltrations élevées. D'ailleurs, les forages de captage d'eau implantés sur ces sites sont moins nombreux et possèdent des débits d'exploitation relativement faibles, par rapport aux autres secteurs du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

Conclusion

En résumé, le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel constitue un modèle hydrologique représentatif des bassins hydrographiques de l'Est algérien : Constantinois, Mellegue et Seybouse. Son vaste domaine représente 20% de la superficie totale de ces derniers. Il englobe, en son périmètre, plusieurs ouvrages de rétention et de captage d'eau dont fait partie le plus important complexe hydraulique de l'Algérie: le barrage de Béni Haroun, ce qui reflète sa grande richesse aussi bien en ressources hydriques superficielles que souterraines.

D'une façon générale, nous pouvons décrire le système fluvial du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel en 3 grandes unités hydrologiques :

- L'ensemble des sous-bassins occidentaux de l'Oued Endja et l'Oued Kébir amont qui drainent seulement 25% de la superficie totale du bassin, mais qui produisent environ 35 % des potentialités en eaux superficielles de ce dernier.
- L'ensemble des sous-bassins des hautes plaines constantinoises et ceux de la partie orientale qui drainent une grande portion de la surface totale du bassin (60%), caractérisés par une forte potentialité d'emménagement correspondant à 60 % des ressources totales en eaux souterraines du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.
- Le sous-bassin côtier maritime ou le sous-bassin inférieur de l'Oued Kébir-Rhumel du nord, drainant le reste de la superficie totale du bassin et qui reçoit, en plus, la totalité des flux hydrologiques des bassins précédents, ce qui fait de ce dernier, le secteur le plus riche en ressources hydriques superficielles.

Le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel présente donc des particularités hydrologiques et physiques nettement contrastées, constituant une piste de recherche intéressante tant pour les études hydrologiques qu'environnementales.

Notons bien que plus de 60 % de sa superficie est utilisée principalement par des activités agricoles.

La disponibilité des ressources hydriques, en ce domaine, est un atout majeur pour le rendement agricole et le développement socio-économique de la région, mais en même temps, un facteur favorisant la dégradation du milieu naturel. Malheureusement, jusqu'à ce jour, les études d'évaluation, des pertes en sols qui menacent continuellement les régions à vocation agricole et les ouvrages qui s'y trouvent, sont rares et les plans d'intervention pour la protection des secteurs vulnérable sont inefficaces. Nous verrons dans ce qui suit, une subdivision du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel en trois principaux sous-bassins de manière à obtenir une échelle de travail plus détaillée. Cette subdivision est basée sur la disponibilité des données hydrométriques et de l'organisation du réseau hydrographique du bassin.

Chapitre II : Contexte structural et lithologique du bassin

Introduction

L'étude de la structure géomorphologique et géologique constitue une piste de recherche intéressante, contribuant à la compréhension des processus de creusement du réseau hydrographique et du comportement des unités hydrologiques du bassin.

Les études menées par Marre (1992) et Vila (1980) ont montré que la région du Tell oriental algérien dont fait partie le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel est constituée d'unités tectoniques et d'affleurements de roches variées. Chaque domaine structural représente un ensemble de roches très variées. La vaste étendue du domaine du bassin du Kébir-Rhumel qui s'étale du nord vers le sud, sur une centaine de kilomètres, lui donne un aspect morpho-structural très contrasté, en rapport avec les conditions topographiques, géologiques très variées et la diversité des étages climatiques auxquels il est exposé (Mebarki, 1982).

En effet, on distingue, du nord vers le sud, une grande variété d'unités tectoniques : Le socle kabyle, les Flyschs massyliens et mauritaniens, la nappe numidienne et tellienne, la nappe nérétique du Constantinois et des formations lithologiques récentes. Chacun de ces domaines englobe des roches qui réagissent, d'une façon particulière, au processus de l'érosion. L'action érosive sur les secteurs de roches dures donne, à titre d'exemple, un réseau hydrographique moins dense et des cours d'eau étroits.

Par contre, les secteurs constitués de roches tendres présenteront des formes collinaires basses, séparées par des cours d'eau, plus au moins larges. La distribution spatiale des processus érosifs, et leur ampleur, est souvent conditionnée par la nature lithologique et structurale du site, surtout quand les conditions favorables pour mobiliser du matériel sont réunies. Nous procéderons, dans ce chapitre, à un bref aperçu sur les différents domaines structuraux du bassin, avant de décrire les formations lithologiques qui le constituent.

II.1. ENSEMBLES STRUCTURAUX

Le Tell oriental algérien est formé d'un système d'empilement de nappes, par effet de glissement progressif, depuis le Miocène (Marre, 1987). La dernière nappe du Tell oriental algérien s'est mise en place et a vu son émergence, à la fin du Miocène inférieur (Marre, 1987). Les régions montagneuses sont renforcées par les roches dures, tandis que les bassins hydrographiques sont formés, par creusement sur les roches tendres.

La carte structurale de Jean-Marie Vila, publiée en 1978 et établie sur les limites de la chaîne alpine algérienne, montre que le domaine du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel est très

complexe, étant donné l'hétérogénéité de la distribution spatiale des roches et des unités tectoniques qui le constituent. Cette carte a été découpée sur les limites géographiques du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, reproduite et simplifiée par mes soins, afin d'identifier les grands ensembles structuraux de la zone d'étude (Figure 5), définis par Jean-Marie Vila.

D'après la figure 5, les grands ensembles structuraux, correspondant aux unités tectoniques que constitue le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, sont :

II.1.1. Le domaine du socle kabyle

Il s'agit du même ensemble se trouvant dans la petite Kabylie (Durand-Delga, 1955; Roubault, 1935). Cette formation affleure surtout dans le secteur côtier du bassin et forme la vallée de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 5).

Le domaine du socle kabyle représente 8% de la surface totale du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, ce dernier est constitué principalement de terrains métamorphiques correspondant, essentiellement, à des formations gneissiques ayant le faciès des granulites (Vila, 1980).

Marre (1992) définit cette formation comme étant constituée de trois ensembles, superposés à différents degrés de métamorphisme : Deux ensembles métamorphiques et un dernier ensemble principalement sédimentaire. L'ensemble métamorphique inférieur est formé de gneiss, à biotite et muscovite, avec intercalation de marbres et d'amphibolites. Au dessus, vient reposer le deuxième ensemble métamorphique, constitué de phyllades ou de schistes satinés, d'épaisseur variant entre 200 à 300m avec de nombreux quartz d'exsudation à la base, ainsi que des porphyroïdes oreilles. Enfin, le troisième ensemble est très visible dans toute la chaîne numidique où il sert de base aux séries mésozoïques et cénozoïques calcaires. Il est à noter que des formations de roches éruptives sont aussi présentes dans ce domaine, notamment dans sa partie orientale, mais avec une très faible proportion. Ces roches sont constituées, principalement, de granite, grano-diorites, microgranites, dolérites et rhyolite d'âge Miocène (Vila, 1980).

II.1.2. Le domaine des Flyschs Kabyles

Localisé, aussi, dans les parties nord du bassin, mais avec une très faible proportion par rapport au domaine précédent (2%), ce dernier est réparti sous différents types, de part et d'autre de la vallée de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 5). Les Flyschs kabyles présents dans le Tell algérien sont ceux issus de la classification ancienne de Gelard (1969) et Raoult (1969). On distingue alors : Les Flyschs maurétaniens et les Flyschs massiliens. Les Flyschs mauritaniens sont les plus imposants, dans le bassin, et sont localisés surtout au nord du Djebel Sidi Driss et sur les versants de Bordj Ali, Ouled Rabah, Tassala et Minar Zarza.

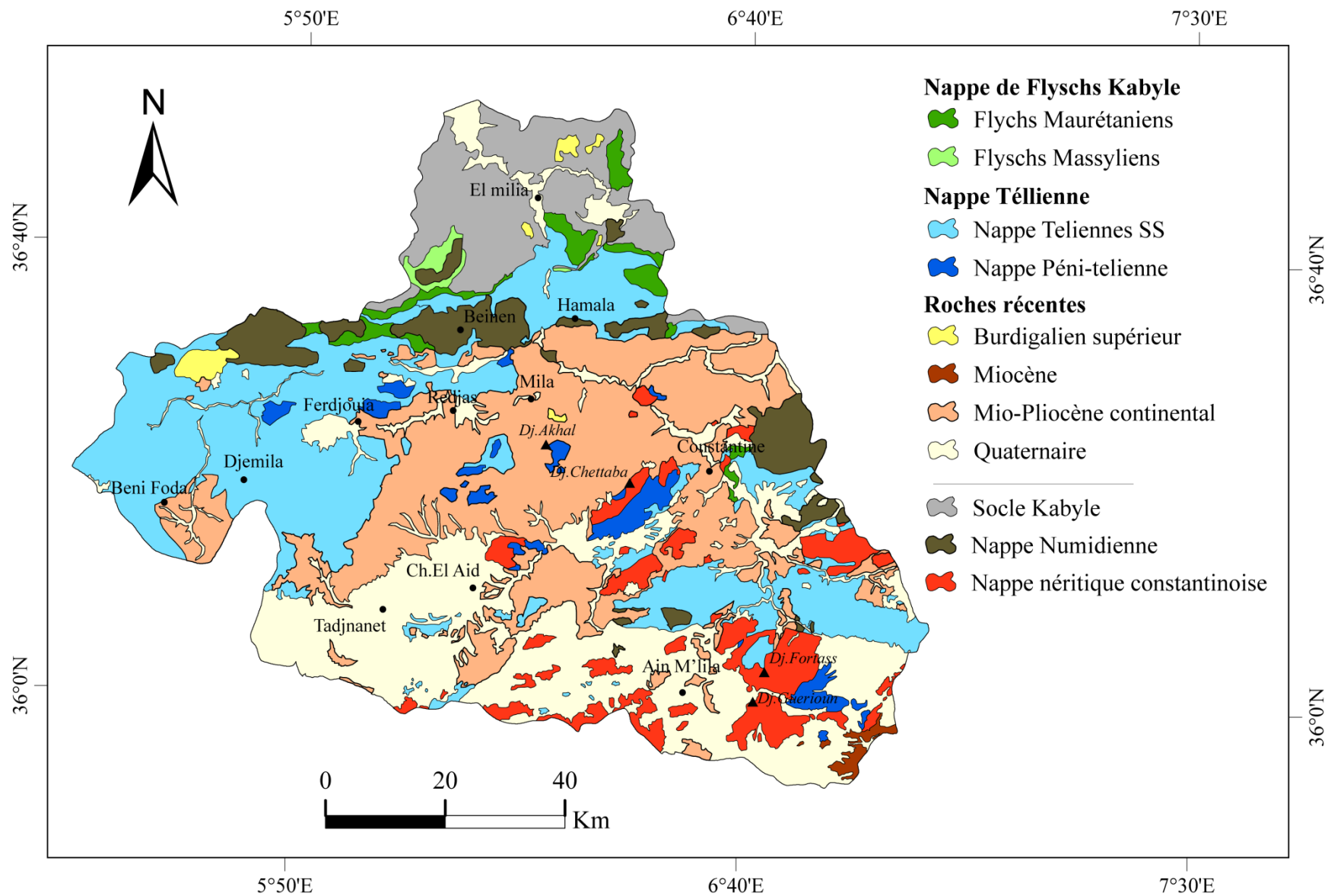


Figure 5. Carte structurale simplifiée du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel (J.Vila 1978).

Ce type de flyschs est composé d'alternance de bancs argileux, calcaires et gréseux, ce qui multiplie les couples de roche dure sur roche tendre. Cette propriété leur donne un rôle morphologique important (Marre, 1992). Les Flyschs Massyliens, quant à eux, sont localisés essentiellement au sud du Djebel Sidi Driss (Marre, 1992), ainsi que sur les versants de Teraï Bainen et de Hamala. Ce type de Flyschs présente une dominance de marnes et d'argiles. Les formations dures, telles que les grès et les calcaires, sont très minces mais n'empêchent pas l'érosion de ces matériaux, dans lesquels se manifestent des glissements de terrain ainsi que des ravinements.

II.1.3. Le domaine des nappes telliennes

Ce domaine a été défini, anciennement, par Glangeaud (1932) et son appellation fait référence à l'emplacement géographique des formations qui le constituent (la région du Tell). L'extension des limites méridionales des nappes telliennes algériennes a été travaillée par Vila (1980). Ce domaine est subdivisé paléo-géographiquement. Du nord au sud, on distingue : Les séries ultra-telliennes, les séries telliennes stricto-sensu (SS) et les séries péni-telliennes. Sur le périmètre du bassin du Kébir-Rhumel, on identifie seulement les unités telliennes stricto-sensu et celles péni-telliennes.

II.1.3.1. Les séries telliennes stricto-sensu (SS)

Ce domaine représente l'essentiel des formations marneuses et marno-calcaires, crétacés et paléogènes (Vila, 1980). Les nappes telliennes (SS) sont les plus imposantes des séries telliennes dans le bassin et s'étalent sur environ 24% de la surface totale. On retrouve ces formations surtout dans la partie ouest, dominant le bassin de l'Oued Endja. Leurs âges varient du Trias au Lutétien et présentent des variations de faciès dans le temps (Marre, 1992).

II.1.3.2. Les séries péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites

Comme le définit Vila (1980), le terme péni-tellien désigne une série allochtone du versant nord du Djebel Zouaoui, dans le massif de Chettaba, près de Constantine (Lahondere, Feinberg, & Haq, 1979; Vila, 1980).

Ce domaine s'étale sur une petite surface, dans le bassin du Kébir-Rhumel, représentant à peine 3% de la surface totale. Le faciès de ce dernier est très carbonaté et constitue les massifs du Djebel Akhal, le nord du Djebel Kheneg et l'ensemble du Djebel Karkara (Vila, 1980). Par ailleurs, ces séries ont été longtemps confondues avec les séries néritiques constantinoises (Marre, 1992).

Les formations numilitiques, associées aux séries péni-telliennes, correspondent aux formations sableuses, riches en micas détritiques et en débris de socle (Marre, 1992). D'une autre manière, ce sont les formations qui succèdent à la phase tectonique Priabonienne (Marre, 1992; Raoult, 1969).

II.1.4. Le domaine des séries numidiennes

Plusieurs géologues se sont mis d'accord pour donner le terme de « Numidien », à l'ensemble des unités tectoniques de l'Algérie du Nord (Ficheur & Bernard, 1902; Vila, 1980), correspondant aux argiles « sous-numidiennes » vertes, rouges ou violacées, avec parfois quelques bancs gréseux et à « Tubotomaculum », ainsi qu'aux grès numidiens à banc épais, à cassures jaunâtres ou blanchâtres, à quartz roulés très hétérogènes (Vila, 1980), auxquels s'ajoute l'ensemble des argiles, marnes calcaires et silexites « supra-numidiennes » (Vila, 1980). Pour le cas du bassin du Kébir-Rhumel, le domaine numidien est représenté uniquement par les grès numidiens, à caractère fluxo-turbidite, correspondant à des roches très dures formant les reliefs les plus culminants de la région. La proportion de ces grès, par rapport à la surface totale du bassin du Kébir-Rhumel, est égale à environ 6%.

II.1.5. Le domaine de la nappe néritique constantinoise

Ce domaine représente environ 7% de la surface totale du bassin de Kébir-Rhumel. Il s'agit des séries de l'avant pays allochtone (**Vila, 1980**) qui ont contribué à l'organisation constantinoise. Ces dernières constituent l'essentiel des reliefs calcaires des monts de Tadjanet, d'Oued Athménia, de Constantine (Djebel Fortas et Gueriou) et aussi d'Ain Mlila.

II.1.6. Le domaine des séries récentes

Les formations récentes sont les plus dominantes dans le bassin du Kébir-Rhumel et couvrent, quasiment, la moitié (50%) de sa superficie totale. Ce domaine est très présent, notamment dans les hautes plaines constantinoises et sétifiennes (**Vila, 1980**), et regroupe les séries d'âges Miocène, Mio-pliocène et Pliocène, jusqu'au Quaternaire. L'essentiel de ces affleurements, présents dans le bassin du Kébir-Rhumel, est représenté par ceux du Mio-Pliocène continental qui couvrent le bassin de Beni-Foda (Sillègue) au sud-ouest et qui dominent la région de Ferdjioua (Regdjas el ferada), celle de Mila et de Constantine. Sinon le Quaternaire s'impose, aussi, sur les hauts plateaux du Kébir-Rhumel et le long des oueds, sous forme d'alluvions.

Il est à noter que ce domaine renferme, aussi, quelques formations récentes ayant des proportions négligeables, appartenant au Burdigalien supérieur. Ces dernières sont réparties d'une façon non homogène, sur le bassin.

II.2. CADRE LITHOLOGIQUE

Après avoir identifié les différents domaines structuraux, nous évoquerons, dans ce qui suit, une description détaillée des formations lithologiques qui constituent chacun de ses domaines. Nous avons également essayé d'élaborer une classification des roches, selon leur vulnérabilité à l'érosion.

Les données géologiques ont été tirées des cartes géologiques de l'Office National de Recherche Géologique et Minière (ORGM). Etant donné que les feuilles géologiques n°95 et 30 sont inexistantes, et que celles disponibles couvrent seulement 87% de la superficie du bassin, nous sommes référés aux travaux de (Mebarki & Thomas, 1988) pour compléter cette lacune (Figure 6).

Le résultat de cet assemblage a fait ressortir une carte des ensembles lithologiques de l'ensemble du bassin (Figure 7).

II.2.1. Ensemble dur

II.2.1.1. Formations cristallines

Les formations cristallines sont localisées dans la partie nord du bassin et occupent une surface, non négligeable, de 706 Km² soit 8 % de la superficie totale du bassin (Figure 7). Il s'agit de roches métamorphiques présentant le faciès de granulites (Vila, 1980). Au dessus, se développe une série de gneiss, de marbre et de micaschistes recouverts par des phyllades, antérieurs au Cambrien supérieur (Baudelot & Géry, 1979; Vila, 1980).

Au niveau du bassin de Boussiaba (au nord-est), on retrouve aussi quelques granites d'âge Miocène supérieur. Ces granites se composent, généralement, de gros cristaux de quartz, de plagioclases et de biotite (Mebarki, 1982).

L'évolution morphologique, très rapide dans ce secteur, est favorisée par un climat très humide donnant lieu à un couvert végétal très dense. Les conditions climatiques et physiographiques s'ajoutant à cela, la dureté des roches présentes dans ce domaine ne favorise pas l'apparition de forme d'érosion dans ce paysage.

Par ailleurs le phénomène d'altération en boules est en évolution croissante, mais ni l'épaisseur, ni la texture de ces formations, ne sont encore connues de façon précise (Mebarki, 1982).

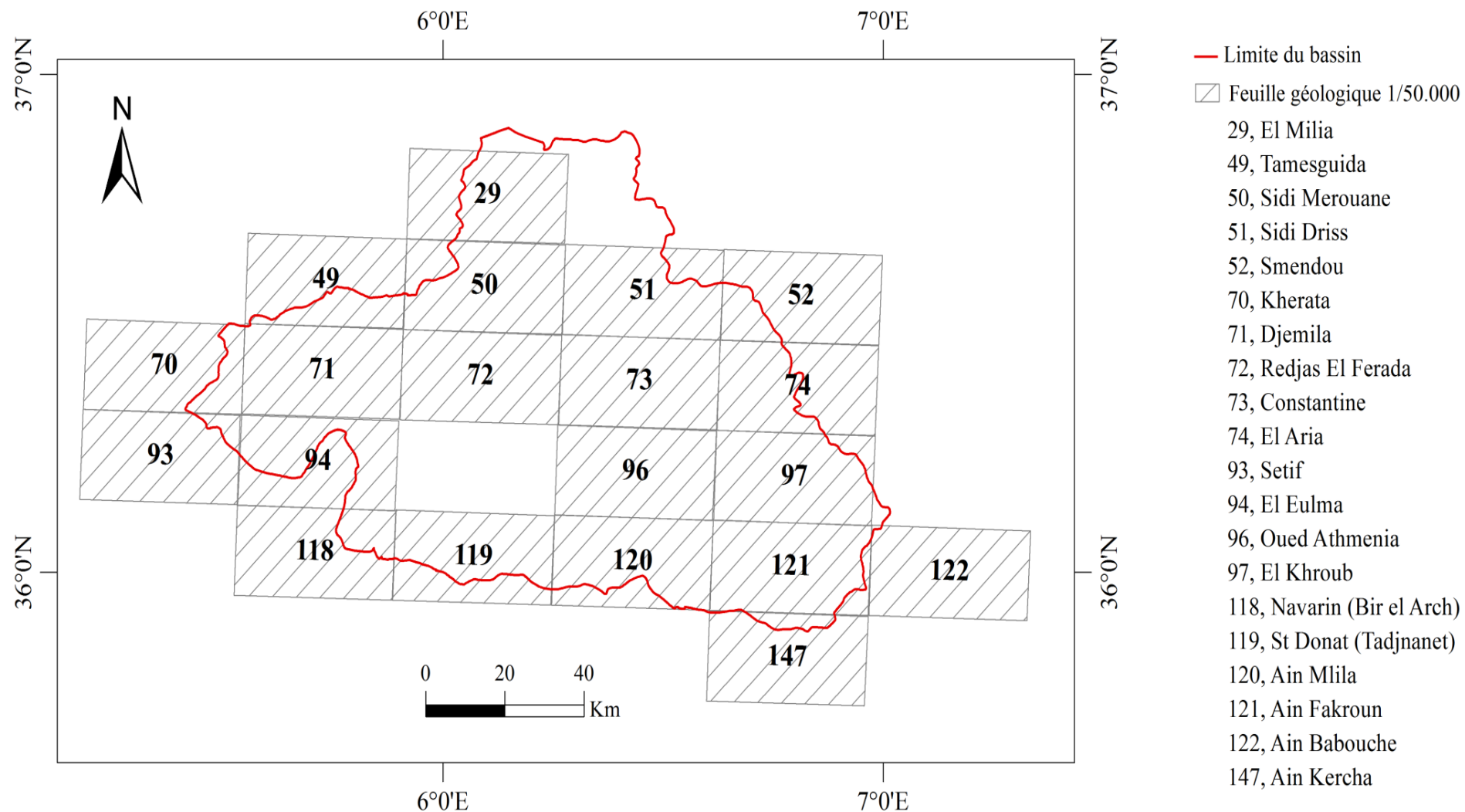


Figure 6. Inventaire des cartes géologiques (ORGM) disponibles du bassin versant étudié (échelle:1:50.000).

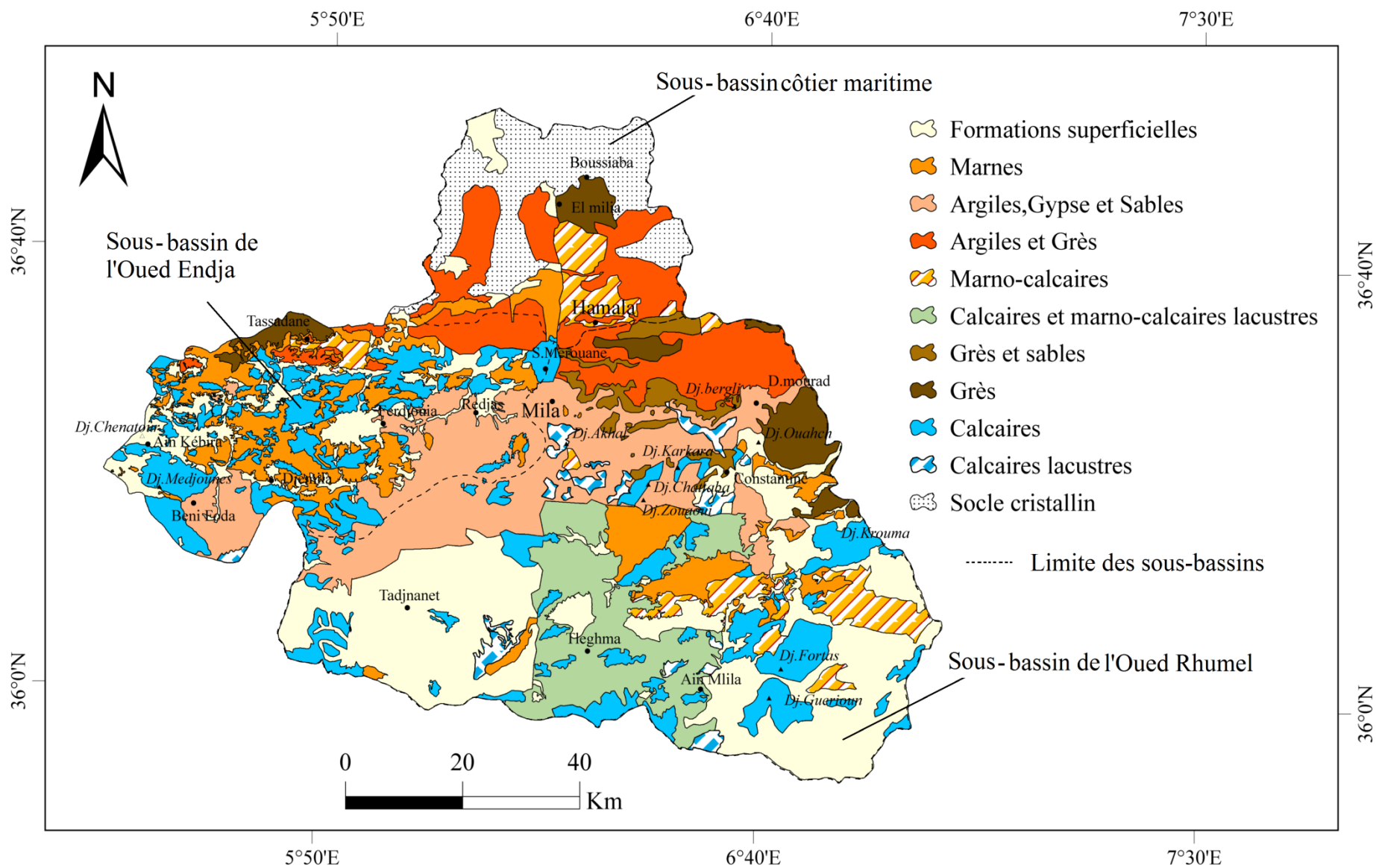


Figure 7. Carte lithologique du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

II.2.1.2. Les grès numidiens

Ces roches très dures s'identifient aux secteurs montagneux, parmi les plus élevés et les plus arrosés du bassin (Mebarki, 1982). Leur présence est observée, surtout, dans le bassin moyen, mais dans des secteurs limités, et s'étale sur une petite portion d'environ 4 % de la superficie totale du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel (Tableau 1 et Figure 7). Leur puissance atteint les 400m au Djebel Ouahch, près de Constantine et varie entre 500 et 800 m dans les massifs.

Les grès numidiens sont observés, au nord du village de Tassadane Hdada et aux environs du Djebel Krouma, au sud du village de Ben Badis, et composent le puissant chaînon de Zouahra (1354m). Ces roches se présentent sous forme de relief, à banc épais avec une granulométrie à caractère de fluxo-turbidites (Vila, 1980).

A leurs sommets, on distingue des cassures jaunâtres ou blanchâtres, à quartz roulés très hétérogènes. A la base, on peut distinguer des argiles jaunes schisteuses (Amirèche, 1994). L'âge de ces grès est maintenant connu, grâce aux découvertes récentes de microfaunes pélagiques et des nannoplanctons (Lahondere et al., 1979). Ils sont, pour l'essentiel, d'âge Aquitanien à Burdigalien inférieur (Miocène inférieur).

Les études menées par Mebarki (1982) supposent que les grès sont d'âge Oligocène. Ces terrains sont caractérisés par des escarpements fréquents ainsi que par des éboulements de blocs de différentes tailles. Ces éboulements viennent alimenter, au pied des reliefs, les coulées boueuses qui se déclenchent. Les coulées à blocs sont, aussi, alimentées de sources qui naissent au contact des grès perméables et des argiles sous-numidiennes imperméables (Amirèche, 1994). Les grès numidiens, présents dans la partie est du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, présentent quelques failles visibles, d'orientation sud-ouest-nord-est (Figure 7).

II.2.1.3. La série des Calcaires

Les calcaires du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel se présentent généralement sous forme de Horsts (Mebarki, 1982) et constituent les reliefs montagneux de la nappe tellienne et de la nappe néritique. La superficie occupée par ces roches représente 13% de la surface totale du bassin. Les formes de calcaire les plus répandues sont les calcaires massifs et bitumineux, d'âge Crétacé ; ces derniers comportent de nombreuses fractures qui ont permis la remontée en surface des pointements triasiques, parfois très étendus (Mebarki, 1982).

Les calcaires massifs forment des reliefs atteignant des altitudes importantes, localisés, notamment, au niveau des hautes plaines constantinoises et forment des points culminants tels que Djebel Guerioun et Djebel Fortas.

Tableau 1. Superficie occupée par les formations lithologiques de l'Oued Kébir-Rhumel.

Formations lithologiques	Bassin de l'Oued Kébir-Rhumel		Sous-bassin côtier maritime		Sous-bassin de l'Oued Rhumel		Sous-bassin de l'Oued Endja	
	S (Km ²)	P(%)	S (Km ²)	P(%)	S (Km ²)	P(%)	S (Km ²)	P(%)
Formations quaternaires	2248,58	<u>25,46</u>	74,03	5,52	1754,81	<u>33</u>	418,61	19,26
Marnes	849,26	9,61	68,51	5,11	289,85	5,45	491,29	<u>22,61</u>
Argiles, Gypse et Sables	1320,02	<u>14,94</u>	403,36	30,10	855,68	<u>16,08</u>	464,21	21,36
Argiles et Grès	898,13	10,17	/	/	347,39	6,53	146,28	6,73
Marno-Calcaire	431,23	4,88	142,89	10,66	254,63	4,79	33,96	1,56
Calcaire et marno-calcaires lacustres	676,93	7,66	/	/	677,51	12,74	/	/
Grès et Sable	170,65	1,93	6,22	0,46	163,88	3,08	/	/
Grès	316,46	3,58	67,18	5	190,37	3,58	58,12	2,67
Calcaire	1185,86	13,42	0,54	0,04	637,70	12	547,49	<u>25,20</u>
Calcaires lacustres	155,92	1,77	/	/	148,19	2,79	8,41	0,39
Socle cristallin (Gneiss et Micaschists)	580	6,57	577,26	<u>43,08</u>	/	/	4,62	0,21
Total	8833	100	1340	100	5320	100	2173	100

S: Superficie de chaque formation exprimée en (Km²).

P : Pourcentage de surface par rapport à la superficie totale de l'unité.

(/): Formation non disponible.

A l'Ouest du bassin, et notamment au niveau de la nappe de Djemila, ainsi que sur la vallée de l'Oued Kébir-amont, on retrouve des calcaires bien épais et riches en débris coquilliers, d'âge Campanien supérieur et Maestrichtien, définis comme des calcaires lenticulaires et micritiques.

Ces calcaires forment le massif des Djebel Medjounes et Chenatour. A l'ouest de la ville de Constantine, on retrouve des calcaires locaux, tels que les calcaires à rudiste de Karkara. Malgré leur faible étendue, ces calcaires forment une puissante assise avec de nombreuses sections de réquiénies aux environs des Djebels Karkara et Zouaoui.

Il est à noter que les mouvements tectoniques et l'action d'érosion hydrique ont largement influencé la forme géomorphologique du paysage du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel. Sur certains endroits, les régions affectées par des failles ont, parfois, fait apparaître de grands déplacements (Figure 8) Entre autres, quelques monts de ces calcaires ont été évidés pour donner la formation de combes (exemple la fenêtre d'Ain M'lila et Djebel Fortas).

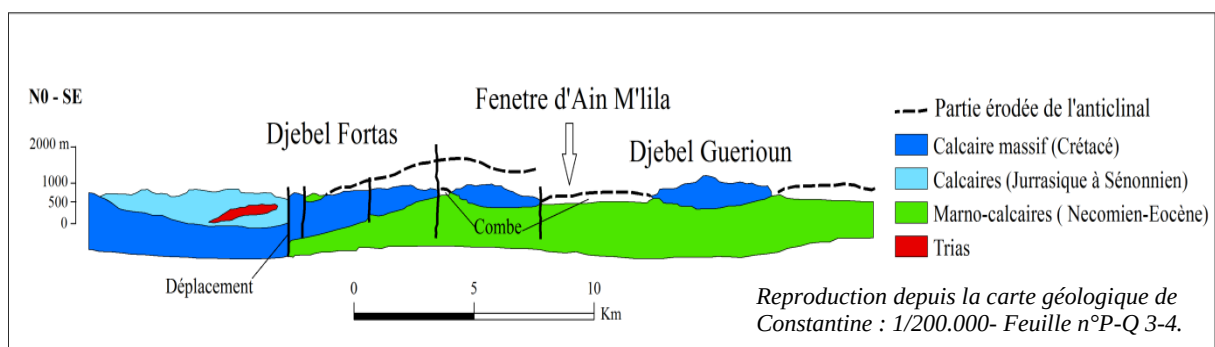


Figure 8. Coupe géologique schématique des calcaires crétacés, région d'Ain M'lila.

La figure 8 montre un exemple de l'émergence des calcaires massifs dans l'une des régions des hautes plaines de Constantine (région d'Ain M'lila), sous l'effet des déplacements. Ces soulèvements ont fait apparaître les reliefs des Djebel Fortas et Guerioun. Les anticlinaux du relief plissé résultant de ces failles, semblent être soumis à une action érosive faisant apparaître de grandes fenêtres dans le paysage dont celle d'Ain M'lila. Ces dernières s'étalent du nord-ouest vers le sud-est sur plusieurs dizaines de kilomètres (Figure 8).

II.2.1.4. Les calcaires lacustres

Malgré leur faible portion sur le bassin (2% de la superficie totale), les calcaires lacustres jouent un rôle important dans l'orographie du bassin de l'Oued Athmenia et des versants, au nord et au sud de la ville de Constantine. Ils couronnent le plateau, entre le massif du Chettaba et le Djebel Akhal, mais les plus connus sont ceux dits d'El Hadj Baba aux environs de la ville de Constantine

qui se présentent sous forme de calcaires blancs rosés ou rouges, de teintes parfois très vives et renfermant des limnées planorbis. Ces calcaires sont fréquemment pisolithiques et parfois travertineux, avec empreintes de roseaux. Leur puissance varie entre 50 et 100m dans certaines régions.

II.2.2. Ensemble moyennement dur

II.2.2.1. Les grès et sables

Se trouvant uniquement dans le périmètre du sous-bassin de l'Oued Smendou, (à l'est du bassin), cette formation d'âge Miocène occupe seulement 2 % de la superficie totale du bassin. Ce sont des grès grossiers, friables avec poudingues et couches sableuses, occupant le Djebel Bergli, au nord de Constantine et son prolongement au dessus du village de Didouche Mourad (Bizot). Ces couches passent, latéralement, aux suivantes qui représentent un faciès plus grossier.

II.2.2.2. Les argiles et les grès

Ce sont des argiles schistoïdes, de teinte foncée d'âge Oligocène, intercalées de grès fins et parfois de quelques calcaires marneux, développées, au nord, dans le bassin de Smendou et, à l'ouest de la confluence de l'Oued Endja, avec l'Oued Rhumel (Sidi Merouane). Elles renferment des couches de lignites qui sont intimement liées, à leur base, aux suivantes.

Au sud-est d'El Milia, ces argiles présentent des failles avec des directions opposées : sud-ouest, nord-est et sud-est-nord-ouest. La surface totale occupée par cette formation est égale à 881 km² soit environ 10% de la superficie totale du bassin.

II.2.2.3. Les marno-calcaires

Ces formations, d'âge Sénonien, sont localisées uniquement à l'est du bassin et se présentent sous forme de deux ensembles : L'un se trouvant au nord et à l'ouest de Mila, et l'autre, au sud, dans le sous-bassin de l'Oued Boumerzoug. Les marno-calcaires occupent une surface de 394km² ce qui correspond à environ 5% de la superficie totale du bassin. Elles sont le plus souvent plissées, en accordéon ou en plis couchés à charnières complexes.

L'aspect litho-structural des marno-calcaires, en association avec la prépondérance de l'érosion linéaire par les affluents de l'Oued Boumerzoug, a donné un paysage non loin des badlands. Il s'agit, donc, d'une topographie de ravins ramifiés, très étroits et très rapprochés, assez profonds, séparés par des crêtes relativement aiguës avec des déclivités variant entre 7.5 et 16%.

Le paysage, à forte pente (supérieur à 15%), a été intensivement disséqué, donnant des profils en « V » très encaissés.

Au nord, les marno-calcaires sont entourés d'argiles et des grès de l'Oligocène et, parfois de marnes, tandis que le sous-ensemble, localisé au sud, se trouve noyé au milieu des formations superficielle récentes du Quaternaire où affleurent, parfois, quelques bancs de calcaires néritiques du Crétacé.

II.2.2.4. Les calcaires et marno-calcaires lacustres

Ces formations, d'âge Pliocène, sont localisées, principalement, dans la région de Téleghma et s'étalent, en latitude, jusqu'au bassin de l'Oued Athménia. Les limites sud de ces formations se confondent avec celles du bassin du Kébir-Rhumel. C'est un ensemble de roches récentes, à dominance marneuse, et en même temps riches en calcaires lacustres qui occupent une portion non négligeable sur la superficie du bassin soit 8%.

II.2.3. Ensemble tendre

II.2.3.1. Les marnes

Occupant environ 10% de la surface totale du bassin, elles sont localisées, surtout au niveau de du bassin de l'Oued Endja, dans la partie occidentale du bassin et, aussi, en aval des bassins de l'Oued Boumerzoug et celui d'El Athmenia. Ces marnes sont affectées par de nombreuses failles et sont décrites sur les feuilles géologique 51, 71, 72, 74, 94, comme étant des marnes bleues ou grises, très fossilifères, d'âge Crétacé supérieur et parfois, comme des marnes noires à boules jaunes du Lutétien supérieur à Priabonien (Eocène).

La répartition spatiale des marnes, dans la partie occidentale du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, montre une parfaite alternance avec les calcaires et un contact anormal avec les marno-calcaires du Sénonien, au nord de la confluence de l'Oued Rhumel et l'Oued Endja.

Les marnes jouent un rôle très important dans l'intensification de l'érosion linéaire des secteurs à moyenne ou à forte pente (Khanchoul, 2006), comme c'est le cas dans le bassin de l'Oued Kébir-amont à l'ouest. La densité du réseau hydrographique de ce dernier est fortement liée à la dominance des formations marneuses, dans ce site, qui favorisent le creusement continu des cours d'eau.

Au niveau de la nappe de Djemila, on note une action érosive très importante sur les marnes, en relation avec le régime fluvial important de la région. Ces processus érosifs ont contribué au creusement de nombreux torrents, faisant apparaître des dépressions et des combes sur les anticlinaux (Figure 9).

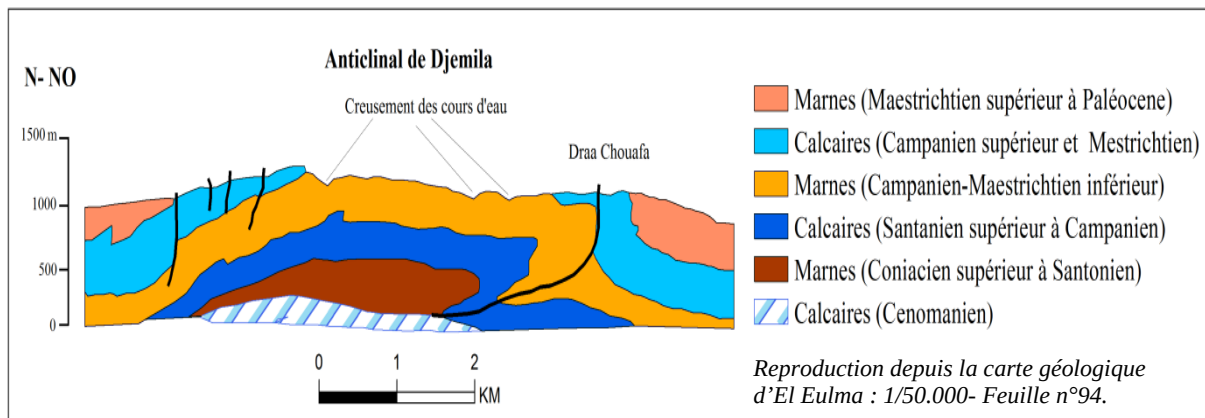


Figure 9. Coupe géologique schématisée de l'anticlinal de Djemila (Région de Sétif).

La formation marneuse constituant le mont de Djemila a été érodée, par effet de creusements provoqués par les affluents des Oueds Bou Selah et Djemila.

Le dispositif structural du Djebel Chenatour, à l'ouest de Djemila (à l'ouest d'Ain El Kébira), représente un cas intéressant témoignant d'une activité érosive et dynamique tectonique importante, dans une région constituée, essentiellement, de formations à dominance marneuse et calcaire.

La coupe géologique (Figure 10), montre que les anticlinaux, de part et d'autre du Djebel Chenatour, sont totalement érodés laissant le synclinal en relief.

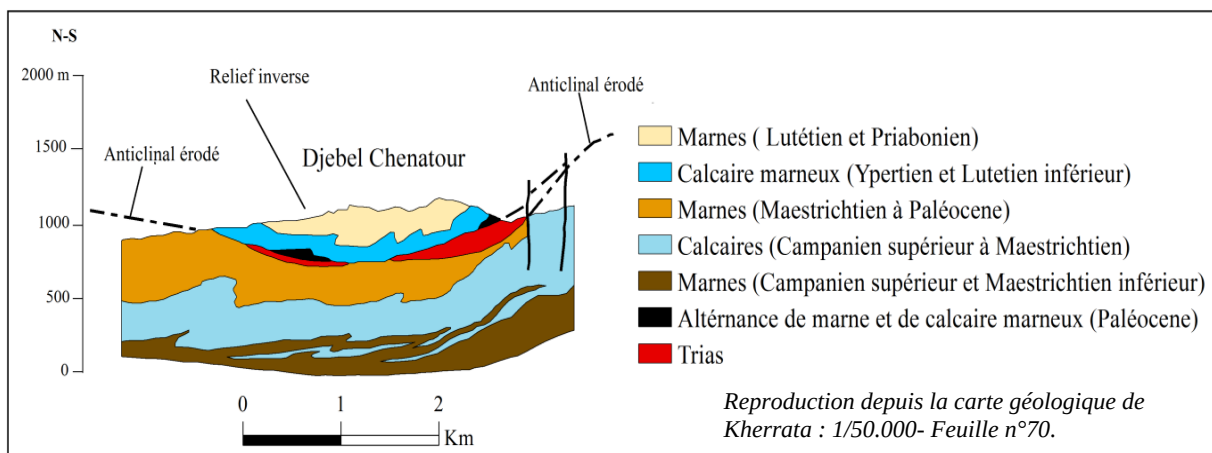


Figure 10. Coupe schématisée du synclinal perché de Djebel Chenatour, Ain El Kébira.

Le relief inverse, représenté par Djebel Chenatour, est composé de marnes, en surface, et des calcaires, en profondeur. De plus, les déplacements, causés par les failles existantes, ont fait apparaître, à la surface, des formations triasiques (Figure 10).

II.2.3.2. Les argiles gypseuses et sables

Il s'agit de dépôts saumâtres de chotts tertiaires (Amirèche, 1994) : ces formations sont parmi les plus dominantes dans le bassin, s'imposent, surtout, sur la partie centrale du bassin et s'étalent du sud-ouest vers le nord-est, parcourant les bassins de Constantine, Mila ainsi que la partie aval du bassin de l'Oued Kébir-amont.

Cet ensemble occupe environ 13 % de la surface totale du bassin. Le bassin de Constantine était une cuvette lacustre qui s'est formée, au Tertiaire, au sud de la chaîne numidique et qui a été comblée par des sédiments de l'Oligocène et du Miocène inférieur, constitués essentiellement des argiles gypseuses, poudingues, conglomérats rouges, où s'intercalent de minces bancs gréseux qui s'effritent facilement, donnant des formations superficielles argilo-limoneuses, siliceuses, un peu calcaires (Amirèche, 1994).

L'abondance relative du gypse fibreux et parfois en filonnets minces, dans ces argiles d'âge Miocène, joue un rôle de catalyseur car, étant une formation tendre, il possède une forte érodibilité, en plus de sa faible densité et de son seuil de plasticité très bas. Ce mélange donne aux argiles qu'il affecte une grande aptitude à migrer, depuis la reptation jusqu'aux mouvements de masse.

De plus, la forte solubilité du gypse contenu dans ces argiles permet d'observer, sur les versants dominés par cet ensemble, des manifestations géomorphologiques particulières, notamment : Le ruissellement qui entaille fortement ces formations, et les phénomènes de dissolution donnant des surfaces en entonnoir ou de petits gouffres (suffosion). C'est le cas de la région d'El Malha dans le bassin de Mila (Amirèche, 1994).

Les failles les plus visibles dans ces formations sont observées surtout au sud de Ferdjioua et au sud-ouest de Djemila avec une orientation sud-ouest, nord-est.

II.2.3.3. Les formations superficielles

Il s'agit des alluvions récentes, formées le long des oueds, des formations de pente, des éboulis et des glacis souvent encroûtés et les croûtes de calcaire du Quaternaire ancien (Villafranchien) (Mebarki, 1982). Elles sont largement répandues dans la zone des hautes plaines du sud et représentent la formation lithologique la plus dominante dans le bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel. En effet, elles occupent environ le quart (25%) de la superficie totale de ce dernier.

Des glissements de terrain ont été répertoriés sur ces formations, à proximité de Sidi Merouane (Roy et al., 2006).

Sur les feuilles géologiques couvrant la surface du bassin, ces alluvions sont interprétées selon leur profondeur et leur nature :

a) *Alluvions actuelles ou récentes :*

Ce sont des dépôts de graviers et de sables se trouvant, essentiellement, sur les rives de l'Oued Rhumel et El Otmania, en aval de Constantine. Ceux présents, au niveau de la vallée du Rhumel et ses principaux affluents, sont de nature généralement limoneuse.

b) *Alluvions anciennes des terrasses :*

Elles constituent les terrasses caillouteuses et limoneuses, bordant les vallées et dominant les lits des oueds sur environ 40 à 50 mètres.

c) *Alluvions anciennes :*

Ce sont les dépôts caillouteux présents dans les oueds et qui dominent entre 60 à 70 mètres.

d) *Eboulis des calcaires :*

Ce sont principalement des éboulements de masses importantes de calcaires travertins, disloqués et éboués par affouillement des argiles.

Nous avons représenté, sur la figure 11, la répartition spatiale des différentes classes de roches afin d'obtenir un premier constat sur la vulnérabilité du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel à l'érosion hydrique.

Par ailleurs, les proportions de chaque formation lithologique du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, décrites précédemment, ont été résumées dans le tableau 1.

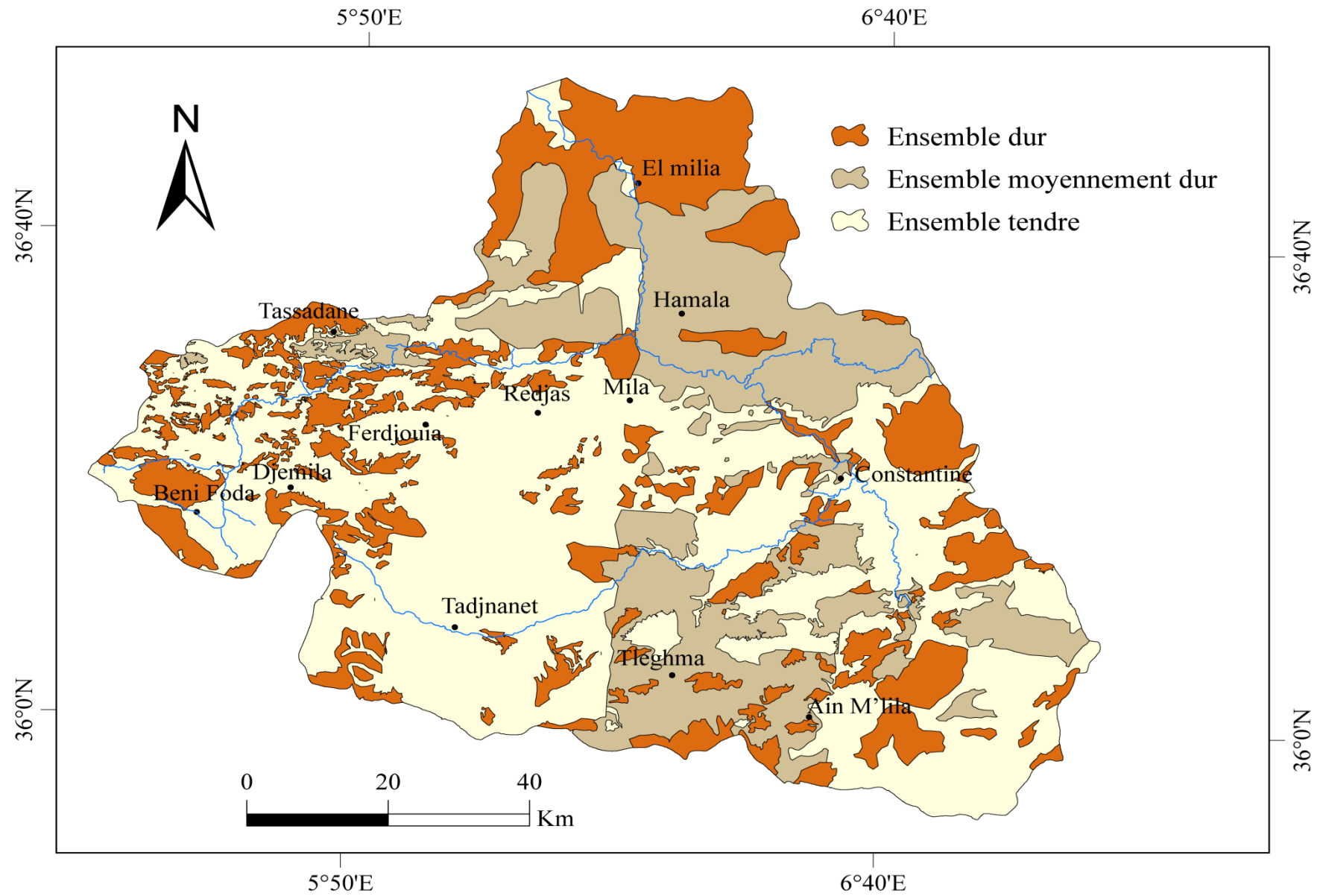


Figure 11. Classes d'ensembles lithologiques du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

Conclusion

En résumé, le bassin du Kébir-Rhumel, comme l'ensemble des unités du Nord algérien, est formé d'un système d'empilement de nappes, par effet de glissement progressif du nord vers le sud. Ce domaine regroupe plusieurs ensembles de formations lithologiques.

L'analyse des feuilles géologiques couvrant le domaine du bassin montre que le quart du territoire du Kébir-Rhumel est dominé par les terrains alluvionnaires récents, installés principalement dans les hautes plaines du sud et le long des oueds, sous forme de dépôts quaternaires.

Ces terrains, jugés tendres, ont favorisé la naissance, à partir de l'amont, des principaux cours d'eau du bassin, en l'occurrence le Rhumel et Endja qui coulent du sud vers le nord et traversent les gorges telliennes pour rejoindre le delta.

Le réseau hydrographique du bassin du Kébir-Rhumel s'est surimposé, à partir d'une topographie mixte et d'une lithologie très variée, constituée de formations tendres, dures et moyennement dures.

La classe des roches tendres est la plus imposante dans le bassin et occupe 50 % de la surface totale. Les ensembles durs et moyennement durs se partagent, équitablement, les deux quarts restants de la surface du bassin.

Dans le bassin central, on retrouve un ensemble d'argiles, de gypse et de sable et une série de calcaires très diversifiée qui s'imposent, sur environ 30% de la superficie du bassin.

Le bassin maritime est dominé par les roches métamorphiques du socle kabyle et les unités de la nappe numidienne. Le reste des formations lithologiques correspond à des marnes, des marno-calcaires et des grès numidiens.

Chapitre III : Analyse du relief

Introduction

Les formes de l'érosion hydrique, dans les versants, sont principalement conditionnées par la déclivité du chemin hydraulique (Manning, Griffith, Pigot, & Vernon-Harcourt, 1890), en dehors des autres facteurs physiques qui peuvent interagir (Khanchoul, 2006). En effet, l'amplitude des ruissellements, ou un écoulement superficiel important développe un potentiel important pour détacher et transporter les matières solides vers les principaux cours d'eau.

De ce fait, l'intérêt pour le relief et les déclivités du bassin étudié constitue un axe de recherche intéressant contribuant à la compréhension des facteurs influençant le déclenchement des processus érosifs. Les moindres variations au niveau des pentes peuvent être suffisantes pour diminuer ou accroître les bilans hydrodynamiques, à moyen ou à long terme (Khanchoul, 2006). C'est pourquoi, la plupart des modèles conceptuels et spatio-temporels, développés pour l'évaluation de la dégradation spécifique dans les versants, intègrent, dans leurs données d'entrée, le facteur topographique ou d'autres paramètres dérivés de la topographie du terrain. Dans ce chapitre, il s'agit d'une approche qualitative et quantitative sur l'énergie du relief du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

III.1. CARACTERISATION DU RELIEF

III.1.1. Données altimétriques

L'information altimétrique, relative à une surface de globe terrestre, est, de nos jours fournie grâce à la télédétection; cette nouvelle technique révolutionnaire comparée à l'usage d'anciennes cartes topographiques. A partir de ce type de données et de l'usage des outils d'information géographique (SIG) adéquats, il nous a été possible de réaliser une représentation de la topographie aux limites intérieures du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel. L'information topographique est cependant représentée sous forme d'un modèle numérique du terrain (MNT).

Il s'agit d'une représentation tridimensionnelle du terrain, en format dit « Raster »; cette dernière résulte soit d'imageries satellitaires soit de données radiométriques prises par radar. Selon la précision, le domaine d'utilisation ainsi que l'instrument de captage utilisé, il existe actuellement plusieurs types disponibles de modèles numériques de terrain. Les données les plus utilisées et accessibles sont celles de la version ASTER GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, Global Digital Elevation Model), ainsi que les modèles SRTM (Shuttle Radar Topography Mission).

Les versions les plus récentes des ces modèles couvrent une bonne partie du globe terrestre et offrent une résolution intéressante, variant entre 30 et 90m. Le raster utilisé a été téléchargé depuis la base de données d'USGS (Institut d'études géologiques des États-Unis). C'est une grille de pixels géo-référencée contenant une information altimétrique précise, à un pas de 30m.

Le choix d'un modèle, maillé à 30m, offre une bonne précision à cette échelle. De plus, ce dernier nous a également servi à définir la résolution de base pour la modélisation et la cartographie de l'érosion dans le bassin étudié. Le tableau ci-dessous donne les caractéristiques techniques du modèle numérique du terrain utilisé.

Tableau 2. Caractéristiques du modèle numérique de terrain utilisé.

Type de fichier	STRM -1 Arc (Shuttle Radar Topography Mission)
Format	Raster, extension Tiff
Unités altimétriques	Mètres
Nombre total de pixels	10845399
Taille de pixel (Résolution)	30×30m
Référence spatiale	WGS84-UTM zone 32 N (Universal Transverse de Mercator)

III.1.2. Hypsométrie

L'intégration du modèle numérique de terrain dans l'outil SIG a permis de réaliser une carte hypsométrique du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel et d'en calculer différents paramètres statistiques intéressants (Minimas, maximas, Moyennes, écart type et coefficient de variation), aux limites du bassin. Etant donné que nous nous intéressons aussi, dans le cadre de ce travail, aux différentes unités hydrologiques du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel, nous avons calculé les mêmes paramètres, à l'échelle des sous-bassins.

Les valeurs illustrées par le tableau 3 sont le résultat de calculs statistiques réalisés sur un ensemble de 10845399 valeurs d'altitudes correspondant au nombre total de pixels du Raster en question.

L'analyse du modèle numérique du terrain montre que les altitudes varient entre 3 et 1736m ; en revanche, l'altitude moyenne relevée est de 743m. L'importance de l'écart, entre ces valeurs extrêmes, exprime un contraste topographique important au niveau du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

Tableau 3. Statistiques altimétriques du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

Unités hydrologiques	H_{min} (m)	H_{max} (m)	H_{moy} (m)	σ	Cv (%)
Bassin de l'Oued Kébir-Rhumel	3,3	1735,89	743	262,27	35,29
Sous-bassin de l'Oued Rhumel	128,38	1735,89	805,3	463,5	57,56
Sous-bassin de l'Oued Endja et Kébir	127,24	1696,98	772,95	266,9	34,53
Sous-bassin côtier maritime	3,3	1463,7	449,56	304,52	67,74

H_{min} , H_{max} et H_{moy} sont respectivement les altitudes minimales, maximales et moyennes exprimées en mètres; σ : Ecart-type; Cv : Coefficient de variation ($Cv = 100 \times \sigma / H_{moy}$).

A l'échelle des sous-bassins, les valeurs des altitudes moyennes varient entre 450 et 805m, ce qui explique que les unités hydrologiques du bassin étudié soient installées sur différents étages altimétriques. C'est le sous-bassin de l'Oued Rhumel qui se situe sur les hauteurs du bassin versant du Kébir-Rhumel, à l'inverse du sous-bassin côtier maritime qui correspond à la plus basse unité du même bassin.

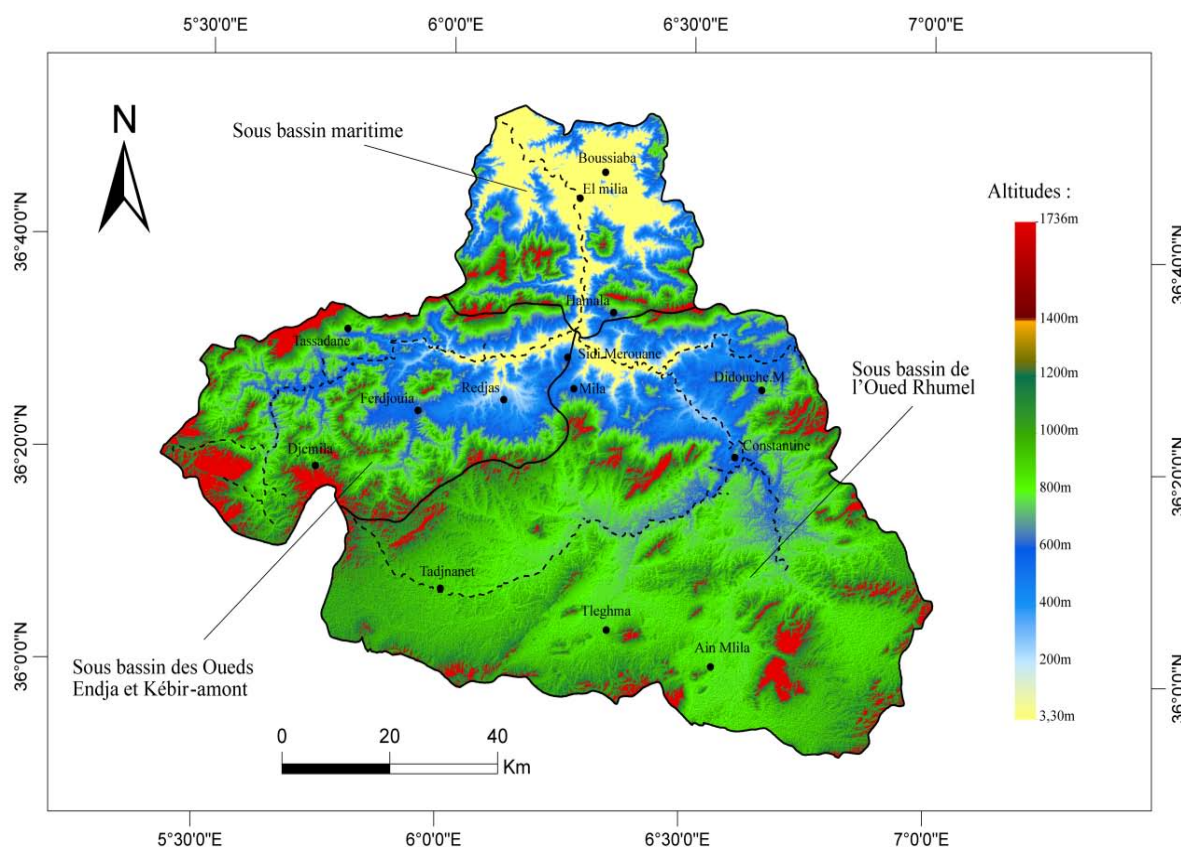


Figure 12. Carte hypsométrique du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

La dénivelée altimétrique moyenne, entre ces deux unités hydrologiques, est égale à 356m. Les sous-bassins de l'Oued Endja et Kébir-amont se situent, par contre, dans un niveau intermédiaire entre les unités précédentes, ce qui fait que la totalité des flux hydrologiques des Oueds Rhumel, Endja et Kébir-amont se déversent dans le bassin côtier maritime du nord, pour rejoindre la mer Méditerranée.

La représentation graphique des séries altimétriques du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, ainsi que celle de ses unités hydrologiques (figure 13), reflète un système de topographie à étages, possédant chacun un niveau altimétrique différent (figure 13).

Par ailleurs, la courbe liant les valeurs d'altitudes moyennes de chaque sous-bassin exprime un gradient topographique décroissant, depuis le domaine du sous-bassin de l'Oued Rhumel, vers celui du bassin côtier maritime, autrement dit, du sud vers le nord.

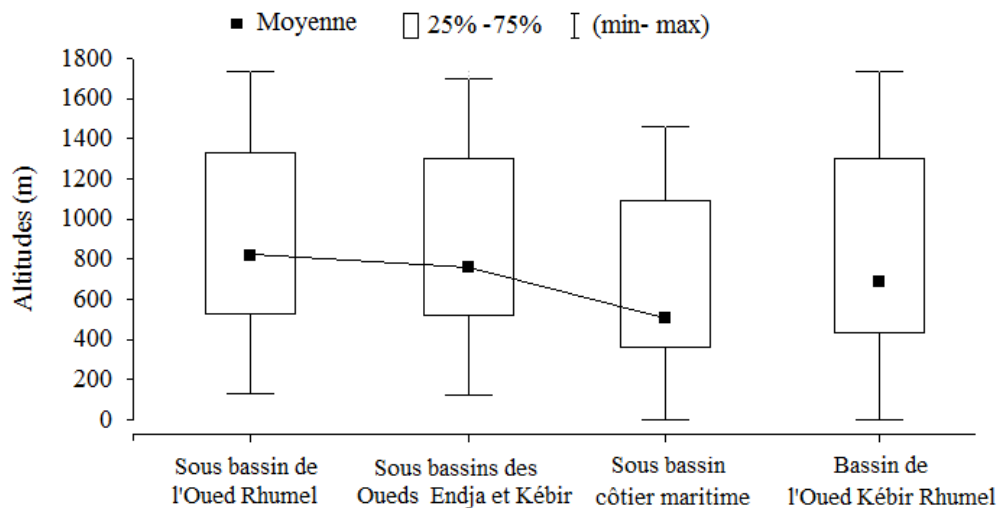


Figure 13. Box plots des séries statistiques altimétriques.

III.1.3. Pentés et déclivités

A partir du modèle numérique du terrain, il nous a été possible de réaliser une carte de pentes pour le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel. Les modules d'analyse du terrain, intégrés dans l'outil SIG, nous ont permis de calculer, en pourcentage, la valeur de la déclivité en chaque maille.

Le principe consiste à déduire, en chaque maille, la plus forte pente correspondant à la dénivelée la plus importante entre le pixel en question et les 8 pixels qui l'avoisinent. Ainsi, le résultat de ce calcul génère, automatiquement, une carte des pentes ayant la même résolution que celle de la donnée source (30m×30m).

Selon la nature topographique du terrain, qui varie en chaque endroit, il ressort évidemment des grandeurs de pentes variables. Les ruissellements superficiels sont conditionnés essentiellement par l'accentuation des pentes. En effet, ceux les plus susceptibles de déclencher des processus érosifs importants correspondent, forcément, aux fortes pentes.

Cependant, dans la littérature, et au dépend des différents processus érosifs analysés dans les paysages du Tell Algérien, quelques auteurs ont supposé que pour chaque intervalle de pente bien précis on pourrait faire correspondre une forme d'érosion hydrique. Ces classes de pentes ou intervalles ont été fixées selon une approche expérimentale réalisée sur un certain nombre de versants en Algérie et d'après les travaux de Khanchoul (2006).

Il est à noter que la classification représentée dans le tableau 4 ne reflète pas forcément l'apparition des différentes formes d'érosion indiquées mais constitue, quand même, une approche qualitative pour l'identification du type et de la nature des formes érosives affectant les sols étudiés.

Tableau 4. Classes de pentes susceptibles de déclencher des processus érosifs.

Classes des pentes (%)	Processus érosifs probable
< 3	Sans mouvement de masse, ruissellement diffus
3 - 7	Sans mouvement de masse, ruissellement élémentaire
7 - 10	Solifluxion, ruissellement élémentaire
10 -15	Glissement, ruissellement élémentaire
15-25	Glissement, coulée boueuse, ravinement installé
> 25	Glissement, coulée boueuse, badlands

La particularité des conditions lithologiques et climatiques d'un milieu peuvent facilement modifier la nature des processus érosifs pour ces mêmes classes de pentes. La carte des pentes (Figure 14) représente les résultats en pourcentage du calcul des pentes qui est réalisée d'après le modèle numérique du terrain aux limites du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

La carte des pentes a été classée selon les intervalles indiqués dans le tableau 4. Par ailleurs, si on compare la carte hypsométrique (Figure 12) avec celle des pentes (Figure 14) on remarque un net contraste sur les distributions spatiales des gradients. En effet, le gradient altimétrique décroît du sud vers le nord alors que celui des déclivités décroît du nord vers le sud.

Les pourcentages de surfaces occupées par chaque classe de pente ont été calculés sur la limite du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel ainsi qu'au niveau des sous bassins étudiés sont représentés dans le tableau 5.

Tableau 5. Pourcentages de surfaces occupées par chaque classe de pente.

Classes de pentes	Bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel	Sous-bassin côtier maritime	Sous-bassin de l'Oued Endja	Sous-bassin de l'Oued Rhumel
< 3%	4,73%	1,97%	1,88%	6,59%
3 – 7%	15,21%	5,65%	7,15%	20,90%
7 - 10%	12,51%	5,18%	7,82%	16,26%
10 -15%	18,32%	10,83%	16,12%	21,10%
15-25%	24,86%	24,87%	31,75%	22,06%
> 25%	24,37%	51,51%	35,28%	13,09%
Pente moyenne	17,77%	28,57%	22,62%	14,14%

Les valeurs illustrées dans le tableau 5 montrent que les pentes supérieures à 15 % occupent presque la moitié de la superficie du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel (49,23%). Selon la carte des pentes (Figure 14), ces classes semblent occuper essentiellement les régions septentrionales et se prolongent, d'est en ouest, dans le bassin moyen. La proportion importante de ces dernières donne au bassin étudié un caractère montagneux caractérisé par des escarpements à pentes raides. De plus, selon la classification citée au tableau 4 ces classes de pentes sont susceptibles de déclencher des phénomènes de glissement de terrain, de coulées boueuses et de développer des ravinements.

Les zones de replats et à faible pentes (< 3%) sont les moins répandues sur le site du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 14). Elles se présentent dans la figure 14 sous forme de petites surfaces fragmentées, visibles surtout sur les régions méridionales. Leurs proportions de surface ne dépassent pas les 5% (Tableau 5).

Par ailleurs, les deux classes de pentes (3 - 7%) et (7 - 10%) occupent une superficie de 27,12% soit environ le tiers de la superficie totale du bassin. Ces dernières se côtoient parfaitement sur les parties méridionales du bassin notamment dans le sous-bassin de l'Oued Rhumel où elles délimitent les larges vallées et les hautes plaines du sud constantinois (Figure 14). En remontant progressivement vers le nord, on retrouve ces mêmes classes de pentes avec des limites plus étroites et continues sous forme d'un tracé linéaire coïncidant parfaitement avec le réseau hydrographique du bassin (figure 14). Elles correspondent, donc, aux vallées plus au moins accentuées et étroites des principaux oueds du bassin. D'une manière générale, ces zones à pentes variant entre 3 et 10% ne permettent pas l'apparition d'éventuels mouvements de masse; elles favorisent plutôt le ruissellement élémentaire dans les cours d'eau, mais les risques de solifluxion ne sont pas à écarter.

Le reste de la superficie du bassin est occupée par les classes de pente moyennes (entre 10 et 15%). Cette catégorie de déclivités occupe 18,32 % de la superficie totale du bassin et s'entrepasse entre les différentes classes de pentes précédemment citées. Elles sont bien visibles un peu partout sur le site du bassin sauf sur les régions du sud, notamment en amont des oueds Rhumel et Boumerzoug (figure 14).

A l'échelle des sous-bassins, les proportions des classes de pentes discutées précédemment sont différentes d'une unité à autre (Tableau 5). En effet, les valeurs de pentes moyennes varient entre 14,14 et 28,57 %. Le relief du sous-bassin côtier maritime et du sous-bassin de l'Oued Endja semble marquer un net contraste avec celui du sous-bassin de l'Oued Rhumel.

Les massifs septentrionaux, présents dans les sous-bassins précités, imposent un relief plus accentué avec une prédominance des déclivités >25 % qui occupent plus de la moitié (51,51%) de la superficie du sous-bassin côtier.

Par contre, les faibles pentes ($< 3\%$) semblent être les moins répandues sur ce site, avec une proportion de seulement 1,97%. Il s'agit donc d'un domaine montagneux conditionné par les sommets de la chaîne numidique et ceux de la petite Kabylie qui ne laisse place au passage des cours d'eau qu'à travers des gorges et des vallées très étroites et pointues.

Les pentes les plus faibles du sous-bassin côtier apparaissent au delà d'El Milia jusqu'à l'embouchure de l'Oued El Kébir. Les sous-bassins occidentaux (Oued Endja et Kébir-amont) montrent un relief à caractère intramontagnard car 83,15% de leur paysage correspondent à des pentes à plus de 10%. En revanche, c'est le domaine où on observe la plus faible proportion des pentes inférieures à 3%. La déclivité moyenne relevée est légèrement moins faible que celle du sous-bassin côtier, cette dernière est égale à 22,62% (Tableau 5).

Le sous-bassin de l'Oued Rhumel marque la plus faible déclivité moyenne comparée à celle relevée dans le reste des unités hydrologiques dont elle est égale à seulement 14,14%. Par contre, c'est le site où on note la plus forte variabilité des pentes ($C_v = 78\%$).

Les classes de pentes (3 -7 %), (7 -10 %), (10 -15 %), (15 -25 %) occupent des proportions presque égales (Tableau 5). Ces dernières varient entre 16.26 et 22.06 % de la superficie totale du sous-bassin l'Oued Rhumel. Les déclivités les plus faibles (comprises entre 0 et 10%) sont localisées, en grande majorité, au Sud notamment, dans la vallée amont de l'Oued Rhumel; celles les plus fortes (comprises entre 15 et 25%) occupent en grande majorité les parties aval du bassin et, parfois, elles se présentent sous forme de petites surfaces dispersées sur les zones périphériques du sud et/ou sud-est (Figure 14).

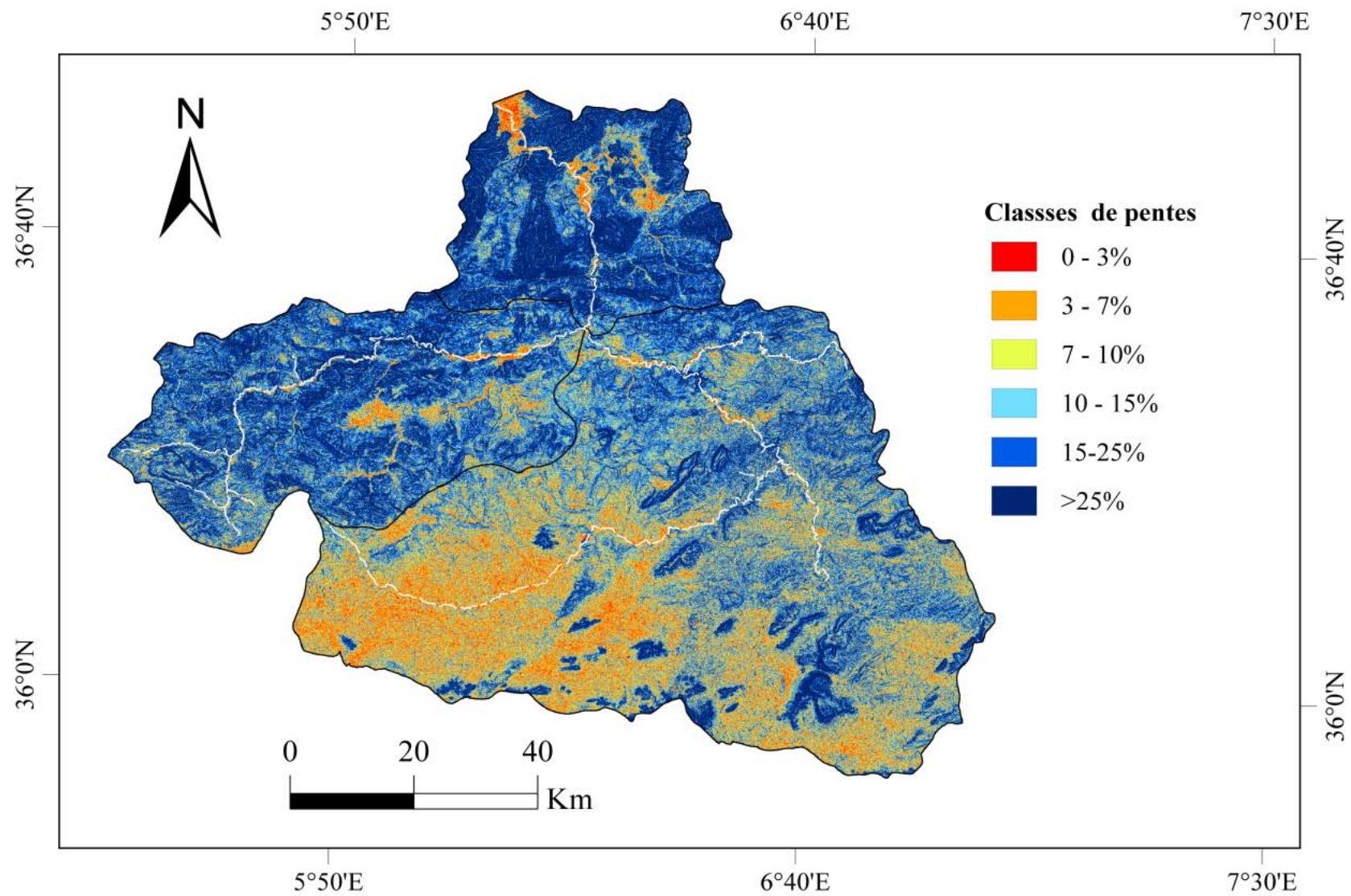


Figure 14. Carte des pentes du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

III.1.4. Dénivelée spécifique

Afin de donner plus de signification quant à la définition de l'énergie du relief et appuyer notre caractérisation du relief du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel ainsi que celui de ses différentes unités hydrologiques, nous avons procédé au calcul de la dénivelée spécifique (Dsp) qui est un indice permettant de caractériser le relief en tenant compte de l'effet de surface. Ce paramètre est déduit à partir du produit l'indice de pente globale (Ig) et de la racine carrée de la superficie du bassin.

$$Dsp = Ig \times \sqrt{S} \quad (m) \quad (Eq1)$$

D'où: $Ig = \frac{\Delta H}{L}$; $L = \frac{C \times \sqrt{S}}{1,128} \times \left(1 - \sqrt{1 - \frac{1,128}{C}}\right)$

S : Superficie du bassin (km²)

ΔH : Dénivelée altimétrique entre 5 et 95 % de surface cumulée ; ce paramètre est déduit de la courbe hypsométrique et il est exprimé en mètres.

L : Longueur du rectangle équivalent (km),

C : Indice de compacité, il est calculé par la formule suivante : $C = 0,28 \times \frac{P}{\sqrt{S}}$

P : Périmètre du bassin (km).

Selon l'ordre de grandeur de la valeur de la dénivelée spécifique, on pourrait apporter une caractérisation du relief de l'unité hydrologique correspondante selon la classification de l'IRD (Ex. ORSTOM) qui suppose qu'un relief est assez fort pour des valeurs de dénivelée comprises entre 100 et 250 m (Khanchoul, 2006). En revanche, le relief est fort pour des valeurs comprises entre 250 et 500m.

Les résultats des calculs, résumés dans le tableau 6, indiquent clairement que les valeurs de la dénivelée spécifique sont toutes supérieures à 250 m, ce qui traduit un relief à caractère montagneux, caractérisant le domaine du bassin de l'Oued Rhumel, ainsi que celui de ces unités hydrologiques.

Tableau 6. Valeur des dénivelées spécifiques

Unité hydrologique	I_g (m Km ⁻¹)	S (Km ²)	Dsp (m)	Type de relief
Bassin de l'Oued Kébir-Rhumel	3,10	8833	292	Fort
Sous-bassin de l'Oued Endja	8,25	1340	385	Fort
Sous-bassin de l'Oued Rhumel	4,00	5320	293	Fort
Sous-bassin côtier maritime	10,20	2172	373	Fort

Ig et S sont respectivement l'indice de pente global et la superficie du bassin.

III.2. IDENTIFICATION DES FORMES DU RELIEF

Pour appuyer l'analyse du relief du bassin étudié et permettre la quantification des unités qui le constitue, nous avons procédé à l'identification et la cartographie des différentes formes morphologiques du paysage. En raison de l'absence de données cartographiques, cette étape a nécessité l'utilisation d'un modèle conceptuel.

En premier lieu, la méthodologie consiste à évaluer un indice morphométrique intéressant, le « MRVBF » (Multi Resolution Valley Bottom Flatness), issu des travaux de Gallant and Dowling (2003) et permettant de distinguer les fonds de vallées des régions montagneuses.

En second lieu, elle consiste à comparer ce même indice avec les niveaux altimétriques du bassin pour faire ressortir les différentes formes du paysage : Les hautes plaines, les basses plaines, les zones de hautes et basses montagnes.

III.2.1. Calcul de l'indice des fonds de vallées (MRVBF)

L'indice MRVBF (Multi Resolution Valley Bottom Flatness) est le paramètre morphométrique résultant d'un algorithme révolutionnaire développé par Gallant and Dowling (2003).

L'interprétation des valeurs de cet indice permet la distinction entre les fonds des vallées et les collines, ce qui est un pas important pour l'identification et la caractérisation du relief des zones de dépôts de sédiments. L'indice MRVBF est d'une utilité fondamentale pour les études hydrologiques et géomorphologiques (Gallant & Dowling, 2003). Les fonds de vallées peuvent s'identifier à une échelle allant de quelques mètres à des centaines de kilomètres d'ampleur, c'est pourquoi la caractéristique multi-résolution de l'algorithme en question est intéressante pour la détection des différents types de fonds de vallées existants dans notre zone d'étude.

A partir du modèle numérique d'élévation, l'algorithme détecte automatiquement les fonds des vallées fondés sur leurs signatures topographiques. Chaque zone de l'environnement étudié se désigne par un ensemble de mailles sur lequel l'algorithme calcule une valeur d'indice correspondant au rapport de la pente de ses versants et de l'ampleur de la planéité de sa zone basse (le fond) entre ces versants.

Comme il a été cité plus haut, l'algorithme fonctionne à différentes échelles et combine les résultats à différentes échelles en un seul index multi-résolution (Gallant & Dowling, 2003).

L'algorithme a été généré, depuis le module d'analyse du terrain de l'Outil SIG (SAGA-GIS) en intégrant comme donnée source le modèle numérique du terrain précédemment acquis.

Le résultat étant cartographiable, il nous a été possible donc de générer une carte de la distribution spatiale des valeurs de l'indice MRVBF obtenues sur l'étendue du bassin de l'Oued Kébir Rhumel.

Comme le montre la figure ci-dessous, les valeurs d'indice MRVBF obtenues varient dans l'intervalle compris entre 0 et 5,97.

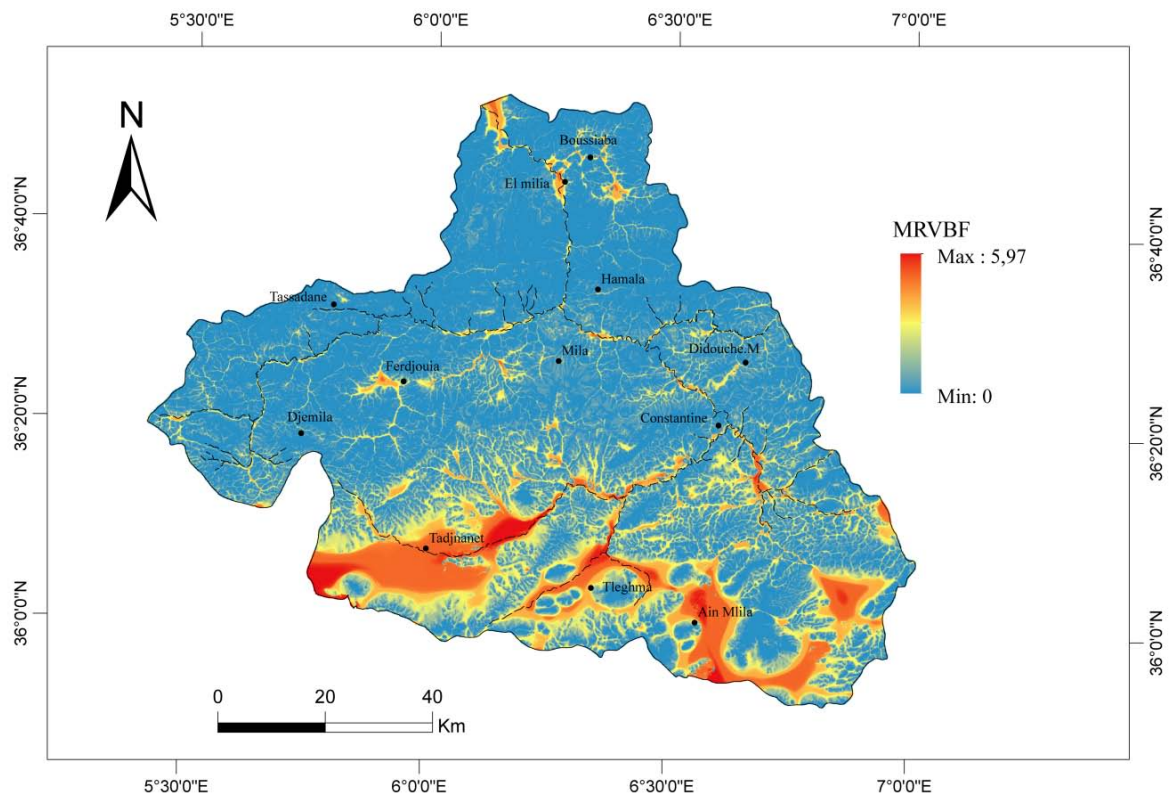


Figure 15. Carte de l'indice des fonds de vallées (MRVBF)-Résolution de 30×30m.

III.2.2. Seuillage et classification des formes du relief

Les valeurs les plus faibles (qui se rapprochent au minimum) sur la figure 15 correspondent aux régions de collines abruptes ayant des vallées étroites en forme de « V ».

En revanche les valeurs d'indice MRVBF augmentent d'autant plus que les déclivités des versants deviennent moins accentuées et que les fonds de vallées deviennent plus larges et plats, indiquant des zones de vallées très ouvertes et plates.

Les valeurs maximales extrêmes correspondront ainsi aux basses plaines si elles sont situées dans des zones d'altitudes basses ou à des hautes plaines si ces dernières sont situées dans les hauteurs. Cependant les valeurs moyennes de MRVBF indiqueront les régions de moyennes vallées qui se caractérisent par des pentes intermédiaires et des fonds plus au moins larges.

La distinction entre les larges et moyennes vallées et les régions montagneuses (collines ou vallées très étroites) a été réalisée en fixant des valeurs seuils $MRVBF = 0,5$ et $MRVBF = 1,3$ subdivisant l'intervalle des valeurs d'indices, en trois classes de formes distinctes correspondant à des formes morphologiques distinctes: La classe des valeurs entre 0 et 0,5 désigne les régions de collines ou des vallées étroites ; celle des valeurs comprises entre 0,5 et 1,3 désigne les fonds de vallées plus au moins larges ou a pente intermédiaire.

Enfin la dernière classe (valeurs de $MRVBF$ comprises entre 1,3 et 5,97) correspondra aux fonds de vallées très larges (Hautes plateaux ou basses plaines).

Le choix des seuils a été réalisé par une méthode visuelle et supervisée basée sur la supposition de plusieurs seuils jusqu'à l'obtention d'une simulation très proche du paysage réel.

La méthode utilisée pour le choix des seuils $MRVBF$ est expliquée dans le chapitre VIII d'une manière plus détaillée pour la détermination des facteurs de l'érosion.

La figure 16 présente une première classification du paysage du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel selon les valeurs seuils précédemment citées.

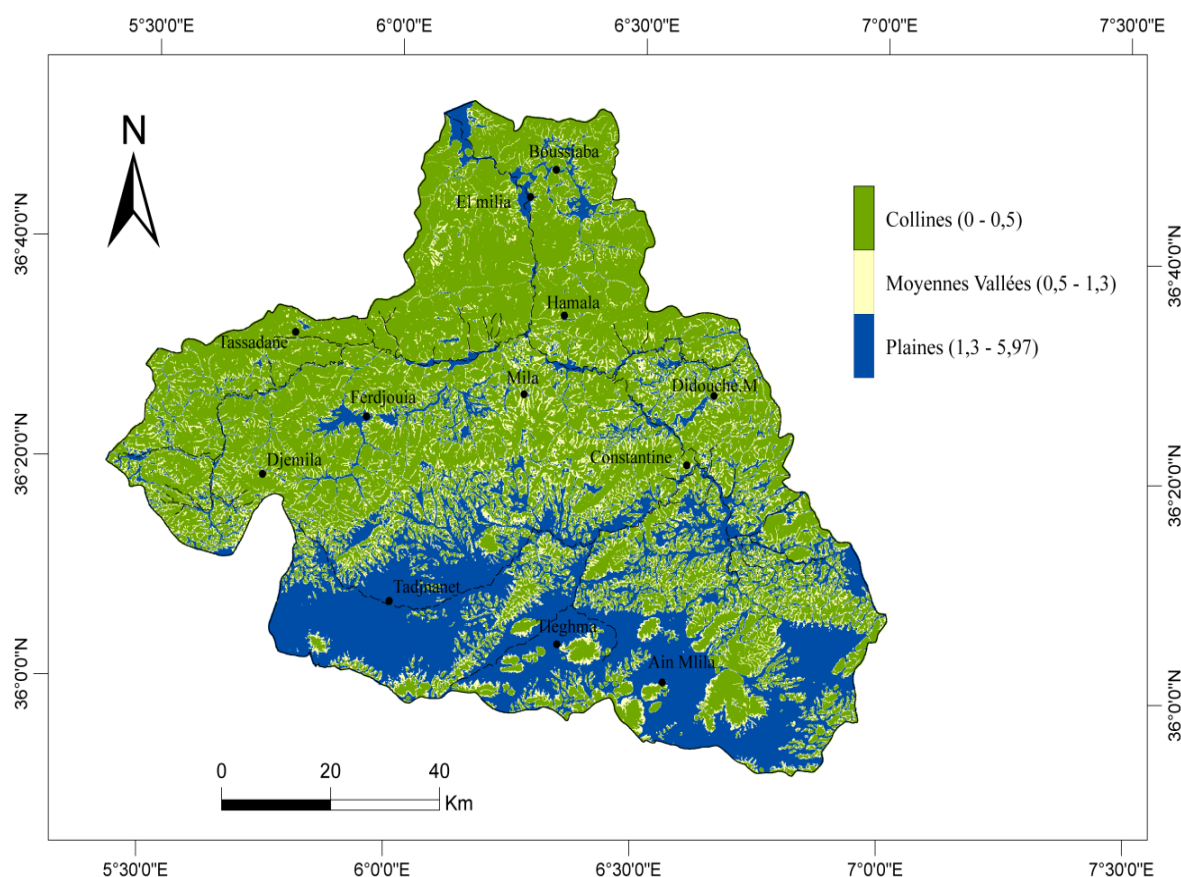


Figure 16. Répartition des zones de montagnes, vallées et plaines dans le bassin.

III.2.3. Détermination de l'orographie

Afin de détailler l'aspect représentatif du relief du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel et de rendre son interprétation plus significative, nous avons réalisé une seconde classification du paysage permettant d'identifier avec précision les formes géomorphologiques dérivées des formes précédemment identifiées.

Pour cela, nous avons confronté par superposition la carte de la figure 16 contenant les trois classes de formes avec le modèle numérique d'élévation.

En fixant cette fois-ci des seuils altimétriques pour chacune de ces trois classes (Collines, Vallées et Plaines), il a été possible d'identifier les zones de hautes ou basses plaines et les zones des hautes et basses montagnes et celles des vallées.

Cette classification a été réalisée selon un arbre décisionnel et en regroupant les altitudes du modèle d'élévation du bassin en 15 classes distinctes ayant un pas de 100m.

Le schéma ci-dessous, représenté l'arbre décisionnel établi pour réaliser une deuxième classification du relief.

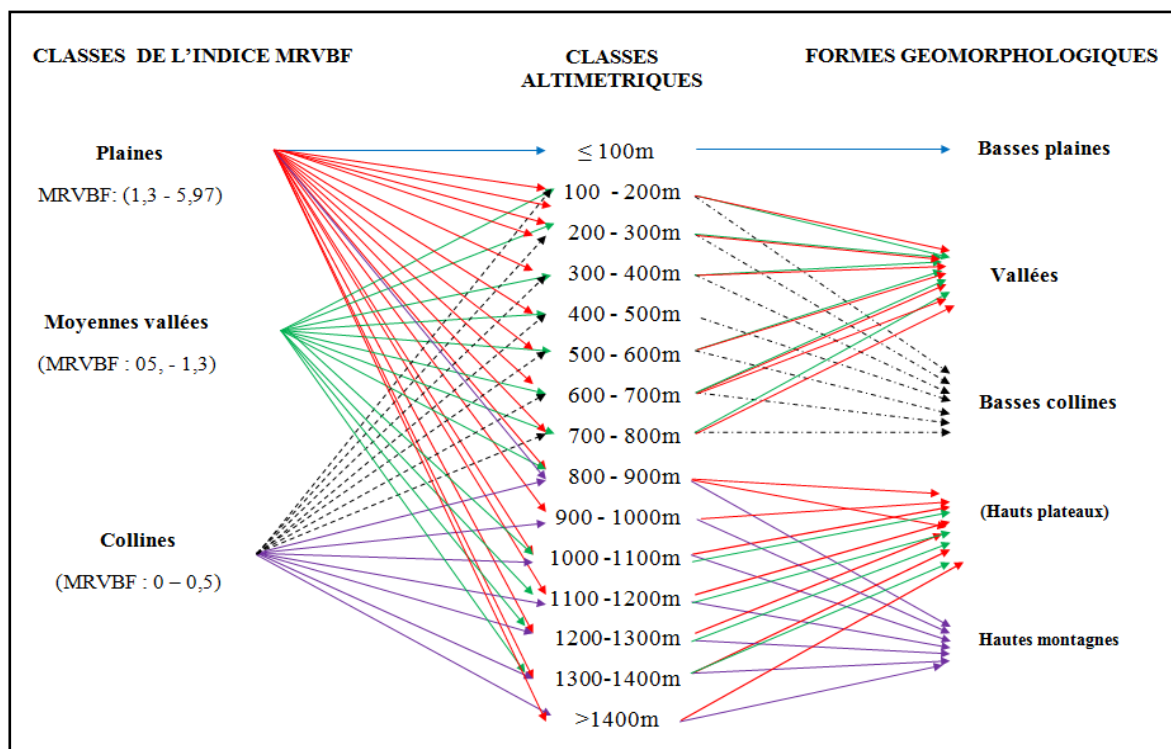


Figure 17. Arborescence du modèle d'identification des unités morphologiques.

Les règles de décision, représentées sur la figure ci-dessus, ont été fixées en connaissance de la nature topographique du terrain et selon les statistiques altimétriques précédemment établies.

L'application du modèle conceptuel conditionné par l'arbre de décision illustré sur la figure 17 donne lieu à une représentation spatiale des formes morphologiques suivantes :

Les régions de hautes et basses plaines, les régions de hautes et basses montagnes et les régions de vallées existant dans le site du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

Ainsi, la quantification des différentes proportions relatives à chaque entité du paysage est désormais possible. La figure 18 donne la représentation graphique du résultat de classification obtenu selon les règles de décision illustré dans la figure 17.

Le résultat de calcul des proportions de surface relatif à chaque entité du paysage du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel ainsi que celui relatif à ses unités hydrologiques est illustré dans le tableau 7.

Tableau 7. Proportions de surface pour les différents éléments du relief.

Forme du relief	Bassin de l'Oued Kébir- Rhumel	Sous-bassin côtier maritime	Sous-bassins de l'Oued Endja	Sous-bassin de l'Oued Rhumel
Basses plaines	0,65%	4,31%	/	/
vallées	25,35%	10,21%	16,51%	32,78%
Basses montagnes	21,76%	<u>59,71%</u>	22,29%	11,98%
Hautes montagnes	38,40%	24,86%	<u>59,54%</u>	33,16%
Hautes plaines	13,84%	0,91%	1,66%	22,08%

La figure 18 et les valeurs du tableau 7 indiquent une prédominance flagrante des régions montagneuses qui occupent plus de la moitié de la superficie totale du bassin, soit une portion de 60%. Ensuite vient le domaine des vallées qui s'impose sur une étendue de 2240 km² correspondant à 25,35% de la superficie totale du bassin.

Le reste de la superficie est occupé en majorité par des hautes plaines (13,84%) ne laissant place aux basses plaines que sur une très faible portion de 0,65%.

A l'échelle des sous-bassins, les valeurs du tableau 7 montrent une parfaite concordance avec les valeurs des dénivelées spécifiques précédemment calculées (Tableau 6). En effet, la plus forte valeur de dénivelée spécifique a été observée au niveau du sous-bassin de l'Oued Endja; cette valeur extrême semble être pondérée par la prédominance des régions de hautes montagnes qui occupent presque 60 % de la superficie de ces derniers (Tableau 7).

De même, le bassin côtier maritime possède un relief imposant marqué par un paysage dominé par une succession des basses collines ($\leq 800\text{m}$) qui occupent plus de la moitié de sa superficie (60%) (Tableau 7).

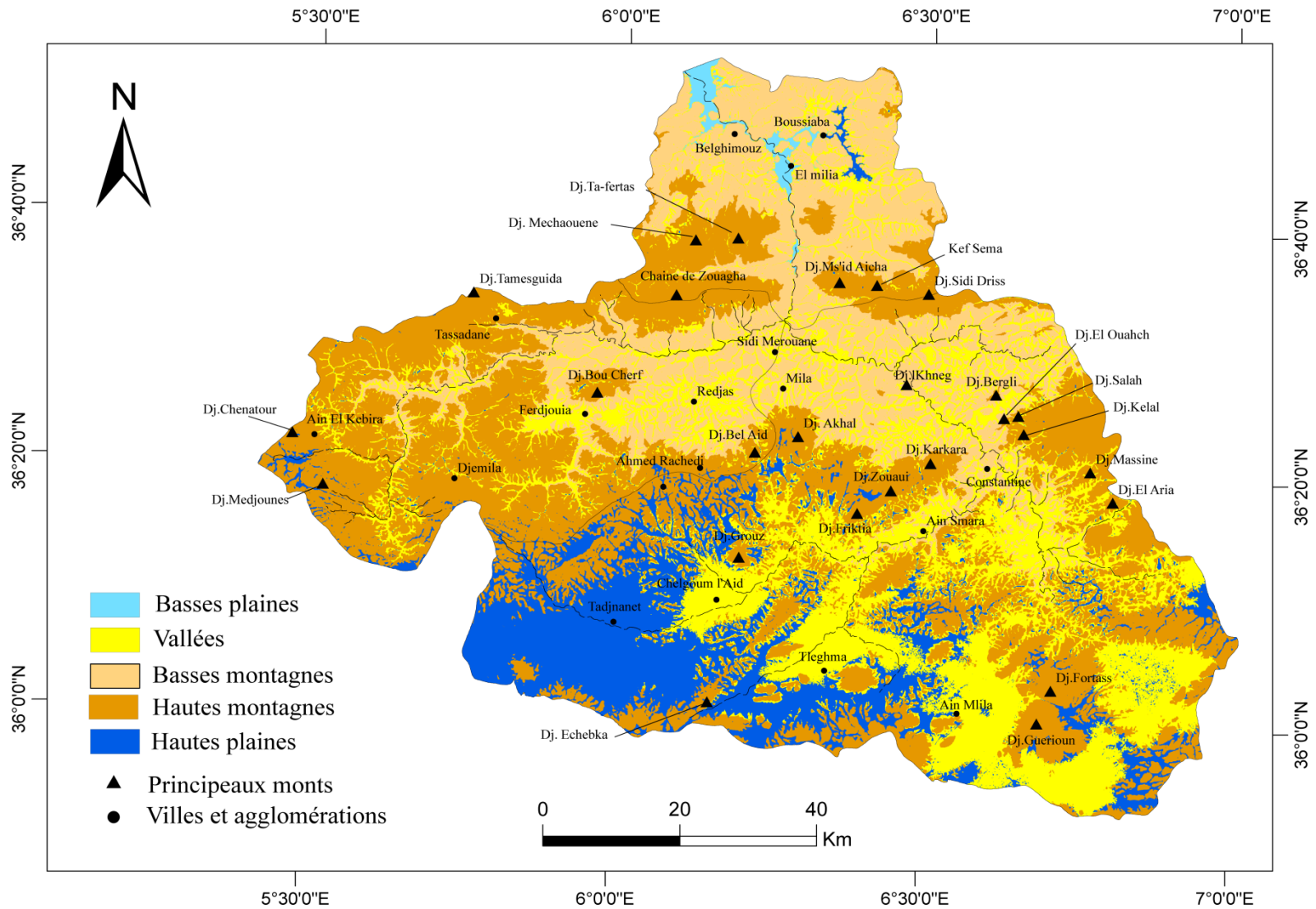


Figure 18. Eléments et formes du relief du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

Par rapport au reste des sous-bassins, le sous-bassin côtier maritime est le seul site où l'on note la présence des basses plaines. Ce résultat est parfaitement logique puisqu'il s'agit de plaines du littoral.

Exceptionnellement, au niveau du sous-bassin de l'Oued Rhumel, on peut observer d'importantes étendues de plaines inondables installées en grande partie sur ses hauteurs septentrionales. Ces hauts plateaux s'élèvent à plus de 800m et occupent le reste de la superficie totale de ce dernier, soit environ 1175 km².

Le bassin amont de l'Oued Rhumel amont est donc un domaine de plateaux tandis que sa partie aval est celle où le sous-bassin moyen représente celui des vallées et des montagnes. Ces dernières représentent respectivement environ 33 et 45 %.

III.3. PRINCIPAUX MASSIFS DU BASSIN DE L'OUED KEBIR RHUMEL

III.3.1. La chaîne de Zouagha et les massifs de Msid Aicha, Sidi Driss

Installé au nord dans le bassin côtier maritime, cet ensemble orographique imposant constitue une limite paléogéographique et en même temps une ligne de partage des eaux traçant les limites d'endoréisme du bassin aval et moyen. Ces massifs sont orientés selon une direction sud-ouest-nord-est, mais ce sont des montagnes subdivisées en plusieurs unités morpho-structurales limitées la plupart du temps par des discontinuités géologiques et incisées par l'Oued Kébir-Rhumel.

III.3.1.1. Le chaînon de Zouagha

Situé à l'ouest de la vallée de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 18), ce chaînon culmine à 1354m. Il est constitué de grès numidiens entourés de formations telliennes dont le contact entre eux s'est fait par charriage (Bouedja, 2010). Sa terminaison orientale montre une augmentation rapide des pentes passant de 10 à 30% et qui parfois très raides dépassent les 60%. On observe sur ce massif une série d'accidents et de discontinuités d'une direction nord-sud dues probablement à des structures exploitées par l'érosion (Bouedja, 2010).

A une distance d'environ 8 kilomètres au nord de la chaîne de Zouagha, on trouve des pointements intéressants de la chaîne de la petite Kabylie tels que Djebel Mechaouene et Tafertas (Figure 18) culminant à 1222 et 1270m.

III.3.1.2. L'ensemble M'cid Aicha, Sidi Driss et Kef Sema

Installé à l'opposé du chaînon de Zouahra (Figure 18), Djebel M'cid Aicha constitue la pointe la plus importante de cet ensemble (Bouedja, 2010) avec son altitude d'environ 1462m (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010). C'est une antiforme allongée d'est en ouest composée de formations jurassiques sur lesquelles se chevauchent les formations telliennes. Ce massif présente des escarpements très importants sur ses deux flancs. Ces derniers possèdent des pentes dépassant les 90% (Bouedja, 2010).

La discontinuité entre la chaîne de Zouahra et le massif de M'cid Aicha et Sidi Driss est due à la traversée de l'Oued Kébir-Rhumel (El Kébir) aux environs de Sidi Merouane (Figure 18). A l'Est de Djebel M'cid Aicha, on retrouve le massif de Kef Sema et le Djebel Sidi Driss qui culminent à 1200 et 1364m respectivement (Bouedja, 2010) (Figure 18).

Ces structures correspondent à des antiformes allongées selon une direction est-ouest. Leurs formations géologiques ne sont pas clairement définies, mais on retrouve des remontées triasiques tout le long du chaînon du Djebel M'cid Aicha et Kef Sema. Cette lithologie est probablement associée à des structures profondes. Entre Kef Sema et Djebel Sidi Driss, on retrouve une succession de collines qui dépassent les 1200m, représentées par Béni Tleline, El Araïss et Enzal Akahal (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010).

III.3.2. Djebel Tamesguida

Situé sur la limite orientale du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 18), le mont de Tamesguida est un point culminant assez imposant dans le paysage du sous-bassin de l'Oued Endja (Figure 18). Il dresse son sommet de forme triangulaire vers le ciel à une altitude de 1626 m (HADJI, 2001).

Son versant septentrional comporte une succession de sols instables, formés de marnes, schistes et de grès; par endroits, quelques affleurements calcaires surgissent. Il est entrecoupé par une succession d'importants ravinements et escarpements dangereux du fait d'une forte pluviosité souvent torrentielle du climat très humide auquel il est exposé.

Ce massif fait partie de la ligne de partage des eaux qui trace les limites géographiques du grand bassin de l'Oued Kébir-Rhumel dans sa partie Occidentale (Figure 18).

III.3.3. Djebel Kheneg

Djebel Kheneg est situé dans le sous-bassin de l'Oued Rhumel, exactement à une distance de 16 km du nord-ouest de la ville de Constantine (Figure 18). Il s'agit d'une colline d'environ

600m, orientée vers une direction sud-ouest, nord-est (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010). Djebel Kheneg est composé de formations néritiques datant du Jurassique au Crétacé affecté par un système de faille orienté dans la même direction de son prolongement (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010).

Le creusement de l'Oued Rhumel sur ces formations a fait ressortir un parcours traversant ce massif sur d'étroites vallées assez profondes (Figure 18).

III.3.4. Le massif de Djebel El-Ouahch

Se trouvant au nord-est de la ville de Constantine (Figure 18), ce massif s'allonge selon une direction sud-ouest-nord-est. Ses flancs présentent une structure de forme en « U » constituée d'une succession de sommets où le point culminant atteint 1282m à Djebel Ouahch (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010). Installée sur une puissante assise argilo-gréseuse de la nappe numidienne, sa terminaison sud correspond à un front de charriage des formations numidiennes (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010).

Il est à noter que sur certaines parties nord de djebel El Ouahch, des traces de ravinement demeurent bien visibles. Ce massif est constitué d'une série de montagnes: Djebel Massine, El-Aria, Kelal, Salahet Bergli (Figure 18).

III.3.4.1. Djebel Massine

Se trouvant à environ 11 km au sud-est de Djebel Ouahch (Figure 18), Djebel Massine culmine à environ 1100m (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010). Malgré l'hétérogénéité de ses formations géologiques (Quaternaire, unités Telliennes sensu-structuraux et Numidiennes), ce dernier montre une forme symétrique presque parfaite entre ses versants nord et sud (Bouedja, 2010).

Son prolongement à l'est est limité par une zone de contact qui le sépare des replats connus de Sathal el-Maida (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010). Par contre, son versant sud est vraisemblablement instable en relation avec des failles, visibles, notamment sur ses grès numidiens (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010).

III.3.4.2. Djebel El-Aria

Il se trouve à 6 km au sud de Djebel Massine (Figure 18) et s'élève à 977m d'altitude et présente des dénivelées allant de 15 à 25% (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010). Sa structure géologique est constituée essentiellement de grès numidiens et de formations récentes du

Quaternaire (Bouedja, 2010). Les failles, présentes sur plusieurs directions ont engendré un effondrement de sa partie centrale (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010).

III.3.4.3. Djebel Kelal

D'une forme asymétrique très nette, Djebel Kelal culmine à 893m et se situe à 3 Km au nord de Djebel Ouahch (Figure 18). Son versant nord possède des pentes raides et escarpées avoisinant les 45%; par contre, celui au sud se caractérise par une topographie plus douce (Bouedja, 2010). Il est formé de calcaires karstifiés du Cénomanien fortement faillés, apparus à la faveur de deux failles orientées sensiblement vers une direction est-ouest. Ces couches calcareuses se prolongent sur les flancs sud où elles entrent en contact avec les marnes de Maëstrichtien à Paléocène (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010).

III.3.4.4. Djebel Salah

Ce massif côtoie Djebel Kelal sur son côté Est (Figure 18). Il culmine à 741m et se compose essentiellement de calcaires d'âge Cénomanien, mais avec une structure tabulaire, allongée selon une direction nord-est-sud-ouest (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010). Dans la zone de contact entre Djebel Salah et Djebel Kelal, on constate des formations marno-argileuses rapportées au Trias, apparues sous l'effet de nombreuses failles (Bouedja, 2010).

D'une façon générale, ce massif à calcaire apparaît donc comme un horst très affecté par des failles de direction est-ouest. Les versants de Djebel Salah possèdent des pentes très raides (>75%) donnant un paysage semblable à une falaise (Bouedja, 2010).

La zone comprise entre Djebel El-Ouahch, Djebel Kelal et Djebel Salah représente une dépression où se développent d'importants glissements de terrain. Ces processus érosifs témoignent de la nature néotectonique de la région qui conditionne l'hydrographie de la région (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010).

III.3.4.5. Djebel Bergli

Ce massif est localisé à environ 2km au nord-ouest de la ville de Didouche Mourad, dans la région de Constantine (figure 18). C'est une structure monoclinale qui culmine à 770m et qui s'allonge selon une direction nord-est-sud-ouest (Bouedja, 2010).

Djebel Bergli est composé d'une série néritique carbonatée d'âge Albo-cénomanien qui se limite au sud par une faille mettant en contact les formations calcareuses de type travertins d'âge Quaternaire avec ceux du Crétacé (Bouedja, 2010).

III.3.5. Le Massifs de Chettabah

Le massif de Chettabah est une importante entité montagneuse située à l'ouest de la ville de Constantine (figure 18) et qui s'allonge selon une direction sud-ouest, nord-est (Bouedja, 2010). Cette dernière est constituée d'une série de montagnes importantes constituées de terrains allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (Bouedja, 2010). Les principaux points culminants de la chaîne de Chettabah sont :

III.3.5.1. Djebel Zouaoui

C'est un anticlinal, culminant à 1360m (figure 18). Ce massif possède des pentes plus au moins abruptes d'environ 20%, mais sa terminaison orientale présente quelques replats limités par une série de failles qui s'orientent selon une direction nord-est-sud-ouest (Bouedja, 2010).

III.3.5.2. Djebel Frikitia

Djebel Frikitia est un Horst situé à la limite méridionale de la chaîne de Chettabah (figure 18). Il culmine à 1126m et possède une structure compliquée ayant un faciès à calcaires néritiques d'âge Crétacé inférieur et moyen (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010).

III.3.5.3. Djebel Karkara

A l'opposé de Djebel Frikitia (figure 18), Djebel Karkara représente le dernier anticlinal de la partie nord de la chaîne de Chettabah (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010). Sa formation géologique est constituée de calcaires à bancs épais du Crétacé moyen et supérieur, placés en position monoclinale. Culminant à 1180 m, il s'agit comme la plupart des massifs calcaireux de la région d'un Horst délimité par des accidents importants sur ces différents fronts (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010).

III.3.6. Djebel Akhal

C'est une importante crête s'élevant à une cote de 1256 m à 7,5 Km au sud du chef lieu de Mila dans la région d'Ain Tin (Figure 18). Ce massif est orienté d'une direction est-ouest et correspond à une écaille de charriage (Allochtone) formée de calcaires, de dolomies et de marnes datant du Jurassique au Crétacé (Bouedja, 2010).

L'ensemble du massif est parcouru par un réseau complexe de fractures associées à de nombreux décrochements résultant d'une évolution tectonique polyphasée, accentuée et amplifiée lors de la mise en place des nappes de charriages (Bouedja, 2010). D'ailleurs, la

présence d'éboulis aux alentours de Djebel Akhal confirme une activité tectonique très présente (Benabbas, 2006; Bouedja, 2010).

III.3.7. La chaîne d'Ahmed Rachdi

C'est une importante ligne de partage des eaux dans le bassin moyen qui sépare les eaux du sous-bassin de l'Oued Endja à celui de l'Oued Rhumel-Seguin dans leurs parties nord (figure 18). Cette morpho-structure est constituée d'une série montagneuse d'une forme particulière semi-circulaire contournant le village d'Hamed Rachdi d'est en ouest.

Dans le présent travail, on citera, uniquement les principaux points culminants qui marquent cette chaîne montagneuse dont : Djebel Bel Aid et Bou Cherf (Figure 18). A environ 8 km au nord-est du Village Ahmed Rachedi, Djebel Bel Aid culmine à 967m et suit une orientation sud-est-nord-est (Figure 18). Sa formation géologique est composée de calcaires massifs de l'Yprésien-Lutétien inférieur, apparus à la faveur de plusieurs failles de direction nord-ouest-sud-est (Bouedja, 2010). Par rapport au village Ahmed Rachedi, Djebel Bou Cherf est situé à l'opposé à Djebel Bel Aid mais s'installe, un peu plus au nord, aux environs de Ferdijoua (figure 18).

Ce puissant massif culmine à 1116m et s'allonge selon une direction nord-est-sud-ouest. Constitué essentiellement de calcaires et des marnes du Crétacé supérieur fortement faillés, Djebel Bou Cherf présente une nette asymétrie sur ses différents flancs (Bouedja, 2010). Ceux orientés vers le nord sont très raides tandis qu'au sud la topographie est remarquablement moins accentuée (Bouedja, 2010).

III.3.8. Massif du Grouz

Le massif du Grouz est un dôme presque régulier, allongé selon une direction est-ouest et d'une altitude de 1167m (Bouedja, 2010). Ses limites nord et sud sont tracées par le creusement de l'Oued Rhumel et son affluent Oued Beni Filane (Figure 18). Sa formation géologique est marquée par des effondrements de marnes et de marno-calcaires du Crétacé inférieur et parfois une prédominance de calcaires complètement dénudés sous l'effet de l'érosion hydrique (Bouedja, 2010).

III.3.9. L'ensemble Guerioun-Fortas

Cet ensemble est une entité montagneuse installée aux environs d'Ain Mlila dans les hautes plaines constantinoises (figure 18). Djebel Guerioun et Fortas s'allongent selon une direction sud-ouest-nord-est et culminent à 1477m et 1700m respectivement (Bouedja, 2010). Leurs

formations géologiques dépendent de la nappe néritique et semblent très affectées par un système de failles.

Entre Djebel Guerioun et Fortas, on observe une petite dépression correspondant à un graben, et qui est constituée d'un matériel récent du Quaternaire (Bouedja, 2010). Au niveau de Djebel Guerioun, on note des escarpements dépassant les 45% ; ces derniers sont bien plus accentués que ceux remarqués sur les versants de Djebel Fortas. Djebel Fortas est lui-même le point culminant d'une série de montagnes qui s'allongent toujours vers une direction sud-ouest-nord-est : Djebel Khamsa, Djebel Belrhith, Djebel Boussareb (Bouedja, 2010).

III.3.10. L'ensemble Chenatour et Medjounes

Cet ensemble est localisé dans l'extrémité sud-ouest du sous-bassin de l'Oued Kébir (Figure 18). Djebel Chenatour est une montagne située à l'ouest du village d'Ain El Kébira, dans la province sétifienne (Figure 18). Le sommet du Djebel Chenatour s'élève à la cote 1370 m et son massif s'allonge selon une direction sud-ouest-nord-est sur une distance d'environ 8 km. Le terrain autour de Djebel Chenatour est principalement vallonné témoignant d'une activité tectonique importante, d'ailleurs ce massif décrit un relief inverse ou un synclinal formé principalement de marnes de l'Eocène et qui résultent de l'érosion des anticlinaux se trouvant de part et d'autre.

On retrouve, à 20 km à l'ouest de Djemila, le puissant massif de Djebel Medjounes culminant à 1451 m d'altitude et qui s'étale du nord-ouest vers le nord-est sur plus de 10 km de distance. Ce massif est constitué d'une série de montagnes et de Koudiats tels que Djebel Merouane, Draa el Fraouis et Koudiat Bou Djemline. Dans sa formation géologique, on retrouve des calcaires bien épais et riches en débris coquilliers appartenant au Sénonien (Crétacé supérieur), définis par des géologues comme des calcaires lenticulaires et micritiques.

III.4. PRINCIPALES VALLEES DU BASSIN DE L'OUED KEBIR RHUMEL

III.4.1. La vallée de l'Oued Rhumel

La grande vallée de l'Oued Rhumel est installée dans le grand bassin régional depuis ses marges méridionales, exactement à partir des versants sud des monts de Ferdjioua (Figure 18). Cette dernière se noie directement dans la haute plaine de Tadjanet et de Chelghoum el Aid où elle atteint sa plus grande largeur, puis ressort progressivement de ces plateaux et suit une direction sud-ouest-nord-est.

Au niveau du massif Crétacé du Grouz (Figure 18), la vallée de l'Oued Rhumel devient plus étroite et décrit une série de sinuosités imposant un tracé coudé à l'Oued Rhumel. Malgré l'augmentation du débit de l'Oued Rhumel par les affluents qui le rejoignent dans le bassin supérieur (les oueds Dekri et Seguin), cette vallée reste resserrée et creuse plutôt en profondeur.

Au nord d'Aïn Smara, elle forme alors une boucle presque fermée puis recoupe le bourrelet tellien par des gorges atteignant parfois 100m de profondeur (Mebarki, 1982).

Au niveau de la ville de Constantine, la vallée de l'Oued Rhumel change brusquement de direction et s'oriente vers le nord-ouest, puis elle s'infiltre dans les gorges du Kheneg (Figure 18) pour rejoindre la vallée opposée de l'Oued Endja aux environs de Sidi Mérouane (Région de Mila).

III.4.2. La vallée de l'Oued Endja

Dans la partie occidentale du bassin de l'Oued Kébir Rhumel, on retrouve la vallée de l'Oued Endja qui s'enfonce sur une quarantaine de kilomètres dans un paysage montagneux typique du Tell Algérien (Figure 18). Le sous-bassin de l'Oued Endja est un site intramontagnard où les pentes de la vallée de l'Oued Endja sont relativement raides (entre 20 et 60%) et souvent couvertes de végétation naturelle.

Depuis le village de Tassadane (Figure 18), la vallée de l'Oued Endja demeure étroite et suit un tracé plus au moins rectiligne, selon une direction sud-ouest-nord-est. A mi-pente, des replats apparaissent et la vallée de l'Oued Endja s'élargit : c'est le cas du village de Zeghaia (Marre, Quinif, Lahondere, & Vila, 1977). C'est là que les habitations locales parviennent à s'installer et à cultiver avec opiniâtreté.

La vallée de l'Oued Endja se prolonge progressivement vers le nord, contourne les piémonts sud de la chaîne septentrionale de Zouahra à travers des gorges et atteint la ville de Mila pour rejoindre la vallée de l'Oued Rhumel aux environs de Sidi Merouane (Figure 18).

III.4.3. La vallée de l'Oued Kébir-Rhumel

La vallée de l'Oued Kébir Rhumel ou de l'Oued El Kébir est née sur les versants nord de la région de Mila, exactement à Sidi Merouane, à l'endroit où les deux cours d'eau : Oued Rhumel et Endja se rejoignent (Figure 18). Il s'agit d'une vallée d'une largeur irrégulière, longue d'une cinquantaine de kilomètres. Elle prend une forme resserrée et étroite à l'endroit

où elle franchit vigoureusement l'importante chaîne numidique (Chaînon de Zouahra, de M'sid Aicha et de Sidi Driss).

Après ces passages en gorges, la vallée de l'Oued El-Kébir s'élargit progressivement en atteignant la région d'El Milia, là où apparaissent les premiers replats formant les basses plaines d'El Milia (Figure 18). Ces dernières sont connues pour leurs larges terrasses, souvent cultivées en périodes sèches. A ce point, l'Oued Kébir-Rhumel voit augmenter son débit par l'Oued Boussiaba et s'écoule vers une direction sud-nord-ouest.

Lors du franchissement de la chaîne de la petite Kabylie, la vallée de l'Oued El-Kébir redevient relativement étroite et creuse en profondeur pour gagner les larges plaines littorales au nord du village de Belghimouz (Région de Jijel). Ainsi les flux hydrologiques du bassin régional débouchent vers la Mer Méditerranée.

III.5. LES HAUTES PLAINES DU BASSIN DE L'OUED KEBIR-RHUMEL

Ce sont les hautes plaines constantinoises qui sont les plus répandues au niveau du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel. Leurs étendues occupent environ 13,3% de la superficie totale du bassin régional. Par contre leurs limites nord ne sont pas nettes.

Les travaux de (Mebarki, 1982) suggèrent ces limites aux environs de Chetabah–Constantine, ce qui correspond exactement à la limite représentée par la figure 18.

Les hautes plaines constantinoises sont des hauts plateaux drainés vers le nord par l'intermédiaire de l'Oued Rhumel et ses affluents et encadrés par un relief morcelé constitué de massifs calcaires du Crétacé inférieur (Despois, 1952; Fremont, 1962).

La structuration de ces formes géomorphologiques confère à ce domaine le caractère original de synclinaux élevés entre de grandes structures anticlinales culminant entre 1000 et 1800m (Ferhat, 2010).

Dans l'ensemble, ces hautes plaines, sous forme de larges couloirs topographiques s'allongeant d'est en ouest sur une centaine de kilomètres. Ces hautes plaines font référence à plusieurs dépressions formant une série de bassins juxtaposés. Ce sont les hautes plaines d'Ain Mlila, Tleghma et de Tadjanet qui s'élèvent à une altitude moyenne entre 800 et 850m (Mebarki, 1982).

III.5.1 Les plateaux d'Ain Mlila et Tleghma

Aux limites méridionales du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, les hautes plaines d'Ain Mlila et de Tleghma s'étalent sur environ 250 km² (Figure 18), elles sont encadrées à l'est par les

versants du puissant massif de Djebel Guerioun (1729m) et par le massif de Djebel Echebka sur leurs parties orientales qui les séparent du plateau de Tadjnanet (Fremont, 1962). Ces plateaux sont drainés vers le nord par les affluents de l'Oued Seguin qui lui-même se jette sur l'Oued Rhumel (Figure 18).

III.5.2. Les plateaux de Tadjnanet et Chelghoum El Aid

Les hautes plaines de Tadjnanet et Chelghoum sont drainées principalement par la haute vallée du Rhumel (Mihoubi, 2009). L'ensemble constitue un grand plateau relativement plat et large qui s'étend sur environ 1000 km² (Khedidja & Boudoukha, 2016), soit 11% de la superficie totale du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 18). Cette cuvette englobe plusieurs aquifères superficiels du Mio-Plio-Quaternaire assurant les besoins en eau pour les populations locales (Khedidja & Boudoukha, 2016). Ces hautes plaines sont entourées par les monts de Ferdjioua qui culminent à plus de 1000 m.

Par contre, à l'intérieur de ces plaines on retrouve des petits massifs de calcaires parsemés et isolés correspondant à des horsts qui, selon plusieurs études, sont à l'origine de phénomènes karstiques observés dans ces régions.

III.5.3. Le plateau de Boussiaba

Nous classons quand même le fond de vallée de l'Oued Boussiaba comme étant un haut plateau isolé sur la partie nord-est du bassin côtier. En effet, cette cuvette plus au moins plate est relativement large et haute par rapport à son environnement (environ 60 m d'altitude). Elle constitue une cuvette intéressante d'un point de vue hydrologique.

Son emplacement stratégique a fait l'objet d'une attention particulière pour la réalisation du barrage actuel de Boussiaba, exploité pour des besoins d'irrigation et d'alimentation en eau potable des agglomérations locales.

Conclusion

Il ressort de cette analyse que le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel est un domaine à caractère topographique nettement contrasté. En effet, du sud vers le nord, on passe d'un secteur haut et plat vers un secteur bas et escarpé, en seulement 100 km à vol d'oiseau.

Selon les statistiques établies sur le modèle numérique du terrain, le bassin étudié possède une altitude moyenne de 743m. Cependant, le maxima atteint environ 1736m sur sa partie orientale, tandis que les altitudes minimales proches du niveau de la mer sont relevées dans le bassin côtier à l'embouchure de l'Oued Kébir-Rhumel.

L'analyse hypsométrique indique un gradient altimétrique décroissant du sud vers le nord, ce qui impose un écoulement hydrologique orienté vers la Mer Méditerranée et une organisation étagée de ses différentes unités hydrologiques. En effet, le sous-bassin de l'Oued Rhumel qui se prolonge vers le sud est installé dans le niveau le plus élevé, avec une altitude moyenne de 805 m. Le reste des sous-bassins se place dans des niveaux progressivement plus bas.

L'analyse des pentes dévoile une importante variabilité du relief avec une pente moyenne de 17,77% pour l'ensemble du bassin. En comparant la distribution spatiale des altitudes et celle des déclivités, on constate une contradiction flagrante.

Le gradient des pentes décroît du nord vers le sud souligne des replats importants sur les régions méridionales et des escarpements très raides. En remontant vers le nord l'altimétrie montre un gradient inverse.

En combinant ces résultats avec des éléments constituant le relief du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, on peut dire que ce dernier possède un relief compartimenté à caractère montagneux donnant une forte possibilité à l'apparition de différentes formes d'érosion hydrique (ravinement, mouvements de masse, etc.).

Les régions montagneuses de la chaîne numidique dominent le paysage du bassin sur une importante portion de 60%. Ces montagnes se présentent comme un bourrelet localisé sur les régions septentrionales ainsi que sur le bassin moyen et se prolonge, par endroits, sur les parties méridionales. Dépasant, en général, les 1000m d'altitude, ces monts présentent des escarpements importants supérieurs à 30 %.

Les faibles déclivités sont localisées notamment sur les régions méridionales du bassin et forment des replats et des cuvettes, surélevées à plus de 800m correspondant aux plateaux sud constantinois.

Les replats observés dans le bassin côtier maritime correspondent aux basses plaines littorales de la vallée de l'Oued Kébir-Rhumel.

Le reste du relief du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel est constitué de vallées, généralement profondes drainant les eaux des hautes plaines vers le nord et franchit étroitement la chaîne numidique et celle de la petite Kabylie par des gorges.

Chapitre IV : Occupation du sol et pédologie

Introduction

Etant donné le rôle important de la couverture végétale et de la nature du sol dans l'écoulement superficiel et dans la protection du sol contre l'érosion hydrique et le transport des matériaux solides, l'analyse de la répartition géographique et de la typologie des formations végétales et pédologiques doit être systématiquement envisagée pour appuyer notre estimation des pertes de sols.

La densité du couvert végétal peut influencer le régime des flux liquides et solides susceptibles d'être transportés depuis l'amont des cours d'eau. Par ailleurs, la nature pédologique du sol intervient sur la battance et l'ablation du substrat (Khanchoul, 2006; Roy et al., 2006).

Malgré les insuffisances des données statistiques et cartographiques concernant le couvert végétal et la pédologie du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, nous nous sommes efforcés dans ce chapitre d'éviter une approche générale de ces paramètres et de présenter une brève analyse quantitative et qualitative de la couverture végétale, de l'occupation du sol et de la pédologie.

IV.1.CARTOGRAPHIE DE L'OCCUPATION DU SOL ET DU COUVERT VEGETAL

Jusqu'à ce jour aucune carte de végétation couvrant l'ensemble de la superficie du bassin n'a été réalisée. Les cartes de végétation et d'occupation du sol couvrant l'ensemble du bassin étudié sont très anciennes et manquent de détails, en raison de leurs échelles grossières telles que la carte phytogéographique de l'Algérie et de la Tunisie, dressée par Maire and Viollette (1926) à l'échelle (1/500.000) et la carte d'occupation du sol du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel présentée dans le travail de Mebarki (1982).

Quelques autres travaux écologiques ont été réalisés, à des échelles plus précises, sur certaines régions du bassin mais en dehors du couvert forestier ces cartes, d'intérêt écologique, ne font pas de distinction précise entre les formations végétales. Par conséquent, on a jugé utile de se référer au rapport technique du bureau d'expertise canadien TECSULT (Roy et al., 2006) dans le cadre de la protection du bassin versant du barrage de Beni Haroun contre l'érosion.

Les ingénieurs chargés de l'étude en question ont dressé une carte d'occupation du sol et de la couverture végétale sur la base de l'interprétation d'images satellites Landsat 7ETM+ de mars 2002. Ces cartes, dressées à une échelle de 1/50000, couvrent environ 74% de la superficie totale du l'Oued Kébir-Rhumel et englobent la partie centrale et méridionale du bassin.

La couverture végétale relative à la superficie restante du bassin a été complétée depuis le traitement d'images satellites Landsat 7ETM+ prises en 2006. Le traitement et l'assemblage de l'ensemble de cette base de données cartographiques a donné lieu à une carte détaillée sur l'occupation du sol et la couverture végétale du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 19).

IV.2. ANALYSE DE LA REPARTITION SPATIALE DE L'OCCUPATION DU SOL

IV.2.1. A l'échelle de l'ensemble du bassin

La carte d'occupation du sol détaillée (Figure 19) montre que la situation et la configuration géographique du sol confèrent au bassin une utilisation du sol constituée principalement d'activités agricoles et de milieux naturels. En revanche, le couvert végétal reflète une discontinuée spatiale diminuant du Nord vers le Sud.

Pour appuyer l'interprétation de la carte réalisée, nous avons rajouté une approche quantitative en calculant les proportions de surface de chaque type d'occupation du sol au niveau de l'ensemble du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel ainsi que pour les différentes unités hydrologiques étudiées. Le tableau 8 illustre les valeurs de proportions des surfaces calculées.

L'activité agricole, en l'occurrence celle des grandes cultures céréalières et fourragères, s'étale sur environ 57% de la superficie totale du bassin (Tableau 8). En contre partie, les espaces de prairies et de pâturages sont peu développés dans le bassin, leurs étendues étant très faibles (2%).

Les surfaces agricoles sont localisées notamment dans les replats du bassin central et ceux des régions méridionales (Figure 19). Il est à noter que malgré la présence des strates végétales sur les zones à pentes fortes de nombreuses zones d'expansion agricole peuvent être remarquées dans les parties ouest et nord du bassin et dans la zone de transition entre le massif montagneux et les grands plateaux.

Par ailleurs, les terres susceptibles d'être cultivées dans le bassin n'ont pu être identifiées de manière précise faute d'absence de couvertures pédologiques complètes. Toutefois, une estimation de ces terres à potentiel agricole a été réalisée dans le cadre de l'étude de protection du bassin de Béni Haroun contre l'érosion. Cette estimation est basée sur des critères moins pertinents mais quand même utiles qui sont : la déclivité du terrain ($< 5\%$) et l'analyse d'une éventuelle possibilité de changement de l'occupation du terrain en question, par suite de travaux d'aménagement foncier.

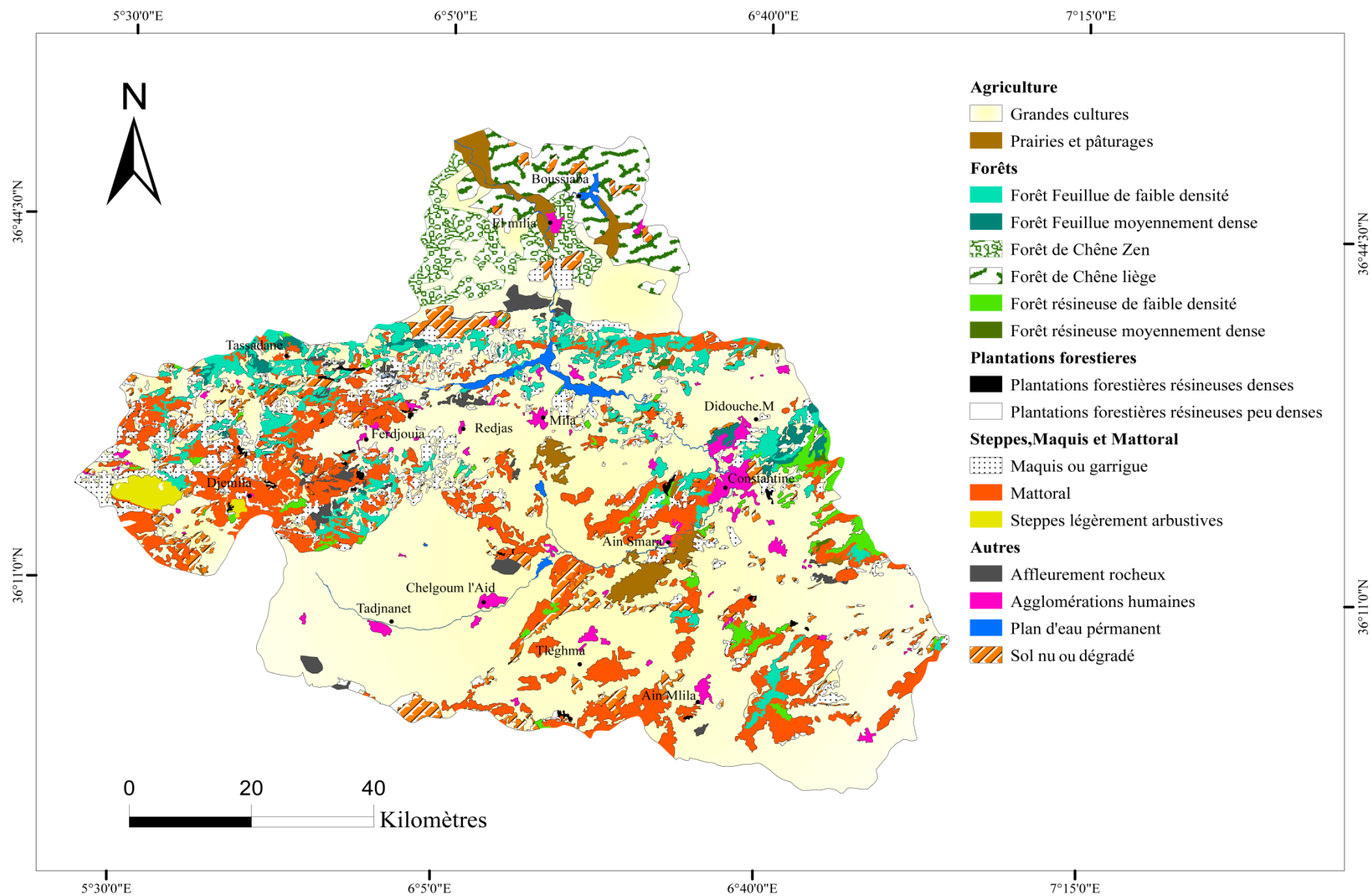


Figure 19. Carte de l'occupation du sol et du couvert végétal du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

L'ensemble « Steppes, maquis et matorral » occupe la deuxième place dans le paysage du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, avec une portion non négligeable de 18,2 %. Cet ensemble est observé généralement dans les zones les plus accidentées, mais ce sont toutefois les formations de matorral qui dominent ce groupe (12%) ne laissant habituellement place aux massifs forestiers que sur les sommets les plus élevés.

Les forêts s'imposent dans le paysage du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, en troisième ordre avec un taux d'occupation de 15,3% de la superficie totale de ce dernier (Tableau 8).

Les formations forestières sont installées principalement dans les régions humides du bassin côtier ainsi que sur les hauts massifs du bassin. En effet, ces régions reflètent une parfaite combinaison entre le climat, la topographie et la pédologie et confèrent des conditions édaphiques et biologiques favorables pour le développement de forêts très denses.

Le bassin côtier maritime offre un paysage pittoresque caractérisé par de belles flores de chêne liège (*Quercus suber*) et de chêne zen (*Quercus canariensis*). Par contre, dans le bassin central les formations forestières marquent déjà une discontinuité spatiale, visible surtout d'Est en Ouest. Toutefois, elles montrent, quand même, une forme d'adaptation à une faible humidité par rapport au secteur nord et elles se développent en forêts feuillues et résineuses faiblement à moyennement denses constituées essentiellement de chêne vert (*Quercus ilex*) et de pin d'Alep (*Pinus halepensis*).

Dans la partie occidentale du bassin ces forêts sont, par endroits, dégradées par le dérobement des maquis à *Erica arboréa*, *Cystisus triflorus* etc., notamment au pied des massifs et des collines. Mais cette tendance semble avoir été prise en considération au cours de la dernière décennie car des activités sylvicoles spécifiques peuvent être observées dans ces zones, impliquant des plantations d'arbre résineux; toutefois leur étendue sur la carte reste très faible (< 1%).

Plus au Sud, dans les marges semi-arides, la forêt disparaît et laisse la place au matorral d'arbustes sur les massifs du crétacé. Le reste du paysage du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel correspond à des espaces dépourvus de végétation : il s'agit d'affleurement rocheux, de plans d'eau permanents, de sols très dégradés et pratiquement nus résultant d'une dégradation anthropique (défrichements, destruction de forêt pour des besoins de chauffage, surpâturage, etc.).

Tableau 8. Proportions de surface des différents types d'occupation de sol du Kébir-Rhumel.

Type d'occupation du sol	Désignations	Bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel	Sous-bassin côtier maritime	Sous-bassin de l'Oued Endja	Sous-bassin de l'Oued Rhumel
Agriculture	Cultures	57%	30,14%	40%	70,91%
	Prairies et pâturages	1,92%	5,94%	0,11%	1,65%
	Total	58,92%	36,08%	40,11%	72,56%
Forêts	Forêt dense de Chêne liège	4,10%	27,83%	/	/
	Forêt dense de Chêne Zen	2,89%	19%	/	/
	Forêt feuillue de faible densité	4,92%	2,47%	10,73%	3,18%
	Forêt feuillue moyennement dense	0,76%	0,23%	1,15%	0,74%
	Forêt résineuse de faible densité	1,39%	/	0,81v	1,98%
	Forêt résineuse moyennement dense	0,50%	/	/	0,13%
	Plantation forestière résineuses dense	0,23%	/	0,51%	0,18%
	Plantation forestière résineuse moyennement dense	0,47%	/	0,62%	0,54%
	Total	15,26%	49,53%	13,82%	6,75%
Steppes et arbustes	Steppes légèrement arbustives	0,6%	/	2,38%	/
	Matorral	12%	0,95%	21,22%	11,43%
	Maquis ou garrigue	5,6%	3,56%	14,11%	2,56%
	Total	18,2%	4,51%	37,71%	13,99%
Autres	Agglomérations humaines	1,7%	0,71%	0,86%	2,24%
	Affleurement rocheux	1,16%	1,85%	2,32%	0,51%
	Plan d'eau permanent	0,76%	1,43%	0,65%	0,60%
	Sol nu à dégradé	4%	5,89%	4,53%	3,35%
	Total	7,62%	9,88%	8,36%	6,70%

Il convient de noter que le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel englobe, en son périmètre, de nombreuses agglomérations qui occupent 1,7 % de sa superficie totale. Ces dernières sont concentrées notamment aux alentours des chefs-lieux de Constantine, Mila et leurs différentes communes (Figure 19).

IV.2.2. A l'échelle des sous-bassins

Si on compare les surfaces occupées par chaque type d'occupation du sol, à l'échelle des sous-bassins, nous constatons que ces derniers varient d'une unité à autre : cette variabilité est liée étroitement aux conditions pédoclimatiques, topographiques et géographiques qui caractérisent chaque sous-bassin (Figure 20). D'autre part, l'activité humaine semble jouer un rôle important dans l'occupation du sol.

D'ailleurs, malgré l'opposition de paysage entre les différents sous-bassins étudiés (Figure 20), nous constatons, malgré tout, des corrélations significantes entre certains types d'occupation qui sont dues aux activités agricoles. Au niveau du sous-bassin de l'Oued Endja et du sous-bassin de l'Oued Rhumel, ce sont les espaces dédiés aux cultures qui dominent le paysage.

Cependant, l'activité culturelle est bien représentée dans le sous-bassin de l'Oued Rhumel ; la superficie occupée par cette dernière correspond à 71 %, une étendue plus élevée comparée aux 36% et 40% respectivement dans le sous-bassin maritime et de l'Oued Endja (Figure 20).

La dominance de replats, notamment dans les hautes plaines constantinoises a fait que l'agriculture est devenue une activité principale pour la population régionale.

Par ailleurs, on peut dire que pour les trois sous-bassins étudiés l'étendue des espaces de culture est proportionnelle au développement des zones d'habitat (Figure 20). Le sous-bassin de l'Oued Rhumel qui abrite le plus de population (2,24%) montre un bon exemple de cette corrélation (Figure 20c). De plus, ce secteur correspond au domaine où l'on observe le minimum de couverture forestière dont la part occupée par les forêts ne dépasse pas les 7%, comparée aux 13,82 % et 49% respectivement dans le sous-bassin de l'Oued Endja et maritime (Figure 20).

Le déficit en couvert forestier constaté dans le sous-bassin de l'Oued Rhumel semble être lié aux activités de déboisement et de défrichement massif pratiquées non seulement pour le réchauffage mais aussi pour le développement de la monoculture céréalière et sa généralisation dans la région (Mebarki, 1982). Ces pratiques se poursuivent, malheureusement, jusqu'à l'heure actuelle parallèlement avec les plantations forestières et leur extension, menaçant ainsi les terres steppiques au delà de l'équilibre biophysique.

Exceptionnellement, dans les sous-bassins de l'Oued Endja, nous observons, en plus de la dominance des zones de cultures, des étendues non négligeables de parcours dégradés constituées essentiellement de matorral et de maquis et aussi d'îlots de broussaille résultant d'une dégradation anthropique et naturelle (Figure 19 et 20b). Ce type d'occupation s'étale sur 37% de la superficie du sous-bassin de l'Oued Endja et sa présence dans la région date de l'époque coloniale (Mebarki, 1982).

Par ailleurs, bien que la superficie de la couverture forestière du sous-bassin de l'Oued Endja soit supérieure à celle de l'Oued Rhumel (Figure 20b et c) ; cette dernière reste faiblement dense et peu évoluée, constituée essentiellement de plantations réalisées récemment par les services des forêts de la région.

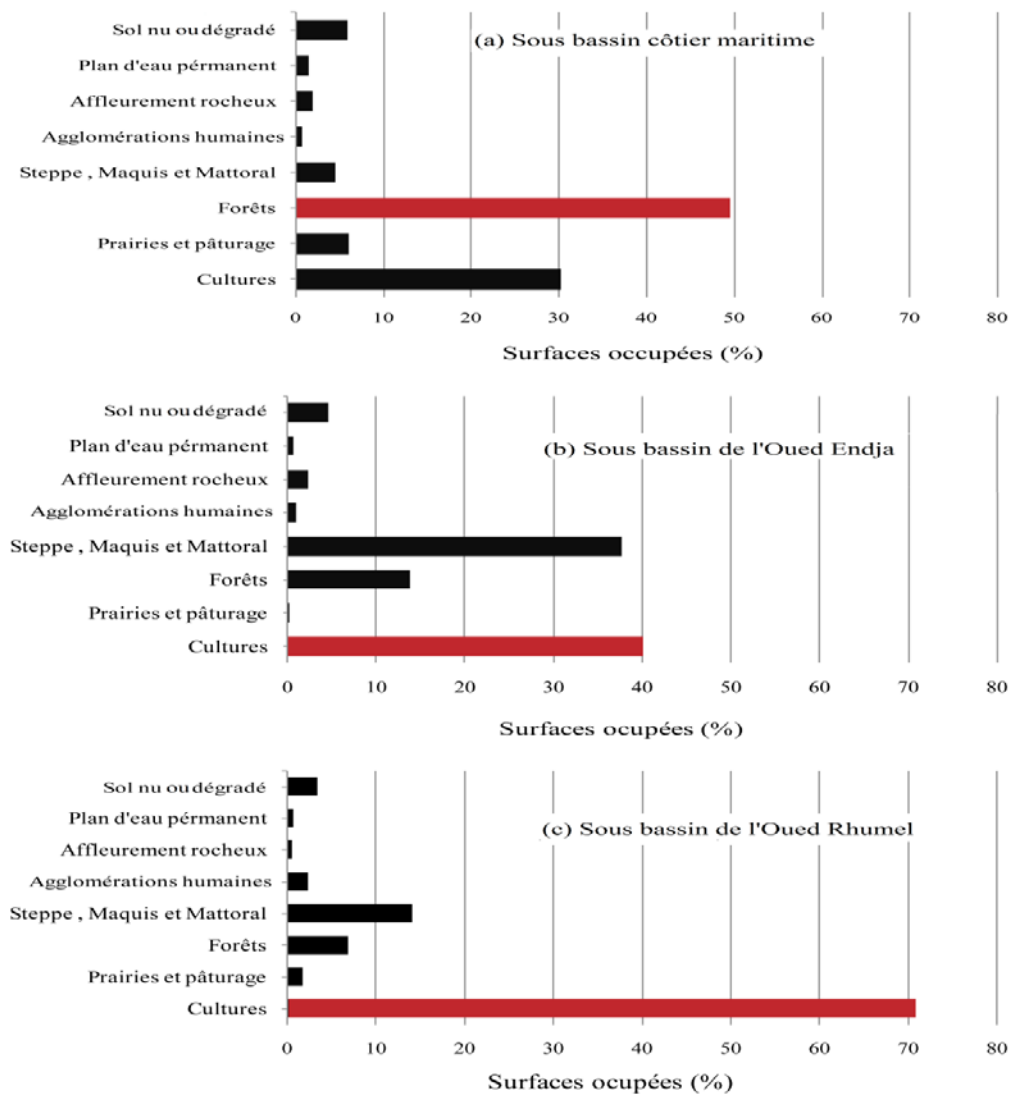


Figure 20. Histogrammes des pourcentages de surfaces d'occupation du sol.

Contrairement à ce que les figures 20a et 20b présentent, le sous-bassin côtier maritime montre un parfait équilibre entre le milieu naturel et les activités anthropiques (Figure 20c).

Sous l'effet de l'humidité du climat, on retrouve une couverture végétale et forestière continue mais avec une nette dominance du couvert forestier (49,13%). Les forêts trouvent place dans les massifs de la petite Kabylie, tandis que l'agriculture est pratiquée généralement dans les basses plaines d'El Milia et dans le bassin amont, sur une portion de 36%.

Le reste de la superficie est occupé par quelques espaces plus au moins dégradés ou par des affleurements rocheux en amont. Il est à noter que des espaces naturels consacrés au pâturage et à l'élevage de bovins, ovins et caprins parsèment généralement les zones de cultures dans les trois sous- bassins (Figure 20) ; mais leur étendue reste relativement faible dans l'ensemble et ne dépasse pas 6% de la superficie totale du bassin (Figure 20).

IV.3. EFFICACITE DU COUVERT VEGETAL DANS LA PROTECTION DU SOL

Dans cette partie, nous allons analyser le couvert végétal d'un point de vue hydrologique et non pas sous une optique botanique ou géographique, et ce, pour avoir une idée plus précise de la capacité de chaque type d'occupation à protéger ou à dégrader le sol. A cet effet, nous adoptons une classification des nomenclatures des types d'occupation cartographiés par rapport à leur influence sur les écoulements superficiels, et cela, sur la base de leur densité surfacique.

Cette différenciation permettra, ultérieurement, d'expliquer du moins en partie la complexité des mécanismes des transferts des flux hydro-sédimentaires et les phénomènes de turbidité des oueds. Par la suite, on verra notamment, dans la partie modélisation, une classification plus détaillée de la carte d'occupation du sol, selon le paramétrage du modèle spatial utilisé.

IV.3.1. Les zones protégées en permanence par la couverture végétale :

Nous ciblons, dans cette catégorie, le type de couverture du sol qui est supposé influencer, d'une façon importante, l'écoulement superficiel et les ruissellements importants pouvant provoquer l'érosion hydrique des sols. Nous citons donc, en l'occurrence, les forêts denses de chêne liège et de chêne Zen et les plantations forestières résineuses denses.

Nous ajoutons à cette catégorie, les prairies du fait de leur rôle protecteur du sol en permanence. Malheureusement, comme le montre la carte, l'extension des types d'occupation particulièrement protectrice des sols est limitée dans le bassin et ne représente que 9.14% de la superficie totale de ce dernier.

A l'échelle des sous-bassins, la proportion de ce type d'occupation est très variable. Elle atteint son maximum dans le sous-bassin côtier maritime (53%) et demeure très faible dans le sous-bassin de l'Oued Rhumel (2%). Toutefois, au niveau du sous-bassin de l'Oued Endja, ce type d'occupation du sol est presque absent; son étendue ne dépassant pas 10km².

IV.3. 2. Les zones partiellement protégées par la couverture végétale :

Ce sont les surfaces laissant le sol partiellement ou incomplètement nu en permanence et qui, sous l'effet des averses automnales et hivernales, ne peuvent amortir les écoulements superficiels plus au moins violents, engendrant ainsi une érosion des sols plus au moins importante.

Par ailleurs, la distinction des types de végétation, selon leur caractère permanent ou saisonnier, revêt ainsi tout son intérêt dans l'étude de l'influence du couvert végétal sur l'érosion hydrique. Dans cette catégorie d'occupation de sol, nous avons regroupé les formations forestières moyennement denses et la couverture végétale n'occupant densément le sol que sur une période de l'année telles que les terres labourées ou susceptibles d'être cultivées, les vergers, les jachères et les espaces de cultures céréalières et maraichères....etc (Mebarki, 1982).

D'après les données statistiques recueillies depuis les travaux de Mebarki (1982); Roy et al. (2006), la tendance culturale dans le bassin est orientée vers les grandes cultures céréalières, notamment dans les hautes plaines où les conditions pédoclimatiques se prêtent. Les vergers, par contre, qui permettent une protection partielle du sol n'ont pu être cartographiés sur la carte étant donné l'échelle utilisée et leur faible proportion par rapport à la superficie totale du bassin (0,2%).

Comme l'indique la carte (Figure 19) et le tableau 8, les surfaces occupées par ces cultures représentent la part majoritaire dans le bassin soit 57%. A l'échelle des sous- bassins, ces surfaces occupent 71 % de la superficie totale du sous-bassin de l'Oued Rhumel, et respectivement 40% et 36% de celles du sous-bassin de l'Oued Endja et du sous-bassin côtier maritime.

IV.3. 3. Les parcours dépourvus ou mal protégés par la couverture végétale :

Ce sont les surfaces qui favorisent, d'une manière importante, l'apparition des ruissellements agressifs et le déclenchement des processus érosifs. Sont distingués dans cette catégorie, les formations forestières à faible densité, les sols dénudés ou dégradés, les terrains steppiques et

les champs faiblement arbustifs constitués de maquis et de matorral. Ce type d'occupation du sol représente 27% de la superficie totale du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

C'est dans le paysage de l'Oued Endja qu'on peut observer la plus importante extension de ce type d'occupation car elle occupe plus de la moitié de la superficie totale de ce dernier (53%). Les proportions des surfaces mal protégées par la couverture végétale représentent respectivement 13% et 21% pour le sous-bassin côtier maritime et le sous-bassin de l'Oued Rhumel.

Par ailleurs, l'étendue du couvert forestier moyennement dense est relativement faible; cette dernière ne dépasse pas les 2% aussi bien sur l'ensemble du bassin qu'au niveau des sous-bassins (Tableau 8).

IV.4. UN COUVERT VEGETAL FAVORABLE A L'ECOULEMENT ET A L'EROSION HYDRIQUE

Dans les secteurs à fortes pentes et à forte abondance pluviométrique, l'écoulement superficiel est susceptible d'être souvent violent durant les averses orageuses et engendre une érosion hydrique importante. Cependant, dans les parties septentrionales du bassin ses effets peuvent être réduits par le rôle efficace du couvert forestier et arbustif. Dans ces endroits, l'intensité pluviale est, en effet, atténuée en raison du feuillage (interception) et du rôle d'éponge joué par la litière. Par ailleurs, les racines des arbres, plus développées que celles des herbes, exercent une action fixatrice efficace des éléments du sol.

Dans le reste du bassin, l'entraînement des matériaux sous l'effet de battage du sol est favorisé par l'absence ou l'insuffisance de la couverture végétale pendant une grande partie de l'année, surtout dans les terrains destinés aux cultures, essentiellement herbacées. L'érosion des sols peut se développer aussi dans les régions à faible densité d'occupation du sol ou par son absence totale à titre d'exemple dans les terrains steppiques et ceux en broussaille, les roches nues.

Comme il a été discuté précédemment, c'est désormais le type de couvert végétal susceptible d'assurer une protection partielle du sol qui domine le paysage du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel. Ce couvert végétal est, en fait, une couverture de sol saisonnière impliquant essentiellement les cultures céréalières, notamment dans les hautes plaines où les conditions pédoclimatiques se prêtent. Ce type de culture est pratiqué selon le procédé du « Dry-farming » dont l'une des principales composantes est la jachère biennale (Mebarki, 1982).

La technique du « Dry-farming » consiste à labourer très profondément le sol pour atteindre les couches humides du sol et à protéger l'eau disponible en brisant très finement les mottes superficielles de terre. La terre n'estensemencée qu'une année sur deux, ce qui favorise l'accumulation de réserves d'eau. Malheureusement, le dry-farming est une méthode qui favorise l'érosion des sols et les terres en jachère sont souvent attaquées par le ruissellement qui arrache le sol arable.

On en conclut, donc, que les terrains à vocation agricole découverts pendant la saison froide sont directement exposés aux averses automnales et hivernales. L'importance de l'intensité de ces pluies en ces périodes accroît considérablement les ruissellements de surface qui ne sont, alors, retenus ou empêchés par aucun effet d'éponge au niveau du sol.

On distingue alors, forcément, l'entraînement d'une importante quantité de matériaux fins et ce d'avantage lorsque la pente, la structure granulométrique et le degré d'humidité du sol s'y prêtent (Mebarki, 1982).

IV.5. PEDOLOGIE

Selon l'inventaire réalisé, aucune étude pédologique n'a été réalisée spécifiquement à l'échelle du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, à l'exception de nombreux travaux à petite échelle ayant été réalisés sur certaines parties bien précises du bassin. Ces travaux sont intitulés : Plaine d'El Fourchi (1967), Plaine de Hamma Bouziane (1969), Plaine de Tleghma (1998), domaine de Ben Boulaid (1974), Vallée de Boumerzoug Rhumel (1974) et Plaine de Fedj M'Zala (1975). Toutefois l'assemblage des résultats de ces rapports ne permet pas d'avoir une couverture de l'ensemble de la superficie du bassin étudié.

De plus ces derniers ne traitent pas, en détail, des sols et leur objectif principal était d'identifier les terrains les plus propices à des fins agronomiques. Il convient de signaler aussi le travail de Maire and Viollette (1926) dans lequel sont décrits les principaux sols retrouvés au Maghreb et selon deux grands groupes : (1) Les sols fersiallitiques, les sols vertisols ; (2) les sols enrichis en sel. Les sols fersiallitiques se forment dans les régions les plus humides du Maghreb et sont caractérisés par une abondante fraction fine, une bonne fertilité, une coloration rouge (rubéfaction) et une décarbonation du profil.

Les vertisols se trouvent le long des versants et se caractérisent par une accumulation de smectite, engendrant des réserves en eau très limitées et l'écrasement des racines. Les sols enrichis en sels se retrouvent en conditions plus arides que les précédents et se subdivisent en

catégories de sol, selon que le sel est du sulfate de calcaire (Gypse) ou du sodium (Solontchaks et solonetz).

Récemment l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (DRE), ex ANRH, en collaboration avec le bureau de l'Agence de Coopération Technique Allemande (GTZ), a réalisé en 2003 une étude sur les sols de l'Algérie ; cette dernière consistait à utiliser la télédétection et le SIG pour cartographier les sols de l'Algérie.

Là aussi cette étude ne présente pas une carte pédologique mais une carte des associations des sols, obtenue par l'intégration de la signature spectrale du sol avec la géologie et la topographie. L'objectif de cette étude était de faire correspondre à chaque unité litho-pente un type de sol, en tenant compte des règles de répartition des sols connus dans la région.

Le travail de Durand (1954), réalisé sur les sols de l'Algérie du Nord, constitue par contre une référence fiable dans le cadre de notre travail, malgré l'échelle grossière (1/500.000) dans laquelle il a été effectué. Cette étude représente l'une des premières études qui propose une classification des sols du nord de l'Algérie, et constitue jusqu'à présent la principale référence des études récentes sur les sols d'Algérie.

De plus, les cartes des sols réalisées par Durand (1954) permettent tout de même, en raison du manque de données cartographiques et statistiques, d'avoir une couverture cartographique des sols existant dans le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

L'assemblage des cartes des sols publiées par la direction du service de la colonisation et l'inspection générale de l'Agriculture en 1954 nous a permis de reproduire une carte pédologique pour le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel. La carte (Figure 21) est le résultat de l'assemblage des feuilles suivantes : Alger, feuille N.I.32-SE ; feuille Constantine ; N.J.32-SO et feuille Tebessa, N.I.32-NO.

Durand (1954) a classé les sols, selon que le climat a été ou pas, le facteur prépondérant sur leur genèse (Roy et al., 2006). Pour cela, cet auteur a divisé l'Algérie en trois régions climatiques (humides, semi-arides et Sahara). Etant donné la situation géographique du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, la description des sols de la région Saharienne ne sera pas prise en considération dans cette partie puisque le bassin étudié est exposé seulement aux climats humide et semi-aride.

La classification des sols selon Durand (1954) se résume donc à deux groupes : Le groupe des sols zonaux et celui des sols azonaux.

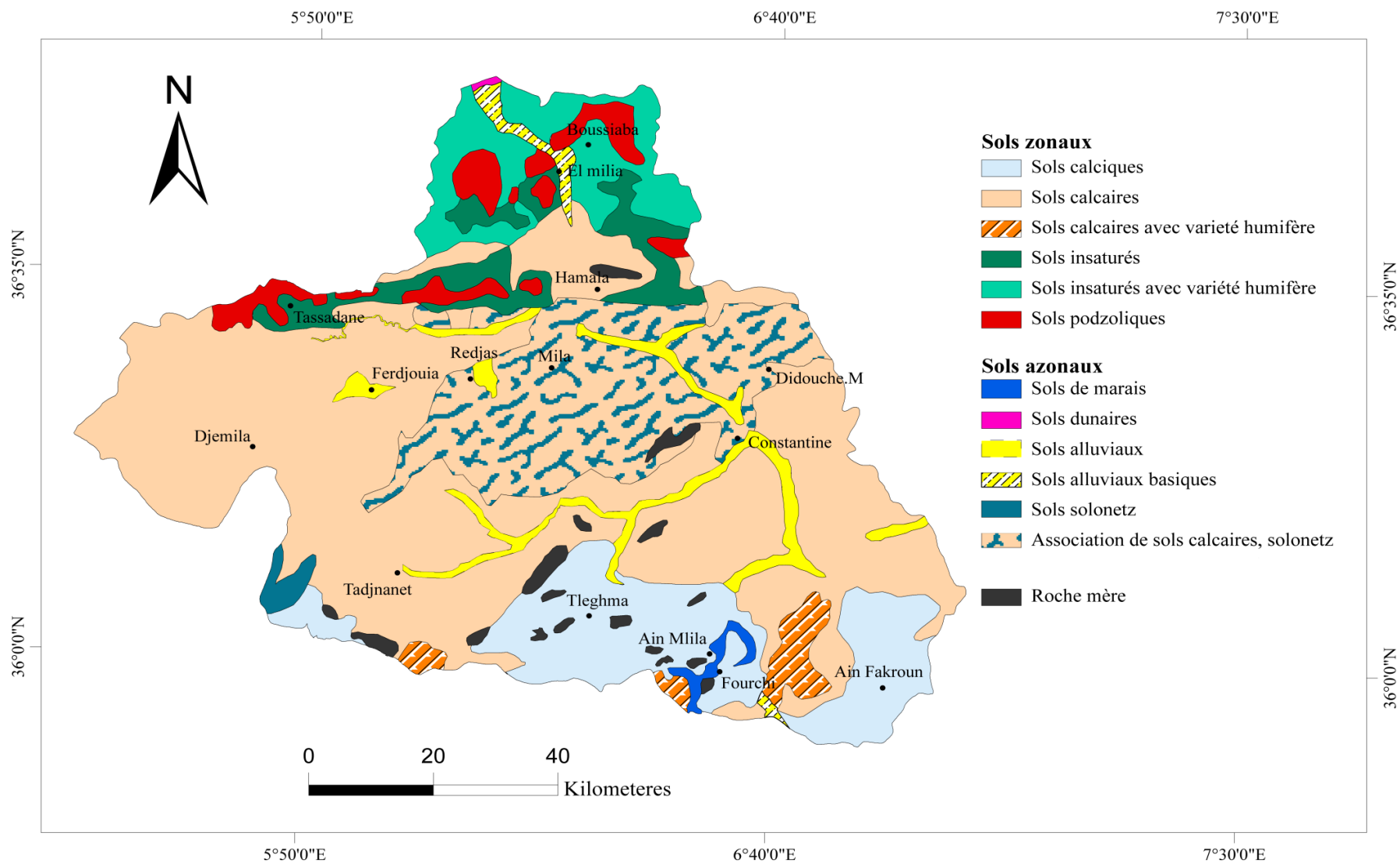


Figure 21. Carte des sols du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel selon Durand (1954).

Durand (1954) a classé les sols, selon que le climat a été ou pas, le facteur prépondérant sur leur genèse (Roy et al., 2006). Pour cela, cet auteur a divisé l'Algérie en trois régions climatiques (humides, semi-arides et Sahara).

Etant donné la situation géographique du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, la description des sols de la région Saharienne ne sera pas prise en considération dans cette partie puisque le bassin étudié est exposé seulement aux climats humide et semi-aride.

La classification des sols selon Durand (1954) se résume à deux groupes : Le groupe des sols zonaux et celui des sols azonaux.

IV.5.1. Les sols zonaux :

Il s'agit de la catégorie des sols dont le développement a principalement été influencé par le climat. Les sols zonaux sont eux-mêmes classifiés selon la composition de leur matériel parental. Les sols zonaux des régions semi-arides se regroupent en sols calciques et sols en équilibre.

Les sols calciques sont ceux développés dans un matériel de calcaire ou de gypse et qui présentent généralement un seul horizon différencié. Ces sols possèdent des pH neutres, une texture légère, une bonne perméabilité et une faible capacité de rétention.

Selon la carte pédologique (Figure 21), les sols calciques sont observés uniquement dans les marges méridionales du bassin, plus précisément dans les hautes plaines d'Ain Mlila, Tleghma, dans la région d'Ain Fakroun et aussi au sud-ouest de Tadjenante. Les sols calciques occupent une proportion non négligeable correspondant à 12,5% de la superficie totale du bassin. Pour leur part, les sols en équilibre possèdent les mêmes caractéristiques que les sols calciques, sauf qu'ils ne sont pas formés par le même matériel parental calcaire.

Toutefois, ces derniers n'ont pas été cartographiés sur la carte (Figure 21) puisque qu'ils n'ont pas été observés dans le bassin étudié. En région humide de l'Algérie, Durand (1954) a classifié les sols zonaux en trois groupes, selon la nature de la roche mère : calcaire, non calcaire et les terres rouges méditerranéennes (limons).

Le groupe calcaire est divisé en sols calcaires et sols décalcifiés. La principale propriété des sols calcaires est qu'ils présentent une accumulation de calcaire en surface. De plus, leur teneur en argile et en matière organique diminue avec la profondeur tandis que les teneurs en calcium sur le complexe d'échange cationique augmentent en profondeur (Durand, 1954; Roy et al., 2006).

Ce sont justement les sols calcaires qui s'imposent dans le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel ; ils dominent totalement le bassin moyen et se prolongent jusqu'aux hautes plaines Constantinoises au Sud (Figure 21). L'étendue des sols calcaires, dans le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, correspond à 48% de la superficie totale de ce dernier.

Durand (1954) a rajouté un sous-type humifère aux sols calcaires pour désigner les sols calcaires incluant des transformations en humus de la matière organique. L'étendue des sols calcaires avec variété humifère dans le bassin est relativement faible et ne représente que 2% de la superficie totale. Ces derniers côtoient les sols calciques dans les marges méridionales du bassin sous forme de petites surfaces installées entre les régions d'Ain M'lila et Ain Fakroun, ainsi qu'au sud de Tadjenanet (Figure 21).

Les sols décalcifiés, quant à eux, sont principalement caractérisés par le lessivage d'une fraction du calcaire au matériel parental. Ce type de sol, décrit par Durand (1954) n'est pas observé aux limites du bassin étudié.

Le deuxième groupe de sol, celui des régions humides, réunit les sols développés dans un matériel parental ne contenant pas de calcaire tels que les sols insaturés, podzoliques, sols insaturés acides, et sols acides des pâturages subalpins.

Les sols insaturés se caractérisent par la présence d'un seul horizon visible à l'œil, d'une accumulation d'argile en surface, de la diminution de la matière organique avec la profondeur, de la valeur de pH généralement supérieure à 7, et d'un complexe absorbant riche en calcium.

Comme le montre la carte pédologique (Figure 21), ces sols sont observés dans la partie aval du bassin mais avec une portion plus au moins faible par rapport la superficie totale (soit 5%). Par ailleurs, l'extension sud de ce type de sol détermine, en quelque sorte, les limites entre les étages bio-climatiques (semi- aride - Humide) auxquels s'expose le bassin. En remontant vers le Nord, on constate une nette dominance du sous-type humifère des sols insaturés. Selon Durand (1954), ce type de sol se distingue des sols insaturés par son importante teneur en matière organique.

La concentration de ces sols en matière organique dépasse 2,5%. Comme l'indique la carte (Figure 21), les sols insaturés, avec une variété humifère, dominent le bassin côtier maritime où le couvert forestier est très dense conférant au sol une concentration en matière organique très élevée. Leurs étendues représentent 41% de la superficie totale du sous-bassin côtier maritime et 6% de celle du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

Les sols podzoliques sont les moins répandus dans ce groupe, leur portion de surface n'est seulement que 3,4% et ils sont localisés dans les régions humides du douar Tassadane et de l'Oued Endja et se prolongent jusqu'au Nord dans le sous-bassin côtier notamment à l'Ouest d'El Milia et au nord du village de Boussiaba. Les sols podzoliques sont caractérisés par une augmentation des pH avec la profondeur et la présence d'un horizon d'élévation de fer et d'argile (Durand, 1954).

Les sols restants du groupe non calcaire (sols insaturés acides et/ou de pâturages alpins) ainsi que les terres rouges sont totalement inexistantes dans le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

Le tableau 9 donne les portions de surface occupées par chaque classe et groupe de sol au niveau du bassin et des sous-bassins étudiés.

IV.5.2. Les sols azonaux

A l'opposé des sols zonaux, les sols azonaux regroupent les sols dont le développement est dominé par des facteurs locaux tel que la topographie (Durand, 1954; Roy et al., 2006). Ces facteurs sont utilisés pour catégoriser les sols azonaux en deux groupes. Le premier groupe se caractérise par des sols dus à l'accumulation de l'eau engendrant des conditions anaérobiques et l'humification de la matière organique.

Ces sols se distinguent les uns des autres, selon leur niveau d'humidité : les sols des prairies marécageuses, sols tourbeux, sols tourbeux non inondés et sols de marais. Les sols de prairies marécageuses supportent une végétation non aquatique pouvant admettre des inondations de courte durée.

Par contre, les sols tourbeux se forment lorsque l'humidité est suffisante pour empêcher la destruction de la matière organique par des processus d'oxydation tout en supportant une végétation semi-aquatique. Finalement, les sols tourbeux non inondés ont un contenu en eau assez bas pour permettre l'implantation d'arbres et possèdent des couches de matière organique plus minces que les autres sols d'accumulation d'eau.

Aux limites du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, on ne note aucune trace de ce groupe de sol, à l'exception des sols de marais. Les sols de marais représentent des sols fortement humides, ils sont très argileux et colonisés par des végétations aquatiques (Durand, 1954; Roy et al., 2006). Ces derniers sont largement utilisés pour la culture mais leur extension est relativement faible dans le bassin versant (45 km²) et ils sont observés uniquement dans la plaine d'El Fourchi, au sud d'Ain M'lila (Figure 21).

Tableau 9. Proportions de surface des classes et types de sol du Kébir-Rhumel.

Classes	Type	Bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel	Sous-bassin côtier maritime	Sous-bassin de l'Oued Endja	Sous-bassin de l'Oued Rhumel
Sols zonaux	Sols calciques	12,5 %	/	/	20,7%
	Sols calcaires	48 %	19,8%	72,72%	45,11%
	Sols calcaires avec variété humifère	2 %	/	/	3,16%
	Sols insaturés (non calcaires)	5 %	18 %	5,63%	0,74%
	Sols insaturé avec variété humifère (non calcaires)	6 %	41 %	/	/
	Sols podzoliques (non calcaires)	3,40 %	14 %	5,25%	/
Total		76,90 %	92,80%	83,60%	69,71%
Sols azonaux	Sols de marais (accumulation d'eau)	0,51 %	/	/	0,84%
	Sols dunaires (transport de matière)	0,05 %	0,4%	/	/
	Sols alluviaux (transport de matière)	3,85 %	/	3,17%	5,10%
	Sols solonetz (dissolution de matière)	0,60 %	/	/	0,97%
	Sols alluviaux basiques (transport de matière)	0,84 %	4,9%	/	0,17%
	Association de sols calcaires, Solonetz	16,00 %	0,9%	13,23%	20,98%
	Roche mère (milieu naturel)	1,25 %	1 %	/	2,23%
Total		23,10 %	7,20%	16,40%	30,29%

Le deuxième groupe de sols azonaux correspond à la catégorie de sols qui se développent sous l'effet du transport de la matière dans des conditions aérobiques. Ces sols peuvent se former sans la nécessité de l'eau par l'entremise du vent (sols dunaires) ou de la gravité (éboulis).

Les sols dunaires se caractérisent par des teneurs élevées de sable et présentent un horizon d'accumulation de matière organique. Sur la carte pédologique (Figure 21), les sols dunaires correspondent à la plus faible portion de surface, parmi tous les types de sols précédemment discutés (Tableau 9). Ils se présentent sous forme d'une mince bande à l'embouchure de l'Oued Kébir-Rhumel longeant le littoral sur une distance d'environ 5 km (Figure 21) et donnant une superficie de seulement 4,76 km².

Considérant le niveau de détails et l'échelle grossière (1/500.000) des cartes dressées par Durand (1954), les sols des éboulis caractérisés par un mélange de matériaux hétérogènes non triés n'ont pu être cartographiés sur la vaste étendue du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, étant donné leur très faible extension.

Par ailleurs, les sols formés par le transport de matières peuvent également se développer avec l'intervention de l'eau (Durand, 1954; Roy et al., 2006). En effet, l'eau peut déplacer de la matière en suspension pour créer des sols alluviaux ou de la matière en dissolution afin de former des sols salins ou des sols à encroûtement (Durand, 1954; Roy et al., 2006).

On distingue aussi, selon Durand (1954) des sols alluviaux basiques qui peuvent être calcaires pour une concentration en carbonate de calcium (CaCO₃) supérieure à 10%.

Les sols alluviaux et alluviaux basiques sont observés généralement le long des cours d'eau et des rivières importantes. Leur étendue totale dans le bassin correspond à seulement 4,7 % de la superficie totale de ce dernier. Sur la carte pédologique, on remarque que l'extension de ce type de sols marque parfaitement les tracés des lits des principaux oueds de Rhumel, Endja et celui du Kébir-Rhumel (Figure 21).

Enfin, les sols salins se caractérisent par des teneurs de sels solubles si élevées que seule une végétation halophile peut les coloniser (Durand, 1954; Roy et al., 2006). Les sols salins se subdivisent en fonction de leur teneur en sodium sur le complexe d'échange en Solontchaks, Solonetz et Solods. Les Solontchaks sont caractérisés par la composition du complexe absorbant qui possède des teneurs en chlore supérieure à 0,18% mais inférieure à 15% en sodium (Roy et al., 2006).

Les solonetz par contre se forment lorsque les Solontchaks sont lessivés à un point tel que le complexe absorbant possède plus de 20% de sodium ou de magnésium (Roy et al., 2006).

Leurs principales caractéristiques sont une accumulation d'argile en profondeur, des pH élevés, un horizon motteux en surface et un horizon à structure allongée dans la partie moyenne du profil. Pour leur part, les Solods sont des solonetz suffisamment lessivés pour que le complexe d'échange soit occupé par une partie non négligeable de cations acides ou que le sol contienne une fraction non négligeable de silice soluble.

En ce qui concerne le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, les sols salins sont représentés uniquement par les Solonetz et leur étendue est relativement faible dans le bassin (0,6 %).

On notera aussi, que les sols Solondtchaks, les Solods et les sols à encroûtement sont totalement inexistant dans le domaine de l'Oued Kébir-Rhumel.

Le reste de la superficie du bassin est occupé par une association de sol calcaire et de Solonetz qui semblent occuper une portion non négligeable de la superficie totale du bassin (16%), comme le montre la carte de la Figure 21.

L'extension de ce type de sol forme une large bande bien visible dans le bassin moyen qui s'étale du sud-est vers le nord-est sur une distance d'environ 80 km.

Conclusion

En résumé, l'occupation du sol du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel montre une nette opposition entre le bassin supérieur et le bassin inférieur. Du Nord vers le Sud, on constate une augmentation flagrante de la discontinuité du couvert végétal.

Cette discontinuité semble être en parfaite corrélation avec la diminution des précipitations qui décroît dans la même direction. Cette coïncidence entre ces deux paramètres (discontinuité du couvert végétal et diminution des précipitations) est, sans doute, un facteur très influençant sur le régime hydrologique du bassin ainsi que sur la dégradation des sols sous l'effet de l'érosion hydrique.

Le déterminisme physique y est pour beaucoup mais le facteur humain est également impliqué dans le déséquilibre de la répartition de la couverture végétale dans le bassin. Les terrains destinés aux cultures dominent dans le bassin versant avec une superficie de 57%. Ces espaces produisent malheureusement une couverture végétale non permanente à longueur de l'année, ce qui implique une protection partielle des sols durant l'année; donc une vulnérabilité importante à l'érosion hydrique.

Il ressort aussi de l'analyse pédologique que le type de sols dominant dans le bassin est celui des sols qui se sont développés essentiellement sous l'influence du climat (sols zonaux).

Ce sont notamment les sols calcaires qui s'imposent sur presque la moitié de la superficie du bassin et sont localisés principalement dans le bassin moyen et dans les régions semi-arides ou sub-humides du bassin.

En raison de leur teneur importante en argile, notamment en surface, les sols calcaires favorisent donc l'assèchement des sols par effet d'infiltration en périodes plus ou moins humides ou sèches et en même temps ils développent des ruissellements importants lorsque ces derniers sont saturés durant les averses hivernales et automnales.

Les sols des régions humides du bassin, notamment ceux du bassin côtier maritime, sont dominés par des sols non calcaires ou acides, de types insaturés ou podzoliques, souvent connus sous le nom de sols de montagnes. Ces derniers sont constitués d'éléments grossiers et supportent des forêts acidophiles et boisées très denses, ce qui diminue la vulnérabilité de ce type de terrain à l'érosion hydrique.

Chapitre V : Aspects Climatiques

Introduction

Les facteurs climatiques constituent, plus que les facteurs physiques, la principale cause et la source d'énergie érosive ; ce sont notamment les précipitations qui tombent sur des terrains en pente et peu protégés par le couvert végétal qui génèrent des ruissellements violents provoquant ainsi le détachement et entraînant les particules terreuses, d'autant plus que, si les conditions lithologiques s'y prêtent les hauteurs d'eau précipitées peuvent influencer directement ou indirectement le régime hydrologique des cours d'eau. Selon leurs répartitions temporelles, les pluies journalières et surtout les averses interviennent directement par leur effet générateur de crues. En même temps, la répartition et les totaux mensuels, saisonniers et annuels des hauteurs de pluies déterminent l'abondance pluviale et les caractères pluvieux du terrain d'étude.

Il est à noter qu'en dehors des facteurs topographiques, morphologiques, lithologiques et autres, l'action des précipitations sur les sols et les cours d'eau est, plus au moins, liée aussi à d'autres facteurs climatiques tels que la température et l'évapotranspiration. Etant donné le caractère aléatoire et variable, aussi bien dans le temps que dans l'espace, des facteurs climatiques, l'étude de ces derniers à une telle échelle permet d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique dans sa conception la plus large. C'est pourquoi nous avons tenté à travers ce chapitre de réaliser une analyse de l'aspect climatique du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, voire la répartition des précipitations.

Malgré l'insuffisance et le manque de fiabilité de certaines données statistiques ainsi que la faible densité du réseau d'observation météorologique, une analyse spatio-temporelle des traits fondamentaux du climat du bassin et de ses irrégularités spatio-temporelles ont été évoquées et ce, à partir de la documentation que nous avons pu collecter.

V.1. DONNEES PLUVIOMETRIQUES ET QUALITE DU RESEAU D'OBSERVATION

Le réseau pluviométrique, appartenant à l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, (ANRH) aux limites du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel est inégalement réparti. De plus, la plupart des stations, implantées avant ou après l'indépendance, ont été déplacées ou supprimées suite à des travaux d'aménagement sur leur site. Après vérification et dépouillement des données recueillies auprès des agences ANRH de Constantine et d'Alger, nous avons retenu les données de 19 postes pluviométriques sur un ensemble total de 22 postes installés sur différents niveaux altimétriques et variant de 100 à 940 m (Tableau 10).

Bien que ces stations disposent, pour la plupart, de longues séries d'observation allant de 1970/71 à 2010/011, leur nombre reste en réalité faible par rapport à la superficie totale du bassin étudié, correspondant à un 1 poste pour 465 km².

Par ailleurs la discontinuité des séries, notamment à pas de temps journalier et leur fiabilité en certaines stations, posent un sérieux problème pour l'homogénéisation des périodes de l'ensemble des postes. Parmi les postes de mesure retenues seulement 11 d'entre eux disposent de mesures journalières. Les caractéristiques des stations pluviométriques retenues, en cette partie, sont représentées dans le tableau suivant:

Tableau 10. Caractéristiques des stations pluviométriques retenues.

Nom des stations	Code ANRH	Longitude (DMS)	Latitude (DMS)	Altitude (m)	Localisation
El Milia	10-07-06	6°16'29,31"E	36°45'17,98"N	100	Sous-bassin côtier maritime
Hamala*	10-07-03	6°20'35,18"E	36°34'10,71"N	650	
Ouled Messaouda	10-07-08	6° 4'52,45"E	36°42'39,42"N	585	
Settara	10-07-11	6°20'16,84"E	36°43'6,21"N	328	
Beni Aziz*	10-01-04	5°39'39,70"E	36°26'56,01"N	770	Sous-bassin de l'Oued Endja
Chbabta*	10-01-10	5°38'4,00"E	36°21'23,60"N	710	
Ferdjioua	10-02-03	5°56'43,50"E	36°24'22,29"N	580	
Koudiat tindert	10-02-08	5°55'8,40"E	36°19'11,50"N	635	
Ain Fakroun*	10-05-03	6°52'32,51"E	35°58'33,61"N	920	Sous-bassin de l'Oued Rhumel
Ain Smara*	10-04-03	6°31'60,00"E	36°16'48,39"N	595	
Bellaa*	10-03-02	5°52'49,20"E	36° 9'57,00"N	940	
Boumalek	10-04-01	6°13'45,70"E	36°16'51,40"N	830	
El Kheneg	10-06-20	6°28'32,58"E	36°27'29,91"N	370	
Fourchi*	10-05-11	6°34'44,12"E	35°59'35,76"N	775	
Hama Bouziane*	10-06-03	6°35'6,60"E	36°24'45,10"N	460	
Mechta Khlouta*	10-03-08	6° 5'25,90"E	36°13'53,09"N	900	
Ouled Rahmoune	10-05-08	6°42'10,80"E	36°10'59,19"N	700	
Tadjnanet*	10-03-03	6° 4'11,60"E	36° 8'17,69"N	845	
Tleghma*	10-04-02	6°22'29,92"E	36° 6'44,38"N	750	

(*) Stations possédant des mesures journalières

Il y a lieu de noter que malheureusement les parties septentrionales du bassin et celles les plus arrosées, telles que le sous-bassin côtier maritime et le sous-bassin de l'Oued Endja, sont paradoxalement les plus dépourvues de postes pluviométriques et les moins riches en observation, notamment celles à pas de temps journalier. En confrontant les étendues des mesures pluviométriques et celles des observations hydrométriques devant être traitées dans le chapitre suivant, nous avons pu identifier une période de mesure commune de 28 ans, allant de 1973/74 à 2000/01.

V.1.1. Spatialisation des précipitations

L'évaluation des précipitations moyennes d'une région à différentes échelles temporelles est liée non seulement à la fiabilité des données mais aussi à la densité et à l'homogénéité de la répartition spatiale du réseau d'observation disponible dans la région. L'incertitude sur les hauteurs de pluies moyennes est plus souvent liée au fait des extrapolations effectuées au niveau des régions dépourvues de poste d'observation.

Comme le montre la figure 24, nous constatons que la répartition des stations pluviométriques n'est homogène, par rapport à la superficie du bassin étudié, que sur certaines régions de ce dernier (sous-bassin de l'Oued Rhumel). Ajoutons à cela que nous ne disposons d'aucune information au sujet des surfaces contrôlées par chacune des 19 stations du réseau d'observation de l'ANRH. A cet effet, et dans le but d'obtenir des moyennes statistiques plus représentatives du caractère pluvieux du bassin et des sous-bassins, nous avons fait correspondre pour chaque poste d'observation une superficie limite de couverture, et ce en utilisant la méthode graphique de Thiessen (1911).

Ainsi, la pluie moyenne correspondant à une région contrôlée par plusieurs postes d'observation n'est autre que la moyenne pondérée des hauteurs de pluies, observées dans chacun des postes se trouvant dans la zone-même.

Le coefficient de pondération de chaque valeur de poste se calcule par le rapport de la superficie couverte par ce dernier et la superficie totale de la région concernée.

La pluie résultante correspond à une pluie moyenne spécifique exprimée en millimètre ($\bar{P}$) :

$$\bar{P} = \sum_i^n P_i \times C_p \quad (\text{mm})$$

C_p : est le coefficient de pondération, il se calcule comme suit :

$$C_p = \frac{S_i}{S}$$

S_i et S sont, respectivement, la superficie contrôlée par le poste i et la superficie totale de la région étudiée.

Le tracé des surfaces contrôlées par chaque station du réseau d'observation a été réalisé selon la méthode géométrique de Thiessen (1911) et par l'utilisation d'un outil SIG programmé spécialement pour cette méthode. Les surfaces correspondantes, en kilomètres carrés, ont été déduites automatiquement par le même outil.

La superposition des limites géographiques du sous-bassin de l'Oued Rhumel côtier maritime et du sous-bassin de l'Oued Endja sur celle du bassin versant régional rendra possible le calcul des pluies moyennes spécifiques, en chacune de ces unités hydrologiques (Figure 22).

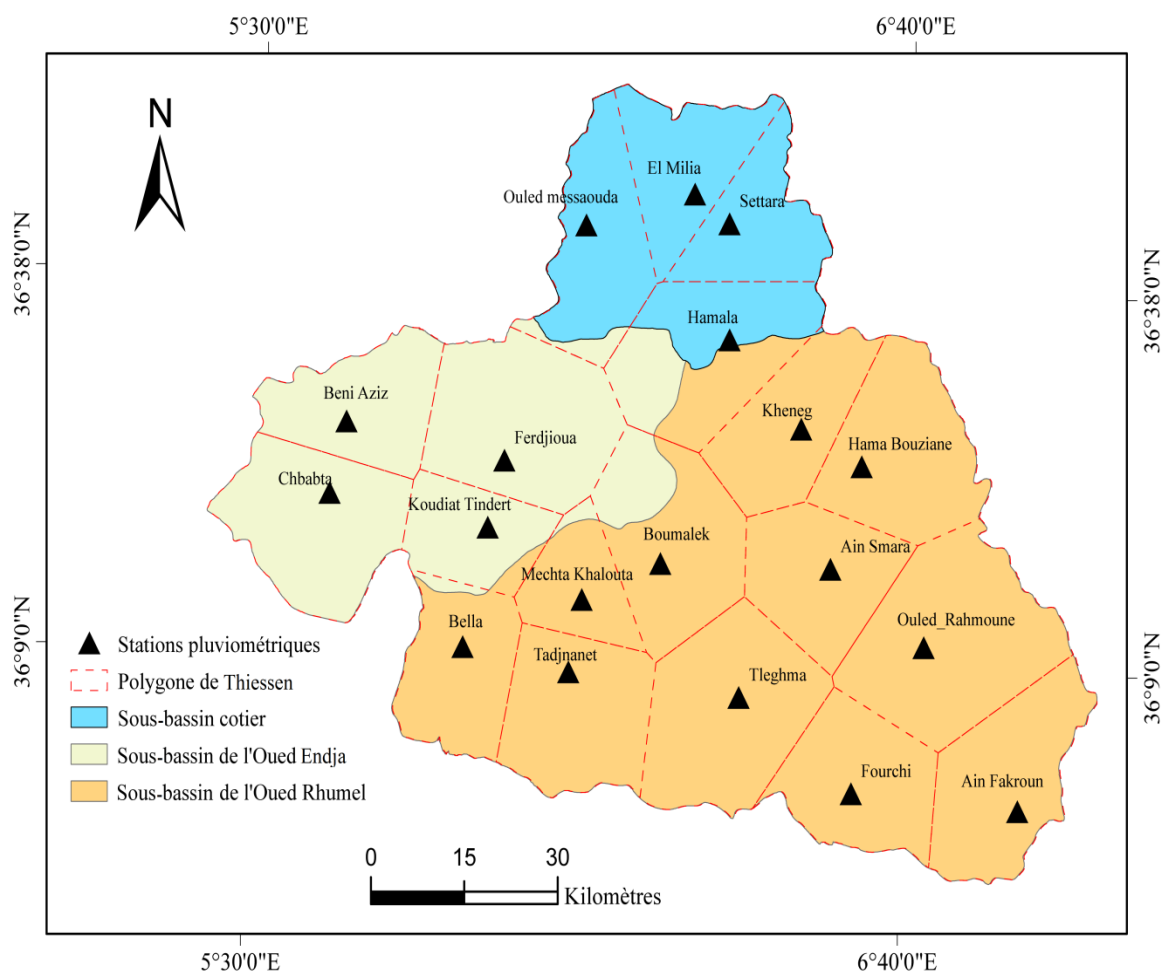


Figure 22. Surfaces contrôlées par les postes pluviométriques selon Thiessen (1911).

Cette régionalisation des pluies permet de rendre les différents modules pluviométriques plus représentatifs pour les unités hydrologiques étudiées, ainsi que pour l'ensemble du bassin régional.

Les résultats de calcul des surfaces correspondant aux 19 polygones issus de la méthode de Thiessen, ainsi que les coefficients de pondération, sont représentés dans le tableau 11.

Tableau11. Superficies contrôlées par les postes pluviométriques et coefficients de pondération.

Stations	Bassin de l'Oued Kébir-Rhumel		Sous-bassin de l'Oued Endja		Sous-bassin de l'Oued Rhumel		Sous-bassin côtier maritime	
	Si (km ²)	Cp	Si (km ²)	Cp	Si (km ²)	Cp	Si (km ²)	Cp
Tleghma	623,34	0,07	/	/	623,58	0,12	/	/
Bellaa	394,45	0,04	18,29	0,01	388,01	0,07	/	/
Tadjnanet	480,64	0,05	/	/	481,40	0,09	/	/
Mechta Khalota	249,43	0,03	15,53	0,01	252,13	0,05	/	/
Fourchi	432	0,05	/	/	433,40	0,08	/	/
Ouledrahmoun	716,35	0,08	/	/	713,38	0,13	/	/
Ain Fakroun	502,31	0,06	/	/	497,93	0,09	/	/
KoudiatTindert	296,71	0,03	273,58	0,13	/	/	/	/
Ferdjioua	616,16	0,07	617,05	0,28	/	/	/	/
Chbabta	538,68	0,06	538,25	0,25	/	/	/	/
Ain Smara	414,33	0,05	/	/	414,33	0,08	/	/
Hamma Bouziane	529,31	0,06	/	/	525,43	0,10	/	/
Kheneg	400	0,05	/	/	562,95	0,11	/	/
Boumalek	543	0,06	131,60	0,06	427,86	0,08	/	/
Beni Aziz	400	0,05	399,5	0,18	/	/	/	/
Hamala	568	0,06	136,52	0,06	/	/	252,47	0,19
El Milia	355,29	0,04	/	/	/	/	355,29	0,27
Settara	331	0,04	/	/	/	/	331,85	0,25
Ouled Messaouda	442	0,05	42,62	0,02	/	/	400,38	0,30
Total	8833	1,00	2173	1,00	5320	1,00	1340	1,00

V.2. VARIABILITE ANNUELLE DES PRECIPITATIONS

V.2.1. Variation annuelle des précipitations à l'échelle du bassin

La pluie spécifique annuelle du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel, calculée sur la base des 19 stations durant la période commune (1973/74-2000/01) est égale à 534 mm.

Par ailleurs, l'irrégularité des précipitations moyennes annuelles, durant la période de 28 ans, semble relativement faible. En effet, le coefficient de variation (CV), c'est-à-dire le rapport de l'écart type et la moyenne qui indique le degré de dispersion des valeurs autour de la moyenne, est égal à 0,14.

La période d'observation choisie (1973/74- 2000/01) semble une période sèche du fait que le nombre des années sèches (pluviométrie moyenne annuelle inférieure à la moyenne de l'ensemble de la période) dépasse nettement celle des années humides (pluviométrie moyenne annuelle supérieure à la moyenne de l'ensemble de la période).

En effet, on compte seulement 12 années humides sur la période de 28 ans (Figure 23).

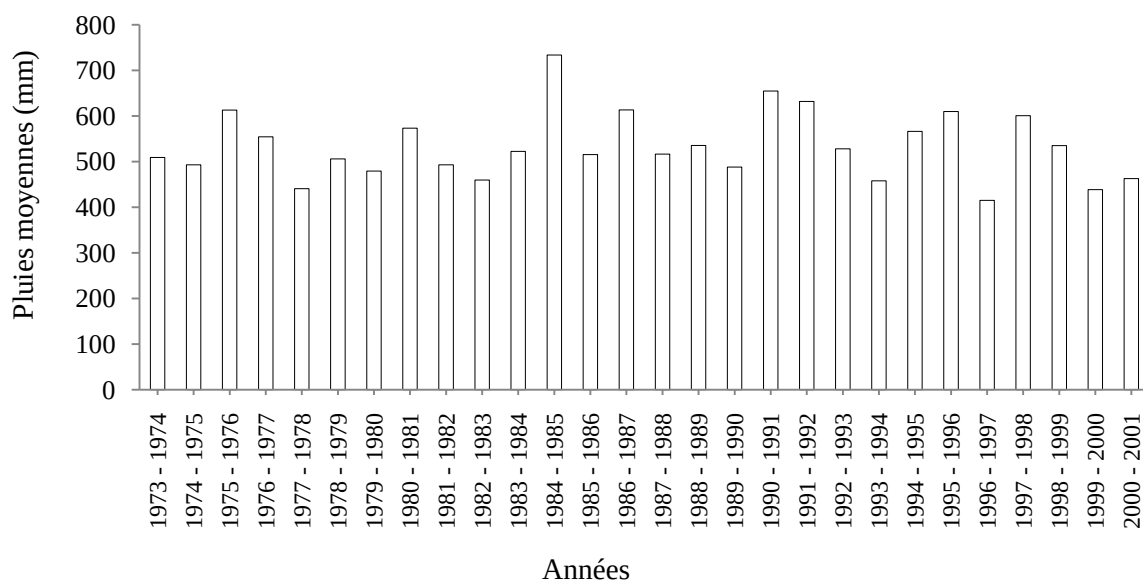


Figure 23. Variabilité annuelle des précipitations (période 1973/74-2000/01).

Comme le montre la figure ci-dessus, le module pluviométrique le plus élevé est celui de l'année 1984/1985. Cette année extrême humide a généré une tranche de pluie correspondant à un dépassement d'environ 37% de la pluviométrie moyenne annuelle de toute la période d'observation. L'année hydrologique 1984/1985 est caractéristique pour les bassins de l'est de l'Algérie ; elle a été déjà identifiée comme une année extrême humide dans la plupart des bassins de l'Est algérien (Khanchoul, 2006; Mebarki, 2005). A l'opposé, l'année 1996/1997 correspond à l'année extrême sèche de la période des 28 ans d'observation (Figure 23). La précipitation moyenne, calculée pour cette année déficitaire, est d'environ 22%, en dessous de la précipitation moyenne de toute la période.

Sinon, si on prend en considération le deuxième et le troisième ordre des écarts, nous repérons une succession de deux années extrêmes humides correspondant aux années 1990/1991 et 1991/1992 (Figure 23). Ces deux années se démarquent par des hauteurs de précipitations importantes, égales respectivement à 655 et 632 mm. De même, le deuxième et le troisième ordre des périodes extrêmes sèches correspondent respectivement aux années 1999/2000 et 1977/1978, durant lesquelles, on observe un écart moyen en dessous de la moyenne globale de l'ordre de 17,5%.

Les modules pluviométriques annuels calculés en chaque station pour la même période augmentent de 337 mm à la station de Tleghma et atteignent 1300 mm au niveau de la station d'Ouled Messaouda (Figure 24). Ce sont donc, les stations situées dans le secteur côtier qui montrent les plus fortes valeurs de précipitation (Figure 24).

A l'inverse, les stations situées dans les hautes plaines (région du sud) telles que : Bellaa, Tadjnanet, Mechta Khalouta, Fourchi, Ouled Rahmoun et Ain Fakroun reflètent les modules pluviométriques les plus faibles (Figure 24). Cette opposition entre les secteurs nord et sud met en évidence la diversité des étages bioclimatiques auquel le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel est exposé.

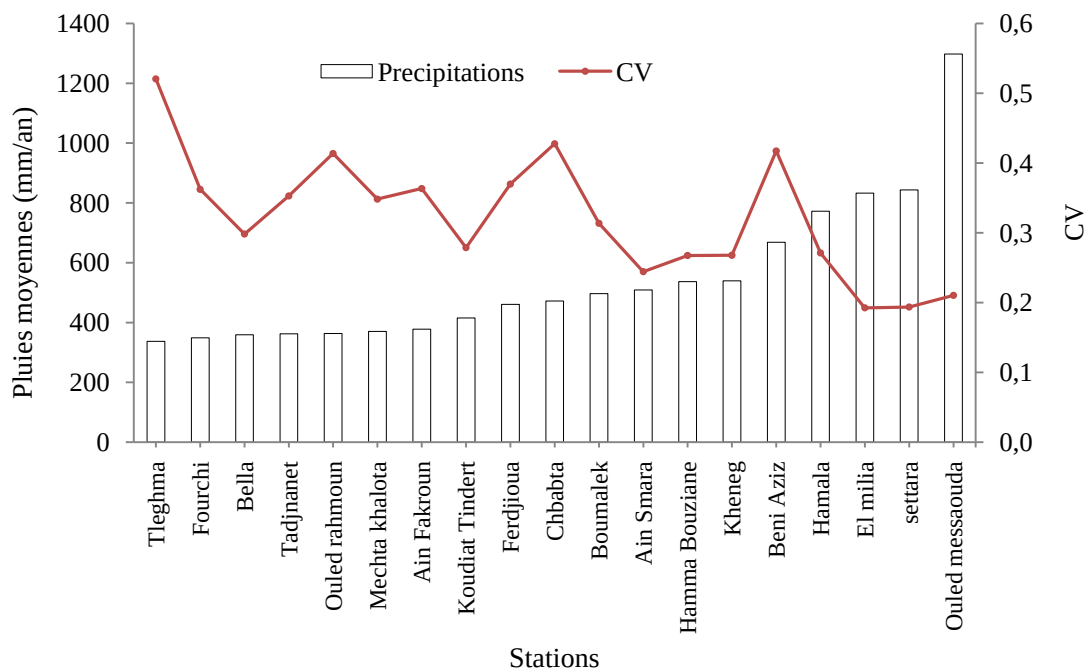


Figure 24. Variabilité des précipitations et du coefficient de variation (CV) à l'échelle des stations, période (1973/74-2000/01).

Par ailleurs, ceci met également en évidence l'influence des facteurs orographique et géographique auxquels est soumis chacun des 19 postes d'observation (Fiandino, 2003). Toutefois, l'origine de la pluie et l'irrégularité interannuelle, relative à chaque station, peuvent, aussi, être des paramètres influençant l'irrégularité des précipitations annuelles dans l'ensemble du réseau d'observation. L'écart, correspondant à plus de 960 mm, entre les valeurs extrêmes (entre les stations d'Ouled Meassaouda et Tleghma) est assez élevé (Figure 24).

La figure 24 indique, en même temps, que l'irrégularité interannuelle des précipitations représentée par les valeurs du coefficient de variation semble particulière en chaque poste, avec des valeurs du coefficient oscillant entre 0,19 à la station d'El Milia et Settara à 0,52 au niveau de la station de Tleghma (Figure 24). D'une autre manière, la variabilité interannuelle des précipitations s'accroît là où les hauteurs de pluies sont les plus faibles et vice-versa, ce qui traduit le caractère pluvieux assez particulier du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

Les valeurs moyennes des précipitations, calculées en chaque station pour la période commue (1973/1974-2000/2001), ne sont supérieures à la valeur annuelle de l'ensemble du bassin qu'au niveau des 7 stations suivantes : Hamma Bouziane, Kheneg, Hamala, Settara, Beni Aziz, El Milia, Ouled Rahmoune. Ces dernières sont localisées en majorité dans le sous-bassin côtier maritime, dans le bassin moyen (Hamma Bouziane, Kheneg) ainsi que dans la partie orientale (Beni Aziz). Le reste des stations, au nombre total de 12 stations, enregistre des hauteurs moyennes annuelles nettement inférieures à celle de la moyenne générale.

Pour mieux comprendre le caractère pluvieux annuel du bassin étudié, il convient d'identifier les valeurs des écarts des années extrêmes humides et sèches dans l'ensemble du réseau d'observation durant la période d'observation commune de 28 ans. Ces écarts représentent la différence entre la valeur des précipitations de l'année considérée et celle de la précipitation moyenne annuelle de la période, rapportée à la moyenne de la période. Le tableau n°12 montre une nette hétérogénéité dans la répartition des années excédentaires et déficitaires en pluie, au niveau des 19 stations pluviométriques.

Les valeurs, représentées sur le tableau n°12, montrent que pour la plupart des stations, on remarque une nette dominance des années sèches sur celles humides. En revanche, les stations d'Ain Smara et Hamala indiquent un régime pluvieux plutôt équilibré (le nombre des périodes humides et celui des périodes sèches sont égaux).

Par ailleurs, bien que les années extrêmes humides et extrêmes sèches varient, d'une station à une autre, nous observons, quand même, que les années extrêmes communes humides et sèches du premier ordre observées pour l'ensemble de la période (1984/1985 et 1996/1997) sont les plus fréquentes entre les différentes stations (Tableau 12). L'année extrême humide 1984/1985, est celle la plus récurrente ; elle est observée dans 5 stations différentes : Ouled Messaouda, Hamala, Ain Smara, Ouled Rahmoune et Hama bouziane. Les cinq stations en question ont enregistré, durant cette année, des écarts extrêmes variant entre +62% et +99% par rapport à leur moyenne de la période. Par ailleurs, l'écart excédentaire le plus important, en termes de valeur absolue, ne correspond pas forcément à celui de l'année extrême commune 1984/1985.

Ce dernier est observé durant l'année 1995/1996 à la station de Tleghma, avec une valeur de + 152%. Cette station possède la plus forte irrégularité annuelle des précipitations par rapport à l'ensemble des stations ($C_v = 0,52$). En revanche, l'année extrême humide (1990/1991) du deuxième ordre n'est commune que pour les deux stations : Beni Aziz et El Milia (Tableau 12).

Les années extrêmes sèches, quant à elles, sont identifiées au niveau des 19 stations avec des valeurs absolues d'écarts nettement moins importants que ceux des années extrêmes humides entre -29% et -82% (Tableau 12). Cependant l'année extrême sèche 1996/97 est la plus fréquente entre les stations ; elle est observée sur trois stations : Ain Smara, El Milia, Hama Bouziane (Tableau 12). Toutefois, les années extrêmes sèches sont très différentes d'une station à autre et, même celle commune du second ordre (1999/2000) n'apparaît qu'une seule fois, au niveau de la station de Hamala (Tableau 12).

Tableau 12. Ecart extrêmes des années humides et sèches au niveau des stations.

Stations	Nbr Années humides	Nbr Années sèches	Années extrêmes humides	Années extrêmes sèches
Beni Aziz	12	16	<u>1990/1991(+100 %)</u>	1995/1996 (-71%)
Chbabta	12	16	1989/1990 (+128%)	1981 / 1982 (-54%)
Ferdjioua	11	17	1973/1974 (+138%)	1997 / 1998 (-54%)
Koudiat Tindert	10	18	1985/1986 (+63,64)	1974/1975 (- 42%)
Bellaa	12	17	1976/1977 (+70%)	1997/1998 (-57%)
Mechta Khalota	13	15	1981/1982 (+71%)	1993/1994 (-63%)
Tadjanet	13	15	1991/1992(+123%)	1974/1975(-54%)
Boumalek	13	15	1974/1975 (+70%)	1993 / 1994 (-59%)
Ain Smara	14	14	<u>1984/1985 (+74%)</u>	<u>1996 / 1997 (- 40%)</u>
Tleghma	13	15	<u>1995/1996 (+152)</u>	1998 / 1999 (-82%)
Ouled Rahmoune	12	16	<u>1984/1985 (+99%)</u>	1982 / 1983 (-64%)
Fourchi	12	16	1995/1996 (+127%)	1973/1974 (-50%)
Ain Fakroun	12	16	1995/1996 (+77%)	1983/1984 (-58%)
Hamma Bouziane	10	18	<u>1984/1985 (75%)</u>	<u>1996 / 1997 (- 44%)</u>
Kheneg	13	15	1996/1997 (+66%)	1992 / 1993 (-44%)
Hamala	14	14	<u>1984/1985 (+81%)</u>	<u>1999 / 2000 (-67%)</u>
Settara	13	15	1978/1979 (+32%)	1987/1988 (-34%)
El milia	13	15	<u>1990/1991 (+44%)</u>	<u>1996 / 1997 (-29%)</u>
Ouled Messaouda	11	17	<u>1984/1985 (+62%)</u>	1989 / 1990 (-31%)

Il convient de souligner que certaines années extrêmes humides correspondent à des années extrêmes sèches pour d'autres stations et vice versa. A titre d'exemple l'année extrême sèche 1996/1997, pour la station d'El Milia, est considérée comme une période extrême humide pour la station d'El Kheng. Aussi, l'année extrême humide pour la station de Tleghma 1995/1996 représente-t-elle, paradoxalement, une année extrême sèche pour la station de Beni Aziz.

Ces observations contradictoires témoignent de l'influence des nuances géographiques qui peuvent être combinées avec d'autres facteurs topographiques et climatiques, imposant une pluviosité assez particulière, en chaque région du bassin.

V.2.2.1. Carte isohyète

Afin de mieux comprendre la variabilité spatiale des précipitations annuelles dans le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, nous avons effectué une interpolation des valeurs des modules annuels précédemment calculées au niveau de chaque poste. Ceci permet d'avoir une représentation de la continuité des précipitations dans l'espace et aux limites de l'ensemble du bassin étudié. L'interpolation des valeurs des hauteurs de pluies a été réalisée par une méthode hydrologiquement correcte sous un système d'information Géographique (ArcGis). Le passage d'une entité de mesure ponctuelle des hauteurs de pluies vers une entité surfacique a été imposé à un pas de 90m (Figure 25).

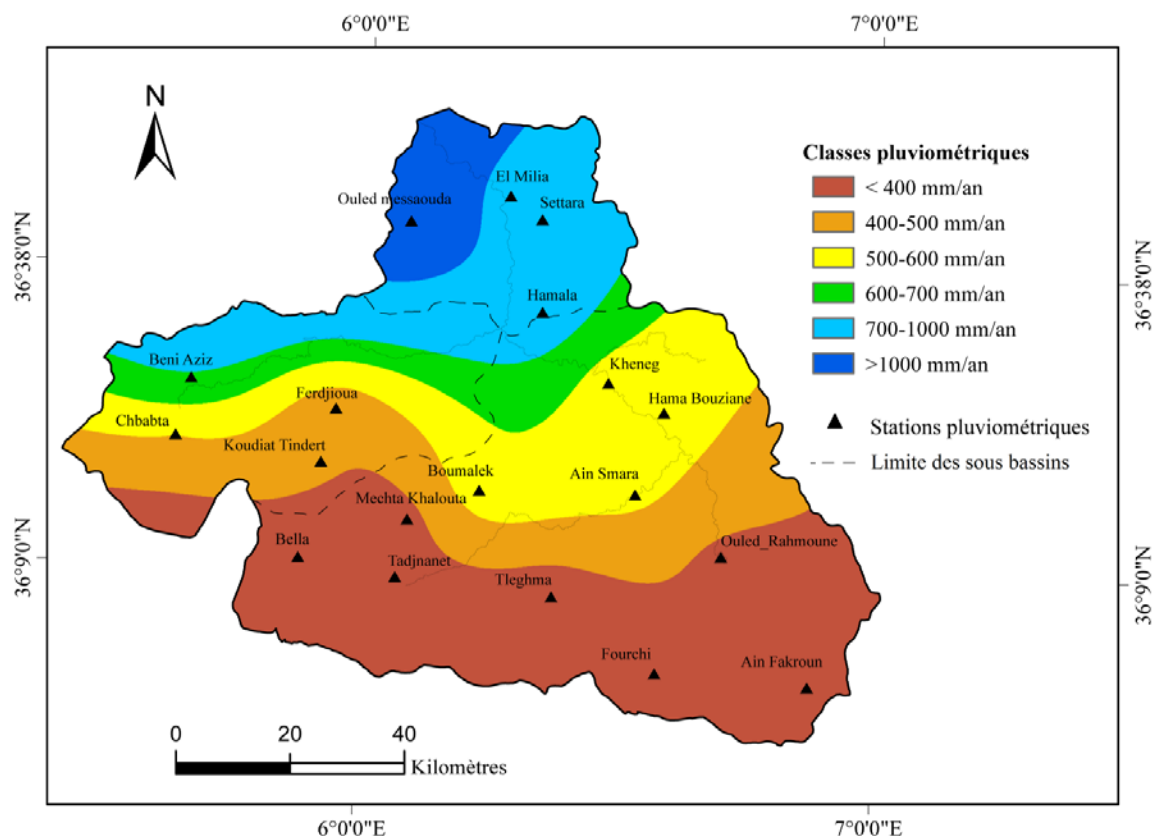


Figure 25. Carte isohyète pour la période (1973/74-2000/01).

La figure 25 montre un gradient pluviométrique décroissant du Nord vers le Sud. En effet, sur une distance d'environ 100 km, on passe d'une pluviométrie moyenne inférieure à 400mm/an, aux marges méridionales du bassin, à des classes pluviométriques dépassant les 1000mm/an, aux limites septentrionales (Figure 25). Par ailleurs, les zones où l'on enregistre des précipitations inférieures à 400 mm/an sont les plus dominantes dans le bassin et représentent 35% de la superficie totale de ce dernier. Ce seuil pluviométrique observé concerne, notamment, les régions des hautes plaines constantinoises (Figures 25). Sinon, le bassin moyen semble être soumis à des hauteurs de pluies moyennes, oscillant entre 400 et 700 mm/an, mais les valeurs extrêmes de cet intervalle (proche de 700 mm) ne sont observées que

dans la région occidentale, aux environs du sous-bassin de l'Oued Endja. Les régions les plus arrosées du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel sont représentées par les classes pluviométriques dépassant les 700 mm/an ; ces régions sont localisées entre la partie aval du sous-bassin de l'Oued Endja et les régions du littoral. La pluviométrie s'accroît en remontant en latitude pour dominer le sous-bassin côtier maritime.

En résumé, le bassin étudié possède un caractère pluvieux abondant en sa partie maritime et une pluviosité relativement faible en amont. La valeur de la pluie moyenne du bassin semble être très influencée par les faibles valeurs de pluie qui caractérisent les régions méridionales (< 400 mm). Par ailleurs, la variabilité spatiale des précipitations est plus significative, par rapport à la variabilité à l'échelle temporelle. En effet, la valeur du coefficient de variation, déduite par le système d'information géographique après interpolation, est égale à 0,53.

V.2.2. Variation annuelle des précipitations à l'échelle des sous-bassins

Les valeurs de pluies moyennes annuelles, calculées à l'échelle des sous-bassins et pour la même période commune (1973/1974-2000/2001), varient d'un sous-bassin à un autre. La pluie moyenne annuelle du sous-bassin côtier maritime est très élevée, et est égale à 963 mm, soit 44% de plus que la pluie moyenne annuelle du grand bassin. Cette valeur est aussi bien supérieure à celle du sous-bassin de l'Oued Endja (532 mm) qu'à celle de l'Oued Rhumel (418 mm). En revanche, la pluie moyenne du sous-bassin de l'Oued Endja est très proche de celle du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, malgré que ce dernier soit relativement éloigné du climat humide du littoral.

Le sous-bassin de l'Oued Rhumel possède le module pluvieux le plus faible. La pluie moyenne du sous-bassin côtier représente plus du double de celle du sous-bassin de l'Oued Rhumel, ce qui témoigne du fort contraste climatique entre ces deux domaines. Néanmoins, pour les trois sous-bassins, on constate que le nombre d'années humides reste inférieur à celui des années sèches (Tableau 13). La différence se fait, par contre, sentir, au niveau des années extrêmes qui sont totalement différentes d'un sous-bassin à un autre (Tableau 13).

Tableau 13. Caractéristiques pluviométriques annuelles des sous-bassins.

Sous-bassins	Pluie moyenne (mm/an)	Cv	Années humides	Années sèches	Années extrêmes humides	Année extrêmes sèches
Côtier maritime	963	0,19	13	15	1984/1985 (+50%)	1996/1997(-29%)
Oued Endja	532	0,19	12	16	1990/1991(+40%)	1977/1978 (-34%)
Oued Rhumel	418	0,17	11	17	1995/1996 (+37%)	1982/1983 (-30%)

Les périodes extrêmes humides et extrêmes sèches, pour le sous-bassin côtier, coïncident avec celles du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, respectivement 1984/1985 et 1996/1997, mais avec des écarts plus importants égaux à (+50%) pour l'année excédentaire et - 29% pour l'année déficitaire (Tableau 13). Pour le sous-bassin de l'Oued Endja et celui de l'Oued Rhumel, ce sont respectivement les années 1990/1991 et 1995/1996 qui marquent respectivement les périodes extrêmement humides (Tableau 13).

Il est à noter que la variabilité annuelle des précipitations, à l'échelle des sous-bassins, reste identique à celle à l'échelle du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel ; peu significative (Tableau 13). Les coefficients de variation, calculés pour chaque sous-bassin, ne dépassent pas 0,19 (Tableau 13). La plus faible valeur du coefficient est celle du sous-bassin de l'Oued Rhumel ($C_v = 0,17$). La figure 26 montre que les valeurs de pluies moyennes de chaque année hydrologique varient, dans l'ensemble de la même manière, au niveau des trois sous-bassins (Figure 26). Cependant, la différence se fait sentir dans les ordres de grandeurs des hauteurs de pluies, notamment entre celles du sous-bassin de l'Oued Rhumel et du sous-bassin côtier maritime. Ces dernières marquent un écart moyen d'environ 400 mm/an.

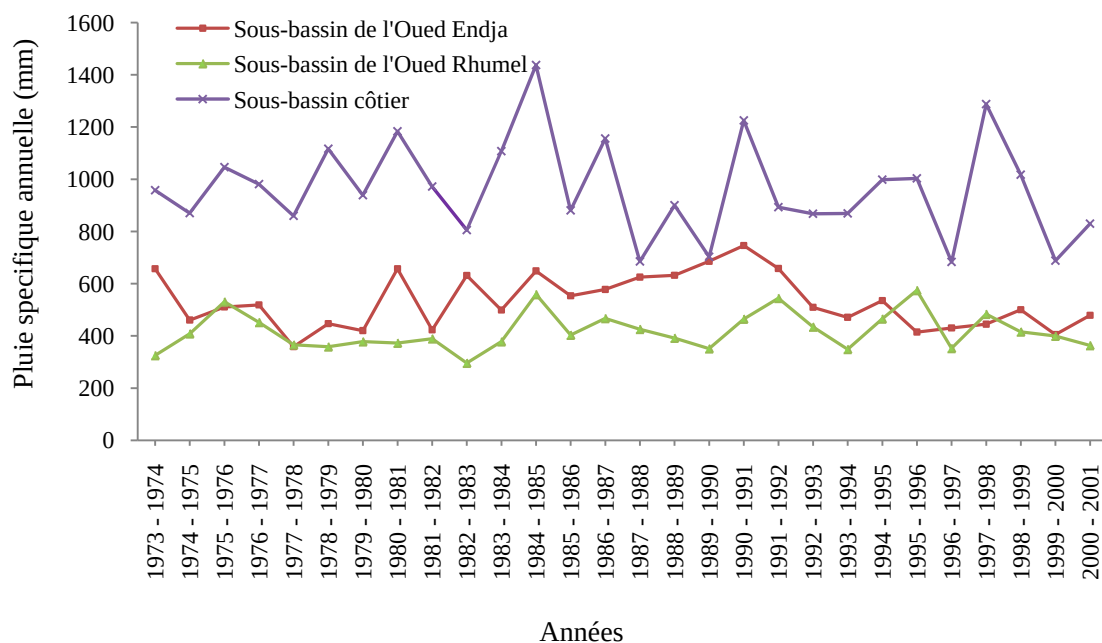


Figure 26. Variabilité interannuelle des précipitations moyennes à l'échelle des sous-bassins.

La courbe de variation représentant les hauteurs interannuelles de pluie au niveau du sous-bassin de l'Oued Endja se place dans une position intermédiaire, entre celle du sous-bassin de l'Oued Rhumel et celle du sous-bassin côtier. Ce qui témoigne, encore une fois, du fort caractère pluvieux du secteur côtier, et, en même temps, du faible régime pluvieux annuel du sous-bassin de l'Oued Rhumel. En se basant sur ces résultats, nous pouvons admettre que la forte érosion paraît plus probable dans le sous-bassin de l'Oued Endja et le sous-bassin côtier,

si nous considérons uniquement les cumuls annuels moyens ; mais cette constatation ne peut être confirmée sans l'appui des facteurs de l'érosion, tels que les pentes, le couvert végétal et la géologie. En l'occurrence, un nombre restreint d'années humides, constaté, avec les conditions géomorphologiques favorables peut fournir la condition favorable à l'apparition des formes d'érosion dès que les premières averses se manifestent. En même temps, le grand nombre des années humides ne représente pas toujours un indice de forte dégradation du milieu et de transport solide excessif (Khanchoul, 2006).

V.3. VARIABILITE MENSUELLE ET SAISONNIERE DES PRECIPITATIONS

V.3.1. Variation mensuelle et saisonnière des précipitations à l'échelle du bassin versant

La distribution et l'irrégularité des pluies à l'échelle mensuelle, combinée avec d'autres facteurs thermiques (Température, ETP etc.) le long de l'année, influencent d'une façon directe le régime saisonnier des cours d'eau et, en conséquence, le comportement hydrologique annuel de ce dernier. La pluie moyenne mensuelle, calculée pour le bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel, relative à la période allant de 1973/74 à 2000/01 est égale à 45 mm.

Pour la même période d'observation, nous constatons que la variabilité mensuelle des précipitations moyenne est plus significative ($C_v = 0,52$) que celle observée à l'échelle annuelle ($C_v = 0,14$) pour le bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel. Par ailleurs, l'analyse des valeurs de pluies moyennes de chaque mois de l'année, pour l'ensemble du réseau d'observation, fait ressortir une période humide (période où les valeurs de pluie moyenne sont supérieures à la moyenne de la période), allant du mois d'octobre jusqu'au mois d'avril et une période sèche correspondant au reste des mois de l'année (Figure 27).

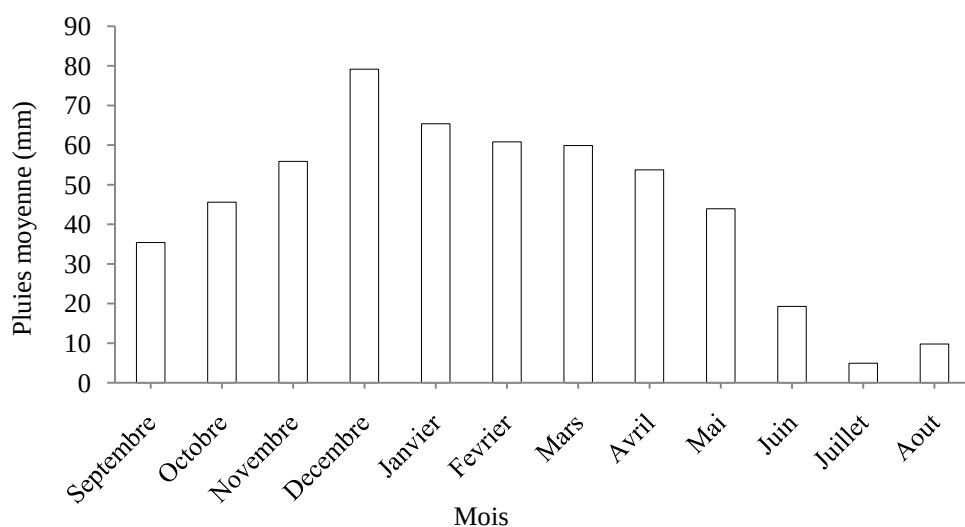


Figure 27. Variabilité mensuelles des précipitations à l'échelle du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel (période 1973/74-2000/01).

Comme le montre la figure 27, le mois de décembre est visiblement le mois le plus humide de la période de 27 ans, au niveau du bassin. La pluie moyenne du mois de décembre est estimée à 78mm, soit un dépassement d'environ 15% de la moyenne annuelle du bassin. A l'opposé, le mois de juillet représente le mois le plus sec de l'année, sa pluviométrie moyenne mensuelle estimée durant toute la période d'observation ne dépasse pas 5 mm (Figure 27).

La variabilité mensuelle des précipitations est très significative, plus encore au niveau de chaque poste d'observation (Tableau 14). Les valeurs du coefficient de variation atteignent des valeurs élevées, notamment durant la période estivale (Tableau 14). La valeur maximale est observée durant le mois de juillet correspondant au mois le plus sec dans toutes les stations. Cette valeur est égale à 3,70 et se situe à la station de Hamala (Tableau 14). Sinon, les valeurs extrêmes du second ordre du coefficient de variation sont observées durant le mois d'août, en général (Tableau 14).

Cependant, les 05 stations Koudiat Tindert, Kheneg Mechta-Khalouta Fourchi et Bellaa, installées au sud du sous-bassin de l'Oued Rhumel, montrent une variabilité mensuelle marquée, aussi bien en été que durant la saison d'automne (Tableau 14).

Pour la période automnale, ce sont notamment les coefficients de variation du mois de septembre et, parfois, d'octobre qui sont les plus élevés ; les valeurs de ce mois varient entre 0,64 (Ain Smara) et 1,14 (Ferdjioua). Cette forte irrégularité, constatée notamment durant la période d'été et en général au début de l'automne, est reliée au caractère du climat méditerranéen marqué par la manifestation d'averses violentes et de pluies orageuses imprévisibles durant la fin de l'été et le début de l'automne (Ghachi, 1982; Khanchoul, 2006; Mebarki, 1982). Justement, ce sont ces pluies à caractère orageux qui sont les plus agressives pour le sol et qui menacent le maintien et l'équilibre des versants, surtout quand elles tombent, par la période chaude, sur des terrains asséchés et, en même temps, défraichis (Khanchoul, 2006).

En revanche, la plus faible variabilité des pluies mensuelles, au niveau des 19 stations, est observée durant la fin de l'hiver et le début du printemps, notamment durant le mois de mars. En effet, ces mois indiquent la période où les pluies commencent à perdre progressivement leur caractère irrégulier et abondant, après une période très humide et, à plus forte variabilité pluvieuse. C'est durant le mois de décembre ou de janvier qu'on observe, le plus souvent, les valeurs les plus élevées du coefficient de variation de la période pluvieuse de l'année (Tableau 14).

Tableau 14. Variabilité mensuelle des précipitations au niveau des stations pluviométriques (période 1973/74 – 2000/01).

		Sept	Oct	Nov	Déc	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août
Ain Fakroun	P	36,07	32,05	33,48	42,30	36,30	32,94	36,53	34,77	47,84	22,88	9,03	13,56
	Cv	0,96	0,86	0,85	0,97	0,88	0,77	0,55	0,65	0,76	0,98	1,73	1,42
Ain Smara	P	35,80	41,69	53,18	78,68	60,31	59,80	58,08	52,01	40,35	18,14	3,14	7,57
	Cv	0,64	0,82	0,72	0,90	0,73	0,72	0,60	0,63	0,66	0,98	1,55	1,07
Chbabta	P	41,28	39,34	41,70	63,43	53,94	43,46	50,66	44,97	50,03	26,50	5,86	11,09
	Cv	1,13	1,04	1,02	0,77	0,72	0,73	0,85	0,83	0,94	1,48	2,04	1,28
Fourchi	P	36,29	25,74	28,60	37,22	30,58	34,35	39,00	35,64	42,70	19,71	6,06	12,85
	Cv	1,11	0,82	0,89	0,96	0,88	0,93	0,63	0,76	0,68	1,05	1,44	1,18
Kheneg	P	26,21	43,95	61,43	71,73	74,57	69,55	54,57	51,84	42,68	26,06	4,06	12,54
	Cv	1,03	0,81	0,69	0,76	0,65	0,75	0,67	0,67	0,76	0,91	1,80	1,01
Mechta khalota	P	31,16	27,70	36,31	46,94	39,22	35,43	39,05	39,77	40,05	22,35	4,65	7,61
	Cv	1,01	0,90	0,99	0,77	0,79	0,90	0,74	0,63	0,90	1,00	1,21	1,28
Bellaa	P	30,56	29,32	31,56	39,94	35,60	34,43	39,49	39,00	45,73	18,29	4,01	11,10
	Cv	0,75	0,92	0,96	0,88	0,85	0,82	0,84	0,82	0,84	1,43	2,02	1,02
Beni Aziz	P	41,13	43,13	72,52	98,62	82,63	92,33	81,61	72,62	50,48	16,26	9,42	7,55
	Cv	1,10	0,94	0,90	0,90	0,64	1,00	0,92	1,19	0,74	1,86	1,63	1,71
Boumalek	P	34,03	36,38	50,18	69,76	67,37	53,57	56,66	53,77	41,28	16,89	3,63	12,99
	Cv	0,89	0,92	0,80	0,82	0,68	0,72	0,74	0,74	0,81	1,17	1,99	1,08
El milia	P	37,44	94,48	114,45	145,95	113,08	99,95	89,05	72,95	43,03	10,72	3,22	8,27
	Cv	0,86	0,75	0,58	0,65	0,57	0,62	0,54	0,64	0,74	1,19	2,63	2,07
Ferdjiousa	P	28,86	30,23	35,93	72,74	69,33	57,23	49,94	52,23	34,05	20,42	1,50	8,07
	Cv	0,89	1,14	0,89	0,80	1,07	0,86	0,65	0,86	0,85	0,93	2,68	1,18
Hamala	P	35,38	65,13	81,71	126,72	121,28	111,36	94,59	65,02	46,16	13,43	3,05	8,61
	Cv	0,88	0,87	0,68	0,92	0,51	0,72	0,63	0,75	0,70	1,21	3,70	1,30
Hamma Bouziane	P	35,16	51,16	56,63	73,73	68,64	62,36	59,93	55,26	42,29	16,11	5,26	10,24
	Cv	0,72	0,86	0,65	0,86	0,67	0,78	0,60	0,59	0,69	0,84	1,60	0,90
Koudiat Tindert	P	30,60	33,06	41,92	60,75	42,81	35,62	46,73	38,73	42,30	24,93	6,26	11,70
	Cv	0,96	0,93	0,87	0,77	0,68	0,75	0,64	0,69	0,67	0,89	1,63	0,82
Ouled messaouda	P	54,31	142,51	168,78	226,50	168,70	148,26	161,07	124,94	72,36	15,43	4,54	10,60
	Cv	0,92	0,71	0,61	0,66	0,57	0,58	0,62	0,64	0,75	1,15	2,57	1,75
Ouled rahmoun	P	31,65	25,46	33,11	61,92	31,06	36,98	39,14	41,34	31,01	20,94	3,86	6,75
	Cv	0,99	0,87	0,84	1,09	0,65	0,74	0,78	0,83	0,76	1,22	1,52	1,13
Tadjnanet	P	42,79	27,61	30,82	41,15	27,55	29,72	34,79	39,12	40,42	24,51	8,49	15,12
	Cv	0,79	0,77	0,95	0,82	0,77	0,80	0,71	0,65	1,01	0,97	1,34	1,01
settara	P	29,70	82,89	111,52	145,71	117,78	107,19	100,51	80,96	48,20	11,61	2,46	4,90
	Cv	0,95	0,68	0,59	0,72	0,60	0,68	0,53	0,74	0,75	1,23	3,15	1,75
Tleghma	P	33,23	25,41	25,58	37,56	30,56	35,25	33,36	41,30	43,86	19,82	6,17	5,28
	Cv	1,11	1,10	1,20	0,90	0,89	1,18	0,66	0,79	0,84	1,57	1,83	1,33

Il est à noter que les valeurs des coefficients de variation les plus élevés, observées entre les mois de décembre et de janvier, coïncident en général avec les valeurs extrêmes de pluies qui sont observées durant le même mois, à l'exception de la station de Ferdjioua (Tableau 14). Cette dernière enregistre une pluie extrême durant le mois de décembre (72,74 mm), alors que la valeur extrême du coefficient de variation est constatée durant le mois de février pour la même station ($C_v = 1,07$).

De plus, le mois de décembre est le mois le plus humide commun pour 90% des postes d'observation. Exceptionnellement, les stations installées dans les marges méridionales du bassin, notamment celles de Tleghma, Bellaa, Ain Fakroune et Fourchi, enregistrent des valeurs de pluies extrêmes durant la période du printemps, principalement au mois de mai (Tableau 14). Ces différences, reliées à la distribution des pluies mensuelles d'un groupe de stations à un autre, sont liées à la particularité des régimes pluviométriques relatifs aux régions extrêmes sud du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel (Mebarki, 1982). Justement, selon que l'on descende en latitude, nous constatons 3 types de régimes pluviométriques :

- Régime monodal « maritime » : ce régime est observé sur les régions exposées aux étages bioclimatiques de type humide et sub-humide (Mebarki, 1982 ; Khanchoul, 2006). La variabilité mensuelle des pluies est caractérisée par une augmentation brusque de la précipitation, depuis le mois de septembre, pour atteindre un seuil maxima entre décembre ou janvier. Après cet apogée, les pluies marquent une diminution progressive jusqu'en été où elles deviennent très faibles. Le régime pluvieux des stations d'El Milia, Settara et Hamala donne un exemple typique du régime monodal de l'étage humide (Figure 28a).
- Régime de transition tellien : ce régime est caractérisé par une augmentation moins rapide de la pluie, depuis l'automne, puis un pic généralement observé en décembre. Après ce pic, la décroissance des pluies passe par un pallier pendant les mois de mars et avril avant de chuter totalement en été. Ce régime est typique aux régions telliennes soumises à un climat sub-humide et parfois semi-aride. Les stations de Hamma Bouziane et d'Ain Smara correspondent parfaitement à ce type de régime (Figure 28b).
- Régime bimodal « continental » : ce type de régime concerne les secteurs soumis exclusivement au climat semi-aride. Il s'agit d'un régime où les pluies mensuelles atteignent leurs maximas deux fois durant l'année. Ces deux périodes caractéristiques sont traduites par une variabilité en deux pics : un premier, observé généralement entre décembre et janvier et un second plus accentué, généré par l'abondance des pluies printanières et estivales. Ce sont les régions des hautes plaines constantinoises qui reflètent bien le régime pluvieux bimodal.

A cet effet, nous identifions ce type de régime, à travers les stations de Tleghma, Bellaa, et Ain Fakroun qui constituent un exemple adéquat pour ce type de régime (Figure 28c).

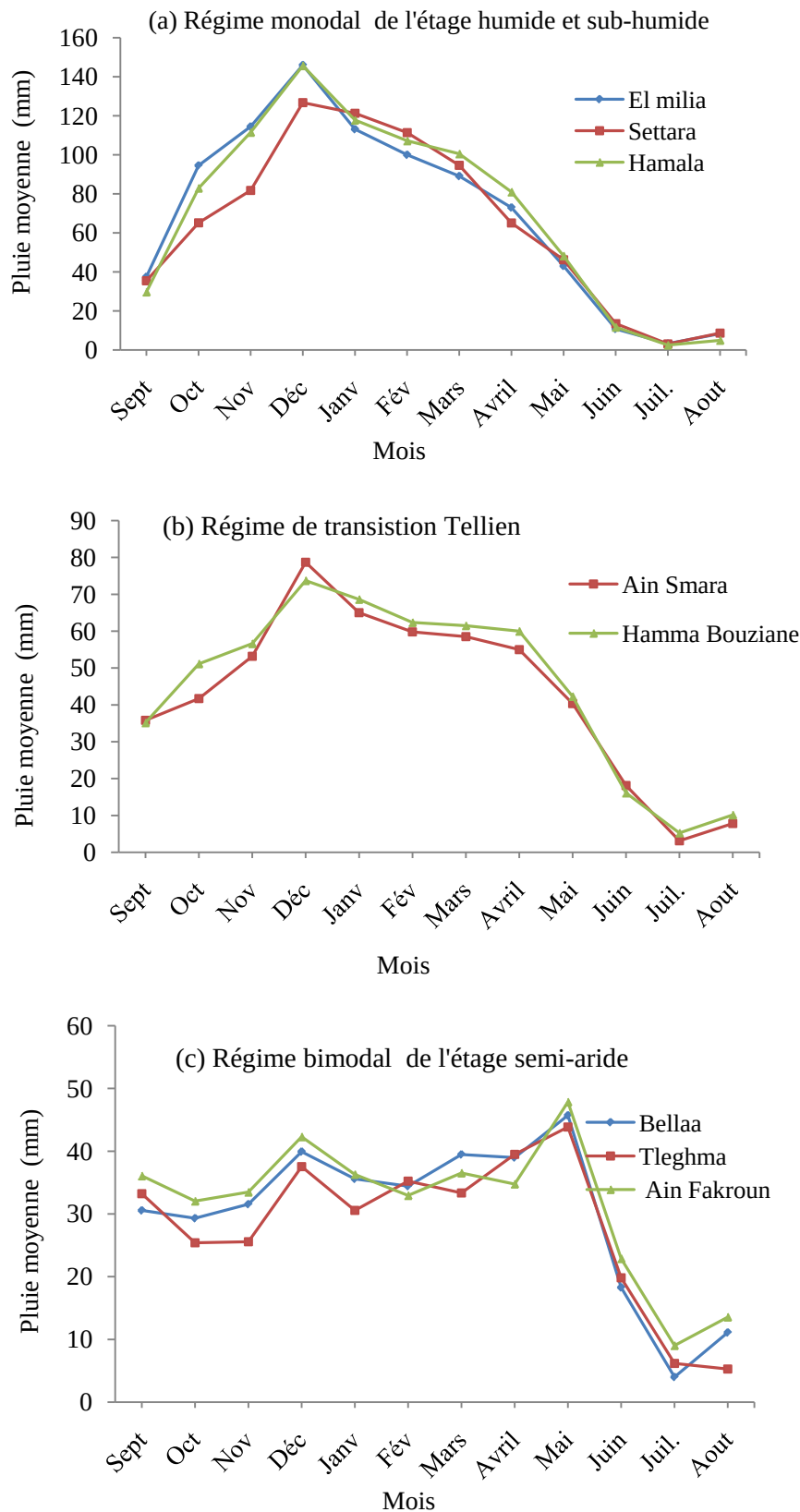


Figure 28. Régimes pluviométriques pour les différents étages bioclimatiques du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel (période 1973/74-2000/01).

La précipitation moyenne saisonnière pour le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel est égale à 134 mm. Cette moyenne saisonnière correspond au quart (25%) de celle annuelle du même bassin. Par ailleurs, nous remarquons que la variabilité saisonnière et mensuelle des pluies reste plus significative que celle à l'échelle annuelle pour le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel ($C_v = 0,54$).

La saison d'hiver est la période la plus humide de l'année, durant les 28 ans (Figure 30) dont la pluie moyenne, en cette saison, correspond à presque 38% de la pluviométrie moyenne annuelle du bassin (Figure 29). Malgré que l'on constate une diminution d'environ de 23% entre les pluies moyennes de l'hiver et du printemps, la pluie moyenne de la saison du printemps reste supérieure à celles de l'automne. Les quantités de pluie, plus au moins importantes qui persistent durant les mois de mars, avril et mai, jouent un rôle important pour le développement de la végétation pouvant freiner les ruissellements agressifs et pour la stabilisation des versants, plus au moins érodés par les pluies abondantes de la saison hivernale.



Figure 29. Variabilité des pluies moyennes saisonnières au niveau du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel (période 1973/74-2000/01).

A partir de la fin du printemps, le gradient pluviométrique saisonnier diminue brusquement entre la saison du printemps et de l'été, avec un écart important de -78%. Avec une telle diminution, l'été marque une nette individualisation caractérisant la période la plus sèche de l'année. La hauteur de pluie moyenne de la saison estivale est de seulement 34 mm.

V.3.2. Variation mensuelle et saisonnière des précipitations à l'échelle des sous-bassins

L'influence du facteur géographique sur le régime pluvieux est bien représentée au niveau des sous-bassins étudiés (Figure 30). En effet, les écarts, constatés sur les modules mensuels et saisonniers entre le sous-bassin côtier et le sous-bassin de l'Oued Endja sont importants et

impliquent une forte variabilité spatiale des précipitations entre les régions côtières, centrales et méridionales.

Durant la période de 28 ans, on passe d'une pluie moyenne mensuelle de 35 mm (sous-bassin de l'Oued Rhumel) à une moyenne extrême de 80 mm (sous-bassin côtier). En revanche, la pluie moyenne mensuelle calculée pour le sous-bassin de l'Oued Endja est semblable à celle du bassin régional (45 mm). Bien que le mois de décembre et de juillet représentent, respectivement, les mois extrêmes humides et extrême secs dans l'ensemble des 03 sous-bassins ; les périodes humides (périodes dans lesquelles les pluies moyennes de chaque mois dépassent la moyenne des 12 mois de l'année), quant à elles, diffèrent d'un sous-bassin à un autre (Figure 30).

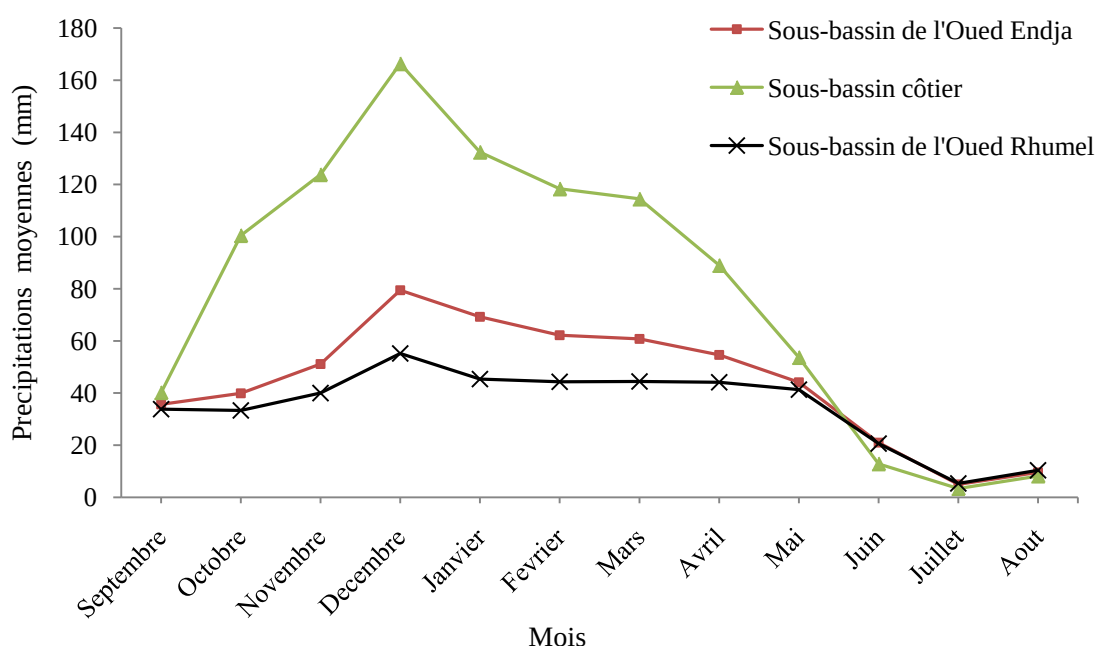


Figure 30. Variabilité des pluies moyennes mensuelles au niveau des sous-bassins étudiés (période 1973/74-2000/01).

Effectivement, la période humide pour le sous-bassin côtier maritime est pareille à celle du bassin régional et dure 07 mois (d'octobre à avril), par contre, celle du sous-bassin de l'Oued Endja est plus courte (06 mois) et débute à partir de novembre et se prolonge jusqu'à avril. Celle du sous-bassin de l'Oued Rhumel dure 7 mois, mais débute en novembre et se prolonge jusqu'au mois de mai (Figure 30). L'allure de la courbe relative au sous-bassin côtier témoigne de la forte abondance des pluies en ce secteur et s'écarte des autres courbes d'un écart moyen de +50 mm, notamment durant la période entre octobre et avril. L'apogée, observée durant le mois de décembre dans le sous-bassin côtier correspond à presque 175 mm (Tableau 15), soit 32% de la pluie moyenne annuelle du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel. Contrairement

à la variabilité annuelle des précipitations, à l'échelle du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel, l'irrégularité des pluies, à l'échelle mensuelle et au niveau des 03 sous-bassins, est proportionnelle à l'ordre de grandeur des pluies moyennes de chaque sous-bassin (Tableau 15). Le sous-bassin de l'Oued Rhumel montre la plus faible valeur du coefficient de variation ($C_v = 0,44$) tandis que celle du sous-bassin côtier est la plus élevée ($C_v = 0,68$).

Tableau 15. Pluies moyennes mensuelles et paramètres de dispersion au niveau des sous-bassins période (1973/74-2000/01).

Mois	Pluies moyennes mensuelles (mm)		
	Sous-bassin de l'Oued Endja	Sous-bassins de l'Oued Rhumel	Sous-bassin côtier maritime
Septembre	35,66	33,82	40,18
Octobre	39,91	33,32	100,43
Novembre	51,10	39,98	123,79
Décembre	79,41	55,17	166,33
Janvier	69,19	45,37	132,41
Février	62,14	44,34	118,33
Mars	60,73	44,41	114,45
Avril	54,58	44,13	88,98
Mai	44,15	41,30	53,66
Juin	20,98	20,61	12,86
Juillet	4,97	5,34	3,39
Aout	9,58	10,35	8,20
$\bar{P}$ (mm)	45	34,84	80,25
σ	23,32	15,18	54,84
C_v	0,53	0,44	0,68

σ : Ecart type ; $\bar{P}$: pluie moyenne mensuelle ; C_v : coefficient de variation

A l'échelle des saisons, les périodes d'hiver et d'été restent respectivement les périodes les plus humides et sèches de l'année, pour les 03 sous-bassins (Figure 31). Sinon le sous-bassin côtier se démarque, toujours par rapport aux autres unités hydrologiques, par une moyenne pluvieuse nettement plus élevée, durant la période des 28 ans.

La pluie moyenne saisonnière de ce dernier atteint 241mm, soit un dépassement de 81% de celle estimée pour le sous-bassin de l'Oued Endja et de 130% par rapport à celle du sous-bassin de l'Oued Rhumel.

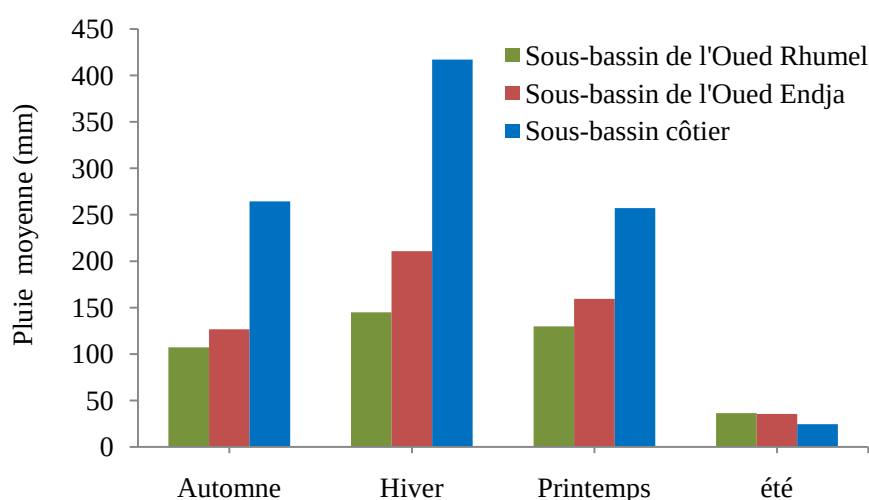


Figure 31. Variabilité des pluies moyennes saisonnières au niveau des sous-bassins (Période 1973/74-2000/01).

Par ailleurs, il semble que la pluie moyenne de la saison de printemps, s'impose à celle de la période d'automne dans l'ensemble des sous-bassins (Figure 31). Paradoxalement, le sous-bassin maritime qui marque le plus fort module pluviométrique en saison humide, indique la plus faible moyenne de pluie durant la saison estivale (24mm). C'est moyenne est inférieure à celle des autres sous-bassins d'environ 10mm (Figure 31).

V.4. PLUIES EXTREMES ET AVERSES GENERATRICES DE CRUES

Ce sont les pluies extrêmes observées durant la journée qui déclenchent les crues génératrices de transport solide (Khanchoul, 2006). L'interprétation du caractère extrême de l'écoulement fluvial favorisant le détachement et le transport des matières solides implique une analyse des séries de précipitations à une échelle temporelle plus précise, voire journalière (Khanchoul, 2006; Mebarki, 1982). Or, les mesures, à pas de temps journalier, effectuées au niveau du réseau d'observation du bassin étudié sont malheureusement les moins disponibles. De plus, les séries d'observation journalières, au niveau des secteurs où l'intensité des pluies est importante (secteur maritime), sont malheureusement les moins disponibles, mise à part celle mesurée à la station de Hamala. Cette station contrôle l'une des régions de la partie amont du secteur le plus arrosé (Figure 22). Après un dépouillement des séries journalières disponibles, nous avons retenu aussi les séries journalières de 07 autres stations supplémentaires (Tableau 16). Ces dernières ont été choisies du fait de la qualité de leur mesure et aussi de leur répartition stratégique et représentative de chacun des étages bioclimatiques du bassin : humide, sub-humide et semi-aride (Tableau 16).

Les hydrologues supposent, d'une façon arbitraire, que des hauteurs d'eau précipitées, égales ou supérieures à 30 mm pendant 24 heures, correspondent à des pluies torrentielles (Khanchoul, 2006; Mebarki, 1982). Les régions à caractère pluvieux abondant peuvent enregistrer des hauteurs d'eau plus importantes, à 30 mm en 24heurs : pour cela, nous avons, également, pris en considération les hauteurs supérieures ou égales a 100mm en 24 heures, pour identifier les pluies extrêmes torrentielles.

Les stations étant classées par ordre décroissant de latitude (du nord vers le sud) montrent que le nombre total de jours de pluies torrentielles (>30mm en 24 heures) de la période 1973/1974 à 2000/2001 diminue progressivement, à partir de la station relevant du secteur humide et tellien vers celles situées en régions des hautes plaines (étage semi-aride) (Tableau 16).

La station de Hamala qui possède la moyenne annuelle la plus importante (773 mm) des 8 stations durant la période de référence a enregistré une pluie torrentielle (> 30mm en 24 heures) pendant 184 jours, soit une moyenne de 7 jours/an. La pluie extrêmement torrentielle (≥ 100 mm en 24 heures) n'est observée qu'au niveau des stations relevant du secteur le plus arrosé du bassin : Hamala et Béni Aziz (Tableau 16) avec un nombre total de jours nettement moins élevé que celui des pluies torrentielles (entre 2 et 5 jours/an). Ces pluies extrêmes ont été enregistrées entre les mois de décembre et février (Tableau 16). Bien que leur fréquence de récurrence soit relativement faible durant l'année, ces averses peuvent provoquer des crues dévastatrices et l'apparition des sapements de berge et glissements de terrain.

A l'opposé, la station d'El Fourchi (Ain M'lila) qui possède le module annuel le plus faible des 08 stations (349 mm) n'a reçu de pluie torrentielle que pendant seulement 33 jours (soit une moyenne de 1 jour/an). Comme pour la station de Fourchi, les stations de Belaa, Ain Fakroun et Mechta Khalouta, localisées dans les hautes plaines constantinoises, possèdent presque les mêmes fréquences d'apparition de pluies torrentielles (pas plus de 1,5 jour/an). Les faibles quantités de pluies observées à longueur d'année en ces régions méridionales est du à la semi-aridité du climat en ces régions (Tableau 16).

Les valeurs extrêmes excédentaires des hauteurs de pluies, pour les 08 stations analysées, coïncident parfaitement avec les mois les plus humides de chaque station (décembre et mai). De plus, l'ordre de grandeur de ces valeurs extrêmes est proportionnel à celui de leurs moyennes annuelles. En revanche, les années extrêmes humides, identifiées précédemment pour chaque station (Tableau 12), n'indiquent pas forcément l'année où l'on observe la plus forte valeur de pluie journalière.

Tableau16. Fréquence des précipitations journalières extrêmes période (1973/74-2000/01).

	Hamala			Beni Aziz			Hama Bouziane			Chbabta			Mechta khalouta			Bellaa			Ain Fakroun			Fourchi (Ain M'lila)		
	Nbr > 30mm	Nbr ≤ 30mm	Nbr	Nbr > 30mm	Nbr ≤ 30mm	Nbr	Nbr > 30mm	Nbr ≤ 30mm	Nbr	Nbr > 30mm	Nbr ≤ 30mm	Nbr	Nbr > 30mm	Nbr ≤ 30mm	Nbr	Nbr > 30mm	Nbr ≤ 30mm	Nbr	Nbr > 30mm	Nbr ≤ 30mm	Nbr	Nbr > 30mm	Nbr ≤ 30mm	Nbr
Sep	4	128	0	7	91	0	5	177	0	5	216	0	6	165	0	4	140	0	4	134	0	3	218	0
Oct	6	187	0	14	125	0	10	232	0	3	234	0	3	184	0	2	139	0	0	127	0	3	228	0
Nov	15	242	0	19	161	0	6	312	0	2	293	0	3	240	0	4	144	0	2	182	0	1	272	0
Déc	56	217	1	31	170	1	13	323	0	11	305	0	8	285	0	5	190	0	7	186	0	8	277	0
Jan	36	279	1	26	178	0	7	332	0	4	312	0	4	319	0	3	200	0	4	187	0	3	291	0
Fév	20	248	0	28	191	1	5	297	0	2	267	0	2	231	0	3	215	0	1	169	0	2	264	0
Mars	25	211	2	17	176	0	5	310	0	6	295	0	3	252	0	2	196	0	5	181	0	3	274	0
Avril	15	232	1	13	153	0	5	308	0	3	274	0	3	234	0	2	202	0	3	173	0	2	270	0
Mai	4	189	0	8	145	0	6	215	0	5	221	0	7	208	0	5	204	0	5	162	0	4	272	0
Juin	1	72	0	0	63	0	0	120	0	2	136	0	1	140	0	4	94	0	1	108	0	1	166	0
Juill	2	51	0	0	22	0	0	63	0	1	82	0	0	76	0	0	43	0	0	40	0	0	78	0
Aout	0	66	0	1	49	0	0	92	0	0	113	0	0	85	0	3	83	0	2	71	0	1	86	0
Total	184	2122	5	164	1524	2	62	2781	0	44	2748	0	40	2419	0	37	1850	0	34	1720	0	31	2696	0
Pjmax (mm) PO	159 Décembre 1984			104 Décembre 1984			92 Décembre 1984			77 Décembre 1983			73 Décembre 1981			71 Mai 1991			63 Mai 1992			62 Mai 1996		

Pjmax : Valeurs de la pluie journalière maximale exprimée en millimètres.

PO : Période d'observation de la Pjmax (Mois-Année).

Cependant, la coïncidence entre l'année la plus humide de la période de 30 ans avec celle de l'apparition de la valeur extrême journalière est constatée uniquement au niveau des stations de Hamala, Hamma Bouziane, Fourchi et Mechta Khalouta (Tableaux 12 et 16).

Néanmoins, l'année extrême commune (1984/1985) pour l'ensemble de la période (1973/1974-2000/01) reste l'année où l'on enregistre le plus fréquemment les valeurs extrêmes journalières dans les 08 stations étudiées.

Il est à souligner que les fréquences de récurrence les plus élevées, observées durant la période de 28 ans, sont celles des pluies ayant des hauteurs entre 0 et 30 mm en 24 heures. Ces fréquences varient entre 50 et 93 jours par an et sont d'autant plus élevées pour les stations ayant les modules pluvieux annuels les moins élevés (Bellaa, Fourchi, Ain fakroun, Mechta Khalouta). Ces averses ne peuvent déclencher une érosion hydrique intense à court terme ; toutefois, elles peuvent considérablement contribuer à l'altération progressive des roches plus ou moins friables, au lessivage des particules du sol et à la saturation des sols perméables en période humide, favorisant par endroit un écoulement de surface important. Cependant, les effets de quelques averses extrêmes observées surtout à la station de Hamala avec 159 mm (23 décembre 1984) peuvent être plus dramatiques pour les sols par l'initiation de rigoles, de ravines et le transport de grandes quantités de sédiments dans les cours d'eau (Khanchoul, 2006).

V.5. FACTEUR EVAPO-THERMIQUE

V.5.1. Données thermométriques

L'insuffisance de mesures thermométriques aux limites du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel se fait plus sentir encore, par rapport à celle des précipitations. Le réseau d'observation de l'ANRH (l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) inclus dans le bassin étudié est constitué majoritairement de postes d'observation incluant des mesures pluviométriques et hydrométriques. Les postes d'observation à caractère pluvio-thermique ou thermique sont rares et possèdent généralement des séries très anciennes par rapport à la période étudiée. D'autre part, les stations de mesure thermiques appartenant aux services de l'ONM (Office National de Météorologie) sont installées, généralement, à proximité des grandes villes et des aérodrômes avec une densité d'un seul poste par ville.

De ce fait, nous avons, donc, retenu les stations de Constantine et celle d'El Eulma appartenant aux services de l'ONM, puisqu' à l'exception de la station de Constantine aucune station du même service n'est disponible et celle d'El Eulma correspond au poste le plus proche des

limites géographiques de notre zone d'étude sur sa partie sud. Sinon, pour celles affiliées au réseau de l'ANRH, seule la station d'El Milia dispose de séries mensuelles de températures. La période commune entre les séries de températures et des précipitations au niveau de la station d'El Milia est de 20 ans (allant de 1981/82 à 2000/01).

De ce fait, et dans le cadre de cette partie de notre travail nous nous baserons sur cette période de 20 ans pour entamer l'analyse et l'interprétation de la variabilité des températures et de l'évapotranspiration potentielle au regard des précipitations.

Sachant que les stations choisies affiliées à l'ONM (Station de Constantine et El Eulma) ne disposent que des mesures thermométriques, et que nous sommes tenus d'élaborer des diagrammes ombro-thermiques, nous avons donc confronté les séries de températures à celles des précipitations correspondant aux stations de références de l'ANRH, à l'exception de la station d'EL Milia qui possède déjà des mesures pluvio-thermiques.

La confrontation des données a été configurée comme suite : Précipitations de la station d'Ain Smara (région de Constantine) avec les séries de températures de la station de Constantine ; les séries de températures de la station d'El Eulma avec les précipitations de la station de Bellaa.

Etant donné la répartition géographique des 03 stations choisies, nous considérons que du nord vers le sud, ces dernières sont plus ou moins représentatives des régimes pluvio-thermiques des secteurs : humide (station d'El milia), sub-humide tellien (station de Constantine) et semi-aride des hautes plaines (station de Bellaa).

V.5.2. Régime et variabilité pluvio-thermique

Les diagrammes ombro-thermiques des trois stations en question montrent que les périodes sèches et chaudes, celles humides et froides sont plus au moins décalées d'une station à une autre durant la période de 1981/82 à 2000/01 (Figure 32).

Exceptionnellement à la station de Bellaa, la saison froide et humide débute à partir du mois d'octobre et se termine à la mi-mai. Pour le reste des stations, cette même période débute un peu plus tôt durant la période entre septembre et octobre et se termine quelques jours juste après la fin du mois de mai (Figure 32).

Les températures moyennes maximales pour la période de 20 ans sont observées durant le mois d'août pour les stations d'El Milia et de Constantine avec des valeurs égales à 25,34°C (El Milia) et 26,19° (Constantine).

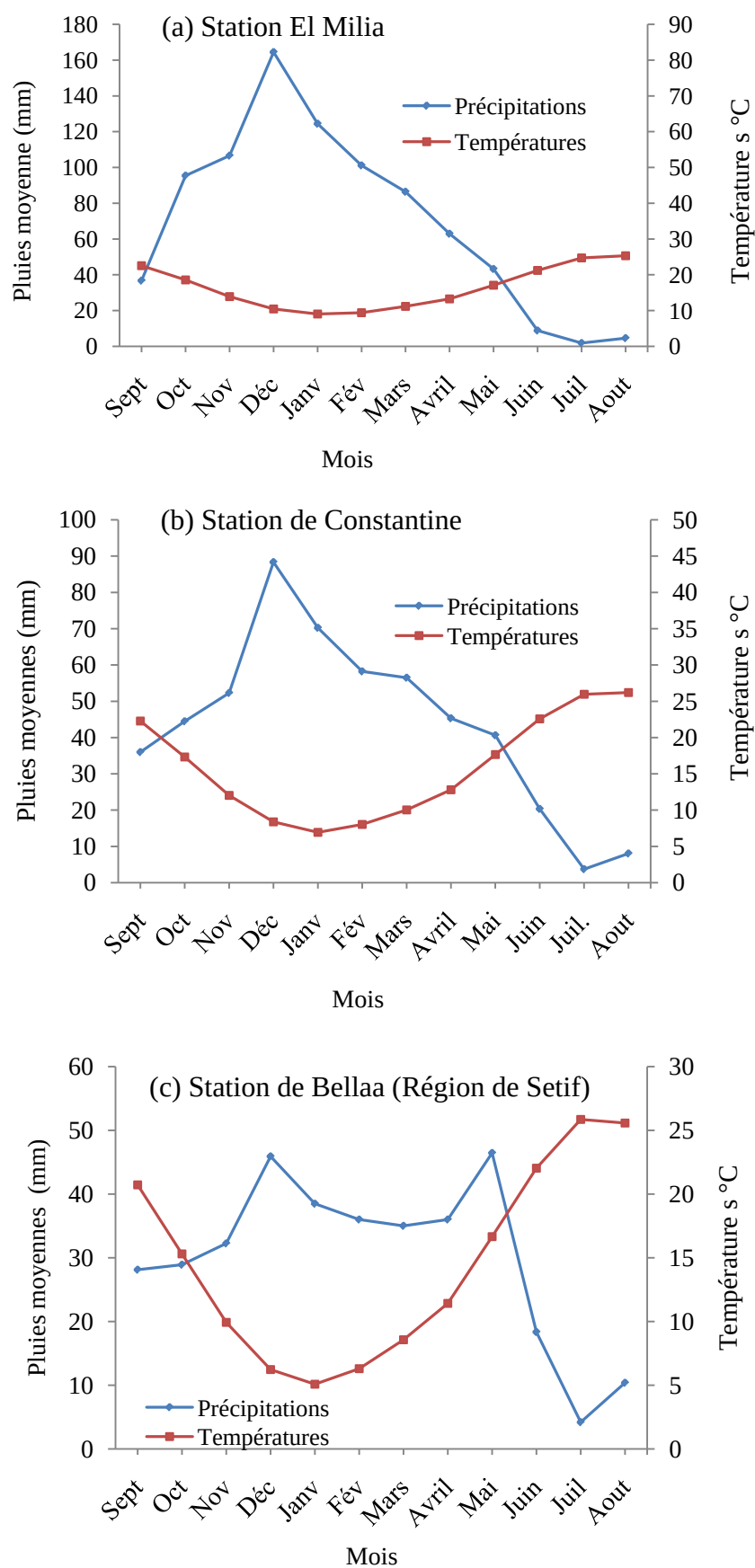


Figure 32. Diagrammes ombro-thermiques des stations de référence (1981/82-2000/01).

Par contre, au niveau de la station de Bellaa (Figure 32c), le maxima est enregistré en juillet avec une valeur proche de 26°C. Le mois de janvier est le mois le plus froid et, ce, au niveau des 03 stations : la température moyenne en ce mois varie de 5 °C (station de Bellaa) à 9°C (station d'El Milia). Ces valeurs montrent que les régimes thermiques des différentes parties du bassin représentées par les 03 stations sont marqués par des nuances régionales bien présentes.

Il semble que les températures moyennes annuelles du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel décroissent progressivement du nord vers le sud, autrement dit, depuis la station d'El Milia qui représente le secteur maritime avec 16,40°C jusqu'à la station de Bellaa, caractérisant le secteur des hautes plaines constantinoises (14,47°C). Cependant, la moyenne annuelle de l'ensemble des stations est de 16°C.

Bien que la tendance générale des températures moyennes mensuelles décroît, elle aussi du nord vers le sud, on remarque particulièrement, pour les stations de Bellaa et celle de Constantine une diminution rapide des températures mensuelles depuis la fin de la période chaude et pendant la période froide (Figures 32b et 32c). Pour la station d'El Milia, cette diminution est visiblement plus progressive et moins brusque (Figure 32a). Ceci est dû à la rugosité des hivers du climat continental et à l'effet régulateur de la mer, en été, notamment en climat humide (Mebarki, 1982).

La diminution brusque des températures en chaque station durant les périodes citées est traduite par les valeurs d'amplitudes thermiques (écarts entre le mois le plus chaud et celui le plus froid). Les écarts thermiques (Δt) ou amplitudes thermiques (différence entre les températures mensuelles maximales et minimales) calculés en chaque station évoluent à l'inverse du gradient thermique, soit du sud vers le nord (Tableau 17). Ceci témoigne du fait que le climat du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel est de plus en plus continental en allant vers le sud, avec un rapport inverse (Mebarki, 1982). Au niveau des hautes plaines, l'effet de la continentalité est soulevé par les observations de la station de Bellaa (Tableau 17).

Les massifs montagneux longitudinaux du Tell, traversant le bassin en sa partie centrale, font obstacle aux influences du climat maritime sur les régions des hautes plaines, localisées au sud du bassin (Mebarki, 1982). L'opposition entre le climat continental et celui du littoral se fait sentir par le décalage du mois le plus chaud qui est observé en juillet à la station de Bellaa, plutôt qu'en août, sur les stations d'El Milia et Constantine (Tableau 17). Ce décalage est conditionné par l'effet des variations rapides de températures en régions continentales comme l'indique la valeur extrême du coefficient de variation qui atteint 0,53 à la station de Bellaa.

La région littorale, quant à elle, représentée par la station d'El Milia indique la plus faible irrégularité des températures ($C_v = 0,37$).

Tableau 17. Températures et précipitations moyennes mensuelles, période (1981/82-2000/01).

Mois	El Milia		Constantine		Bellaa	
	T (°C)	P (mm)	T (°C)	P (mm)	T (°C)	P (mm)
Septembre	22,56	36,80	22,28	35,97	20,73	28,13
Octobre	18,57	95,44	17,33	44,48	15,31	28,92
Novembre	13,91	106,62	12,03	52,28	9,93	32,27
Décembre	10,46	164,53	8,38	88,34	6,24	45,91
Janvier	9,03	124,44	6,93	70,25	5,08	38,49
Février	9,40	101,19	8,02	58,23	6,30	36
Mars	11,18	86,42	10,02	56,46	8,57	35
Avril	13,27	63,01	12,81	45,28	11,43	36
Mai	17,07	43,29	17,65	40,61	16,66	46,45
Juin	21,22	8,90	22,56	20,31	22,03	18,35
Juillet	24,72	1,89	25,96	3,73	25,86	4,20
Aout	25,34	4,57	26,19	8,04	25,57	10,39
$\bar{X}$	16,4	69,70	16	44,19	14,47	30
C_v	0,37	0,74	0,56	0,44	0,53	0,44
Δt (°C)	16,30		19,27		20,78	

$\bar{X}$: Valeurs moyennes des températures et des précipitations ; T : Températures moyennes mensuelles en degrés Celsius ; Δt : Amplitude thermique en degrés Celsius.

La comparaison entre les valeurs du coefficient de variation calculées pour les séries des précipitations et pour celles des températures indique que l'irrégularité des pluies est de plus en plus significative du sud vers le nord, alors que celle des températures s'accroît dans le sens inverse (Tableau 17).

En dehors des conditions orographiques et d'autres facteurs climatiques qui influencent le caractère pluvieux et thermique sur quelques régions spécifiques du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, on admet que les modules thermiques annuels augmentent graduellement toujours du nord vers le sud en Algérie et que les cumuls annuels des précipitations évoluent dans le sens inverse. Par ailleurs l'analyse des tendances moyennes des facteurs climatiques reste dépendante à l'étendue et à la fiabilité des mesures météorologiques utilisées.

V.5.3. Evapotranspiration potentielle (ETP)

La mesure de l'évapotranspiration potentielle (ETP) permet d'estimer la tranche d'eau susceptible d'être évaporée par le couvert végétal et donc sur le potentiel absorbant du sol.

Un taux annuel d'ETP élevé dans une région, implique sans doute un déficit hydrique important d'autant plus que la hauteur d'eau annuelle précipitée est inférieure à celle évaporée. Selon la formule utilisée, la hauteur d'ETP exprimée en millimètres, peut dépendre de plusieurs facteurs en plus des facteurs météorologiques et géographiques.

Pour des raisons de simplicité et compte-tenu des données qui sont à notre disposition, les valeurs relatives à l'évapotranspiration potentielle ont été déduites à partir du bilan hydrique de Thornthwaite (1948) :

$$ETP = 16 \times \left[\frac{10 \times \bar{T}}{I} \right]^a \times f(m, \varphi) \quad (\text{Eq.1})$$

Avec:

ETP(m) : Hauteur d'évapotranspiration moyenne du mois en millimètre (m = 1 à 12),

$\bar{T}$: Moyenne interannuelle des températures du mois, exprimée en degrés Celsius,

a : Exposant égal à : $0,016 \times I + 0,5$

I : Indice thermique annuel : $I = \sum_{m=1}^{12} i(m)$; $i(m) = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$

Les hauteurs moyennes de l'évapotranspiration potentielle (ETP) calculées selon (Eq.1) pour les différentes stations sont représentées dans le tableau ci-dessous.

Tableau 18. Hauteurs d'évapotranspiration potentielles et des précipitations (1981/82-2000/01).

		Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Total (mm)
El Milia	P (mm)	124,4	101,2	86,4	63,0	43,3	8,9	1,9	4,6	36,8	95,4	106,6	164,5	837
	ETP (mm)	18,8	19,6	32,0	45,9	77,7	113,7	150,3	<u>146,6</u>	106,7	71,9	38,9	23,3	845
Constantine	P (mm)	70,2	58,2	56,5	45,3	40,6	20,3	3,7	8,0	36,0	44,5	52,3	88,3	524
	ETP (mm)	12,5	15,3	28,6	44,7	83,8	130,0	165,7	<u>156,1</u>	104,6	66,4	31,0	16,2	855
Bellaa	P (mm)	38,5	27,7	33,4	31,4	46,5	18,4	4,2	10,4	28,1	28,9	32,3	45,9	346
	ETP (mm)	9,3	12,6	24,7	41,4	81,8	127,3	166,1	<u>152,7</u>	97,8	57,5	26,0	12,3	810

La hauteur moyenne de l'ETP, estimée pour les 03 stations est relativement importante et est égale à 835 mm/an durant la période allant de 1981/1982 à 2000/01. Cette moyenne est supérieure au module pluviométrique annuel de ces mêmes stations d'environ 47%.

Ce dépassement est aussi constaté au niveau de chacune des stations, mais avec des ordres d'écart différent. L'écart entre l'ETP et la précipitation annuelle s'accroît du nord vers le sud, autrement dit, depuis la station d'El Milia (+8,20 mm) jusqu'à celle de Bellaa où il atteint une valeur extrême de +464 mm (Tableau 18).

L'analyse des moyennes mensuelles de l'ETP et des précipitations des 03 stations fait ressortir deux périodes bien distinctes : un semestre durant lequel les hauteurs de précipitations dépassent celles de l'ETP (Novembre - Avril) et un semestre déficitaire pendant lequel il se produit l'inverse (Figure 33).

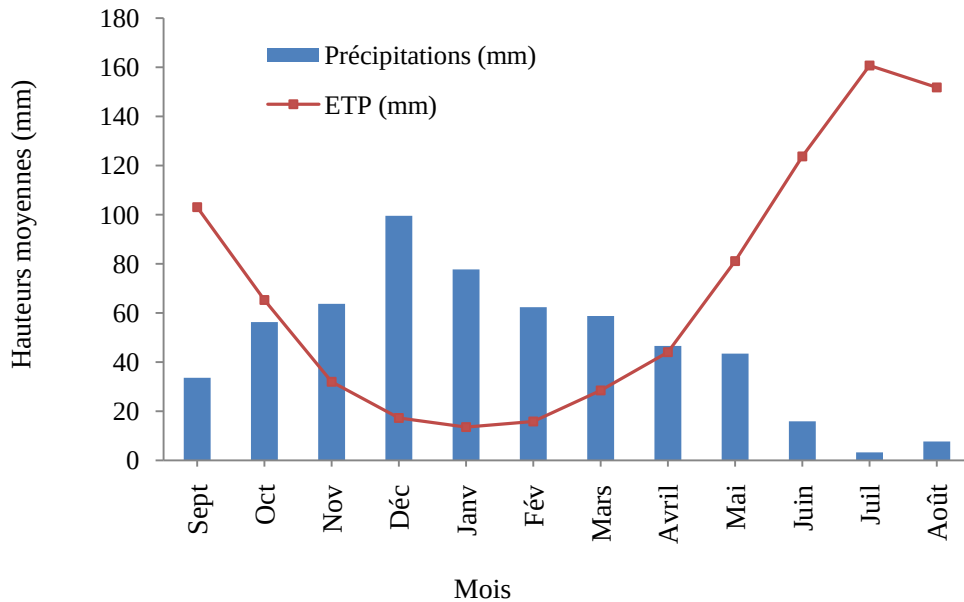


Figure 33. Variabilité de l'ETP et des précipitations moyennes mensuelles pour les stations de référence (période 1981/82-2000/01).

Comme le montre la figure 33, les valeurs de l'ETP deviennent plus faibles pendant les mois froids et pluvieux et augmentent progressivement avec le développement de la végétation au cours de la saison du printemps et sous l'effet de l'augmentation des températures. L'augmentation de l'ETP s'interrompt durant le mois le plus chaud (juillet) où elle atteint son maximum (Figure 33). L'équilibre ou le rapprochement entre les hauteurs de l'ETP et des précipitations se produit généralement durant le mois d'avril.

Toutefois, la variabilité des facteurs évapo-thermiques et climatiques durant l'année agricole peut avoir des influences plus ou moins importantes sur les écoulements fluviaux et, donc, sur l'érosion hydrique des sols à court et à long terme. Ces facteurs peuvent interagir différemment sur les régions du bassin, selon leurs nuances géographiques, précédemment soulevées.

V.6. ETAGES BIOCLIMATIQUES DU KEBIR-RHUMEL

Afin de confirmer les déductions tirées avant et de mieux comprendre l'origine des nuances géographiques des précipitations, nous avons procédé à l'identification des étages bioclimatiques du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel. Pour ce faire, nous nous sommes référés à la carte des étages bioclimatiques réalisée par Côte (1998) pour les régions de l'Est algérien. Cette

dernière a été reproduite aux limites du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 34). Pour apporter plus de précision dans les interprétations, nous avons matérialisé sur la même carte les 19 postes pluviométriques étudiés précédemment ainsi que les limites géographiques des sous-bassins de l'Oued Rhumel, Endja et côtier afin de mieux comprendre les contrastes climatiques constatés sur ces derniers (Figure 34).

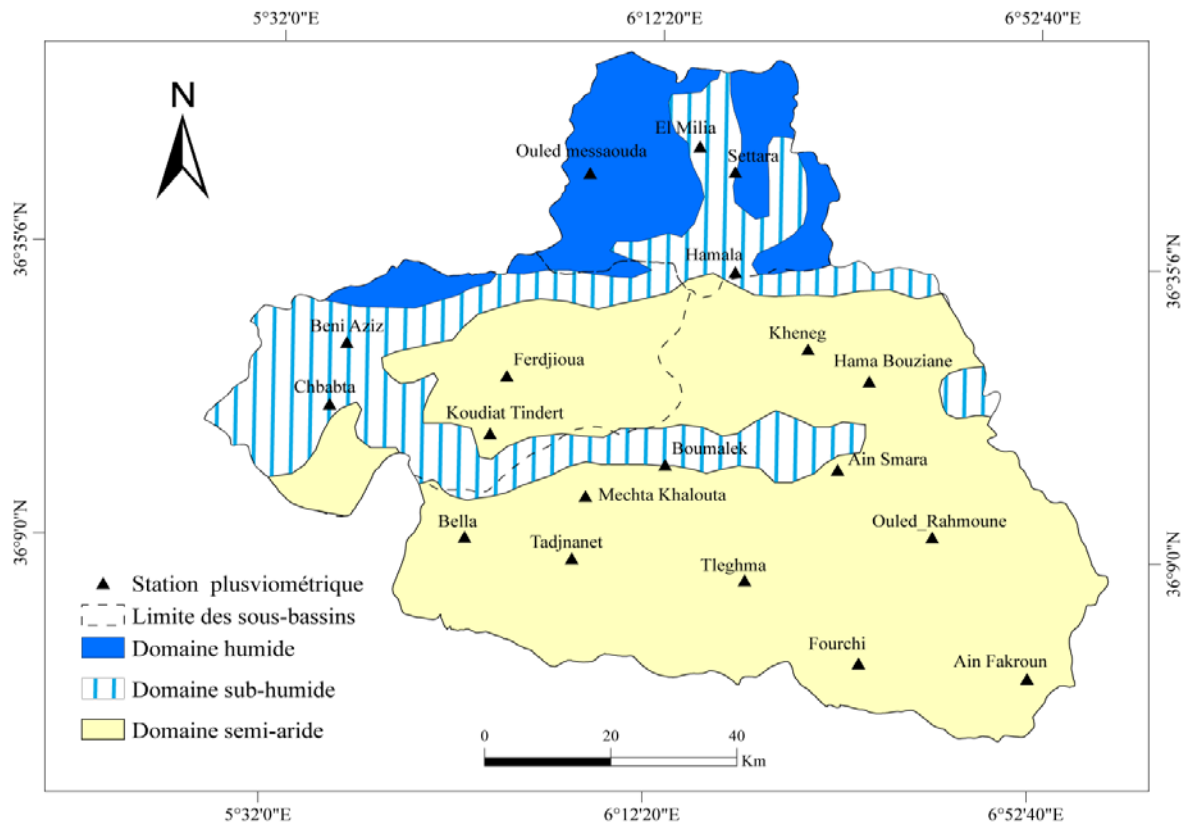


Figure 34. Carte des étages bioclimatiques au niveau du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel selon Côte (1998).

La carte ci-dessus indique que, du nord vers le sud, l'on distingue trois différents étages climatiques aux limites du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel : l'étage humide, l'étage sub-humide et l'étage semi-aride. Cependant, la répartition spatiale de ces derniers au niveau du bassin est loin d'être homogène et paraît assez complexe, notamment au niveau du bassin moyen où les étages sub-humide et semi-aride se côtoient aussi bien en longitude qu'en latitude (Figure 34).

Le domaine semi-aride semble être traversé d'est en ouest par une bande sub-humide imposant une alternance entre l'étage semi-aride et l'étage sub-humide, dans le sens sud-nord (Figure 34). Ceci témoigne de la complexité des processus d'interaction, entre les facteurs évapo-

thermiques et orographiques qui caractérisent le domaine du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

Néanmoins, le calcul des proportions de surface de chaque étage bioclimatique confirme les ordres de grandeurs des précipitations et des températures moyennes précédemment estimées.

D'après les valeurs du tableau 19, on conclut que le régime pluvieux du bassin étudié est largement influencé par la semi-aridité du climat qui s'impose sur plus de la moitié de la superficie du bassin, soit 66% (Tableau 19). Le domaine humide, caractérisé par une forte abondance des pluies occupe la plus faible portion de surface (12%). Sinon, l'étage sub-humide, correspondant au domaine intermédiaire entre le semi-aride et l'humide, représente 22 % de la superficie totale du bassin (Tableau 19).

Tableau 19. Proportion de surface occupée par les étages bio-climatiques du bassin.

Etages bio-climatiques	Surfaces occupées (%)			
	Bassin de l'Oued Kébir-Rhumel	Sous-bassin de l'Oued Rhumel	Sous-bassin de l'Oued Endja	Sous-bassin côtier
Humide	12	/	7	67
Sub-humide	22	10	47	32
Semi-aride	66	90	46	1

Par ailleurs, il semble que le sous-bassin de l'Oued Rhumel est l'unité hydrologique la plus exposée à la semi-aridité du climat (90%), ce qui justifie clairement les faibles valeurs des précipitations constatées en cette unité. Le sous-bassin de l'Oued Rhumel est totalement à l'abri du climat humide, cependant, seulement 10% de sa superficie est soumise au climat sub-humide (Figure 34).

La partie occidentale du bassin, représentée par le sous-bassin de l'Oued Endja, marque, quant à elle, un contraste flagrant par rapport à la partie orientale. Effectivement, le passage du semi-aride vers l'humide est plus homogène par rapport à la superficie, mais avec quand même une légère dominance de l'étage sub-humide sur les autres domaines existants. Malgré l'éloignement de cette région par rapport au littoral, on retrouve une influence du domaine humide aux limites extrêmes orientales occupant 7% de la superficie de cette région.

Le régime pluvieux important du sous-bassin côtier est imposé par le climat humide qui domine en ce dernier à plus de 67%, ne laissant place à la semi-aridité que sur une petite portion négligeable de sa partie amont (1%). Le reste de la superficie de ce dernier (32%) relève du domaine sub-humide.

Conclusion

La synthèse climatique réalisée en ce chapitre a permis d'identifier les grands traits du climat du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel en l'occurrence son caractère pluvieux. La précipitation moyenne annuelle du bassin étudié durant la période 1973/74-2000/01 est de 534mm. Ce module devrait être plus important encore sans l'influence de la semi-aridité qui s'impose sur plus de la moitié de sa superficie. Le module pluvieux annuel du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel est soutenu par celui du sous-bassin côtier maritime qui correspond à presque à son double (963 mm).

Par ailleurs, la variabilité spatiale des précipitations est assez forte et plus marquée qu'à l'échelle temporelle. Le gradient pluviométrique décroît du Nord vers le Sud et s'atténue progressivement dans les bassins supérieurs drainant les hautes plaines constantinoises. Toutes ces nuances géographiques sont essentiellement liées à la répartition particulière des différents étages bio-climatiques auquel le bassin de l'Oued Kébir Rhumel est soumis. De l'amont vers l'aval, on passe de l'étage semi-aride à l'humide en seulement une centaine de kilomètres.

Quant à la variabilité temporelle des précipitations, elle n'est significative qu'à l'échelle mensuelle et saisonnière. L'analyse montre que le mois de décembre est celui le plus humide de l'année, sa moyenne mensuelle durant la période de référence représente 15% du module annuel de l'ensemble du bassin.

Les averses torrentielles, susceptibles de générer des crues violentes concordent parfaitement avec le mois le plus humide (décembre), dans le bassin inférieur et moyen. En revanche, dans les bassins des hautes plaines les averses orageuses se manifestent généralement durant le début de la saison chaude (mai).

Contrairement aux précipitations, le gradient thermique et d'évapotranspiration s'accroît du nord vers le sud. Cependant l'ETP moyenne annuelle est plus importante que la hauteur moyenne précipitée et égale à 835mm/an. Dans les parties méridionales, l'écart moyen entre l'ETP et les précipitations moyennes annuelles est très élevé (entre 400-500 mm/an).

La confrontation des précipitations moyennes mensuelles et des modules thermiques a fait ressortir une période humide et froide débutant de novembre jusqu'à avril et une période sèche et chaude correspondant au reste des mois de l'année.

Chapitre VI : Hydrologie

Introduction

La transformation des hauteurs d'eau précipitées en débit liquide est, en fait, le résultat de la combinaison de plusieurs facteurs climatiques et physico-géographiques dont la plupart a été précédemment discutée. L'analyse quantitative des flux liquides découlant de ces interactions représente, donc, une étape cruciale pour la compréhension du comportement hydrologique et hydro-sédimentaire d'un bassin-versant. La torrencialité des pluies génère des ruissellements extrêmes provoquant, souvent, une érosion hydrique irréversible du sol, d'autant plus que les conditions géomorphologiques s'y prêtent.

Comme il a été déjà déduit au chapitre précédent, les paramètres climatiques ont une variabilité spatio-temporelle importante, ce qui implique un régime hydrologique différent, d'un endroit à un autre du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

Malgré la faible densité du réseau d'observation hydrométrique, par rapport à la superficie du bassin étudié et au caractère discontinu et, parfois douteux des séries de mesures, nous avons analysé à différentes échelles temporelles la variabilité et les modules hydrologiques des cours d'eau pour lesquels nous disposons de données hydrométriques.

Nous avons, aussi, étudié quelques phénomènes extrêmes intéressants qui se sont manifestés durant les périodes caractéristiques. Au risque de diminuer la fiabilité des résultats dans le cadre de cette analyse hydrologique, l'extrapolation des séries de jaugeages a été évitée.

VI.1. LE RESEAU D'OBSERVATION HYDROMETRIQUE DU KEBIR-RHUMEL

La récolte et la comparaison de la documentation concernant les équipements hydrométriques du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel montrent parfois des conflits dans l'implantation des stations de mesure au niveau des bassins et surtout une réduction flagrante du nombre de ces dernières, au fil du temps.

Les investigations effectuées sur terrain et les renseignements récoltés, auprès des services de l'ANRH et l'ABH de Constantine, mettent en évidence l'influence des travaux d'aménagement réalisés au cours des dernières décennies sur le site-même des stations hydrométriques (Construction de barrages, de ponts, déviation des oueds etc.).

A cela s'ajoute l'expiration de la durée de fonctionnement de la plupart des stations (25 ans, en moyenne) car ces dernières ont été mises en place, généralement à partir de l'année 1924 (Mebarki, 1982).

Depuis l'indépendance, notamment au début des années soixante-dix, l'ANRH a installé plusieurs stations de jaugeage mais ces dernières ont déjà vu leur nombre diminuer au cours des années quatre-vingts. L'étude hydrologique menée par Mebarki (1982) sur le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel dénombre, déjà, dix stations en fonctionnement à cette époque. Sinon, l'actualisation des rapports de (A.B.H, 1999-2004), relatifs au bassin de l'Oued Kébir-Rhumel indique, encore, une diminution continue de la densité du réseau de jaugeage entre chaque numéro publié.

Par ailleurs, les techniques et les méthodes utilisées pour la prise des mesures hydrométriques restent relativement archaïques, en général, car les débits sont relevés à l'aide de déversoirs, alors que les hauteurs d'eau sont prises au moyen d'une échelle limnigraphique.

Sur certaines stations, les fréquences de mesures instantanées (horaires) peuvent aller jusqu'à une fois tous les cinq jours (Mebarki, 1982) et les débits relatifs sont déduits par des formules usuelles des ouvrages utilisés.

Selon la disponibilité et la fiabilité des données 04 stations hydrométriques ont été retenues dans le cadre de cette étude, leur répartition géographique sur le site du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel est représentée sur la figure ci-après (Figure 35):

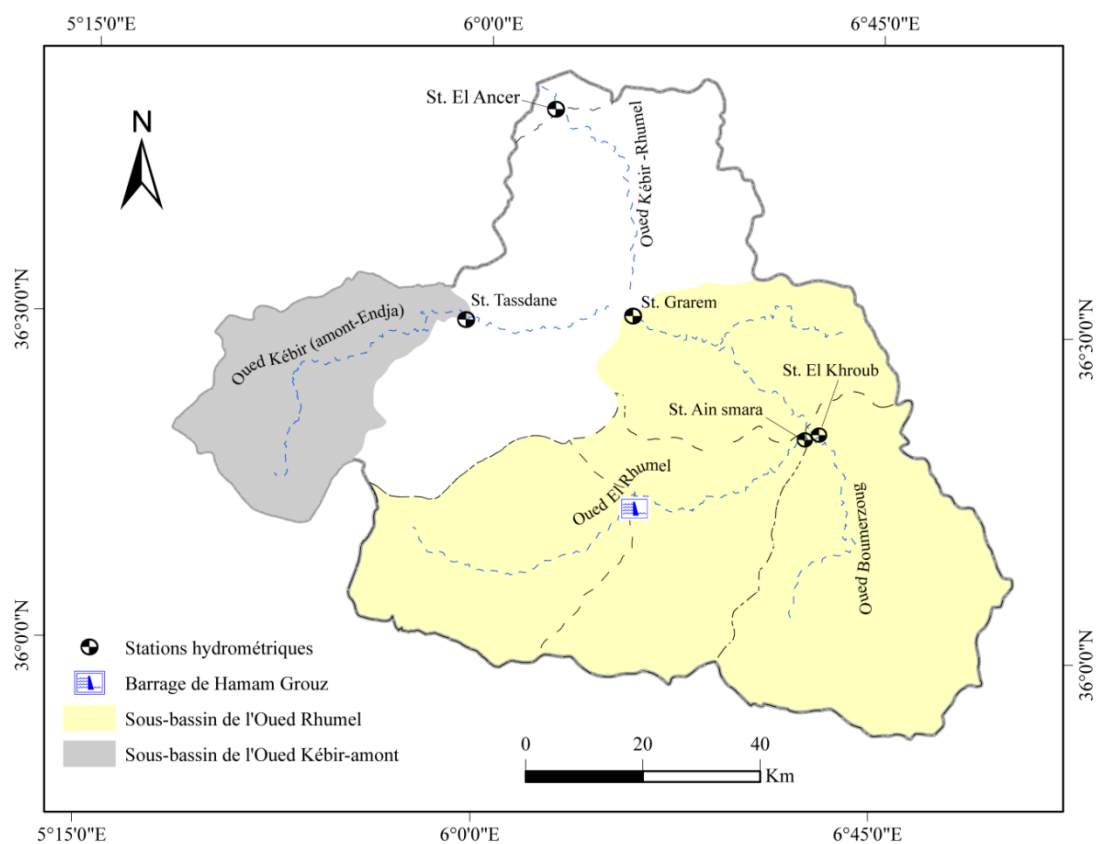


Figure 35. Répartition des stations hydrométriques retenues.

La figure 35 montre que la répartition des stations hydrométriques retenues est, plus au moins, homogène par rapport au site du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel. Cependant, la densité du réseau reste faible, en raison de l'ampleur de la superficie d'étude (8833 km²).

Cette densité serait de l'ordre théorique d'une station pour 1767 km². Comme le montre la figure, les barrages les plus importants du site du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel (Hamam Grouz et Beni Haroun) sont implantés, respectivement à l'amont de l'Oued Rhumel et à la confluence de l'Oued Endja et du Rhumel aval.

Une attention particulière doit être portée donc, à l'effet d'influence de ces barrages, sur les stations de jaugeage notamment celles installées en aval des ouvrages de rétention cités.

VI.1.1. Analyse critique par station

Du nord vers le sud, nous évoquerons quelques critiques, quant à la qualité des observations relatives à chaque poste hydrométrique retenu dans cette analyse.

VI.1.1.1. Station d'El Ancer

La station d'El Ancer, comme cité précédemment, est celle la plus proche du delta de l'Oued Kébir-Rhumel (environ 6 km). Cette dernière est installée sur l'Oued Kébir-Rhumel et contrôle une surface de 8753 km² soit 99% de la superficie totale du bassin régional (Figure 35). Le débit moyen annuel, qui peut être calculé depuis les mesures de cette station, ne doit pas donc être notablement différent de celui de l'ensemble du bassin.

Les flux hydrologiques liquides et solides, interceptés par ce poste de mesure, sont relativement importants du fait que l'Oued Kébir-Rhumel collecte l'ensemble des débits de l'Oued Endja et ceux de l'Oued Rhumel. Le lit de l'oued, à cet endroit, subit constamment des modifications permanentes mettant en cause la fiabilité des débits, surtout ceux d'étiage. De plus, d'après les anciennes archives, les débits de pointe de crues sont souvent évalués par extrapolation des courbes de tarage, au-delà de certaines valeurs réellement mesurées (Mebarki, 1982).

Les données des débits liquides et celles des concentrations en matière en suspension (MES) sont les plus discontinues, comparées à celles des autres stations. En effet, sur une période globale de 28 ans (de 1973/74 à 2000/01), on constate une interruption sur un intervalle de 4 années hydrologiques successives (entre 1994/95 à 1997/98). Cette lacune est due à la suspension des mesures par les opérateurs, à cause de la situation dramatique qu'a connue le pays, durant la décennie noire. Etant donné l'emplacement de cette station (à l'aval du barrage de Hamam Grouz et Béni Haroun) et l'intervalle de temps des mesures en notre possession, nous considérons uniquement l'influence du barrage de Hamma Grouz mis en service durant

l'année 1987. L'année de mise en service du barrage Béni Haroun (2004) est bien ultérieure à celle des données dont nous disposons en ce poste (2001/02).

VI.1.1.2. Station de Grarem

Cette station contrôle les flux hydrologiques liquides et solides de l'ensemble du sous-bassin de l'Oued Rhumel (Figure 35) soit 60% de la superficie totale du bassin. Les observations hydrométriques, retenues pour cette station, englobent une période de 28 ans (entre 1973/1974 à 2000/2001).

En revanche, l'analyse des mesures, en cette station, fait ressortir quelques lacunes à l'échelle mensuelle sur des séries des débits liquides, particulièrement pour la période entre 1981/82 et 1983/84.

Le comblement des lacunes, en cette station, a été réalisé par corrélation avec la station de référence d'Ain Smara qui est placée dans le même oued et dans le même étage climatique. Nous reviendrons, par la suite, en ce même chapitre sur la méthode suivie pour le comblement des lacunes. La station de Grarem (région de Mila) est située à environ 70 km du barrage à l'aval de la retenue de Hamma Grouz, donc une attention particulière doit être prise en considération, en ce qui concerne les observations allant au delà de l'année 1987.

Selon Mebarki (1982), cette station dispose de données dans l'ensemble fiables, confirmées par la stabilité du lit du cours d'eau à l'endroit où les mesures sont effectuées.

VI.1.1.3. Station de douar Tassadane

La station de douar Tassadane contrôle les flux hydrologiques de l'Oued Kébir qui est en amont de l'Oued Endja (Figure 35). Ce poste est connu pour des réajustements très fréquents des courbes de tarage, durant des périodes de temps très courtes (Mebarki, 1982). En effet, la torrentialité des pluies qui s'abattent sur ce secteur génèrent de fortes crues qui agressent périodiquement le lit d'Oued. Cependant, les mesures hydrométriques, réalisées en cette station, sont de très bonne qualité malgré les conditions fluviales du site ; d'ailleurs la continuité des mesures journalières et celle des concentrations en MES en témoignent. Une parfaite série d'observations relative à cette station allant de 1973 à 2002/03 a été retenue. La surface contrôlée par cette dernière est de 1068 km² (Tableau 20).

VI.1.1.4. Station d'Ain Smara

La station d'Ain Smara contrôle la partie amont de l'Oued Rhumel (Figure 35), soit une superficie correspondant à environ 45% du bassin de l'Oued Rhumel-Seguin et à 27% de celle du bassin régional de l'Oued Kébir-Rhumel (Tableau 20).

Les courbes de tarage de la période des basses eaux ont été anciennement jugées comme incertaines (Mebarki, 1982) mais après dépouillement des séries hydrométriques (débits journaliers et instantanés) récoltés en cette station, il semble que ces données soient assez exploitables et continues pour la période retenue allant de 1971 à 2001.

Cependant, ce poste figure parmi ceux qui sont dépourvus de mesures de transport solide et, en même temps, il est le plus influencé par la remontée des eaux souterraines.

Les débits de résurgence viennent souvent compenser ceux des ruissellements, à l'endroit de la prise de mesure, au point que l'influence du barrage de Hamam Grouz, installé en amont cette dernière (à environ 35 km), ne se fait presque pas sentir, après sa mise en service (année 1987).

VI.1.1.5. Station d'El Khroub

Cette station est le seul poste de mesure installé sur un cours d'eau secondaire (Figure 35). En effet, cette station contrôle uniquement les flux hydrologiques liquides du principal affluent de l'Oued Rhumel, celui de l'Oued Boumerzoug (Figure 35). Les mesures prises en cette station sont les plus critiquées et perturbées depuis sa mise en place (Mebarki, 1982), du fait du colmatage fréquent du limnigraphe sous l'effet de l'envasement du fond de l'Oued même.

Les hauteurs d'eau sont d'une importante incertitude ; selon les services de l'ANRH seule une courte série d'observations allant de 1971/72 à 1978/79 reste la plus fiable, sinon les données des concentrations en MES ont été évitées du fait de leur caractère arbitraire constaté.

Nous avons, donc, intégré cette station dans le cadre de cette étude uniquement à titre indicatif et, à la limite de la fiabilité de ses données (de 1971 à 2001) afin d'évaluer l'ordre de grandeur des modules mensuels et annuels du sous-bassin de l'Oued Boumerzoug, représentatif de la partie sud du bassin et celles des hautes plaines constantinoises et d'Ain Mila (Figure 35).

Tableau 20. Caractéristiques des stations hydrométriques retenues.

Stations	Année de mise en service	Cours d'eau	Superficie contrôlée (km ²)		Séries retenues
			Avant 1987	Après 1987	
El ancer*	1972	Kébir-Rhumel	8753	7517	1973/74 - 1993/94 et 1998/99- 2001/02
Grarem*	1972	Rhumel	5320	4078	1973/74 - 2000/01
Tassadane*	1972	Kébir-amont	1068	1068	1973/74 - 2002/03
Ain Smara	1971	Rhumel	2380	1138	1971/72 - 2000/01
El Khroub	1970	Boumerzoug	1836	1836	1971/72 - 1978/79

*Stations ayant des mesures des transports solides ; Source: ANRH Constantine et Alger.

Nous signalerons quand même que vu l'ampleur du site d'étude et la régénération continue du personnel des services de l'ANRH, nous n'avons pas pu obtenir des informations exactes concernant l'historique de l'exploitation et la traçabilité du fonctionnement des stations de mesure du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, depuis leur mise en service jusqu'à à l'heure actuelle.

Par ailleurs, le choix des sites, pour les stations de jaugeage est souvent inadéquat et ne peut être représentatif de l'ensemble de leurs sites d'implantation. D'autre part, l'Oued Rhumel est en train de subir, en permanence des interventions de l'amont à aval, depuis ces 5 dernières années.

Ces interventions constituent des perturbations constantes suite à des travaux d'aménagement (Construction de la retenue de Berla à Ain Smara, réalisation du pont du Trans-Rhumel à Salah Bey et le gigantesque barrage de Béni-Haroun etc). De ce fait, la discontinuité des mesures des débits horaires et la diminution de la densité du réseau hydrométrique du bassin en question sont dues, essentiellement, aux déplacements et/ou à la décision d'arrêt des ces postes, principalement pour les raisons précédemment citées.

VI.2. COMPLEMENT DE LACUNES

En ce qui concerne la période lacunaire de la Station d'El Ancer (entre 1998/99 et 1997/98), nous ne possédons aucune station de référence ayant effectué un comblement de vide.

Par ailleurs, nous éviterons toutes opérations d'extrapolation ou de corrélation avec celles des pluies, au risque d'augmenter l'incertitude sur les modules mensuels et annuels déduits sur l'ensemble de la période 1973/74 à 2001/02. De plus, la station d'El Ancer étant la plus représentative du bassin étudié, ces mesures devront conditionner d'une façon importante, le calibrage du modèle spatial d'érosion simulé en cette étude. Nous accepterons, donc, d'analyser séparément les séries de mesures continues.

En revanche, les lacunes mensuelles, constatées au niveau de la station de Grarem, observées entre les années 1981/82 et 1983/84, seront comblées à pas de temps mensuel, par rapport à la station d'Ain Smara. Cette dernière est installée sur le même cours d'eau (Oued Rhumel) et en amont de celle de Grarem (Figure 35), donc elle peut servir, largement, comme station de référence d'autant plus qu'elle est dans le même contexte climatique.

En se basant sur un simple modèle statistique de type régression linéaire, nous avons simulé les valeurs manquantes, après avoir été prudents sur le choix des couples de données confrontées à la corrélation.

Pour un meilleur ajustement, le choix de se baser sur les périodes humides et sèches des séries hydrologiques est judicieux, et ce pour tenir compte des variations des débits et des précipitations le long des 12 mois de l'année.

Aussi, pour obtenir encore une bonne stabilité des coefficients de corrélations, seules les périodes avant la mise en service du barrage de Hamma Grouz (Avant l'année 1987) ont été prises en considération afin d'éviter toute mesure de débit susceptible d'être perturbée par les lâchers du barrage, notamment à la station d'Ain Smara (La plus proche de la digue).

En conséquence, deux corrélations ont été réalisées : l'une pour la période humide allant de novembre à avril, et l'autre pour la période supposée sèche entre les mois de mai et octobre (Figure 36).

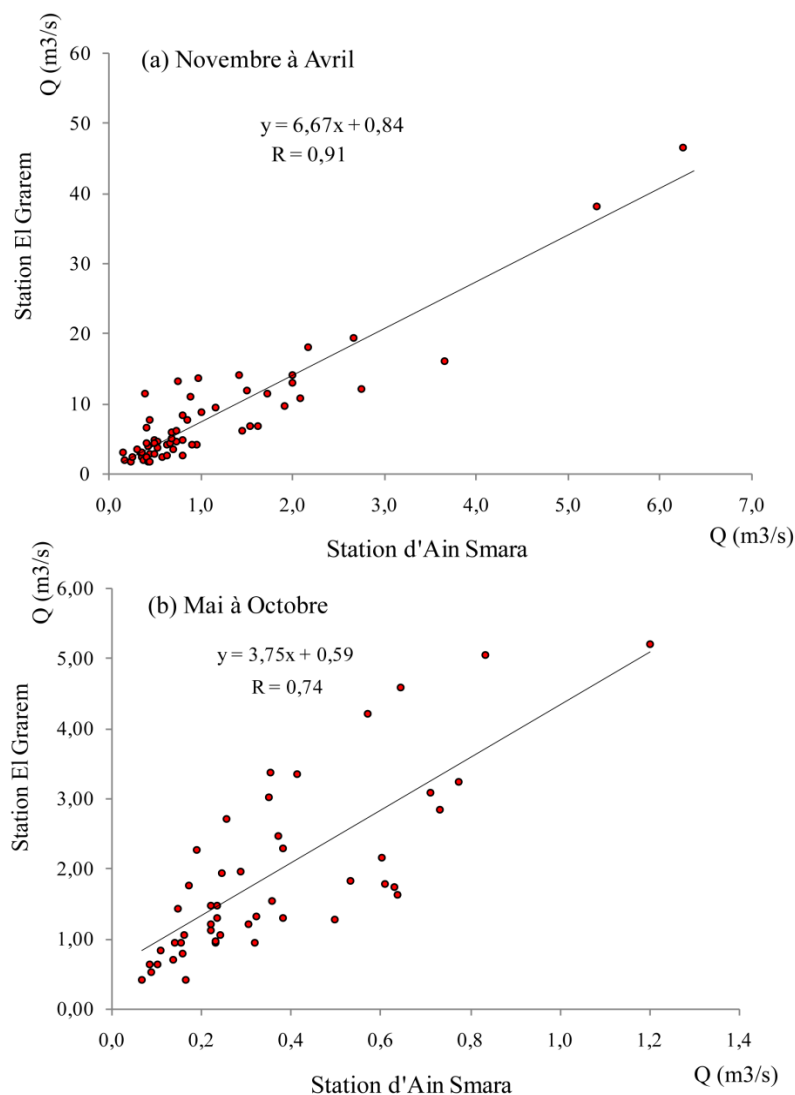


Figure 36. Corrélation des débits mensuels des saisons froides et chaudes.

Comme le montre la figure 36, la corrélation la plus significative est celle réalisée pour la saison humide allant de novembre à avril (Figure 36a) ; ceci confirme les critiques émises au sujet de la fiabilité des mesures de la station d'Ain Smara en période d'été.

D'autre part, la vallée de l'Oued Rhumel aux environs d'Oued Athmenia et en amont de la station d'Ain Smara est bien connue pour les circulations des flux souterrains qui surgissent, surtout en période d'été. Ceci a été d'ores et déjà confirmé anciennement par des mesures fréquentes de température de l'eau (Mebarki, 1982).

Par ailleurs, le nombre d'années réduit pour la réalisation du modèle statistique est, aussi, un inconvénient pour l'optimisation de la corrélation mais dans l'ensemble nous considérons, quand même, que la corrélation est acceptable étant donné les circonstances.

VI.3. ANALYSE DES FLUX HYDROLOGIQUES ANNUELS

Si l'on considère une période de mesure commune entre les 5 stations hydrométriques retenues, nous serons dans l'obligation d'écarter la station d'El Khroub qui possède la série la plus courte et la plus ancienne, par rapport aux séries des autres stations. Mais, comme il a été déjà expliqué, cette station a été prise en considération, à titre essentiel, pour tirer des conclusions sur l'ordre de grandeur du module annuel du sous-bassin de l'Oued Boumerzoug.

Il s'agit du seul poste de mesure pour le système hydrologique représentatif de la région semi-aride du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

Nous adopterons donc pour ce présent travail, une période commune de 28 ans (de 1973/74 à 2000/01) pour le groupe des 4 stations : El Ancer, Grarem, Tassadene et Ain Smara. Le régime de la station d'El Khroub sera exceptionnellement analysé, par rapport à l'étendue de sa série de mesures disponibles, soit une période de 8 ans (de 1971/72 à 1978/79).

VI.3.1. Modules annuels absolus et spécifiques

Les valeurs des débits annuels absolus (en m^3/s), relatifs à chaque station, mettent en évidence, comme pour celles des précipitations, un gradient croissant de l'amont vers l'aval du bassin.

Le sous-bassin de l'Oued Boumerzoug, représenté par la station d'El Khroub, pose le module annuel le plus faible par rapport au reste des cours d'eau. Le débit moyen annuel de ce dernier est estimé à $0,36 \text{ m}^3/\text{s}$ (période entre 1971/72 et 1978/79). Cette valeur traduit la faible pluviosité du climat semi-aride auquel il est exposé. Comme nous l'avons évoqué au chapitre précédent, les régions des hautes plaines sont soumises à des précipitations relativement

faibles, généralement en dessous de 400 mm/an ainsi qu'à une évapotranspiration nettement supérieure à celle du module pluvieux de la région.

La station d'Ain Smara, quand elle exprime un régime hydrologique plus important (1,45 m³/s), correspondant à environ 04 fois celui de la station d'El Khroub, pour la période commune allant de 1973/74 à 2000/01.

Pour éviter de mettre en cause la différence des périodes de mesure entre ces deux stations, la comparaison des modules, pour la même période (1971/72 à 1978/79), montre toujours une moyenne plus importante pour la station d'Ain Smara (1,05 m³/s). Cette différence peut être liée, aussi, à la superficie plus importante contrôlée par la station d'Ain Smara, mais étant donné les déductions des travaux anciens (Mebarki, 1982) réalisés sur des périodes différentes sur le même site, nous admettons toujours que le secteur semi-aride possède les plus faibles apports hydrologiques du bassin étudié.

En remontant vers le nord, et sur le même cours d'eau (Oued Rhumel), nous constatons une augmentation significative du débit moyen annuel, à la station d'El Grarem, de l'ordre de 5,47 m³/s. Dans la partie occidentale du bassin, l'Oued Kébir amont, à la station de douar Tassadane, on enregistre un module annuel de 4,07 m³/s pour la période commune (1973/74 à 2000/01). Cette valeur exprime un régime hydrologique relativement important pour l'Oued Kébir amont, compte-tenu de la superficie contrôlée par ce dernier et le faible nombre de ses affluents, comparé à l'Oued Rhumel.

Pour une bonne comparaison entre les débits moyens, il est préférable de se référer aux débits spécifiques. En revanche, les valeurs rapportées par l'unité de surface doivent être calculées avec une grande précaution, en raison du caractère variable de la superficie contrôlée en chaque station, par rapport-même à la période de temps. En effet les stations, placées à l'aval du barrage de Hamma Grouz, se voient retrancher leurs surfaces de contrôle par celles contrôlées par l'ouvrage-même (1242 m²) et ce, après l'année de mise en service de ce dernier (1987).

Pour ce faire, nous calculerons donc, exceptionnellement pour les stations placées en aval du barrage (El Ancer, Grarem et Ain Smara), deux modules spécifiques pour chaque période (avant et après le fonctionnement du barrage). Ainsi, le débit spécifique moyen pour toute la période commune (1973/74 à 2000/01) serait égal à la moyenne des deux modules spécifiques, précédemment calculée.

Le tableau 21 (voir page suivante), illustre les valeurs des modules spécifiques pour chaque station hydrométrique, durant la période commune, à l'exception de celle d'Ain Smara.

Tableau 21. Valeurs des modules absolus et spécifiques annuels des stations.

Stations	$Q_{abs} (m^3/s)$		$Q_{abs} (m^3/s)$ (1973/74-2000/01)	$Q_{sp} (l/s/km^2)$		$Q_{sp} (l/s/km^2)$ (1973/74-2000/01)
	A	B		A	B	
El Ancer	23,58	18,69	21,43	2,69	2,45	2,60
Grarem	6,49	4,45	5,47	1,22	1,09	1,16
Ain Smara	1,38	1,51	1,45	0,58	1,33	0,95
Tassadane*	/	/	4,07	/	/	3,81
El Khroub*	/	/	0,36	/	/	0,19

A: Période (1973/74-1986/87) ; **B:** Période (1987/88-2000/01) ; **Q_{abs}** : Débit absolu moyen annuel (m^3/s) ; **Q_{sp}** : Débit spécifique annuel ($l/s/km^2$) ; (*) Station non influencée par le barrage de Hamma Grouz.

Les valeurs des débits spécifiques moyens (Tableau 21), calculées en chaque station, permettent de réaliser une comparaison plus judicieuse entre les régimes hydrologiques annuels des cours d'eau étudiés. Il est clair que la station de Tassadane est celle qui possède la plus forte valeur du débit spécifique ($3,81 l/s/km^2$), cette moyenne est supérieure même à celle du module spécifique de l'Oued Kébir-Rhumel, à la station d'El Ancer ($2,60 l/s/km^2$).

L'abondance et la torrencialité des pluies du secteur montagneux semblable à celui du sous-bassin de l'Oued Kébir amont génèrent des débits relativement importants par rapport à une superficie contrôlée moindre ($1068 km^2$) que celles des autres sous-bassins. Par ailleurs, cette valeur spécifique qui est rapportée à la surface du bassin, traduit la particularité des processus d'interaction entre les facteurs morphométriques, litho- pédologiques et climatiques du site de l'Oued Kébir-amont.

Ce sont justement des conditions propices à l'apparition d'éventuelles formes d'érosion (Tourki et al., 2017). En revanche, le débit absolu de l'Oued Kébir-Rhumel à la station d'El Ancer reste le plus élevé avec $21 m^3/s$, du fait qu'il récolte la totalité des apports hydrologiques du bassin régional.

Les modules absolus et spécifiques des stations d'EL Ancer et Grarem montrent un déficit d'écoulement durant la période qui suit la mise en service du barrage de Hamma Grouz (Tableau 21). Ce déficit est considérable à la station de Grarem (- 31%) ; en revanche, il est moins prononcé à la station d'El Ancer (-22%).

Paradoxalement à Ain Smara, on constate un excédent (+ 8%) dans l'écoulement moyen entre les périodes de référence (A) et (B) (Tableau 21). Cette station est celle la plus proche de l'aval du barrage de Hamma Grouz (environ 35 km).

Le fonctionnement du barrage devrait plutôt impliquer, à la station d'Ain Smara, un déficit d'écoulement flagrant du fait de son potentiel de rétention des apports hydrologiques et pluviométriques en amont plutôt qu'un excédent d'écoulement. De ce fait, nous relierons cette contradiction aux lâchers considérables du barrage pendant la période (1987/88-2000/2001).

Nous confirmerons, par la suite, la fiabilité de cette hypothèse par l'analyse des écoulements extrêmes et leur lien avec les périodes à plus forte pluviosité. Sinon, dans l'ensemble, le déficit en écoulement, entre les périodes (A) et (B) constaté aussi au niveau des stations de Grarem, et El Ancel s'explique d'une part, par l'influence du même barrage (Hamma Grouz) et d'autre part, par la tendance sèche de la période d'observation étudiée (1973/74-2000/2001).

En effet, comme nous l'avons constaté dans le chapitre précédent, les précipitations annuelles diminuent progressivement du début jusqu'à la fin de la période en question et en même temps, le gradient pluviométrique des pluies s'accroît du sud vers le nord, ce qui compense plus au moins le déficit hydrologique, en remontant vers le nord.

De plus, l'écart entre le déficit d'écoulement de la station d'El Grarem est de 9%, ce qui confirme bien l'hypothèse formulée précédemment. Cependant, d'autres facteurs peuvent être aussi à l'origine de ce déficit (infiltrations, écoulements hypodermiques, etc.).

Par ailleurs, comme le montre le tableau 21, les plus faibles valeurs des débits absolus et spécifiques sont celles des sous-bassins des hautes plaines constantinoises représentés par les stations d'Ain Smara et Boumerzoug. Effectivement, les conditions pluviométriques et thermiques en ces secteurs sont relativement déterminantes à l'écoulement superficiel (Mebarki, 1982).

Cependant l'Oued Boumerzoug à la station d'El Khroub possède la plus faible valeur de débit spécifique ($0,19 \text{ l/s/km}^2$) ; l'écoulement superficiel de ce dernier est non seulement influencé par la particularité des conditions climatiques précédemment cités, mais aussi par un ensemble de prélèvements considérables d'eau souterraine, pratiqués notamment en sa partie amont (Figure 3, chapitre I).

En résumé, l'Oued Kébir-Rhumel, débite à la station d'El Ancer $21 \text{ m}^3/\text{s}$. Cette moyenne annuelle correspond à un module spécifique modéré de $2,60 \text{ l/s/km}^2$, ce qui met en évidence l'ampleur de sa superficie et aussi l'influence de la semi-aridité intervenant sur une bonne portion de son site (66%).

Si on compare cette valeur par rapport à celle de certains bassins côtiers constantinois, on constate que le régime hydrologique du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel reste

nettement inférieur à celui, par exemple, de l'Oued Saf Saf ($4,3 \text{ l/s/km}^2$) et de Kébir Ouest ($4,14 \text{ l/s/km}^2$) ; ainsi qu'à celui de certains oueds du bassin de la Seybouse (Oued Mellah à $5,84 \text{ l/s/km}^2$). Cependant, le module hydrologique du bassin étudié est, à peu près, équivalent à celui de l'Oued Bouhamdane de la Seybouse ($2,13 \text{ l/s/km}^2$).

La disparité des valeurs de l'écoulement entre les bassins-versants de l'Est Algérien est conditionnée par la répartition spatiale des précipitations et aussi par les conditions d'alimentation des oueds (densité de drainage, torrentialité des cours d'eau, coefficient de ruissellement, etc.), en dehors d'autres facteurs physico-géographiques et morphométriques qui peuvent interagir.

VI.3.2. Dispersion des débits annuels

Nous nous baserons, sur l'interprétation des valeurs du coefficient de variation (rapport de l'écart-type à la moyenne) pour évaluer la dispersion des débits spécifiques annuels autour de leurs moyennes.

Par ailleurs, la détermination du coefficient d'immodération (R) traduisant le rapport de modules extrêmes (moyenne de l'année excédentaire et déficitaire en écoulement) peut servir pour compléter cette analyse et à identifier les irrégularités les plus caractéristiques des séries hydrométriques durant la période d'observation.

Comme le montre le graphique en Figure 37, les débits moyens annuels indiquent une forte fluctuation d'une année à autre ; cependant, l'amplitude de ces fluctuations varie d'une station à autre, témoignant de la particularité des conditions d'alimentation en chaque cours d'eau étudiés.

Toutefois, la plus forte variabilité des modules annuels est constatée au niveau de l'Oued Rhumel à la station d'Ain Smara ($C_v = 1,26$) et pour son affluent l'Oued Boumerzoug à la station d'El Khroub ($C_v = 0,92$) (Tableau 22).

L'irrégularité, assez forte, observée à la station d'Ain Smara est accompagnée par une valeur extrême du coefficient d'immodération ($R = 39$) en relation avec l'écoulement extrême de l'année exceptionnelle 1999/2000 (Figure 37).

Vu la semi-aridité bien présente dans la région contrôlée par cette station (sous-bassin de l'Oued Rhumel amont) nous relierons cette forte irrégularité plutôt à l'influence du barrage situé à son amont (Hamma Grouz) et non pas à l'irrégularité pluviale conditionnant l'alimentation du cours d'eau.

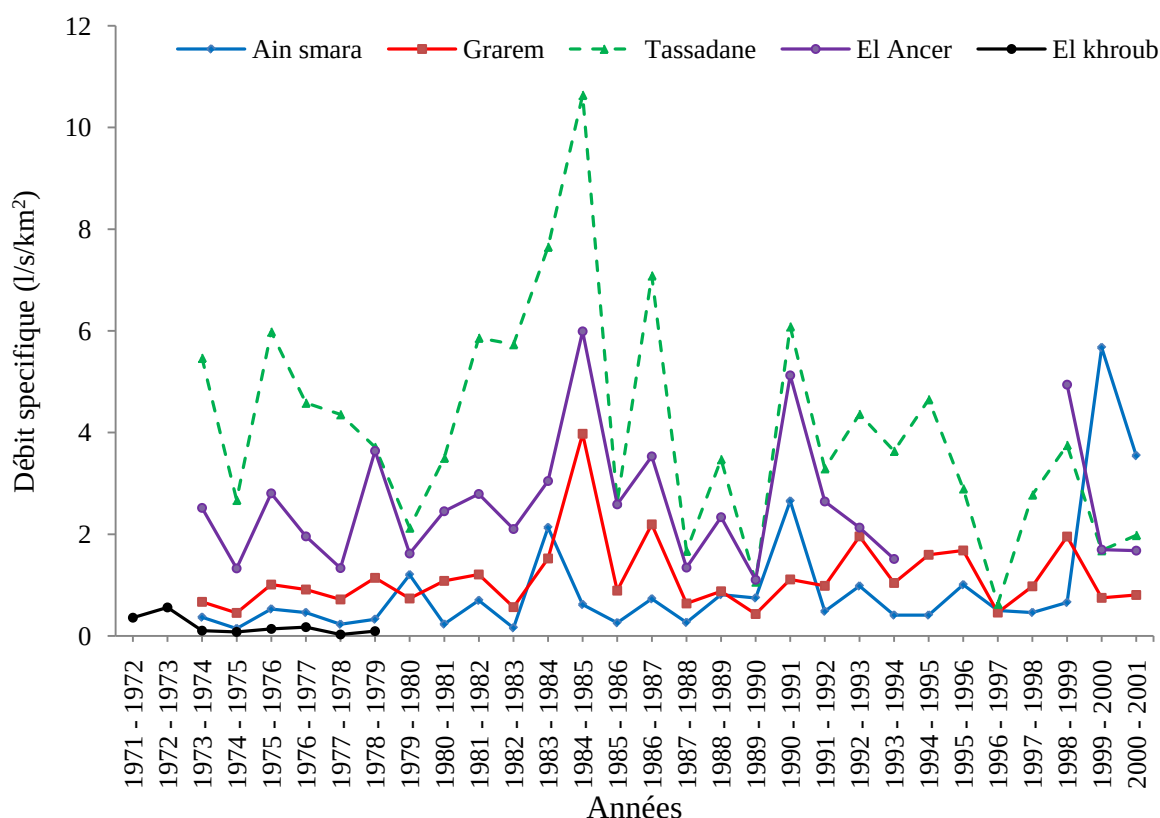


Figure 37. Variabilité annuelle des débits spécifiques au niveau des stations, périodes (1973/1974-2000/01) et (1971/72- 1978/79).

L'allure de la courbe de variation des débits, observée à Ain Smara (Figure 37), montre bien une variabilité assez homogène durant les premières 26 années (1973/74-1998/99) puis une montée brusque durant l'année extrême 1999/2000. Cette période ne correspond pas à une année à plus forte pluviosité, mais probablement une période extrême d'écoulement provoqué par d'importants lâchers du barrage en question.

Le coefficient d'immodération et celui de variation ont été largement pondérés par l'écoulement extrême observé en cette année.

Tableau 22. Paramètres statistiques de dispersion et d'immodération des débits annuels.

	El Khroub	Ain Smara	El Ancer	Grarem	Tassadane
$\bar{Q}$	0,19	0,95	2,60	1,16	3,81
σ	0,18	1,21	1,27	0,73	2,06
Cv	0,92	1,26	0,50	0,63	0,54
R	18,6	38,75	5,42	9,21	16,84

$\bar{Q}$: Débit spécifique moyen en l/s/km² ; σ : Ecart type ; Cv: Coefficient de variation;

R: Coefficient d'immodération (rapport des valeurs extrêmes de débits).

A la station d'El Khroub, c'est plutôt, l'opposition entre le déficit d'écoulement caractéristique des régions des hautes plaines et l'écoulement extrême de l'unique année excédentaire en écoulement 1972/1973 (Figure 37) qui a influencé la valeur du coefficient de variation en cette station ($C_v = 0,92$). Cependant, la période de mesure reste relativement très courte pour juger de l'irrégularité des débits de l'Oued Boumerzoug.

La variabilité des écoulements, au niveau des stations d'El Ancer, Grarem et Tassadane reste, pour toutes ces stations de même importance, avec des valeurs du coefficient de variation oscillant entre 0,50 (El Ancer) et 0,63 (Tassadane) (Tableau 22).

Comme le montre le graphique (Figure 37), c'est vraisemblablement l'année extrême commune 1984/85 qui impose la forte irrégularité en ces stations. Les crues de la période froide de la même année (1984/85) ont été déterminantes, à l'accentuation du module hydrologique annuel. Mais, selon les conditions morphologiques et physico-géographiques des bassins en question, l'ordre de grandeur des valeurs extrêmes d'écoulement, enregistrées pour l'année 1984/85, diffère d'une station à autre, impliquant différentes valeurs du coefficient d'immodération (R). Ce dernier varie entre 5 (El Ancer) à 17,00 (Tassadane).

VI.3.3. Variabilité interannuelle du ruissellement

Nous mettons en exergue la variabilité interannuelle des ruissellements au niveau des oueds étudiés par la détermination des périodes humides et sèches, c'est-à-dire les périodes où le ruissellement de chaque année considérée est, respectivement, supérieur ou inférieur à la moyenne de la période d'observation. Par ailleurs, les valeurs extrêmes de ruissellement permettraient d'identifier et de comparer les années excédentaires et déficitaires en écoulement, avec celles des périodes à forte pluviosité. A cet effet, nous avons déduit la lame d'eau moyenne annuelle écoulée (en millimètres), à partir des modules spécifiques, soit :

$$E \text{ (mm)} = Q_{sp} \times T \cdot 10^{-6} \quad (\text{Eq.2})$$

D'où:

Q_{sp} : Débit spécifique en $l/s/km^2$; T : Temps – nombre de secondes dans l'année.

Les graphiques, illustrant la figure 38, montrent bien que la variabilité des lames écoulées d'une année à autre est spécifique en chaque oued étudié. Cependant, l'amplitude d'oscillation des ruissellements à l'Oued Kébir amont est nettement plus élevée que celles des autres oueds (Figure 38d).

La lame d'eau moyenne annuelle à l'Oued Kébir amont s'élève à 120 mm et dépasse même celle estimée à l'Oued Kébir-Rhumel, à la station d'El Ancer d'environ 32%. En revanche,

l'Oued Rhumel à Grarm, montre un ruissellement modéré (Figures 38a et 38b), et ce, au niveau de ses deux stations de référence (Ain smara et de Grarem).

Pour la station d'Ain smara, la lame d'eau moyenne est de 30 mm/an et devient 36 mm/an, à la station de Grarem. En revanche, la plus faible valeur moyenne du ruissellement, comme pour le débit moyen annuel, est enregistrée à l'Oued Boumerzoug, avec une valeur ne dépassant pas les 6 mm/an pour la période courte de 8 années (1971/1972-1778/1979).

Par ailleurs, la figure 38 montre que les périodes excédentaires et déficitaires en écoulement, en chaque station, sont différentes. En effet, pour la période (1973/74 - 2000/2001), on constate que 25% (station d'Ain Smara) ; 29% (station de Grarem) ; 43% (station de Tassadane) et 38% (station d'El Ancer) des valeurs d'écoulement sont supérieures à la moyenne, indiquant des périodes humides dans les stations en question.

Toutefois, durant la période (1971/1972 à 1978/1979), relative aux mesures de la station d'El Khroub, les années humides correspondent au quart (25%) de la série (Figure 38c).

Toutefois, les écoulements extrêmes sont observés, le plus souvent, durant la période 1984/1985, mais uniquement au niveau des 3 stations : El Ancer, Tassadane et Grarem avec un maximum de 314 mm enregistré à Tassadane (Tableau 23).

Tableau 23. Ecoulements et précipitations extrêmes au niveau des bassins.

Stations	Années extrêmes humides				Années extrêmes sèches			
	E (mm)	Année	P (mm)	Année	E (mm)	Année	P (mm)	Année
El Ancer	189	1984/1985	734	1984/1985	35	1989/1990	439	1999/2000
Grarem	126	1984/1985	575	1995/1996	14	1989/1990	296	1982/1983
Ain Smara	179	1999 /2000	539	1991/1992	5	1974 /1975	284	1993/1994
Tassadane	314	1984/1985	1124	1990/1991	19	1996 /1997	212	1995/1996
El Khroub	18	1972/1973	558	1971/1972	1	1977/1978	210	1973/1974

Il est à noter que les stations d'Ain Smara et d'El Khroub enregistrent les plus fortes lames d'eau, respectivement durant les années 1999/2000 et 1972/73 (Tableau 23).

Dans l'ensemble, les années exédentaires en écoulements ne coïncident pas avec celles des périodes à plus forte pluviosité, à l'exception de la station d'El Ancer representative du bassin régional étudié (Tableau 23). Effectivement, comme le montre le tableau 23 et la figure 38, l'année 1984/85 est vraisemblablement caractéristique pour le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, en termes d'écoulement et de precipitation.

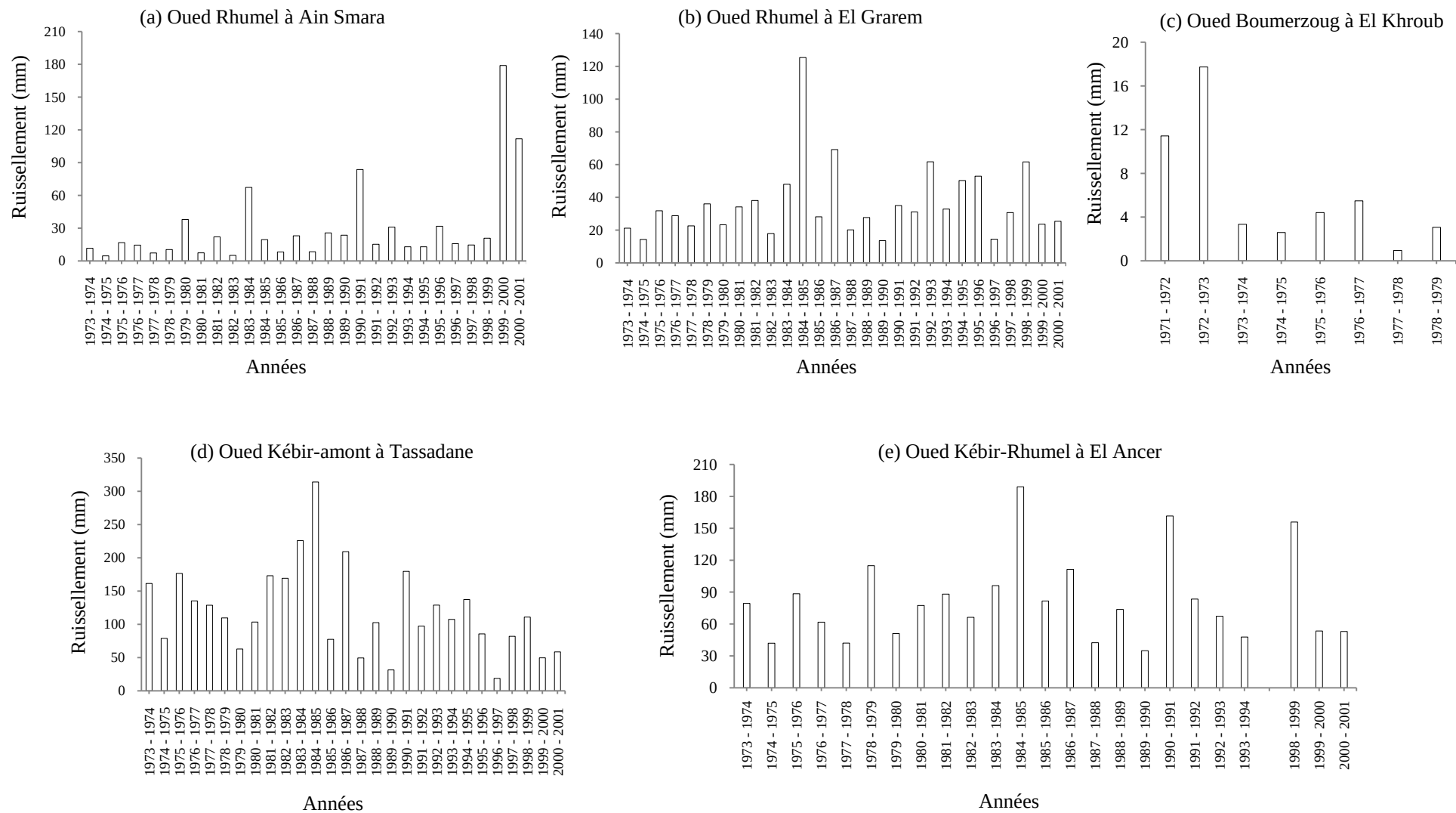


Figure 38. Variabilité interannuelle du ruissellement dans les différents oueds étudiés, périodes (1973/74-2000/01) et (1971/72- 1978/79).

Les maximas sont atteints spécialement en cette période ($E = 189 \text{ mm}$; $P = 734 \text{ mm}$). Pour les stations d'El Grarem et d'Ain Smara, nous mettons en cause, encore une fois, l'influence du barrage de Hamma Grouz pour justifier la non-concordance entre années à plus forte pluviosité et écoulement.

Si on considère que les écoulements extrêmes observés à l'Oued Rhumel sont, en grande majorité, provoqués par l'abondance des pluies de la région-même, nous pouvons dire que les quantités importantes de précipitations, générées durant l'année extrême 1995/96 (Grarem) et 1990/91 (Ain Smara), semblent être probablement retenues par le barrage en amont des stations en question.

Ainsi, les écoulements extrêmes constatés en ces mêmes stations, notamment celle d'Ain Smara, sont désormais en relation avec des lâchers importants du barrage, à partir de l'année 1987/88 (date de la mise en service de l'ouvrage).

En revanche, l'influence du barrage se fait de moins en moins sentir, en remontant vers le bassin inférieur comme ce qui est le cas pour la station d'El Ancer où la coïncidence (pluies extrêmes - écoulement extrême) est parfaite (Tableau 23).

Par contre, la non coïncidence entre les périodes extrêmes d'écoulement et de précipitations, pour les stations non influencées par le barrage de Hamma Grouz (El Khroub et Tassadane), peut s'expliquer par la réduction de l'écoulement sous l'effet des infiltrations ou par la présence d'écoulement hypodermique (Khanchoul, 2006), exceptionnellement durant ces années extrêmes, ou bien encore d'une façon générale, durant la période d'observation. Cependant, nous nous référons, par la suite, aux valeurs moyennes du coefficient d'écoulement en ces stations, pour mieux interpréter ce phénomène.

Il est à noter que l'emplacement, non adéquat des stations hydrométriques, peut être à l'origine des discordances entre les valeurs extrêmes d'écoulement et de précipitations. Certains postes hydrométriques, existant dans le bassin étudié, ne contrôlent malheureusement pas la totalité des flux hydrologiques issus de leur bassins hydrographiques (Mebarki, 1982).

En conséquence, les séries d'observations ne peuvent traduire avec exactitude le comportement hydrologique du bassin durant certains événements extrêmes.

Au regard des années extrêmes sèches, nous remarquons pratiquement aucune coïncidence entre les années déficitaires en écoulement et celles à très faible pluviosité (Tableau 23).

Comme il a été évoqué bien avant, c'est surtout en période d'étiage que les mesures hydrométriques sont les moins fiables et les plus douteuses, au niveau des stations étudiées.

En effet, l'actualisation des courbes de tarage, en fonction des modifications des profils du cours d'eau en période sèche est peu fréquente (Mebarki, 1982).

VI.3.4. Coefficient d'écoulement

Les hydrologues utilisent souvent le coefficient d'écoulement (CE), qui n'est autre que le rapport de la lame d'eau écoulée à celle précipitée, pour appuyer la compréhension du comportement hydrologique des cours d'eau. Les valeurs du (CE), souvent exprimées en pourcentage, reflètent mieux l'influence diversifiée des facteurs physico-géographiques relatives à chaque unité hydrologique (Mebarki, 1982).

D'une autre manière, le coefficient d'écoulement donne une idée plus brève des interactions des facteurs ayant des effets directs ou indirects sur le temps de réponse du bassin en question, la saturation des sols et sur les potentialités d'emménagement des ressources hydriques en profondeur (Bourouba, 1988; Khanchoul, 2006). Ainsi, pour chaque bassin nous avons déduit un coefficient d'écoulement moyen pour la période de mesure étudiée (Tableau 24).

Tableau 24. Précipitations et coefficient d'écoulement moyens de la période (1973/74-2000/01)

	Stations	E (mm)	P (mm)	CE (%)
Oued Kébir-Rhumel	El Ancer	82	534	15,40
Oued Rhumel	Grarem	36	418,00	8,61
	Ain Smara	30	401,68	7,46
Oued Kébir amont	Tassadane	120	570,28	21
Oued Boumerzoug	El Khroub	6	387,08	1,55

D'après les valeurs représentées dans le tableau ci-dessus, nous constatons, d'une façon générale, que les valeurs du coefficient d'écoulement connaissent des variations spatiales importantes qui se traduisent par une augmentation, de l'amont vers l'aval. Cependant, ces valeurs restent relativement faibles et oscillent entre 1,60 % (sous-bassin de l'Oued Boumerzoug) et 21% (sous-bassin de l'Oued Kébir-amont) (Tableau 24).

Le bassin versant de l'Oued Kébir- Rhumel, par contre, possède un coefficient d'écoulement égal à 15,40%. A titre comparatif, cette valeur reste inférieure à celles de quelques bassins versants de l'Est Algérien tels que l'Oued Mellah (CE = 23,44%), l'Oued Saf Saf (CE = 18,50 %), Ressoul (CE = 31,61%) et Bouhamdene (CE = 19,28%) (Khanchoul, 2006).

Les fluctuations du coefficient d'écoulement d'une année à une autre, observées en chaque station, témoignent du fort contraste entre les unités hydrologiques étudiées (Figure 39).

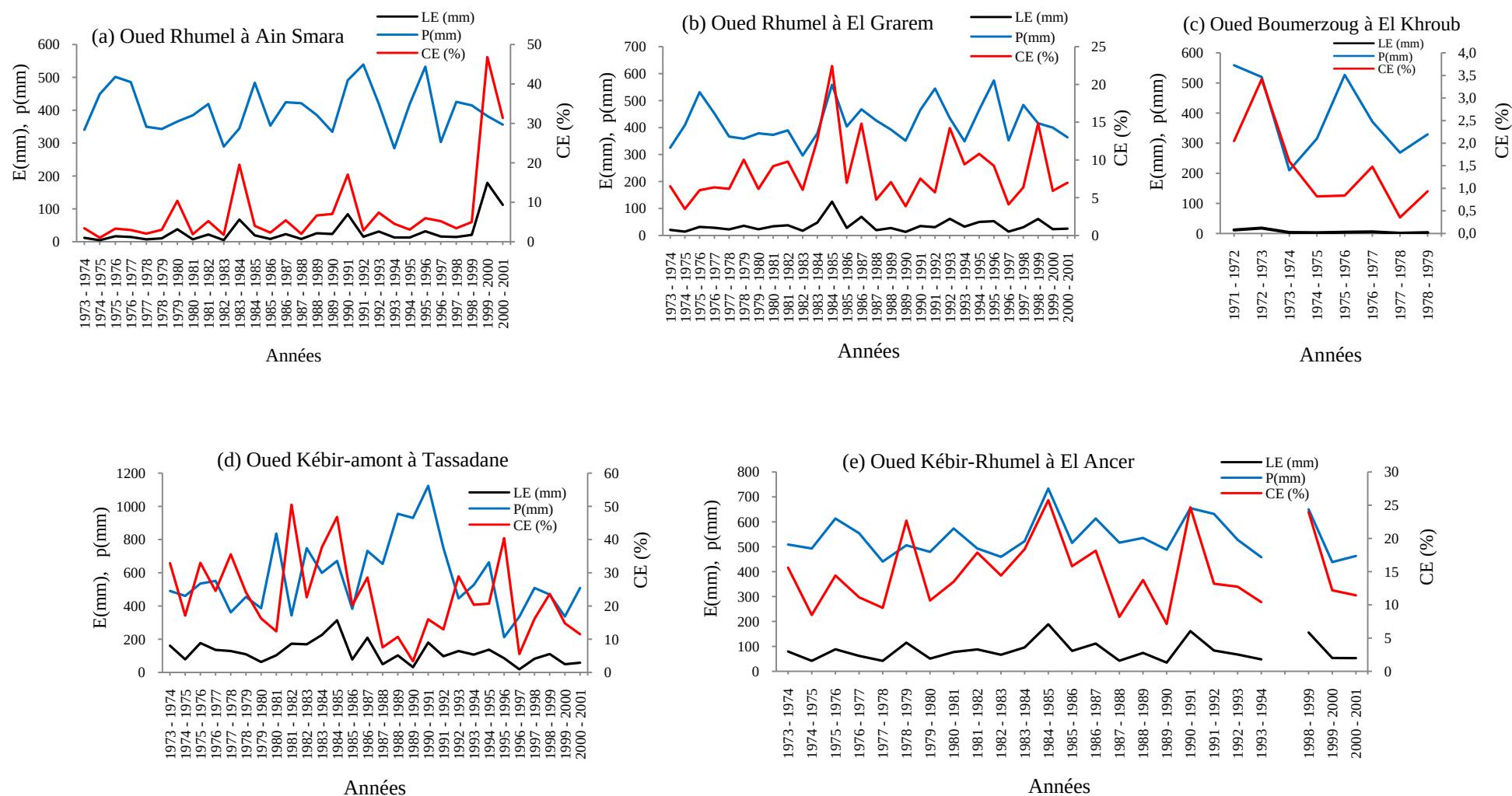


Figure 39. Variabilité interannuelle du coefficient d'écoulement, précipitations et des ruissellements, périodes (1973/74-2000/01) et (1971/72- 1978/79).

Néanmoins, nous constatons qu'en dehors de l'influence des précipitations, la variabilité du coefficient d'écoulement est, dans l'ensemble, en parfaite harmonie avec celle des ruissellements à l'exception du cas de l'Oued Kébir amont, à la station de Tassadane (Figure 39d).

A l'Oued Rhumel, Boumerzoug et Kébir-Rhumel, les valeurs maximales du coefficient d'écoulement atteignent 46,81 % (Ain Smara), 22,42% (Grarem) et 25,75 (El Ancer) durant les périodes extrêmes en écoulement.

Par ailleurs, ces périodes ne correspondent pas à celles à plus forte pluviosité. Exceptionnellement, à la station d'El Ancer et celle d'El Khroub, les pics du coefficient d'écoulement, ruissellements et précipitations coïncident durant les mêmes années pour chaque station, soit durant 1984/1985 à la station El Ancer ou durant 1972/73 à la station d'El Khroub (Figure 39c, e).

Les fluctuations interannuelles des paramètres d'écoulement, aux stations d'El Khroub et d'Ain Smara, montrent que les conditions d'écoulement sont plutôt plus favorables à l'emmagasinement qu'au ruissellement (pente assez faible, forte perméabilité) ; d'ailleurs la présence des sources karstiques, dans ces secteurs, confirme bien cette hypothèse (Mebarki, 1982).

Les écoulements superficiels et le coefficient d'écoulement sont généralement assez faibles durant toute la période d'observation et n'augmentent que sous l'influence de fortes crues ou de longues périodes extrêmement pluvieuses qui saturent les sols (Figure 39a, c).

Occasionnellement, à la station d'Ain Smara, fortement influencée par les lâchers importants du barrage de Hamma Grouz, le coefficient d'écoulement se voit atteindre son pic durant une année relativement sèche en termes de précipitation (1999/2000) (Figure 39a).

La valeur du coefficient d'écoulement, la plus élevée des 5 stations étudiées, est celle observée à la station de Tassadane, pour l'année 1981/82 (Figure 39d), cette dernière est égale à 50,5%.

Contrairement à ce qui a été observé dans les autres stations, cette période ne correspond, ni à une période à forte pluviosité, ni à une période extrême en écoulement (Figure 39d). Bien au contraire, l'année en question est celle où l'on observe une diminution brusque des précipitations et, en même temps, une augmentation progressive de l'écoulement.

Le déphasage entre la courbe des précipitations et celle du coefficient d'écoulement est flagrant, à la station de Tassadane (Figure 39d), la plus faible valeur du coefficient ($CE = 3,38\%$) correspond à une valeur de précipitation assez élevée (931 mm).

L'Oued Kébir-amont, à la station de Tassadane, montre des conditions d'écoulement assez particulières durant la période d'observation ; cette particularité est liée à la forte hétérogénéité de la lithologie et à la répartition des averses sur le site. Le site est constitué d'une alternance de grès, de marnes et de formations argileuses engendrant des conditions d'écoulement et d'infiltration assez complexes. Ces conditions font que le coefficient d'écoulement peut s'accroître très rapidement même, pour une faible lame précipitée. Parfois, c'est le phénomène inverse qui se produit.

La station de Tassadane enregistre des écoulements très faibles après des averses torrentielles, impliquant la présence de conditions d'emagasinement dans le site. Toutefois, l'origine des écoulements importants, enregistrés durant les années à faible pluviosité peut provenir des apports générés par des précipitations antérieures ou par ceux des affluents importants du même oued.

VI.4. REGIME FLUVIAL MENSUEL

L'analyse des débits et des écoulements, à l'échelle mensuelle et saisonnière, permet d'avoir une meilleure caractérisation du régime fluvial des cours d'eau. Les modules annuels des débits représentent des moyennes estimées pour une longue période, de ce fait leur interprétation ne peut exprimer avec exactitude les grands traits du régime hydrologique des cours d'eau.

VI.4.1. Coefficient mensuel de débit (CMD)

Le coefficient mensuel de débit (CMD) est utilisé comme critère d'analyse de la variabilité mensuelle des débits. Ce dernier n'est autre que le rapport du débit moyen mensuel au module annuel de la période considérée. Cependant, les valeurs du CMD inférieures à l'unité correspondent aux mois de basses eaux, tandis que celles supérieures à l'unité représentent les mois de hautes eaux.

Les valeurs des CMD calculées pour les séries hydrométriques des différentes stations étudiées mettent en évidence les nuances géographiques des régimes fluviaux des différents cours d'eau. Ces nuances témoignent de l'opposition des régimes des cours d'eau relatifs aux bassins moyen et inférieur (Figure 40 b) représentés par les stations d'El Ancer, Tassadane et Grareme à ceux des bassins des hautes plaines (Figure 40a) représentés par les stations d'El Khroub et d'Ain Smara.

Par ailleurs, mises à part les fluctuations anormales des valeurs du CMD constatées à la station d'Ain Smara (Figure 40a), en relation avec l'influence du barrage de Hamma Grouz en son amont, le reste des séries hydrométriques reflète parfaitement les caractères généraux de leurs cours d'eau (Figure 40).

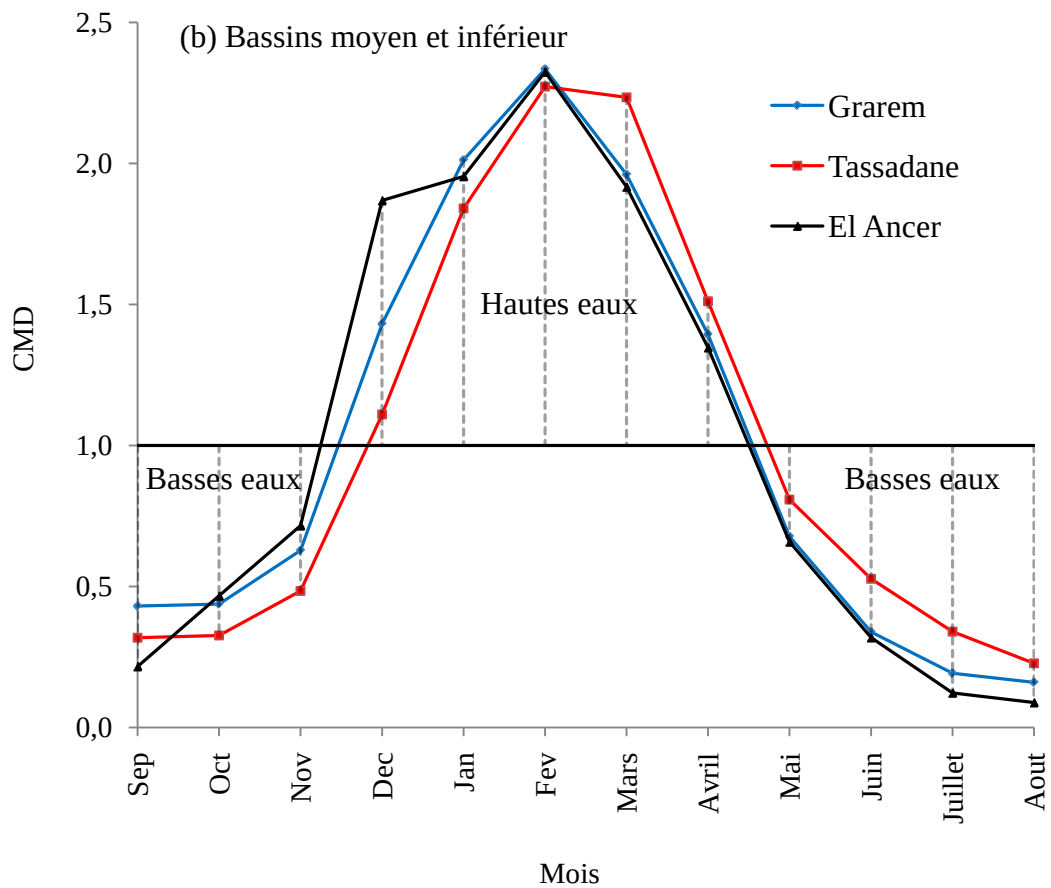
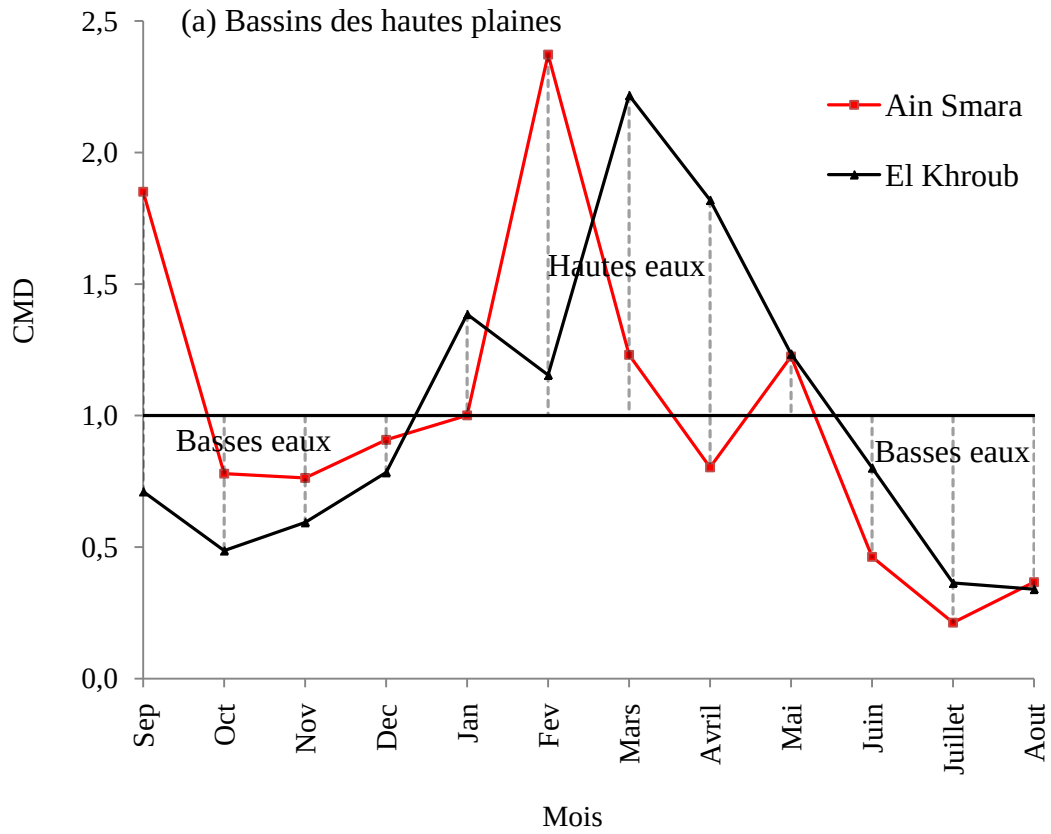


Figure 40. Variabilité du coefficient mensuel d'écoulement.

Il est à noter que, malgré la brièveté des observations de la station d'El Khroub qui s'étend sur la plus courte durée (8 années), la figuration graphique des CMD, établie pour cette dernière, semble assez représentative pour l'Oued Boumerzoug (Figure 40a). Au niveau des bassins moyen et inférieur, la période des hautes eaux est située entre mi-novembre et mi-avril (Figure 40b).

Les valeurs extrêmes du CMD, en cette période, sont observées en février avec 2,34 à El Grarem ; 2,27 à Tassadane et 2,32 à El Ancer. Ces maxima correspondent à des moyennes mensuelles maximales égales à 12,77 m³/s (Grarem), 9,25 m³/s (Tassadane) et 49,82 m³/s (El Ancer).

Le régime hydrologique des bassins moyen et inférieur montre, aussi, à travers les CMD une période de basses eaux plus précoce que celle des bassins des hautes plaines (Figure 40). En effet, la période sèche des bassins moyen et inférieur aux stations de Grarem, Tassadane et El Ancer débute à partir du mois de mai et se termine en novembre (Figure 40b).

En revanche le débit moyen mensuel minimal est atteint pour les trois stations durant le mois d'août avec un CMD ne dépassant pas 0,50 ou un débit moyen minimal inférieur à 2 m³/s (Figure 40b).

La concordance entre les périodes des hautes et des basses eaux, au niveau des bassins moyen et inférieur, témoigne que ces cours d'eau sont alimentés, principalement par les précipitations et, en même temps, par un faible apport en eaux souterraines. Cependant, les variations du régime hydrologique en ces cours d'eau peuvent être également conditionnées par l'effet de l'ETP qui agit de manière simultanée et équivalente, en ces secteurs.

Nous soulignons, par ailleurs, que les débits moyens maximaux atteints en février, au niveau des stations de Grarem, Tassadane et El Ancer représentent, en général, presque deux fois et demi la moyenne annuelle de chaque station, mais le débit record est observé à El Ancer avec une moyenne proche de 50 m³/s.

Pour les bassins des hautes plaines, la période des hautes eaux semble être décalée par rapport à celle des bassins moyen et inférieur (Figure 40a). Au niveau de la station d'El Khroub, la période humide est nettement marquée au cours des 5 mois successifs : janvier, février, mars, avril et mai.

En revanche, pour la station d'Ain Smara, la période des hautes eaux est marquée par une discontinuité à pas de temps mensuel (Figure 40a). En effet, elle commence dès septembre, mais le CMD tombe rapidement en dessous de l'unité pendant les trois mois suivants, avant de croître à nouveau à partir de janvier jusqu'à mars (Figure 40a).

Le CMD rechute, une nouvelle fois, durant le mois d'avril pour reprendre en mai où il marque une dernière valeur en dessus de l'unité (Figure 40a). Le régime hydrologique, assez complexe de l'Oued Rhumel à la station d'Ain Smara, peut s'expliquer par une perturbation des mesures hydrométriques causée par les lâchers du barrage de Hamma Grouz.

Par ailleurs, la particularité des conditions d'alimentation de l'Oued Rhumel amont où d'éventuelles erreurs de mesures causées par les opérateurs de la station en question ne sont pas à écarter ; ces hypothèses peuvent s'ajouter à celle précédemment proposée.

Malgré les nuances géographiques du régime des cours d'eau, la station d'Ain Smara enregistre un débit maximal comme pour les stations de Tassadane, Grarem et El Ancer durant le mois de février et marque exceptionnellement son minimal durant le mois de juillet (Figure 40a). Cette particularité hydrologique confirme notre suggestion émise par rapport à l'influence du barrage situé en son amont.

Le décalage de la période des hautes eaux et des basses eaux pour l'Oued Boumerzoug à la station d'El Khroub est, sans doute lié à la capacité importante d'infiltration qui caractérise son bassin et qui agit simultanément avec un taux élevé d'évaporation.

Les premières pluies de la saison hivernale et automnale ne soutiennent pas le ruissellement superficiel et contribuent plutôt à l'emmagasinement des eaux par infiltration. Toutefois, comme pour les bassins moyen et inférieur, le débit minimal, à la station d'El Khroub, est observé durant le mois d'août avec une très faible valeur égale à $0,12 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figure 40a). Etant donné l'importance des pluies qui tombent durant la saison du printemps dans le bassin de l'Oued Boumerzoug, la valeur maximale mensuelle se voit, elle aussi, retardée pour le mois de mars (Figure 40a).

VI.4.2. Dispersion des débits mensuels

Comme il a été le cas à l'échelle annuelle, l'irrégularité et la dispersion des débits mensuels seront cernées à partir du coefficient de variation (Cv) et de l'écart type (σ). Cependant, nous mettrons en exergue les écarts mensuels importants des débits extrêmes par la détermination du coefficient d'immodération. Ces paramètres statistiques sont déterminants pour appuyer la comparaison et l'irrégularité du régime fluvial des différents cours d'eau étudiés.

Les coefficients de variation, estimés pour la période de référence et pour chaque mois de l'année, montrent que l'écoulement mensuel est extrême et irrégulier, comme il a été constaté pour les précipitations et ce, d'un mois à autre et d'une station à autre.

Les valeurs du coefficient varient entre 0,48 et 3,33 (Tableau 25). Par contre, à l'exception des valeurs d'Ain Smara, l'irrégularité des débits est aussi bien marquée durant la période des hautes eaux ou la période froide, contrairement aux précipitations qui montrent une variabilité importante pendant la période sèche de l'année (Tableau 25).

Pour la plupart des stations, les valeurs extrêmes du coefficient de variation sont observées durant les mois d'octobre (El Ancer), décembre (Grarem), janvier (Tassadane) et mars (El Khroub).

A la station d'Ain Smara un nombre de 11 mois de l'année indique des coefficients de variation supérieurs à l'unité, suivis d'une valeur record de 3,33, observée durant le mois d'août (Tableau 25). Une telle irrégularité ne sert qu'à confirmer nos suggestions formulées précédemment pour cette station.

Tableau 25. Variabilité mensuelle des débits spécifiques.

Bassins		Sep	Oct	Nov	Déc.	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Année	R
Oued Boumerzoug à El Khroub	$\bar{Q}$	0,14	0,10	0,12	0,15	0,27	0,23	0,43	0,36	0,24	0,16	0,07	0,07	0,19	6,52
	σ	0,17	0,13	0,10	0,12	0,31	0,20	0,72	0,41	0,18	0,15	0,05	0,04	0,12	
	Cv	1,20	1,37	0,84	0,77	1,13	0,87	1,67	1,16	0,75	0,95	0,69	0,57	0,59	
Oued Rhumel à Ain Smara	$\bar{Q}$	1,63	0,88	0,86	0,99	0,97	1,77	1,22	0,70	1,35	0,49	0,20	0,40	0,95	8,80
	σ	3,22	2,11	2,16	2,07	1,17	4,11	2,04	0,51	3,41	1,10	0,39	1,32	0,48	
	Cv	1,97	2,40	2,50	2,09	1,20	2,31	1,67	0,73	2,52	2,25	1,96	3,33	0,50	
Oued Rhumel à Grarem	$\bar{Q}$	0,50	0,51	0,74	1,64	2,37	2,73	2,21	1,57	0,78	0,39	0,22	0,18	1,16	14,88
	σ	0,46	0,32	0,68	2,20	3,06	2,66	2,47	1,48	0,43	0,22	0,15	0,09	0,91	
	Cv	0,90	0,62	0,92	1,34	1,29	0,97	1,12	0,94	0,55	0,55	0,71	0,48	0,78	
Kébir-amont à Tassadane	$\bar{Q}$	1,21	1,24	1,84	4,23	7,02	8,66	8,52	5,76	3,08	2,01	1,29	0,87	3,81	10
	σ	0,87	1,13	1,73	3,12	6,79	6,76	6,70	4,54	1,91	1,40	0,99	0,70	2,95	
	Cv	0,72	0,91	0,94	0,74	0,97	0,78	0,79	0,79	0,62	0,70	0,76	0,80	0,77	
Kébir Rhumel à El Ancer	$\bar{Q}$	0,57	1,17	1,86	4,82	5,08	6,06	4,93	3,50	1,73	0,84	0,32	0,23	2,60	26,70
	σ	0,68	1,57	2,24	5,37	3,56	4,91	4,21	3,33	1,23	0,74	0,18	0,13	2,15	
	Cv	1,18	1,34	1,20	1,11	0,70	0,81	0,85	0,95	0,71	0,87	0,57	0,59	0,83	

$\bar{Q}$: Débit spécifique moyen en l/s/km² ; σ : Ecart type ; Cv: Coefficient de variation;

R: Coefficient d'immodération (rapport des valeurs extrêmes de débit).

En écartant le cas de la station d'Ain Smara qui ne reflète guère la réalité du régime fluvial de l'oued en question, la variabilité des écoulements s'avère relativement modérée au cours de la période sèche ou celle des basses eaux (Tableau 25).

La variabilité accentuée des écoulements en période froide est en relation avec les crues hivernales importantes et assez fréquentes en cette période. En revanche cette variabilité semble être modérée durant les basses eaux, du fait du changement des conditions d'alimentation des cours d'eau et de la récurrence limitée des crues de la période sèche. En effet, en période d'étiage, ce sont notamment les apports souterrains qui conditionnent la variabilité des écoulements.

Par ailleurs, les coefficients d'immodération sont plus élevés pour les stations contrôlant les bassins moyen et inférieur (Tableau 25). Contrairement à l'échelle annuelle, c'est l'Oued Kébir-Rhumel, à la station d'El Ancer, qui présente la valeur record du coefficient d'immodération ($R = 26,70$), ainsi que celle du coefficient de variation annuel ($C_v = 0,83$).

L'écoulement mensuel au niveau des bassins des hautes plaines semble le moins immodéré et le moins irrégulier aussi ($R = 6,52$; $C_v = 0,59$ à El Khroub) et ($R = 8,80$; $C_v = 0,50$ à Ain Smara).

VI.4.3. Variabilité mensuelle des ruissellements et du coefficient d'écoulement

Les graphiques illustrant la variation des écoulements et des précipitations établis pour les différentes stations confirment le contraste des régimes hydrologiques entre les bassins des hautes plaines et les bassins moyen et inférieur (Figure 41). Cependant, la concordance des courbes de l'écoulement et celles des précipitations mensuelles au niveau des stations de Grarem, Tassadane et El Ancer témoigne d'une alimentation essentiellement pluviale des cours d'eau en question (Figure 41c, d, f).

Par ailleurs, la nette adaptation du régime hydrologique au régime pluviométrique dans les bassins moyen et inférieur ressort bien par l'harmonie des allures des courbes, aussi bien en période humide qu'en période sèche (Figure 41c, d, f).

Malgré le fait que le mois de décembre représente le mois le plus humide, en termes de précipitations pour la plupart des stations (mise à part la station d'El Khroub), les valeurs extrêmes de l'écoulement sont observées durant des périodes différentes de l'année plus précisément en février pour les stations d'El Ancer et Grarem (Figure 41c, f) et durant le mois de mars pour les stations de Tassadane et El Khroub (Figure 41a,d).

Le décalage, entre le mois à forte pluviosité et celui excédentaire de l'écoulement observé en certaines stations est lié à la différence entre les conditions lithologiques des temps de

concentrations des différents bassins. Toutefois, la variation du coefficient d'écoulement dans l'ensemble de stations est relativement liée à la variation de l'écoulement, sauf à chaque diminution brusque des précipitations, notamment en période des basses eaux où il enregistre aussi vite une valeur extrême (Figure 41).

L'allure des courbes relatives aux bassins des hautes plaines montre une nette différence sur les conditions d'écoulement et d'alimentation de leur cours d'eau (Figure 41a, b). Le bassin de l'Oued Boumerzoug, à la station d'El Khroub, montre un déficit d'écoulement important (Figure 41a). Les lames d'eau moyennes mensuelles sont relativement faibles par rapport aux précipitations mensuelles et apparaissent d'une façon retardée à partir du mois de janvier (Figure 41a).

Comme il a été déjà annoncé plus haut, le rôle important d'une lithologie perméable dans le site de l'Oued Boumerzoug a développé une importante capacité d'infiltration. A cette caractéristique, s'ajoute une évaporation élevée au point que les premières averses de l'automne ne favorisent pas d'une façon efficace le ruissellement superficiel, mais plutôt l'emmagasinement et le stockage des eaux superficielles.

Dans l'ensemble, l'analyse de la variabilité mensuelle des écoulement, pour la période considérée, a permis de mettre en valeur les nuances des régimes hydrologiques présents entre les bassins drainant les hautes plaines et les bassins moyen et inférieur.

VI.5.VARIABILITE DES DEBITS JOURNALIERS

L'étude de l'écoulement, à l'échelle de 365 jours de l'année, permet de cerner l'intermittence des cours d'eau et de mieux comprendre les réponses hydrologiques des hydrosystèmes aux stations de jaugeage. Par ailleurs, les nuances du régime fluvial, constatées précédemment aussi bien à l'échelle géographique et temporelle, seront bien mises en évidence à pas de temps journalier.

Vu le nombre important des observations journalières le long de la période de 28 années (1973/1974 -2000/01), nous avons abordé la variabilité des débits journaliers aux stations étudiées, par l'analyse et la comparaison des valeurs extrêmes, ainsi que de leurs amplitudes d'oscillation, d'une station à une autre.

Pour la station d'El Khroub, nous évoquerons quand même les mêmes démarches d'analyse pour la période 8 années (1971-1978/1979), puisque nous disposons d'une série hydrométrique journalière assez complète pour cette période.

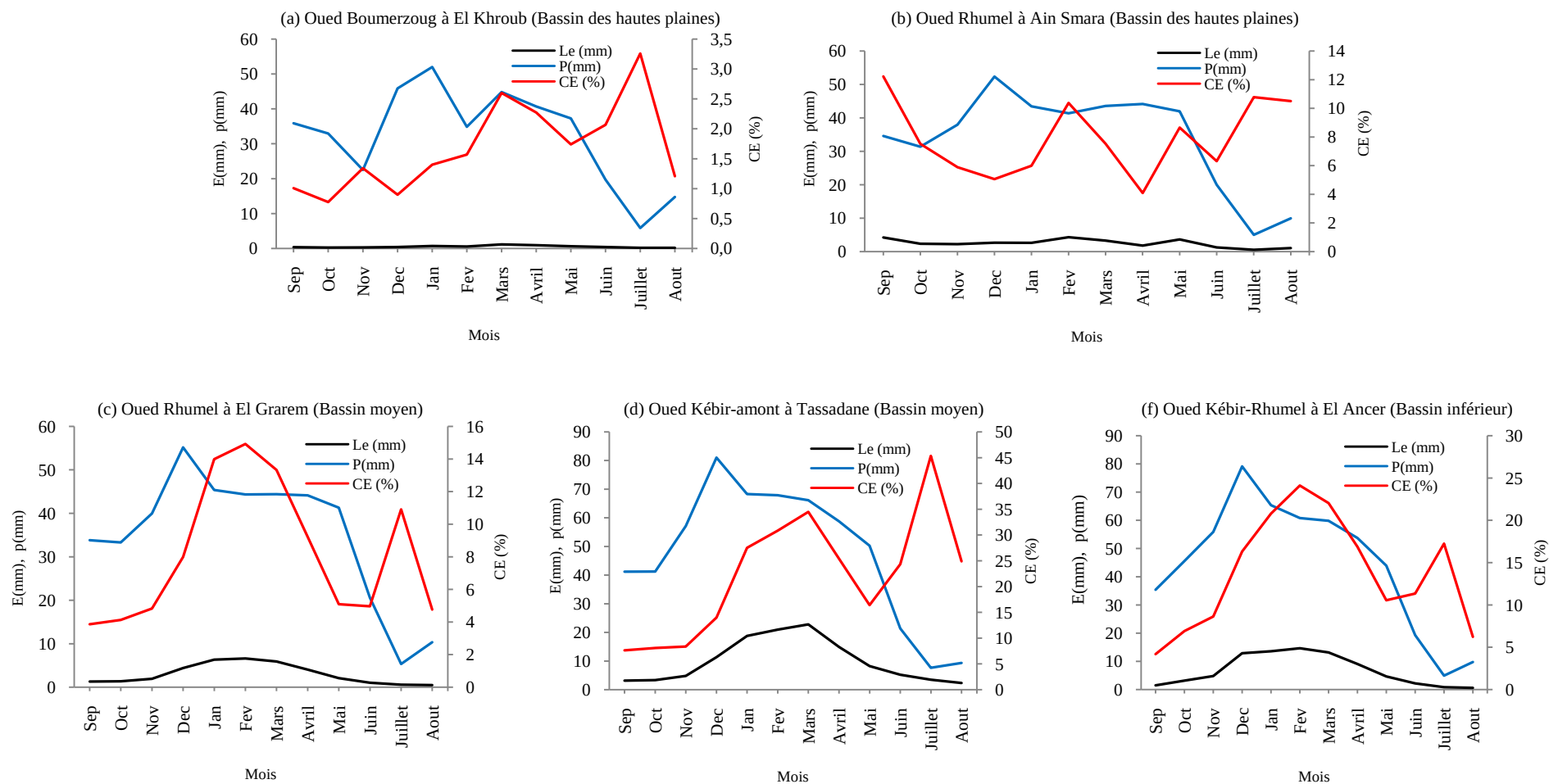


Figure 41. Variabilité mensuelle du coefficient d'écoulement, des précipitations et des ruissellements, périodes (1973/1974-2000/01) et (1971/72- 1978/79).

VI.5.1. Evénements extrêmes journaliers

Les allures des courbes de fluctuations journalières témoignent que la variabilité des débits, à l'échelle journalière, est très significative comparée à l'échelle mensuelle et annuelle (Cf. Annexe 1 et 2). D'autre part, les amplitudes de variations des débits journaliers varient d'un bassin à un autre, mais dans l'ensemble, l'ordre des amplitudes est visiblement plus important pour les bassins moyen et inférieur (Cf. Annexe 1 et 2).

De même, les valeurs maximales journalières observées d'une année à autre sont assez élevées pour les bassins moyen et inférieur (Figure 42a). Ces dernières ne tombent pas en dessous de $12 \text{ m}^3/\text{s}$ au niveau des stations de Tassadane, El Ancer et Grarem et atteignent des valeurs extrêmement élevées durant certaines années caractéristiques de la période d'observation. En effet, les débits maximaux extrêmes atteignent des valeurs assez élevées égales à $154 \text{ m}^3/\text{s}$ (à Tassadane), $943 \text{ m}^3/\text{s}$ (à Grarem).

Cependant, l'Oued Kébir-Rhumel marque une valeur extrême record à El Ancer, égale à $1952 \text{ m}^3/\text{s}$ correspondant à environ 90 fois sa moyenne annuelle, pour l'ensemble de la période. Ceci reflète la puissance des crues qui se manifestent dans le bassin inférieur.

Quant aux minimas journaliers, enregistrés dans les mêmes bassins, ils présentent des valeurs beaucoup moins prononcées, ne dépassant pas un seuil de $0,24 \text{ m}^3/\text{s}$ à El Ancer. En même temps, ces minimas n'atteignent jamais la valeur nulle, ce qui témoigne du caractère assez permanent des écoulements, le long de l'année dans les cours d'eau en question et ce, même en période sèche (Figure 42c).

Par ailleurs, les maximas journaliers, observés pour les bassins des hautes plaines, semblent nettement moins accentués que ceux des bassins moyen et inférieur, à l'exception de la valeur extrême d'Ain Smara ($200 \text{ m}^3/\text{s}$) qui dépasse le débit extrême journalier observé à la station de Tassadane (Figure 42b).

En revanche à la station El Khroub, le débit maximal journalier record pour la période considérée n'est que seulement de $32 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figure 42b). L'absence d'écoulement journalier, où les valeurs extrêmement faibles d'écoulement (proches de $0,00 \text{ m}^3/\text{s}$) en période des basses eaux, est constatée uniquement aux stations d'El Khroub et d'Ain Smara (figure 42d).

En effet, la fréquence de récurrence des périodes déficitaires en écoulement est assez élevée pour les bassins des hautes plaines durant les périodes d'observation. L'écoulement décroît, de l'ordre de quelques litres par seconde durant plusieurs jours de l'année et ce, pour 50% et 63% de la période d'observation, respectivement pour l'Oued Boumerzoug à El Khroub et l'Oued Rhumel à Ain Smara.

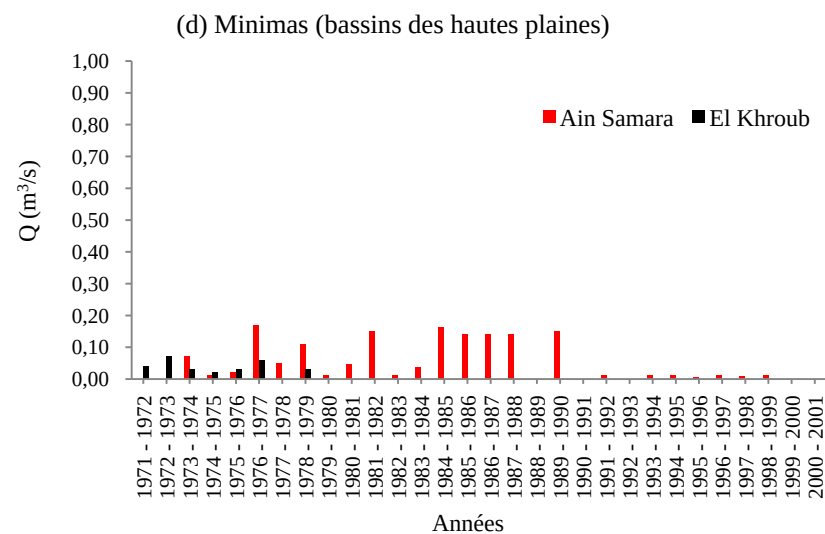
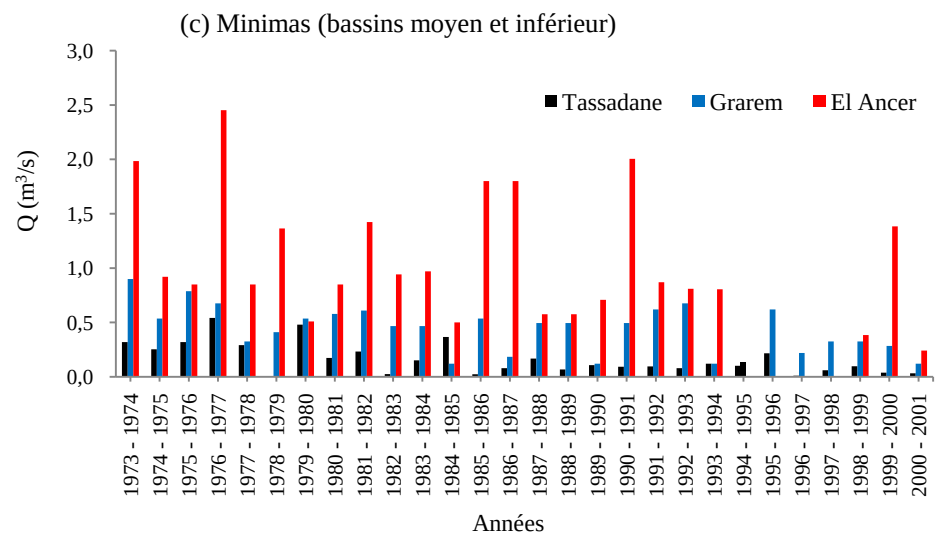
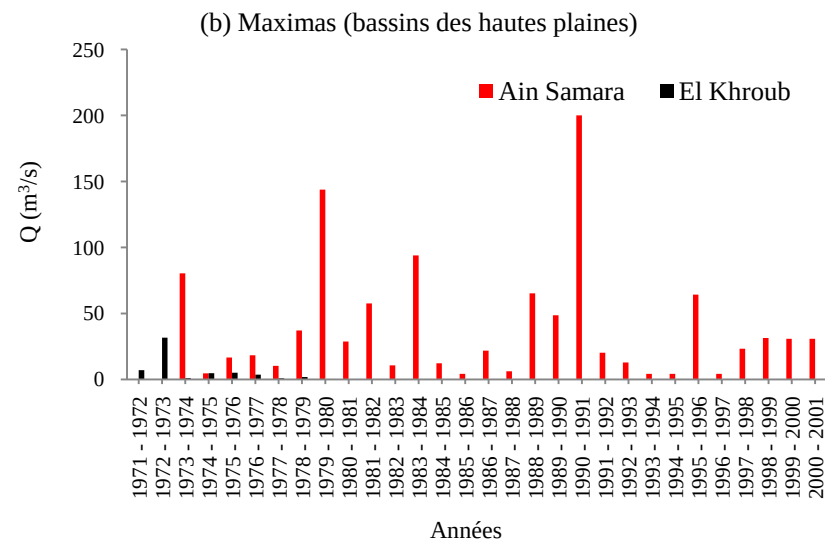
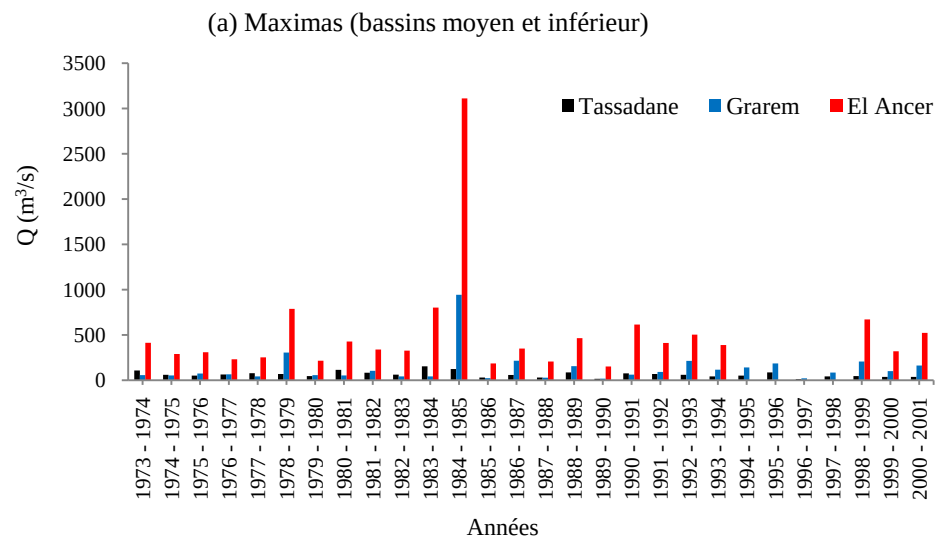


Figure 42. Débits maximaux et minimaux journaliers des périodes (1973/1974-2000/2001) et (1971/72- 1978/79).

En revanche, la plus longue période totalement sèche en écoulement est observée notamment à la station d'Ain Smara (Tableau 26).

Tableau 26. Débits extrêmes journaliers, période (1973/74-2000/01).

Maximas journaliers					Minimas journaliers			
Stations	$Q_{\max}$ (m ³ /s)	Année	Mois	Date	$Q_{\min}$ (m ³ /s)	Année	Mois	Date
El Ancer	1952	1984/1985	Décembre	30/12/1984	0,24	2000/2001	Août	01/08/2001
Grarem	943	1984/1985	Décembre	30/12/1984	0,12	1984/1985	Septembre	29/08/1985
Tassadane	154	1983/1984	Février	03/02/1984	0,01	1978/1979	Juin	16/06/1979
El Khroub*	32	1972/1973	Mars	28/03/1973	/	1977/1978	Septembre	01/09/1977
Ain Smara*	200	1990 /1991	Mai	20/05/1991	/	1988/1989	Août	/
					/	1990/1991	Mai	/
					/	1992/1993	Juillet-Août	/
					/	1999/2000	Mai-Août	/
					/	2000/2001	Mai-Août	/

(*) Stations représentant les bassins des hautes plaines.

L'historique des périodes d'apparition des débits extrêmes journaliers montre, en général, une coïncidence, presque parfaite, entre les années extrêmes humides en écoulement de l'ensemble de la période (1973/1974-2000/2001) et les années d'observation des débits maximums journaliers.

Cette coïncidence est parfaite à la station d'El Ancer, Grarem et EL Khroub. Il convient de signaler que le débit maximal journalier du second ordre ($Q_{\max} = 124 \text{ m}^3/\text{s}$), observé en mars 1985 à la station de Tassadane, coïncide parfaitement à l'année extrême humide en écoulement de la même station (1984/1985).

La station d'Ain Smara marque un décalage important entre les années extrêmes en écoulement de la période des 28ans et celle de l'apparition des événements extrêmes journaliers. Ceci reflète, encore une fois, une perturbation flagrante des séries hydrométriques en cette station, due principalement à l'influence du barrage de Hamma Grouz.

En revanche, la correspondance des mois extrêmes en écoulement de l'ensemble la période avec ceux des périodes extrêmes journalières est loin d'être évidente pour la plupart des postes de jaugeage (Tableau 26).

Paradoxalement, l'évènement extrême du 30/12/1984 est commun entre les stations de Grarem et Ancer, ce qui met en évidence la vitesse du transfert des flux hydrologiques du sud vers le nord et aussi la torrencialité des pluies en période hivernale dans les bassins moyen et inférieur.

VI.5.2. Variabilité des débits journaliers à l'échelle des années extrêmes

Les nuances géographiques des régimes hydrologiques décelées au niveau des différents bassins étudiés sont bien marquées par des valeurs extrêmes journalières assez décalées dans l'année, notamment pour les bassins des hautes plaines. Les débits journaliers extrêmes au niveau des stations d'Ain Smara et El Khroub sont observés durant les mois de mars et mai respectivement, tandis que pour le reste des stations les débits extrêmes se manifestent durant les mois de décembre et février (Tableau 26).

Les valeurs extrêmes minimales des débits journaliers ne coïncident guère avec celles des années extrêmes sèches de la période (1973/74-2000/01). Cependant, seule la station d'El Khroub indique une nette coïncidence entre l'année extrême sèche 1977/1978 de la période (1971/72- 1978/79) et celle de l'absence quasi-totale de l'écoulement observée le 01/09/1977. Malgré l'importance du déficit d'écoulement au bassin de l'Oued Boumerzoug, en relation avec la rareté des précipitations du climat semi-aride et le taux élevé de l'ETP, les écoulements souterrains soutiennent toujours l'écoulement superficiel même en période sèche avec de très faibles débits.

L'Oued Rhumel, à cette station a connu durant 5 années de longues périodes sèches qui se prolongent entre 1 à 2 mois successifs, selon les années. Le cours d'eau en question semble être alimenté essentiellement par des apports pluviaux ainsi que par des lâchers du barrage.

D'après cette brève analyse, il semble que, les événements extrêmes journaliers, enregistrés pendant les périodes (1973/74-2000/01) et (1971/1972-1978/79) ont une forte influence sur les cumuls annuels extrêmes. De ce fait, et compte-tenu de l'extension assez longue des séries hydrométriques journalières le long des périodes citées, nous nous intéressons uniquement aux années extrêmes humides de chaque station pour appuyer la caractérisation de la variabilité des débits journaliers.

Les allures des variations des débits journaliers, pour les bassins moyen et inférieur, montrent parfois plusieurs apogées durant la même année, notamment à la station de Tassadane (Cf. Annexe 2). Cependant, on constate une succession de pics assez prononcés durant l'année extrême 1984/85 très visible notamment dans les bassins moyen et inférieur (Cf. Annexe 3).

Ces pics correspondent, respectivement, aux débits journaliers maximaux générés par les crues importantes qui se sont manifestées durant l'année en question, en l'occurrence au début et à la fin de la période des hautes eaux (Novembre -Avril).

Durant l'année extrême 1984/85, environ 40 % (à la station de Tassadane), 48 % (à la station de Grarem) et 23 % (à la station de d'El Ancer) des valeurs des débits journaliers dépassent respectivement, en chaque station, la moyenne annuelle de la période (1973/74-2000/01).

Cependant, c'est au niveau de la station de Tassadane que l'on remarque la plus forte irrégularité des débits journaliers durant l'année extrême 1984/85 (Cf. Annexe 3).

L'allure des débits journaliers, à la station d'El Khroub pour l'année extrême 1972/73, montre aussi 3 pics qui se démarquent par rapport aux restes des valeurs des débits (Cf. Annexe 4). Le dernier pic est le moins prononcé, il indique cependant l'apparition d'éventuelles crues en pleine période chaude. Sinon les deux premiers maxima coïncident parfaitement avec les crues de la saison froide et humide (Cf. Annexe 4).

L'année extrême en écoulement 1999/2000, observée à la station d'Ain Smara est loin d'être représentative du régime fluvial de l'Oued Rhumel-amont. En effet, l'aspect aléatoire et anarchique des fluctuations des débits journaliers durant cette année témoigne plutôt du régime assez irrégulier des lâchers du barrage de Hamma Grouz en cette même année.

Pour confirmer cette hypothèse, nous nous sommes intéressés aux séries hydrométriques journalières de l'année 1983/1984, période extrême en écoulement du deuxième ordre et qui correspond en même temps à la période d'avant l'installation du barrage de Hamma Grouz (Cf. Annexe 4).

Les fluctuations journalières des débits journaliers de l'année extrême 1983/84 à Ain Smara sont nettement contrastées au regard de celles de l'année 1999/2000 pour la même station.

Toutefois, l'allure de la courbe en question, est marquée par un seul pic caractéristique et observée durant le mois de février, correspondant à un débit maximal de $94 \text{ m}^3/\text{s}$.

Ce débit maximal journalier perdure durant environ 15 jours avant que les valeurs journalières diminuent brusquement, puis graduellement, pour reprendre une cadence en dessous de $1 \text{ m}^3/\text{s}$ jusqu'à la fin de l'année. Cette variabilité assez particulière diffère de celle constatée à El Khroub mais témoigne quand même de l'influence de la semi-aridité du climat et du taux assez élevé de l'ETP des hautes plaines, agissant simultanément sur les écoulements superficiels.

VI.6. EVENEMENTS EXTREMES INSTANTANES

Les crues sont les événements hydrologiques extrêmes, provoqués par des averses ou une séquence pluvieuse, réduite dans le temps. Ce phénomène est défini par les débits de pointes instantanés. L'analyse de ces événements permet de mieux comprendre, à une échelle de

temps assez brève, la dynamique érosive et la réponse hydrologique des bassins qui est fonction du caractère des précipitations et de l'interaction de plusieurs paramètres morphométriques et physiographiques (Pente, forme du bassin, densité de drainage et du couvert végétal etc.).

Les observations hydrométriques instantanées ne sont malheureusement disponibles, durant la période étudiée (1973/74-200/01), que pour 4 stations : El Ancer, Grarem, Tassadane et Ain Smara. Toutefois, ces séries, plus au moins continues chronologiquement, permettent d'analyser la fréquence, la puissance et la gravité des crues véhiculées par l'Oued Kébir-amont (à Tassdane), Rhumel supérieur et aval (à Ain Smara et à Grarem) et l'Oued principal de Kébir-Rhumel (à El Ancer).

Par ailleurs, l'absence de pluviomètre à enregistrement instantané (pas de temps horaire) dans les postes pluviométriques ne permet pas de réaliser une analyse minutieuse des crues étudiées, notamment les relations averse-réponse hydrologique.

En raison du caractère variable dans l'espace, des averses génératrices de crues, déjà soulevé dans le chapitre V, nous essayons de cerner la variabilité spatiale des crues à travers une analyse comparative des événements de crues, enregistrés en chaque station.

Vu l'étendue importante des séries hydrométriques instantanées durant la période (1973/74 - 200/2001), nous avons procédé à une identification et une quantification automatique du nombre de ces dernières, par l'utilisation de l'outil de gestion « Hydraccess (V4.6) » et en proposant un critère d'identification arbitraire d'évènement : On suppose que l'évènement commence quand le débit instantané dépasse un certain seuil en m^3/s et se termine quand les débits instantanés restent en dessous de ce même seuil, pendant une durée de temps successive de 12 heures.

Pour affiner la comparaison des événements, nous avons proposé 5 catégories d'évènements de crues correspondant, respectivement, aux valeurs seuils de dépassement de : 30, 50, 100, 200, 500 et $1000 \text{ m}^3/\text{s}$. Le tableau 27 représente le dénombrement des évènements, selon leurs classes, pour les différentes stations.

Les valeurs du tableau 27 montrent que, dans l'ensemble, la fréquence d'apparition des événements de crues évolue de l'amont vers l'aval ; cette évolution semble en parfaite coordination avec l'augmentation des précipitations précédemment constatées (Tableau 27).

Par ailleurs, les plus fortes fréquences des crues violentes et brutales (où les débits instantanés dépassent 200, 500 et même $100 \text{ m}^3/\text{s}$) sont observées, notamment dans les bassins moyen et inférieur (Tableau 27).

L'Oued Kébir-Rhumel à El Ancer enregistre un nombre record de crues extrêmes. En effet, les crues où le débit instantané a dépassé les seuils de 500 et 1000 m³/s se sont produites, respectivement, 10 et 4 fois durant la période de 28 années (Tableau 27).

En revanche, l'Oued Kébir amont à la station de Tassadane montre en même temps la plus forte fréquence des crues dépassant 30 m³/s, ce qui met en évidence l'influence de l'organisation et la densité du réseau hydrographique sur la réponse hydrologique des bassins, en dehors de la répartition des précipitations.

Tableau 27. Dénombrement des événements de crues en chaque station selon les classes de débits.

Classes de débits	Nombre d'événements durant la période (1973/74 - 200/2001)			
	El Ancer	Grarem	Tassadane	Ain Smara
> 30 m ³ /s	137	106	231	36
> 50 m ³ /s	170	64	112	27
> 100 m ³ /s	138	35	31	14
> 200 m ³ /s	75	12	4	8
> 500 m ³ /s	10	2	1	0
> 1000 m ³ /s	4	1	0	0

Comme le montre le tableau ci-dessus, le bassin supérieur des hautes plaines, représenté par la station d'Ain Smara montre une absence totale d'événements extrêmes pour le seuil de débit dépassant 500 m³/s.

Malgré la semi-aridité du climat et les conditions d'alimentation de l'Oued Rhumel amont, on note, quand même, la présence de crues assez fortes (débits instantanés > 100 et 200 m³/s) pour déclencher des processus érosifs et d'éventuels débordements dans l'oued en question.

La variabilité des amplitudes des débits instantanés, en temps de crues, est, aussi en rapport avec la profondeur du lit mineur et l'étendue du lit majeur (Mebarki, 1982).

Par ailleurs, la répartition spatiale des fréquences de récurrence des crues, représentée par le tableau 27 semble en parfaite cohérence avec les caractéristiques climatiques, lithologiques, topographiques et celles de l'occupation du sol, discutées aux chapitres précédents.

Les bassins supérieurs et moyens, représentés par les stations El Ancer, Grarem et Tassadane, possèdent les conditions les plus favorables à l'apparition de crues importantes et à vitesse de propagation élevée.

A l’opposé, l’Oued Rhumel, drainant les hautes plaines constantinoises, avec une topographie plus douce et sous l’effet d’une pluviométrie relativement faible enregistre à la station d’Ain Smara des crues moins violentes et moins fréquentes durant la même période d’observation.

Il convient de signaler que l’interprétation de l’apparition et de la propagation des crues dans l’Oued Kébir-Rhumel et Rhumel aval est souvent compliquée, du fait de l’importance des apports des affluents.

VI.7. ESTIMATION DES VOLUME ECOULEMENTS

L’apport moyen annuel du bassin-versant de l’Oued Kébir-Rhumel durant la période de référence est estimé à 676 millions de m³. Cette valeur importante témoigne de la disponibilité et de la richesse en ressources superficielles du bassin étudié. Cependant, l’Oued Rhumel et Kébir-amont contribuent respectivement à cet apport d’environ 26% et 19%.

Les apports moyens annuels des bassins supérieurs, drainant les hautes plaines, sont les moins élevés en raison de l’important taux d’évaporation et d’infiltration d’une part, et d’autre part de la rareté des précipitations du climat semi-aride. A la station d’Ain Smara l’apport est de 45,12 Hm³ et seulement de 11,23 Hm³ à El Khroub.

Comme le montre le tableau 27, la variabilité des apports hydrologiques durant la période (1973/1974-2000/2001) est plus signifiante à l’échelle mensuelle ($0,53 < C_v < 2,87$) qu’à échelle annuelle ($0,50 < C_v < 1,04$). Cependant, ce sont les bassins supérieurs contrôlés par les stations d’Ain Smara et El Khroub qui marquent la plus forte irrégularité annuelle et mensuelle des apports (Tableau 27).

Tableau 28. Variabilité des apports moyens mensuels, période (1973/74-2000/01).

		Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Année
El Ancer	V (Hm ³)	12,01	25,93	39,75	103,81	108,56	<u>129,14</u>	106,49	74,84	36,57	17,71	6,82	4,91	666,54
	Cv	1,17	1,38	1,18	1,15	0,71	0,80	0,88	0,94	0,68	0,81	0,58	0,62	0,50
Grarem	V (Hm ³)	6,11	6,41	8,91	20,97	29,49	<u>30,90</u>	28,73	19,77	9,93	4,80	2,82	2,35	171,18
	Cv	0,91	0,61	0,87	1,47	1,33	0,99	1,22	1,02	0,56	0,54	0,78	0,53	0,70
Tassadane	V (Hm ³)	3,36	3,56	5,11	12,10	20,07	22,38	<u>24,36</u>	15,95	8,81	5,56	3,70	2,48	127,43
	Cv	0,72	0,91	0,94	0,74	0,97	0,78	0,79	0,79	0,62	0,70	0,76	0,80	0,54
Ain Smara	V (Hm ³)	6,95	3,03	2,87	3,52	3,89	<u>8,32</u>	4,78	3,02	4,76	1,74	0,83	1,42	45,12
	Cv	2,22	2,10	2,19	1,77	1,01	<u>2,87</u>	1,32	0,90	2,18	1,84	1,65	2,84	<u>1,04</u>
El Khroub	V (Hm ³)	0,66	0,47	0,55	0,76	1,34	1,00	<u>2,14</u>	1,70	1,19	0,75	0,35	0,33	11,23
	Cv	1,20	1,37	0,84	0,77	1,13	0,87	<u>1,67</u>	1,16	0,75	0,95	0,69	0,57	<u>0,92</u>

Cette forte variabilité à l'amont est en rapport avec l'irrégularité importante des précipitations dans les secteurs secs. Le tableau 27 montre que les apports les plus élevés sont observés durant la période des hautes eaux, notamment en février, à l'exception du cas de la station de Tassadane et d'El Khroub qui indiquent des maxima retardés pour le mois de mars.

Les apports des mois de février et mars, estimés dans les différentes stations, correspondent à une moyenne d'environ 30% des apports moyens annuels en chaque bassin.

A l'opposé, la plus faible disponibilité en apports, durant la période des basses eaux, est observée surtout durant le mois d'août (Tableau 27). Les potentialités moyennes, en ce mois, ne dépassent pas 5 Hm^3 . Exceptionnellement à Ain Smara, c'est le mois de juillet qui indique le plus faible apport moyen mensuel ($0,83 \text{ Hm}^3$).

Par ailleurs, on peut dire que dans l'ensemble, la variabilité mensuelle et annuelle des apports hydrologiques concorde bien avec celle de l'écoulement annuel et du coefficient mensuel de débit (CMD).

Conclusion

D'après les résultats obtenus au paravant, il ressort que le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel est l'un des hydro-systèmes les plus importants de l'Algérie, en termes d'apports et de modules hydrologiques annuels.

A la limite de la fiabilité des mesures hydrométriques, nous estimons à la station la plus proche de l'exutoire (El Ancer) pour la période de référence (1973/74-2000/01) un module annuel absolu de $21,43 \text{ m}^3/\text{s}$.

Par ailleurs, l'apport hydrologique moyen annuel semble bien représentatif de l'ampleur de l'étendue du bassin étudié, soit une moyenne de 666 millions de mètres cubes.

La variabilité temporelle des débits et des apports hydrologiques a été forcément influencée par les années extrêmes humides et excédentaires en écoulements. Nous mettrons, bien sûr, l'accent sur l'année caractéristique 1984/85 qui a marqué la plupart des bassins de l'Est Algérien. Au cours de cette période, le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel a débité plus du double de son module annuel des 28 années de la période d'observation.

A l'irrégularité temporelle des flux hydrologiques du bassin s'ajoute la variabilité spatiale des paramètres d'écoulements et des apports superficiels. En effet, l'écoulement s'accroît progressivement de l'amont vers l'aval, engendrant une potentialité en ressources plus importante dans la partie inférieure du bassin.

Nous estimons que plus de 55% de l'apport moyen annuel est issu essentiellement de la moitié nord du bassin. Cette distribution spatiale des écoulements et de ressources en eau est liée étroitement aux nuances géographiques de la répartition des précipitations, déjà abordée dans le chapitre précédent.

D'autre part, les conditions particulières d'infiltration et d'évaporation, en chaque bassin, est aussi un facteur imposant sur la répartition de l'écoulement et des ressources superficielles.

L'analyse des écoulements, à l'échelle mensuelle, a permis d'identifier, dans l'ensemble, un mois de février très imposant, en terme d'écoulement ; toutefois, les valeurs du coefficient d'écoulement mensuel ont fait ressortir deux périodes assez distinctes :

Une période excédentaire en écoulement ou période des hautes eaux qui débute à partir de novembre et se termine en avril et une période sèche correspondant à la saison des basses eaux entre mai et octobre.

Chapitre VII: Quantification du transport solide en suspension

Introduction

L'estimation ou la quantification des apports solides, à l'échelle du bassin versant, s'effectue, essentiellement, par la mesure des flux de la matière en suspension (MES), présente dans les eaux de ruissellement des oueds (K. Khanchoul, 2006). Les MES, mesurées généralement d'après leur concentrations (mg/l ou g/l), résultent d'un ensemble de processus de détachement, de transport, et de dépôt des particules de terres qui se manifestent dans les versants et les berges des cours d'eau.

La quantification de la charge sédimentaire, dans un bassin versant, nécessite donc, obligatoirement, des mesures continues dans le temps et suffisamment denses dans l'espace. La disponibilité et la continuité des mesures du transport solide dans les stations hydrométriques sont un élément clé pour la détermination des quantités réelles des sédiments qui s'acheminent, d'un point spécifique dans l'oued, vers l'exutoire du bassin étudié.

En absence de données de mesures de concentration, il est possible d'estimer, d'une manière approximative, la dégradation spécifique à l'échelle d'un bassin versant en utilisant des formules empiriques, mises en place par certains auteurs et qui sont valables, à la limite des conditions fixées.

VII.1. QUANTIFICATION EMPIRIQUES DE L'EROSION SPECIFIQUE

Comme indiqué auparavant, nous procéderons, en premier lieu, à l'estimation de la dégradation spécifique du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, ainsi qu'au niveau des sous-bassins pour lesquels nous disposons de données de concentrations : L'Oued Rhumel et Kébir-amont. Selon la disponibilité des données et la simplicité des calculs, nous avons choisi les formules empiriques suivantes : SOGREAH (1969), Tixeront (1960) , Fournier (1960) et Demmak (1982).

Il convient de souligner que ces formules ont été utilisées avec précaution car, souvent, elles ne reflètent pas la réalité, mais permettent, tout de même, d'élaborer une première esquisse des valeurs de la dégradation spécifique.

VII.1.1. Formule de la SOGREAH (1969)

Basé sur les données recueillies dans 27 bassins d'Algérie, dont 16 alimentant des barrages réservoirs, ce modèle relie les apports solides spécifiques (AS en T/km²/an), en fonction du ruissellement annuel (E en mm) et de la perméabilité du bassin (K_{Sog}).

La méthode de quantification de SOGREAH se résume par l'équation suivante :

$$AS = K_{Sog} E^{0,15} \quad (Eq.3)$$

La classe de perméabilité, désignant la valeur de « K », a été choisie selon les valeurs du coefficient d'écoulement de chaque bassin. Le tableau 29 donne les différentes valeurs du coefficient de perméabilité pour les bassins étudiés.

Tableau 29. Valeurs du coefficient de perméabilité K de la formule de SOGREAH (1969).

Bassin	Classe	K_{Sog}
Oued Kébir-Rhumel	faible à moyenne	350
Oued Kébir-amont	faible à moyenne	350
Oued Rhumel	faible	1400

VII.1.2. Formule de Tixeront (1960)

Cette formule est basée sur les données de 32 bassins d'Algérie et 9 bassins de Tunisie. Comme pour le modèle de SOGREAH (1969), le modèle de Tixeront (1960) déduit l'érosion spécifique d'un bassin (AT en T/ km²/an) à l'écoulement annuel (E en mm), en prenant, aussi en compte, la position géographique. Pour la région Est de l'Algérie, la formule est définie comme suite :

$$ASS = 92 E^{0,21} \quad (Eq.4)$$

VII.1.3. Formule de Fournier (1960)

Fournier (1960) a développé un modèle pour estimer la dégradation spécifique d'un bassin versant (AF en T/km²/an), quel que soit son emplacement géographique, en utilisant les données de 104 bassins versants, situés dans différentes régions du monde. Le modèle de Fournier (1960) est défini par l'équation suivante :

$$AF = \frac{1}{36} \times \left(\frac{P_m^2}{P_{an}} \right)^{2,65} \times \left(\frac{D^2}{S} \right)^{0,46} \quad (Eq.5)$$

Avec :

P_m : précipitation mensuelle du mois le plus arrosé (mm),

P_{an} : précipitation moyenne annuelle (mm),

D : dénivelée moyenne (m),

S : surface du bassin versant (km²).

VII.1.4. Formule de Demmak (1982)

La formule de Demmak (1982) prédit la dégradation spécifique, en prenant en compte des paramètres morphométriques, climatiques et ceux de la lithologie du bassin.

Demmak (1982) prend en considération certains paramètres morphométriques, climatiques et lithologiques pouvant influencer la dégradation spécifique du bassin en question, tels que le coefficient de torrentialité, l'étendue des formations géologiques érodables et l'érosivité des précipitations torrentielles. L'équation du modèle de Demmak (1982) est résumée dans la formule suivante :

$$TSS = 26,62 \times (IL \times 100) + 5,07 \times IP + 9,77 \times CT - 593,56 \quad (\text{Eq. 6})$$

Avec :

IL : Fraction de la superficie du bassin occupée par les formations marneuses et argileuses du Crétacé supérieur et du Tertiaire,

IP : Indice d'énergie du ruissellement qui est le produit du pourcentage et de la fréquence des précipitations annuelles, en considérant uniquement les averses > 20mm,

CT : Coefficient de torrentialité qui est le produit de la densité de drainage (D_d) et la fréquence des talwegs d'ordre 1 (F_1), Husson (1975). Le coefficient de torrentialité est donné par l'expression :

$$CT = D_d \times F_1 = \frac{\sum L}{S} \times \frac{N1}{S} \quad (\text{Eq. 7})$$

D'où:

$\sum L$: Longueur totale de tous les talwegs (km),

$N1$: Nombre de talwegs d'ordre 1,

S : Superficie du bassin versant (km^2).

Toutefois, dans notre cas, il a été impossible d'utiliser l'indice de pluviosité (IP), étant donné l'indisponibilité des précipitations journalières, dans la grande majorité des stations. Ainsi, l'indice I_p a été remplacé par l'indice d'érosivité des pluies (AR) de Arnoldus (1980) qui est exprimé par :

$$AR = \frac{\sum_{i=1}^{12} P_m^2}{P_{an}} \quad (\text{Eq. 8})$$

Avec :

P_m : précipitation mensuelle du mois le plus arrosé (mm),

P_{an} : précipitation moyenne annuelle (mm).

Les valeurs des paramètres de la formule de Demmak (1982), calculées pour les différents bassins, sont représentées en Annexe 5.

D'après les valeurs du tableau 30 qui illustre les résultats de calcul des dégradations spécifiques issues des équations précédentes (3, 4, 5 et 6), on constate que les différentes formules empiriques ont donné des valeurs de dégradation spécifique, avec des fourchettes souvent plus élevées.

De ce fait, ces modèles estimatifs restent incertains et peu crédibles, quant à l'estimation de la dégradation des sols dans les bassins versants.

De plus, ces relations ne tiennent pas compte de processus et des récurrences spatiales et temporelles qui régissent le fonctionnement hydro-sédimentaire.

Tableau 30. Dégradation spécifique des bassins étudiés selon les formules empiriques.

Formules	Dégradation spécifique des bassins en T/km ² /an		
	Bassin de l'Oued Kébir-Rhumel	Oued Kébir-amont	Oued Rhumel
SOGREAH (1969)	677,59	717,87	2400,85
Tixeront (1960)	231,98	251,51	195,76
Fournier (1960)	278,11	582,82	92,03
Demmak (1982)	614,79	779,42	382,23

VII.2. METHODOLOGIE DE MESURE ET DE QUANTIFICATION DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION

D'après l'ANRH de Constantine, seules les stations hydrométriques d'El Ancer, Tassadane et El Grarem disposent de données de transport solide. Cependant, après dépouillement des données, nous avons uniquement retenu les observations de la période (1973/74-2000/01), celle-ci étant la période commune, des précipitations et des débits liquides, utilisée précédemment. Ces mesures incluent des données instantanées de concentrations en matières en suspension (C en g/l) ainsi que leurs débits correspondants (Q en m³ s⁻¹).

Le protocole de mesure du transport solide en suspension, pratiqué par l'ANRH dans les rivières d'Algérie, s'effectue en passant par les étapes suivantes : (1) prélèvement d'un échantillon d'une capacité de 1L à l'aide d'une bouteille ; (2) filtration de l'échantillon dans un filtre de type Laurent (32 cm de diamètre) ; (3) séchage entre 105 et 110°C pendant 30mn puis ; (4) pesage de l'échantillon, en ramenant son poids à l'unité du volume d'eau filtrée avant (1L) pour en déduire la concentration en matières en suspension désignée (g/l).

Cette opération s'effectue avec une fréquence variable, selon l'importance des événements hydrologiques.

En étiage, ou lorsque le débit est constant au cours de la journée, il est possible d'effectuer un ou deux prélèvements, au cours de la journée.

En revanche, durant les événements extrêmes de crues, la fréquence de mesure est augmentée de deux étapes :

- Des mesures durant la montée des eaux, lorsque la montée s'effectue d'une façon lente, et tous les quarts d'heures ou demi-heures, lorsque celle-ci est brutale ou rapide.
- Des mesures durant la décrue, généralement avec une fréquence d'un échantillon toutes les heures, durant les six premières heures et, par la suite, toutes les deux heures (Demmak, 1982; K Khanchoul, 2006). Le temps entre deux mesures peut être étendu au fur et à mesure qu'on s'éloigne du pic.

Les concentrations, qui n'ont pas pu être mesurées durant les crues torrentielles et durant d'autres événements, sont généralement déterminées par l'usage des courbes de transport solide et établies à partir des relations Q-C des données disponibles. Les débits solides (Q_s) en Kg s^{-1} sont déduits du produit des deux paramètres Q et C.

VII.2.1. Courbes de transport Solide

En raison du caractère discontinu des mesures des concentrations dans les différentes stations étudiées, nous avons été contraints d'utiliser la technique des courbes de transport solide. Cette technique permet l'estimation des flux hydro-sédimentaires, saisonniers et annuels, à partir des séries des débits liquides.

Depuis les années quarante, les chercheurs ont eu recours à des modèles statistiques reliant les débits solides (Q_s) ou bien les concentrations (C) aux débits liquides (Q). Les travaux de Campbell and Bauder (1940) ainsi que ceux de C. R. Miller (1951) constituent les premiers exemples d'utilisation des courbes de transport solide sur les rivières des Etats-Unis d'Amérique. Ces études ont élaboré des relations Q-C pour estimer les débits solides sur une longue période d'écoulement.

L'intérêt apporté à l'utilisation des courbes de transport solide, par l'application de la relation Q-C, ne se fait sentir qu'à partir des années soixante-dix. Ferguson (1986); Horowitz et al. (2001); Walling (1977) ont eu recours à l'utilisation des relations Q-C et ont contribué à leur développement, pour étudier les phénomènes de pollution, de transfert de contaminants dans les rivières, de turbidité et d'envasement des barrages, de la dégradation des sols etc.

Cependant, d'autres travaux récents (Boukhrissa et al., 2013; Kisi, 2008; Melesse et al., 2011; Sarangi & Bhattacharya, 2005) ont utilisé des approches régressives statistiques et stochastiques RNA (Artificial Neural Network) entre les flux liquides et solides représentés pour estimer la production de sédiments dans les rivières.

Dans le présent travail, la quantification du transport solide dans les différents bassins étudiés a été réalisée en développant et en comparant les courbes de transport solide des relations : Q-C et Q-Q_s.

Le nombre d'individus de débit liquide (Q) et des concentrations en suspension (C), utilisées dans cette étude pour l'établissement des courbes de transport solide, est différent d'une station à une autre, pour la période (1973/74-2000/01). Cependant, nous comptons un nombre de :

- 1986 mesures de (Q) et (C) instantanés appartenant à l'Oued Kébir-amont à la Tassadane,
- 1012 mesures de (Q) et (C) instantanés appartenant à l'Oued Rhumel à El Grarem,
- 2420 mesures de (Q) et (C) instantanés appartenant à l'Oued Kébir-Rhumel à EL Ancer.

VII.2.1.1. Relations concentrations (C) - Débits liquides (Q)

Les concentrations instantanées en matières en suspension, ainsi que les débits correspondants, recueillies au niveau des stations d'El Ancer, Grarem et Tassadane, ont été utilisées pour élaborer les courbes de transport solide.

La représentation graphique des données en question montre des relations assez floues et complexes, entre les paramètres Q et C (Figure 43). Ceci s'explique par la différence des ordres de grandeur des débits et des concentrations, durant les événements extrêmes et les différentes périodes de l'année (Margareta B. Jansson, 1996; K Khanchoul, 2006).

Il convient de souligner que l'analyse des données a montré que certaines valeurs de débits identiques possèdent différentes mesures de concentrations. Ceci est probablement dû aux mesures réalisées, après changement du profil de l'oued et sans actualisation des courbes de tarage.

La variation, assez rapide, des quantités des matières en suspension véhiculées par l'oued et provoquées par des glissements en masse ou des sapements de berge, peut aussi être à l'origine de ces enregistrements (Figure 43).

D'après la littérature, la relation entre les concentrations des MES (C) et des débits liquides (Q) est souvent exprimée selon un modèle d'évolution en puissance (Benkhaled & Remini, 2003; Etchanchu & Probst, 1986; K Khanchoul, 2006; Kamel Khanchoul & Jansson, 2008; Kamel Khanchoul et al., 2007; Tourki et al., 2017). Ce modèle est de la forme :

$$C = a Q^b \quad (\text{Eq. 9})$$

Avec a et b qui sont les paramètres d'ajustement.

a) La sous-estimation des apports solides

Il ressort des études citées précédemment, notamment celles basées sur l'utilisation des courbes de transport solides avec des transformations logarithmiques, qu'elles ont souvent tendance à sous-estimer les apports solides dans les rivières (Cohn et al., 1992; Ferguson, 1986; M. Jansson, 1985; Margareta B. Jansson, 1997; K Khanchoul, 2006).

De ce fait, l'emploi de ces modèles régressifs doit, donc, s'effectuer avec une grande précaution du fait que la moyenne des apports solides retransformés est différente de la moyenne normale le long de la courbe de régression et qu'une correction des équations de régression est nécessaire (K Khanchoul, 2006).

Les modèles régressifs, développés pour les différents bassins étudiés, notamment ceux montrant une tendance à la sous-estimation des apports solides, ont été corrigés en utilisant le coefficient de correction (Cf) proposé par D. M. Miller (1984). Ce coefficient correcteur est donné par l'équation suivante :

$$Cf = \exp\left(\frac{\sigma^2}{2}\right) \quad (\text{Eq. 10})$$
$$\text{Avec: } \sigma^2 = \frac{1}{N-1} \times \sum_{i=1}^n (\ln C_m - \ln C'_{es})^2$$

Où σ^2 N, C_m et C'_{obs} sont respectivement la variance, la concentration moyenne mesurée et estimée.

b) La technique des classes des débits

Comme l'indique la figure 43, les nuages de points, des données instantanées brutes (Q-C) des trois stations de référence, montrent une grande dispersion des points. Cette dispersion est au détriment de la qualité des ajustements des courbes de transport solide.

Pour cela, nous avons choisi d'utiliser la technique des classes des débits moyens, développée par Verhoff et al. (1980); Walling and Webb (1981), M. Jansson (1985); Margareta B. Jansson (1997).

L'intégration de cette technique est intéressante dans la mesure où elle offre une amélioration des ajustements des courbes de transport solide, en réduisant la dispersion des séries d'observations (K Khanchoul, 2006). De plus, cette dernière permet d'obtenir un ordre d'amplitude plus correct de la charge solide à estimer.

Le procédé de la méthode consiste à regrouper les débits observés en classes distinctes, triés par ordre croissant. Les classes sont définies selon un intervalle fixé, dépendant de la variabilité des débits, en chaque série de données.

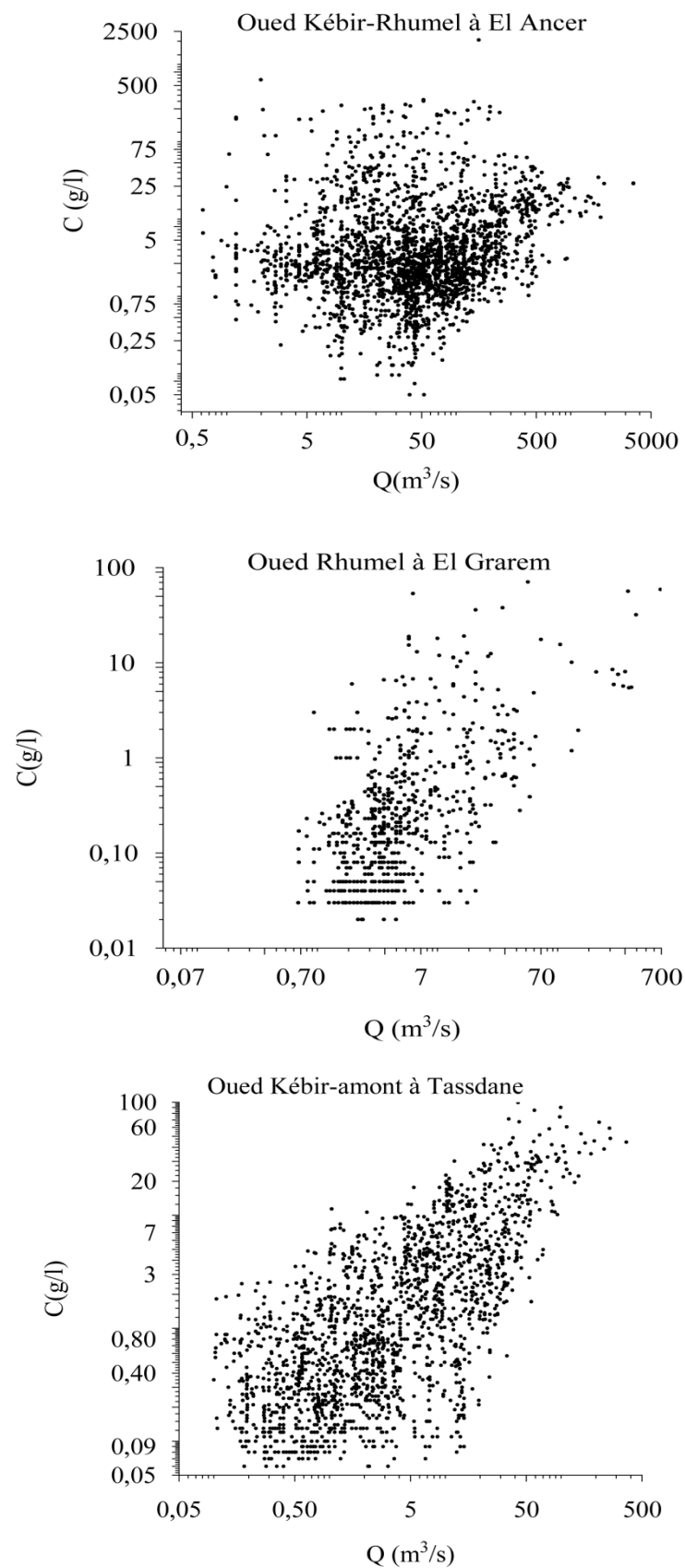


Figure 43. Nuage des points des valeurs instantanées des concentrations (C) face à celles des débits liquides (Q) pour les 3 stations de référence.

L'intervalle proposé est relativement réduit pour des valeurs faibles de débits. Toutefois, l'étendue de cet intervalle peut être augmentée, si le nombre d'individus contenu dans la classe devient réduit (K Khanchoul, 2006). Ensuite, la moyenne des séries de concentrations des MES, correspondant à chaque classe moyenne de débits, est calculée pour formuler des couples de valeurs moyennes (Q-C) de débit et de concentrations des MES.

Des courbes de transports solides ont été développées pour les valeurs moyennes des classes de débit et des concentrations et, parallèlement, pour l'ensemble des données brutes (non classées). Cependant, l'ensemble des courbes de transport solide (celles des données brutes et classées) a été représenté sur des échelles logarithmiques et sur un même système d'axe, et ce, pour vérifier le bon ajustement des courbes des valeurs moyennes des classes, aux valeurs non classées (Kamel Khanchoul et al., 2007).

Par ailleurs, la représentation graphique simultanée, des données brutes et classées, permet de faciliter la détection d'un éventuel changement d'inclinaison des droites de tendances à un certain seuil de débits.

Afin de mettre l'accent sur l'effet saisonnier qui conditionne souvent l'évolution des concentrations et des débits dans les oueds, et dans le but de rechercher les meilleurs ajustements possibles des courbes, nous avons tenté de regrouper l'ensemble des données selon trois saisons : hiver, printemps et automne-été. La fusion en un seul groupe des données des saisons d'été et d'automne a été proposée, suite à l'insuffisance des données de la période estivale. La figuration graphique des différentes courbes de transport solides, issues des relations Q-C, sont illustrées en Annexe 6, 7 et 8.

c) Erreur et incertitudes des modèles régressifs

Afin d'évaluer l'efficacité et le degré d'incertitude des modèles statistiques développés, nous nous sommes référés à la valeur d'erreur (E), exprimée en pourcentage et qui est définie par l'expression suivante :

$$E(\%) = \pm \left(\frac{Q'_s}{Q_s} - 1 \right) \times 100 \quad (\text{Eq. 11})$$

Q'_s et Q_s sont, respectivement, les débits solides estimés et mesurés.

L'erreur (E) reflète la grandeur d'écart entre les apports solides estimés et ceux observés (Horowitz et al., 2001; K Khanchoul, 2006; Walling, 1977).

Par ailleurs, les valeurs, positives (> 0) ou négatives (< 0) de l'erreur, permettent d'identifier, respectivement, une éventuelle surestimation ou sous-estimation des apports solides.

VII.2.1.2. Relation débit solide (Q_s) - débit liquide (Q)

L'utilisation de la relation débit solide (Q_s) – débit liquide (Q) est pratiquée depuis les années quarante (K Khanchoul, 2006). Les modèles Q_s -Q, comme pour ceux issus des relations Q-C, sont utilisés généralement dans la littérature, sous la même forme mathématique, soit une relation de puissance et avec une transformation logarithmique (Achite & Ouillon, 2007; Cordova & Gonzalez, 1997; Ferguson, 1987; Margareta B. Jansson, 1997; K Khanchoul, 2006; Restrepo & Kjerfve, 2000).

La formulation mathématique du modèle Q_s -Q est similaire à celle de l'équation précédente (Eq. 9) soit:

$$Q_s = aQ^b \quad (\text{Eq. 12})$$

Les travaux de McBean and Al-Nassri (1988) estiment que la qualité de l'ajustement des courbes de transport solide, développées sur la base des variables Q et Q_s , est mauvaise, comparée à celle basée sur la relation Q –C. Cependant cette idée a été contredite par d'autres chercheurs tels que Annandale (1990); Milhous (1990); Nordin Jr (1990).

Quelques années plus tard, Margareta B. Jansson (1997) a confirmé que l'utilisation des régressions à transformations logarithmiques $Q_s = f(Q)$ ou $C = f(Q)$ donnent les mêmes estimations des apports solides, après avoir effectué des corrections nécessaires des équations et une re-transformation.

Après avoir tenté plusieurs variantes possibles des courbes de transport solides, nous avons sélectionné, selon les valeurs d'erreur (E%) et par rapport à la qualité d'ajustement des courbes, les meilleurs modèles régressifs en chaque bassin (Tableau 30).

VII.2.2. Evaluations des apports solides

Les apports solides (A_s), à différentes échelles temporelles, ont été calculés et exprimés en tonnes, selon la formule générale suivante :

$$A_s (\text{Tonnes}) = \frac{Q (\text{m}^3/\text{s}) \times C (\text{g/l}) \times T (\text{secondes})}{1000} \quad (\text{Eq. 13})$$

Avec :

T : Temps de mesure en seconde,

C : Concentrations en matières en suspension exprimées en g/l .

Etant donné que le produit $Q \text{ (m}^3/\text{s)} \times C \text{ (g/l)}$ donne le débit solide Q_s en (kg/s), l'équation 10 peut, donc, s'écrire en fonction de ce dernier :

$$As \text{ (Tonnes)} = \frac{Q_s \text{ (Kg/s)} \times T \text{ (secondes)}}{1000} \quad (\text{Eq. 14})$$

Etant donné la différence des étendues des bassins étudiés, et dans le but de permettre une bonne comparaison entre les apports solides de ces derniers, nous avons rapporté les valeurs d'apports solides annuels à l'unité de surface correspondant à chaque bassin pour en déterminer la dégradation spécifique exprimée en (T/km²/an).

VII.2.3. Discussion des résultats et choix des modèle

Le tableau 31 montre que 86% des courbes de transport solide impliquent, généralement, une sous-estimation des apports solides. Ceci confirme bien les hypothèses soulevées précédemment, concernant les modèles regressifs développés avec transformation logarithmiques.

Par ailleurs, comme le montre le tableau 31, la valeur de l'erreur est souvent réduite après correction des modèles par le coefficient de correction (Cf).

Ce sont, notamment, les modèles développés à l'échelle des saisons qui montrent les sous-estimations les plus élevées ; d'ailleurs, leurs coefficients de correction sont visiblement les plus élevés (Tableau 31).

L'analyse de la variabilité des paramètres d'ajustements (a) et (b) indique un rapport inverse. En effet, le paramètre (a) prend une valeur faible pour un exposant (b) élevé.

A l'inverse, la valeur de l'exposant (b) augmente d'autant plus que la valeur de (a) diminue (Tableau 31). Ce rapport inverse entre les (a) et (b) tend à équilibrer la droite d'ajustement autour du nuage de points.

Toutefois, Achite and Ouillon (2007) ont montré que les modèles regressifs de puissance, développés pour les variables (Q-C) et (Q-Q_s), possèdent la même valeur du paramètre d'ajustement (a), en revanche l'exposant (b) du modèle (Q-Q_s) se voit toujours augmenter de l'ordre de l'unité (n+1).

Après plusieurs tentatives d'ajustement des courbes de transport solide, il semble que le choix de deux droites de tendance s'adapte le mieux pour les séries de données confondues de l'Oued Rhumel-amont et de celles de la période automne-été de l'Oued Kébir-Rhumel.

Ce choix reste souvent subjectif et dépend de la distribution des données (Tableau 31).

Tableau. 31 Caractéristiques et paramètres statistiques des modèles régressifs retenus pour les relations Q-C et Q -Q_s.

			Relations Q-C									
	Catégories	Type de données	Equations des modèles régressifs	R	Qs mesuré (T/s)	Qs estimé (T/s)	E (%)	Cf	Qs estimé (T/s)	E(%)	Qs estimé (T/s)-Retenu	
Oued kébir- Rhumel	Données confondues	CD	$C = 6,67Q^{0,0916}$	0,20	3476,99	2568,49	-26,13	1,36	3493,15	+0,46	3493,15	
	Automne-été	CD	$C = 10,88Q^{0,186}$	0,29	1269,52	861,33	-32,15	1,48	1274,77	+0,41	1274,77	
	Hiver	CD	$C = 0,70Q^{0,42}$	0,73	1329,66	1046,00	-21,33	1,16	1213,36	-8,75	1213,36	
	Printemps	CD	$C = 3,159Q^{0,189}$	0,37	877,80	681,99	-22,31	1,28	872,94	-0,55	872,94	
Oued Rhumel	Données confondues	CD	$C= 0,13Q^{0,882}$	0,85	109,11	117,79	+7,95	/	117,79	+7,95	117,79	
	Automne-été	CD	$C = 0,09Q^{1,68}$	0,88	8,35	10,05	+20,41	/	10,05	+20,41	10,05	
	Hiver	CD	$C = 0,11Q^{0,735}$	0,82	20,10	11,50	-42,77	1,34	15,41	-23,31	15,41	
	Printemps	CD	$C = 0,0477Q^{0,999}$	0,88	80,67	64,58	-19,95	1,36	87,83	+8,87	87,83	
Oued Kébir- amont	Données confondues	CD	$C = 0,91Q^{0,697}$	0,92	621,81	502,55	-19,18	1,14	574,12	-7,67	574,12	
	Automne-été	CD	$Q < 1,8 \text{ m}^3/\text{s} \quad C = 4,77Q^{0,635}$	0,50	387,57	406,49	+4,88	/	406,49	+4,88	406,49	
			$Q > 1,8 \text{ m}^3/\text{s} \quad C = 4,19Q^{0,873}$	0,77								
	Hiver	DB	$C = 0,291Q^{0,67}$	0,58	146,19	40,51	-72,29	2,83	114,64	-21,59	114,64	
Printemps	CD	$C = 0,96Q^{0,399}$	0,41	88,05	41,34	-53,05	2,39	49,24	-31,18	49,24		
Relations Q-Qs												
Oued Kébir -Rhumel	*Données confondues	CD	$Qs = 6,67Q^{1,091}$	0,93	3476,99	2568,49	-26,13	1,36	3493,15	+0,46	3493,15	
	Automne-été	DB	$Qs = 3,36Q^{1,20}$	0,72	1269,52	289,41	-77,20	3,96	1146,05	-9,73	1146,05	
	Hiver	CD	$Qs = 0,70Q^{1,42}$	0,96	1329,66	1046,00	-21,33	1,16	1213,36	-8,75	1213,36	
	Printemps	DB	$Qs = 1,26Q^{1,24}$	0,76	877,80	359,17	-59,08	2,22	797,36	-9,16	797,36	
Oued Rhumel	Données confondues	CD	$Q < 14 \text{ m}^3/\text{s} \quad Qs= 0,081Q^{2,243}$	0,90	109,11	71,33	-34,63	1,40	101,24	-7,21	101,24	
			$Q > 14 \text{ m}^3/\text{s} \quad Qs=0,498Q^{1,557}$	0,91				1,42				
	*Automne-été	DB	$Qs = 0.035Q^{2.635}$	0,79	8,35	3,40	-59,28	2,63	8,94	+7,10	8,94	
	*Hiver	CD	$Qs = 0,11Q^{1,735}$	0,96	20,10	11,50	-42,77	1,34	15,41	-23,31	15,41	
*Printemps	CD	$Qs = 0,0477Q^{1,999}$	0,96	80,67	64,58	-19,95	1,36	87,83	8,87	87,83		
Oued kébir- amont	*Données confondues	CD	$Qs = 0,91Q^{1,697}$	0,98	621,81	502,55	-19,18	1,14	574,12	-7,67	574,12	
	Automne-été	CD	$Qs = 5,24Q^{1,79}$	0,95	387,57	365,58	-5,68	1,92	701,91	+81,10	365,58	
	Hiver	DB	$Qs= 0,29Q^{1,67}$	0,87	146,19	40,51	-72,29	2,83	114,64	-21,59	114,64	
	Printemps	CD	$Qs = 0,96Q^{1,399}$	0,84	88,05	41,34	-53,05	2,39	49,24	-31,18	49,24	

CD : Classes des débits ; **DB** : Données brutes (Non classées); **R** : Coefficient de corrélation ; **Cf** : Coefficient de correction;
E(%) : Pourcentage d'erreur ; (*) Meilleur modèle pour chaque bassin.

L'analyse de la corrélation des variables, représentée par le coefficient de corrélation (R), indique que les valeurs les plus élevées de ce dernier correspondent, généralement, aux modèles développés avec la méthode des classes des débits (Tableau 31).

Pour les relations Q-C, on constate que les valeurs de R varient entre 0,20 et 0,92 et deviennent plus significatives pour la relation Q-Q_s ($0,72 \leq R \leq 0,98$) Tableau 31. Ceci confirme, encore une fois, l'efficacité de la méthode des classes des débits sur l'amélioration de la qualité des ajustements et, donc, sur l'erreur commise lors de l'estimation des apports solides.

Les courbes de transport solide, retenues en chaque station (Cf., annexes 6,7 et 8), reflètent les modèles statistiques ayant les meilleures corrélations et estimations.

Les choix du modèle, pour le calcul des apports solides en chaque bassin, a été basé, en priorité, sur la comparaison des valeurs d'erreur (E%) estimées pour les modèles développés sur la base de données confondues et ceux à l'échelle des saisons (Tableau 32).

Une attention particulière est aussi apportée quant à la qualité d'ajustement et de la corrélation entre les variables des modèles, pour appuyer notre choix du modèle régressif (Tableau 32).

Tableau 32. Valeurs d'erreurs et de coefficient de corrélation des modèles retenus en chaque bassin.

	Catégorie de données	Relations Q-C		Relations Q-Q _s	
		R	E (%)	R	E (%)
Oued Kébir-Rhumel	Données confondues	0,20	+0,46	<u>0,93</u>	<u>+0,46</u>
	Groupe de saisons	0,29-0,73	-3,33	0,72-0,96	-9,21
Oued Rhumel	Données confondues	0,85	+7,95	0,90-0,91	-7,21
	Groupe de saisons	0,82-0,88	+3,83	<u>0,79 - 0,96</u>	<u>+2,81</u>
Oued Kébir-amont	Données confondues	0,92	-7,67	<u>0,98</u>	<u>-7,67</u>
	Groupe de saisons	0,41-0,77	-8,27	0,84 -0,95	-14,85

Compte-tenu des valeurs d'erreurs (E%) et de celles du coefficient de corrélation (R), on peut dire que le choix d'un modèle reliant le débit solide (Q_s) au débit liquide (Q) est le plus judicieux pour l'ensemble des bassins étudiés (Tableau 32).

Exceptionnellement, pour le sous-bassin de l'Oued Rhumel, nous opterons pour le modèle établi à l'échelle des saisons. Ce dernier offre un meilleur rapprochement entre les valeurs estimées et observées, avec une sur-estimation négligeable des apports solides d'environ +2,81% (Tableau 32). De plus, les corrélations des différentes variables, regroupées en saisons, sont significatives ($0,79 \leq R \leq 0,96$) (Tableau 32).

Concernant le bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel et le sous-bassin de l'Oued Kébir-amont, nous opterons pour les modèles globaux, développés sur la base des séries confondues (Q_s-Q). Bien que les valeurs d'erreurs, estimées pour les modèles $Q-C$ et Q_s-Q , soient identiques pour les séries de l'Oued Kébir-amont et Kébir-Rhumel, les corrélations entre les variables Q_s et Q sont nettement plus significatives ($0,93 \leq R \leq 0,98$) (Tableau 32). Entre autres, nous accepterons une sous-estimation d'environ -8 % pour les apports solides de l'Oued Kébir-amont et une sur-estimation assez négligeable pour l'Oued Kébir-Rhumel qui est inférieure à 1% (Tableau 32).

VII.3. VARIABILITE INTERANNUELLE DES APPORTS SOLIDES

VII.3.1. Variabilité interannuelle à l'échelle du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel

L'érosion spécifique, estimée pour le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, est de 1070 T/km²/an pour la période 1973/74-2000/01. Cette valeur représente un taux d'érosion annuel important correspondant à une pluviométrie annuelle de 534 mm et une lame écoulée de 82 mm/an.

Durant la période de référence, nous estimons que l'Oued Kébir-Rhumel a véhiculé un total de 215 millions de tonnes d'apports solides vers le delta, soit environ une moyenne de 8,96 millions de tonnes par an.

En prenant en considération les périodes (1973/74-1986/87) et (1987/88-2000/01), correspondant aux périodes avant et après la mise en service du barrage, nous observons une diminution de - 45% des apports solides et hydrologiques annuels, entre les deux périodes. Cependant, cette réduction semble liée, principalement, à un déficit pluvieux de -30%, estimé entre les deux périodes en question.

Comme il a été évoqué dans le chapitre V, la série des précipitations annuelles de la période 1973/74-2000/01 montre une tendance sèche engendrant aussi un déficit en écoulement.

Toutefois, la période en données hydrométriques de lacune, correspondant aux 4 années successives (1994/95-1997/98), implique forcément des cumuls et des moyennes annuelles plus faibles, pour la période 1987/88-2000/01, comparés à la série complète de la période (1973/74-1986/87).

D'autre part, l'influence du barrage de Hamma Grouz sur la dégradation spécifique et les apports solides, estimés à El Ancer, est peu probable du fait que ce dernier est situé à plus de 100 km en amont de la station d'El Ancer ; l'ouvrage en question contrôle une superficie représentant seulement 14% de la superficie totale du bassin régional (Figure 44).

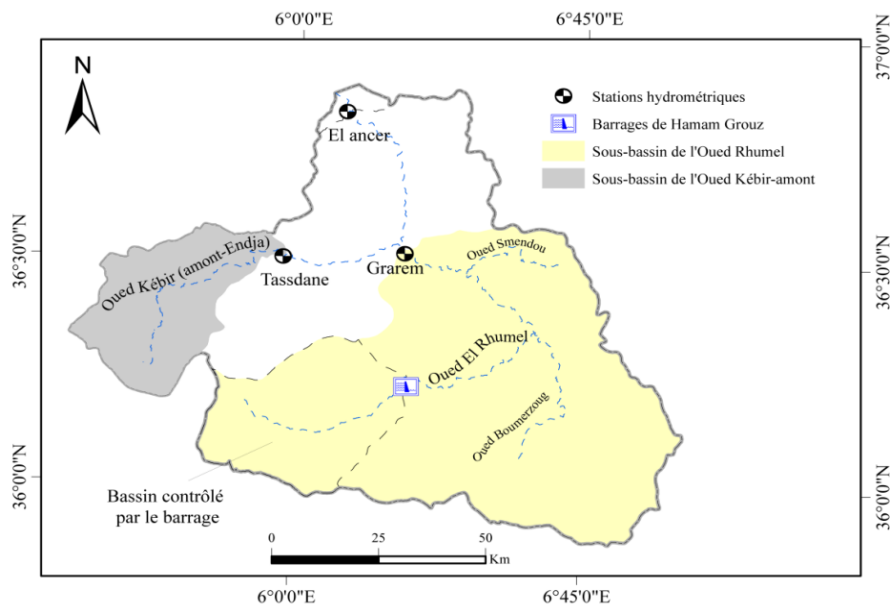


Figure 44. Situation géographique des stations hydrométriques et du barrage de Hamma Grouz.

Quant à la variabilité annuelle des apports solides à l'Oued Kébir-Rhumel, elle est représentée par un coefficient de variation modéré, égal à 0,58. Comme le montre la figure 45, les variations de l'érosion spécifique et de la concentration en matières en suspension sont particulières, d'une année à autre, et témoignent de l'aspect variable, aussi bien dans le temps que dans l'espace, des processus d'interaction entre les facteurs climatiques et physico-géographiques du bassin.

Dans la série de 28 ans, on note que 38 % des apports solides annuels sont supérieurs à la moyenne. L'année extrême 1984/85, aussi bien en écoulement qu'en précipitations, enregistre, en même temps, une dégradation spécifique record de 3005 T/km²/an, soit l'équivalent de presque trois fois la dégradation moyenne annuelle de l'ensemble de la période (Figure 45). Cette valeur extrême témoigne de la brutalité et de la violence des crues qui se sont manifestées durant cette période caractéristique.

En revanche, le maxima des concentrations en MES est atteint, durant l'année 1998/99, pour des valeurs d'écoulements et de précipitations moins prononcées que celles de l'année 1984/85 (Figure 45).

Cependant, l'irrégularité annuelle des concentrations en MES est moins signifiante, comparée à celle des apports solides et des écoulements ($C_v = 0,04$). L'analyse des valeurs estimées des concentrations montre que ces dernières oscillent entre 10,76 et 12,7 g/l (Figure 45), mais la moyenne annuelle reste importante avec 11,70 g/l.

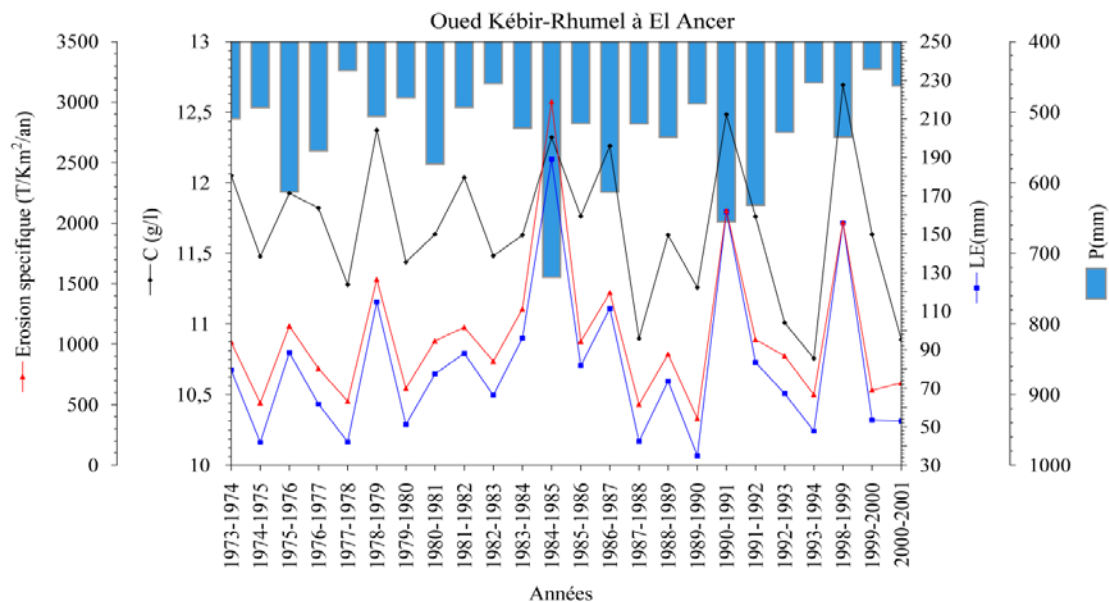


Figure 45. Variabilité interannuelle de l'érosion spécifique dans le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel au regard des écoulements, concentrations en MES et des précipitations.

A l'égard de l'année extrême 1984/85, nous constatons d'autres périodes excédentaires en apports solides et en concentrations qui méritent d'être considérées. Ce sont, notamment, les années 1990/91 et 1998/99 qui enregistrent, respectivement, des apports solides et des écoulements extrêmes du 2^{ème} et du 3^{ème} ordre (Figure 45). Le cumul en apports solides de ces deux années représente 15% de l'apport solide total du bassin.

D'autre part, le graphique montre que la plupart des paramètres étudiés atteignent leurs minimas durant l'année sèche 1989/1990 (Figure 45). En effet, la dégradation spécifique, estimée pour l'année 1989/90, est de seulement 387 T/km²/an, soit un écart de -64 % par rapport à la moyenne annuelle de la période. En revanche, la concentration en MES annuelle la plus faible est atteinte durant l'année 1993/94, avec une valeur de 10,76 g/l (Figure 45).

La corrélation entre érosion spécifique (Es) - écoulement (LE) et concentrations (C) - pluies (P) montre, d'un point de vue statistique, la qualité de la liaison ainsi que la tendance d'évolution annuelle des paramètres cités auparavant à l'échelle de l'Oued Kébir-Rhumel (Cf. annexes 9). L'analyse des régressions indique que les relations, pluie-érosion et pluie-écoulement, ne semblent pas influencer directement l'érosion spécifique et, encore moins, l'écoulement à l'échelle annuelle (Cf. annexes 9). Les coefficients de corrélation correspondants sont modérés ($0,75 \leq R \leq 0,77$). Ces relations sont les plus complexes à l'Oued Kébir-Rhumel, leur interprétation à l'échelle annuelle ne semble pas évidente.

Par contre, les relations érosion spécifique - concentrations en MES et érosion spécifique - écoulement reflètent plus de fiabilité, comparées aux relations précédentes, avec des

coefficients de corrélation nettement plus élevés, surtout pour la relation érosion spécifique – écoulement ($0,84 \leq R \leq 0,99$) (Cf. annexes 9).

VII.3.2. Variabilité interannuelle des apports solides à l'échelle des sous-bassins

VII.3.2.1. Le sous-bassin de l'Oued Rhumel

Sur la base des modèles régressifs saisonniers, développés pour la série de la station de Grarem, nous estimons une dégradation spécifique de $163 \text{ T/km}^2/\text{an}$ pour le sous-bassin de l'Oued Rhumel, durant la période 1973/74-2000/01. Cette valeur est relativement faible, comparée à celle du bassin régional, malgré le fait que l'Oued Rhumel draine plus de la moitié de sa superficie totale.

Pendant les 28 années de mesure, l'Oued Rhumel a véhiculé, à la station de Grarem, un apport solide total de 22,14 millions de tonnes, soit environ 10 % de l'apport solide total de l'Oued Kébir-Rhumel, estimé à El Ancer. De même, nous constatons que la valeur de la concentration moyenne annuelle en MES de l'Oued Rhumel est 8 fois inférieure à celle estimée à la station d'El Ancer, soit $1,40 \text{ g/l}$.

Par ailleurs, on note que seulement 28% des apports solides dépassent la moyenne annuelle de la période, ce qui confirme une tendance assez faible des apports solides et de la dégradation spécifique à l'Oued Rhumel, durant la période 1973/74-2000/01.

En dehors des quantités de sédiments susceptibles d'être retenues par la digue de Hamma Grouz, nous pouvons dire que, dans l'ensemble, les faibles taux d'érosion constatés au niveau du sous-bassin de l'Oued Rhumel, sont liés à ses caractéristiques climatiques. En effet, d'après ce qui a été analysé dans les chapitres précédents, l'Oued Rhumel demeure le secteur le moins arrosé du bassin (418 mm/an) et le plus affecté par la semi-aridité du climat, notamment en sa partie amont.

Les hautes plaines constantinoises (région du Rhumel supérieur) sont exposées à une forte évapotranspiration, ce qui implique des sols ayant un potentiel absorbant assez élevé. Ces conditions particulières ont une influence importante sur l'atténuation de la puissance des crues et, donc, sur l'accentuation des apports solides annuels.

Au déficit pluvieux, s'ajoute une topographie relativement faible, comparée aux autres parties du bassin (pente moyenne égale à 14%), ce qui diminue encore l'agressivité des écoulements durant les averses torrentielles et favorise une infiltration rapide.

L'analyse comparative, entre les périodes avant et après la mise en service du barrage, montre que, durant la période 1987/88-2000/01, les apports solides ont diminué de -51% par rapport

à la période 1973/74-1986/87. En même temps, nous constatons, entre les deux périodes en question, un déficit moyen annuel en écoulement de -30% ainsi qu'une baisse de -6% du régime pluvieux annuel.

Pour tirer des conclusions définitives concernant ces résultats, nous évaluerons, par la suite, le taux d'envasement du barrage de Hamma Grouz pour voir son impact sur la dégradation spécifique du sous-bassin de l'Oued Rhumel.

Il convient de souligner que, malgré les faibles valeurs de la dégradation spécifique à l'Oued Rhumel, leur variabilité annuelle est très significative, par rapport à ce qu'on a constaté pour l'Oued Kébir-Rhumel. Le coefficient de variation indique une valeur très élevée, égale à 2,23, ce qui concorde parfaitement avec la forte variabilité annuelle des concentrations (CV = 0,70) et des écoulements, constatée au sein du même sous-bassin (Cv = 0,63).

Le graphique (Figure 46) montre clairement que cette forte variabilité est marquée par l'apport solide exceptionnel de l'année 1984/85 qui correspond à un dépassement de 92% de l'apport solide moyen annuel de l'Oued Rhumel et à une dégradation spécifique importante égale à 1788 T/km²/an.

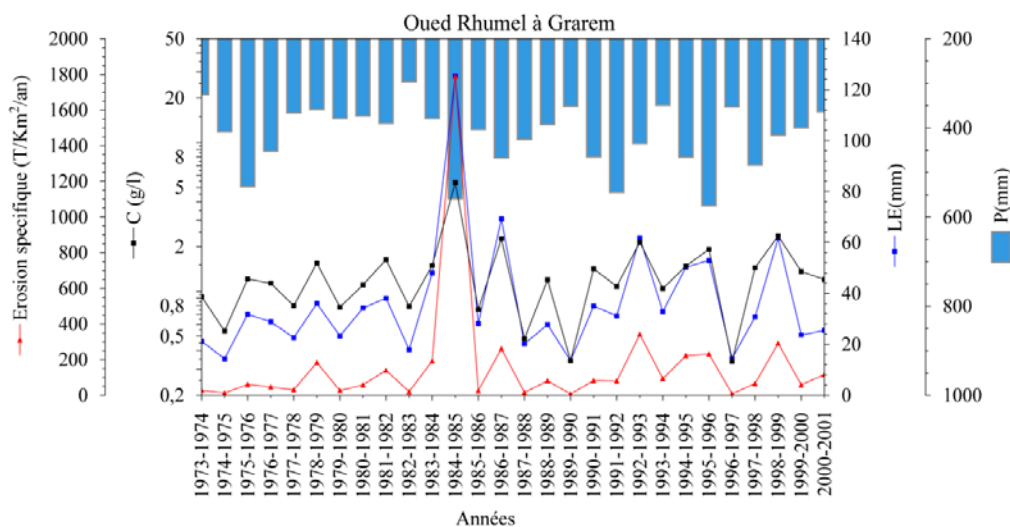


Figure 46. Variabilité interannuelle de l'érosion spécifique dans le sous-bassin de l'Oued Rhumel au regard des écoulements, concentrations en MES et des précipitations.

De même, la concentration en MES, enregistrée pour l'année en question, représente 3 fois la moyenne de la période (4,60 g/l). L'année extrême 1984/85 est donc caractéristique pour la plupart des régions du bassin étudié. Ceci témoigne du caractère extensif des averses torrentielles pouvant provoquer des crues généralisées dans une large partie du bassin.

Mis à part le pic extrême de l'érosion spécifique de la période 1984/85, le reste des années de la période montre de faibles valeurs de l'érosion spécifique qui ne dépassent pas le seuil de 400 T/km²/an (Figure 46).

Comme pour l'Oued Kébir-Rhumel, l'année déficitaire en écoulement 1989/90 est aussi la période où l'on constate la plus faible valeur de l'érosion spécifique de 6,63 T/km²/an.

En revanche, la concentration en MES a atteint son minima durant la période 1996/97 avec une valeur de 0,26 g/l (Figure 46).

L'analyse des régressions montre une fiabilité des relations entre écoulement - érosion spécifique et concentrations - érosion spécifique, avec des coefficients de corrélation élevés ($R \geq 0,90$) (Cf. Annexe 10). Par contre, les relations reliant les pluies annuelles à l'écoulement ou à l'érosion spécifique sont loin d'être significatives à l'Oued Rhumel ($0,45 \leq R \leq 0,56$).

La non-concordance de ces relations met en évidence l'éventuelle influence d'autres caractéristiques telles que les conditions géomorphologiques (lithologie et topographie) du sous-bassin de l'Oued Rhumel. Par ailleurs, la réponse hydrologique de l'Oued Rhumel est aussi liée au mode d'alimentation de ce dernier et, notamment, à l'influence des apports venant des oueds Boumerzoug et Smendou.

VII.3.2.2. Le sous-bassin de l'Oued Kébir-amont

A l'opposé de l'Oued Rhumel, l'Oued Kébir-amont montre une forte dégradation spécifique, durant la même période (1973/74-2000/01) ; celle-ci est estimée à 797 T/km²/an. Cette moyenne représente presque 5 fois la dégradation spécifique du sous-bassin de l'Oued Rhumel et correspond, en même temps, à un taux de 74% de celle du bassin régional.

Bien que l'Oued Kébir-amont draine seulement 12 % de la superficie totale du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel, ce dernier semble avoir une forte part d'influence sur sa dégradation spécifique.

En revanche, l'apport solide total, véhiculé par l'Oued Kébir-amont durant la période de référence, est de 23,82 millions de tonnes. Cet apport dépasse légèrement celui de l'Oued Rhumel de +7,57% pour une superficie beaucoup moindre (rapport de 1/5).

Comme pour l'Oued Rhumel, la variabilité annuelle des apports solides, est élevée ($C_v=0,92$) et plus significative comparée à celle constatée à l'Oued Kébir-Rhumel ($C_v= 0,58$). Comme le montre la figure 47, l'évolution interannuelle de l'érosion spécifique des concentrations en MES est en parfaite harmonie, surtout avec l'écoulement.

De plus, l'analyse des valeurs de l'érosion spécifique interannuelles montre qu'environ 33% d'entre elles sont supérieures à la moyenne de la période.

Par ailleurs, la concentration moyenne en MES, estimée pour l'Oued Kébir-amont, est évaluée à 3,45 g/l, soit une valeur intermédiaire entre celles estimées pour l'Oued Kébir-Rhumel et l'Oued Rhumel.

La figure 47, montre que dans l'ensemble, ce sont toujours les cumuls extrêmes des précipitations qui ne coïncident pas forcément avec les écarts élevés de l'érosion spécifique, des concentrations et des écoulements.

Cependant, la meilleure concordance entre les paramètres étudiés est toujours remarquée, durant l'année caractéristique 1984/85, période qui s'impose toujours en termes d'écoulement et en apports solides, dans l'ensemble des bassins étudiés (Figure 45,46 et 47).

L'apport solide, estimé pour l'année 1984/85, représente un dépassement de 78% de l'apport solide moyen annuel de l'Oued Kébir-amont, et correspond à une érosion spécifique assez élevée, égale à 3640 T/km²/an. De même, la concentration extrême en MES, observée durant l'année 1984/85, correspond presque au double de la valeur moyenne de la période (6,52 g/l).

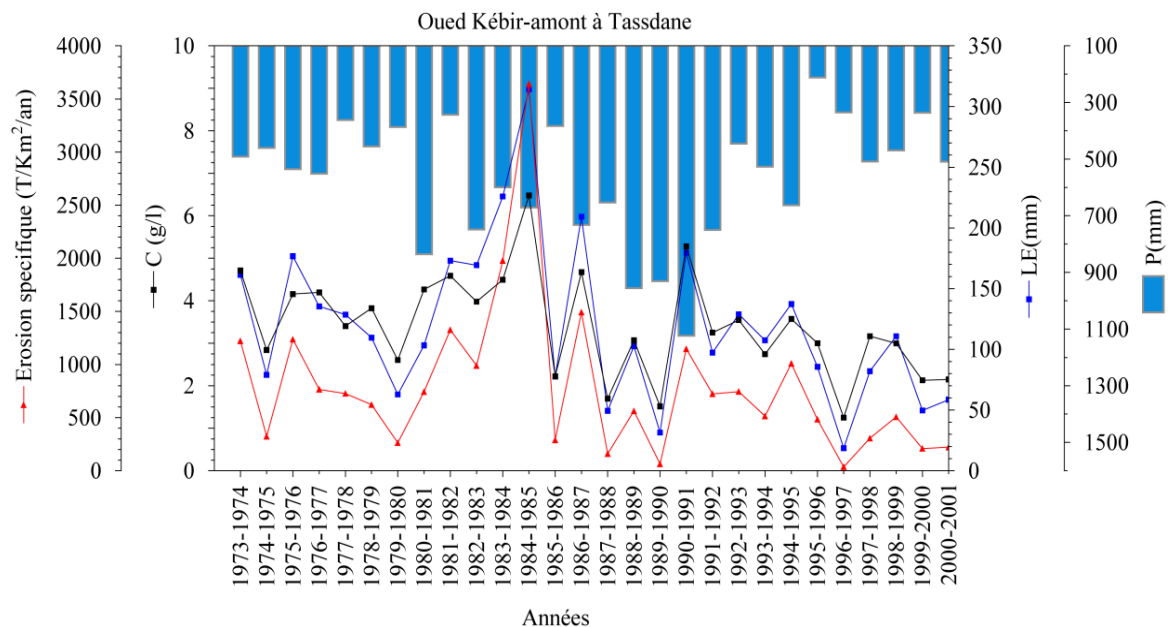


Figure 47. Variabilité interannuelle de l'érosion spécifique à l'Oued Kébir-amont au regard des écoulements, concentrations en MES et des précipitations.

Le graphique (Figure 47) indique, aussi, que la variabilité annuelle des apports solides est également marquée par d'autres valeurs extrêmes classées en 2^{ème} et 3^{ème} ordre et observées, respectivement, durant les années 1983/84 et 1986/87 (Figure 47).

En effet, ces deux années ont fourni un cumul de 3,7 Millions de tonnes, soit presque l'équivalent de l'apport solide annuel estimé pour la période extrême 1984/85.

Paradoxalement, les périodes extrêmes des premier, second et troisième ordres, en apports solides (1983/84 ; 1984/85 et 1986/87), ne correspondent pas à des années extrêmes, en termes de précipitations et d'écoulement (Figure 47).

Les corrélations pluies - érosion spécifique et pluies - écoulement à l'échelle de l'Oued Kébir-amont sont moins bonnes, comparées à celles des bassins étudiés précédemment (Cf. Annexe 10). Sinon, l'évolution de l'érosion spécifique et des concentrations annuelles indiquent, comme pour la plupart des cas, une parfaite concordance avec l'écoulement ($0,97 \leq R \leq 0,98$).

Il convient de préciser que l'important taux d'érosion, constaté dans le sous-bassin de l'Oued Kébir-amont, correspond à une lame d'eau de 120 mm et un module pluvieux annuel de 570 mm, soit un excédent de seulement 40 mm, par rapport à la hauteur moyenne précipitée et écoulée du bassin de l'Oued-Kébir Rhumel.

Ces résultats nous amènent à supposer la forte influence de ses caractéristiques lithologiques et topographiques qui semblent jouer un rôle majeur sur l'accentuation du phénomène érosif. En effet, l'Oued Kébir-amont est un secteur montagneux, caractérisé par une forte déclivité moyenne égale à 24%.

A cela s'ajoute une importante proportion des formations tendres, soit 58% de sa superficie totale, qui est constituée d'une prédominance de roches friables.

VII.3.3. Envasement du barrage de Hamma Grouz

Selon nos investigations auprès des services d'exploitation du barrage, aucune campagne de mesures topographique et bathymétrique n'a été réalisée pour le barrage de Hamma Grouz, depuis sa mise en service en 1987. Cependant, seule l'étude bathymétrique, entamée en 2004 par le consortium de bureaux d'étude étranger LEM-GEOID (A.N.B.T, 2004), donne une estimation du taux d'envasement du barrage en question.

Le rapport d'étude, de l'organisme chargé de la mission indique, que le barrage de Hamma Grouz a perdu, depuis sa mise en eau, un volume de l'ordre de $4,85 \text{Hm}^3$ à la date d'avril 2004. Cette perte correspond, à environ, 10,78 % de sa capacité initiale qui était de 45Hm^3 en 1987. En ramenant ce volume total au nombre d'années correspondantes, nous pouvons estimer une perte volumique moyenne d'environ $285300 \text{m}^3/\text{an}$.

En absence de données concernant la masse volumique sèche de la granulométrie qui se dépose annuellement dans le fond du barrage, nous nous sommes référés à une valeur moyenne

de $0,8 \text{ g/cm}^3$ mesurée dans le barrage de Zerdaza (Région de Skikda) (Kamel Khanchoul et al., 2010). Ainsi, nous pouvons estimer que le barrage retient, chaque année, environ $228,24 \times 10^3$ tonnes de sédiments en amont des stations de Grarem et d'El Ancer.

Pour une période d'activité du barrage, comprise entre 1987 et 2000/01, nous estimons donc un cumul de $3195,36 \times 10^3$ tonnes de sédiments retenus dans la cuvette. Cette quantité correspond à environ 14% de l'apport solide total, estimé précédemment pour l'Oued Rhumel à Grarem durant la période 1987/88-2000/01. Ainsi la valeur corrigée de la dégradation spécifique du sous-bassin de l'Oued Rhumel serait de $170 \text{ T/km}^2/\text{an}$ durant la période des 28 années.

En ce qui concerne le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, la quantité de sédiment retenue par le barrage de Hamam Grouz, durant la période 1987/88-2000/2001, représente un taux négligeable de 1% de l'apport solide total de l'Oued Kébir-Rhumel, relatif à la période 1973/74-2000/01.

Ce taux d'envasement est assez négligeable pour être pris en considération, à la station d'El Ancer et ne peut influencer la valeur de la dégradation spécifique du bassin régional.

De plus, la majoration de 1 % des apports solides, estimés à l'Oued Kébir-Rhumel, suppose que les sédiments en provenance du bassin contrôlé par le barrage de Hamma Grouz (1242 km^2) (Figure 44) parviennent jusqu'à la station El Ancer, qui est située à 120 km en aval de la digue et que cette quantité ne se dépose pas dans les plaines inondables et les rebords des oueds.

En conclusion, l'ajustement de l'apport solide, retenu par le barrage, reste une correction théorique et peut ne pas refléter la réalité des choses, puisque le taux d'envasement moyen annuel, évalué par le Laboratoire d'Etudes Maritimes (LEM), suppose que ce dernier est toujours constant d'une année à autre, depuis la date de mise en service du barrage. Or, en réalité l'envasement d'un barrage évolue progressivement avec le temps, et, peut-être, diminue durant certaines années, selon la fréquence de la vidange du fond du barrage.

Néanmoins, cette brève analyse nous a permis de conclure que le barrage de Hamma Grouz n'a pas une influence majeure sur l'érosion spécifique du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, durant la période étudiée (1973/74-2000/01). L'influence se fait plutôt sentir à l'Oued Rhumel.

Le tableau, ci-dessous, donne les valeurs retenues de la dégradation spécifique et des apports solides dans les différents bassins étudiés.

Tableau 33. Apports solides et des dégradations spécifiques estimés pour les bassins étudiés.

Période (1973/74- 2000/01)			
Bassins-versants	Apport solide total ($\times 10^6$ Tonnes)	Apport solide moyen ($\times 10^6$ Tonnes/an)	Dégradation spécifique (T/km ² /an)
Oued Kébir-Rhumel	215,12	8,96	1070
Oued Rhumel	22,14	0,79	163
	25,34*	0,91*	170*
Oued Kébir-amont	23,82	0,85	797

(*) Valeur corrigée.

VII.4. COMPARAISON DES RESULTATS A L'ECHELLE DE L'ALGERIE ET DE LA MEDITERRANEE

Les valeurs des dégradations spécifiques, estimées pour l'Oued Kébir-Rhumel, Rhumel et Kébir-amont, peuvent être comparées à d'autres résultats publiés (Tableau 34).

La comparaison entre les valeurs de dégradation spécifiques, représentées sur le tableau 34, montre une importante variabilité spatiale du taux d'érosion, à l'échelle méditerranéenne. Cette variation est en relation avec la différence entre les caractéristiques climatiques, topographiques et lithologiques, et l'occupation du sol des bassins (Probst & Suchet, 1992) ainsi que par la différence entre les échelles temporelles des mesures (Abdesselam Megnounif et al., 2013).

Par contre, la différence entre les étendues des bassins n'a pas une forte influence sur les valeurs de dégradation. En effet, la courbe de tendance moyenne de l'influence de la taille de quelques bassins des régions méditerranéennes (Algérie, Maroc, Israël, Italie, Turquie) sur l'érosion moyenne proposée par (De Vente & Poesen, 2005) montre une faible pente avec un écart négligeable des valeurs de l'érosion pour un écart de surface important.

En résumé, nos valeurs de dégradation spécifique, estimées pour les bassins étudiés, se situent bien à l'intérieur de la fourchette globale de l'ensemble des références citées (Tableau 34).

Tableau 34. Quelques valeurs des dégradations spécifiques des bassins de la Méditerranée.

Auteurs	Bassins	Ds	S (km ²)	$\bar{P}$ (mm/an)
Achite and Ouillon (2007)	Oued Abd (NO-Algérie)	136 T/km ² /an	2480	250
Benkadja et al. (2013)	Oued K'sob (NO- Algérie)	208T/km ² /an	1484	340
Kamel Khanchoul et al. (2009)	Oued Mellah (NE- Algérie)	562T/km ² /an	550	707
A. Megnounif et al. (2003)	Bassin de la Haute-Tafna (NO- Algérie)	1120T/km ² /an	256	419
Kamel Khanchoul et al. (2012)	Oued Kébir-Est (NE-Algérie)	895T/km ² /an	681	730
Terfous et al. (2001)	Oued Mouilah (NO-Algérie)	126 T/km ² /an	2650	/
Gartet et al. (2005)	Oued Lebène (Maroc)	875m ³ /km ² /an	1382	875
Serrat (1999)	Agly basin (France)	103 T/km ² /an	1045	700
Ghachi (1986)	Oued Seybouse (NE-Algérie)	137 T/km ² /an	6450	577
Sauvadet et al. (2012)	Kamech Lebene (Tunisie)	30,25 T/ha/an	2,63	650
K Khanchoul (2006)	Kébir-Ouest(NE-Algérie)	354,13 T/km ² /an	1130	394
Khanchoul (2006)	Saf-Saf (NE-Algérie)	452,13 T/km ² /an	322	340

D_s : Dégradation spécifique ; S : Superficie du bassin ; $\bar{P}$: Pluviométrie moyenne annuelle du bassin.

VII.5. VARIABILITE MENSUELLE ET SAISONNIERE DES APPORTS SOLIDES

VII.5.1. A l'échelle du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel

La variabilité mensuelle des apports solides, à l'Oued Kébir-Rhumel, est plus significative qu'à l'échelle annuelle car les valeurs du coefficient de variation des différents mois de l'année varient entre 0,63 et 1,55 ; cependant, les valeurs extrêmes du coefficient sont celles de la saison d'automne (Tableau 34).

De même, nous constatons que la variabilité saisonnière des apports solides est, aussi, plus élevée qu'à l'échelle annuelle ($C_v = 0,89$). Le graphique de la figure 48 indique de fortes valeurs des apports solides durant les saisons d'hiver et de printemps.

Les apports solides moyens de ces deux saisons sont estimés à 4,72 et 2,94 millions de tonnes respectivement, ce qui correspond à 52% et 32% de l'apport solide moyen annuel du bassin. Ces modules assez élevés, sont accentués par les apports solides de la période entre décembre et avril.

La tendance à l'augmentation des apports solides et les concentrations en MES apparaît à partir de la saison d'automne, sous l'effet des premières crues qui se manifestent entre la fin de la saison chaude (mai - octobre) et le début de la saison froide (novembre - avril) (Figure 48).

La violente crue de novembre 1990 est un bon exemple des événements hydrologiques extrêmes qui ont provoqué l'augmentation des apports solides de la saison d'automne, en général sous l'effet des averses torrentielles, souvent localisées.

Il s'agit de la brève crue du 16 au 17 novembre 1990 qui a enregistré à El Ancer un débit de pointe de $415 \text{ m}^3/\text{s}$, soit presque 20 fois le module annuel de l'Oued Kébir-Rhumel de la période 1973/74-2000/01. Cet événement a fourni un apport solide de 1,64 Millions de tonnes, soit presque le double de l'apport solide moyen de la saison d'automne.

Toutefois le taux de contribution en apport solide de saison automnale reste faible, comparé à celui des saisons d'hiver et de printemps et égal à 11% de l'apport solide moyen annuel.

D'autre part, le graphique de la figure 48 montre que la valeur extrême de l'apport solide est atteinte en février ; cette valeur est égale à 1665×10^3 tonnes, soit 18,6 % de l'apport solide moyen de la période (1973/74-2000/01).

Cette valeur extrême, observée durant cette période, est, sans doute renforcée par l'effet de la crue violente du 3 au 5 février 1984 qui a enregistré, à El Ancer, un débit de pointe assez élevé, égal à $1146 \text{ m}^3/\text{s}$.

Cet événement violent a fourni 3,36 millions de tonnes de sédiments ce qui correspond à 71% de l'apport solide moyen de la saison d'hiver et au double de l'apport solide du mois de février.

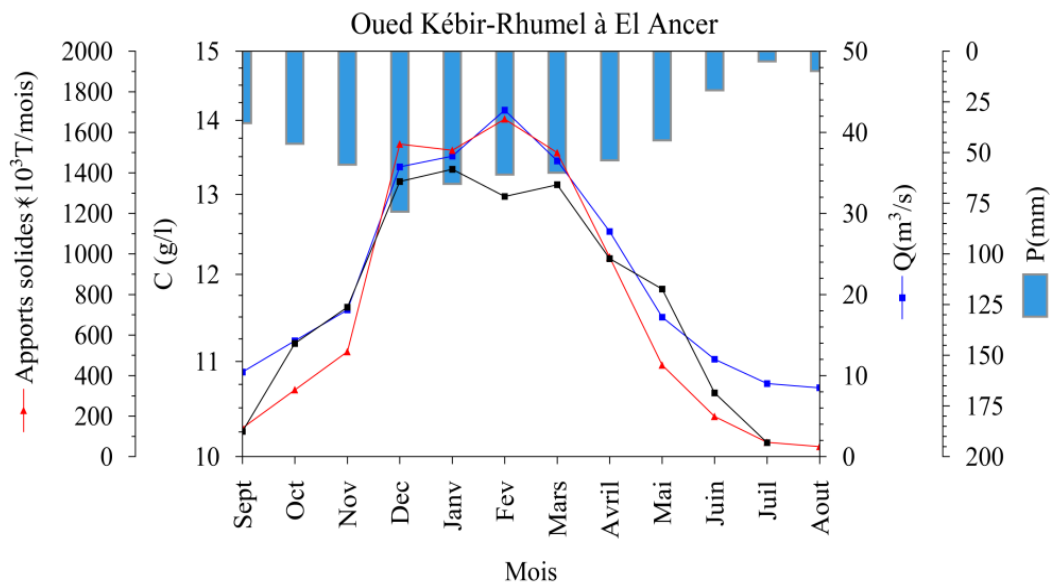


Figure 48. Variabilité mensuelle des apports solides dans le bassin de l'Oued Kébir- Rhumel au regard des débits, concentrations en MES et des précipitations.

Malgré l'importance du débit enregistré durant cette crue, cette dernière ne constitue pas l'événement extrême le plus marquant de la saison d'hiver. En effet, la crue, du 29 décembre

1984 au 2 Janvier 1985, a été plus brutale, à l'Oued Kébir-Rhumel ; son effet s'est traduit par une brusque montée des apports solides, de l'écoulement et des concentrations, durant le mois de décembre (Figure 48).

C'est en effet, l'événement extrême qui a joué un rôle très influençant sur l'accentuation des écoulements, la turbidité et les apports solides des mois de janvier et de février (Figure 48).

D'une durée de 5 jours, la crue, du 29 décembre 1984 au 2 Janvier 1985 a enregistré un débit phénoménal de $2412 \text{ m}^3/\text{s}$ à El Ancer et un apport solide considérable de 8,24 Millions de tonnes correspondant à 175% de l'apport moyen de la saison d'Hiver. En revanche, le pic de la concentration en MES, est enregistré durant le mois de janvier, avec une valeur extrême de $13,33 \text{ g/l}$.

Comme il a été constaté précédemment, l'apport solide moyen de la saison de printemps est considérable et comparable à celui de la saison d'hiver. Ce dernier correspond à 33% de l'apport moyen de la période (1973/74-2000/01).

Cependant, l'apport moyen en sédiment de la saison du printemps est 38% inférieur à celui de la période hivernale et reste, tout de même, supérieur à celui des saisons d'automne et d'été.

Comme le montre la figure 48, l'apport solide de la période du printemps est marqué par celui du mois de mars qui s'impose à celui d'avril et de mai, avec une valeur élevée de 1500×10^3 tonnes, soit 51% de l'apport solide moyen de la saison en question.

L'analyse des événements hydrologiques extrêmes, observés durant la saison de printemps, indique que les crues du mois de mars et d'avril demeurent parmi les plus brutales et les plus représentatives de la saison en question, en particulier, et de l'année en général.

Toutefois, malgré leur brièveté, les crues du printemps contribuent à l'approvisionnement, des oueds en grandes quantités, de matières fines durant l'année. Nous citons, à titre d'exemple, les crues violentes du 7 au 8 mars 1985 et la crue du 16 au 17 Avril 1979, durant lesquelles, l'Oued Kébir-Rhumel a enregistré des débits de pointes importants, atteignant, respectivement, 1773 et $1355 \text{ m}^3/\text{s}$ à El Ancer. Les crues en question ont fourni respectivement 2,76 et 1,36 Millions de tonnes.

La violence des crues du mois mars est provoquée par l'abondance des précipitations qui persistent jusqu'à cette période et par un coefficient d'écoulement très proche de celui du mois février (CE = 22%).

La figure 48 montre une nette diminution des apports solides et des concentrations en matière fines, durant les mois d'avril et mai. Cette réduction en transport solide est en relation avec la diminution des précipitations et coïncide, en général, avec la période végétative des cultures de la région ce qui réduit, de façon notable, la mobilisation et le transfert des matériaux détachés sur les versants.

La tendance à la diminution du transport solide se poursuit, même après le mois de mai, pour atteindre des valeurs très faibles, durant la période estivale, notamment durant le mois le plus sec celui d'août (Figure 48).

L'apport solide du mois d'août reste inférieur à celui du mois de juin et de juillet et est égal à $49,62 \times 10^3$ tonnes. Cependant, en raison de la rareté des pluies pendant la saison d'été (cumul précipité de 34 mm), et l'absence et/ou la brièveté des crues brutales, l'apport solide moyen de la saison estivale, demeure le plus faible de l'année et ne représente que 3,45 % de l'apport moyen annuel.

VII.5.2. Variabilité mensuelle et saisonnière des apports solides à l'échelle des sous-bassins

VII.5. 2.1. Sous-bassin de l'Oued Rhumel

L'Oued Rhumel à Grarem montre, comme à l'échelle annuelle, une variabilité des apports solides mensuels très significative. Les coefficients de variations, correspondant à chaque mois, oscillent entre 1,32 (juin) et 4,04 (décembre) (Tableau 34).

L'irrégularité des apports solides est bien marquée, durant les mois de la saison d'hiver et de printemps (Tableau 55). Cependant, on note que le taux cumulé des apports solides de ces deux saisons, comparé à l'apport solide de la période, est très élevé par rapport à celui constaté à l'Oued Rhumel, soit 94 %. Par ailleurs, la saison d'hiver contribue, elle seule, avec un taux de 64% de l'apport solide moyen annuel.

Comme le montre la figure 49, le maxima, en transport solide, est atteint durant le mois de décembre, le mois le plus humide. Cette valeur extrême est égale à 197×10^3 tonnes, ce qui correspond au quart (25%) de l'apport solide moyen de la période 1973/74-2000/01.

Par ailleurs, le mois de décembre se démarque toujours, par rapport au reste des mois de l'année, aussi bien en apports solides qu'en précipitations, et ce dans l'ensemble des bassins étudiés. Ceci met en évidence le caractère extensif des averses torrentielles qui se développent sur une superficie importante du bassin-versant de l'Oued kébir-Rhumel (Mebarki, 1982).

Les crues qui découlent de ces averses peuvent être, elles aussi, généralisées dans plusieurs endroits. Toutefois, la propagation de l'onde des crues, qui se généralise dans le bassin, reste différente en chaque secteur et dépend de la réponse hydrologique de ce dernier.

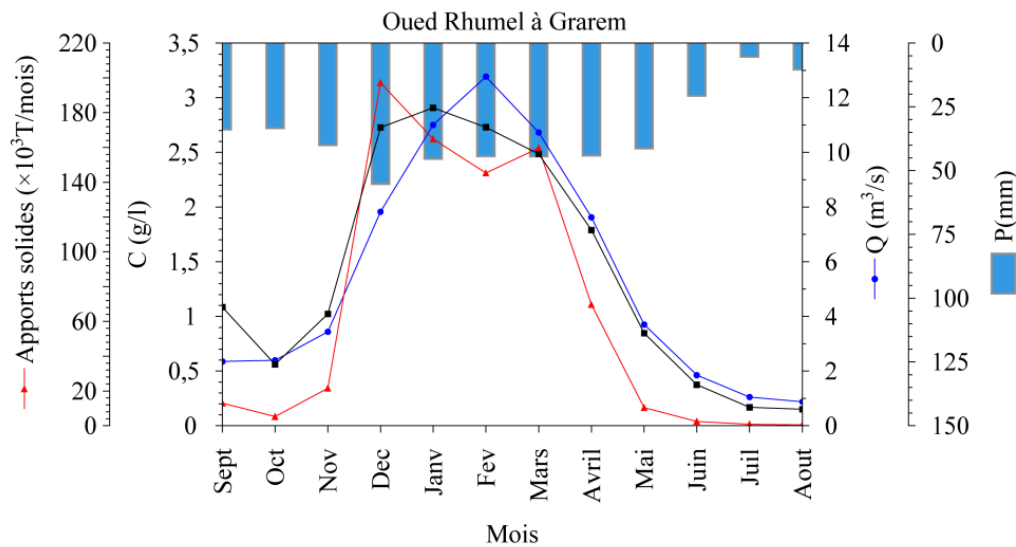


Figure 49. Variabilité mensuelle des apports solides dans le sous-bassin de l'Oued Rhumel au regard des débits, concentrations en MES et des précipitations.

La crue du 29 décembre 1984 au 2 Janvier 1985 a été très violente aussi à l'Oued Rhumel et a enregistré un débit de pointe assez élevé, égal à $1085 \text{ m}^3/\text{s}$ à la station de Grarem. Cet événement généralisé a fait apparaître, à l'Oued Rhumel, une dégradation spécifique extrême durant le mois décembre (Figure 49).

Contrairement à ce qui a été constaté à l'Oued Kébir-Rhumel, les apports solides ont marqué une diminution particulière, après le pic du mois de décembre et ont repris leur montée, durant le mois de mars (Figure 49). Cette diminution peut être expliquée par la réduction, plus au moins significative, des précipitations des mois de janvier et février ou encore d'un manque en approvisionnement en sédiments fins.

La différence de l'évolution des apports solides entre les deux oueds, notamment durant les mois en question, peut s'expliquer par le fait que la crue violente de février 1984, apparue à l'Oued Kébir-Rhumel, et qui a engendré une augmentation des apports solides dans le même mois, ne s'est pas manifestée à l'Oued Rhumel.

Par contre, la valeur, plus ou moins élevée, de l'apport solide durant le mois de mars est, sans doute, en relation avec l'effet de la crue généralisée du 7 au 8 mars 1985 qui a, aussi, touché l'Oued Rhumel, avec une puissance et un débit de pointe suffisamment importants ($727 \text{ m}^3/\text{s}$).

La crue du 7 au 8 mars 1985 a fourni un apport solide de 2,31 Millions de tonnes, soit presque 15 fois l'apport solide moyen du mois de mars, ce qui a largement contribué à l'intensification de l'apport solide moyen de la saison du printemps.

En revanche, la figure 49 indique une diminution assez brusque des transports solides, dès le mois d'avril. Toutefois, cette diminution se poursuit, d'une manière encore très visible, durant le mois de mai en diminuant l'apport solide total et la concentration moyenne en MES de la saison du printemps, respectivement de -52% et -38% de ceux de la saison d'hiver.

Malgré la durée prolongée des précipitations durant les mois d'avril et mai (Figure 49), cette réduction en apports solides reste considérable et met l'accent sur la part d'influence de l'occupation du sol en cette période.

D'après l'analyse quantitative de l'occupation du sol, évoquée précédemment (Cf. Chapitre IV, tableau 8), le sous-bassin de l'Oued Rhumel montre la plus forte expansion de terres agricoles, soit 71% de sa superficie totale. Ceci implique donc une couverture herbacée très dense durant le printemps qui ralentit l'écoulement et qui peut retenir une importante quantité de matières fines sur les versants à densité végétale importante.

Avec un apport solide moyen de 40×10^3 tonnes, la saison d'automne indique une érosion spécifique, relativement faible par rapport à celle de l'hiver et de l'automne. Cependant, l'automne à l'Oued Rhumel, contribue à seulement 5% de l'apport solide annuel. Ceci indique une forte atténuation des crues de la fin de la saison chaude, entre l'amont et l'aval du sous-bassin de l'Oued Rhumel.

Néanmoins, l'érosion spécifique de la saison d'automne est soutenue par quelques crues, plus au moins violentes, qui atteignent la station de Grarem durant certaines années extrêmes, notamment en septembre. A titre d'exemple, citons la crue du 30 septembre au 1er Octobre 1986, qui a fourni un apport de 136×10^3 tonnes pour un débit de pointe de $61 \text{ m}^3/\text{s}$.

Notons, aussi, que la semi-aridité des hautes plaines constantinoises (l'Oued Rhumel-amont) se fait bien remarquer durant la période estivale. En effet, le cumul précipité, en cette saison, ne dépasse pas 40 mm, auquel s'ajoute une évaporation assez élevée.

Toutes ces conditions climatiques impliquent un régime fluvial très faible et une absence, presque totale, des processus érosifs, notamment durant le mois sec d'août ($0,5 \times 10^3$ tonnes). L'apport solide, estimé pour la saison d'été est très faible, et n'est que de 0,5 % de l'apport moyen annuel de la période 1973/74-2000/01.

VII.5. 2.2. Sous-bassin de l'Oued Kébir-amont

A l'Oued Kébir-amont, la variabilité des apports solides d'un mois à un autre est très significative. Le coefficient de variation varie avec des valeurs nettement plus élevées que celle à l'échelle annuelle ($0,91 \leq C_v \leq 2,23$) (Tableau 34).

A l'inverse de ce qui a été constaté aux oueds précédents, les valeurs extrêmes, des concentrations en MES et des apports solides, sont observées, respectivement, durant les mois de février et mars (Figure 50). Ceci indique comme, pour le reste des bassins une érosion spécifique importante durant les saisons d'hiver et de printemps.

Malgré l'apport extrême en sédiments atteint durant la saison de printemps, notamment en mars (Figure 50), la saison hivernale reste toujours la plus imposante, en termes de transport solide, avec un apport moyen de 445×10^3 tonnes. Cette quantité en sédiment est soutenue par l'apport solide assez élevé du mois de février qui est égal à 193×10^3 tonnes, soit 24% de l'apport moyen de la période 1973/74-2000/01. C'est durant ce même mois (février), que nous observons le pic de la concentration en MES qui a atteint 6,28 g/l, soit presque le double de la concentration moyenne de la période (Figure 50).

Le transport solide extrême, constaté durant la période de février, est lié aux crues violentes qui sont apparues durant la période même, notamment celle du 3 au 5 février 1984 qui s'est manifestée aussi à l'Oued Kébir-amont.

L'apport solide fourni par cet événement est estimé à 822×10^3 tonnes soit 185% de l'apport moyen de la saison d'hiver.

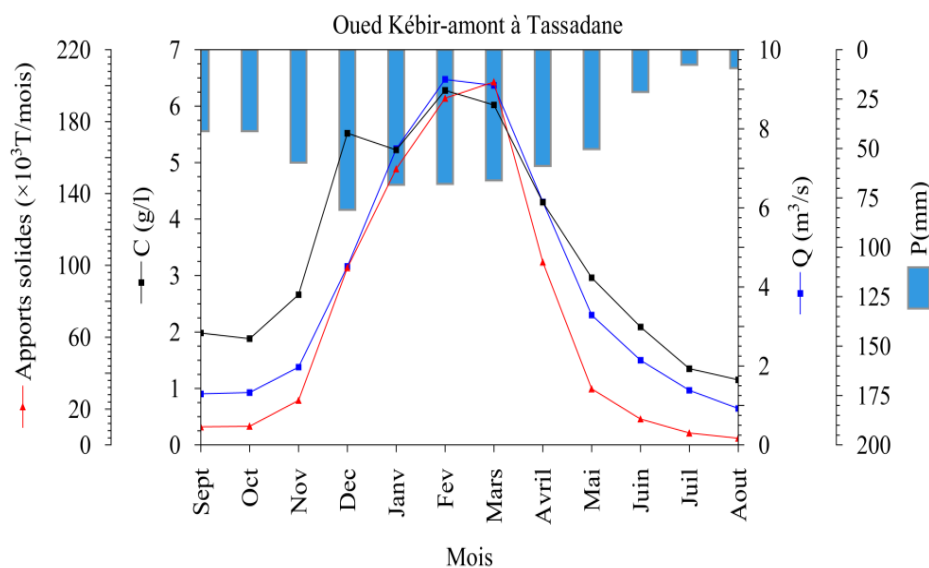


Figure 50. Variabilité mensuelle des apports solides à l'Oued Kébir-amont au regard des débits, concentrations en MES et des précipitations.

Malgré un mois de décembre plus arrosé que celui de février, la puissance de la crue du 29 décembre 1984 au 2 Janvier 1985, à la station de Tassadane, demeure moins importante que celle de février 1984. Ceci s'explique par la valeur relativement faible du coefficient d'écoulement du mois de décembre (CE =14%) comparée à celle du mois de février (CE =30%).

Toutefois, la crue de décembre 1984 reste d'une influence importante sur l'apport solide moyen de la saison d'hiver. L'apport solide fourni par cette crue est de 506×10^3 tonnes pour un débit de pointe correspondant à $159 \text{ m}^3/\text{s}$. L'apport solide estimé pour la saison du printemps reste comparable à celui de la saison d'hiver, avec une moyenne de 335×10^3 tonnes.

Il est à noter qu'environ 60% de cet apport a été fourni durant mois de mars, période qui coïncide parfaitement avec les valeurs extrêmes du ruissellement et du débit, égales respectivement à 23 mm et $9,1 \text{ m}^3/\text{s}$.

Ces conditions ont été favorables à l'intensification des processus érosifs, durant la période en question, notamment sous l'effet de la crue violente du 7 au 8 Mars 1985 qui s'est développée aussi, à l'Oued Kébir-amont. Cette dernière a fourni un apport solide 435×10^3 tonnes correspondant à 130% de l'apport solide moyen de la saison du printemps, pour un débit de pointe de $254,4 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tableau 35. Apports solides mensuels et coefficient de variabilité, période 1973/74-2000/01.

Oued Kébir-Rhumel à El Ancer													
	sept	oct	nov	dec	janv	fev	mars	avril	mai	juin	juil	août	Année
As (×10 ³ tonnes)	141,49	329,87	518,18	1541,85	1511,32	1665,40	1499,60	984,57	451,69	198,72	71,13	49,62	8963,43
Cv	1,38	1,55	1,32	1,36	0,78	0,87	1,02	1,04	0,73	0,90	0,63	0,67	0,87
Oued Rhumel à Grarem													
As (×10 ³ tonnes)	13,04	5,31	21,60	197,27	164,82	145,33	159,69	69,60	10,39	2,49	0,85	0,50	790,89
Cv	2,01	1,99	3,34	4,04	2,77	1,63	3,23	2,50	1,42	1,32	2,16	1,41	1,18
Oued Kébir-amont à Tassadane													
As (×10 ³ tonnes)	10,16	10,43	24,81	98,68	153,69	193,02	202,09	101,82	31,31	14,43	6,64	3,76	850,82
Cv	1,19	2,23	1,80	1,41	1,49	1,34	1,54	1,33	0,91	1,03	1,18	1,11	1,07

Exceptionnellement, à l'Oued Kébir-amont, nous constatons que l'apport moyen en sédiments de la saison d'automne est relativement faible (45×10^3 tonnes) et se rapproche de celui de la saison estivale. Ce dernier dépasse l'apport solide estimé, pour l'été, de seulement +2,5%.

Ceci témoigne d'une récurrence moins forte des crues violentes de la saison d'automne, comparée avec le reste des bassins étudiés d'une part, et de la particularité des conditions climatiques et lithologiques de la région occidentale du bassin étudié.

Sinon, dans l'ensemble, nous assistons, à partir du mois de juin, au même scénario observé à l'Oued Rhumel et Kébir-Rhumel, celui de la diminution considérable du transport solide, des écoulements et des précipitations. Comme pour l'Oued Kébir-thumel et Oued Rhumel, le transport solide atteint son seuil minimal durant le mois d'août avec un faible apport solide de $3,76 \times 10^3$ tonnes (Figure 50).

VII.6. ANALYSE DES CRUES LES PLUS INFLUENCANTES SUR LA VARIABILITE DES APPORTS SOLIDES

Après avoir entamé, dans le chapitre V, une identification et classification générales des crues le long de la période d'observation, selon leurs classes de débit, nous nous consacrons, en cette partie, à l'analyse des événements les plus influençant sur la dégradation des sols des bassins étudiés.

Malgré, le caractère discontinu des mesures instantanées des concentrations sur la majorité des séries retenues, nous avons pu retenir, en chaque station, les crues les plus représentatives des processus hydro-érosifs des oueds étudiés et qui offrent en même temps la possibilité d'étudier la variabilité instantanée de la charge solide, durant la propagation de l'onde de crue (turbidigrammes).

D'après ce qui a été évoqué plus haut en ce chapitre, la distribution mensuelle et annuelle des apports solides dans les oueds étudiés varie, selon la situation géographique de chaque bassin. Ceci met en évidence une répartition spatio-temporelle des événements de crues.

D'après les résultats discutés précédemment, ce sont, notamment, les apports solides des saisons de l'hiver, du printemps et de l'automne qui marquent la variabilité de l'érosion spécifique, au niveau du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel et des sous-bassins de l'Oued Rhumel et Kébir-amont. De plus, nous avons constaté qu'il existe une bonne concordance, entre les années et les mois extrêmes en transport solide et les périodes d'apparition des crues les plus violentes et brutales.

De ce fait, l'analyse des crues les plus représentatives des bassins étudiés a été effectuée en regroupant ces événements extrêmes instantanés, selon les périodes froide et humide et celles chaude et sèche.

VII.6.1. Quelques crues caractéristiques de la période froide

Les crues apparues entre les mois de décembre et mai sont extrêmes, surtout dans les secteurs où l'évapotranspiration est faible et les sols sont peu perméables. Ces événements sont souvent provoqués par des averses abondantes et efficaces qui coïncident avec des sols, déjà saturés par l'effet des pluies préparatoires d'automne, ce qui augmente, incessamment, le coefficient d'écoulement et la violence des crues.

Comme il a été constaté plus haut, les crues de la saison d'hiver et du printemps sont celles qui se généralisent dans la plupart des régions du bassin étudié, sous l'effet de l'extension spatiale importante des averses hivernales et printanières. Ces événements qui apparaissent simultanément dans l'ensemble du bassin sont intéressants, dans la mesure où ils permettent d'étudier la translation des flux hydrosédimentaires d'une région à une autre.

D'autre part, l'analyse de la propagation de l'onde d'une crue généralisée dans les différentes stations de jaugeage étudiées est captivante, dans la mesure où elle fait ressortir, le contraste des conditions climatique, lithologique et morphométrique, observé au niveau des différentes unités hydrologiques du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

VII.6.1. 1. La crue généralisée de décembre 1984

Il s'agit de la brutale crue du 29 décembre 1984 au 2/01/1985 ; cette dernière a été générée par une succession d'averses qui se sont manifestées dans l'ensemble du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel entre le 27/12/1984 et le 01/01/1985.

Cet événement est le plus marquant pour le bassin étudié, durant la période (1973/1974-2000/2001). En effet, c'est au cours de cette crue que l'on a enregistré, simultanément, des débits de pointe et un transport solide record, dans la plupart des stations étudiées (Cf. Annexe 11).

Les turbidigrammes de la crue de décembre 1984 mettent en évidence les différentes réponses hydrologiques de la crue du 29 décembre 1984 au 2/01/1985, observées aux stations hydrométriques d'El Ancer, Grarem et Tassadane (Cf. Annexe 11).

a) Evolution de l'onde de crue à El Ancer

La crue de décembre 1984, enregistrée à El Ancer, résulte d'un cumul pluvieux de 114mm. Cependant, Le turbidigramme de la crue en question (Cf. Annexe 11a), montre une importante variabilité des débits instantanés ($C_v = 0,76$) et une évolution modérée des concentrations en MES ($C_v = 0,4$).

Par ailleurs, l'allure des courbes (Q) et (C) montre une parfaite synchronisation des concentrations, durant la montée et la descente des eaux avec une forme plutôt concave.

En revanche, l'augmentation des concentrations se fait d'une façon plus rapide et brutale, durant la montée des eaux, comparée à leur diminution qui semble, plus au moins lente, durant la décrue (Cf. Annexe 11a). En effet, au bout de 18 heures, la concentration en sédiments passe de 16g/l à une valeur maximale de 30 g/l, soit un rapport presque du double (Tableau 36).

Le pic de la concentration est apparu 6 heures en avance sur celui du débit ($2412 \text{ m}^3/\text{s}$) durant la journée du 30/12/1984 (Tableau 36) ; ceci indique une hystérésis positive ou une boucle de type « Clock-wise » (K Khanchoul, 2006; Paustian & Beschta, 1979).

La concentration en sédiments, au début de la crue, était déjà élevée et égale à 16 g/l et évolue, durant le temps de base, avec l'intensité de la crue ; ceci confirme une disponibilité des sédiments mobilisables, issus des saisons sèches de l'été et d'automne et/ou un approvisionnement en sédiments qui provient probablement du bassin supérieur.

Durant, la montée des eaux il s'est produit un phénomène d'épuisement du stock de sédiments disponibles dans l'oued, avant l'atteinte du débit de pointe (Battala & Sala, 1992; K Khanchoul, 2006; Peart & Walling, 1988; Walling & Webb, 1981).

Durant la décrue, on assiste à une diminution progressive des concentrations en MES et des débits, après la fin des averses (Cf. Annexe 11a). La concentration maximale en sédiment à atteint 30 g/l mais après 72 heures du début de l'événement, les seuils de concentrations se stabilisent entre 10 et 12 g/l, ce qui correspond à la fourchette de la concentration moyenne annuelle de l'Oued Kébir-Rhumel.

Nous constatons aussi que, durant l'événement le débit ne descend pas au dessus de $250 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui témoigne de l'importance des apports hydrologiques, en provenance du bassin supérieur et de l'Oued Boussiaba (Cf. Annexe 11a).

D'une manière générale, nous pouvons dire qu'en seulement 96 heures, correspondant au temps de base de cet événement, l'Oued Kébir-Rhumel à El Ancer a fourni un cumul de 8,24 millions de tonnes de sédiments (Tableau 36). Cet apport correspond à 92% de l'apport solide moyen annuel du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, pour la période 1973/74-2000/01 et à un débit de pointe phénoménal, égal à $2412 \text{ m}^3/\text{s}$ (Tableau 36).

La puissance de la crue, exprimée par le coefficient (A), de Mayer Coutagne Pradé (Pradé, 1962), a atteint une valeur extrême égale à 25 à la station d'El Ancer (Tableau 36).

b) Evolution de l'onde de crue à Grarem

La crue de décembre 1984, qui a touché également l'Oued Rhumel, résulte d'une succession d'averses durant lesquelles, le sous-bassin en question a reçu un cumul de 96mm.

Contrairement à la station d'El Ancer, le turbidigramme relatif à la station de Grarem (Cf. Annexe 11b), montre une montée des eaux, en deux temps, avec une évolution très brutale des débits et des concentrations en MES, avant l'atteinte du pic maximal.

Au bout de 14 heures seulement, le débit passe de $190 \text{ m}^3/\text{s}$ à $1085 \text{ m}^3/\text{s}$ (rapport presque de 1 à 6), puis redescend à $991 \text{ m}^3/\text{s}$ (Cf. Annexe 11b). Cette chute des débits, est due à une éventuelle diminution de l'intensité des averses en question. La reprise de l'intensité pluviale a fait apparaître un débit de pointe de $1085 \text{ m}^3/\text{s}$ après 22 heures du début de l'évènement (Tableau 36).

Malgré un cumul pluvieux moins important que celui observé à El Ancer, les valeurs des concentrations en MES à Grarem, restent considérable et oscillent entre 3,71 et 32 g/l (Cf. Annexe 11b).

La concentration passe de 6 g/l à 32g /l (rapport de 1 à 5) en 25 heures , ce qui fait ressortir une pointe inférieure à celle du débit liquide et légèrement supérieure à celle observée à El Ancer (Cf. Annexe 11b). Il s'agit, donc, d'une évolution opposée à celle observée précédemment avec des rapports C/Q à la montée, moins élevés que ceux durant la décrue.

Ceci correspond donc à une hystérésis au sens inverse des aiguilles d'une montre ou une boucle dite « counterclockwise » (K Khanchoul, 2006).

Cette évolution indique probablement une absence d'approvisionnement préalable en sédiments. Ce phénomène peut être expliqué par un temps de montée supérieur au temps de concentration du sous-bassin de l'Oued Rhumel (K Khanchoul, 2006).

D'autre part, nous pouvons suggérer l'hypothèse d'un transport lointain des sédiments qui parvient à la station de Grarem, d'une manière retardée et durant la décrue (Margareta B Jansson, 2002). Ce retard peut être encore important d'autant plus que l'Oued Rhumel, en sa partie avale, comporte une succession d'irrégularités en son tracé qui empêche le mouvement des sédiments, par rapport à celui de l'eau.

En revanche, la décrue à la station de Grarem est plus lente que celle observée à El Ancer et même à Tassadane, pour le même événement (Cf. Annexe 11a et b). Les concentrations, à la décrue, diminuent d'une façon plus prononcée que les débits et tombent au dessus du seuil de 10 g/l, à environ 14 heures avant la fin de l'évènement.

En résumé, la station de Grarem enregistre, durant l'évènement du 29 décembre 1984 au 2/01/1985, un débit de pointe de 1085 m³/s et un apport solide total de 3,9 millions de tonnes, soit presque 5 fois l'apport solide moyen annuel du sous-bassin de l'Oued Rhumel, pour la période 1973/74 et 2000/01 (Tableau 36). La puissance de crue en question est moins importante à la station de Grarem, comparée au bassin inférieur (A =15) (Tableau 36).

c) Evolution de l'onde de crue à Tassadane

La crue de décembre 1984 a montré une faible puissance, au niveau de l'Oued Kébir-amont, exprimée par un coefficient (A), égal à 5 (Tableau 36). La crue en question a fourni un apport solide total de 0,5 millions de tonnes, à la station de Tassadane. Cet apport solide correspond au 1/16^{ème} de l'apport solide estimé à El Ancer, pour la même crue et 1/8^{ème} de celui estimé à El Grarem (Tableau 36). Ce faible apport solide correspond à un cumul pluvieux de seulement 65 mm et à un débit spécifique de 148 l/s/Km², mais représente quand même 60% de l'apport solide moyen annuel du sous-bassin de l'Oued Kébir-amont (pour la période 1973/74-2000/01).

Les averses, observées dans la plupart des régions du bassin entre le 27/12/1984 et le 01/01/1985, se sont moins développées dans la partie occidentale du bassin.

Le turbidigramme (Cf. Annexe 11c), illustre deux évènements pluvieux qui ont fait ressortir une montée des eaux, en deux temps. Le premier évènement, ayant une pluie totale de 30 mm, répartie entre le 27 et 30 décembre, a produit un débit de pointe de 119 m³/s et une concentration maximale de 24 g/l (Tableau 36).

Le second évènement pluvieux, s'est manifesté, environ 8 heures après l'atténuation de la première averse, enregistrant une hauteur plus importante de 35 mm. C'est durant la deuxième averse que le débit a atteint une pointe de 159 m³/s et une concentration maximale encore élevée de 30 g/l (Cf. Annexe 11c).

Notons que, durant les deux évènements pluvieux, les pics de concentration sont apparus, respectivement, après les pics des débits, mais avec un espace de temps différent et relativement court, notamment pour le premier cas (Cf. Annexe 11c).

Nous assistons donc à une évolution de la relation Q-C, définie par un débit de pointe se plaçant avant la concentration maximale, indiquant, comme pour le cas de l'Oued Rhumel, une boucle « counterclockwise ».

Malgré un cumul pluvieux relativement faible, comparé dans le reste des bassins, nous constatons que les pics de concentration en sédiments sont considérables (24 et 30 g/l) et

comparables à celles observées à El Ancer et Grarem. Ceci met en évidence une forte érodibilité des sols, accentuée par un relief à pente abruptes.

Les pics de concentration, apparus après chaque montée de débit, reflètent un dépôt net des sédiments dans le cours d'eau (Margareta B Jansson, 2002; K Khanchoul, 2006).

Il semble que, durant la première averse, les sols n'ont pas été assez trempés, pour provoquer des glissements de terrain. Par ailleurs, Nous suggérons que l'Oued Kébir-amont n'a pas été approvisionné suffisamment en sédiments, durant les crues automnales, en raison des averses tardives de la région.

Toutefois, les quantités de matières fines enregistrées à la station de Tassadane durant l'événement en question, résultent uniquement de l'érosion des berges qui s'est développée durant les averses plus au moins intenses.

Par ailleurs nous pouvons affirmer que l'Oued Kébir-amont est un secteur très sensible à l'érosion et peut générer une érosion, plus au moins importante, même durant les événements pluvieux les moins intenses.

VII.6.1. 2. La crue généralisée de février 1984

D'une durée moins longue, comparée à l'événement précédent (55 heures), la crue du 3 au 5/02/1984 figure parmi les événements hydrologiques extrêmes les plus marquants de la période humide. Cependant, cette crue s'est manifestée dans, seulement, deux stations : El Ancer et Tassadane.

Les turbigrammes relatifs à cette crue indiquent que l'évolution de l'onde de crue, dans les deux stations, est assez contrastée et traduisent des modèles de la relation Q-C en boucles opposées (Cf. Annexe 12).

A la station d'El Ancer, on remarque une boucle horaire (clock wise) où le pic de concentration (32,5 g/l) est apparu, 19 heures après celui du débit (1146 m³/s) (Cf. Annexe 12a). En revanche, à la station de Tassadane, nous constatons une boucle de type « counterclockwise », avec un pic de concentration plus prononcé que celui observé à El Ancer (67 g/l) et ce, pour un débit de pointe moindre (366 m³/s) (Cf. Annexe 12b).

Durant cette crue, l'Oued Kébir-Rhumel à El Ancer, a fourni un apport solide estimé à 3,36 millions de tonnes, par contre l'Oued Kébir-amont à la station de Tassadane à fourni un apport solide de l'ordre de 821 milles tonnes, pour le même événement (Tableau 36). Toutefois, les coefficients (A) calculés au niveau des deux stations, sont très proches et varient entre 11 (à Tassadane) et 12 (à El Ancer) (Tableau 36).

VII.6.1. 3. La crue généralisée de mars 1985

Comme pour la crue de décembre 1985, celle du 6 au 7 mars 1985, est un événement qui s'est généralisé dans les trois oueds étudiés. La généralisation de plusieurs événements hydrologiques extrêmes, durant la période froide met en évidence le caractère extensif des précipitations en cette période et, notamment, au cours de l'année extrême 1984/85.

Les turbidigrammes relatifs à cette crue, au niveau de chaque station (Cf. Annexe 13), montrent une diminution de la puissance de la crue, de l'amont vers l'aval (A =19 à El Ancer) jusqu'au bassin moyen (A = 10 à Grarem et A = 8 à Tassadane) (tableau 36).

De même, le débit de pointe diminue d'une façon régulière et progressive, depuis le bassin inférieur à El Ancer où il a atteint un débit de pointe de $1773 \text{ m}^3/\text{s}$ jusqu'au bassin moyen à la station de Tassadane qui contrôle le Kébir-amont ($254 \text{ m}^3/\text{s}$) (Tableau36).

La crue de mars 1985 a été générée par des averses torrentielles, apparues dans l'ensemble des secteurs, du 5 et 6 mars et qui se sont prolongées jusqu'au 8 mars 1985.

a) Evolution de l'onde de crue à la station d'El Ancer

La station d'El Ancer enregistre une décrue plus lente (d'une durée de 19 heures), comparée, aux autres stations (Cf. Annexe 13a). Ceci est, sans doute, en relation avec la translation des apports des crues, venant de la partie amont du bassin et la baisse progressive de l'intensité des averses. Sinon, comme il a toujours été le cas, la violence de la crue est toujours extrême en cette station (A =19) (Tableau 36).

La montée des eaux est, plus au moins, rapide : au bout de 9 heures, le débit passe de 307 à $1773 \text{ m}^3/\text{s}$, soit un rapport maximal de 1 à 5. Cependant le pic de la concentration ($27,71 \text{ g/l}$) apparaît 14 heures, après celui du débit, ce qui indique un modèle Q-C de type « counterclockwise » (Cf. Annexe 13a).

L'apport solide total, enregistré à El Ancer, pour cet événement, est de 2,8 millions de tonnes, soit 31% de l'apport solide moyen annuel, du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel (Tableau 36).

a) Evolution de l'onde de crue à la station de Grarem

L'onde de crue, à la station de Grarem, montre une courbe plus allongée, avec une montée très lente (22 heures), comparée au reste de la station (Cf. Annexe 13b). Le pic de la concentration en MES est retardé de 5 heures, par rapport à celui du débit, ce pic assez prononcé, traduit une turbidité élevée, avec une concentration de $59,6 \text{ g/l}$ (Tableau 36).

Malgré l'apparition d'une végétation, plus au moins dense, durant la période printanière, la crue du 7 au 8 Mars 1985 a généré un débit de pointe de 727 m³/s et a entraîné, environ 2,31 millions de tonnes de sédiments, soit presque 3fois l'apport solide moyen annuel du sous-bassin de l'Oued Rhumel, durant la période de 24 ans.

Par ailleurs, la puissance de la crue reste toute de même importante, à la station de Grarem et marquée par un coefficient A égal à 10 (tableau 36).

b) Evolution de l'onde de crue à la station de Tassadane

Le turbidigramme, à la station de Tassadane, montre une variabilité plus prononcée des concentrations et des débits instantanés (Cf. Annexe 13c). Cette variabilité est marquée par plusieurs apogées, dans les courbes de (Q) et (C) qui se remarquent, surtout au début et à la fin de l'évènement (Cf. Annexe 13c).

La concentration maximale des MES a été atteinte bien avant le pic du débit et d'une manière assez rapide (après 1 heure du début de l'évènement), avec une valeur de 43,60 g/l (Tableau 36). Le pic du débit (254 m³/s) survient, par contre, après 5 heures du début de l'évènement. Le long de la décrue, on remarque d'autres apogées sur la courbe (C), montrant des concentrations supérieures à 30 g/l et qui reflètent une ré-érosion (Figure 52c).

Par ailleurs, la crue généralisée du 7 au 8 Mars 1985 semble moins brutale et violente à la station de Tassadane (A = 8), mais qui a engendré, quand même, un transport solide relativement important, correspondant à la moitié de l'apport solide moyen annuel du sous-bassin de l'Oued Kébir-amont (Tableau 36).

VII.6.1. 3. La crue généralisée d'avril 1979

Comme pour la crue précédente, la crue du 16 au 17/04/1979 est parmi les événements extrêmes les plus caractéristiques de la saison du printemps et de la période froide. Cet évènement résulte d'averses survenues durant les 14 et 15 avril 1979.

L'évènement en question s'est caractérisé par une nette concordance des débits maximaux, en date du 16 avril, atteignant un débit de pointe record à El Ancer (1355 m³/s). Aux stations de Graem et de Tassadane, les débits extrêmes sont de l'ordre des centièmes, avec 396 m³/s et 141 m³/s respectivement (Tableau 36).

Le turbidigramme à El Ancer (Cf. Annexe 14a), indique une augmentation des débits, plus au moins, retardée par rapport à celle des autres stations, d'environ 7 heures. Toutefois, en cette

station, le pic des concentrations est survenu en avance sur celui du débit et indique un seuil de 19,3g/l (Tableau 36).

Pendant un temps de base de 36 heures, l'Oued Kébir-Rhumel a fourni un cumul de 1,36 millions de tonnes de sédiments, durant cette crue.

Le turbidigramme relatif à la station de Tassadane est assez contrasté (Cf. Annexe 14c) et indique une première montée des eaux, assez précoce, puis une seconde très brutale où le débit passe d'un rapport de 1 à 6. On note aussi, un déphasage flagrant entre les courbes (Q) et (C), notamment durant la montée avec des ordres de grandeurs importants pour les concentrations (Cf. Annexe 14c). Ceci s'explique par la disponibilité de grandes quantités de matières solides dans l'Oued, transportées en totalité, dès la première montée des eaux.

L'onde de crue à Tassadane a enregistré la plus forte valeur de concentration (60,53 g/l), comparée aux autres oueds (Tableau 36). Durant la décrue, les concentrations commencent à chuter, d'une manière très semblable à celle des débits (Cf. Annexe 14c). Pour cet événement, l'apport solide fourni par l'Oued Kébir-amont, à la station de Tassadane, est égal à $0,3 \times 10^6$ Tonnes.

L'Oued Rhumel, à El Grarem, indique une montée des eaux plus progressive et moins brutale, comparée à celle observée à la station précédente (Cf. Annexe 14b). Cependant, le débit de pointe est relativement important (396 m³/s) (Tableau 36). Malgré une telle valeur, l'apport solide fourni par l'Oued Rhumel, durant la crue du 7 au 8 mars 1985, reste modéré et égal à $0,22 \times 10^6$ Tonnes (Tableau 36). Ceci est, sans doute, lié à la faible turbidité de l'Oued Rhumel, durant cet événement, le pic de concentration n'est que de 8g/l (Tableau 36).

Par ailleurs, la puissance de la crue n'est significative que dans le bassin inférieur où le coefficient A est extrême ($A = 14$). Aux stations de Grarem et Tassadane, les valeurs du même coefficient ne dépassent pas le seuil de 5 (Tableau 36).

VII.6.2. Quelques crues caractéristiques de la période chaude

Contrairement aux crues de la période humide, celles de la saison chaude sont générées, principalement, par des averses orageuses brèves et localisées. Ces averses sont d'une extension spatio-temporelle et d'une puissance assez limitées, par rapport à celles de la période froide mais restent, tout de même, caractéristiques, en termes de débit et de transport solide (Mebarki, 1982).

Les crues de la période chaude se produisent plus fréquemment au début de la saison, (à partir de la fin de mai), ou bien à la fin de la saison chaude (entre septembre et octobre), selon les

secteurs des bassins. A titre d'exemple, à la station d'El Grarem et EL Ancer, les crues de la saison chaude se manifestent, plutôt d'une façon aléatoire, parfois en mai ou bien durant les mois de septembre ou octobre.

Exceptionnellement, dans le bassin de l'Oued Kébir-amont, contrôlé par la station de Tassadane, on constate une récurrence plus élevée des crues de la saison chaude, durant les mois de juin et juillet et, encore moindre, en septembre. En raison du caractère localisé des averses en cette période, les crues de la saison chaude sont imprévisibles et peuvent apparaître, d'une manière exceptionnelle, dans certains secteurs bien définis.

Comme il a été souligné dans le chapitre précédent, c'est notamment durant la période chaude où l'on remarque une importante discontinuité et incertitude dans les mesures de transport solide. De ce fait, nous avons été contraints de choisir les crues ayant les séries les plus complètes, en chaque bassin et celles permettant d'établir des turbidigrammes.

VII.6.2. 1. La crue de novembre 1990 à El Ancer (Oued Kébir-Rhumel)

Il s'agit d'un exemple d'évènement qui a touché uniquement le bassin inférieur, durant la fin de la saison chaude. La crue du 16 au 17 Novembre 1990 a été assez brève (35 heures), par rapport aux évènements extrêmes, observés précédemment, dans la même station. Durant cette crue, l'Oued Kébir-Rhumel a reçu un cumul pluvieux de 109 mm entre le 15 et 16 novembre 1990.

Le turbidigramme en question (Cf. Annexe 15a) montre un important décalage, entre le pic de la courbe Q et celui de la courbe C (environ 14 heures), menant à une boucle de type "clockwise" de la relation Q-C. Cependant malgré de faibles valeurs de débit, le pic de la concentration a atteint une valeur non négligeable égale à 61,44 g/l. Le débit de pointe, par contre, a atteint une valeur de 415 m³/s (Tableau 36).

En dépit d'une végétation, plus au moins clairsemée en certains endroits du bassin inférieur, l'infiltration, dans les sols secs, après une saison d'été chaude et sèche, fût partiellement élevée. Ces conditions empêchent l'accentuation du ruissellement et provoquent un transport de grandes quantités de sédiments.

Ainsi, les sols n'ont pas été assez trempés pour provoquer des glissements de terrain. Le débit solide total en suspension fourni par cet évènement est estimé à 1,64 millions de tonnes, ce qui représente, approximativement 18% du débit solide moyen annuel du Kébir-Rhumel.

Par conséquent, la faible puissance de la crue à El Ancer, est traduite par un coefficient A égal à 4 (Tableau 36).

VII.6.2. 2. La crue de septembre à octobre 1986 (Oued Rhumel à Grarem)

Cet événement résulte d'une succession d'averses tombées entre le 29/09/1986 et le 01/10/1986, cumulant ainsi, une hauteur de pluie totale de 47 mm.

Le turbidigramme (Cf. Annexe 15b) montre des courbes Q et C, presque confondues, mais avec plusieurs montées représentant la variabilité de l'intensité des averses, durant l'évènement. La première montée des eaux a enregistré un maxima de 35 m³/s, après 6 heures du début de la crue (Tableau 36). Cette montée est suivie, de manière simultanée, d'une montée de la concentration (41,61 g/l), causée par l'affaissement des berges de l'oued ou par des glissements de terrain (Cf. Annexe 15b).

Après cette première montée, l'intensité de pluie diminue, engendrant une chute des courbes Q et C, mais cette dernière ne dure qu'une heure de temps et les valeurs de Q et C reprennent, simultanément, une deuxième montée, pour atteindre, après t=10 heures, une concentration de 71 g/l et un débit de pointe de 61 m³/s à t =11 heures (Cf. Annexe 15b). Ce léger décalage entre les deux sommets traduit, encore une fois, une boucle horaire.

Pendant la décrue, nous assistons à une tombée brusque de l'hydrogramme, mais avec une chute progressive des concentrations en MES, ce qui signifie qu'il existait une certaine quantité de sédiments mobilisables, due à une dynamique érosive tardive.

L'apport solide fourni par l'Oued Rhumel durant cet évènement est de 128×10³ tonnes (Tableau 36) ce qui correspond à 16% de l'apport solide moyen annuel.

VII.6.2. 3. La crue d'octobre 1984 (Oued Kébir-amont à Tassadane)

La brève crue du 13 au 14 Octobre 1984 est un évènement qui a été enregistré à l'Oued Kébir-amont, durant une averse de seulement 41mm. Le turbidigramme de la crue (Cf. Annexe 15c), à la station de Tassadane, indique des courbes Q et C presque symétriques, par rapport à leurs apogées, avec des temps de montées et les descentes presque égaux (entre 15 et 16 heures) (Tableau 36). Malgré la brièveté et la faiblesse de l'averse, le débit de pointe a atteint 162 m³/s sous l'effet de la raideur des pentes et l'absence d'un couvert végétal dense durant l'automne.

La rapidité du ruissellement s'est donc imposée à la capacité d'infiltration des sols et a provoqué, en si peu de temps, un transport des particules solides déjà détachées. Le pic de la concentration vient 2 heures en avance sur celui du débit et traduit une forte turbidité de l'Oued Kébir-amont, durant cet évènement (74,32 g/l) (Tableau 36). Ceci est dû à la disponibilité préalable du matériau dans l'oued.

Tableau 36. Caractéristiques de quelques crues retenues, pour la période froide et chaude de la période (1973/74-2000/01).

Crues de la période froide											
Date et heure de début	Date et heure de fin	Stations	T _M (Heures)	T _D (Heures)	Q _M (m³/s)	Q _P (m³/s)	Q _F (m³/s)	V (×10 ⁶ m³)	A	C _{max} (g/l)	As (×10 ⁶ Tonnes)
16/04/1979 00:00	17/04/1979 12:00	EL Ancer	21	15	326,10	1355	441,40	97,84	14	19,3	1,36
		Grarem	14	22	184,80	396	201,60	37,04	5	8	0,22
		Tassadane	11,5	24,5	20,56	141	23,40	7,07	4	60,53	0,30
29/12/1984 18:00	02/01/1985 18:00	EL Ancer	25	71	441,40	2412	334,20	334,98	26	30	8,24
		Grarem	21,5	74,5	190,40	1085	268,40	198,22	15	32	3,9
		Tassadane	23,5	72,5	49,10	159	37,00	25,81	5	30	0,5
03/02/1984 03:00	05/02/1984 10:00	EL Ancer	11	44	314	1146	270,30	142,97	12	32,5	3,36
		Tassadane	16	39	54	366	41,05	23,02	11	67	0,82
07/03/1985 11:00	08/03/1985 18:00	EL Ancer	12	19	306,70	1773	901,60	130,44	19	27,71	2,80
		Grarem	21	10	308,10	727,2	473,60	56,81	10	59,6	2,31
		Tassadane	5	26	107,20	254,4	146,40	16,73	8	43,6	0,44
Crues de la période chaude											
Date et heure de début	Date et heure de fin	Stations	T _M (Heures)	T _D (Heures)	Q _M (m³/s)	Q _P (m³/s)	Q _F (m³/s)	V (×10 ⁶ m³)	A	C _{max} (g/l)	As (×10 ³ Tonnes)
16/11/1990 12:00	17/11/1990 23:00	EL Ancer	18	17	89,96	415	89,2	33,7	4,42	61,44	1,64
30/09/1986 07:00	01/10/1986 13:00	Grarem	11	20	3,04	61	13	2,98	0,84	71	0,128
13/10/1984 08:00	14/10/1984 16:00	Tassadane	15,5	16,5	11,92	162	12,1	4,48	4,95	74,32	0,197

T_M : Temps de montée en heures;

T_D : Temps de descente en heures ;

Q_M: Débit instantané à la montée en m³/s ;

Q_P: Débit de pointe en m³/s ;

Q_F : Débit à la fin de descente en m³/s ;

V: Volume écoulé durant la crue en Hm³ ;

A : Coefficient de Myer Coutagne Pradé: $A = Q_P/\sqrt{S}$;

C_{max} : Concentration maximale des sédiments en g/l ;

As : Apport solide fourni durant l'évènement en millions de tonnes.

Au cours de la décrue, l'hydrogramme diminue d'une manière brusque, sous l'effet de l'arrêt de l'averse, ce qui a provoqué une réduction de la vitesse de ruissellement et, en même temps, une augmentation de l'infiltration. En seulement 35 heures, l'Oued Kébir-amont a véhiculé un apport solide de 197×10^3 tonnes, c'est-à-dire environ 23 % de son apport solide moyen annuel.

Conclusion

La quantification du transport solide par suspension, en recourant aux courbes de transport solide, a fait ressortir l'importance de la dégradation des sols du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, durant la période d'observation 1973/74-2000/01.

En effet, nous estimons une dégradation spécifique du bassin de l'ordre $1070 \text{ T/Km}^2/\text{an}$, une telle dégradation correspond à un transport de plus de 215 millions de tonnes de sédiments par l'Oued Kébir-Rhumel, vers la Méditerranée.

L'Oued Kébir-amont, qui draine une superficie correspondant au $1/5^{\text{ème}}$ de celle du sous-bassin de l'Oued Rhumel, possède une dégradation spécifique assez élevée, égale à 797 T/Km^2 et correspond à presque 5 fois celle estimée à l'Oued Rhumel ($163 \text{ T/km}^2/\text{an}$). Bien que ces valeurs diffèrent, d'une unité à autre, elles se situent bien à l'intérieur de la fourchette globale des bassins méditerranéens.

Par ailleurs, ces résultats mettent en évidence la forte variabilité spatiale de l'érosion hydrique et celle de la sensibilité du milieu, à l'érosion et aux nuances géographiques des conditions climatiques, dans le bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

L'influence du barrage de Hamam Grouz se fait, plus au moins, sentir sur la dégradation spécifique de l'Oued Rhumel. Nous estimons que, durant la période de service, le barrage de Hamma Grouz (entre 1987-2000/01), l'ouvrage a retenu environ 14 % des apports solides devant être transférés à l'aval, par l'Oued Rhumel, ce qui correspond à une quantité de 3,2 millions de tonnes. De ce fait, la dégradation spécifique réelle du sous-bassin de l'Oued Rhumel est de $170 \text{ T/Km}^2/\text{an}$ pour la période (1973/74-2000/01).

La variabilité temporelle des apports solides est plus significative à l'échelle mensuelle et saisonnière qu'à l'échelle annuelle. Toutefois, à l'échelle annuelle, on constate une parfaite correspondance, entre les périodes extrêmes, en apports solides et celles excédentaires en écoulement et ce, dans l'ensemble des oueds étudiés.

L'année hydrologique 1984/85 est un bon exemple de cette concordance, l'apport solide extrême fourni durant cette période correspond à presque 3 fois l'apport solide moyen annuel

de la période 1973/74-2000/01. Ce rapport est plus élevé encore à l'échelle des sous-bassins et est égal, respectivement, à 12 et 5 fois, à l'apport solide moyen des Oued Rhumel et Kébir-amont, pour la période de référence.

Par ailleurs, le mois de février fournit, à l'aval du Kébir-Rhumel un apport solide extrême correspondant à 18,6% de l'apport solide moyen de la période 1973/74-2000/01.

A l'échelle saisonnière, ce sont toujours les périodes d'hiver et de printemps qui s'imposent, en termes d'érosion et d'écoulement, dans l'ensemble des oueds étudiés. A l'Oued Kébir-Rhumel, ces deux saisons contribuent à l'apport solide moyen annuel, respectivement avec des taux 52 et 37%. Ce taux est encore plus important, à l'échelle de l'Oued Rhumel et de Kébir-amont.

La saison d'automne se classe après celle du printemps, en termes de transport solide, et contribue, avec un taux de 11% de l'apport solide moyen de l'année.

L'analyse des crues les plus caractéristiques de la période 1973/74-2000/01, selon leur puissance, leur durée et les apports solides fournis, a permis de cerner les formes générales de l'écoulement extrême, au niveau du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel. Cependant, la variabilité spatiale et temporelle des crues est mieux représentée, au regard des saisons humides et chaudes de l'année. Nous admettons que :

- En période froide, les crues apparaissent surtout durant la saison d'hiver, notamment pendant les mois de décembre et février, et durant la saison du printemps, surtout au mois de mars et avril et durent, au minimum 2 jours. Ces dernières peuvent se généraliser dans l'ensemble du bassin et générer, en aval, des apports solides très élevés, impliquant une dégradation considérable des sols, en si peu de temps. Les graves crues de la période de 28 ans sont celles qui se sont manifestées durant l'année extrême humide 1984/1985. A titre d'exemple, les crues de février et de décembre 1984 et celle de mars 1985 ont généré, à l'aval du bassin, un apport solide total équivalent à presque deux fois l'apport solide moyen annuel de la période 1973/74-2000/01.

Ces crues, se sont caractérisées par une violente et brutale propagation de l'onde, avec des débits de pointe assez accentués, oscillant entre 1142 et 2412m³/s. L'atténuation de ces crues se fait, généralement, de l'aval vers l'amont, avec la diminution de la torrencialité des averses.

- Les crues de la période chaude sont assez brèves et limitées dans l'espace, en rapport avec les averses localisées. Elles se manifestent, généralement, durant la saison automnale. Dans l'ensemble, et d'après ce qui a été vu, elles sont moins puissantes que celles de la période

froide, mais certaines crues extrêmes de cette saison font l'exception et demeurent plus brutales.

Leurs formes et leur genèse sont caractérisées par des montées très brusques et violentes des eaux. Cette brutalité peut déclencher, en très peu de temps, et en fonction de l'état des sols, d'importants processus érosifs et contribuent, d'une façon majeure, à l'approvisionnement des oueds en matière fine.

Une telle dynamique fluviale, durant l'année, est accompagnée probablement d'une dégradation du paysage du bassin de l'Oued Kébir Rhumel, notamment dans les versants et les vallées. Par contre, ce sont, forcément, les régions montrant la plus forte sensibilité à l'érosion qui subiront les conséquences les plus dramatiques.

Par insuffisance de données de transport solide en suspension sur plusieurs unités du bassin, nous pouvons suggérer, à ce stade du travail, que la dégradation du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel provient, essentiellement, de son bassin moyen notamment sa partie occidentale.

Cependant, pour confirmer ces suggestions et tirer des conclusions définitives quant à l'origine de ce phénomène et sa propagation dans l'espace, nous essayerons, dans les chapitres qui suivent, d'identifier les régions fortement touchées par l'érosion hydrique.

Chapitre VIII : Modélisation et cartographie de l'aléa érosion

Introduction

Bien que l'analyse quantitative ait pu faire ressortir l'ampleur de la dégradation spécifique dans certaines régions du bassin et, notamment en sa partie aval, l'identification des régions à fort potentiel érosif et la caractérisation de la sensibilité du bassin à l'érosion restent indéterminées, en raison de la faible densité du réseau d'observation hydrométrique. De plus, la forte variabilité spatiale des apports solides témoigne d'un potentiel érosif spécifique à chaque région du bassin, en relation avec les conditions physico-géographiques et climatiques des unités hydrologiques.

De ce fait, nous essayerons, à travers ce chapitre, d'entamer une approche spatialisée de l'aléa érosif dans le bassin étudié, en nous basant sur l'apport du SIG et des disponibilités des données cartographiques, en rapport avec les facteurs de l'érosion hydrique.

Durant les dernières décennies, plusieurs modèles spatiaux ont été suggérés pour prédire, de façon qualitative et/ou quantitative, la dégradation des sols sous l'effet de l'érosion hydrique (De Vente & Poesen, 2005). Ces modèles sont généralement inspirés du célèbre modèle USLE (Universal Soil Loss Equation) (Wischmeier & Smith, 1978), initialement conçu aux Etats-Unis d'Amérique, à partir de données recueillies en 1950, à l'échelle parcellaire, puis adapté à l'échelle régionale (Anne Colmar et al., 2010).

Avec le développement du SIG et de la géomantique, plusieurs modèles d'estimation et de simulation du transfert des sédiments sont apparus, à titre d'exemple : AGNPS (AGricultural Non-Point Source Pollution Model) (Young et al., 1989), SWAT (Soil and Water Assesment Tool)(Arnold et al., 1990) ; MMF (Morgan–Morgan–Finney)(Morgan, 2001); EUROSEM (The European Soil Erosion Model)(Morgan et al., 1998), WEPP (Water Erosion Prediction Project) (Flanagan et al., 2001); CREAMS (Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems) (Knisel, 1980)...etc.

Cependant, la plupart de ces modèles utilisent des facteurs environnementaux pour caractériser la sensibilité à l'érosion, à l'échelle du bassin. Toutefois, selon le mode de conception de ces modèles, et leurs objectifs, leurs estimations restent limitées dans le temps et/ou dans l'espace. De plus, selon les cas, la validation de certains modèles exige souvent de longues séries de mesures réelles, ce qui rend leur application gênante, en cas de d'insuffisance de données.

C'est pourquoi, pour des raisons de simplicité et, dans la limite des données disponibles, nous sommes intéressés, dans le cadre de ce travail, au modèle conceptuel français

« MESALES » (Modèle d'Estimation Spatiale de l'Aléa Erosion des Sols) pour estimer l'aléa érosif dans le bassin étudié.

VIII .1. PRESENTATION DU MODELE MESALES

VIII .1.1. Historiques sur le modèle

Le modèle MESALES « Modèle d'Estimation Spatiale de l'Aléa Erosion des Sols » a été mis au point par l'INRA d'Orléans (Institut National de Recherche Agronomique) durant l'année 1998 et appliqué, pour la première fois, pour l'estimation de l'aléa érosif de la région de Haute-Normandie (Yves Le Bissonnais et al., 1998; Souadi et al., 2000).

Par la suite, MESALES a été développé à l'échelle régionale de la France (Y Le Bissonnais et al., 2004; Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002) dans le cadre du projet de modélisation de l'érosion, à l'échelle européenne, connu sous le nom de PESERA (Pan-European Soil Erosion Risk Assessment) (Anne Colmar et al., 2010; Kirkby et al., 2004). A cet effet, plusieurs modèles d'érosion ont été développés, en chaque pays, pour établir un état de situation.

Le modèle MESALES, représentatif de l'aléa érosif de l'hexagone, a été simulé à une précision de 250 m (Anne Colmar et al., 2010; Van Rompaey et al., 2003), en revanche à l'échelle départementale où, pour certaines régions de France, l'échelle a été réduite à une résolution de 50 m (Cerdan et al., 2006; Anne Colmar et al., 2010).

Récemment, plusieurs démarches de validation du modèle MESALES à l'échelle régionale se sont basées sur la confrontation de l'aléa érosif, issu du modèle aux mesures réelles de la charge sédimentaire, dans les bassins et par consultation d'avis d'experts (Cerdan et al., 2006; A Colmar, 2006; Anne Colmar et al., 2010; Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002).

Ces démarches ont largement contribué au calibrage et à l'optimisation du modèle MESALES, en intervenant sur la résolutions spatiale des données d'entrée, ce qui a permis une amélioration significative des aléas prédits (Anne Colmar et al., 2010).

VIII .1.2. Caractéristiques générales du modèle MESALES

Le modèle MESALES permet d'avoir une cartographie exhaustive de l'aléa érosif, à grande échelle, comme il a été le cas pour son application à tout le territoire français (Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002). Il s'agit d'un modèle de type système expert, c'est-à-dire un outil capable de résoudre des problèmes, d'une manière semblable à celle d'un expert, à partir de faits et de règles connues (Souadi et al., 2000). Comme la plupart des modèles spatialisés d'érosion, il est basé sur la combinaison des principaux facteurs de l'érosion, notamment : le sol, la topographie, l'occupation du sol et le climat. Cependant, MESALES utilise ces

différents facteurs par l'intermédiaire de la battance, de l'érodibilité, de l'occupation du sol, de la pente, des hauteurs de précipitations ainsi que leur intensité (Souadi et al., 2000).

Il convient de souligner que le modèle MESALES donne une approche qualitative sur la dégradation des sols, du point de vue des surfaces émettrices ou productrices de particules solides (érosion de versant) (Yves Le Bissonnais-Thorette et al., 2002; Souadi et al., 2000). En effet, le modèle en question étant non mécaniste, l'érosion ne peut être envisagée, du point de vue du transport de ces particules, dans les cours d'eau et de leur dépôt à l'aval.

En résumé, le modèle suppose qu'il y a érosion à, partir du cas où la particule solide subit un déplacement d'un secteur à un autre (parcelle agricole par exemple), dépassant la résolution du modèle. Ceci implique que la caractérisation de l'érosion, par le modèle dans les bassins comportant d'autres formes d'érosion telles que l'érosion de berges ou bien à régimes hydrologiques contrastés, doit prendre en considération ces processus, en complément de l'aléa érosion de surface (Yves Le Bissonnais-Thorette et al., 2002).

Par ailleurs, les situations agro-pédo-climato-géomorphologiques possibles sont bien identifiées par la combinaison des paramètres qu'intègre le modèle. De plus, les développeurs ont estimé une intensité du risque d'érosion correspondant à chacune de ces situations, sous forme de classes. Cependant, les mêmes classes d'intensité servent à désigner la gravité des phénomènes érosifs de nature très différente (Souadi et al., 2000).

D'après ce qui a été décrit plus haut et en raison des caractéristiques du modèle et de ses paramètres d'entrée, nous pouvons admettre que ce type de modèle figure parmi les plus appropriés pour la détermination de l'aléa érosif du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel. D'autre part, la limite spatiale d'utilisation du modèle, qui est intéressante et permet une application à grande échelle, telle que la superficie du bassin étudié. De plus, notre zone d'étude correspond à un bassin méditerranéen, ce qui offre, sans-doute, une meilleure estimation de l'aléa érosif, puisque que le modèle MESALES a été déjà appliqué et calibré pour des régions méditerranéennes.

Sinon notre choix du modèle MESALES, pour l'estimation de l'aléa érosif, est lié à d'autres avantages intéressants tels que :

- ✓ La possibilité de la mise au point d'une cartographie saisonnière, en plus de celle annuelle, ce qui permet de connaître et d'analyser la variabilité de l'aléa d'érosion, au cours des différentes périodes de l'année (Yves Le Bissonnais-Thorette et al., 2002),
- ✓ La souplesse du modèle permet de remettre facilement à jour les données périmées et offre la possibilité de simuler l'évolution des aléas pour des scénarios de changement climatique ou de changement dans l'occupation des sols (Yves Le Bissonnais-Thorette et al., 2002).

VIII .1.3. Principe et structure du modèle MESALES

Le modèle spatial MESALES utilise la technique de croisement des cartes thématiques correspondant aux facteurs de l'érosion, sous forme de combinaisons logiques (A Colmar, 2006; Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002). Les cartes utilisées pour le croisement sont de type raster, défini avec une maille carrée ayant la même résolution du modèle numérique du terrain (MNT). Pour chaque résultat final de combinaison, une classe de sensibilité à l'érosion des sols est allouée. Les développeurs du modèle, en collaboration avec les experts dans le domaine, ont hiérarchisé et pondéré les différents paramètres du modèle, à partir des connaissances actuelles sur les différents types de fonctionnements érosifs (A Colmar, 2006; Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002).

La configuration des règles de croisement à été représentée sous la forme d'une arborescence logique où toutes les possibilités de croisements entre les paramètres sont étudiées (Figure 51). Comme le montre la figure ci-dessous, l'arbre de décision du modèle fait ressortir plusieurs réponses, chacune excluant l'autre.

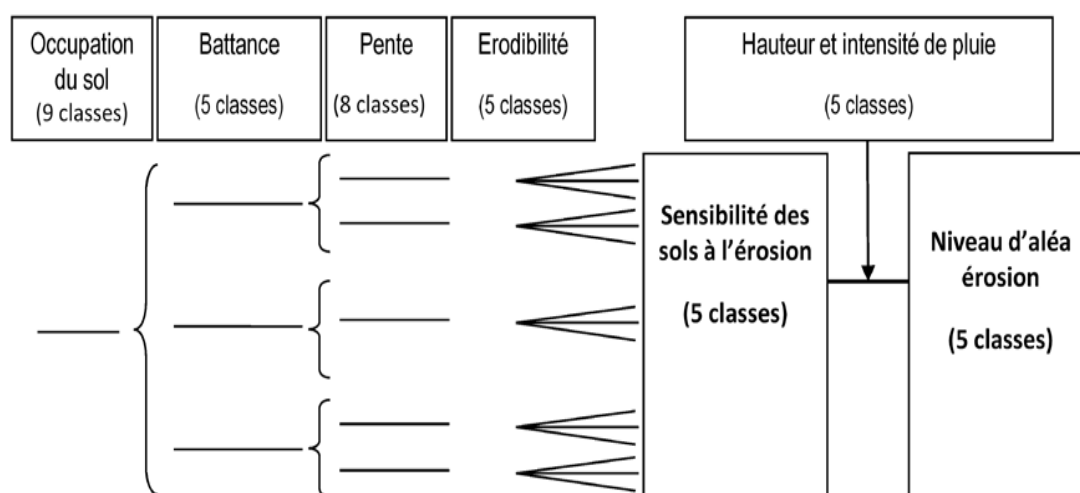


Figure 51. Arbre de décision utilisé par MESALES pour l'estimation du risque d'érosion source : (Anne Colmar et al., 2010; Van Rompaey et al., 2003).

Comme pour la plupart des modèles conceptuels utilisant des arbres de décision, l'ordre d'entrée des paramètres dans l'arborescence est très important. L'arborescence type du modèle MESALES (Figure 51) montre une hiérarchie donnant la priorité aux facteurs sur lesquels les activités humaines peuvent avoir une influence (A Colmar, 2006; Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002).

Le choix de ces critères fut guidé par l'avis des experts (Cerdan et al., 2006; Yves Le Bissonnais et al., 1998). Il s'agit d'une organisation selon l'ordre décroissant de l'importance donnée à chaque facteur du type d'occupation du sol, du niveau de battance du sol, de l'intensité de la pente et du niveau d'érodibilité du sol (A Colmar, 2006).

A la suite du croisement de l'occupation du sol, de la battance, de la pente et de l'érodibilité, le modèle définit tout d'abord la sensibilité « agro-pédo-géomorphologique » de chaque pixel et la regroupe, selon son degré, en 5 classes : Très faible, faible, moyenne, forte, très forte (A Colmar, 2006; Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002). La sensibilité de chaque maille ou pixel, et résultante du croisement précédent, sera croisée elle-même avec le facteur climatique (Figure 51).

Le paramètre climatique est exprimé par la hauteur et l'intensité de pluie et configuré en cinq quantiles de pluviométrie (Q_1 , Q_2 , Q_3 , Q_4 et Q_5) pour faire ressortir cinq classes d'aléa d'érosion du sol (très faible, faible, moyen, élevé, très élevé) sur la zone considérée (Figure 51) (A Colmar, 2006; Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002).

L'ensemble des combinaisons possibles des croisements est illustré dans le schéma de détaillé de l'arborescence du modèle (Cf. Annexe 16)

Etant donné que l'aléa de l'érosion ressort du croisement de la sensibilité potentielle des terrains et des données climatiques, le modèle peut donc simuler un aléa érosif correspondant à l'échelle temporelle des hauteurs des précipitations.

Cependant, l'aléa d'érosion saisonnier, également en cinq classes, est obtenu systématiquement en intégrant des hauteurs des précipitations saisonnières. Cependant, selon la littérature, le modèle MESALES, appliqué à l'échelle régionale de la France et de ses départements, est simulé uniquement à pas de temps annuel ou saisonnier.

Il convient de souligner que les résultats finaux des combinaisons, cités précédemment, sont intégrés à la carte de sensibilité et à celle de l'aléa érosif, selon les différentes unités du paysage, à titre d'exemple : Les zones naturelles (espaces ouverts, affleurements rocheux etc.), les zones d'habitats (villes et agglomérations) et les régions humides (Plan d'eau, étang, rivières etc.).

VIII. 2. ETAPES DE MODELISATION DE L'ALEA EROSION A L'ECHLLE DU BASSIN VERSANT DE L'OUED KEBIR-RHUMEL

VIII .2.1. Création de la base de données spatialisée des paramètres d'entrée du modèle

Nous procéderons, tout d'abord, comme première étape, à la création des couches d'information spatialisée, à partir des données disponibles. Il s'agit de collecter et de vérifier en même temps les données disponibles puis d'adapter ces données de couvertures selon les exigences du modèle.

La simulation du modèle d'érosion, à l'échelle du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, sera établie à une résolution de 90m, soit une maille carrée de 90×90m. Pour ce faire, cette

résolution sera fixée, initialement, lors de la création des cartes thématiques qui vont être intégrées dans le modèle. Cette résolution offre une précision satisfaisante, par rapport à la superficie du bassin étudié (8833Km²) et permet une exécution rapide, lors des croisements de couches rasters et des combinaisons logiques du modèle.

La préparation des données d'entrée du modèle sera entamée d'une façon détaillée pour chaque paramètre dans ce qui suit.

VIII .2. 1.1. L'occupation du sol

D'après ce qui a été réalisé dans le chapitre 4, nous nous référerons à la carte d'occupation du sol et du couvert végétal du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel, produite à partir des travaux du bureau d'expertise canadien TECSULT (Roy et al., 2006) et du traitement des d'images satellites Landsat 7ETM+ prises en 2006.

Les types d'occupation retenus par les concepteurs du modèle MESALES ont été récoltés depuis la base de la base CORINE land cover et regroupés en 9 classes, chacune ayant un comportement spécifique vis- à- vis de l'érosion des sols (Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002). Les classes retenues sont les suivantes :

- **Classe n°1** : Il s'agit des terres arables qui peuvent être à nu pendant une période plus ou moins longue, au cours de l'année (Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002) ;
- **Classe n°2** : Cette classe regroupe les prairies et pâturages qui protègent la surface et favorisent l'infiltration ;
- **Classe n°3** : Les zones agricoles hétérogènes qui regroupent des unités assez différentes et qui forment, en même temps, des paysages contrastés : parcellaire morcelé et diversifié, mosaïque de cultures, alternance de prairies, terres cultivées et bois. Cette diversité est un facteur limitant le ruissellement par rapport aux espaces ouverts, comme les terres arables (Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002),
- **Classe n°4** : Les cultures permanentes qui regroupent les vignes et les vergers aux comportements érosifs similaires ;
- **Classe n°5** : Les forêts et les zones arbustives, peu sensibles à l'érosion, sauf sur des pentes très fortes et des terrains instables ;
- **Classe n°6** : Les zones naturelles dégradées qui sont des espaces en mutation par disparition de la végétation (végétation clairsemée ou zones incendiées) ; ces espaces peuvent être très sensibles à l'érosion sur des matériaux instables, car les sols peuvent être mis à nu sur des pentes parfois très fortes (bad- lands)(Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002),
- **Classe n°7** : Les espaces ouverts, sans végétation : roches nues, glaciers et plages ;

- **Classe n°8** : Les zones d'eau libre : Plan d'eau, mers, lacs, rivières, et zones humides comme les marais et rizières ;
- **Classe n°9** : Les territoires artificialisés, pour lesquels les processus érosifs dépendent des aménagements réalisés ; ils regroupent les zones urbanisées et industrielles, les espaces verts urbains et les mines.

La correspondance des classes, citées précédemment aux unités de la carte d'occupation du sol du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel est représentée dans le tableau suivant :

Tableau 37. Classification de l'occupation du sol du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

Type d'occupation du sol	Classe	Superficie occupée
Cultures	1	57%
Prairies et pâturages	2	1,92%
Forêt feuillue de faible densité	3	24,72%
Forêt résineuse de faible densité		
Steppes légèrement arbustives		
Matorral		
Maquis ou garrigue	5	8,70%
Forêt dense de Chêne liège		
Forêt dense de Chêne Zen		
Forêt feuillue moyennement dense		
Forêt résineuse moyennement dense		
Plantation forestière résineuses dense		
Plantation forestière résineuse moyennement dense	7	5,20%
Affleurement rocheux		
Sol nu à dégradé	8	0,76%
Plan d'eau permanent		
Agglomérations humaines		
	9	1,70%

Il est à noter que les classes n°4 et 6 sont exclues du cadre de cette étude et ne peuvent être prises en compte, étant donné l'indisponibilité de ce type d'occupation. L'intégration de cette classification à la carte d'occupation des sols sera formée d'attributs constitués par le numéro d'ordre même de chaque classe.

Le degré de sensibilité à l'érosion est donc en rapport inverse avec le numéro d'ordre des classes définies dans le tableau 37.

La classification de la carte de l'occupation (Cf. chapitre IV, figure 19) selon le tableau 37 donne lieu à la (Figure 52). Cette dernière représente la répartition spatiale des classes de sensibilité de chaque type d'occupation du sol rastérisé selon une maille carrée de 90 m.

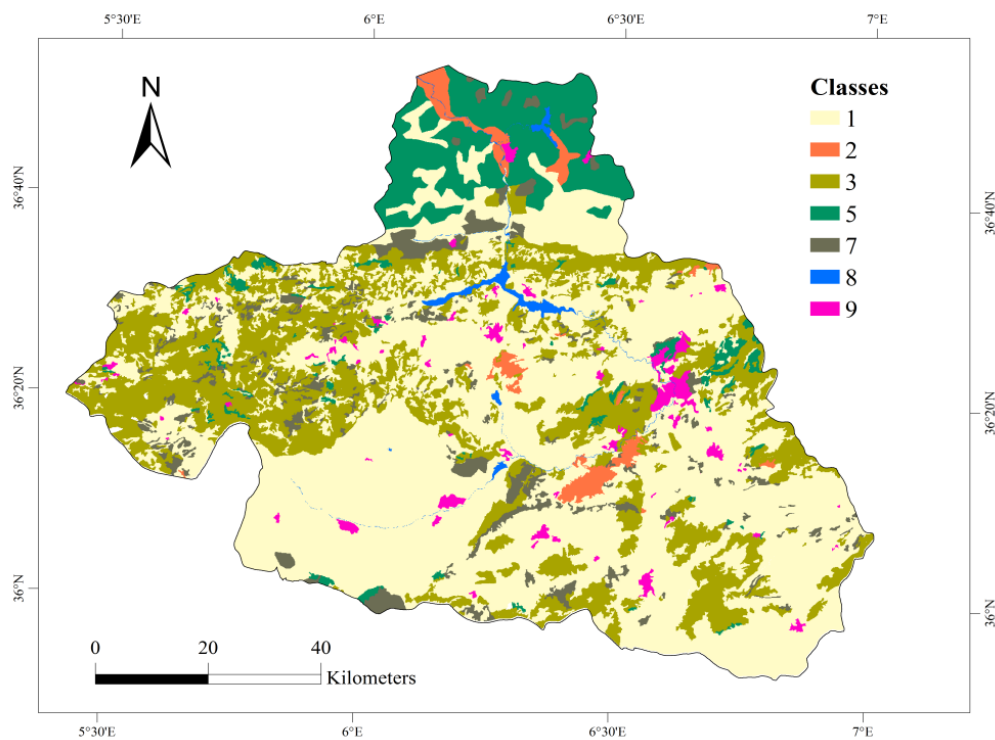


Figure 52. Sensibilité des types d'occupation du sol à l'érosion (9 classes).

VIII.2.1.2. La topographie

Comme il a été évoqué plus haut, le modèle MESALES se base aussi sur le critère topographique, notamment le calcul des pentes, pour estimer l'aléa érosif. Ce paramètre sera déduit à partir du modèle numérique du terrain (MNT). Le modèle en possession est de type STRM (Shuttle Radar Topography Mission) et procède avec une résolution de 90m, cette précision est suffisante pour mettre l'accent sur les grandes tendances morphologiques ainsi que sur le relief local. Cependant, la pente moyenne de chaque maille est calculée en pourcentage à partir de la plus grande différence d'altitude, entre une cellule et ses huit voisines (Anne Colmar et al., 2010).

Les pentes déduites sont ensuite regroupées en huit (8) classes dont les seuils ont été choisis en fonction de valeurs proposées dans la littérature (Cerdan et al., 2006; Anne Colmar et al., 2010; Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002). Les classes de pentes utilisées par le modèle sont les suivantes : 0-1% ; 1-2% ; 2-5% ; 5-10% ; 10-15% ; 15-30% ; 30-75% ; > 75%. Les trois premières classes de pentes permettent de faire la distinction entre l'intensité de l'aléa dans les zones de grandes cultures (Souadi et al., 2000).

En effet, Lorsque la sensibilité à la battance est forte sur ces zones, l'aléa érosif peut être facilement aggravé, seulement par une petite augmentation locale de pente (Souadi et al., 2000).

La carte ci-dessous représente le raster de la carte des pentes regroupé selon 8 classes :

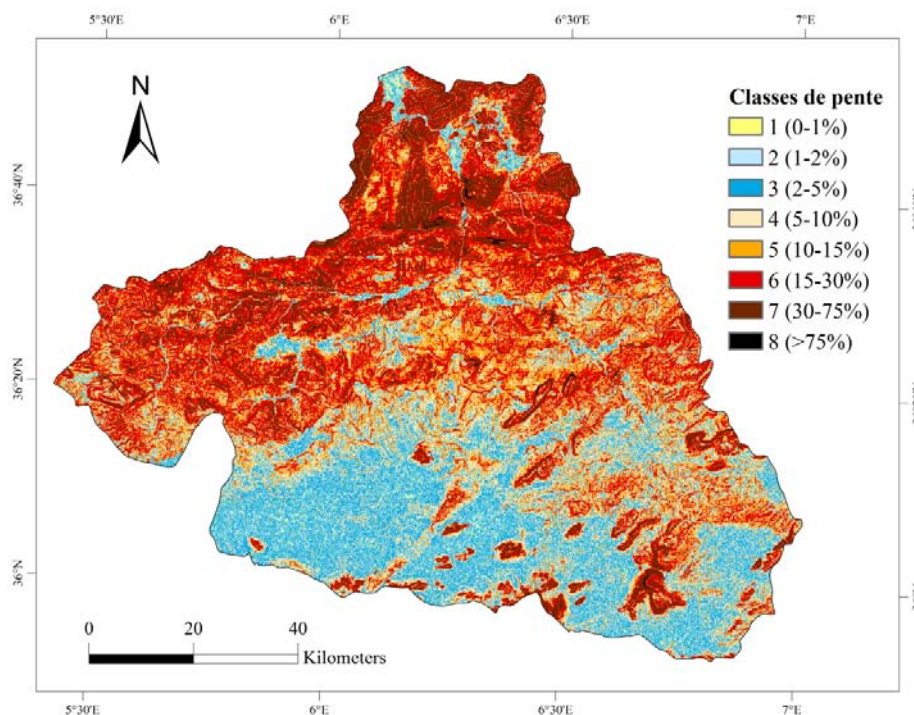


Figure 53. Raster des pentes structuré en 8 classes (Résolution 90m).

VIII .2.1.3. Climat

Le facteur climatique, défini dans cette étude par les précipitations, est le paramètre le plus influençant sur l'érosion hydrique et donc sur l'aléa érosif. L'érosivité des pluies est liée principalement à la hauteur précipitée et à son intensité (Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002). Cependant les concepteurs du modèle MESALES ont introduit le facteur climatique sous forme d'une couche spatialisée, cette dernière contient des informations qui expriment, à la fois, la hauteur de pluie et son intensité issues de la base de données Météo-France (Cerdan et al., 2006; Anne Colmar et al., 2010; Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002; Souadi et al., 2000).

La carte de l'érosivité des pluies résulte donc de la combinaison de la carte des hauteurs moyennes de pluies à un pas de temps donné et de la carte des intensités de précipitations (Souadi et al., 2000). La combinaison de ces deux paramètres donne l'indice d'agressivité des pluies en 5 classes (de très faible à très forte) (Anne Colmar et al., 2010; Yves Le BissonnaisMontier et al., 2002).

Vu l'absence de données concernant l'intensité des pluies, au niveau du réseau d'observation du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel, nous nous limitons, dans le cadre de ce travail, à l'usage des hauteurs moyennes de pluies. L'érosivité des pluies sera donc exprimée en fonction de l'ordre de grandeur de la lame d'eau moyenne précipitée.

De ce fait, la couche spatialisée des hauteurs moyennes de pluies sera obtenue par interpolation linéaire en se référant aux mesures ponctuelles des 19 postes pluviométriques, disponibles dans le bassin étudié. L'interpolation a été réalisée selon une méthode hydrologiquement correcte intégrée dans le SIG (Arc-Gis) et à une maille de 90m.

Afin d'obtenir une configuration finale en 5 classes (de très faible à très forte), la carte rasterisée des pluies a été reclassée en quantiles, sur l'ensemble du bassin :

- Un quantile de précipitations moyennes,
- Deux quantiles de précipitations inférieures à la moyenne,
- Deux quantiles de précipitations supérieures à la moyenne.

Cette configuration a été réalisée selon l'exigence du modèle et selon la méthode citée dans littérature (Anne Colmar et al., 2010; Yves Le Bissonnais et al., 1998; Yves Le Bissonnais Montier et al., 2002; Souadi et al., 2000).

L'aléa érosif annuel sera donc simulé à partir de la carte des pluies moyennes annuelles de la période 1973/74-2000/01. La Figure 54 donne le résultat de l'interpolation des hauteurs moyennes annuelles de pluie, relative à la période de référence sur laquelle une classification en 5 quantiles a été réalisée. Cette dernière, met en évidence la variabilité spatiale des hauteurs de pluies ainsi que leur érosivité qui augmente au fur à mesure que l'on remonte vers le Nord.

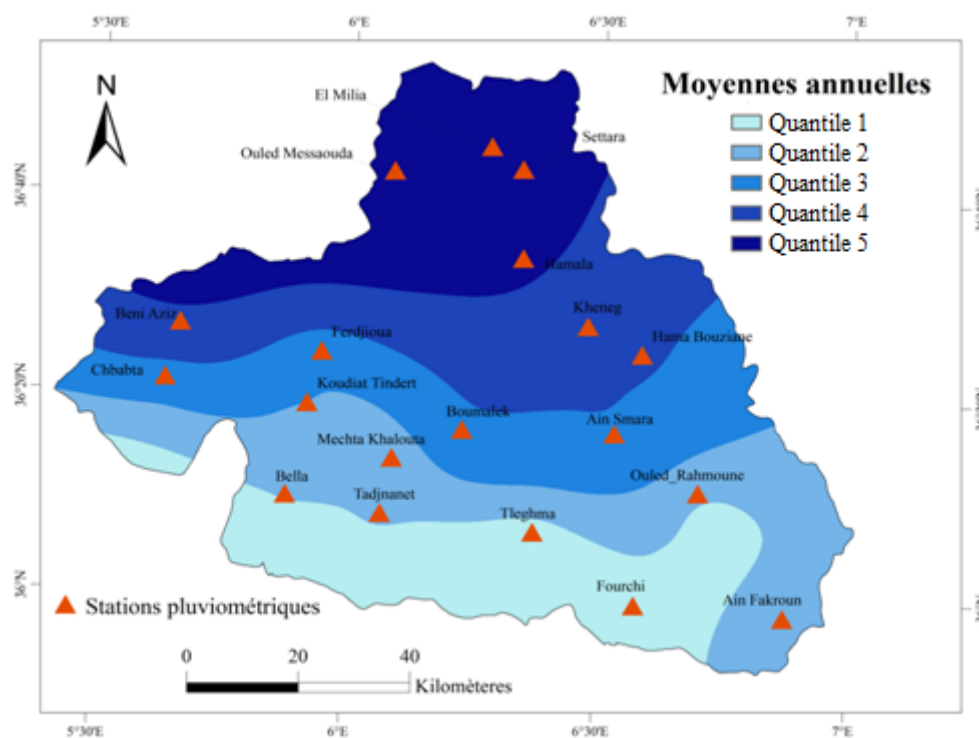


Figure 54. Raster des pluies moyennes annuelles classifié en quantiles (Période 1973/74-2000/01).

Pour étudier l'effet saisonnier du facteur climatique sur la variabilité de l'érosion hydrique, nous avons réalisé 4 cartes pluviométriques supplémentaires correspondant aux interpolations des hauteurs moyennes de chaque saison de l'année (Figure 55).

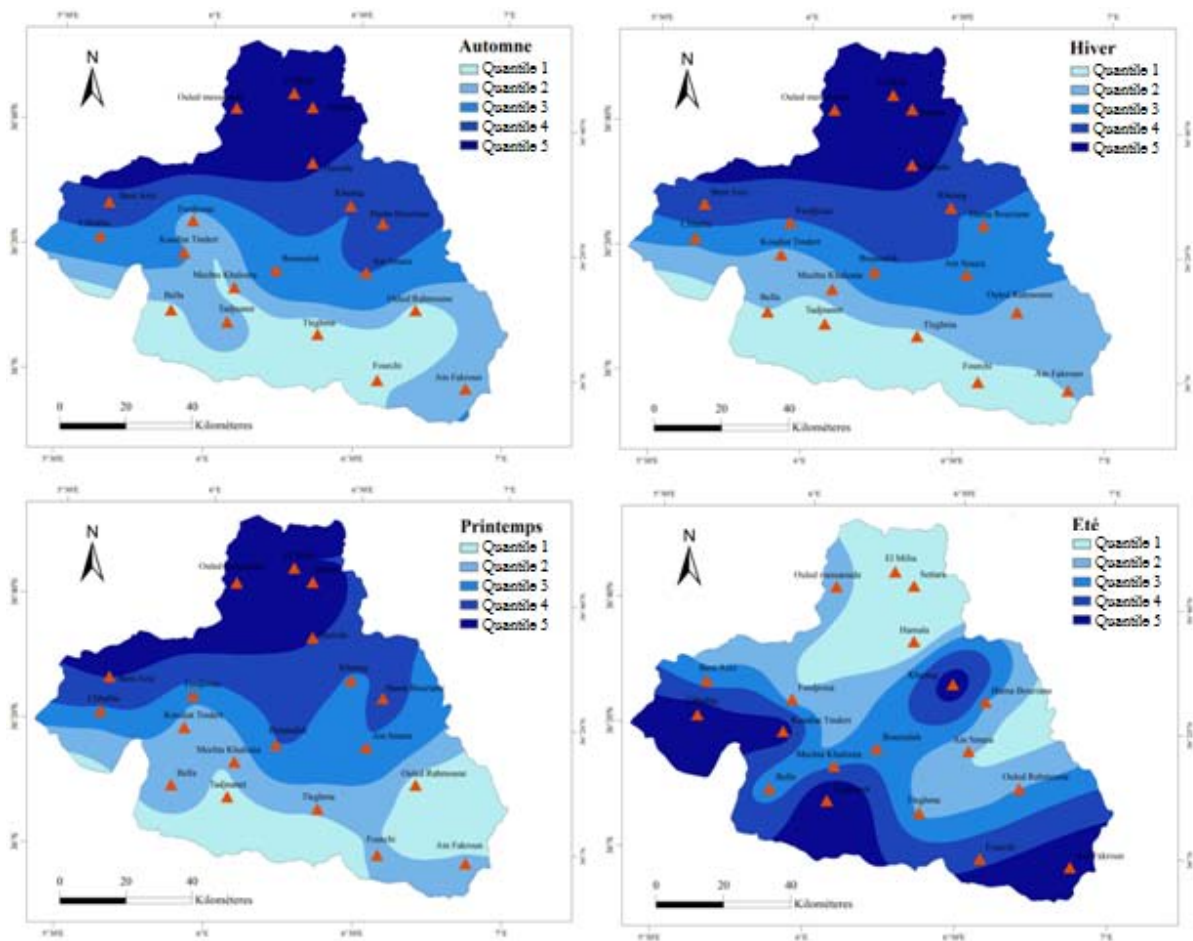


Figure 55. Rasters des pluies moyennes par saison classifiés en quantiles (Période 1973/74-2000/01).

La répartition spatiale des différents quantiles de pluie, à l'échelle des saisons (Figure 55) semble intéressante, dans la mesure où elle fait ressortir un fort contraste climatique entre les régions septentrionales et méridionales du bassin, durant les périodes sèche et humide de l'année.

Par ailleurs, la carte des hauteurs moyennes de la saison estivale confirme bien les suppositions suggérées dans les chapitres précédents, concernant le caractère localisé et bref des pluies torrentielles de la période sèche. En effet, les 4^{ème} et 5^{ème} quantiles se localisent, majoritairement, dans les régions des hautes plaines durant l'été, ainsi que de façon discontinue, sur certaines régions du bassin moyen (Figure 55). Ces cartes indiquent probablement une forte variabilité de l'aléa érosif, à l'échelle des saisons et un aléa érosif particulier qui peu être accentué, dans les régions méridionales du bassin, sous l'effet d'averses orageuses, retardées et imprévisibles qui se manifestent durant l'été.

Toutefois, la sensibilité du milieu physique à l'érosion reste un facteur déterminant pour l'intensité de l'érosion, en chaque région, cette sensibilité est justement définie par le modèle utilisé sur la base de l'érodibilité, la battance, la topographie et l'occupation du sol.

VIII .2. 1.4. Détermination de l'érodibilité et de la battance du sol

L'érodibilité et la battance des sols sont des paramètres essentiels pour la détermination de la sensibilité du milieu physique à l'érosion, ils représentent donc des éléments d'entrée inéluctables pour le modèle MESALES. L'érodibilité est définie, dans la littérature, comme étant la résistance des matériaux au cisaillement ou leur facilité à être emportés par le ruissellement ou des mouvements de terrains (Anne Colmar et al., 2010; Girard et al., 2005; Souadi et al., 2000). En revanche, la sensibilité d'un sol à la battance est sa sensibilité à l'action de la pluie qui a tendance à le désagréger et à former une croûte imperméable en surface (Anne Colmar et al., 2010; Yves Le Bissonnais, 2000; Souadi et al., 2000).

Généralement, l'érodibilité et la battance sont estimées en fonction des données de terrain ou définies empiriquement, d'après les avis d'experts, sur la bases des synthèses géologiques ou par application de règles de pédo-transfert (Anne Colmar et al., 2010; Souadi et al., 2000). Cependant, en l'absence des données d'expérimentation de terrain, ce qui est le cas pour cette étude, certains auteurs combinent la nature géologique des sols avec la texture dominante et/ou avec les paramètres physico-chimiques du sol pour évaluer ces facteurs (Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002) .

En collaboration avec les experts de l'équipe érosion du laboratoire LISAH de Montpellier (Laboratoire des Interaction Sol-Agrosystèmes-Hydrosystèmes), il a été possible de dresser une cartographie de l'érodibilité et de la battance des sols du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel, en se basant sur le principe général de l'évolution des sols. Ce principe suppose que la vulnérabilité des sols est liée à la géologie, à la topographie, à l'effet des facteurs climatiques ainsi qu'à la teneur en matière organique (Baize & Girard, 2008).

Toutefois, la teneur des sols en matières organiques ainsi que les données climatiques précises qui influencent la nature des sols n'ont jamais été réalisés, à l'échelle du bassin étudié ; de ce fait, seules les données géologiques et topographiques ont été prises en compte pour l'estimation de l'érodibilité et de la battance des sols de notre zone d'étude.

VIII .2.1.4. 1. Méthodologie de travail

Le principe de la détermination de l'érodibilité et de la battance s'est basé, en premier lieu, sur l'identification des zones favorables à la production, au transfert et aux dépôts de sédiments selon une classification morphométrique du terrain d'étude.

Autrement dit, il s'agit d'identifier 3 types dont la morphologie a évolué, selon des actions érosives spécifiques. Comme le montre la Figure 56, l'étude s'est référée à 3 types de sols : Les sols peu profonds, moyennement profonds et profonds.

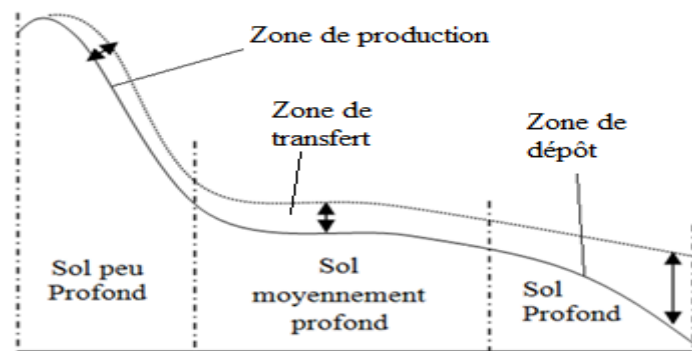


Figure 56. Coupe longitudinale type d'un versant.

L'identification de la typologie des sols représentés dans le schéma ci-dessus est liée, principalement à la morphométrie et à la géologie du terrain, ce qui facilite leur détermination, compte-tenu de la disponibilité de ces facteurs. Les caractéristiques, morphométrique et lithologique des 3 types de sols sont définies comme suite :

- Les sols peu profonds (zones de production de sédiments) : Ce sont des sols constitués principalement de roches dures ou non friables qui évoluent sur les parties amont des versants ou sur les zones montagneuses, les collines caractérisées par des pentes raides (Figure 56). Selon la dureté de la roche et l'accentuation de la pente, l'action érosive sur ces types de sols est généralement négligeable, mais ces derniers contribuent quand même à la production de particules érodées, sous forme de colluvions, surtout durant les événements hydrologiques intenses. Les particules détachées sont transportées facilement par la topographie accentuée du milieu. Par conséquent, ces types de sols ne peuvent avoir une épaisseur importante en dessus de la roche.
- Les sols profonds (zones de dépôts) : Contrairement au type précédemment énoncé, ce type de sols concerne ceux qui se trouvent à l'aval des versants, sous forme de dépôts alluvionnaires (Figure 56).

Le matériel érodé antérieurement est transporté, depuis la partie amont du versant, et selon le sens de la pente, vers les replats. Ainsi, les particules, détachées par les différentes formes d'érosion, se déposent continuellement et forment, à long terme, des sols très épais. Ces zones de dépôt peuvent correspondre, selon leur niveau altimétrique, à des hauts plateaux, à de larges vallées ou à des basses plaines inondables.

- Sols moyennement profonds (zones de transfert de sédiments) : Ce type de sols est généralement localisé dans les zones à pente moyenne, entre l'amont et l'aval des versants (Figure 56). Ce sont des endroits favorables au transfert de matériaux et au transport des sédiments. L'épaisseur de ces sols est supposée être moyenne puisque, compte-tenu de leur topographie moyenne, ces dernières ne permettent pas une déposition totale des matériaux érodés, tout en comportant, en même temps, quelques replats qui peuvent accumuler, en temps sec, certaines quantités de terres érodées.

En second lieu, nous avons confronté ces classes de sol à leurs formations géologiques par superposition de couches spatialisées, ce qui permet d'avoir une approche sur la texture et la friabilité des roches et en déduire, enfin, selon les cas l'érodibilité et la battance. Avant de passer à l'étape suivante, celle de la combinaison des types de sols avec les formations géologiques, nous allons détailler, dans ce qui suit la technique suivie pour la classification des sols, selon les 3 types précédemment discutés.

a) Calcul des paramètres morphométriques

Le calcul de quelques paramètres morphométriques, dérivés du modèle numérique du terrain, a permis de distinguer les différentes formes géomorphologiques du bassin étudié de même que leur combinaison a permis, par la suite, l'identification des 3 classes de sols évoquées plus haut. Le premier paramètre est le MRVBF (*Multiresolution index of valley bottom flatness*) (John C Gallant & Dowling, 2003) défini précédemment, lors de l'identification des formes du relief du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel (Cf. Chapitre III).

Afin d'appuyer l'étape de la classification des sols, nous avons intégré un deuxième indice complémentaire au précédent, développé, aussi par John C Gallant and Dowling (2003) appelé « MRRTF » (*Multi Resolution index of the Ridge Top Flatness*). Ce dernier reflète le niveau altimétrique des sommets de crête à multiples résolutions (MRRTF).

1. Calcul de l'indice MRVBF

Rappelons que ce paramètre facilite la distinction entre collines et vallées et qu'en raison de la différence hydrologique substantielle de ces deux formes de relief, cette distinction peut être très utile pour les hydrologues (Band, 1999; Flügel, 1995).

Mieux encore, comme dans le cas de notre étude, la distinction entre les collines et les fonds des vallées est également reconnue en géomorphologie comme un moyen séparant les zones d'érosion et celles de dépôt (Moore & Wilson, 1992). L'algorithme de l'indice MRVBF développé par John C Gallant and Dowling (2003) identifie les fonds de vallées, en utilisant une classification des pentes limitées à des surfaces convergentes.

L'algorithme de classification est appliqué à des échelles multiples, par généralisation du modèle numérique du terrain combiné à des réductions du seuil de classe de pente. Les résultats, à différentes échelles, sont ensuite combinés en un seul indice.

Cela fait suite à des travaux antérieurs sur le rôle de l'échelle dans le relief analysé par Wood (1996), John C Gallant and Hutchinson (1996), John Christian Gallant (1997).

Par ailleurs, les mesures de la planéité (de la pente) du fond de la vallée sont enregistrées séparément dans une autre échelle. Etant donné la résolution fixée pour l'ensemble des paramètres d'entrée du modèle MESALES, nous avons généré, par le biais de l'Outil SAGA-GIS, un raster contenant le résultat de calcul de l'indice MRVBF à une maille de 90×90m.

La figure 57, correspond à la carte de la distribution spatiale des valeurs de l'indice MRVBF calculé pour le bassin versant de l'Oued Kébir- Rhumel.

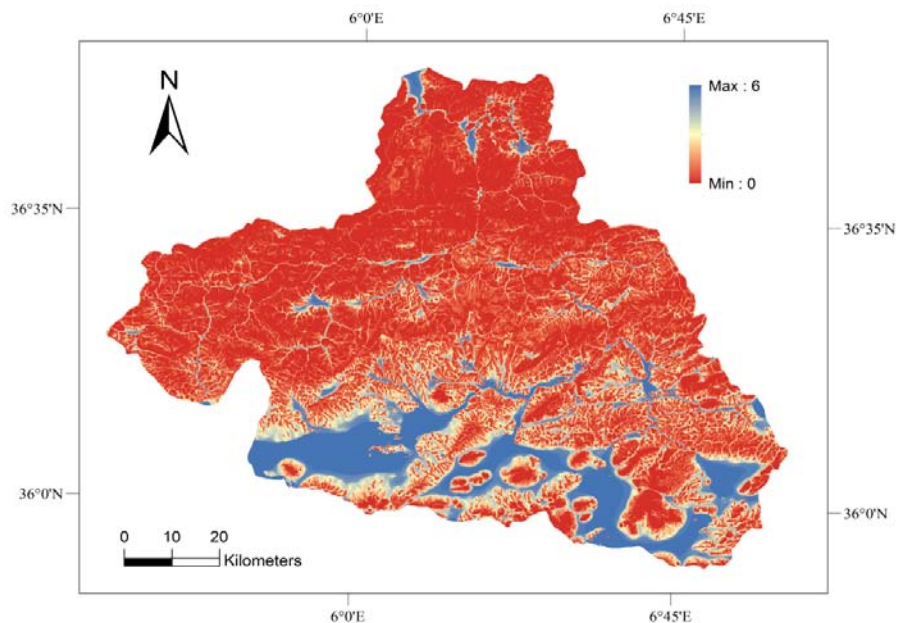


Figure 57. Carte de l'indice MRVBF (Résolution de 90×90m).

Puisque que la gamme des valeurs de l'indice MRVBF reflète différentes formes de vallées, selon leur degré de planéité et leur largeur, on peut déduire donc qu'une valeur élevée de l'indice correspond à une vallée de forme plate et large avec des pentes faibles (Figure 58).

A l'opposé, une valeur faible du même indice représente une forme de vallée étroite, avec une pente plus accentuée (Figure 58). Cette forme peut être assimilée à une zone de collines ou de montagnes.

Il est à noter que les valeurs moyennes de l'indice MRVBF ne reflètent pas forcément les cas de forme intermédiaire.

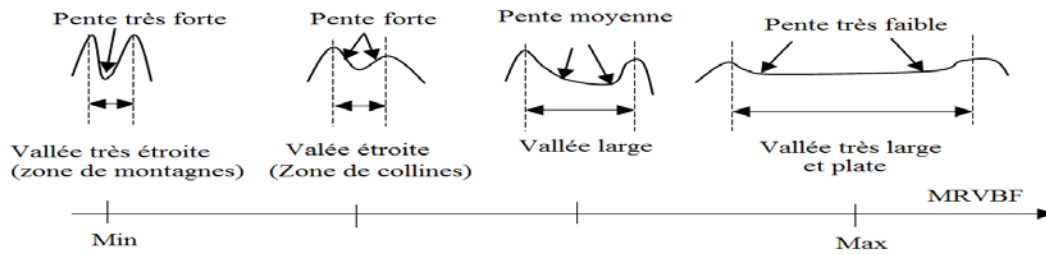


Figure 58. Exemple des formes des fonds de vallées selon les valeurs de l'indice MRVBF.

L'analyse du raster de l'indice MRVBF (Figure 57) montre la présence de plusieurs catégories de fonds de vallées au niveau du bassin- versant de l'Oued Kébir-Rhumel avec une dominance flagrante des valeurs extrêmes de l'intervalle calculé (proche de 0 ou de 6).

En revanche, les valeurs intermédiaires ou moyennes de l'indice MRVBF occupent de faibles portions sur la surface totale du bassin (Figure 57).

On peut alors facilement distinguer sur la carte MRVBF trois grands ensembles morphologiques, selon l'ordre de grandeur des valeurs d'indice :

* Zones à valeurs maximales de l'indice MRVBF : Ces zones s'identifient par les valeurs extrêmes de l'indice MRVBF, représentées par la couleur Bleue (Figure 57). Ces régions sont localisées principalement sur les parties sud du bassin et retracent parfois le tracé du réseau hydrographique de la zone d'étude (Figure 57). Ce sont notamment les larges vallées possédant des pentes faibles.

* Zones à valeurs faibles de l'indice MRVBF : Représentées en couleur rouge sur la figure 57, ces zones montrent une dominance spatiale très visible par rapport aux autres régions.

Ces zones correspondent à des vallées étroites dont les largeurs sont négligeables devant l'accentuation des pentes. Ces zones peuvent être aussi assimilées à des régions montagneuses.

* Zones à valeurs moyennes de l'indice MRVBF : Représentées sur la carte (Figure 57) par une couleur jaune, ces zones se dessinent sous forme de polygones étirés qui se confondent parfois avec des lignes difficilement perceptibles, surtout entre les deux zones précédentes (Figure 57). L'interprétation morphologique de ces régions est une tâche difficile, étant donné que ces dernières correspondent à des valeurs intermédiaires entre les valeurs minimales et maximales de l'indice MRVBF.

John C Gallant and Dowling (2003) expliquent que le sens morphologique de ces régions peut être assimilé à des collines comme il peut être le cas pour des vallées.

La validation ou la distinction entre les deux formes dépend essentiellement d'une comparaison avec la réalité du terrain. Autrement, ces zones seront considérées par les géomatitens comme des zones de chevauchement ou bruit (John C Gallant & Dowling, 2003) toutefois, notre connaissance du terrain confirme l'hypothèse que ces zones reflètent plus des zones de montagnes et de collines que celles de vallées.

Il est à signaler que, dans le cadre de ce qui nous intéresse, le résultat de la carte MRVBF doit faire essentiellement l'objet d'une distinction entre les collines et les vallées, donc le résultat doit être regroupé uniquement en deux types de morphologies (zone de vallées et de collines).

Le cas intermédiaire (Zones à valeur moyenne d'indice MRVBF) doit être ignoré sur la carte MRVBF pour faciliter les interprétations.

A cet effet, une opération de reclassification du raster MRVBF s'impose pour fixer des valeurs seuils d'intervalles distinguant deux formes morphologiques pour le paysage du bassin. Nous verrons par la suite une description détaillée des étapes suivies pour l'opération de seuillage (reclassification du raster MRVBF).

2. Calcul de l'indice MRRTF

D'une autre manière, le MRRTF est un indice distinct dérivé d'une façon très similaire de MRVBF, sauf que celui-ci permet l'identification des parties du paysage qui sont surélevées, par rapport à leur environnement et donc l'identification des zones hautes et basses.

Cette information complémentaire est intéressante, puisque la combinaison des indices MRVBF et MMRRTF permettrait, par la suite, l'identification des zones des hauts plateaux correspondant à des zones de dépôt de sédiments, ou les régions de vallées ou des versants représentant des zones de transfert de sédiments et, a même l'identification des zones de relief ou de collines impliquant des sols peu profonds et qui, selon leurs géologie, peuvent produire des particules solides.

La figure 59 représente le raster de l'indice MRRTF, généré par le même outil SAGA-GIS, à partir du modèle d'élévation ré-échantillonné à 90m de résolution. Cette dernière, montre que les valeurs calculées de l'indice MRRTF varient entre 0 et 6,8 cependant, l'ordre de grandeur de l'indice décroît du sud vers le nord.

Les régions possédant des niveaux d'altitude supérieurs à leur environnement sont représentées en bleu foncé, ces régions possèdent des valeurs d'indice supérieures à la moyenne.

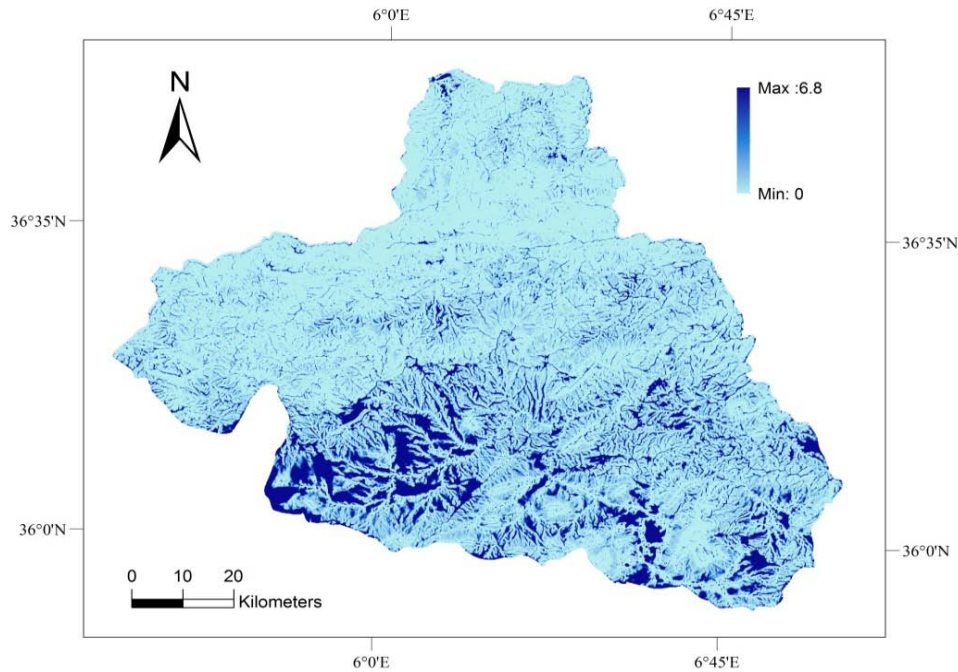


Figure 59. Carte de l'indice MRRTF (Résolution 90×90m).

Les informations contenues dans la carte de MRRTF (Figure 59) concordent parfaitement avec nos déductions au cours des chapitres précédents, puisque les zones hautes (zones en couleur bleu foncé) coïncident parfaitement avec les régions des hautes plaines constantinoises, au sud du bassin- versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

De même, nous remarquons que les régions basses, identifiées en couleur bleue turquoise, (Figure 59) s'imposent, notamment sur les parties centrales et septentrionales du bassin et se superposent parfaitement sur les régions montagneuses définies précédemment dans le chapitre III.

Dans le but de simplifier l'interprétation des résultats des différentes combinaisons qui vont être réalisées par la suite, il serait judicieux de reclasser les valeurs de l'indice MRRTF en deux intervalles correspondant à deux étages altimétriques c'est-à-dire : Zones hautes et basses. Pour ce faire, nous avons été contraints, comme pour le cas de la carte de l'indice MRVBF, de procéder à une opération de seuillage de la carte de l'indice MRRTF. Le but est de choisir un seuil pour lequel on peut admettre que l'entité représentée sur la carte est située dans une zone basse ou haute.

b) Seuillage des rasters « MRVBF et MRRTF »

Les analyses spatiales, basées sur les croisements de fichiers spatialisés, regroupent souvent une étape de traitement des données de base. Selon le type de données et l'objectif visé par l'étude, les chercheurs ont toujours recours à une opération de reclassification des cartes, par rapport aux résultats qu'ils recherchent.

Par ailleurs, la reclassification de l'information par seuillage, doit être réalisée avec une grande précaution, au risque de perdre des informations utiles.

En ce qui nous concerne, rappelons que les cartes des indices MRVBF et MRRTF comportent des résultats bruts qu'il faut reclasser en deux types d'information, explicite et simple, fixées par une valeur limite correspondant à une valeur seuil.

Le choix des seuils varie d'une carte à l'autre, mais pour chacune des cartes, plusieurs variantes ont été travaillées et comparées entre elles visuellement, avant d'effectuer une validation finale de la valeur du seuil. Les étapes suivantes expliquent, avec détail, la procédure de seuillage des rasters précédemment générés.

1. Seuillage de la carte de MRVBF

La valeur seuil, qui va être choisie pour diviser la gamme des valeurs de l'indice MRVBF en deux classes d'intervalles, doit correspondre à une valeur limite pour laquelle on peut considérer uniquement deux formes distinctes : La classe des zones de vallées et la classe des zones de collines ou de montagnes. Plusieurs variantes ont été réalisées avec des seuils proposés arbitrairement et la meilleure variante a été choisie par une comparaison visuelle.

Etant donné que les vallées se forment, généralement, par l'action érosive des rivières et des cours d'eau, il a été judicieux de projeter, sur les variantes, le réseau hydrographique principal qui sert de référentiel pour notre choix (Figure 60).

L'analyse visuelle des variantes proposées (a), (b), (c), (d), (f), (g) et (h) sur la figure 60 correspondant, respectivement, aux différents seuils : 0,3 ; 0,5 ; 1 ; 1,5 ; 2 ; 3 et 4, montre qu'à partir de la valeur seuil 1,5 le détail concernant le tracé du réseau hydrographique est négligé considérablement. En effet, les zones de vallées doivent apparaître, de part et d'autre du tracé du réseau hydrographique, puisqu'elles sont formées principalement par l'action des écoulements superficiels. Donc, la classe des zones de vallées, ou les zones de dépôts en couleur bleue, doit reconstituer le tracé des rivières et des principaux cours d'eau de l'amont jusqu'à l'aval. En conséquence, les variantes (f), (g) et (h) seront rejetées de cette analyse.

A l'opposé, les cartes des variantes (a) et (b) montrent une densité de détails importants dont l'interprétation est difficile surtout pour la classe qui est supposée représenter les zones de vallées (couleur bleue).

Ces variantes ont été donc également écartées de l'analyse et seules les variantes (c) et (d) correspondant aux seuils 0,7 et 1 ont été retenues. Le choix entre la valeur 0,7 et 1 a été validé sur la base d'une méthode graphique que nous évoquerons dans la partie suivante.

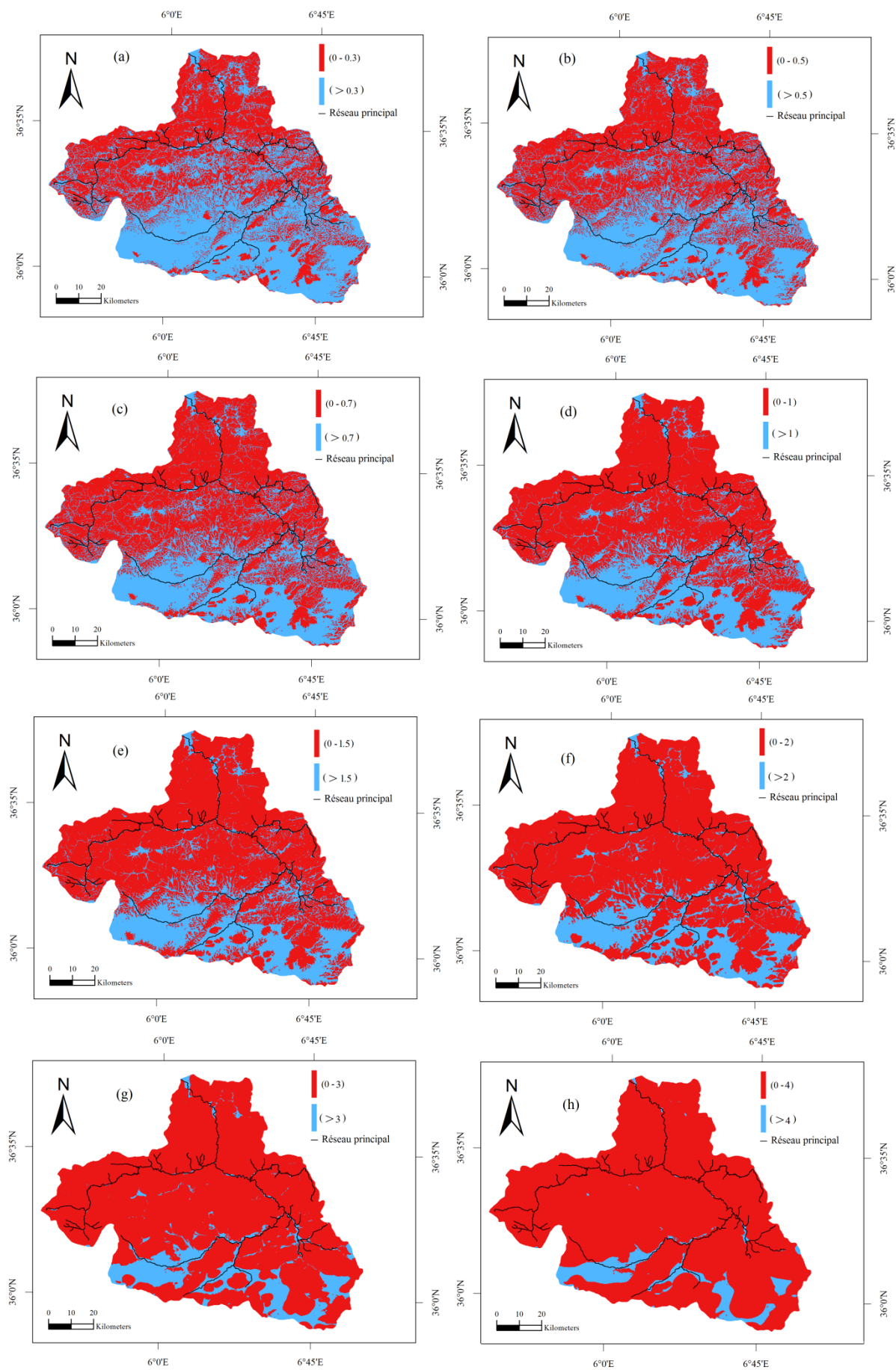


Figure 60. Variantes du seuillage de la carte de l'indice MRVBF.

2. Seuillage de la carte de MRRTF

Le seuillage sur l'intervalle des valeurs de l'indice MRRTF a été réalisé de la même manière que celui de la carte de l'indice MRVBF, c'est à dire en procédant par élimination des variantes inutiles visuellement, puis en passant par une méthode graphique qui servira comme une validation finale.

Les variantes proposées pour le seuillage de la carte de l'indice MRRTF sont représentées dans la Figure 61. Les variantes (a), (b), (c), (d), (f), (g) et (h) correspondent, respectivement, aux valeurs seuils : 0,2 ; 0,35 ; 0,5 ; 0,7 ; 1 ; 2,5 et 3, elles montrent en général, que le bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel est divisé en deux domaines altimétriques contrastés :

Les parties sud du bassin sont placées en hauteur (zones en couleur bleu foncé), tandis que les parties nord sont installées dans un niveau altimétrique plus bas (zones en couleur bleue turquoise), ce qui justifie d'ailleurs un sens d'écoulements du sud vers le nord.

A vue d'œil, les variantes (Figure 61) indiquent qu'au delà de la valeur seuil 0,7 les cartes génèrent progressivement une perte d'information, surtout concernant les zones placées en hauteur (zones en bleu foncé) ce qui est le cas pour la variante (e), (f), (g) et (h) de la Figure 60.

Ceci nous amène donc à rejeter les variantes en question ; par contre, le choix final de la valeur seuil de l'indice MRRTF semble compliqué et délicat et nécessite l'utilisation d'une technique graphique plus crédible.

Etant donné la difficulté du choix exact des valeurs seuils par méthode visuelle, nous avons intégré dans ce qui suit, une méthode graphique basée sur la comparaison des diagrammes des valeurs des indices MRVBF et MRRTF, par rapport au profil du terrain naturel pour valider nos choix sur les différentes variantes précédemment proposées.

c) Validation du seuillage des carte MRVBF et MRRTF

En réalisant une superposition des rasters MRVBF, MRRTF et celui du modèle d'élévation du terrain (MNT), il a été possible d'analyser la variabilité de chaque paramètre des cartes superposées selon une projection graphique bidimensionnelle.

Le principe est d'analyser la variabilité du profil topographique du terrain naturel, au regard des valeurs d'indices étudiés (MRVBF et MRRTF) pour valider les valeurs seuils de chaque paramètre, selon la morphométrie du terrain. En premier lieu, nous avons réalisé un tracé planimétrique de trois sections : S_1 , S_2 et S_3 (Figure 62) qui se superposent parfaitement sur l'ensemble des cartes croisées (MNT, MRVBF et MRRTF).

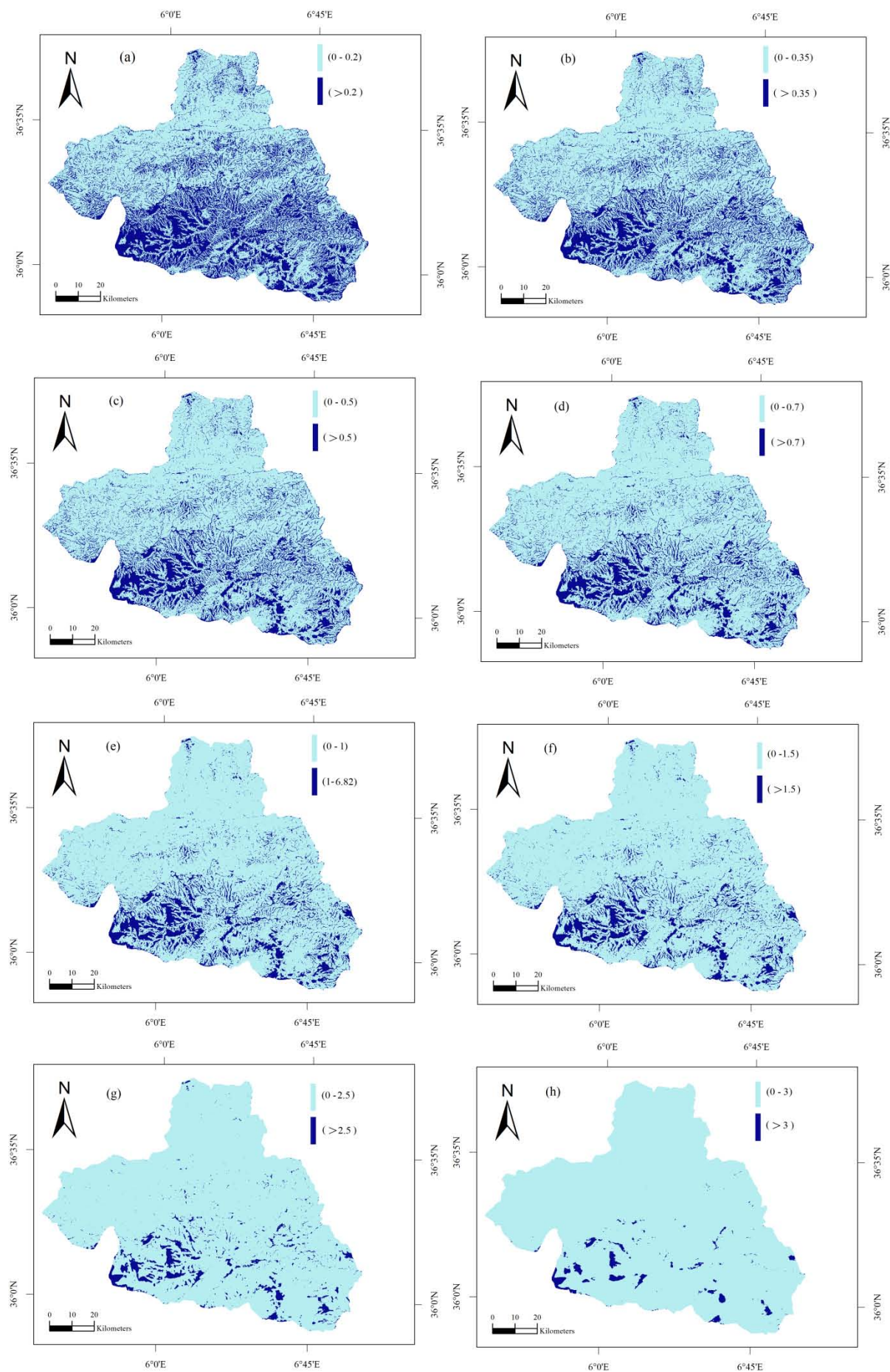


Figure 61. Variantes du seuillage de la carte de l'indice MRRTF.

Par la suite, nous avons réalisé des coupes longitudinales des ces sections, sous forme de diagrammes où l'on a reporté les valeurs des altitudes (Z), ainsi que celles des indices MRVBF et MRRTF sur le même axe des ordonnées. Quant à la distance linéique du tracé de chaque section, elle a été projetée sur l'axe des abscisses (Figure 62).

Afin d'obtenir un bon ajustement des valeurs seuils des indices MRVBF et MRRTF, par rapport au caractère topographique très variable des régions du bassin, le choix du tracé des sections a été orienté selon l'installation du réseau hydrographique et coupe l'axe des principales rivières en plusieurs points.

En effet, comme le montre la Figure 62, la section S_1 est orientée en direction sud-ouest-sud-est et coupe l'Oued Kébir (amont-Endja) au point (1) ainsi que le Rhumel-amont au point (3) et traverse, aussi, quelques affluents importants tels que l'Oued Bouslah (2), Rhedir (4), Mkhalfa (5) et Boumerzoug (6).

En revanche, la section S_2 est orientée dans le sens sud-nord traversant perpendiculairement le Rhumel, sur sa partie avale et son affluent l'Oued Smendou, respectivement aux points (7) et (8). La troisième section S_3 , à été projetée dans le sens nord-ouest-nord-est pour couper perpendiculairement la vallée de l'Oued Kébir-Rhumel sur sa partie avale (10) et son affluent Oued Tammandja (9) et Boussiaba (11) qui se jettent, respectivement, sur sa rive gauche et droite (Figure 62).

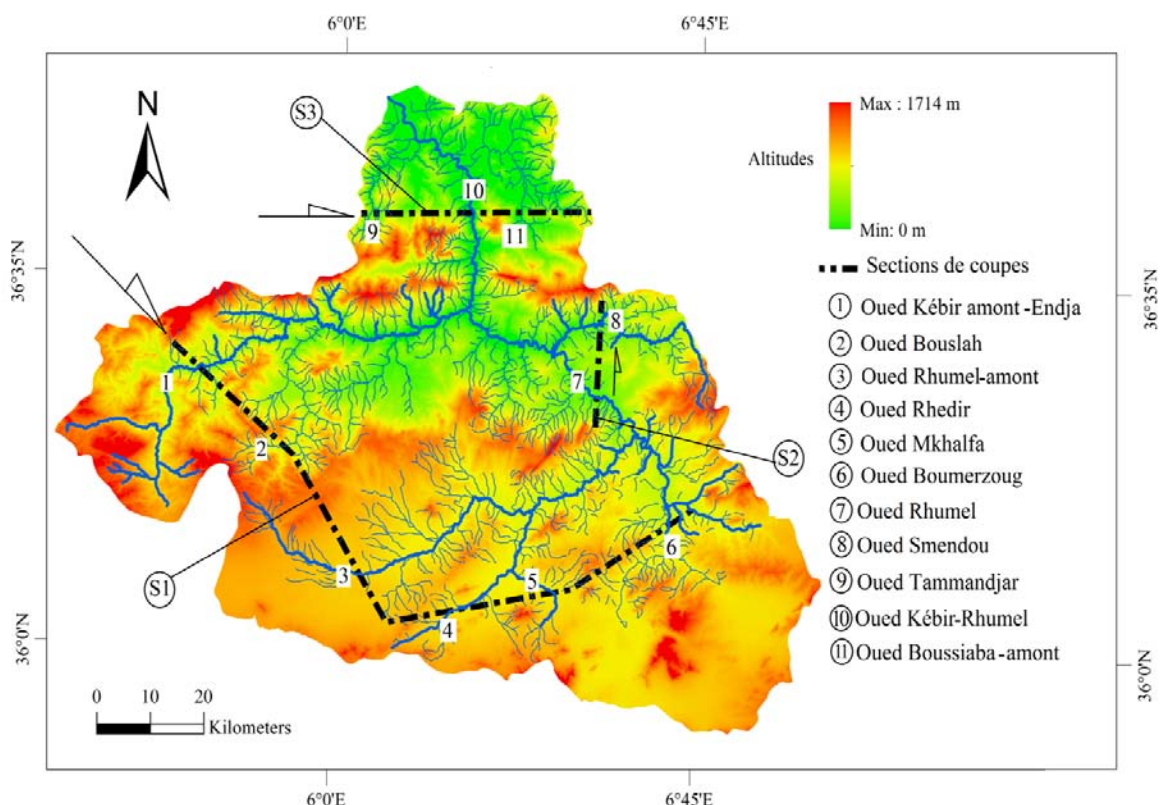


Figure 62. Tracé en plan des sections de coupe sur la superposition des rasters : MNT, MRVBF et MRRTF.

Les coupes (a), (b) et (c) illustrées dans la Figure 63 représentent, respectivement, les profils en long des sections S_1 , S_2 et S_3 sous forme de diagrammes. Ces profils sont intéressants dans la mesure où l'irrégularité de la topographie du terrain est bien mise en valeur sur les différents diagrammes (Figure 63).

Cependant, les diagrammes indiquent, dans l'ensemble, une bonne concordance entre valeurs des indices MRVBF et MRRTF et les profils topographiques du terrain, cette concordance est justifiée par les observations suivantes :

- Les valeurs maximales de l'indice MRVBF indiquant des régions de vallées, coïncident bien avec les profils concaves du terrain (Figure 63).
- Les zones de reliefs, ou de collines (valeurs faibles de l'indice MRVBF) se placent exactement dans les régions où les courbes des altitudes présentent des profils de type convexe (Figure 63).
- Les valeurs maximales de l'indice MRRTF se projettent bien sur les zones sommitales, indiquant les niveaux morphologiques surélevés, par rapport à leur environnement et vice-versa (Figure 63).

Le choix des tracés des sections S_1 , S_2 et S_3 semble donc judicieux dans la mesure où les diagrammes correspondants ont généré des profils contrastés, ce qui est très représentatif du contraste morphologique qui existe entre les domaines Nord et Sud du bassin versant de l'Oued Kébir Rhumel.

De plus, nous remarquons que le diagramme de la coupe S_1 (Figure 63.a) est très intéressant par rapports à ceux des sections S_2 et S_3 (Figures 63.b et c), dans la mesure où il fait apparaître une forte variabilité des paramètres, ainsi que des ordres de grandeurs plus importantes, en relation avec la morphologie du terrain et du gradient altimétrique décroissant du sud vers le nord.

Si on se réfère essentiellement au profil altimétrique des principales vallées du bassin, c'est-à-dire la vallée de l'Oued Kébir-amont (Figure 63.a), la vallée de l'Oued-Rhumel amont et aval (Figure 63a et b) et celle de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 63c), on peut dire que, pour un seuil égal ou supérieur à 1 de l'indice MRVBF, ces vallées se distinguent parfaitement sur les courbes des altitudes, par rapport aux zones des montagnes ou des reliefs.

Mieux encore, le seuil $MRVBF = 1$ ne sous-estime pas l'identification des petites vallées des principaux affluents des oueds précédents tels que : La vallée de l'Oued Bouslah (2), Oued Mkhalfa(5) et Boumerzoug (6) ; la vallée de Smendou (7) et celle de Oued Boussiaba (11) et Tammandjar (9). En conclusion, seul le choix du seuil $MRVBF = 1$ est satisfaisant pour l'ensemble des coupes.

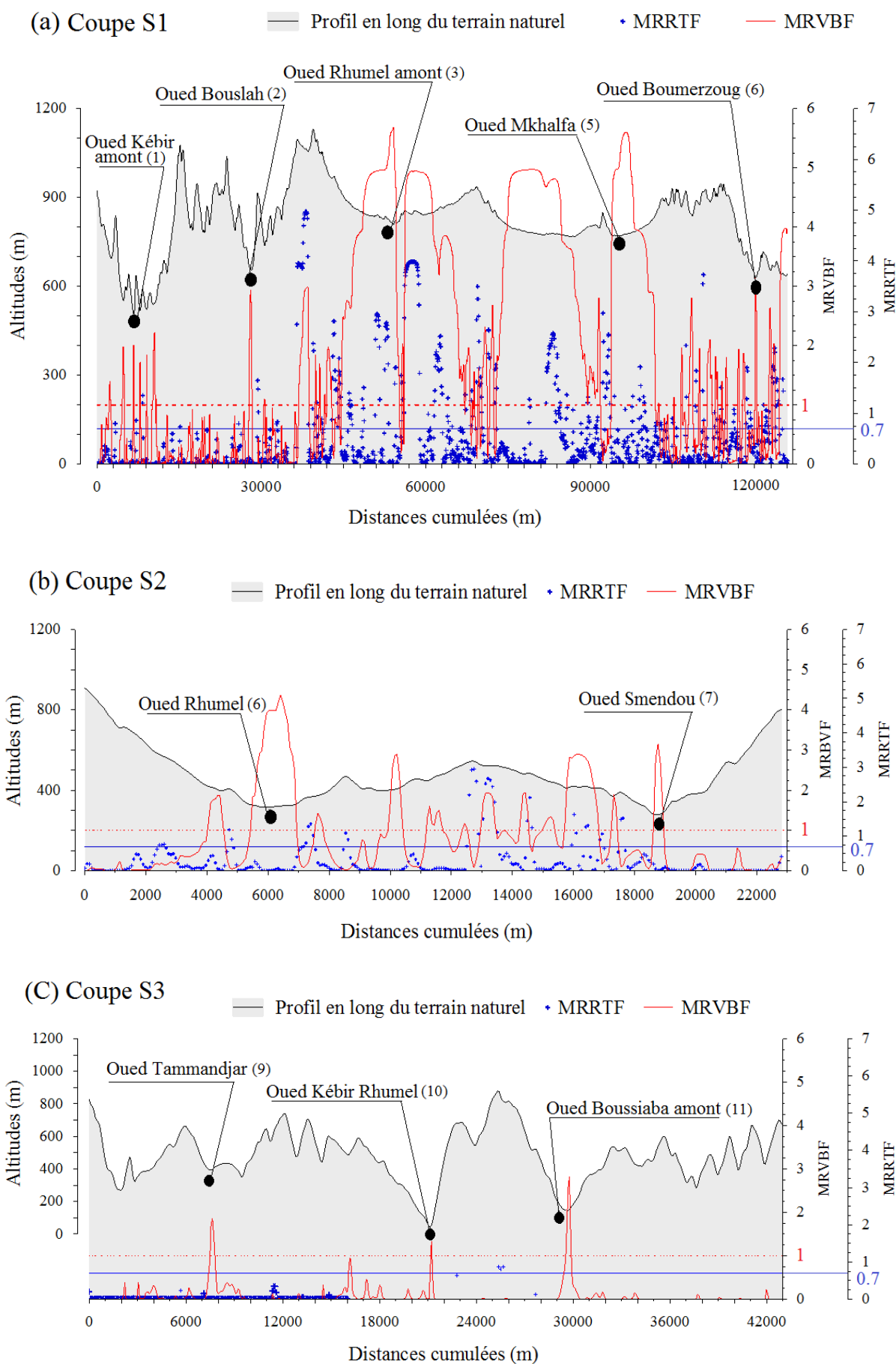


Figure 63. Diagrammes des coupes longitudinales des sections S₁, S₂ et S₃.

En revanche, La valeur seuil, à choisir pour l'indice MRRTF, sera visiblement inférieure à celle de l'indice MRVBF, étant donné que le nuage des points sur coupes S_1 , S_2 et S_3 est, en général, plus dense vers l'origine.

Concernant le seuillage de la carte MRRTF, la valeur seuil de l'indice doit permettre la distinction entre les zones haute et basse par rapport à leur environnement. Mieux encore, comme il a été expliqué plus haut, la combinaison entre les valeurs extrêmes de MRRTF et MRRTF permet d'identifier systématiquement les zones des hauts plateaux, les zones de basses plaines et celles des collines.

En partant de ce principe et de la connaissance de la réalité du terrain, nous nous sommes intéressés, en premier lieu, aux régions des hauts plateaux du bassin. En effet, ces dernières, sont localisées uniquement dans le domaine du Sud et forment les hautes plaines constantinoises, ce qui facilitera leur localisation sur les coupes réalisées et donc la démarche de validation.

C'est justement, le profil de la section S_1 qui est le plus intéressant dans ce cas, puisqu' il englobe les régions des hauts plateaux du domaine du Sud, formées par les grandes vallées de l'Oued Rhumel amont, Rhedir, Mkhalfa et Boumerzoug (Figure 63a). Le profil en question, montre que les valeurs de l'indice MRRTF s'écartent bien, par rapport à l'origine, au delà de la distance de 30.000 m. C'est la distance à laquelle débute le haut plateau de la grande vallée de l'Oued Rhumel-amont (Figure 63a et 67b).

En revanche, le long des 3 premiers kilomètres de la coupe S_1 (Figure 63a), les valeurs de l'indice MRRTF restent concentrées en dessous du seuil 1, indiquant des morphologies placées à un niveau altimétrique bas, par rapport à leur environnement. Ces régions correspondent aux vallées de l'Oued Kébir amont-Endja (1) et celle de l'Oued Bouslah (2).

Sur la coupe de la section S_2 (Figure 63b), l'indice MRRTF varie avec des valeurs moins élevées, comparé à celles de la coupe S_1 . Cette diminution est en liaison avec la diminution des ordres de grandeurs des altitudes au fur et à mesure qu'on se déplace vers le nord. Les régions plus au moins hautes selon le profil du terrain se désignent par des valeurs d'indice MRRTF dépassant le seuil de 0,8 (Figure 63b). Ces régions correspondent à des chaînons montagneux séparant la vallée de l'Oued Rhumel de celle de Smendou (Figure 63b). Sinon, nous admettons, pour le profil de la section S_2 , que les unités du paysage sont relativement basses, par rapport à leur environnement pour la condition $MRRTF \leq 0,8$.

Par ailleurs, la distribution des valeurs de l'indice MRRTF sur la coupe de la section S_3 est la moins significative, du fait que ces dernières varient sur un intervalle réduit (entre 0 et 0,65). Ceci s'explique par le fait que la section S_3 représente le domaine côtier maritime du bassin

qui se caractérise par une topographie, plus au moins régulière et par des altitudes relativement faibles, par comparaison aux régions centrale et méridionale du bassin. Le nuage de points des valeurs de MRRTF n'est d'ailleurs visible que sur les régions montagneuses situées à l'ouest de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 63c).

Malgré une distribution non homogène des valeurs de LRRTF, on constate, quand même, que les points sommitaux du relief s'identifient à partir d'une valeur seuil de MRRTF = 0,7.

En résumé, les observations formulées plus haut nous amènent aux déductions suivantes :

- La classification de la carte des fonds de vallées à un seuil MRVBF = 1 est suffisamment correcte pour la distinction entre les régions de vallées et celles de relief et ce pour l'ensemble du bassin.
- Une valeur seuil de MRRTF = 0,7 conviendrait mieux pour la distinction entre la morphologie surélevée et basse dans l'ensemble du bassin.

De ce fait, nous retiendrons, parmi les cartes réalisées et proposées précédemment, les variantes sur les figures 65d et 66d.

d) Croisement des cartes MRVBF et MRRTF

Rappelons notre principe pour faire ressortir une spatialisation de l'érodibilité et de la battance des sols, en combinant les formes morphométriques du terrain avec leurs formations géologiques.

Le croisement des cartes MRVBF et MRRTF, classées selon les seuils fixés précédemment donne lieu à une information intéressante sur la morphologie du terrain permettant, par la suite, d'avoir une approche sur l'érodibilité et la battance des sols.

Afin de faciliter l'interprétation des combinaisons résultant de la superposition, nous avons affecté pour chaque classe un attribut alphabétique désignant la caractéristique de chaque classe (voir tableau 38).

Tableau 38. Classification des cartes de l'indice MRVBF et MRRTF.

Raster	Classe	Type de morphologie	Attribut
MRVBF	MRVBF > 1	Zone des vallées	V
	MRVBF ≤ 1	Zone de relief	R
MRRTF	MRRTF > 0,7	Zone haute	H
	MRRTF ≤ 0,7	Zone basse	B

Etant donné que nous disposons d'un nombre de deux classes dans chacune des cartes, nous obtiendrons systématiquement une probabilité de 4 combinaisons possibles sur le résultat final du croisement. Selon les cas, nous avons fait correspondre pour chacune des 4 hypothèses une désignation (Tableau 39).

Tableau 39. Combinaisons possibles du croisement des rasters MRVBF et MRRTF.

MRVBF	MRRTF	Combinaison	Interprétation	Désignation
R	H	R - H	Montagnes ou collines surélevées	Zone de relief
R	B	R - B	Montagnes ou collines placées dans des niveaux bas	
V	B	V - B	Vallées placées dans des niveaux bas qui peuvent être assimilées en certains endroits à des basses plaines	Zones de vallées
V	H	V - H	Larges vallées placées en hauteur	Hauts plateaux

La figure ci-dessous, donne la spatialisation du résultat du croisement MRVBF et MRRTF classé selon les désignations du tableau 39.

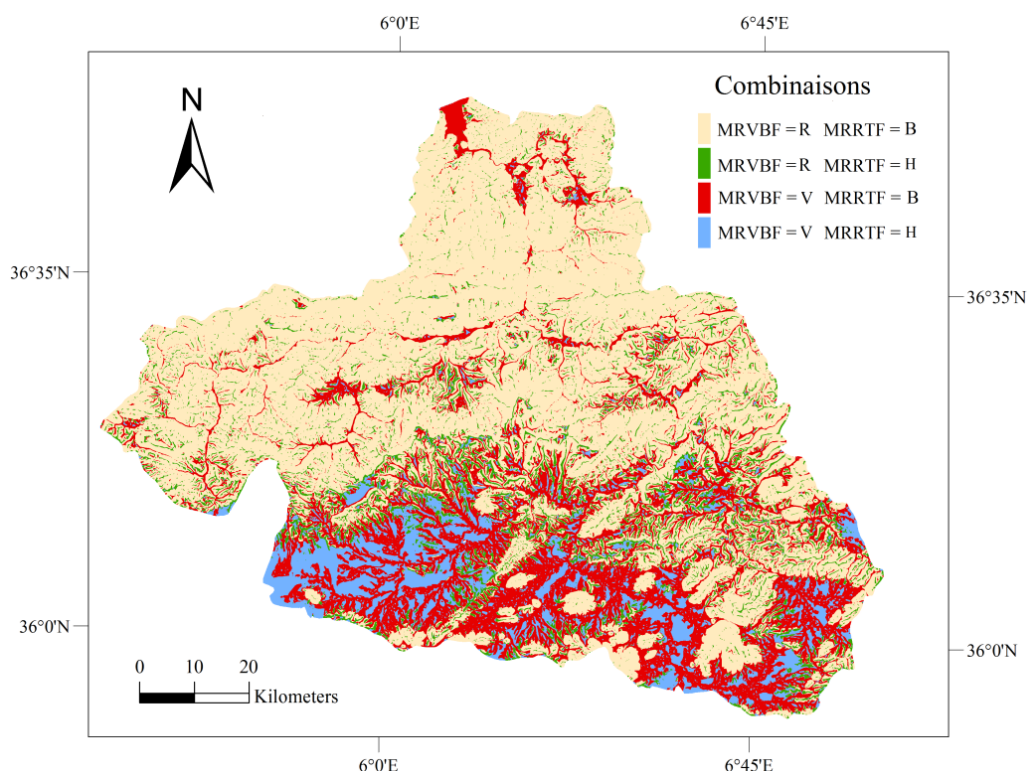


Figure 64. Carte du résultat du croisement des cartes MRVBF –MRRTF.

L'analyse de la carte du croisement (Figure 64) indique une nette dominance des zones de relief en pente (R-B/R-H). En effet, cette morphologie, représentée en couleur beige, s'étale sur plus de la moitié du domaine du bassin (63% de la surface totale) et se situe principalement dans les régions centrales et septentrionales.

Les zones de vallées (V-B), désignées en couleur rouge (Figure 64), occupent une portion moindre que celle du relief (21%) et se remarquent, quant à elles, le long du réseau hydrographique et encerclent, parfois, les hautes plaines constantinoises, au sud du bassin (Figure 64).

Les hauts plateaux (V-H), identifiés en bleu (Figure 64), occupent seulement 10 % du domaine du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel et sont visibles, notamment, sur les régions du sud et, exceptionnellement, au nord, aux environs de la vallée de l'Oued Boussiaba (Figure 64).

Cependant, pour des raisons de simplification et, dans le but de faciliter l'interprétation des cartes devant être établies prochainement, les combinaisons (R-H) et (R-B) ont été fusionnées parce qu'elles font référence, toutes les deux, à des zones de relief. Ceci donne lieu à une carte plus explicite, à seulement trois classes de formes morphologiques (Figure 65).

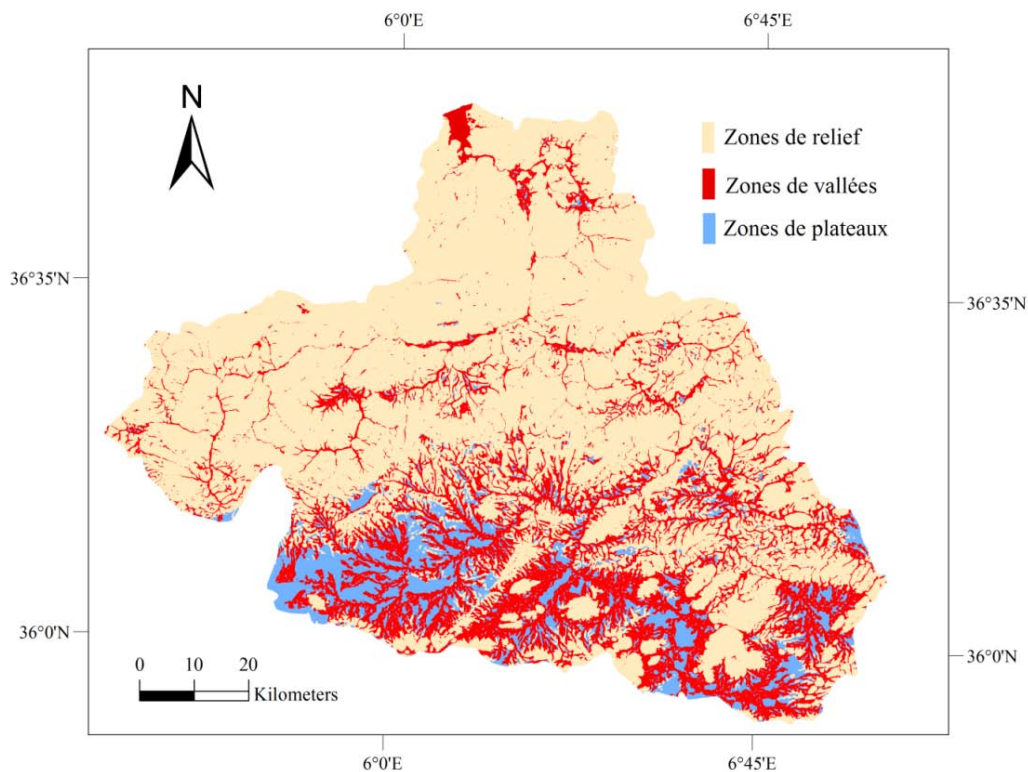


Figure 65. Carte du résultat du croisement (MRVBF-MRRTF) simplifiée à 3 classes.

e) Spatialisation de la battance et de l'érodibilité

Selon notre principe de départ, les paramètres : Battance et érodibilité sont déduites, à partir de la texture des sols. Etant donné l'absence des données sur les sols, le caractère textural est déduit en intégrant les informations géologiques et morphométriques du terrain.

La confrontation de la carte géologique, avec celle des classes de formes morphologiques, donne une approche intéressante sur la texture dominante des vallées, des zones de relief et des hauts plateaux. C'est pourquoi nous avons réalisé, en premier lieu, une superposition de la carte du croisement MRVBF-MRRTF (Figure 65) avec la carte géologique du bassin-versant de l'Oued Kébir -Rhumel.

Etant donné le volume de détails sur la carte géologique réalisée dans le chapitre II (voir figure 7, page 22), nous nous sommes référés à celle réalisée par Mebarki and Thomas (1988) pour le même bassin (Cf. Annexe 17). Cette dernière regroupe globalement les mêmes types de formation, d'une manière plus simplifiée, ce qui nous facilitera l'interprétation des combinaisons résultant de la superposition.

Vu que la carte géologique utilisée regroupe un nombre de 8 formations lithologiques et que celle des classes morphologiques (Figure 65) contient 3 classes, nous aurons, théoriquement, une probabilité de 24 combinaisons.

Toutefois, sur la table du croisement de la carte de superposition, nous remarquons un total de 20 combinaisons (Figure 66). Ceci s'explique par le fait que certaines formations telles que : Les Grès Numidiens, les marnes et les argiles, les argiles et les grès ainsi que le socle cristallin ne se superposent pas sur les zones des hauts plateaux (Figure 66).

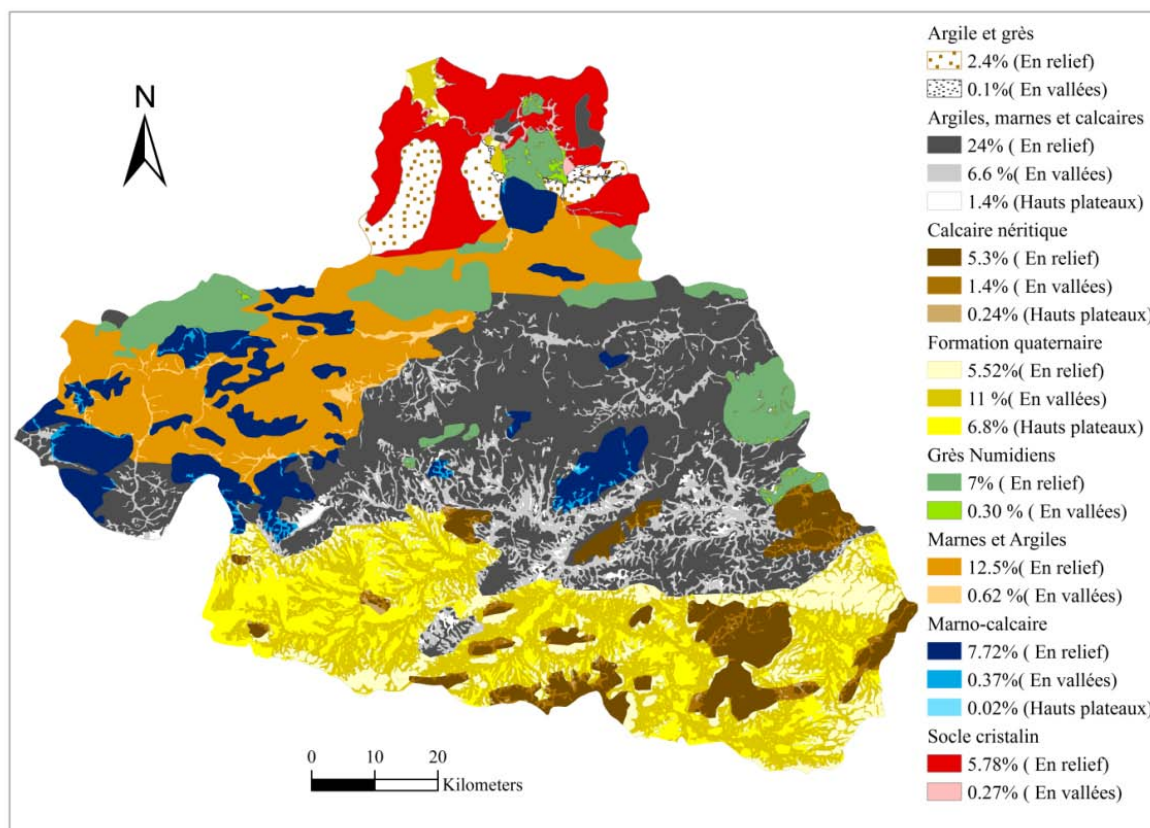


Figure 66. Carte du résultat de la superposition : Géologie-classes morphologiques.

L'analyse de la carte (Figure 66) indique que les vallées et les hauts plateaux du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel sont constitués principalement de matériel alluvial récent, d'âge quaternaire, en relation avec leur morphologie qui favorise les processus de dépôt et de transfert du matériel érodé. Ceci nous amène à déduire que ces formes morphologiques sont constituées d'une texture grossière de type sableux. Ces caractéristiques reflètent généralement des sols à forts degrés de battance.

Par ailleurs, les vallées et les plateaux formés d'argiles, de marne, de grès ou de marno-calcaires sont les moins répandus, dans le bassin et y occupent des proportions très faibles (Figure 66). Leur texture est donc, plus ou moins fine et peut être assimilée, selon les cas, à une texture argileuse-limoneuse ou bien argileuse-sableuse ou encore argileuse sableuse (Tableau 40).

En revanche, le relief du bassin est constitué majoritairement de formations dures et moyennement dures telles que les ensembles d'argiles, de marnes et de calcaires et de formations cristallines (Roches métamorphiques du socle Kabyle), de grès numidiens et de calcaires néritiques.

Tableau 40. Classification de la texture, battance et érodibilité des sols.

Formations géologiques	Morphologie	Texture	Battance	Erodibilité
Argiles et Grés	En relief	S-A	2	3
	En vallée	A- S	2	4
	Hauts plateaux	L -A	3	3
Argiles, marnes et calcaires	En relief	L -A	2	4
	En vallée	A-L	2	3
Calcaire néritique	Hauts plateaux	L	3	2
	En relief	L	2	2
	En vallée	L-A	2	3
Formation quaternaire	Hauts plateaux	S	3	3
	En relief	S	3	3
	En vallée	S	3	3
Grès numidien	En relief	S	2	2
	En vallée	S	2	3
Marnes et argiles	En relief	A/A-L	3	5
	En vallée	A/A-L	3	4
Marno-calcaire	Hauts plateaux	L-A	3	3
	En relief	L-A	3	4
	En vallée	A-L	3	3
Socle cristallin	En relief	S/L- S	3	2
	En vallée	L-S /L -A- S	3	2

L : Texture limoneuse ; S : Texture sableuse ; A : Texture argileuse.

Cependant, on retrouve, quand même, une faible portion (environ 5,52% de la superficie du bassin (Figure 66) de relief constituée de formations tendres du quaternaire.

Selon les cas, la texture des zones de relief a été assimilée à une texture de type sableux pour les roches très dures formées de socle cristallin et de grès numidiens ou de formation quaternaire (Tableau 40).

Sinon nous avons fait correspondre des textures de types : Argileux ou argileux-limoneux, limoneux-argileux ou bien sableux-argileux pour les zones de relief constituées de roches moyennement dures (Tableau 40).

En ce qui concerne l'estimation de la battance et de l'érodibilité des sols, la plupart des experts se réfèrent généralement aux règles de pédo-transfert (Bouma, 1987; Daroussin & King, 1997). Ces dernières prennent en compte la texture dominante et d'autres paramètres physico-chimiques et donnent une codification de la battance et de l'érodibilité, en 5 classes, allant de peu sensible à très sensible (Yves Le BissonnaisThorette et al., 2002).

Cependant, faute d'absence de détail sur les paramètres secondaires tels que la texture de l'horizon sous-jacent, sa profondeur, la teneur en calcaire, la porosité et de la teneur en matière organique nous, nous sommes fixés, en fonction de la situation, les règles suivantes :

1. Pour estimer la battance

La sensibilité des sols à la battance sera définie selon la texture dominante et le type de matériau parental. Les textures résultantes seront classées en 5 niveaux de sensibilité : (1) très faible, (2) faible, (3) moyenne, (4) forte et (5) très forte et selon les suppositions suivantes :

- Les textures grossières, très grossières et très fines sont classées en faible battance ;
- Les textures fines et moyennes fines sont classées soit en sensibilité forte, soit en sensibilité moyenne selon le matériau parental.

2. Pour estimer l'érodibilité

Pour l'érodibilité, on considère que le paramètre textural est fonction des textures dominantes, du type de matériau parental et aussi de la forme morphologique. Comme pour les règles d'estimation de la battance, la sensibilité à l'érodibilité sera classée aussi en 5 classes et selon les suppositions suivantes :

- Les roches massives et dures comme les grès numidiens, les formations cristallines et les calcaires seront classées en faible érodibilité.
- Les roches friables et à texture grossière, correspondront à une érodibilité forte.
- Les classes de sensibilité moyennes à l'érodibilité seront attribuées aux différents cas intermédiaires, au dépend de la forme morphométrique et de la battance correspondante.

Vu le manque de données nécessaires, le choix et l'application de ces règles à notre base de données spatiale a nécessité l'aide d'un expert pédologue. Toutefois, la classification des illustrations dans le tableau peut, dans certains cas ne pas refléter la réalité, mais reste tout de même correcte d'un point de vu pédologique.

La classification de la carte (Figure 66) selon les données du tableau 40 donne lieu à une spatialisation de la battance et de l'érodibilité pour le bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 67 et 68). Les cartes résultantes ont été rastérisées à une résolution de 90m pour permettre leur intégration dans le modèle MESALES.

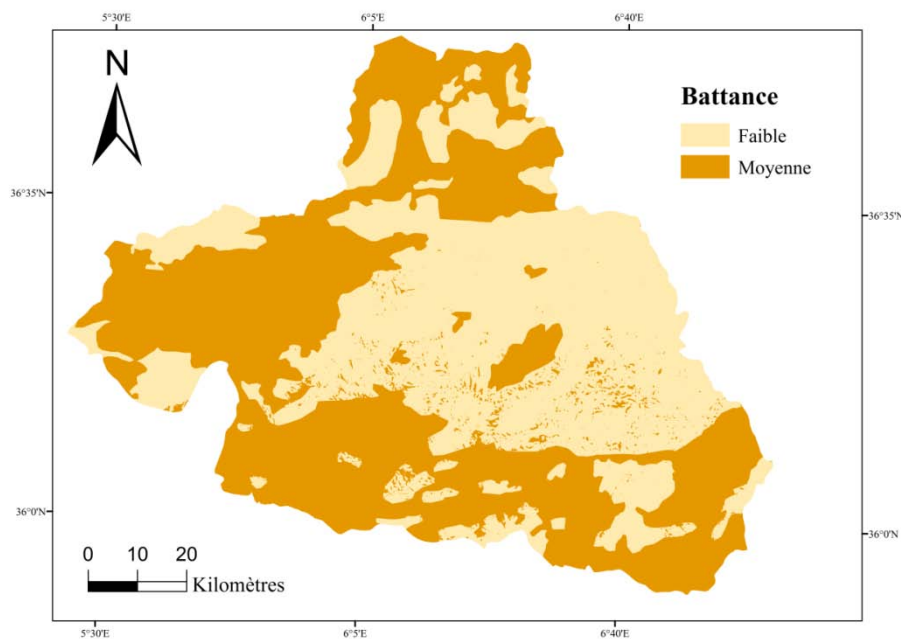


Figure 67. Carte de la battance des sols (Résolution 90m).

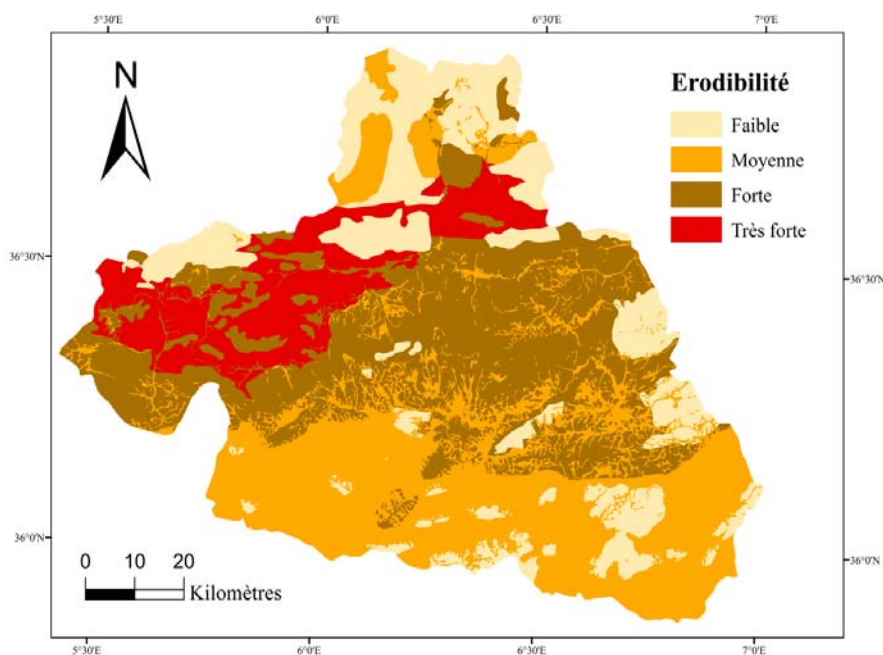


Figure 68. Carte d'érodibilité des sols (Résolution 90m).

VIII. 2.2. Hiérarchisation des paramètres

Après avoir déterminé les différents paramètres d'entrée du modèle MESALES, nous procéderons, en cette partie, à la combinaison de ces derniers, selon l'arborescence du modèle illustré dans la Figure 51.

Il est à noter que l'ordre d'entrée des paramètres dans l'arborescence est important puisque MESALES suit une hiérarchie qui privilégie les facteurs sur lesquels les activités humaines peuvent avoir une influence (Cerdan et al., 2006; Y Le Bissonnais et al., 2004).

Il s'agit, dans l'ordre décroissant d'importance donnée à chaque facteur, du type d'occupation du sol, du degré de battance du sol, de l'intensité de la pente et du niveau d'érodibilité du sol et enfin des caractéristiques des précipitations (Anne Colmar et al., 2010).

Comme le montre la Figure 51, c'est la sensibilité à l'érosion qui est évaluée en premier lieu avant d'estimer l'aléa érosif. De ce fait, nous établirons les cartes thématiques résultant du modèle selon la synchronisation de l'arborescence de ce dernier (Figure 51).

VIII .2. 2.1. Estimation de la sensibilité des sols à l'érosion

En excluant le facteur climat, le modèle génère systématiquement une carte de sensibilité potentielle des terrains à l'érosion. Cette dernière est obtenue en effectuant le croisement spatial des cartes : Occupation du sol (Figure 52), battance (Figure 67), pentes (Figure 53) et érodibilité (Figure 68) et selon la combinaison logique suivante :

$$\text{Sensibilité} = (\text{Occupation du sol} \times 10^4) + (\text{Battance} \times 10^3) + (\text{Pentes} \times 10^2) + (\text{Erodibilité} \times 10)$$

Le résultat du croisement produit une classe, parmi cinq classes de sensibilité potentielle des terrains à l'érosion (Très faible, faible, moyenne, forte, très forte) qui traduit la sensibilité « agro-pédo-géomorphologique » de la zone considérée (Souadi et al., 2000).

Etant donné que la combinaison utilisée par le modèle correspond à la somme pondérée des numéros de classes contenues en chaque carte (généralement de 1 à 5), le résultat brut du croisement se présente, donc sous forme d'un chiffre entier, auquel les développeurs du modèle ont assimilé une classe de sensibilité.

Cependant pour les entités spécifiques du paysage contenues dans la carte de l'occupation du sol, telle que : Les Zones urbanisées, les espaces ouverts (Affleurement rocheux et les sols nus à dégradés etc.) et les zones humides (Plan d'eau, étang, mer etc.) seront aussi systématiquement détectés par l'arbre de décision du modèle comme l'indique le schéma détaillé (Cf. Annexe 16) et représentés dans la carte de sensibilité résultante.

Quelle que soit la combinaison de ces entités avec les autres paramètres, le modèle affecte toujours une valeur de 10 pour les zones humides, 11 pour les espaces ouverts et 12 pour les zones humides, selon sa logique de conception (Cf. Annexe 16).

La Figure 69 donne la carte de sensibilité des sols à l'érosion pour le bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel avec les différentes classes de sensibilité.

Nous verrons dans ce qui suit, qu'en plus des informations intéressantes que contient la carte de sensibilité à l'érosion, celle-ci représente aussi une base de données spatiale déterminante pour la carte de l'aléa érosif.

VIII .2.2.2. Estimation de l'aléa érosion annuel et saisonnier

L'aléa érosif du bassin est obtenu en croisant la carte de sensibilité des terrains (Figure 69) avec le facteur climatique, représenté, dans notre cas, par les cartes des précipitations classées en 5 quantiles (Figure 54 et 60). Cependant, sur le plan pratique, le modèle fait ressortir directement l'aléa érosif en effectuant l'ensemble des croisements d'un seul coup, en rajoutant seulement la carte de précipitation à la combinaison précédemment utilisée :

$$\text{Aléa érosion} = \text{Sensibilité potentielle à l'érosion} + (\text{Précipitations}).$$

Le croisement de l'ensemble des facteurs entraîne plusieurs réponses possibles, chacune excluant l'autre jusqu'à l'obtention d'une seule information qui corresponde systématiquement à l'une des 5 classes d'aléa d'érosion (de très faible à faible), représentées par Q1, Q2, Q3, Q4 et Q5 dans l'arbre de décision détaillé (Cf. Annexe 16).

Le modèle MESALES suppose que la classe médiane de l'aléa érosion « Q₃ » est identique à la sensibilité potentielle des sols à l'érosion (Cf. Annexe 16).

D'une manière générale, les 2 classes inférieures Q1 et Q2 diminuent l'aléa par rapport à la sensibilité des sols (Q3) et à l'opposé, les 2 classes supérieures Q4 et Q5 l'aggravent (Souadi et al., 2000).

A titre d'exemple, sur des terrains peu sensibles à l'érosion (Q2), l'aléa érosif peut être accentué à la classe Q3 ou Q4, sous l'effet de fortes précipitations qui engendrent du ruissellement.

Aussi, sur des terrains déjà fortement sensibles (Q3) et où l'éventualité de précipitations importantes est grande, l'aléa devient très fort (Q5).

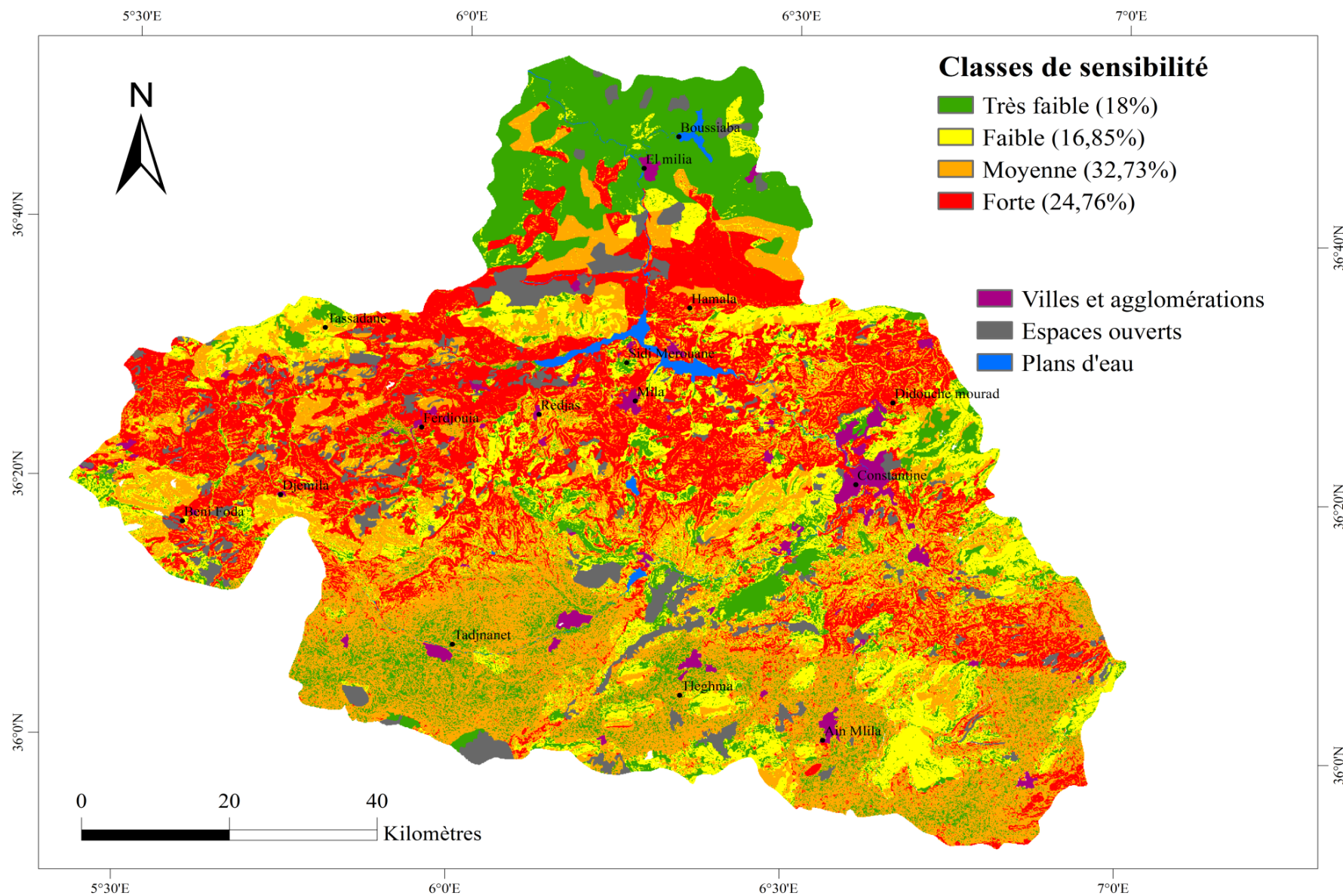


Figure 69. Carte de sensibilité potentielle des sols du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel à l'érosion hydrique-Résolution 90m.

Selon les hypothèses de combinaison qui peuvent se présenter, dans l'arbre de décision du modèle, les développeurs du modèle MESALES ont mis au point plusieurs règles de décision pour l'estimation de l'aléa érosif et qui s'appuient, en général, sur les points suivants :

- Le facteur occupation du sol est déterminant ; un arbre de décision spécifique est associé à chaque type d'occupation du sol, donnant un poids différent à chacun des paramètres (Cf. Annexe 16).
- Le facteur érodibilité est pris en compte, uniquement au niveau des terrains abrupts, avec des déclivités dépassant 15 ou de 30 % (classes 6, 7 et 8 dans la Figure 53). En effet, le substratum est susceptible d'affleurer sur ce type de terrains (Y Le Bissonnais et al., 2004; Souadi et al., 2000),
- Dans le but de simplifier l'arbre de décision, le facteur battance est prédominant pour les pentes plus faibles, où l'on suppose que l'épaisseur de la couche pédologique reste conséquente (Souadi et al., 2000),
- La sensibilité à la battance n'influence que les sols cultivés ou nus, mais pas les zones de prairies et les forêts denses (Souadi et al., 2000),
- L'influence de la pente augmente avec l'augmentation du degré de la battance (Souadi et al., 2000),

Etant donné que nous avons réalisé précédemment une cartographie des précipitations à plusieurs échelles temporelles, nous avons établi une carte d'aléa érosif pour chacune des saisons de l'année, en plus de celle annuelle (Figure 70 et 71). Ceci permettrait d'analyser l'effet saisonnier sur la distribution spatiale de l'érosion.

VIII .3. ANALYSE DES RESULTATS

VIII .3. 1. Analyse de la carte de sensibilité des sols à l'érosion :

L'analyse de la carte (Figure 69), indique que le cas de la classe de sensibilité extrême « Très forte sensibilité » n'apparaît pas en relation avec les caractéristiques physiques du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

Néanmoins, les 4 classes de sensibilité allant de très faible à forte sont bien représentées sur la carte, avec une variabilité spatiale très significative et différentes proportions de surface (Figure 69). Il semble que la classe à forte sensibilité soit celle la plus dominante et occupe presque le quart (25 %) de la superficie du bassin. En second ordre, vient la classe à sensibilité moyenne (32,73 %). En revanche, les classes à faibles degrés de sensibilité « très faible » et « faible » occupent les plus faibles portions de surface avec, respectivement 18% et 16,85% (Figure 69).

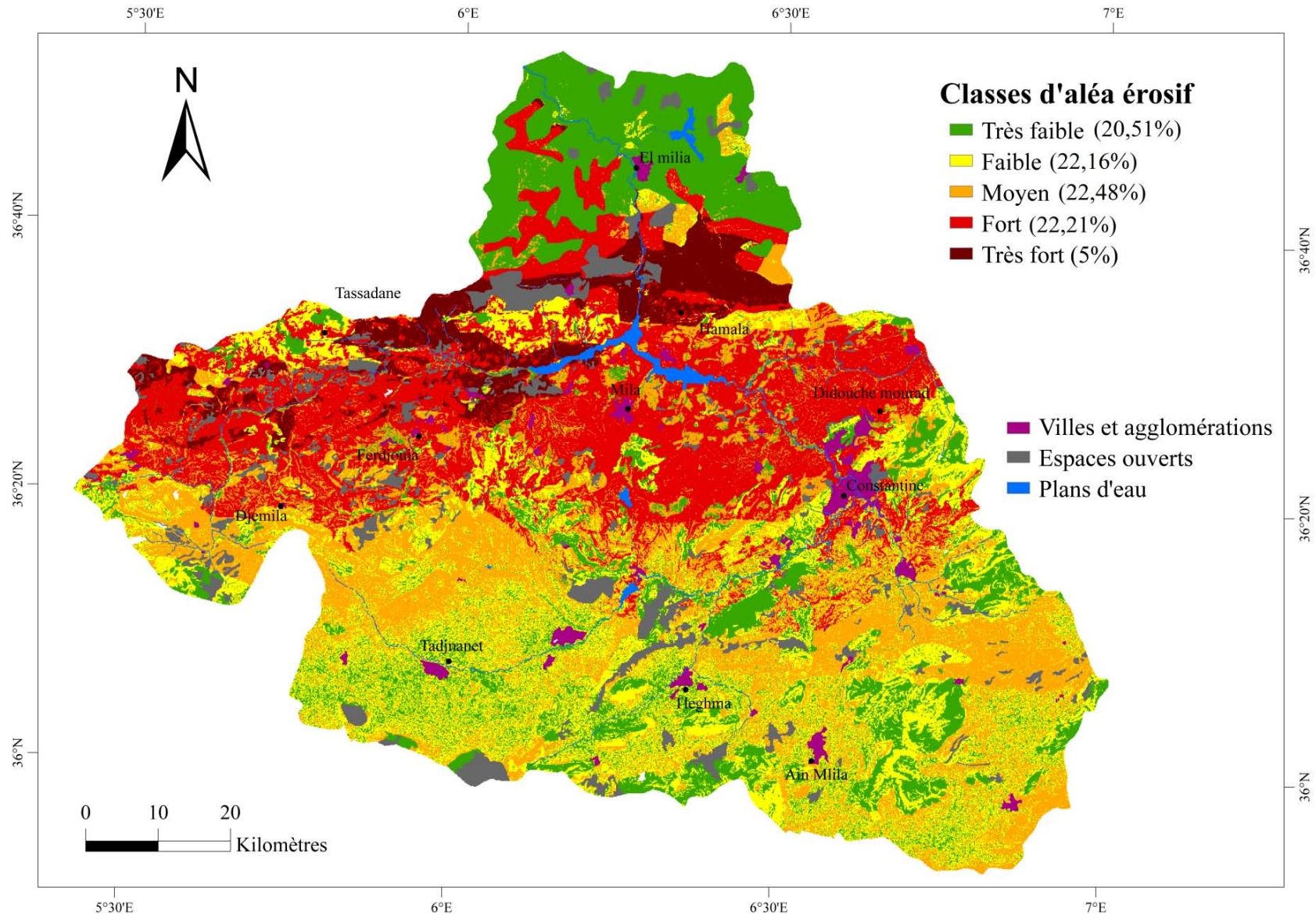


Figure 70. Carte d'aléa érosif annuel pour la période 1973/74-2000/01-Résolution 90m.

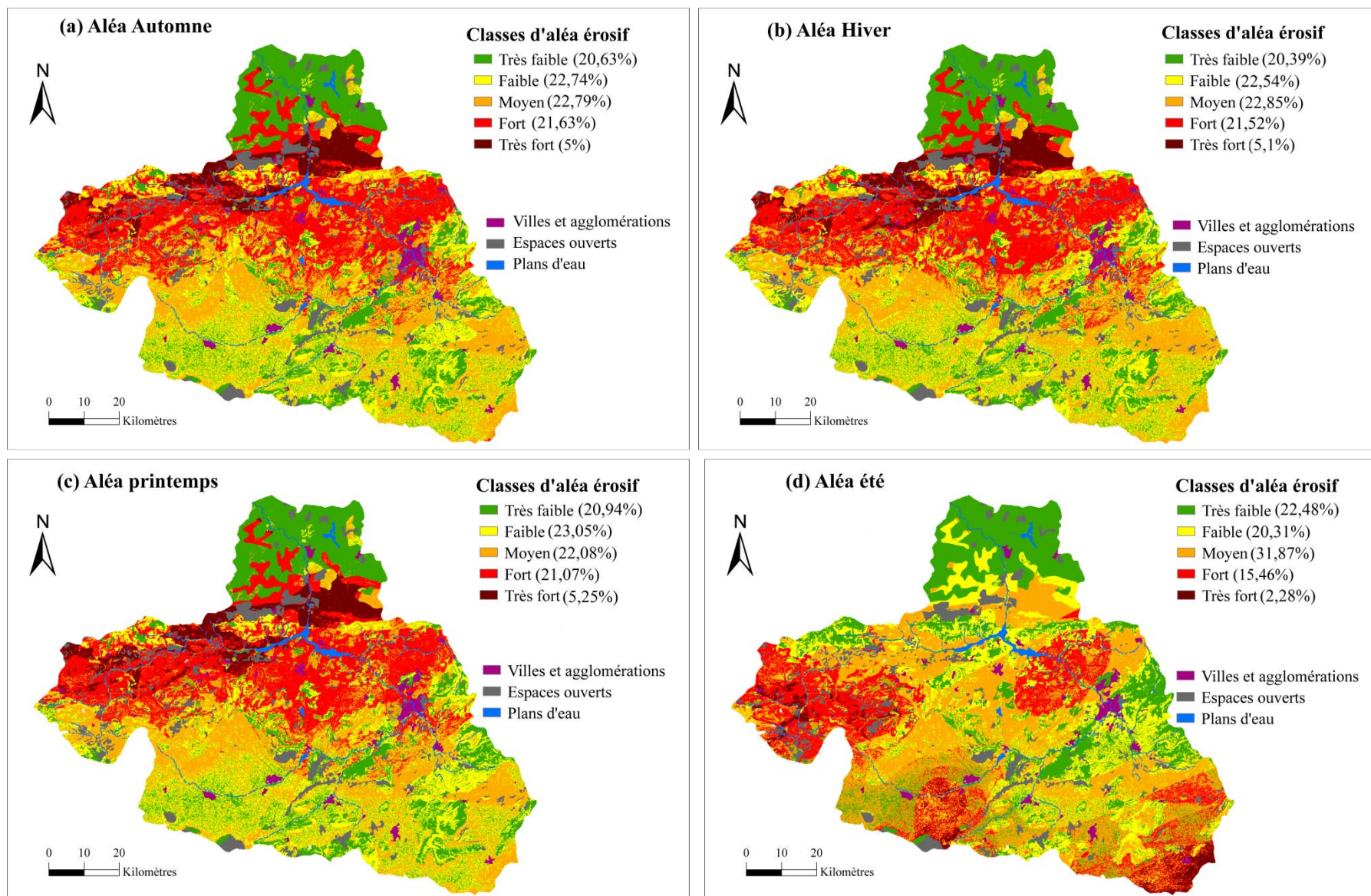


Figure 71. Carte d'aléa érosif moyen saisonnier pour la période 1973/74-2000/01-Résolution 90m.

Ces observations nous amènent à déduire que le bassin versant de l'Oued kébir–Rhumel est, dans l'ensemble, un domaine fortement sensible à l'érosion hydrique, au regard de ces caractéristiques physiques. Ces résultats confirment donc nos déductions suggérées aux chapitres précédents, quant à l'ampleur du phénomène d'érosion et à l'agressivité des processus érosifs, accentuée par les conditions topographiques, lithologiques et par l'occupation du sol.

Par ailleurs, la répartition spatiale des classes de sensibilité est très intéressante, dans la mesure où elle met en évidence un fort contraste entre les régions centrales, méridionales et septentrionales du bassin. En effet, la sensibilité à l'érosion est relativement forte dans une grande partie du le bassin moyen (Figure 69).

En revanche, en remontant vers le nord (bassin inférieur), cette sensibilité décroît brusquement pour atteindre un degré très faible, occupant quasiment l'ensemble du bassin côtier maritime (Figure 69).

A l'opposé, du bassin moyen vers le sud (bassin supérieur), la sensibilité à l'érosion diminue d'une manière progressive pour atteindre la classe « très faible » sur quelques endroits mais c'est surtout la classe moyenne de sensibilité qui domine l'ensemble du domaine sud notamment les hautes plaines constantinoises (Figure 69).

VIII .3. 2. Analyse de l'aléa érosion annuel

La carte d'aléa érosif annuel (Figure 70), montre que les régions fortement touchées par l'érosion coïncident, en général, avec terrains identifiés sur la figure 69 comme étant à forte sensibilité au phénomène érosion.

En effet, les classes d'aléa fort et très fort se concentrent dans les régions centrales du bassin et touchent environ 27% de la superficie du bassin. Ces régions forment une ceinture qui longe le bassin à ses extrémités Est et Ouest, sur une largeur d'environ 30 km (Figure 70).

Toutefois, l'érosion est plus préoccupante (Aléa très fort) sur la région occidentale, notamment le sous-bassin de l'Oued Endja et aussi en amont du sous-bassin côtier maritime (Figure 70).

Par ailleurs, les régions dont l'aléa érosif est modéré sont surtout perçues au sud du bassin, notamment dans les hautes plaines constantinoises.

Malgré une proportion d'environ 22,48%, l'aléa érosif moyen reste, tout de même légèrement dominant, comparé au reste des classes de sensibilité. Cependant, sur les hauts plateaux du sud, l'aléa apparaît comme faible et, parfois, très faible localement sur les massifs de calcaires

caractérisés par une faible érodibilité ainsi que sur les régions où les précipitations moyennes annuelles sont assez faibles (Figure 70).

D'autre part, la classe d'aléa très faible occupe la plus faible portion (20,51%), mais cette dernière se concentre sur une large partie du bassin côtier, malgré l'abondance des précipitations et l'agressivité des crues observées dans le site.

Il est à noter que, malgré une distribution spatiale assez significative de l'aléa érosif annuel, notamment entre le bassin moyen, côtier et méridional, on remarque qu'en termes de surface, les quatre premières classes d'aléa (de très faible à fort) occupent des proportions presque égales variant entre 20 et 23%.

Ceci nous a amené à compléter l'analyse de l'aléa annuel d'érosion à l'échelle des sous-bassins, ce qui permettrait d'étudier l'intensité du phénomène à la variabilité, à une échelle plus précise.

De plus, il sera possible, donc, de comparer sur quelques sous-bassins jaugés, l'aléa érosif généré par le modèle, avec les résultats de quantification, précédemment établis au chapitre précédent :

a) Le sous-bassin de l'Oued Endja et du Kébir-amont

C'est vraisemblablement le domaine où l'érosion hydrique est très intense, comparé à l'ensemble du bassin régional. En effet, les classes d'aléa fort et très fort occupent d'importantes proportions (51%), tandis que l'aléa très faible représente la plus faible portion (5,5 %) (Tableau 41).

Le sous-bassin de l'Oued Kébir-amont, (Figure 70), possède presque les mêmes proportions d'aléa érosif que celles observées à l'Oued Endja (Tableau 41).

Tableau 41. Proportions de surface des classes d'aléa à l'échelle des sous-bassins étudiés.

Classes d'aléa	Côtier maritime	Oued Endja	Oued Kébir-amont	Oued Rhumel
Très faible	48,06 %	5,5%	6,54%	19,65%
Faible	2,98%	14,78%	16,02%	30,03%
Moyen	4,61%	20,47%	21,03%	27,85%
Fort	<u>18,63%</u>	<u>40,33%</u>	<u>38,51%</u>	15,7%
Très fort	<u>15,82%</u>	<u>10,56%</u>	<u>9,75%</u>	0,1%

L'aléa très fort est largement répandu, particulièrement à l'Oued Endja et à l'Oued Kébir-amont, confirme la valeur très élevée de la dégradation spécifique précédemment estimée, à la station de Tassadane qui est égale à 797 T/km²/an pour la période 1973/74-2000/01.

Nos constatations sur le terrain (Cf. Annexe 18) témoignent de la présence d'un charriage torrentiel dans l'oued, des traces de sapement de berge, de glissement de terrain et de coulées boueuses.

Les facteurs primordiaux expliquant les problèmes dans cette région du bassin sont le relief et l'érodibilité très forte des formations marneuses et argileuses du site. Les versants étant raides quoique courts avec des pentes dépassant souvent les 25%.

Les cultures sont installées sur des versants en pente assez forte (15-25%) ou bien sur des parcelles qui occupent toute la largeur du versant.

Ajoutons à cela, l'importance de la pluviométrie du site (environ 532 mm/an) et la faible extension des forêts denses qui engendrent un ruissellement très violent.

b) Le sous-bassin de l'Oued Rhumel

L'aléa annuel dans le sous-bassin de l'Oued Rhumel n'apparaît, à première vue, très important, que sur ces parties aval (Figure 70). D'ailleurs, l'aléa fort ne représente que 15,7 % de la superficie de ce dernier tandis que la classe de l'aléa faible à moyen prédomine sur plus de la moitié du domaine dans le sous-bassin l'Oued Rhumel (environ 58%) (Tableau 41).

Toutefois, la carte (Figure 70) montre que la distribution de l'aléa érosion est très contrastée en cette unité hydrologique, notamment entre le bassin amont et aval. On distingue alors deux régions :

1. La région de l'Oued Rhumel-aval (le Rhumel-Smendou) :

C'est le secteur du Rhumel le plus touché par l'érosion qui concerne les régions entourées par la ville de Constantine, Didouche Mourad, la vallée de l'Oued Smendou, et la ville de Mila (Figure 70). Les sols, en ces régions, ne sont pas très sensibles à la battance du fait de leur teneur importante en argile, le ruissellement et l'érosion sont accentués, notamment, sur les formations à dominance marneuses, installées en relief et dans les parcelles à grandes cultures céréalières, occupant la plupart des versants abrupts.

Par ailleurs, l'érodibilité des sols est augmentée par une topographie caractérisée par une dominance flagrante des déclivités supérieures à 15%. De plus, la partie aval de l'Oued-Rhumel est la mieux arrosée, par rapport à celle de l'amont (environ 560 mm par an). Les problèmes d'érosion observés en ces régions sont issus principalement de la combinaison des facteurs cités précédemment et surtout des ruissellements importants observés à longueur d'année, du fait que l'Oued Rhumel reçoit quasiment la totalité des flux hydrologiques venant en amont de l'Oued Rhumel.

Nos constatations sur terrain confirment que la plupart des versants à formation marneuses sont fortement ravinés, provoquant ainsi plusieurs glissements de terrains (Cf. Annexe 19).

Le débit important de l'Oued Rhumel, en aval de Constantine, et les déversements de l'Oued Smendou (principal affluent de l'Oued Rhumel aval) ont occasionné l'apparition d'importants processus de sapement de berge et de cisaillement des sols (Figures 73).

2. La région de l'Oued Rhumel-amont, Boumerzoug et le Rhumel-Seguin

Contrairement au secteur précédent, le modèle indique un aléa annuel faible à modéré (Figure 70). Ceci est en relation directe avec le contraste flagrant des conditions physiques et climatiques entre l'Oued Rhumel amont et aval.

Il s'agit de vastes plaines à vocation agricole (Cultures céréalières et fourragères principalement) constituées essentiellement de dépôts récents (Quaternaire) formant ainsi, des sols profonds ayant une battance et une érodibilité modérées (Figure 68).

Les sols sont peu couverts par la végétation, durant une longue période de l'année mais leurs faibles déclivités (en général $< 5\%$) ne permettent pas l'apparition d'un ruissellement agressif, d'autant plus que la semi-aridité du climat est bien marquée en ces régions, la précipitation moyenne annuelle n'est que d'environ 400 mm par an.

L'érosion peut être, donc, localement intense et développer des bad-lands et des coulées de boue sur quelques massifs montagneux à forte déclivités ($> 15\%$) et sous l'effet d'averses torrentielles exceptionnelles. Ces phénomènes très locaux n'apparaissent pas donc à l'échelle annuelle. Cependant ils peuvent être observés exceptionnellement sur certaines périodes de l'année.

D'après les proportions de surface des classes d'aléa annuel (Tableau 41) et leurs répartitions spatiales sur la carte (Figure 70), nous pouvons dire que le sous-bassin de l'Oued Rhumel reste l'unité hydrologique qui indique le moins d'intensité du phénomène d'érosion, comparée au reste des unités du bassin régional et ce, malgré un aléa fort présent, sur une bonne partie en son aval.

La comparaison entre les différentes valeurs de la dégradation spécifique, estimées pour les différents sous-bassins étudiés et durant la même période (1973/74-2000/01), montre que le sous-bassin de l'Oued Rhumel possède la plus faible valeur (170 T/Km^2). Cette estimation semble plus au moins faible par rapport à l'ampleur du phénomène constaté sur le terrain, cependant, l'intensité de l'aléa cartographié par le modèle se rapproche le mieux de la réalité du terrain.

c) Le sous-bassin côtier maritime

L'aléa annuel, cartographié en cette partie, subdivise la partie le sous-bassin côtier en deux régions :

1. La partie amont du sous-bassin côtier maritime

En cette partie, le modèle indique un aléa très fort, de part et d'autre de l'Oued Kébir-Rhumel (Figure 70). Cette érosion intense se concentre localement sur les massifs les plus imposants du bassin tels que la chaîne de Zouagha, de Msid Aicha et de Sidi Driss. Ceci témoigne de la présence d'une érosion de montagne avec des coulées de débris et parfois d'origine agricole, surtout au niveau des régions au nord de la ville de Hamala (Figure 70).

L'aléa très fort, généré par le modèle, est pondéré par la forte érosivité des précipitations en cette région très humide (963 mm par an) et par la forte sensibilité potentielle du milieu au ruissellement et à l'érosion.

Les formations marneuses, qui dominent sur ce site, sont semblables à celles observées à l'Oued Endja, mais ces dernières sont présentes dans un relief plus accentué ($> 25\%$) formant des sols très instables, avec une forte érodibilité. Le contact entre la montagne et les replats est très abrupt.

L'aléa très fort prend une ampleur plus importante à l'est, notamment sur les terrains cultivés sur les versants nord de Kef Essema et de M'sid Aicha.

2. La partie aval du sous-bassin côtier maritime

La vallée de l'Oued Kébir-Rhumel, en sa partie aval jusqu'à l'embouchure, n'est pratiquement pas touchée par l'érosion (aléa très faible, en général) du fait que l'occupation du sol est constituée principalement de forêts très denses et de prairies (Figure 70). De plus, les zones de culture sont installées sur des terrains plats et des plaines inondables n'occasionnant pratiquement pas le risque d'érosion.

Le paysage en question correspond à une zone généralement montagneuse, avec des versants fortement boisés et une géologie très dure, regroupant les roches métamorphiques du socle kabyle. Ces conditions confèrent aux sols une érodibilité faible à moyenne (Figure 68).

En résumé, il semble que la distribution spatiale et les proportions de l'intensité de l'érosion annuelle, simulées par MESALES, concordent, d'une manière générale, avec les ordres de grandeur de la dégradation spécifique, estimée précédemment et avec nos

constatations réalisées sur terrain. Sinon, à l'échelle des sous-bassins, nous avons constaté, qu'au niveau de l'Oued Rhumel, l'ampleur de l'érosion et son intensité est bien plus importante, comparée aux estimations réalisées par les modèles statistiques.

VIII .3.3. Analyse de l'aléa érosion à l'échelle des saisons :

La visualisation simultanée des quatre cartes saisonnières de l'aléa (Figure 71a, b, c et d) met en évidence une variabilité interannuelle peu significative de l'aléa érosion, mais aussi l'existence de régions systématiquement concernées par un aléa fort et très fort, durant une longue période de l'année.

De plus, les valeurs du coefficient de variations cv, c'est-à-dire, le rapport de l'écart type et de la moyenne, estimées pour chaque proportion de classe d'aléa sont relativement faibles à l'échelle des saisons et varient entre 0,04 et 0,32 (Tableau 42).

Ce sont notamment les classes d'aléa moyen à très fort qui montrent une variabilité, plus ou moins significative, en termes de proportion de surface (Tableau 42).

Tableau 42. Proportions de surface des classes d'aléa saisonnier à l'échelle du bassin.

Classes d'aléa	Automne	Hiver	Printemps	Eté	Cv
Très faible	20,63	20,39	20,94	22,48	0,04
Faible	22,74	22,54	23,05	20,31	0,06
Moyen	22,79	22,85	22,08	31,87	0,19
Fort	21,63	21,52	21,07	15,46	0,15
Très fort	5	5,1	5,25	2,28	0,32

Les cartes (Figure 71) montrent que la variabilité spatiale de l'aléa, d'une saison à autre, n'est perceptible que sur certaines régions et durant la saison estivale. L'aléa saisonnier érosion des saisons d'hiver, automne et du printemps (Figure 71a, b et c) est très proche de celui observé à l'échelle annuelle.

Les résultats, sur le tableau 42, justifient ces observations, puisque les proportions de surface occupée par les trois premiers niveaux d'aléa (de très faible à fort) sont toujours comprises entre 20 et 23%, durant cette partie de la période humide de l'année. De même, l'aléa très fort oscille autour de 5 % pour la période en question (Tableau 42).

En revanche, l'aléa érosion de la saison d'été (Figure 71.d) indique une distribution assez particulière de l'intensité d'érosion, avec des proportions plus ou moins faibles, notamment pour l'aléa fort (15,46%) et très fort (2,28%).

Cependant, l'aléa modéré (Moyen) prend légèrement de l'ampleur sur le domaine du bassin en été et occupe la plus grande portion de surface, comparé au reste des saisons (31,87%).

Il est clair que ce sont, visiblement, les régions du bassin moyen qui sont systématiquement touchées par une forte érosion, notamment durant l'automne, l'hiver et le printemps (Figure 71a, b et c). Ceci est en relation directe avec la répartition géographique des précipitations moyennes saisonnières, durant la période (1973/74-2000/01).

Les cartes pluviométriques, établies plus haut à l'échelle des saisons (Figure 55) indiquent que les quantiles supérieurs à la moyenne (Q_4 et Q_5) persistent jusqu'au printemps au niveau du bassin moyen et les régions septentrionales (Figures 60).

Nous mettons aussi en cause, comme discuté plus haut, la forte sensibilité du milieu à l'érosion en ces régions centrales du bassin, mais il est à noter que ce facteur (sensibilité potentielle des terrains à l'érosion) est malheureusement invariable à l'échelle des saisons, dans le cas qui nous concerne, du fait que nous ne disposons pas de carte d'occupation du sol pour chaque saison. Or, les activités humaines et la variation saisonnière des types de cultures peuvent influencer largement l'aléa saisonnier.

Afin d'appuyer cette analyse, nous nous sommes intéressés aux résultats du modèle saisonnier aux limites de sous-bassin, ce qui permettrait de cerner, d'une manière plus précise, la variabilité interannuelle de l'aléa érosion.

a) Les sous-bassins de l'Oued Endja et de l'Oued Kébir-amont

Ces unités hydrologiques sont les plus touchées par l'érosion en toutes saisons. Si on prend en considération les classes d'aléa fort et très fort, nous pouvons estimer que ces dernières occupent, en chaque saison, presque 50% de la superficie des régions concernées (Tableau 43).

Durant l'Automne et l'hiver et aussi le printemps, l'aléa fort est visible sur l'ensemble des régions centrales et avales (Figure 71 a, b et c).

Cependant, ce n'est qu'en été que l'aléa fort se concentre uniquement sur la partie supérieure et méridionale du bassin (Figure 71c). L'aléa très fort est observé, notamment durant l'automne, l'hiver et le printemps sur les régions nord, les plus arrosées du site et le long des versants escarpés et il se développe un peu plus au printemps aux environs de Ferdjioua, en fonction de la répartition spatiale de la pluviométrie du site (Figure 71 a, b et c).

L'intensité de l'aléa saisonnier, cartographié par le modèle au niveau du sous-bassin de l'Oued Kébir-amont, semble correcte et comparable à l'ordre de grandeur de la dégradation spécifique moyenne saisonnière, estimée à $200T/Km^2$.

Tableau 43. Proportions de surface des classes d'aléa saisonnier à l'échelle des sous-bassins.

Sous-bassins	Classes d'aléa	Automne	Hiver	Printemps	Eté	Cv
Oued Endja	Très faible	5,51%	5,82%	5,37%	1,11%	0,5
	Faible	15,86%	15,51%	14,79%	17,97%	0,09
	Moyen	22,86%	21,56%	20,69%	31,53%	0,21
	Fort	38,65%	38,05%	38,94%	28,02%	0,15
	Très fort	8,84%	10,70%	11,85%	3,01%	0,46
Oued Kébir-amont	Très faible	6,22%	7,20%	6,03%	10,13%	0,26
	Faible	15,76%	17,70%	15,22%	12,65%	0,14
	Moyen	0,2173	0,237	0,1987	0,2387	0,08
	Fort	39,13%	34,84%	38,12%	40,12%	0,06
	Très fort	9,02%	8,42%	12,62%	5,08%	0,35
Oued Rhumel	Très faible	19,86%	19,32%	20,42%	19,02%	0,03
	Faible	30,59%	30,37%	31,49%	21,61%	0,16
	Moyen	27,58%	28,05%	27,02%	36,00%	0,14
	Fort	15,22%	15,50%	14,36%	14,11%	0,05
	Très fort	0,04%	0,05%	0,00%	2,55%	1,43
Côtier maritime	Très faible	48,06%	48,06%	48,08%	54,39%	0,06
	Faible	2,96%	2,98%	3,10%	19,00%	1,14
	Moyen	3,82%	4,55%	4,92%	16,16%	0,8
	Fort	19,45%	18,62%	18,72%	0,55%	0,64
	Très fort	15,85%	15,90%	15,28%	0,00%	0,67

b) Les sous-bassins de l'Oued Rhumel

Durant les 4 saisons de l'année, l'aléa érosion, à la limite du sous-bassin de l'Oued Rhumel, indique une prédominance d'une érosion faible à modérée (Tableau 43).

Pendant l'automne, l'hiver et le printemps, l'aléa fort ne se concentre que sur le bassin aval (Rhumel-Smendou) (Figure 71a, b et c). Cette érosion résulte d'averses intenses survenant à la fin de l'été, après une longue période sèche.

Le climat devient de plus en plus humide au fur et à mesure qu'on se déplace vers le nord du bassin. Les averses torrentielles, en cette région, peuvent s'étendre sur une bonne partie du secteur et persister jusqu'au printemps.

En revanche, durant l'été (Figure 71c), le modèle fait apparaître localement une érosion accentuée dans les régions méridionales du bassin. Cette répartition assez particulière en cette période de l'année est représentée par une valeur extrême du coefficient de variabilité ($CV = 1,43$) (Tableau 43). L'aléa fort à très fort est observé, en été exceptionnellement, aux environs d'Ain Fakroun, dans la haute plaine de Tadjanet et aux alentours de Bella (Figure 71d).

Ces régions correspondent généralement à des plateaux, bien exposés à l'effet de la continentalité du climat qui caractérise le sud du bassin. En cette partie du bassin, la période

sèche et chaude est décalée de telle sorte que les averses torrentielles parviennent, souvent d'une façon tardive en pleine saison d'été.

Les sols sont d'une battance et d'une érodibilité moyenne mais coïncident, en cette période de l'année, avec un scénario pluvieux très intense et court, engendrant généralement une érosion insidieuse et chronique, avec des conséquences parfois catastrophiques, notamment sur les versants escarpés.

En conclusion, l'aléa saisonnier généré par le modèle, aux limites du sous-bassin de l'Oued Rhumel, reste tout de même moins intense, comparé à celui observé à l'Oued Endja et à l'échelle du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel. Ceci concorde parfaitement avec les valeurs de dégradation spécifique saisonnières, précédemment calculées. Rappelons que pour le sous-bassin de l'Oued Rhumel, la dégradation spécifique estimée est d'environ $37T/Km^2$ par saison.

c) Le sous-bassin Côtier maritime :

En cette partie du bassin, la répartition de l'aléa érosion est quasiment invariable pendant les saisons d'automne, d'hiver et du printemps. L'intensité de l'érosion est en rapport direct avec l'influence du climat maritime qui impose une érosivité importante des précipitations, durant une longue période de l'année.

Comme cité plus haut, la sensibilité du milieu à l'érosion est assez contrastée entre le secteur amont et aval du sous-bassin maritime. De ce fait l'aléa fort et très fort se prononce en moyenne sur 35% de la superficie du sous-bassin côtier là où se combinent parfaitement vulnérabilité du terrain et agressivité du climat, autrement dit sur la région amont.

Pendant, l'été, l'aléa très fort n'est plus visible sur la carte (Figure 71c) et ce, sur l'ensemble du sous-bassin. En même temps, l'aléa fort devient peu perceptible (0,55%) et se compense par un aléa modéré (16,16%) occupant surtout la partie amont (Figure 71c). Ceci confirme, encore une fois, une bonne corrélation entre l'intensité de l'érosion et le module pluvieux saisonnier.

La précipitation moyenne saisonnière passe de 257 mm, au printemps à une moyenne de 24 mm, durant l'été. L'exposition à la mer joue un rôle très important sur la régulation du climat, en cette région : l'été est donc très chaud et la rareté des pluies se fait souvent sentir, d'une manière précoce, par rapport au reste des régions du bassin.

Conclusion

Il ressort de cette étude que le fait de disposer d'une cartographie de l'aléa érosion, issue d'un modèle spatial tel que MESALES est, donc, un support important dans le cadre de cette étude. Les résultats de simulations obtenus sont, dans l'ensemble, satisfaisants à l'échelle de 90m et nous ont permis, à la fois, d'avoir une spatialisation de la sensibilité potentielle des terrains à l'érosion et une cartographie intéressante d'aléa érosion, pour l'ensemble du bassin. De plus, la différenciation saisonnière de l'aléa érosion réalisée permet de prendre en compte les interactions entre les facteurs climatiques et la sensibilité du milieu, de manière beaucoup plus précise que dans une approche annuelle et, donc, de mieux prendre en compte les différents types d'aléas érosifs.

En raison de l'absence totale de la cartographie du risque d'érosion, aux limites du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, et du fait de la faible densité du réseau d'observation hydrométrique, nous avons essayé d'apporter, au travail entamé, des éléments de validation des résultats du modèle, en nous appuyant sur des secteurs tests où l'on dispose, soit d'informations quantifiées concernant l'apport solide et/ou d'informations supervisées sur terrain. Cette démarche constitue une première étape de validation, à ce stade du travail, mais a permis quand même de faire ressortir des concordances logiques entre les résultats simulés et ceux observés. De ce fait, nous considérons, d'un point de vue qualitatif, que les principaux traits de l'érosion, dans le bassin étudié, ont été largement cernés.

Dans l'ensemble, les résultats de l'aléa érosion simulés par le modèle à l'échelle annuelle, et pour chaque saison, individualisent un ensemble de 3 unités bien distinctes :

- *Des régions fortement touchées par une érosion des sols en toutes saisons :*

Ce sont l'ensemble des régions situées dans le bassin moyen (le sous-bassin de l'Oued Endja et celui de l'Oued Rhumel aval ou le Rhumel Smendou) ainsi que la partie amont du sous-bassin côtier maritime. Ces zones sont systématiquement touchées par une érosion forte à très forte le long de l'année.

L'aléa érosion reste intense en certains endroits, même durant la période estivale. D'une autre manière, ce sont les zones où coïncident parfaitement une forte sensibilité des terrains à l'érosion et une érosivité importante des précipitations, au point que l'érosion peut être accentuée, même durant les événements climatiques à faible intensité. Les formes d'érosion probables en ces régions correspondent à une érosion concentrée : Ravinement, sapement de berge, glissement de terrain et badlands.

- Des régions modérément touchées, ou pour lesquelles l'érosion est plus marquée en certaines saisons seulement :

Il s'agit des régions du bassin inférieur englobant l'ensemble des sous-bassins de l'Oued Boumerzoug, le Rhumel-Seguin et le Rhumel-amont. Ces régions sont touchées majoritairement par une érosion moyenne durant l'automne, l'hiver et le printemps et localement par une érosion intense (forte à très forte) durant la saison d'été.

Les sols sont d'une sensibilité modérée, mais exposés dans l'ensemble, à une forte semi-aridité impliquant un régime pluviométrique saisonnier très faible. Toutefois, les averses extrêmes se manifestent, d'une manière exceptionnelle et locale, notamment durant la période estivale et provoquent, en certains endroits, une érosion intense. Contrairement aux cas précédents, l'érosion, en ces régions est principalement diffuse où le matériel altéré est entraîné par lessivage, sous l'effet d'une faible lame d'eau.

- Des régions qui ne sont pratiquement pas concernées par l'érosion :

Ce sont les régions installées dans le bassin inférieur, plus exactement à l'aval du sous-bassin côtier maritime. Ces zones sont caractérisées par des terrains peu sensibles à l'érosion et, en même temps exposés à un climat maritime très humide.

Les traces d'érosion, en ces régions, sont quasiment absentes ou très négligeables, dans l'ensemble, mais une éventuelle extension des activités humaines (défrichement des forêts et l'activité agricole) à long terme, en ces régions, peut désormais rendre ces dernières favorables à l'apparition d'une érosion préoccupante.

Il est à noter que la démarche de validation, réalisée en ce chapitre, a été difficile à appliquer dans la mesure où la comparaison entre des variables qualitative et quantitative n'est pas évidente et du fait que les résultats du modèle se basent sur 5 niveaux d'intensité d'érosion.

Nos constatations sur terrain, là où le modèle a simulé un aléa fort à très fort, ont servi plus au moins à appuyer cette démarche de validation. Ce pendant, certains secteurs non jaugés et difficiles d'accès posent toujours un obstacle pour avoir une validation générale.

C'est pourquoi, nous avons entamé dans le chapitre qui suit, une technique de validation plus approfondie, qui s'appuie sur un calibrage du même modèle MESALES à l'échelle méditerranéenne.

Chapitre IX : Calibrage et validation du modèle spatial

Introduction

La validation des modèles d'estimation du risque d'érosion dans les grands bassins est une démarche difficile nécessitant des procédures strictes d'évaluation qui requièrent, souvent, une base de données, d'observations assez fiables (Le BissonnaisThorette et al., 2002; Van Rompaey et al., 2003). La forte variabilité spatiale et temporelle des processus d'érosion, à l'échelle des grands bassins, et le manque de données de terrain ont toujours constitué des obstacles à une bonne validation des estimations modélisées.

Ajoutons à cela les modèles physiques, à caractère qualitatif, tels que MESALES qui impliquent, souvent, des méthodes de validation complexes, du fait que la comparaison directe entre des variables qualitatives et numériques (quantités d'apports solides, dégradation spécifique) ne permet pas d'apprécier la corrélation entre ces dernières.

De ce fait et compte-tenu du manque flagrant des données d'observations en certains points stratégiques du bassin, nous nous sommes basés, dans cette partie de notre travail, sur une méthode de validation par quantification, développée par l'IES (Institut de l'Environnement et du Développement Durable) et qui à déjà servi au calibrage et à la validation du modèle MESALES, à l'échelle méditerranéenne et européenne.

IX.1. METHODOLOGIE DE VALIDATION

Les travaux réalisés par les experts de l'IES (Van Rompaey et al., 2003) proposent une méthode de validation alternative, pour plusieurs modèles physiques d'estimation d'érosion. Cette méthode est intéressante dans le cadre de notre travail, puisque, d'une part elle a déjà servi à la validation des résultats des modèles tels que USLE (Universal Soil Loss Equation), MESALES, dans le cadre du programme PERSA (The Pan-European Soil Erosion Risk Assessment) et, d'autre part, du fait que cette dernière est basée sur des mesures de transports solides, prélevées sur plusieurs bassins et barrages sédimentaires, à l'échelle européenne et méditerranéenne(Van Rompaey et al., 2003).

Le principe a consisté à comparer les résultats d'estimation des différent modèles simulés, à l'échelle de l'Europe, et à les confronter aux données d'observations prélevées sur plusieurs pays. L'interpolation des observations, à l'échelle de l'Europe, a été confrontée aux résultats des différents modèles, sur le même zonage et appuyée par des corrélations statistiques intégrées par les experts (Van Rompaey et al., 2003).

Cette démarche intéressante à permis de traduire les classes d'aléa, générées par les modèles en entités quantitatives, exprimant ainsi une dégradation spécifique annuelle pour chacune de ces classes.

Pour le cas qui nous concerne, la validation du modèle MESALES, à l'échelle européenne et méditerranéenne à fait correspondre, en premier lieu, les 5 classes d'aléa (de Très faible à faible) à un ensemble de 5 intervalles représentant, chacun, des seuils de variation du taux de dégradation spécifique annuelle. Ces taux ont été exprimés en tonnes par hectare (T/ha), comme le montre la figure 72.

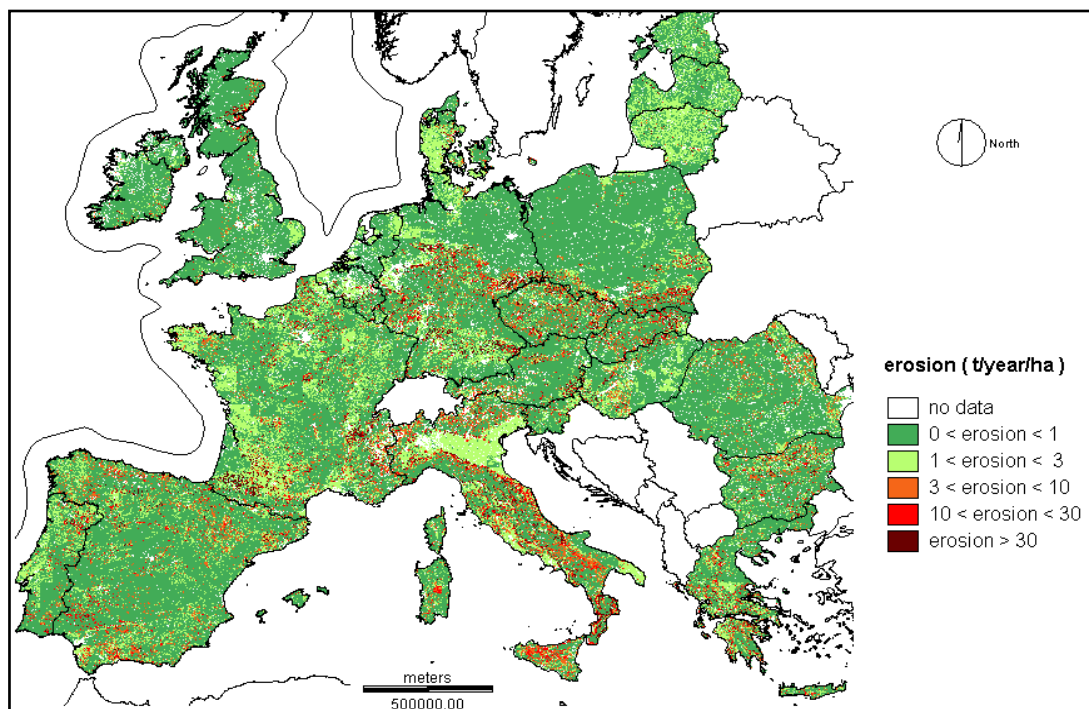


Figure 72. Estimation du taux d'érosion des sols à l'échelle de l'Europe, selon l'aléa érosion du modèle MESALES (Van Rompaey et al., 2003).

En second lieu, afin de permettre de quantifier un taux de dégradation moyen pour chaque intervalle, les experts ont proposé d'utiliser les valeurs intermédiaires pour chaque intervalle, mais pour la classe extrême (érosion très forte au delà de 30 Tonnes/Ha/an), le taux ayant été assimilé à une valeur de 40 Tonnes/Ha/an, selon leur validation (Tableau 44).

Tableau 44. Correspondances des classes d'aléa érosion selon (Van Rompaey et al., 2003).

Classes d'aléa	Intervalle	Taux d'érosion (Tonnes/Ha/an)
Très faible	entre 0 et 1 Tonne/Ha/an	0,5
Faible	entre 1 et 3 Tonnes/Ha/an	1,5
Moyen	entre 3 et 10 Tonnes/Ha/an	6,5
Fort	entre 10 et 30 Tonnes/Ha/an	20
Très fort	> 30 Tonnes/Ha/an	40

Il est à noter que les différents taux d'érosion proposés par les travaux de Van Rompaey et al. (2003) estiment une érosion moyenne annuelle en tonne par hectare, pour chaque maille de 1km x 1km (ou pour chaque surface de 1 Km²).

IX.1.1.Estimation de l'érosion simulée par le modèle

Dans le cas du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, nous nous référons, donc, aux différentes cartes d'aléa érosion annuel et saisonnier (Figure 70 et 71), pour l'estimation de l'érosion selon la méthode citée précédemment. Les taux d'érosion relatifs à chaque classe d'aléa peuvent, donc, servir comme des coefficients de pondération pour transformer les superficies de chaque classe d'aléa (en Km²) en valeurs de dégradation spécifique exprimée en T/Ha/Km².

Ceci constitue une démarche intéressante, puisque l'érosion simulée par le modèle (E_{sim}) peut être comparée aux résultats de quantification, déduits dans le chapitre VII. Cette confrontation permettra, donc, d'apprécier l'efficacité du modèle spatial et l'incertitude, entre l'érosion estimée (E_{sim}) par le modèle et celle observée (E_{obs}).

De ce fait, l'érosion, simulée (E_{sim}) pour chaque unité cartographiée par le modèle, sera donc, égale à la somme pondérée des superficies de chaque classe existant en cette dernière.

Pour permettre une comparaison correcte entre les paires (E_{sim} - E_{obs}), les valeurs de (E_{sim}) seront converties en T/Km²/an après avoir calculé la somme pondérée de toutes les classes d'aléa:

$$E_{sim} = \frac{\sum(Cf_i \times S_i)}{100} \quad \text{T/Km}^2/\text{an} \quad (\text{Eq.15})$$

Avec :

Cf_i : Coefficient de pondération ou taux d'érosion moyen de la classe d'aléa (i) donnée par le tableau 44,

S_i : Superficie de la classe (i) en Km², calculée depuis la carte d'aléa.

Il est à noter que, pour simuler l'érosion moyenne à l'échelle saisonnière, selon les cartes de la (Figure 71), nous avons suggéré de diviser le résultat de l'équation 15 par 4.

IX.1.2.Paramètres de validation des résultats

La validation des résultats quantitatifs du modèle a été appuyée par le calcul de quelques paramètres statistiques : Le coefficient de corrélation de Pearson (R), le facteur de d'efficacité de Nash (NSF) et l'erreur quadratique moyenne relative (RRMSE).

Ces paramètres permettront d'estimer l'erreur entre les résultats simulés et observés et d'apprécier la performance, ainsi que la qualité de la corrélation entre les variables.

Nous utiliserons, donc, les formules suivantes pour calculer les valeurs des paramètres (NSE) et (RRMSE) :

$$NSE = 1 - \frac{\sum (E_{obs} - E_{sim})^2}{\sum (E_{obs} - \bar{E})^2} \quad (\text{Eq.16}); \quad RRMSE = \frac{\sqrt{\sum \frac{(E_{obs} - E_{sim})^2}{N}}}{\bar{E}} \quad (\text{Eq.17})$$

D'où :

E_{obs} : représente la valeur de l'érosion observée (T/Km²/an),

E_{sim} : représente la valeur de l'érosion spécifique simulée par le modèle (T/Km²/an),

$\bar{E}$: représente la valeur de l'érosion moyenne observée,

N : est le nombre d'individus de l'échantillon.

Les valeurs pour le paramètre EF varient de $-\infty$ à 1. Le modèle est de plus en plus efficace et performant pour les valeurs de EF, proches de 1. En revanche, la valeur de l'erreur RRMSE est toujours positive, elle prend des valeurs faibles (proches de 0) d'autant plus que le modèle est précis.

Afin d'identifier une éventuelle sous-estimation ou sur-estimation des valeurs simulées, nous avons intégré un quatrième paramètre (ΔE) qui est le pourcentage du ratio, entre la valeur moyenne des observations (E_{obs}) et celle des estimations (E_{sim}).

$$\Delta E (\%) = [(\bar{E}_{sim} / \bar{E}_{obs}) - 1] \times 100 \quad (\text{Eq.18})$$

ΔE est positive si les valeurs simulées sont sur-estimées, par rapport aux observations et négatives dans le cas inverse (sous-estimation).

Bien qu'il puisse y avoir une bonne corrélation entre les valeurs observées et prédites, les paramètres (valeur de R signifiante), les paramètres NSE et RRMSE peuvent indiquer, par contre, une erreur importante ou une performance faible du modèle. De ce fait, la vérification simultanée de ces trois paramètres statistiques est indispensable pour tirer les meilleures déductions.

IX.2. RESULTATS ET DISCUSSIONS

Sur la base de l'aléa érosion annuel et saisonnier, représenté dans les cartes (Figures 70 et 71 du chapitre VIII), nous avons estimé les valeurs de l'érosion simulée (E_{sim}) par le modèle et ce, à l'échelle de l'ensemble du bassin et des sous-bassins jaugés (l'Oued Kébir-amont Endja et l'Oued Rhumel).

Pour effectuer une comparaison des résultats, entre chaque unité du bassin et identifier les séries de données ayant les meilleures corrélations, nous avons calculé les paramètres statistiques : NSE, RRMSE, ΔE et R individuellement, pour chaque sous-bassin et pour la série de l'ensemble des bassins étudiés (tableau 45).

La valeur du ratio ΔE , calculée à l'échelle de l'ensemble bassin et des sous-bassins, montre d'une manière générale que le modèle MESALES a tendance à sous-estimer l'érosion d'un taux d'environ -43% (Tableau 45).

Exceptionnellement, le modèle indique une sur-estimation de l'érosion ($\Delta E = + 84,42\%$) à l'échelle du sous-bassin de l'Oued Rhumel (Tableau 45). Ceci traduit que la valeur de la dégradation, estimée selon les observations de la station de Grarem ($160,44 \text{ T/Km}^2/\text{an}$), est sous-estimée et ne reflète pas l'état réel de la dégradation à l'Oued Rhumel. Nous mettons en cause les lacunes, constatées dans la série hydrométrique, lors de l'élaboration du modèle statistique de quantification, qui sont à l'origine de cette sous-estimation.

Parmi les travaux ayant discuté les résultats du modèle MESALES, à l'échelle régionale et départementale de la France (Cerdan et al., 2006; Colmar, 2006; Le BissonnaisMontier et al., 2002; Le BissonnaisThorette et al., 2002; Souadi et al., 2000), cette sous-estimation est due au fait que l'aléa érosion du modèle MESALES est simulé, d'un point de vue des surfaces émettrices de particules solides (érosion de versant), et non pas du point de vue du transport de ces particules dans les cours d'eau et de leur dépôt à l'aval.

Le modèle suppose, donc, qu'il y a une érosion, à partir du moment où le déplacement de particules dépasse la centaine de mètres, ou sort d'une région (parcelle agricole, versant...etc.), sans préjuger du devenir ultérieur de ces particules (Le BissonnaisThorette et al., 2002).

Contrairement aux valeurs de (E_{obs}), obtenues au chapitre VII et estimées sur la base des observations relatives aux stations de jaugeage, les apports solides transportés par les cours d'eau ne sont pas pris en compte, en complément de l'aléa érosion de surface par le modèle, ce qui fait que l'ordre de grandeur de E_{obs} est généralement supérieur à celui de E_{sim} .

Par ailleurs, la collaboration avec les experts ayant contribué à la conception du modèle MESALES, nous a permis d'affirmer que l'incertitude du modèle est d'autant plus importante que la superficie de la région concernée est réduite, ce qui confirme, à priori, les valeurs insignifiantes obtenues à l'échelle du sous-bassin de l'Oued Kébir amont- Endja d'où: NSE = -0,69, RRMSE = 1,14 et $\Delta E = -82,73$ (Tableau 45).

En effet, la superficie de cette unité est la plus petite (1068 Km²) ; elle est 8 fois inférieure à celle du bassin régional et correspond au cinquième de celle de l'Oued-Rhumel.

Tableau 45. Valeur de l'érosion estimée à l'échelle du bassin et des sous-bassins.

Unité hydrologique	Période	E_{obs} (T/Km ² /an)	E_{sim} (T/Km ² /an)	NSE	RRMSE	R	ΔE (%)
Oued Kébir-Rhumel	Automne	113,04	177,52	0,60	0,57	0,88	-32,48
	Hiver	539,02	181,26				
	Printemps	335,37	179,84				
	Eté	36,49	142,37				
	Année	1070,00	732,84				
Oued Rhumel	Automne	8,10	71,48	0,91	0,24	0,68	+84,42
	Hiver	102,94	72,59				
	Printemps	48,62	68,73				
	Eté	0,78	87,20				
	Année	160,44	291,78				
Oued Kébir-amont Endja	Automne	42,51	34,59	-0,63	1,14	0,82	-82,73
	*Hiver	417,02	32,12				
	*Printemps	313,87	37,51				
	Eté	23,24	31,25				
	*Année	797,00	139,77				
Tous les bassins	Toutes périodes	$\overline{E_{obs}} = 267,23$	$\overline{E_{sim}} = 152,06$	0,33	1,1	0,66	-43,10

(*) Points douteux ou incohérents ; $\overline{E_{obs}}$: Valeur moyenne de l'érosion observée ; $\overline{E_{sim}}$: Valeur moyenne de l'érosion simulée.

Etant donné la crédibilité et la continuité des observations, à la station de Tassadane, pour la période de référence (1973/74-2000/01), nous pouvons admettre que la valeur importante de la dégradation spécifique, estimée précédemment ($E_{obs} = 797$ T/Km²/an) est représentative de l'intensité de l'érosion sur ce secteur. Cela se justifie aussi, au regard de la carte de sensibilité, établie dans le chapitre précédent (Figure 69), qui reflète une forte sensibilité du milieu à l'érosion et par nos constatations sur terrain.

De ce fait, les valeurs de l'érosion, simulées par le modèle au niveau du sous-bassin de l'Oued Kébir amont, ne seront pas prises en considération dans cette analyse, étant donné l'inefficacité du modèle lié à la superficie réduite de ce dernier. Les sous-estimations relatives aux périodes de l'hiver, printemps et de l'année sont importantes (entre -92 et -82 %) (Cf. points douteux et incohérents représentés sur le tableau 45.

L'efficacité du modèle, représenté par les valeurs de NSE montre une performance plutôt satisfaisante, à l'échelle du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel (NSF = 0,6) et très signifiante pour le sous-bassin de l'Oued Rhumel. Il en est de même pour l'erreur RRMSE, estimée entre (E_{obs}) et (E_{sim}) (Tableau 45). Celle calculée pour la série de l'Oued Rhumel est la plus faible (RRMSE= 0,24), en revanche, RRMSE indique une valeur modérée à l'échelle du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel (RRMSE= 0,57).

Par ailleurs, les valeurs du coefficient de corrélation (R), calculées pour les séries des sous-bassins (Figure 73), indiquent dans l'ensemble une corrélation forte à très forte ($0,68 < R < 0,88$) même pour le cas du sous-bassin de l'Oued Kébir-amont Endja (Figure 73c) où l'on a décelé une forte valeur de RRMSE et un NSE relativement faible (négatif) ainsi qu'une importante sous-estimation de l'érosion ($\Delta E = -82,73\%$) (Tableau 45).

L'analyse des régressions (Figure 73) montre, aussi, une dispersion plus au moins marquée de part et d'autre de la droite de tendance, notamment pour les périodes de l'été et de l'hiver, avec une même tendance pour les deux sous-bassins : Une sur-estimation de l'érosion durant la période estivale et une sous-estimation de l'érosion durant la saison d'hiver (Figure 73). Ceci peut être lié à la crédibilité de la méthode utilisée pour l'interpolation des pluies moyennes saisonnières ou, même, à la répartition moins dense des postes pluviométriques sur la surface du bassin. Malgré des valeurs de R, assez signifiantes pour les séries des sous-bassins, ces corrélations restent peu explicites, d'un point de vu statistique, étant donné le nombre réduit des individus, en chaque échantillon ($N = 5$).

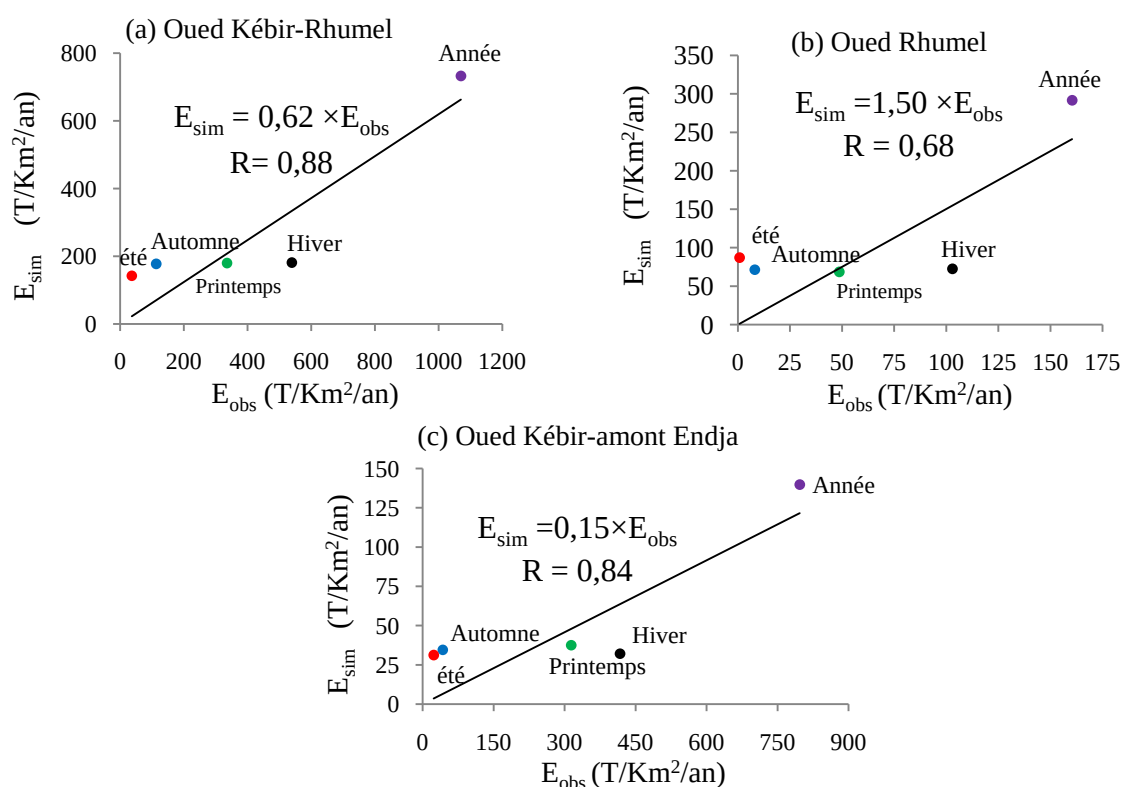


Figure 73. E_{obs} face à E_{sim} à l'échelle des bassins étudiés.

Par ailleurs, la figure 74, qui représente la régression établie sur l'ensemble des séries (bassin et sous-bassin), ne correspond pas à la meilleure corrélation ($R = 0,66$), pour un nombre d'individus maximal de $N=15$.

La performance est relativement insignifiante ($NSE = 0,33$) et la valeur d'erreur est importante $RRMSE = 1,1$ (Tableau 45) ; mais ces résultats semblent être fortement influencés par l'inefficacité du modèle, à l'échelle du sous-bassin de l'Oued Kébir-amont Endja et qui se remarquent par une forte dispersion d'un ensemble de 3 points en dessous de la droite de tendance indiquant d'importantes sous-estimations (Figure 74).

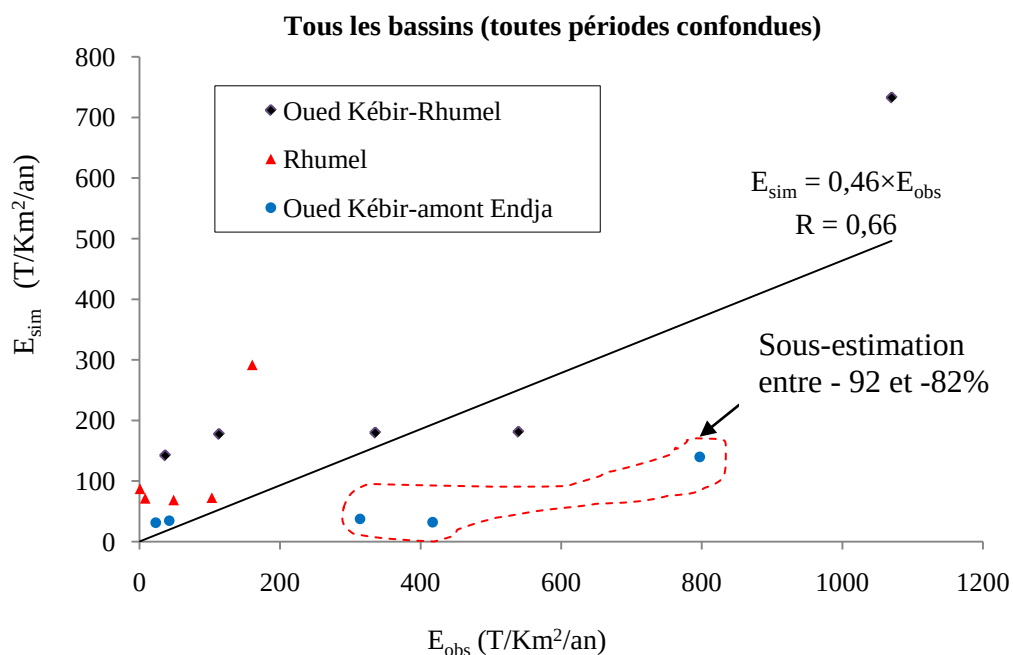


Figure 74. E_{obs} face à E_{obs} pour l'ensemble des bassins (toutes périodes confondues).

IX.3. CALIBRAGE DU MODELE A L'ECHELLE DU DE L'OUED KEBIR RHUMEL

Le but est de rechercher la relation statistique représentant le moins d'incertitude quant à l'estimation du modèle spatial MESALES et, en même temps, qui tienne compte d'un maximum d'observations recueillies sur les différents sites jaugés du bassin.

A cet effet, nous avons proposé une correction de la régression représentée dans la figure 74 et ce, en éliminant les points incohérents et douteux (incertitude très importantes du modèle) observés à l'échelle du sous-bassin de l'Oued Kébir-amont Endja.

L'élimination des 3 paires ($E_{obs}-E_{sim}$) impliquant une forte sous-estimation de l'érosion, dans le secteur du sous-bassin de l'Oued Kébir-amont Endja (périodes de l'hiver, printemps et année) fait ressortir un meilleur ajustement des points, autour de la droite de 45° (Figure 75).

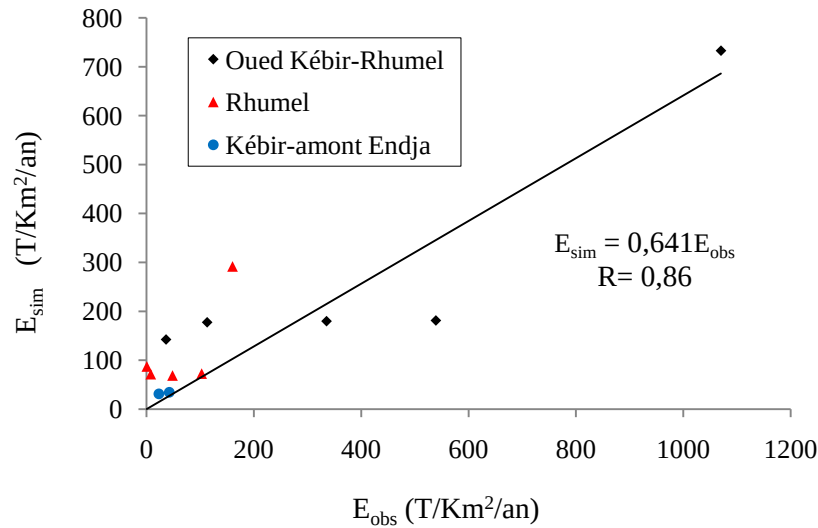


Figure 75. E_{obs} face à E_{obs} pour toute la série, excepté les points douteux.

Le coefficient de corrélation passe de 0,66 (Figure 74) à une valeur de 0,86 (Figure 75), de plus, les valeurs des paramètres statistiques, précédemment calculées, prennent des valeurs significatives: $NSE = 0,70$, $RRMSE = 0,67$, $\Delta E = -16.32\%$ (Tableau 46).

Tableau 46. Résultats statistiques de la corrélation des paires (E_{obs} - E_{obs}) retenues.

Unité hydrologique	$\overline{E_{obs}}$	$\overline{E_{sim}}$	NSE	RRMSE	R	ΔE (%)
Ensemble des bassins, excepté les points (*) du tableau 45.	241,48 $T/Km^2/an$	200,56 $T/Km^2/an$	0,70	0,67	0,86	-16,95

Nous jugeons donc que, pour une incertitude minimale du modèle MESALES, le calibrage de ce dernier doit se faire en corrigeant l'érosion simulée par un coefficient correcteur C_F de 1,56 soit : $Erosion\ réelle = 1,56 \times E_{sim}$.

IX.4. PREDICTION DU TAUX D'EROSION DANS LES GRANDES UNITES NON JAUGEES.

Puisque nous disposons d'une méthode d'estimation de l'érosion, basée sur la cartographie de l'aléa érosion, il est donc possible, à ce stade de travail, de prédire la dégradation spécifique à l'échelle des unités hydrologiques non jaugées. Cependant, étant donné que l'incertitude du modèle, qui est d'autant plus faible que la superficie est importante, nous nous intéressons, alors, à la prédiction de l'érosion, uniquement dans les régions du bassin dont la superficie ne dépasse pas les limites spatiales du bassin.

A cet effet, et au vu des résultats obtenus plus haut, nous supposons que, pour une superficie au-delà de celle du sous-bassin de l'Oued Kébir-amont Endja (de l'ordre de 1000 Km^2), il serait possible de prédire une érosion avec une bonne approximation, selon la

méthode envisagée. Toutefois, toute prédiction doit faire l'objet d'une correction en considérant le facteur CF.

En ce qui concerne la prédiction de l'érosion dans les unités non jaugées du bassin, nous nous sommes intéressés, en cette partie du travail, aux secteurs identifiés précédemment comme étant ceux les plus représentatifs de la distribution spatiale de l'aléa érosion.

Il s'agit, donc, du bassin moyen, supérieur et inférieur ; ces derniers englobent, dans leur périmètres plusieurs sous-bassins (Figure 76).

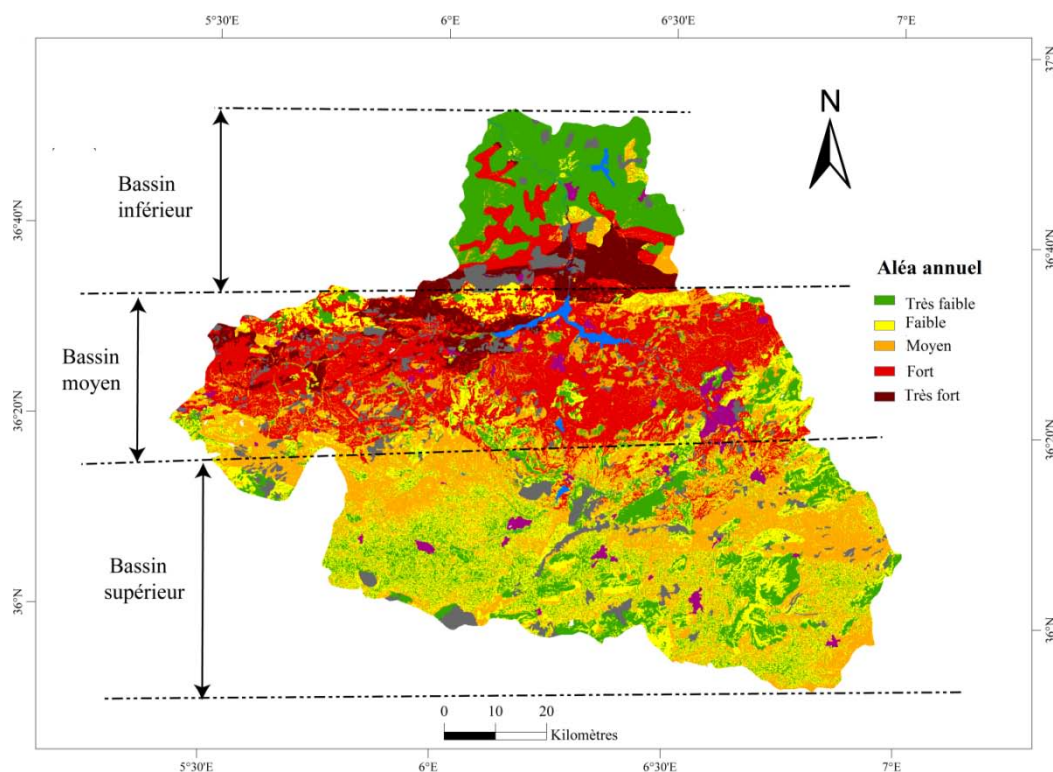


Figure 76. Limites des grandes unités représentatives de l'aléa érosion du Kébir-Rhumel.

Les résultats des estimations montrent une variabilité très significative du taux de dégradation moyen annuel d'un bassin à un autre ($C_v = 0,8$) (Tableau 47). Les valeurs estimées varient de 171 T/Km²/an pour le bassin supérieur à 687 T/Km²/an, à l'échelle du bassin moyen.

Ces résultats montrent, encore une fois, que l'intensité de l'érosion observée dans le bassin moyen, représenté par les sous-bassins de l'Oued Endja, Kébir-amont et le Rhumel Seguin est la plus influençante sur la dégradation du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel.

Le taux d'érosion moyen, estimé au niveau du bassin inférieur, est un peu plus élevé que celui du bassin supérieur (214 T/Km²/an), toutefois, cet ordre de grandeur indique que les régions les plus touchées par la semi-aridité du climat et les moins couvertes par la végétation ne sont pas épargnées du risque d'érosion.

Tableau 47. Valeurs de l'érosion moyenne estimée pour le bassin inférieur, moyen et supérieur du Kébir-Rhumel pour la période (1973/74-2000/01).

Unités	Sous-bassins inclus	Année (T/Km ² /an)	Automne (T/Km ²)	Hiver (T/Km ²)	Printemps (T/Km ²)	Eté (T/Km ²)	Moyenne (T/Km ² /saison)	Cv
Bassin inférieur	Côtier maritime	214	54,05	53,64	52,63	8,64	42,24	0,53
Bassin moyen	Oued Endja Oued Kébir-amont Rhumel Smendou	687	163,57	170,42	167,63	108,81	152,61	0,19
Bassin supérieur	Oued Boumerzoug Oued Rhumel-amont OuedRhumel-Seguin	171	41,93	43,55	40,66	56,81	45,73	0,16
		Cv	0,70					

Les résultats montrent aussi que la variabilité inter-saisonnière de l'érosion, en chaque bassin, est assez contrastée entre les différents secteurs étudiés. Le coefficient de variation varie entre 0,16 (bassin supérieur) et 0,53 (bassin inférieur). Cependant, l'érosion moyenne saisonnière indique une valeur maximale pour le bassin moyen qui est égale à 152 T/Km². Cette moyenne dépasse celle du bassin supérieur et est inférieur d'environ 70%.

Toutefois, au niveau du bassin moyen, nous remarquons que le taux d'érosion est nettement supérieur à la moyenne durant 3 saisons consécutives, allant de l'automne jusqu'au printemps (Tableau 47). Ce n'est que pendant la période estivale que l'intensité de l'érosion marque une diminution (Tableau 47). Cette intensité régulière durant une longue période de l'année se traduit par un coefficient de variation faible (Cv =0,19).

Ces résultats confirment bien nos suggestions indiquées au chapitre précédent, celles qui supposent que le bassin moyen est systématiquement touché par une forte érosion, durant les 4 saisons de l'année.

En revanche, au niveau du bassin inférieur, cette diminution est relativement brusque, le taux d'érosion passe de 52,63 T/Km² durant le printemps à seulement 8,64 T/Km² en été, ce qui traduit un coefficient de variation signifiant égal à 0,53 (Tableau 47).

Paradoxalement, le bassin supérieur indique un taux d'érosion au-dessous de la moyenne saisonnière pour les périodes d'automne, hiver et printemps (Tableau 47). Par contre, l'érosion devient significative durant la période estivale et dépasse la moyenne saisonnière d'environ 19,5% en relation avec le régime pluvieux de type bimodal qui caractérise ces régions.

IX.5. VALIDATION DU MODELE A L'ECHELLE DU BASSIN DE BENI-HAROUN

Afin de tirer des conclusions définitives quant à l'efficacité du modèle spatial établi aux limites du bassin-versant de l'Oued Kébir-Rhumel, et pour la validation de ses limites spatiales et temporelles, nous avons essayé, en cette partie, de procéder à une tentative de validation par rapport aux mesures d'envasement du barrage de Béni-Haroun.

Cette démarche de validation est intéressante, dans le cadre de ce travail, dans la mesure où le barrage en question contrôle, depuis sa mise en service (en août de l'année 2003), environ 70 % de la superficie du bassin-versant de l'Oued-Kébir- Rhumel.

La confrontation des résultats de la bathymétrie avec ceux, simulés par le modèle sur le bassin de Béni-Haroun, peut donc contribuer, d'une manière efficace, à la validation des résultats modélisés, d'autant plus que les mesures d'envasement n'ont pas été intégrées lors du calibrage du modèle.

Le Laboratoire d'Etudes Maritimes (LEM) qui a été chargé de la campagne bathymétrique du barrage de Béni-Haroun indique, dans son rapport, que le barrage de Béni Haroun a perdu, par envasement, depuis l'année de sa mise en service (août 2003) jusqu'à septembre 2013, un volume de l'ordre de 80 Hm^3 soit environ 8,33 % de sa capacité initiale qui était de 960 Hm^3 .

Cependant, pour faire correspondre ce volume en quantité de sédiments qui se déposent annuellement dans la retenue, nous avons procédé de la même manière, utilisée pour l'évaluation de l'envasement du barrage de Hamma grouz (Voir chapitre VII).

De ce fait, pour une superficie contrôlée égale à 6205 Km^2 , nous estimons un taux de dégradation annuelle de $1031 \text{ T/Km}^2/\text{an}$.

Notons que, par rapport à l'extension temporelle réduite des séries des précipitations, cette tentative de comparaison représente un essai de validation par extrapolation des résultats.

En effet, la campagne de levés bathymétriques concerne la période située entre les années 2005 et 2013. Or, les données pluviométriques à disposition ne couvrent que la période antérieure, celle entre les années 1973 et 2001.

Toutefois ce décalage temporel n'empêche pas une éventuelle tentative de comparaison des résultats du modèle, par rapport à un taux d'envasement moyen annuel, supposé régulier d'une année à une autre.

Vu les circonstances, nous supposons donc que cette démarche de validation est un travail complémentaire à ce qui est a été entamé précédemment, mais qui reste, tout de même, une

approche intéressante vis-à-vis de l'efficacité et des limites temporelles du modèle MESALES, établi sur la limite du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

Pour avoir une meilleure approximation quant à l'estimation du modèle aux limites du bassin de Béni Haroun, nous avons retranché, de la carte d'aléa annuel (Figure 70), la partie amont contrôlée par le barrage de Hamma Grouz, étant donné que ce dernier est en service depuis l'année 1987 à ce jour.

La figure ci-dessous, représente la délimitation de l'aléa érosion annuel à l'échelle du bassin contrôlé par le Barrage de Béni-Haroun.

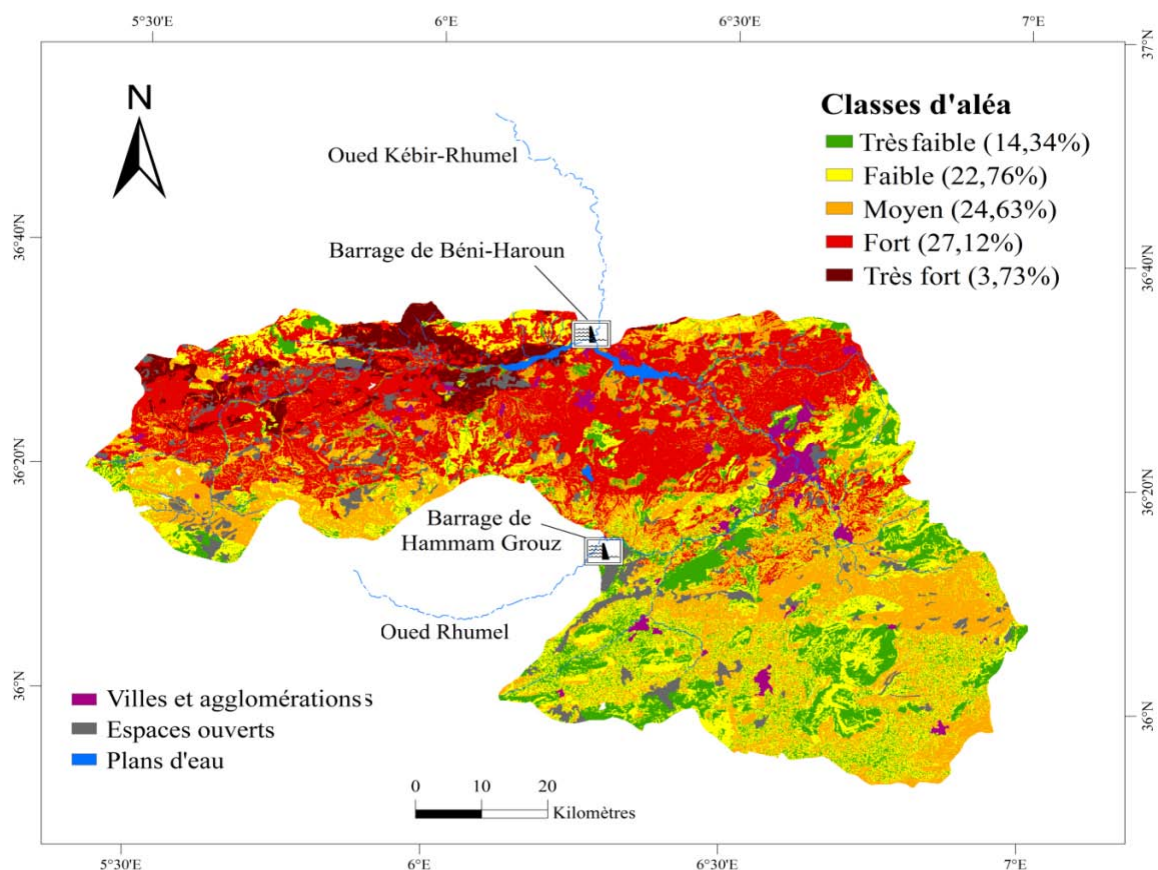


Figure 77. Aléa érosion annuel aux limites du bassin contrôlé par le barrage de Béni-Haroun (période 1973/74-2000/01).

La figure 77 indique que l'intensité de l'érosion est supérieure à la moyenne (classes d'aléa fort à très fort) sur environ 31% de la superficie du secteur. Par ailleurs, la proportion de la classe d'aléa moyen correspond au quart de la superficie du bassin en question.

Selon la méthode de quantification envisagée en ce chapitre, ces proportions d'aléa traduisent un taux d'érosion moyen annuel estimé à 864,54 T/Km²/an. Le détail de calcul de cette valeur est représenté dans le tableau qui suit.

Tableau 48. Détail du calcul du taux d'érosion pour le bassin de Béni-Haroun .

Classes d'aléa	Superficie (Km ²)	Cp (T/ha/an)	Cp×Si	E _{sim} (T/km ² /an)	E* _{sim} (T/km ² /an)
Très faible	889,63	0,5	444,82		
Faible	1412,53	1,5	2118,79		
Moyen	1528,51	6,5	9935,32	554,19	864,54
Fort	1683,07	20	33661,33		
Très fort	231,47	40	9258,95		
$\sum C_{pi} \times Si$			55419,20		

E*_{sim} : Est la valeur corrigée de E_{sim} selon le calibrage du modèle : E*_{sim} = E_{sim}×1,56.

L'estimation du modèle est donc assez proche de quelques centaines de tonnes du taux d'envasement estimé précédemment à 1031 T/Km²/an. Ce léger écart représente une sous-estimation de seulement -16,15% ; cette valeur est comparable à l'incertitude du modèle, estimée précédemment après son calibrage (ΔE = -16,95%). De ce fait, nous pouvons admettre que la prédiction du modèle est satisfaisante, aux limites du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel, notamment à l'échelle de grandes unités hydrologiques.

Étant donné que la prédiction du taux d'érosion fait référence aux proportions de surface des différentes classes d'aléa, ceci nous amène à valider la bonne incertitude de l'information cartographiée par le modèle, notamment l'aléa annuel représenté sur la Figure 70.

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons essayé d'apporter des éléments de validation des résultats du modèle MESALES, simulé précédemment, à l'échelle du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel.

La méthode envisagée, qui s'inspire des résultats de l'IES, s'est avérée pertinente au vu de la l'insuffisance des séries d'observations et a permis, aussi, de transformer l'aspect qualitatif du modèle, sous-forme d'un taux d'érosion exprimé en T/Ha/an.

Le taux d'érosion annuel et saisonnier, estimé d'après l'aléa cartographié, à été confronté aux résultats de quantification, entamés dans le chapitre VII.

Toutefois, en raison du nombre réduit des unités jaugées dans le bassin en question, les déductions tirées de cette comparaison ont été appuyées par une analyse statistique, afin de juger l'efficacité du modèle spatial.

La recherche des meilleures corrélations entre les valeurs simulées et estimées s'est basée sur des analyses individualisées pour chaque unité, ainsi que pour la série complète contenant l'ensemble des paires (érosion estimée-érosion observée) de toutes les unités étudiées.

Les résultats de ces comparaisons ont montré que l'incertitude du modèle spatial est moindre pour les unités ayant des superficies importantes et inversement. Les meilleures corrélations et performances sont celles observées pour les séries du sous-bassin de l'Oued Rhumel (5320 Km²) et pour l'ensemble bassin (8833Km²).

En revanche, les estimations du modèle spatial ont été insignifiantes, pour une grande majorité de la série du sous-bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, étant donné que ce dernier possède la superficie la plus faible, comparée aux autres unités jaugées (1068 Km²). Seules les prédictions de la période de l'automne et de l'été ont été retenues pour ce secteur.

Les résultats retenus de l'analyse statistique ont servi au calibrage du modèle MESALES, ce qui a réduit l'incertitude sur sa prédiction du taux d'érosion de -43,15 % à un taux de -16,95%.

La correction de l'estimation du modèle par calibrage a contribué, non seulement à la prédiction de la dégradation spécifique, au niveau des grandes unités non jaugées, mais aussi à sa validation définitive. De ce fait, d'après cette validation, nous pouvons admettre que :

- L'aléa érosion annuel et saisonnier traduit, à la limite de fiabilité des données climatiques, la situation réelle de l'intensité de l'érosion dans le bassin l'Oued Kébir-Rhumel.
- L'hydrosystème de l'Oued Kébir-Rhumel est très touché par l'érosion, notamment en son bassin moyen qui participe à 64% de sa dégradation. Ces régions sont représentées par les sous-bassins de l'Oued Endja, Kébir-amont et Rhumel Smendou.
- La dégradation spécifique des régions méridionales et septentrionales (bassin supérieur et inférieur) représente respectivement 20 et 16% de celle du bassin régional.

La validation définitive du modèle, selon les mesures de l'envasement du barrage de Béni Haroun témoigne que ce dernier peut largement servir d'outil d'aide à la décision, pour les décideurs de l'environnement et à la prédiction du taux d'érosion, au niveau des grandes unités non jaugées du Kébir-Rhumel.

CONCLUSION GENERALE

A l'issue de ce travail, nous estimons avoir contribué à cerner, dans la limite de la précision des données utilisées, les grands traits de l'érosion des sols et des versants de l'un des grands bassins versants de la partie orientale de l'Algérie : Le bassin de l'Oued-Kébir-Rhumel.

La caractérisation des principaux facteurs physico-géographiques agissant sur l'érosion des sols, et la détermination de plusieurs variables hydro-climatiques ont correspondu à une étape cruciale qui a largement contribué à tirer des déductions définitives, quant à la situation de l'érosion d'un système fluvial, assez vaste et contrasté, comme celui du Kébir-Rhumel.

Les nuances géographiques, constatées pour la plupart des variables estimées, aussi bien climatiques que physiques, ont permis d'individualiser et d'identifier des unités hydrologiques témoignant, d'une façon générale, de l'opposition entre le Tell et les hautes plaines.

Dans chaque partie de ce travail, ce sont l'approche de la sensibilité de chaque région du bassin à l'érosion hydrique, l'estimation des apports solides et la détermination des facteurs influençant l'intensité de l'érosion qui ont suscité, au plus haut point, notre intérêt.

Malheureusement, certaines données hydro-climatiques et cartographiques imprécises et parfois inexistantes (Séries des concentrations des MES, séries horaires et journalières des pluies, intensité des pluies et leur érosivité, quantités des lâchers des barrages, cartographie saisonnière de l'occupation du sol, etc.), nous ont constitué quelques difficultés pour atteindre nos objectifs, mais ceci a été, déjà, considéré comme l'un des grands défis de ce travail.

En se basant sur le dépouillement et le traitement statistique des données d'observations récoltées, et en évitant toute extrapolation, tant à l'échelle temporelle que spatiale, nous avons pu quantifier, en chaque poste de mesure, différents modules hydrologiques et climatiques intéressants : Précipitations et flux hydrologiques liquides et solides, au pas de temps annuel, saisonnier et mensuel. Cependant, leur interprétation a, souvent, fait appel à d'autres facteurs physiographiques et géomorphologiques, en vue de valider ou d'expliquer les mécanismes et les dynamiques hydro-sédimentaires les plus complexes.

La combinaison des réflexions naturalistes et statistiques nous a amenés, avec l'apport redoutable de la cartographie conceptuelle et des principes de la géomantique, appliqués en

milieu physique, à faire ressortir, pour chaque partie intégrante de ce travail, les conclusions suivantes :

1. Concernant l'analyse du milieu physique et de l'aspect climatique:

- Le paysage de l'Oued Kébir-Rhumel s'est développé sous l'effet des mouvements tectoniques et de l'empilement de nappes qui ont fait ressortir une diversité morpho-structurale et lithologique remarquable. Du nord vers le sud, on distingue : Le domaine du Socle kabyle, la nappe des Flyschs, la nappe tellienne et numidienne, ainsi que le domaine de la nappe néritique constantinoise.

Cette morpho-structure impose, sur environ la moitié (50%) du territoire du bassin étudié, une géologie tendre située, notamment au bassin supérieur et moyen et des ensembles moyennement tendres et durs qui se partagent équitablement les deux quarts restants de la superficie du bassin.

La dureté des roches domine, surtout, au niveau du bassin inférieur (côtier maritime) et se combine parfaitement avec l'énergie du relief, imposant, ainsi, un paysage pittoresque au nord, marqué par de nombreuses vallées très étroites, des montagnes très abruptes et de vastes plaines au sud, disséquées sous l'effet de la semi-aridité.

- L'approche quantitative et qualitative de l'occupation du sol nous indique une disparité et une discontinuité du couvert végétal qui décroît du nord vers le sud ; cette discontinuité semble intensifiée par un défrichement important, à caractère anthropique, notamment dans les régions sud-méridionales du bassin. Cependant, avec une dominance flagrante des grandes cultures (60% de la superficie totale), le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel s'identifie, donc, comme un secteur à vocation agricole.

Les vastes terrains cultivés impliquent, surtout, des cultures céréalières imposant une couverture végétale peu dense et parfois absente, durant une longue période de l'année notamment dans son bassin moyen et supérieur. Ceci dit, une grande portion du bassin du Kébir-Rhumel se retrouve partiellement protégée contre la violence et l'agressivité des écoulements, ce qui engendre, souvent, l'entraînement des matériaux, sous l'effet du battage du sol.

En revanche, le couvert forestier et arbustif très dense occupe une faible portion de surface (18% de la superficie totale), et se concentre surtout dans les marges septentrionales, offrant ainsi, aux sols, une protection quasiment permanente.

- La synthèse climatique réalisée dans ce travail a permis d'identifier les grands traits du climat du bassin pour la période (1973/74- 2000/01) et, en l'occurrence, son régime

pluvieux qui met en évidence un gradient régional décroissant, du nord vers le sud : Le module pluvieux passe, d'une valeur inférieure ou égale à 400 mm/an, au niveau du bassin supérieur englobant les hautes plaines, à plus de 960 mm/an, au niveau du bassin supérieur (côtier maritime), mais dans l'ensemble, le bassin est soumis à une précipitation moyenne de l'ordre de 534 mm/an.

Ce module annuel semble être considérablement affecté par la semi-aridité du climat qui s'impose sur environ 66% de la superficie totale du bassin. Malgré cette dominance, on aperçoit, en certaines régions, l'influence d'autres étages bioclimatiques allant d'un climat semi-aride, au sud, à un climat humide au nord et, ce, en traversant un climat sub-humide qui s'impose surtout sur les parties occidentales (Oued Endja).

A l'échelle temporelle, la variabilité des précipitations n'est significative qu'à l'échelle des saisons et des mois ($0,52 < C_v < 0,54$). Mais, ce sont, notamment, la saison d'hiver et du printemps qui soutiennent le plus le régime moyen annuel du bassin, avec respectivement, un taux de contribution de 38% et 30%.

Malgré le manque flagrant et la discontinuité des mesures journalières, la caractérisation des événements climatiques extrêmes a été, quand même, abordée notamment dans les régions les plus représentatives du bassin. Cette analyse montre que les averses orageuses susceptibles de générer des crues violentes sont plus fréquentes notamment dans le bassin inférieur et moyen. Ces averses dépassent, le plus souvent, les 30 mm en 24 heures et se manifestent, notamment en hiver. Toutefois, à raison de 7 jours/an, le Kébir-Rhumel est soumis à des averses dépassant même les 100 mm en 24 heures, exceptionnellement dans les régions très humides du nord.

Ces événements peuvent être très dramatiques pour les sols, par l'initiation de rigoles, de ravines et le transport de grandes quantités de sédiments dans les cours d'eau.

2. Concernant l'analyse des flux hydro-sédimentaires et la quantification

des transports solides :

- Avec un débit moyen annuel de 21 m³/s, et un apport annuel de 666 millions de m³ (période 1973-2001) en sa partie aval (A El Ancer), le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel se classe parmi les bassins algériens les plus riches en potentialités superficielles.

La variabilité annuelle des écoulements et des apports hydrologiques est significative d'une année à une autre ($C_v = 0,5$) et influencée, notamment par l'année caractéristique 1984/85 qui a marqué la plupart des bassins de l'Est algérien, aussi bien en termes de

précipitation qu'en termes d'écoulement. Au cours de cette période, l'Oued Kébir-Rhumel a débité plus du double de son module annuel ($52 \text{ m}^3/\text{s}$), pour une hauteur moyenne de pluie de l'ordre de 734 mm.

L'irrégularité des flux hydrologiques est encore mieux marquée, à l'échelle mensuelle : En période sèche (entre la mi-mai jusqu'à la mi-novembre), l'écoulement peut tomber nettement en dessous de $2 \text{ m}^3/\text{s}$ (en août), tandis qu'en période excédentaire, ce dernier peut dépasser les $50 \text{ m}^3/\text{s}$ (en février).

Pis encore, en période de fortes crues, le Kébir-Rhumel enregistre, en son aval, des débits record dépassant les $2000 \text{ m}^3/\text{s}$, véhiculant, en si peu de temps, plusieurs centaines de millions de mètres cubes.

A l'irrégularité temporelle, s'ajoute une variabilité spatiale des écoulements très présente, indiquant, comme pour les paramètres cités plus haut, un contraste flagrant entre le domaine des hautes plaines (au sud) et celui du littoral (au nord). En effet, on passe d'une lame d'eau moyenne inférieure à 10 mm/an et un coefficient assez faible de 1,6% (bassin supérieur de l'Oued Boumerzoug) à une hauteur de 82mm en aval (bassin inférieur à El Ancer) correspondant à un coefficient d'écoulement de 15,4%.

- La partie quantification du transport solide en suspension a constitué le noyau de notre travail et s'est basée, essentiellement, sur les mesures instantanées des débits et des concentrations des matières en suspension, disponibles, malheureusement, uniquement au niveau des stations d'EL Ancer, Grarem et Tassadane qui contrôlent, respectivement, l'aval des sous-bassins de l'Oued Kébir-Rhumel, le Rhumel et le Kébir-amont Endja.

La modélisation et l'interprétation statistique des relations Q-C et Q-Qs, élaborée dans cette partie, est parvenue à la quantification des apports et de la charge solide, au niveau du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel et à celle des unités citées plus haut. Ceci a permis d'avoir une première approche sur leurs taux de dégradation des sols et d'analyser l'évolution de la dynamique érosive, au regard des variables hydro-climatiques, précédemment estimées à plusieurs échelles temporelles.

Il ressort, donc, que le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel se dégrade avec une moyenne de $1070 \text{ T/Km}^2/\text{an}$, correspondant à un apport solide moyen annuel de 8,96 millions de tonnes (période 1973/74-2000/01). Un tel taux de dégradation classe ce dernier parmi les hydro-systèmes les plus dégradés du territoire national et surtout ceux de l'Est algérien. En effet, sa dégradation spécifique est nettement supérieure à celle de

la plupart des unités des bassins constantinois (Oued Kébir-Ouest, Saf Saf et Kébir-Est), celle de la Seybouse (Oued Ressoul, Bouhamdène et Mellah) et même des hauts plateaux (Oued Sltez et Reboa).

Par ailleurs, la variabilité temporelle des apports solides du Kébir-Rhumel, à différentes échelles (annuelle, saisonnière et mensuelle), semble étroitement liée à celle des écoulements. Cependant, les saisons d'hiver et de printemps contribuent, respectivement, à 52% et 37% de l'apport solide annuel. Les apports solides et ceux des écoulements mensuels marquent, simultanément, leurs maxima en février, avec un apport de 1,67 millions de tonnes et un écoulement de l'ordre de $52 \text{ m}^3/\text{s}$. A l'inverse, durant le mois d'août, ces mêmes paramètres indiquent une concomitance de valeurs très faibles correspondant à un apport solide inférieur à 50 mille tonnes et un écoulement en dessous de $2 \text{ m}^3/\text{s}$.

En période de crue, la charge en suspension de l'Oued Kébir-Rhumel prend toute son ampleur, notamment en aval du bassin : Les teneurs instantanées maximales en MES peuvent facilement dépasser les 30g/l , durant les événements extrêmes.

L'Oued Kébir-amont Endja, représentatif de la partie occidentale du bassin, dévoile un taux de dégradation important de 797 T/Km^2 , correspondant à 5 fois au taux de son oued opposé (l'Oued Rhumel) et, ce, pour la même période de référence (1973-2001).

Un tel contraste reflète une variabilité spatiale de l'érosion assez complexe, d'une région à une autre du bassin, liée à la fois aux nuances géographiques des conditions climatiques et à une variabilité de la sensibilité des terrains à l'érosion, d'une région à une autre.

3. Concernant la sensibilité du milieu physique à l'érosion et la spatialisation de l'intensité de l'aléa érosion :

Ce travail n'aurait certainement pas été complet, si nous n'avions pas intégré un modèle spatial d'érosion qui a permis, d'une part, de spatialiser à une échelle correcte, l'aléa érosion et d'autre part d'avoir une approche qualitative et quantitative sur l'ampleur du phénomène aux limites du bassin étudié.

C'est justement là que réside l'originalité de notre travail qui a tenté, tout au long des différents chapitres, de relever un grand défi, celui de caractériser, avec le moins d'incertitude possible, les grands traits d'érosion d'un bassin tel que celui de l'Oued Kébir-Rhumel, incluant très peu de mesure de transport solide, en son vaste domaine.

Le choix du modèle estimatif de l'aléa érosion (MESALES), développé par l'INRA à été inéluctable, compte tenu de la base de données spatiales et pluviométriques, mise à notre disposition et du fait de son efficacité, déjà validée par les experts, à l'échelle des grands bassins fluviaux de la Méditerranée. D'ailleurs, l'application du modèle MESALES à notre zone d'étude représente un premier essai de ce dernier, dans les bassins fluviaux algériens.

Le travail minutieux, réalisé dans cette partie, s'est focalisé, en premier lieu sur la conception d'une série de cartes thématiques, constituant les principaux paramètres d'entrée du modèle.

Cette étape a rendu possible, par la suite, la simulation de ce dernier aux limites géographiques du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel et, mieux encore, de traduire les proportions des classes d'aléa en variables quantifiables, exprimant un taux d'érosion annuel en (Tonnes /Km²/an).

Toutefois, quelques incohérences, sur certains résultats simulés par le modèle, ont été décelées, ce qui a suscité une démarche statistique de calibrage, suivie d'une validation sur la base des mesures d'envasement de la digue Béni-Haroun, réalisée par l'ANBT pour la période allant de 2005 à 2013.

Cette démarche a été une étape nécessaire et cruciale pour améliorer les résultats du modèle et de limiter l'incertitude de ce dernier à une valeur correcte d'environ -16%.

Les résultats intéressants, obtenus après calibrage, nous ont permis de prédire avec une bonne approximation, la dégradation spécifique dans les grandes unités non-jaugées du bassin et d'appuyer nos décisions définitives.

D'autre part, l'aléa érosion cartographié dans ce travail a contribué, d'une manière importante, à l'analyse des nuances géographiques de l'intensité de l'érosion ainsi qu'à celle la sensibilité potentielle des terrains au même phénomène, à l'échelle annuelle et des saisons.

Cette cartographie, est très intéressante, dans la mesure où elle constitue un véritable outil d'aide à la décision, pour la lutte contre le phénomène de l'érosion dans le Kébir-Rhumel.

A la lumière des résultats qualitatifs et quantitatifs, générés par le modèle spatial, nous pouvons appuyer nos réponses, vis-à-vis de notre problématique de départ, par les déductions définitives suivantes :

- 1) Vis à vis de l'occupation du sol, du relief, de la battance et de l'érodibilité du sol, on peut admettre que plus de la moitié du bassin (57 % de la superficie totale) traduit une sensibilité à l'érosion hydrique allant de modérée à forte.
- 2) La combinaison entre les facteurs influençant l'érosion et l'érosivité des pluies s'effectue d'une manière très particulière, d'une région à une autre et d'une saison à une autre, en lien direct avec les nuances géographiques des précipitations et de la particularité du milieu physique, jugée déjà très contrastée, surtout dans le sens de la latitude. Néanmoins, l'aléa érosion annuel et saisonnier individualise, toujours, les mêmes régions, citées précédemment de la manière suivante :

- **Un bassin inférieur bien protégé contre l'érosion hydrique:**

Ce secteur n'est pratiquement touché par l'érosion qu'à certains endroits bien précis correspondant à 35% de sa superficie totale. Le taux de dégradation du bassin inférieur est estimé à 214 T/Km²/an (période 1973-2001), soit 20% de la dégradation spécifique du Kébir-Rhumel.

Malgré un climat très humide impliquant une forte périodicité de pluies torrentielles et une topographie très accentuée (pente moyenne de 29%) qui domine le paysage à 42%, les sols du bassin inférieur se trouvent efficacement protégés contre l'érosion et, ce, pendant les 4 saisons de l'année, en raison: (1) d'une occupation du sol caractérisée par des espaces fortement boisés et des forêts très denses de chêne qui se développent sur presque la moitié de la superficie du bassin inférieur (47%) ; (2) d'une géologie majoritairement dure, regroupant des roches métamorphiques issues du socle kabyle et qui reflètent une érodibilité et une battance des sols très faibles.

Toutefois, quelques zones cultivées sur des versants abruptes (> 25%) coïncident avec des horizons, plus au moins friables, et forment, par endroits, des sols très instables, notamment dans les versants nord de la ville de Hamala (sud-est du bassin inférieur). Ces versants présentent une érosion localement intense qui se présente, essentiellement, sous forme de glissement de terrain.

Sinon les traces d'érosion sont quasiment absentes ou très négligeables, dans le reste du bassin inférieur, mais une éventuelle extension des activités humaines (défrichement des forêts et développement de l'activité agricole) à long terme, peut désormais réduire considérablement la sensibilité du milieu et favoriser l'apparition d'autres formes d'érosion préoccupantes, surtout que l'érosivité des pluies est très importante, en ce secteur.

- **Un bassin moyen fortement et systématiquement touché par l'érosion des sols en toutes saisons.**

C'est vraisemblablement la région la plus dégradée du Kébir-Rhumel, sous l'effet d'une érosion fortement intense. Environ 64% de la perte en sols du Kébir-Rhumel provient de ce secteur qui se dégrade, selon un taux élevé, estimé à 687 T/Km²/an (période 1973-2001). Cette dégradation annuelle est générée par une pluviométrie moyenne de 592 mm/an et une sensibilité des terrains à l'érosion, jugée forte à très forte, sur environ 48% de ce domaine.

Il en est de même, à l'échelle des saisons où le taux des pertes en sol reste important, avec une moyenne de 100 T/Km². Le modèle indique que les classes d'aléa érosion fort à très fort perdurent, en certains secteurs, même durant la période estivale.

Cependant, c'est surtout la région occidentale du bassin moyen, représentée par l'unité de l'Oued Endja qui contribue le plus à la dégradation du paysage du bassin moyen, en particulier et à celui du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, en général.

Nous admettons, donc, que la dégradation importante du bassin moyen est liée étroitement aux facteurs suivants :

- Les terrains agricoles se développent sur plus de 47% de sa superficie, auxquels s'ajoute une portion non négligeable de 16% correspondant à des arbustes et à du mattoral favorisant l'apparition des écoulements violents.
- Les roches tendres s'imposent à 53% dans le secteur du bassin moyen ; ces lithologies confèrent, au bassin moyen, une forte érodibilité sur 56% de sa superficie et une battance des sols modérée dans l'ensemble.
- Environ 3 quarts du bassin moyen (75 %) sont soumis à des précipitations agressives, représentées par un module allant de 548 à plus de 1300 mm/an.
- Les fortes déclivités (15-30%) prédominent sur environ 44% du paysage du bassin moyen, cependant, le relief indique quelques pentes plus accentuées encore (>40%) aux environs de l'Oued Endja (à l'Ouest).

Les conséquences de l'érosion, dans le bassin moyen, sont dramatiques, notamment dans les versants ouest, très sensibles surtout aux ravinements. Sinon, plusieurs régions, à fort potentiel de glissement de terrain, s'observent dans les parties centrales, aux environs de Mila et, de part et d'autre, des rives de l'Oued Rhumel sur la partie orientale.

Plusieurs traces de sapements de berges se remarquent le long des oueds et, parfois-même, des terrains cisailés pour être arrachés et déplacés directement dans l'oued.

- **Un bassin supérieur, peu érodé et dans lequel l'érosion est plus marquée seulement en certaines saisons :**

Cette partie du bassin est celle qui indique le moins d'intensité du phénomène d'érosion ; son taux de dégradation est celui le plus faible et estimé à $171 \text{ T/km}^2/\text{an}$. Le bassin supérieur abrite d'immenses hautes plaines, soumises excessivement à l'effet de la semi-aridité du climat. De plus, l'occupation du sol, ainsi que les conditions topographiques, lithologiques et climatiques, indiquent un contraste flagrant avec les régions septentrionales du bassin inférieur : Les grandes cultures (céréalières principalement) envahissent le paysage du bassin supérieur à plus de 70 %, les sols se retrouvent donc peu couverts par la végétation, durant une longue période de l'année. A cela s'ajoute une lithologie majoritairement tendre, constituée essentiellement de dépôts de matériel récent (Quaternaire) et d'éboulis et qui forment des sols profonds, ayant une battance et une érodibilité modérées.

Néanmoins, la dominance des replats (généralement $< 10\%$) sur ce même secteur et sur une portion importante de 60% réduit incessamment le risque d'une érosion importante, d'autant plus que le régime pluvieux est relativement faible ($\leq 400 \text{ mm /an}$).

L'érosion peut être, donc, localement intense et peu se développer, uniquement sous l'effet d'averses torrentielles exceptionnelles. Ces phénomènes très locaux n'apparaissent pas à longueur d'année et se manifestent, d'une manière tardive, entre la fin du printemps et l'automne et sont très probables, notamment en période d'été.

L'érosion, en nappe ou diffuse, est la forme d'érosion la plus probable en ces régions où le matériel altéré est entraîné par lessivage, comme c'est le cas dans les versants sud d'Ain M'lila et de Tadjnanet.

A ce stade, on peut admettre que la situation du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel vis-à-vis de l'érosion hydrique est relativement grave et l'impact de la forte dégradation de son milieu physique prend plusieurs aspects :

- **Un impact sociodémographique et économique :** Menaçant la population du Kébir-Rhumel, notamment celle concentrée dans le bassin moyen. Par coïncidence, cette région, intègre la plus forte densité de la population du Kébir-Rhumel, estimée à environ $570 \text{ Habitants /Km}^2$ et qui se répartit entre les villes de Constantine, de Mila et leurs communes rattachées : Didouche Mourad, Grarem, Redjas, Zeghaya, Ferdjioua.

La perte considérable en sols arables provoquera, sans doute à moyen et/ou à long terme, la paupérisation de la classe riveraine de cette population, car les ressources financières sont justement liées aux revenus agricoles.

Ajoutons à cela, les phénomènes de glissements de terrains, très fréquents dans le bassin de Mila, qui ont déjà causé l'effondrement de plusieurs constructions, appartenant aux riverains.

- Un impact sur l'envasement des retenues et la réduction des ressources en eau:

L'impact de la dégradation des sols du Kébir-Rhumel, sur les barrages en exploitation inclus en son périmètre, se fait déjà sentir d'après les rapports de campagnes de bathymétrie, établis durant l'année 2004 par l'ANBT.

A l'égard du barrage de Boussiaba (El milia-Jijel), situé dans un environnement peu sensible à l'érosion (Bassin inférieur), les services d'exploitation ont noté un taux d'envasement préoccupant, notamment pour le barrage de Béni-Haroun, installé à l'aval de l'Oued Rhumel (Région de Mila).

En seulement 10 ans d'exploitation (de 2005 à 2013), ce barrage a perdu un volume d'eau estimé à 8,33 %. Cette perte est importante, compte tenu de sa capacité initiale (960 hm³) et impliquera, à long terme, un déficit important au détriment, des besoins en eau et en irrigation, de plusieurs villes (Mila, Constantine, Jijel, Khenchela, Oum El Bouaghi, Batna).

Quant au barrage de Hamma Grouz (El Outmania-Constantine), qui contrôle la partie amont de l'Oued Rhumel (Le Rhumel-Seguin), il s'envase avec un taux moindre que celui du Béni-Haroun, mais depuis l'année 1987, date de sa mise en service, ce dernier semble déjà avoir perdu presque 11% de sa capacité, en date de juin 2004 (perte d'eau moyenne d'environ 0,3 hm³/an).

Ceci dit, si, aucune mesure de protection antiérosive n'est entreprise, au cours de ces 20 prochaines années, les barrages de Béni Haroun et de Hamma Grouz auront perdu environ le quart (25%) de leurs capacités initiales.

Dans cette optique, la mesure de lutte antiérosive du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel s'oriente systématiquement vers la protection du bassin contrôlé par le barrage de Béni-Haroun, étant donné que ce dernier contrôle, en son amont, quasiment 70 % de la superficie totale du Kébir-Rhumel ; cette emprise est intégrée totalement dans le bassin moyen et supérieur du Kébir-Rhumel.

Notons que, les prédictions de la dégradation du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel, relatives à la période (1973-2001) et la cartographie du risque d'érosion élaborée en ce travail, restent représentatives pour la situation actuelle du bassin, d'autant plus que la prédiction du modèle spatial a été validée, justement, sur la base des mesures d'envasement du barrage de Béni Haroun (période 2003-2013) et peuvent, donc, (ces prédictions) largement servir comme supports d'aide à la décision, pour les décideurs de l'environnement.

Afin d'affiner ce travail, nous avons proposé, dans la section qui suit, une série de techniques et de mesures de protection antiérosives, découlant de notre recherche bibliographique. Ces recommandations englobent une série d'idées permettant d'envisager, à l'avenir, des plans d'aménagements visant la réduction du taux de dégradation du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel et/ou de Béni Haroun, donc, à réduire le taux d'envasement de la retenue de Béni-Haroun et, conséquemment, à prolonger la durée de vie utile de sa retenue.

RECOMMANDATIONS

La réduction optimale du taux d'érosion dans les bassins fluviaux très dégradés doit être basée sur l'aménagement des versants, des ravines et les thalwegs (Dunne, 1988; Paskett, 1982; Roy et al., 2006). Cependant, compte-tenu des formes d'érosion les plus probables, dans le bassin du Kébir-Rhumel (Ravinement, glissement de terrain et érosion en nappe) et de l'expérience maghrébine dans le domaine de la lutte contre le phénomène d'érosion, nous avons pu formuler les recommandations suivantes :

1. Recommandations pour le traitement des ravinements et l'aménagement des oueds

Le ravinement est un problème sérieux en Algérie et les aménagements proposés dans cette partie pour traiter les ravines et des talwegs sont une combinaison, d'une part, des mesures mécaniques et, d'autre part, de techniques biologiques (voir tableau 49).

Cependant, les interventions mécaniques que nous proposons, pour ce cas, sont principalement des seuils soit en gabions, soit en pneus usés, ou encore en grillage métallique. La sélection du type de seuil s'effectuera sur le terrain, selon les matériaux disponibles et le budget mis à disposition, car, à titre d'exemple, le coût du grillage métallique est, généralement, trois fois moins élevé que celui des seuils en gabions (Roose, 1994; Roose et al., 2001).

De plus, il est reconnu que la stabilisation finale des ravines doit s'effectuer en utilisant de la végétation (Roy et al., 2006). Les espèces végétales suggérées pour stabiliser les versants des ravines sont des herbes à rhizomes qui auront l'avantage de suivre et de se multiplier progressivement, selon l'élévation des sédiments dans la ravine, suite à la construction des seuils. Aussi, la plantation d'opuntia (figuier de barbarie) en lignes, d'une manière continue et serrée sur les flancs de la ravine, permettra de recentrer les écoulements.

La plantation d'opuntia est déjà utilisée avec succès, car cette plante est efficace pour fixer les sols, tout en permettant aux paysans de se procurer un revenu grâce à la récolte du fruit et à une production de fourrage (FAO, 2002).

Par la suite, dès qu'un volume suffisant de sédiments se sera déposé dans la ravine, une ligne d'arbres et d'arbustes pourra être plantée, en bordure de la ravine, pour stabiliser les versants.

Il est important de souligner que ce ne sont pas tous les sédiments provenant des versants qui s'acheminent immédiatement dans le réservoir. D'après Mahmood and Mundial (1987), il a été estimé que plus de 90 % des sédiments provenant de l'érosion des versants sont entreposés temporairement dans les grands bassins, entre les événements pluviométriques suite à leur

déplacement initial. Ces sédiments entreposés s'acheminent, ensuite, d'une manière tardive vers la partie aval, là où se trouvent, généralement, les retenues des barrages et contribuent à leurs envasement, et ce, malgré plusieurs années de lutte contre l'érosion sur les versants.

Du fait que le retard est considérable entre le déplacement initial des sédiments sur les versants et leur arrivée tardive dans le réservoir, les autorités peuvent investir entre temps sur des ouvrages spéciaux de protection qui contribueront à réduire l'envasement du barrage à court terme.

Ces ouvrages peuvent être des petites retenues collinaires en terre qui recueillent l'eau d'un bassin-versant ayant une superficie de quelques hectares à quelques kilomètres carrés. Leur construction vise, essentiellement, à protéger le barrage en aval, en créant, artificiellement, une zone de dépôt de sédiments, tout en mettant, à la disposition des paysans, une source en eau. Cependant, l'efficacité des retenues collinaires dépend de nombreux facteurs, tels que le choix du site et la réalisation technique de la retenue. Ces détails n'ont pas été discutés dans le cadre de cette partie, mais d'après ce qui a été déduit, il sera judicieux que leur implantation soit dans la région occidentale du bassin moyen et plus précisément à l'Oued Kébir-amont Endja.

D'autres ouvrages peuvent être proposés, tels que les ouvrages de capture de sédiments dans les oueds. Ces ouvrages se démarquent des retenues collinaires par la construction de seuils non imperméables, ce qui proscrit toute possibilité de stockage d'eau.

Concernant, le phénomène de sapement de berges, il est connu que la force cinétique, reliée à l'écoulement de l'eau, peut exercer un énorme stress sur les berges des cours d'eau et y éroder les matériaux les plus fragiles. Ainsi, ce phénomène provoque l'éboulement de masses importantes de sols, dans les cours d'eau. Ces masses se fragmentent alors et s'incorporent à la charge du cours d'eau.

Toutefois, la localisation de ces zones de sapement ne peut s'effectuer avec un SIG du fait de leur emplacement ponctuel, par rapport à l'échelle du bassin-versant.

Par conséquent, pour mieux repérer ces zones, il est conseillé, soit de comparer des photographies aériennes des bassins-versants, prises à deux époques différentes, soit d'effectuer des campagnes de terrain le long des oueds afin d'identifier ces zones.

2. Recommandation pour l'aménagement des versants

Le traitement des versants est fondamental afin de diminuer l'érosion en nappe et la susceptibilité aux glissements de terrain. Ces aménagements ont pour objectif d'empêcher le

ruissellement en favorisant l'infiltration de l'eau dans les sols et son évacuation. Les interventions peuvent se classer en deux grands groupes :

- ✓ Les pratiques agricoles : Les bonnes pratiques en agriculture devraient avoir comme principe commun de minimiser les superficies de sols sans couvert végétal, de gérer le couvert végétal de façon évolutive et de favoriser la porosité et la structure du sol.

Il est important de souligner qu'il faut adapter ces pratiques en fonction des situations locales, car une pratique intéressante pour un site précis n'est pas nécessairement adaptée pour un autre site (Dupriez et al., 1990). Quelques exemples et spécifications techniques sur l'application des pratiques agricoles sont définis en Annexes 20.

- ✓ Les aménagements antiérosifs :

Ils se distinguent par leurs effets durables s'étalant sur de nombreuses années. Ces aménagements sont complémentaires aux pratiques agricoles et leur but est de ralentir le ruissellement de l'eau en favorisant son infiltration dans le sol (Tableau 49).

Par ailleurs, l'aménagement des versants doit également considérer les glissements de terrain car les méthodes de lutte pour éviter l'érosion en nappe pourraient créer des conditions favorables à leur déclenchement. En effet, les eaux de pluies dont l'infiltration a été facilitée pour contrer l'érosion en nappe pourraient atteindre plus rapidement le plan de glissement. Pour éviter cette situation indésirable, les sols peuvent faire l'objet de travaux de drainage afin d'évacuer l'eau de ruissellement ou en bonifiant l'assolement des terres afin d'assécher le terrain en augmentant l'évapotranspiration.

Le reboisement peut aussi s'avérer efficace si le plan de glissement est situé proche de la surface du sol, car les racines des arbres exerceront une forte résistance mécanique au cisaillement de la couverture pédologique (Roose, 1994).

Tableau 49. Types d'aménagements anti-érosifs proposés.

Type d'aménagement	Désignation	Détails et spécifications techniques
Biologique	Pratiques agricoles	Cf. Annexe 21
	Plantation d'opuntia	
	Revégétalisation	
	Haies vives	Cf. Annexe 22
	Plantation fruitière	
	Reboisement	Cf. Annexe 23
Mécanique	Cordons de pierres	Cf. Annexe 24
	Murettes	Cf. Annexe 25
	Banquettes	
	Seuils dans les ravines	
	Drains et exutoires	Cf. Annexe 27

3. Recommandations pour le choix des zones prioritaires et des techniques appropriées pour chaque type d'occupation du sol.

Selon la répartition spatiale de l'intensité de l'aléa érosion annuel et saisonnier, dans le bassin du Kébir-Rhumel (Figure 70 et 71), nous avons projeté un organigramme (Figure 78) pour le choix géographique des zones d'intervention prioritaires, localisant, tout d'abord, la priorité à l'échelle des grandes unités du bassin, puis celle à l'échelle des sous-bassins intégrés en ces dernières.

Toutefois, l'ordre de priorité d'intervention dans le sous-bassin lui-même se fera, selon l'importance des proportions de surface de chaque type d'occupation du sol (Figure 78).

Notons que le type d'occupation de sol, mentionné dans cette partie, est celui qui apparaît sur la carte (Figure 19) établie précédemment, au chapitre IV (voir page 61).

Ainsi, selon la forme et le type de processus d'érosion constaté sur terrain, nous proposons, dans le tableau 50, les différentes combinaisons des interventions antiérosives qui s'adaptent le mieux, pour chaque type d'occupation de sol.

Nous espérons, à travers ce modeste travail, avoir contribué, en plus de la caractérisation des grands traits d'érosion du Kébir-Rhumel, à apporter un support d'orientation pour les intervenants de l'environnement.

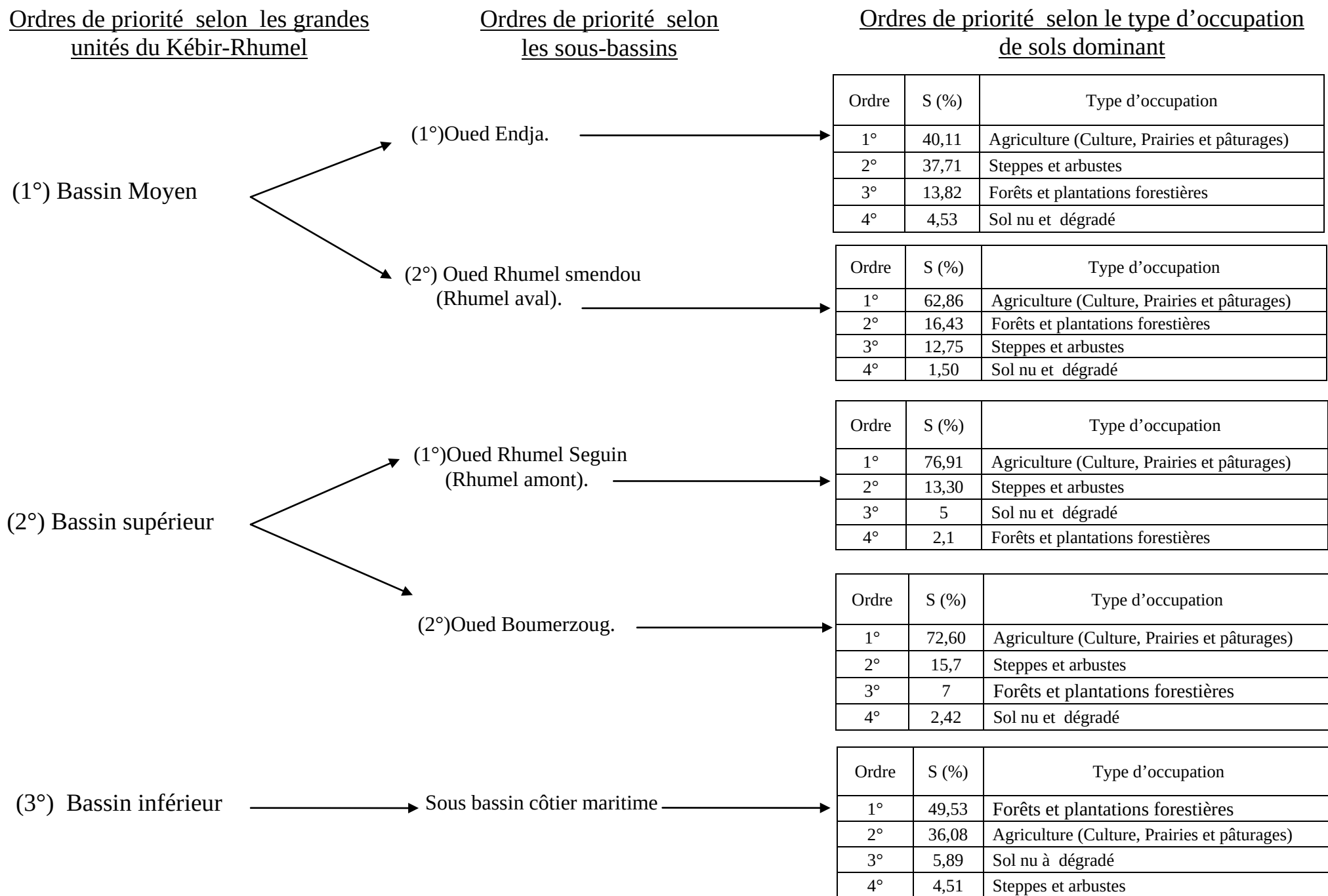
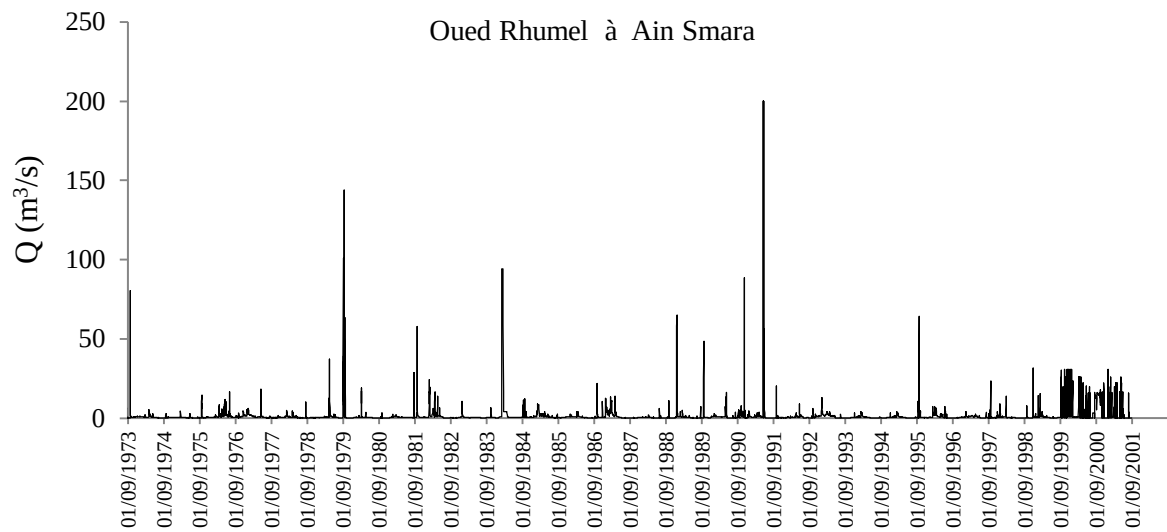
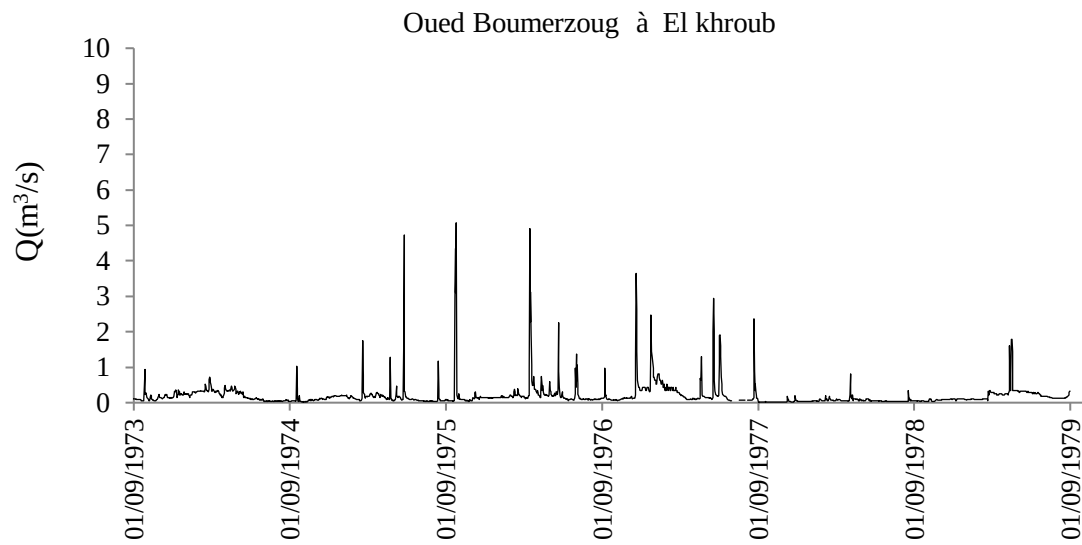


Figure 78. Organigramme de planification des aménagements anti-érosifs.

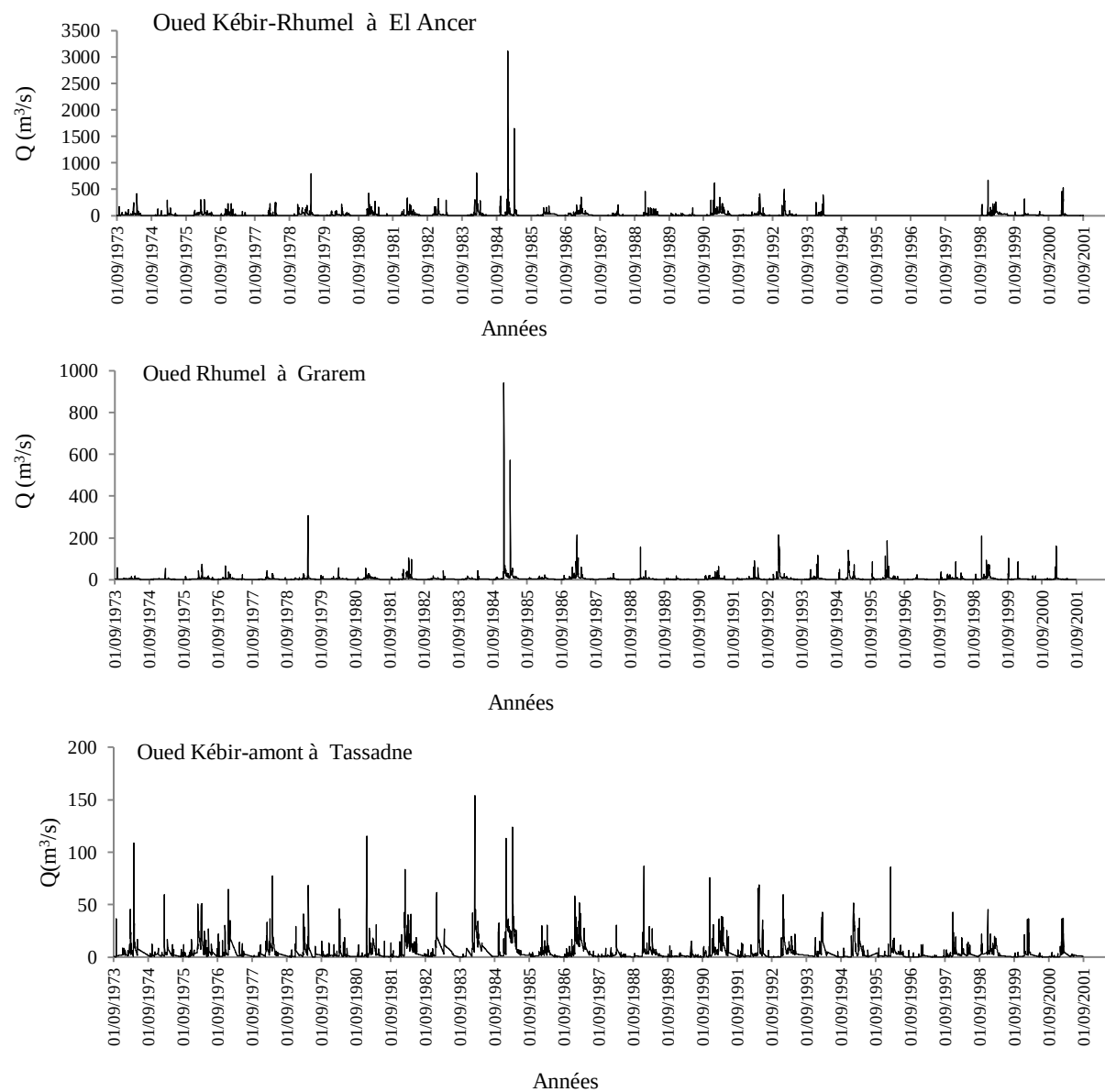
Tableau 50. Combinaison de techniques antiérosives pour chaque type d'occupation du sol.

Type d'occupation du sol		Type d'érosion	Techniques biologiques	Techniques mécaniques
			Pratiques agricoles Opuntia Revégétalisation Haies vives Reboisement Plantations fruitières	Cordons de pierres Murettes Banquettes Seuils (ravines) Drains et exutoires
Agriculture	Cultures	Érosion en nappe Ravinement Glissement de terrain	• • • • • •	• • • •
	Pâturage	Érosion en nappe Ravinement Glissement de terrain	• • • • • •	• • • •
Steppes et arbustes	Steppes	Érosion en nappe Ravinement Glissement de terrain	• • • • • •	• • • •
	Mattoral	Érosion en nappe Ravinement Glissement de terrain	• • • • • •	• • • •
	Maquis et garrigue	Érosion en nappe Ravinement Glissement de terrain	• • • • • •	• • • •
Plantations forestières	Densité faible	Érosion en nappe Ravinement Glissement de terrain	• • • • • •	• • • •
	Densité moyenne	Érosion en nappe Ravinement Glissement de terrain	• • • • • •	• • • •
	Densité élevée	Érosion en nappe Ravinement Glissement de terrain	• • • • • •	• • • •
Forêts	Toutes densités confondues	Érosion en nappe Ravinement Glissement de terrain	• • • • • •	• • • •
Autres	Sol nu ou dégradé	Érosion en nappe Ravinement Glissement de terrain	• • • • • •	• • • •

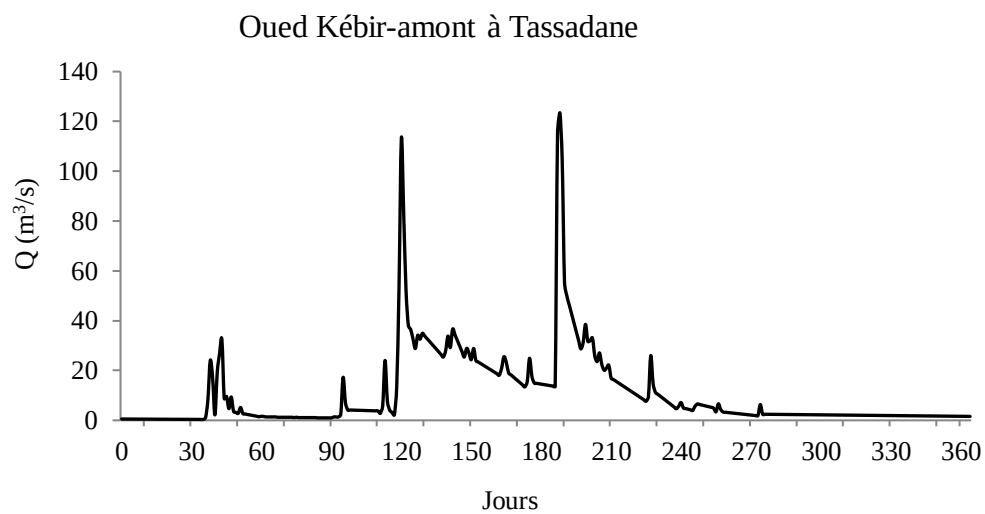
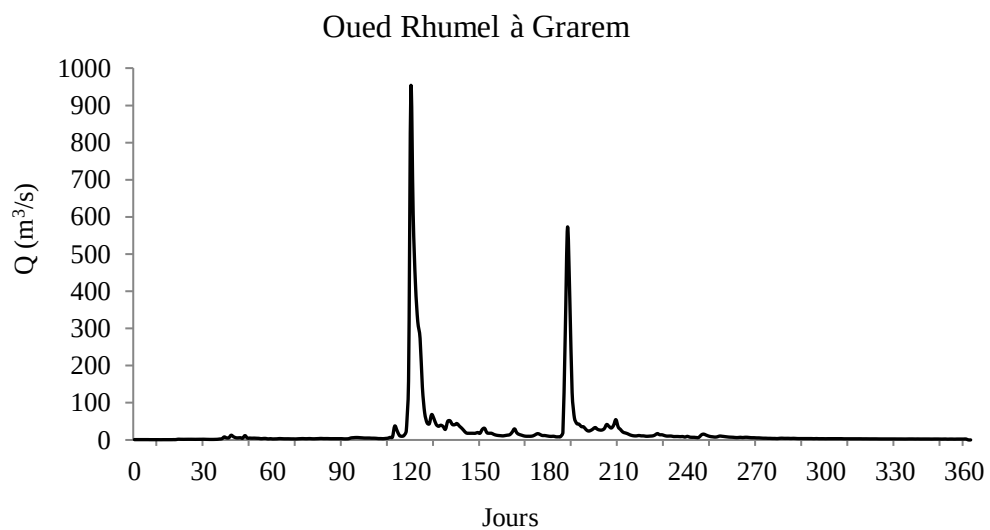
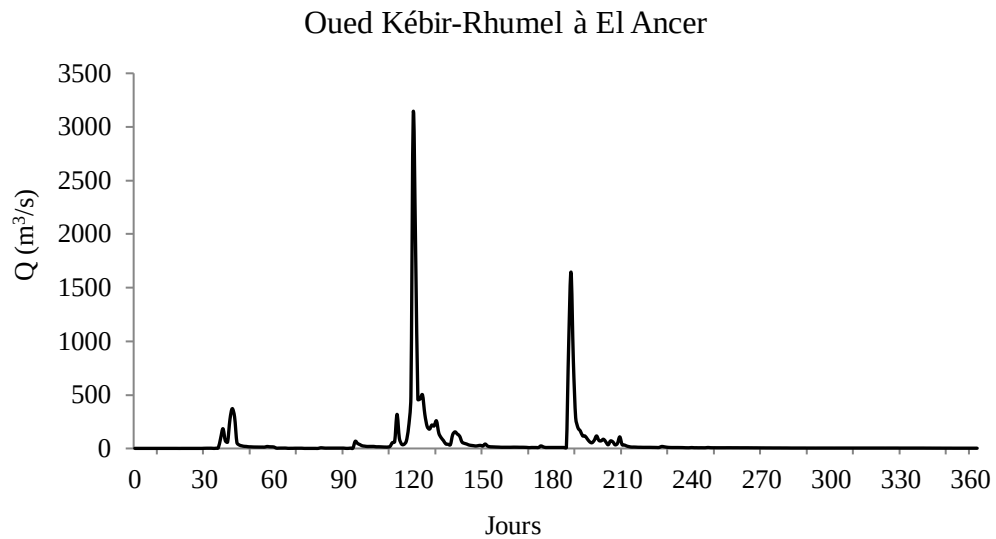
ANNEXES



Annexe 1. Variabilité des débits journaliers au niveau des bassins supérieurs (Hautes plaines)
Périodes (1973/74-2000/01) et (1971/72-1978/79).

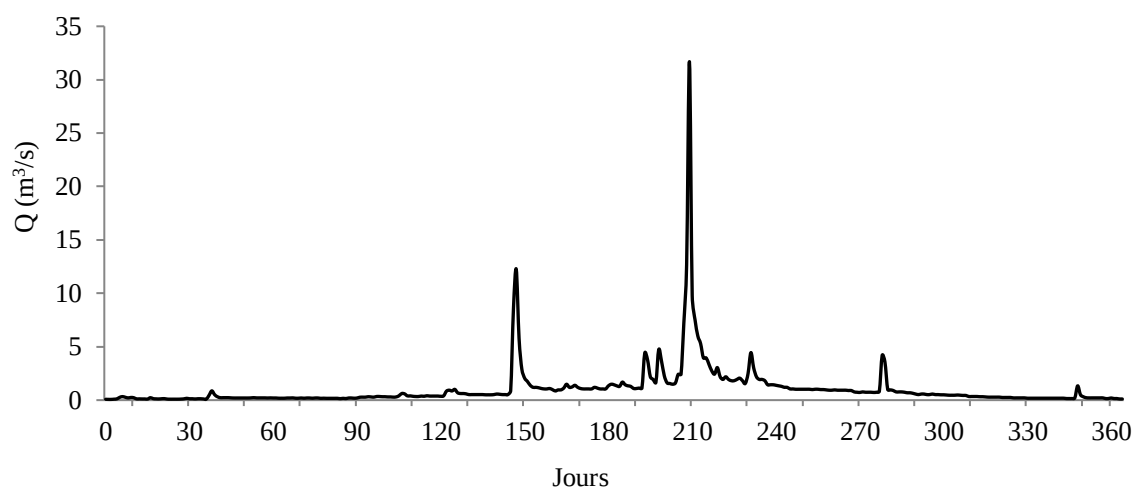


Annéexe 2. Variabilité des débits journaliers au niveau du bassin moyen et inférieur, période (1973/1974-2000/2001).

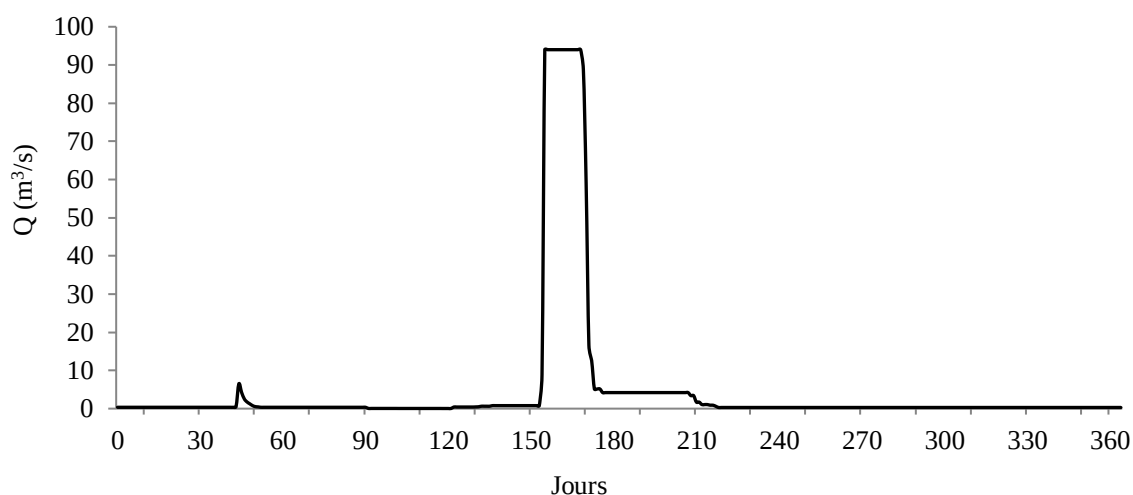


Annéexe 3. Variabilité des débits journaliers durant l'année extrême humide 1984/1985
(Bassin moyen et inférieur).

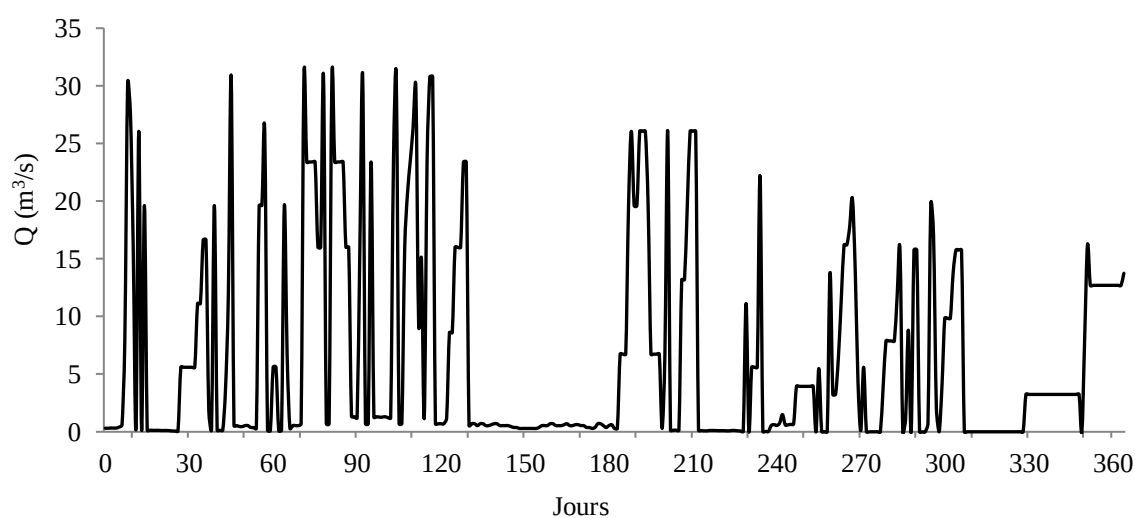
Oued Boumerzoug à EL Khroub (Année extrême 1972/1973)



Oued Rhumel à Ain Smara (Année extrême 1983/1984)



Oued Rhumel à Ain Smara (Année extrême 1999/2000)



Basin versant de l'Oued Kébir-Rhumel

Nbr de cours d'eau	Nombre	Longueurs (Km)
Ordre 1	3111	3894,05
Ordre 2	1467	1992,11
Ordre 3	761	927,97
Ordre 4	411	442,18
Ordre 5	182	177,32
Ordre 6	123	117,49
Ordre 7	118	106,44
Total	6173	7657,57

Sous-bassin de l'Oued Rhumel

Nbr de cours d'eau	Nombre	Longueurs (Km)
Ordre 1	12937	2715,65
Ordre 2	1176	1183,64
Ordre 3	363	486,71
Ordre 4	209	236,22
Ordre 5	70	57,66
Ordre 6	131	117,00
Total	14886	4796,87

Sous-bassin de l'Oued Kébir-amont

Nbr de cours d'eau	Nombre	Longueurs (Km)
Ordre 1	362	430
Ordre 2	162	186
Ordre 3	100	97
Ordre 4	34	32
Ordre 5	58	58
Total	716	803

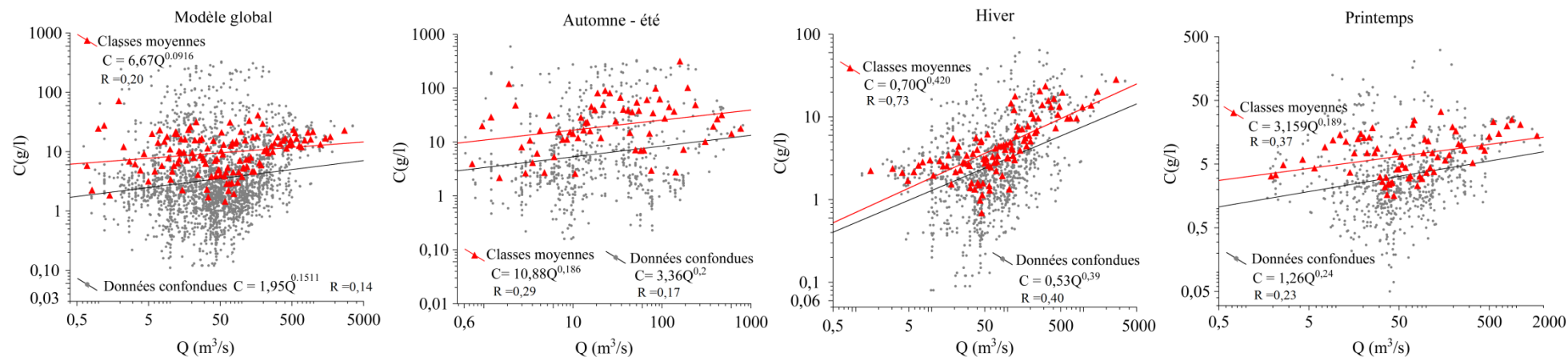
Valeurs des paramètres morphométriques utilisées pour la Demmak (1982)				
Bassins	Dd (Km ⁻¹)	F ₁ (Km ⁻²)	CT (Km ⁻³)	IL (%)
Basin de l'Oued Kébir-Rhumel	0,87	0,36	0,31	34,72
Sous-bassin de l'Oued Rhumel	0,90	2,43	2,19	28,06
Sous-bassin de l'Oued Kébir-amont	0,75	0,34	0,25	40,31

D_a : Densité de drainage en (Km⁻¹), F₁ : Fréquence des talwegs d'ordre 1 en (Km⁻²),

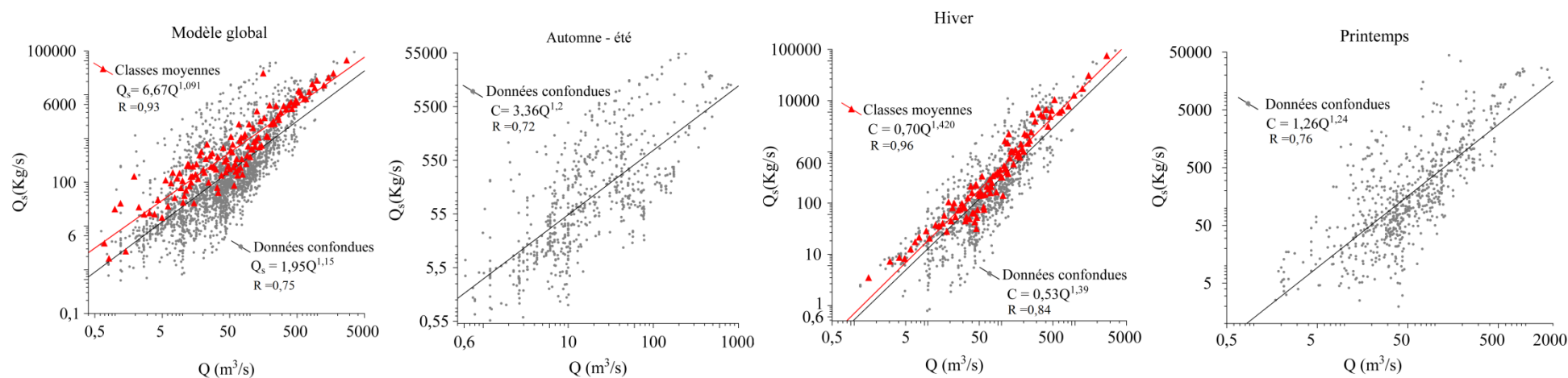
CT : Coefficient de torrentialité en (Km⁻³), IL : Fraction de la superficie du bassin occupée par les formations marneuses et Argileuses du Crétacé supérieur et du Tertiaire.

Annexe 5. Valeurs de quelques paramètres morphométriques au niveau des bassins étudiés.

Relations (Q –C) (Oued Kébir-Rhumel à la station d'El Ancer)

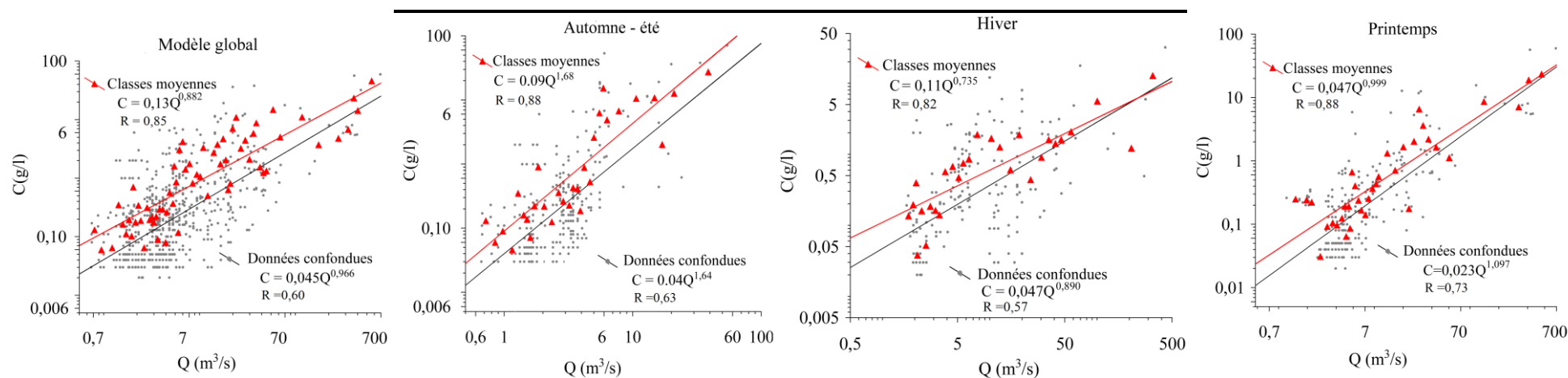


Relations (Q –Q_s) (Oued Kébir-Rhumel à la station d'El Ancer)

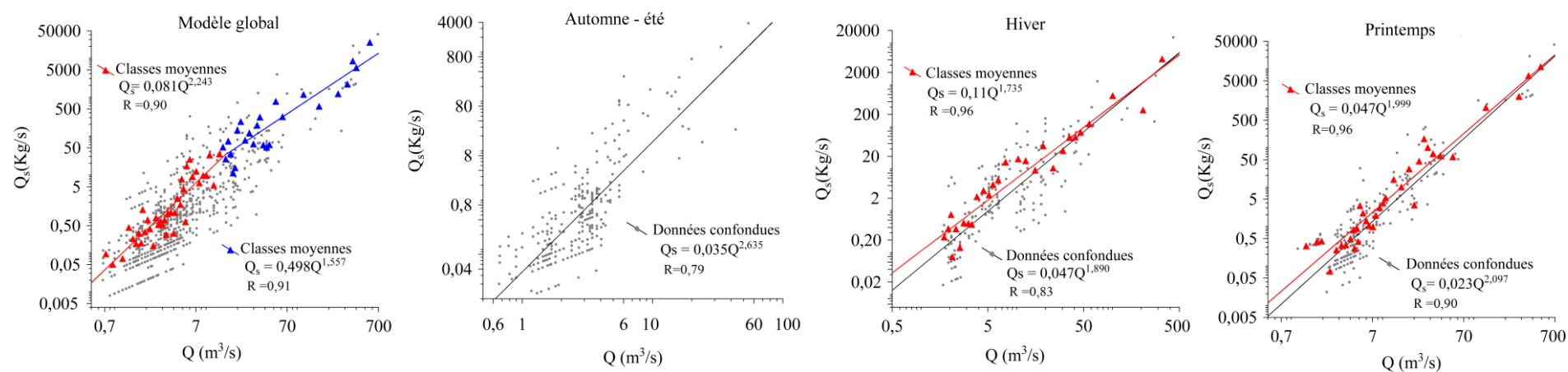


Annexe 6. Courbes de transports solides retenues pour la station d'El Ancer (Oued Kébir-Rhumel).

Relations (Q –C) (Oued Rhumel-aval à la station de Grarem)

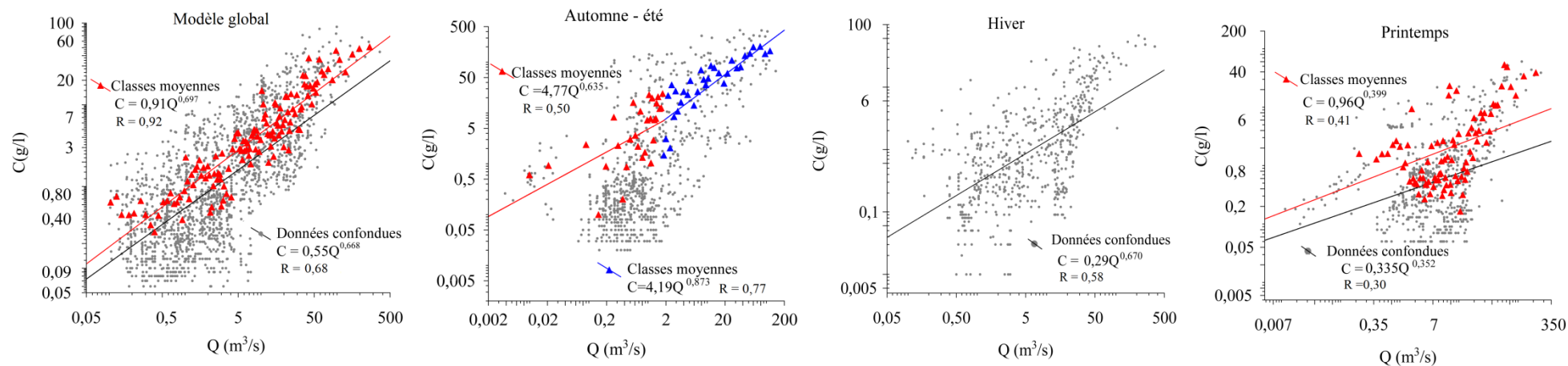


Relations (Q –Q_s) (Oued Rhumel-aval à la station de Grarem)

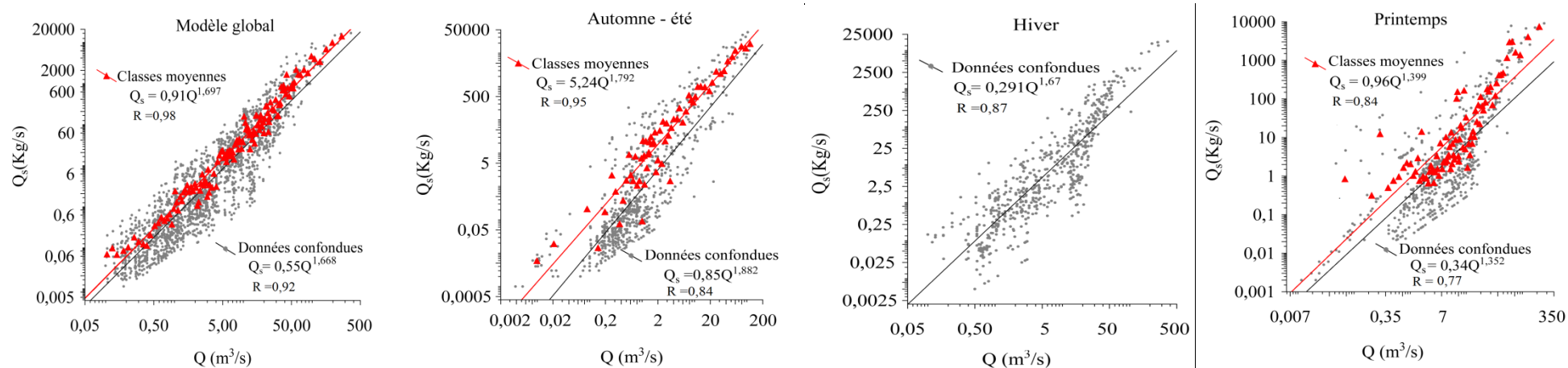


Annexe 7. Courbes de transports solides retenues pour la station de Grarem (Oued Rhumel).

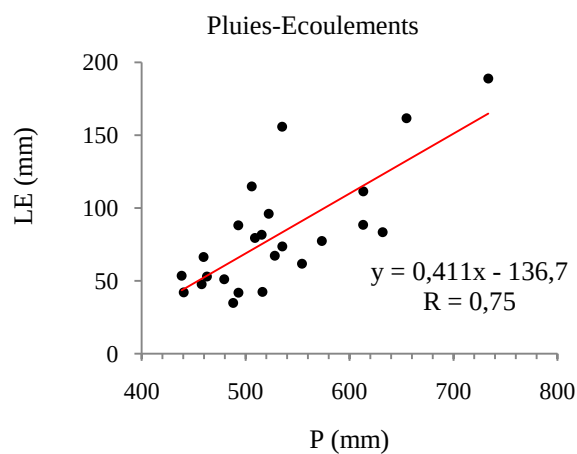
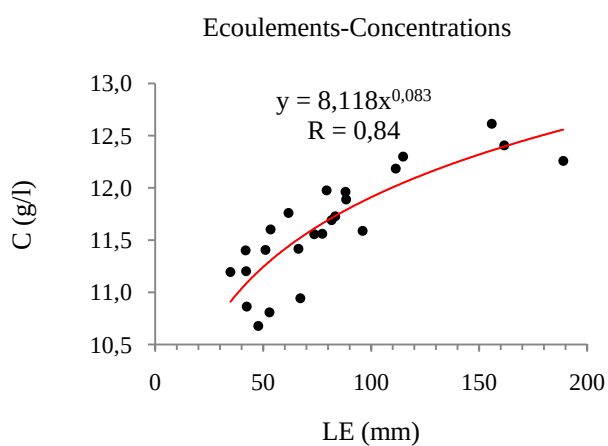
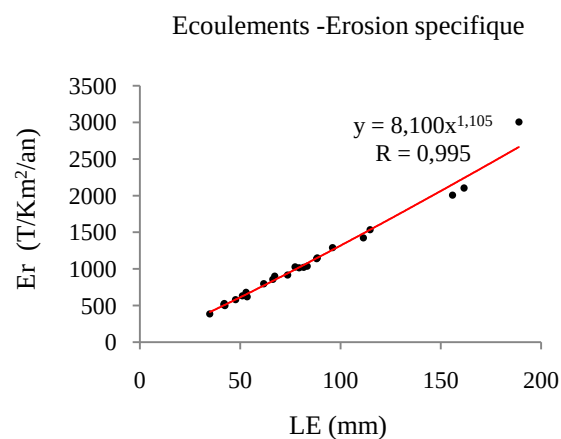
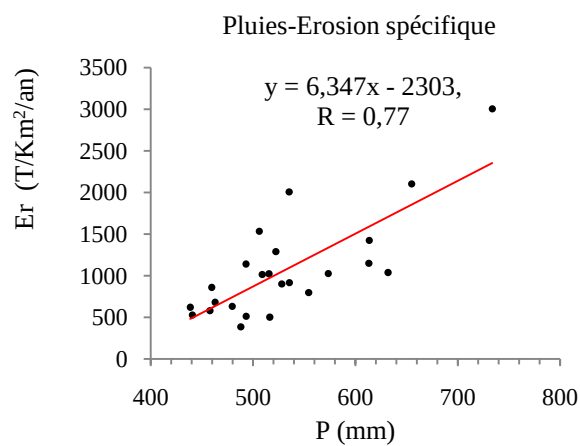
Relations (Q –C) (Oued Kébir-amont à la station de Tassadane)



Relations (Q –Q_s) (Oued Kébir-amont à la station de Tassadane)

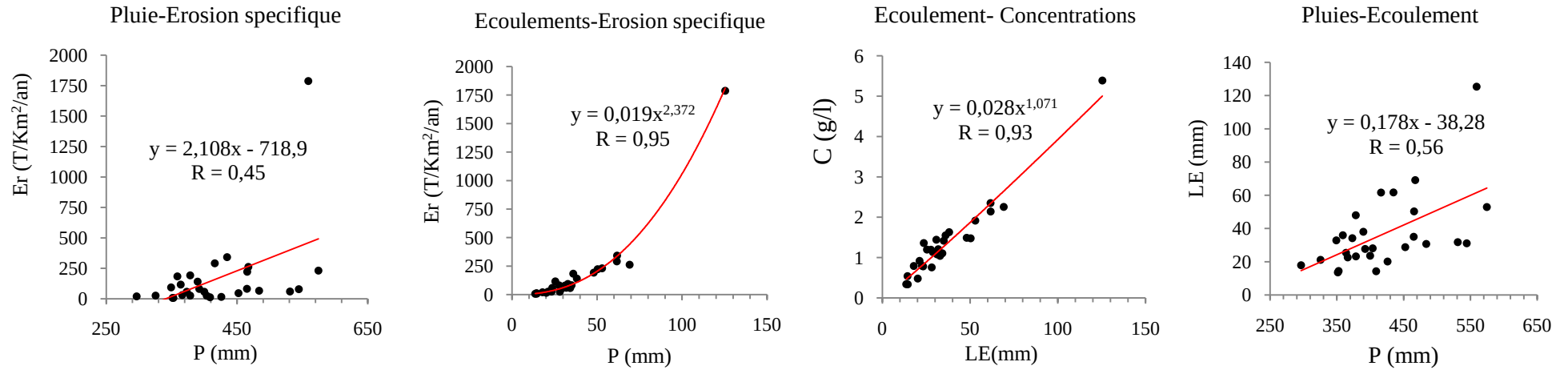


Annexe 8. Courbes de transports solides retenues pour la station de Tassadane (Oued Kébir-amont).

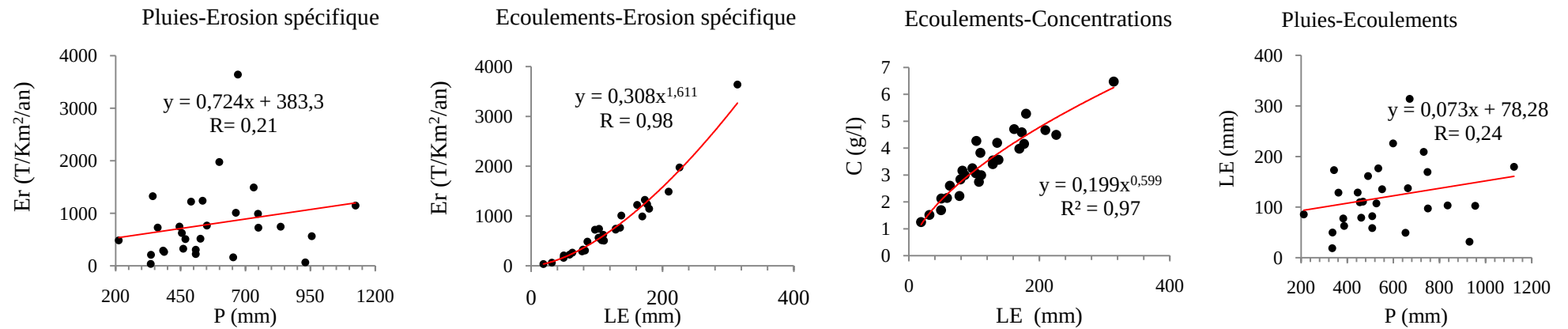


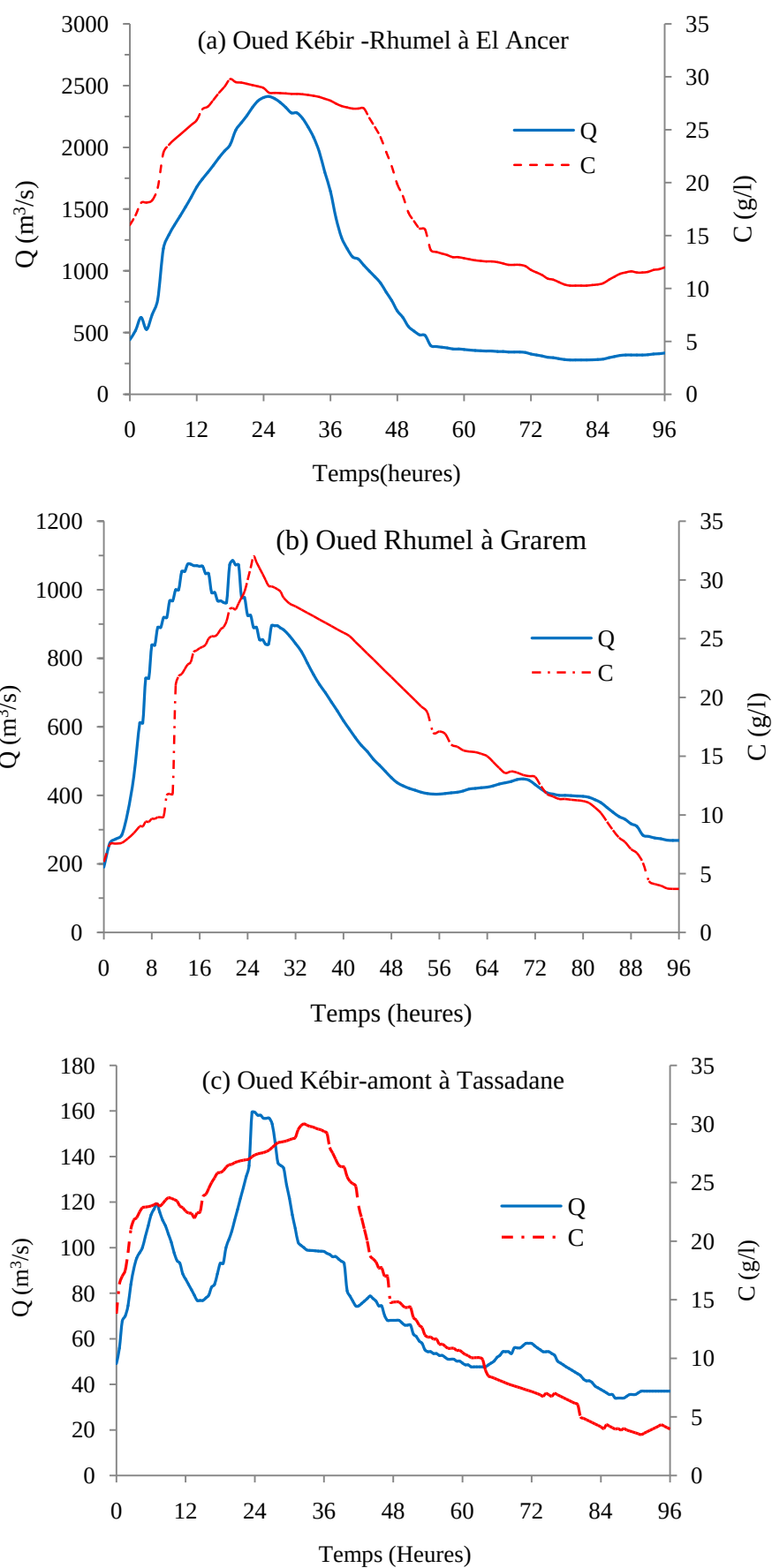
Annexe 9. Relations entre l'érosion, pluie, écoulement et concentrations annuelles à l'Oued Kébir-Rhumel.

Sous-bassin de l'Oued Rhumel

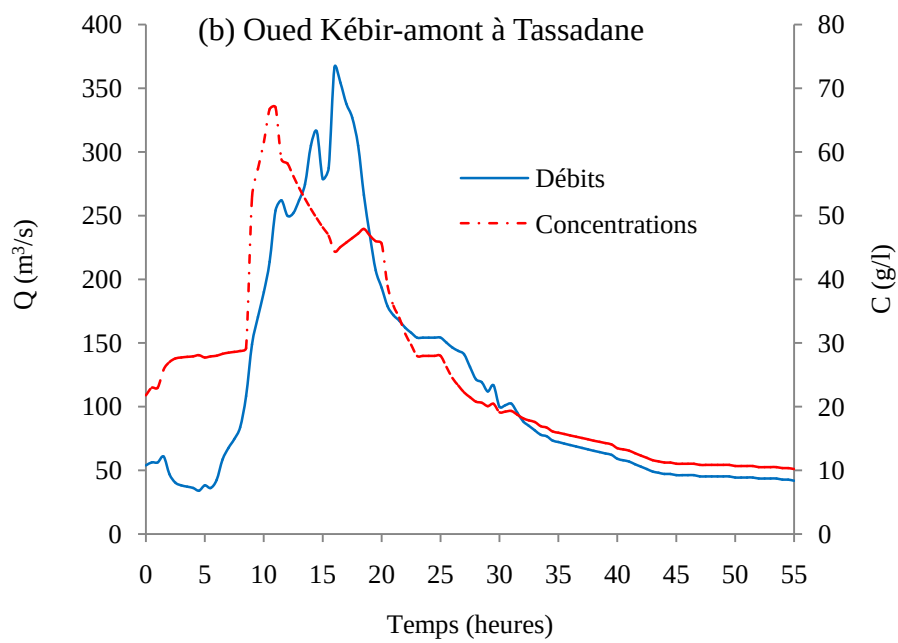
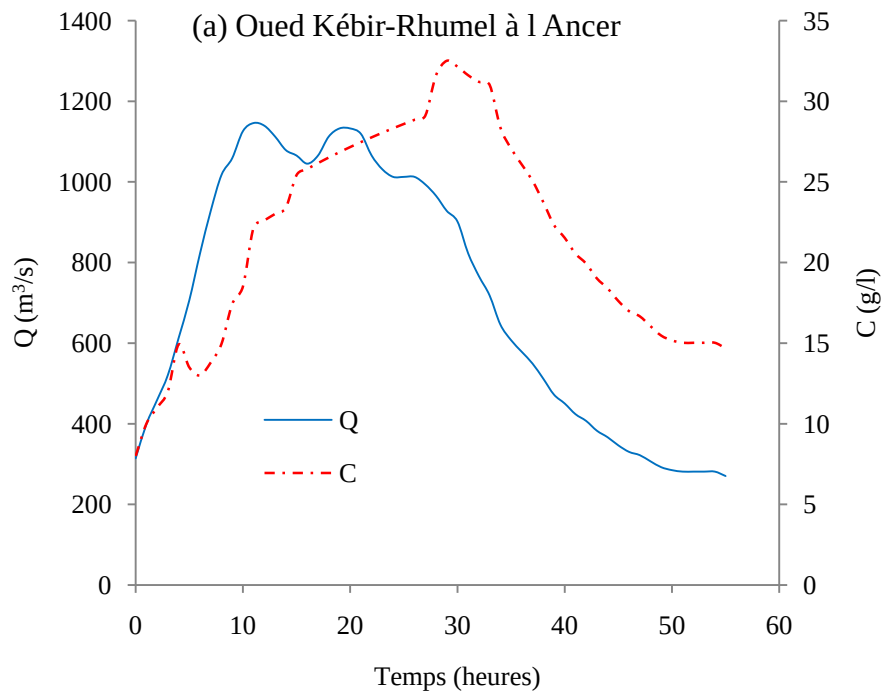


Sous-bassin de l'Oued Kébir-amont

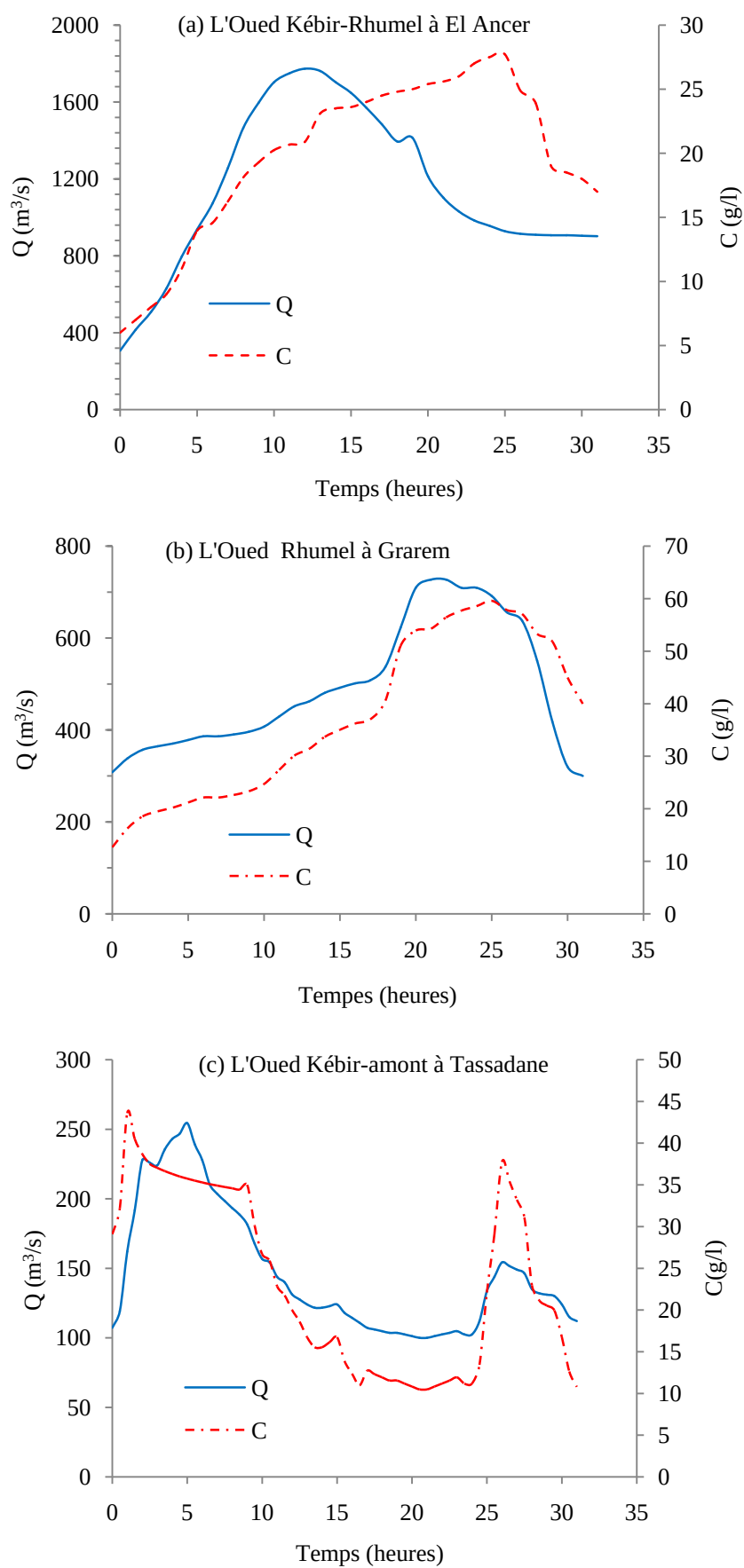




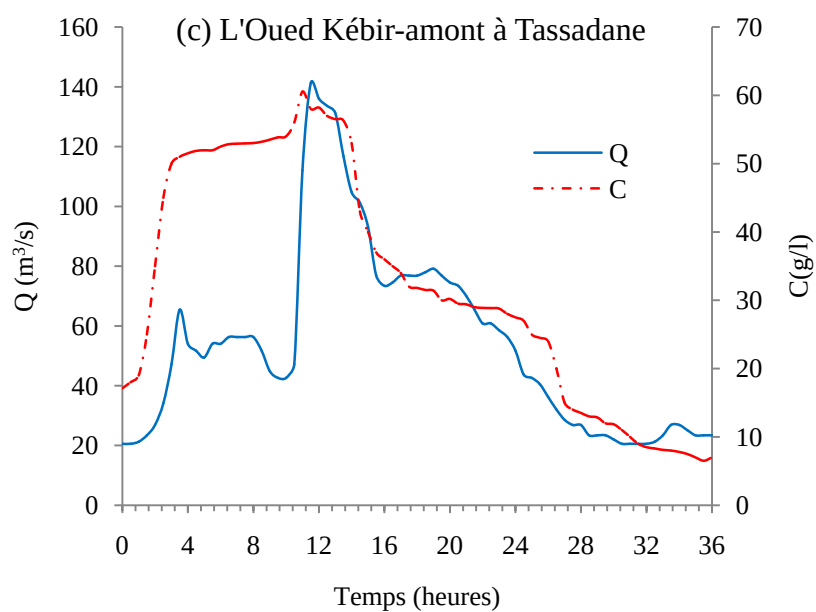
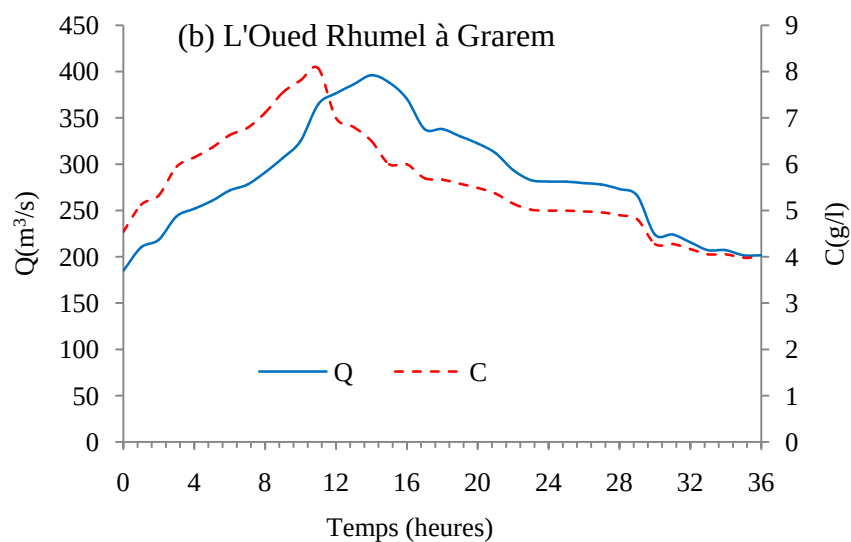
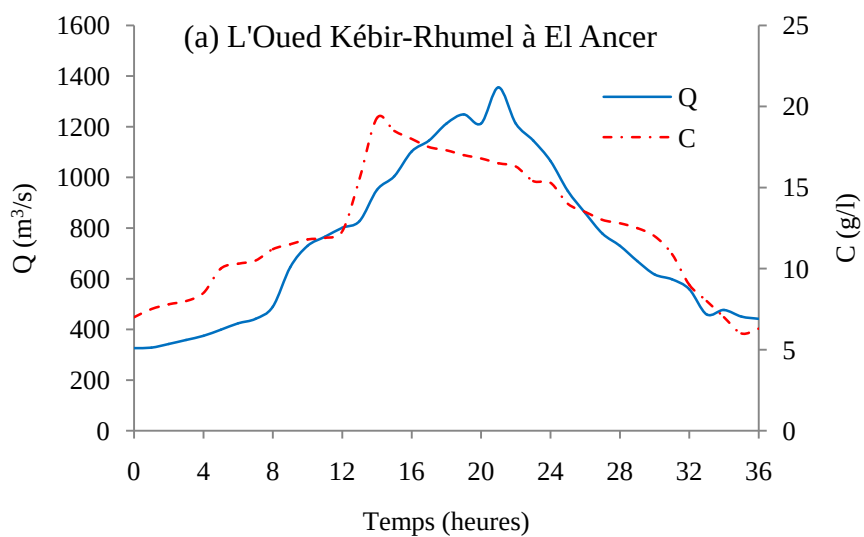
Annexe 11. Turbidigrammes de la crue généralisée du 29/12/1984 au 02/01/1985.



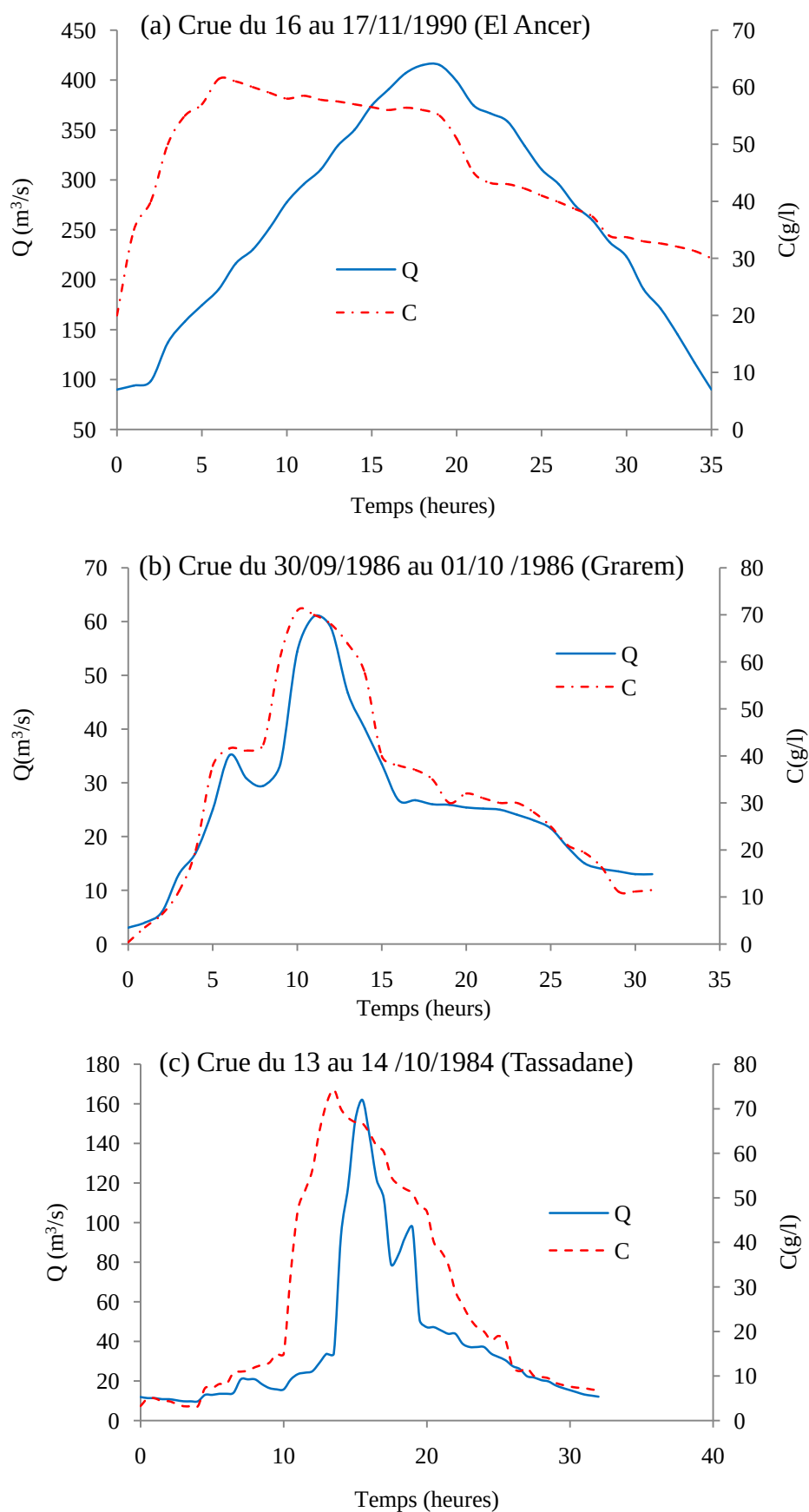
Annexe 12. Turbidigrammes de la crue généralisée du 03 au 05 Février 1984.



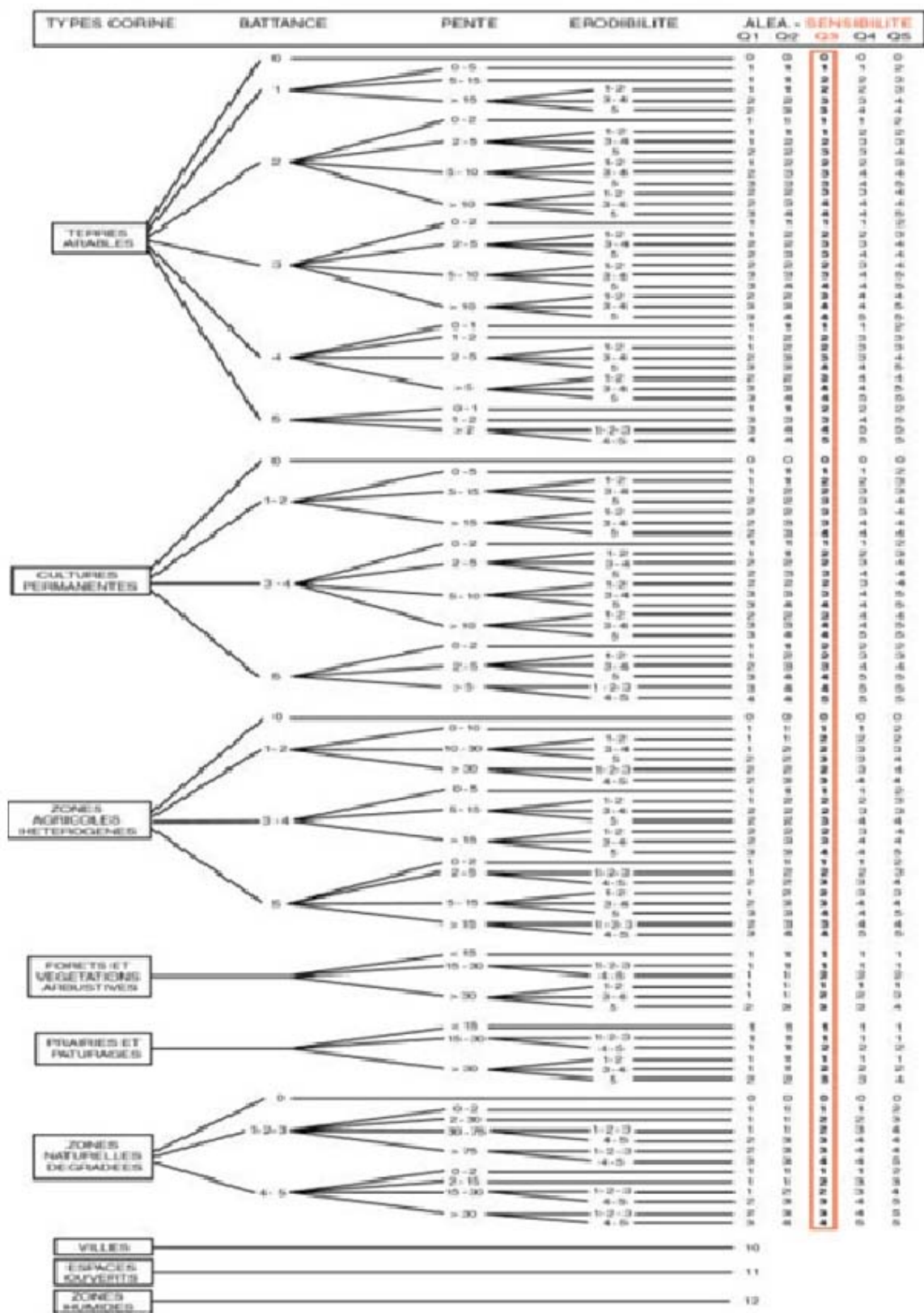
Annexe 13. Turbidigrammes de la crue généralisée du 07 au 8 mars 1985.



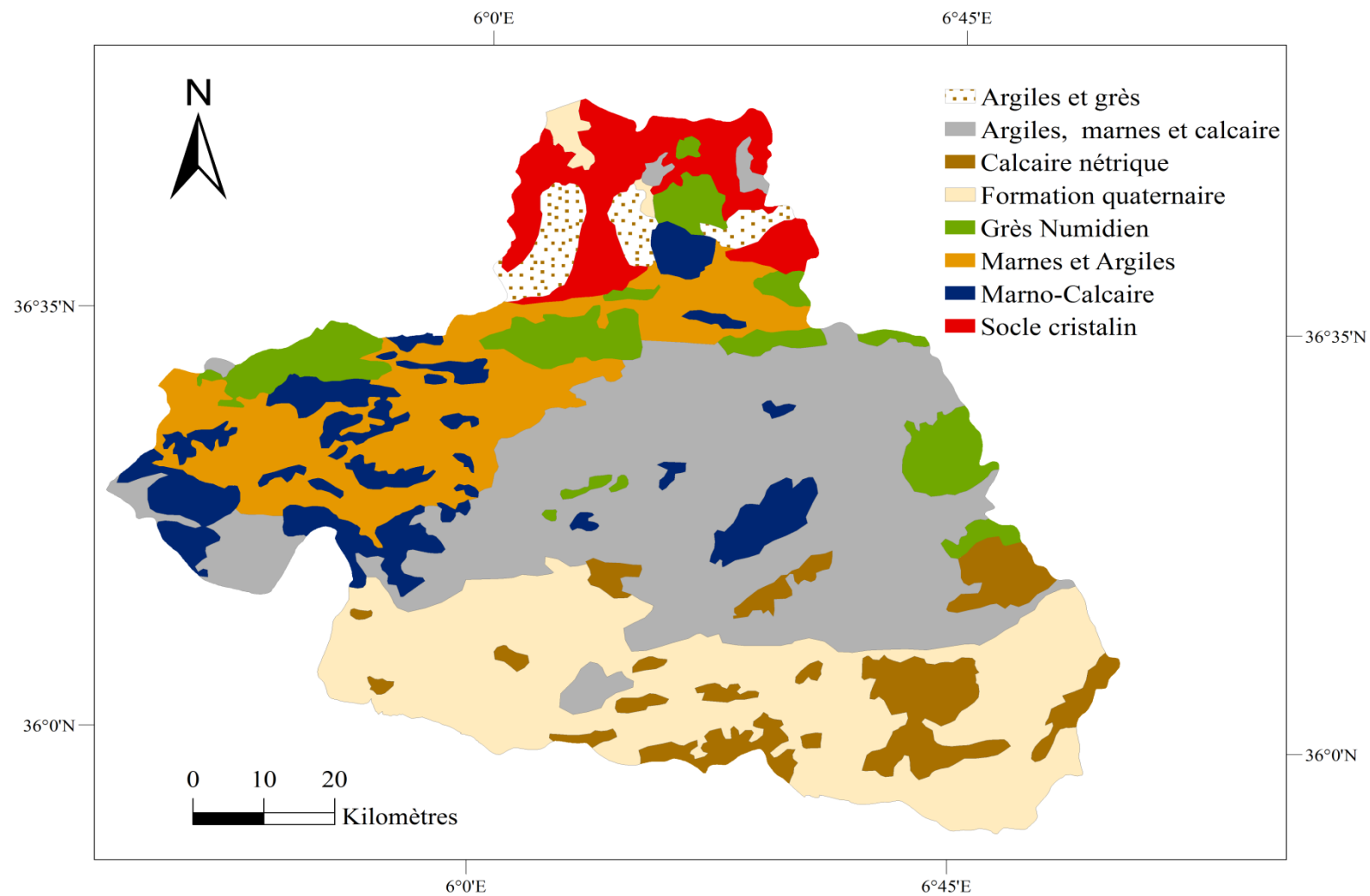
Annexe 14. Turbidigrammes de la crue généralisée du 16 au 17 Avril 1979.



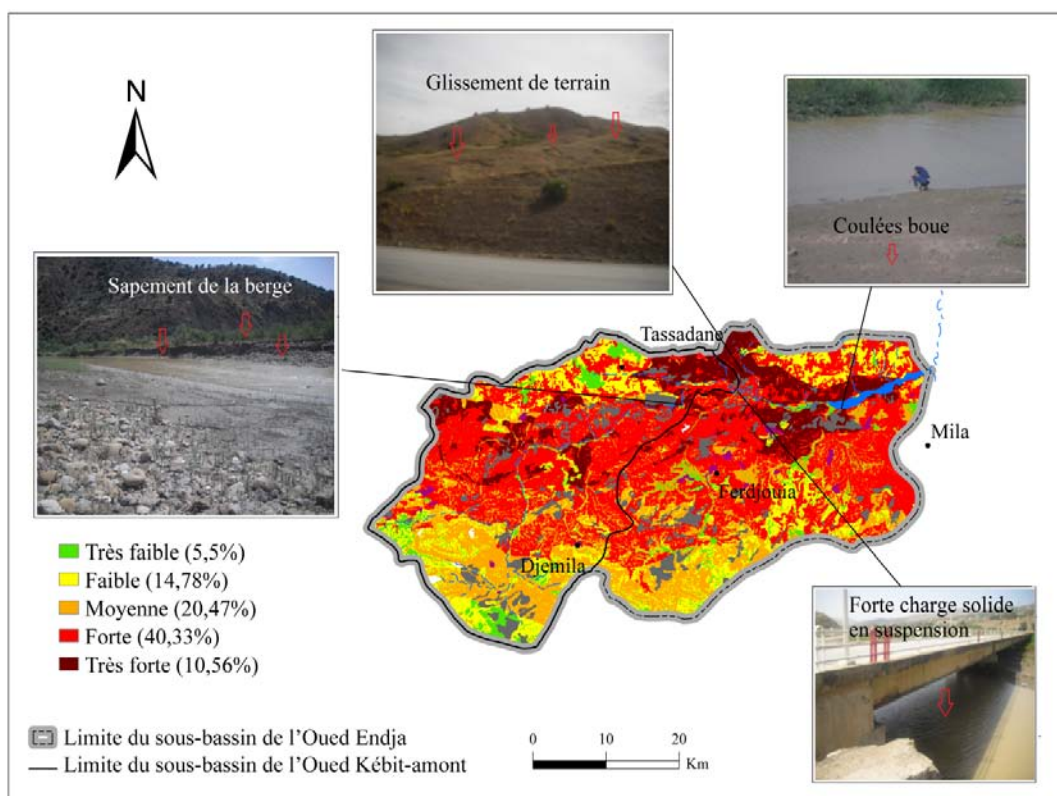
Annexe 15. Turbidigrammes des crues de la période chaude.



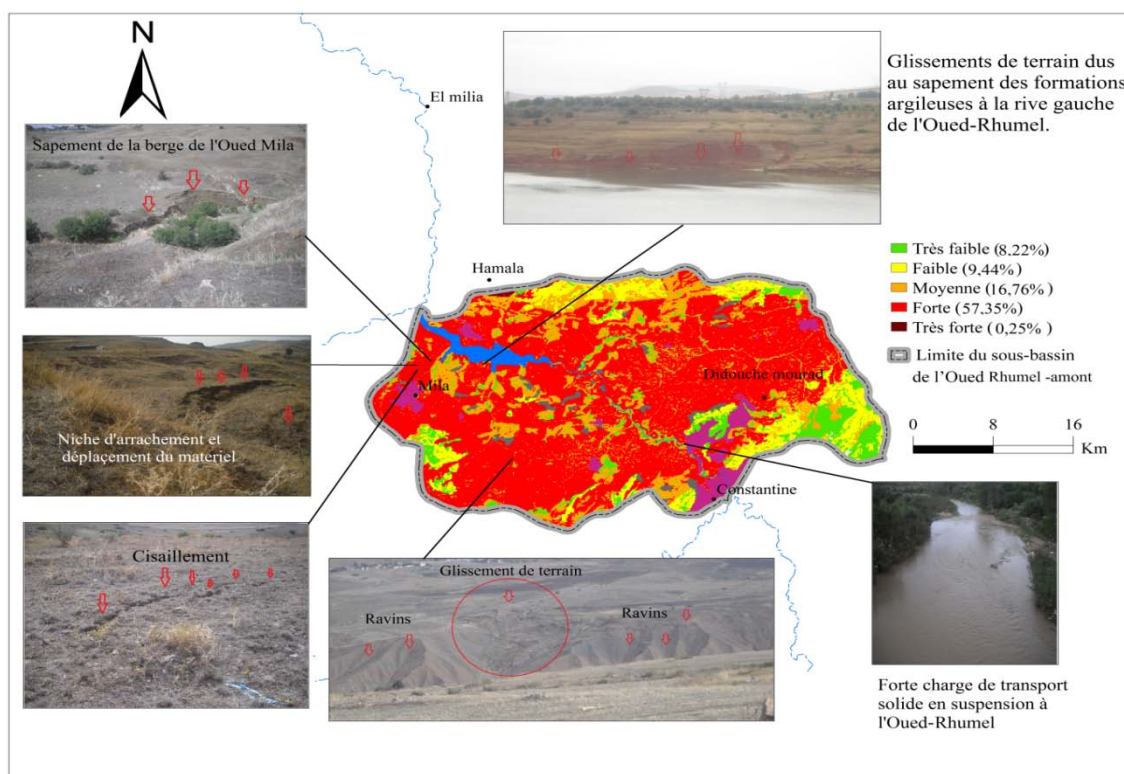
Annexe 16. Schéma détaillé de l'arborescence du modèle MESALES utilisé pour le calcul de l'aléa érosion dans le bassin de l'Oued Kébir-Rhumel- source(Cerdan et al., 2006).



Annexe 17. Carte géologique du bassin versant de l'Oued Kébir-Rhumel d'après Mebarki and Thomas (1988).



Annexe 18. Formes d'érosion observées à l'Oued Endja et Kébir-amont (Automne 2015).



Annexe 19. Formes d'érosion observées à l'Oued Rhumel-Smendou (Automne 2015).

PRATIQUES AGRICOLES



Photo.1 : Exemple de labour à contre pente (Algérie)



Photo.2 : Exemple de cultures intercalaires de fèves sous abricotiers (Algérie)

Spécifications techniques :

L'amélioration des pratiques agricoles peut nécessiter une modification partielle ou radicale des systèmes de production. Il peut s'agir d'appliquer une fertilisation équilibrée adaptée au sol et à la plante, d'utiliser un calendrier cultural tenant compte de l'agressivité des pluies, d'employer des techniques et matériels adaptés aux conditions de montagne. La liste suivante présente diverses pratiques agricoles qui contribuent à lutter contre l'érosion :

- Labour perpendiculaire à la pente et double dérayure (Photo.1) : Les sillons ouverts en courbes de niveau sur les pentes, après un labour, constituent autant d'obstacles au ruissellement et favorisent l'infiltration. En général, deux (2) paires de dérayures sont espacées à 30 m environ sur pente inférieure à 10% et à 20 m sur pentes variant de 10 à 20%.
- Utilisation de cultures intercalaires (Photo.2) : Les rendements obtenus sur parcelles expérimentales en Tunisie et en Maroc sont encourageants (Roy et al., 2006) . On observe aucune baisse de rendement de la culture fruitière qui ne développe son feuillage que tardivement. Les revenus peuvent donc être ainsi augmentés.
- Mise en valeur des résidus de cultures : Le maintien des résidus de cultures en surface contribue à diviser, ralentir et étaler le ruissellement pendant la période où le sol est nu. Si le sol est labouré, les résidus augmentent la matière organique du sol, ce qui améliore l'infiltration de l'eau de même que les propriétés physiques du sol.
- Jachères améliorées : Plusieurs variantes existent en Algérie, jachère nue, travaillée, pâturée ou non, de courte durée. La jachère, dans la pensée paysanne, est utilisée pour le repos du sol, favoriser la rétention de l'humidité et la minéralisation de la matière organique.
- Engrais vert (plantes annuelles, des légumineuses surtout) : Par son couvert végétal, il freine la formation d'une croûte de battance lors des précipitations. Il a aussi un impact sur l'érosion du fait de ses racines qui aèrent le sol et assurent l'ancrage de celui-ci.
- Restitution en prairies permanentes : Sur certains sols très dégradés, il est souhaitable d'établir un engazonnement permanent pour les protéger de l'érosion. Dans ce cas particulier, cette pratique permet une nette augmentation de l'azote, phosphore et magnésium ainsi que la prolifération de la flore et la faune du sol revégétalisé.
- Implantation de la rotation : la pratique de la rotation doit être appliquée sur toutes les terres dégradées avec un assolement comprenant des plantes légumineuses. Ce genre de pratique pourrait servir à la résorption de la jachère.

PLANTATION D'OPUNTIA (*Opuntia ficus-indica*)



Photo.3 : Opuntia



Photo.4 : Plantation d'opuntia en zone semi-aride (Algérie)

Utilité et conditions d'application :

L'opuntia, ou figuier de Barbarie (*Opuntia ficus-indica*), est un cactus originaire des régions arides et semi-arides du Mexique (Photo.3). Cette espèce est très efficace pour protéger et restaurer les sols dégradés.

En effet, l'opuntia est peu exigeant en éléments nutritifs et, comme il peut être planté à de fortes densités, il freine efficacement le ruissellement de surface. Par ailleurs, l'opuntia produit des fruits qui sont prisés sur le marché, générant ainsi une source de revenus pour les agriculteurs.

Pour une bonne performance, les experts proposent la plantation d'opuntia selon les spécifications et les conditions suivantes :

- Les plants doivent être plantés en formations denses et en suivant les courbes de niveau (Photo.4).
- Les climats et les sols humides sont à éviter car l'espèce est sensible à la pourriture.
- Une densité de plantation de 1 200 à 2 000 raquettes (cladodes) à l'hectare est recommandée en zone aride et semi-aride (150 à 400 mm/an), alors qu'une densité de 3 200 à 5 000 raquettes à l'hectare est retenue lorsque la pluviométrie est supérieure à 400 mm/an.

LA REVÉGÉTALISATION



Photo.4 : Site avant sa revégétalisation

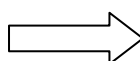


Photo.5 : Site après sa revégétalisation

Utilité et conditions d'application :

Le terme « revégétalisation » désignera ici exclusivement l'utilisation de plantes herbacées et graminées, arbustives ou arborescentes sur des terres dégarnies. Cette pratique est habituellement réalisée pour stabiliser les talus récemment modelés, à regarnir des sites de construction ou encore à protéger les versants des ravinements.

À l'instar du reboisement, le choix des espèces et des techniques de revégétalisation doit reposer sur une analyse judicieuse des conditions édaphiques, écologiques et sociales. La densité et l'activité dominante des populations occuperont une place prédominante dans l'analyse car elles détermineront la possibilité de soustraire temporairement des portions de terres aux pratiques agricoles.

PLANTATION DE HAIES VIVES



Photo.6 : Plantation de haie vive anti-érosive (Algérie)

Utilité et conditions d'application :

Les haies vives (*Photo.6*) remplissent diverses fonctions dont celle de dissiper l'énergie cinétique du ruissellement afin de réduire l'érosion des sols. En milieu semi-aride, les haies vives protègent les cultures contre les effets de l'érosion éolienne (brise-vent) en créant des obstacles à la circulation du vent.

En modifiant les facteurs climatiques au sol (évaporation, température, émanation de CO₂, insolation, précipitation), les haies vives créent un microclimat favorable au développement des cultures.

Pour que les haies vives remplissent leur fonction protectrice (lutte anti-érosion, brise-vent), il est essentiel de prendre en compte différents paramètres de terrain (exposition, pente, nature du sol) et climatique (vitesse, direction, fréquence) de même que les caractéristiques morphologiques propres aux espèces végétales qui vont constituer les rideaux de haies.

PLANTATION FRUITIÈRE



Photo.7 : Plantation fruitière (Algérie)



Photo.8 : Vignoble constitué de banquettes étroites (France)

Utilité et conditions d'application :

La plantation fruitière doit être envisagée à la fois pour la production agricole et la conservation du sol.

Dans le domaine de la conservation du sol, les arbres fruitiers rustiques, fixent le sol sur les fortes pentes grâce à leurs profondes racines (*Photo.7*). Toutefois, au-delà de la partie couverte par le houppier, beaucoup d'espace reste exposé à l'impact des gouttes de pluie. Ceci est aussi valable pour la vigne (*Photo.8*).

- Il est opportun donc, de développer des cultures pérennes dans toutes les zones de montagne et les régions du piémont où les conditions agrologiques s'y prêtent.
- Le choix des espèces repose sur la demande du marché et sur les conditions naturelles favorables. Généralement, les critères clés du choix sont: la disponibilité en eau, résistance du porte-greffe à l'asphyxie, importance du gel et de la grêle, calcaire actif et sel dans le sol.
- Le développement de l'arboriculture dépend également des connaissances du paysan en matière arboricole (plantation, greffage, sélection, tailles, traitements phytosanitaires etc.).

LE REBOISEMENT



Photo.9 : Reboisement (Algérie).



Photo.10: Reboisement (Maroc).

Utilité et conditions d'application :

Le reboisement consiste à repeupler un site donné par des espèces arborées (Photo.9-10). En plus de son intérêt économique pour la production de bois et l'aménagement paysager ou récréatif, le reboisement constitue une stratégie de lutte contre l'érosion. Il a pour rôle essentiel d'augmenter la couverture protectrice des terres et ainsi de réduire l'impact des gouttes de pluies sur le sol de même que le ruissellement de surface.

- Le choix des espèces et des sites à reboiser doit reposer sur une analyse des conditions édaphiques, écologiques et altimétriques. Une telle précaution est d'autant plus importante que les sols à reboiser sont pauvres, dégradés (badlands ou roubines) et en forte pente.
- Il faut éviter le reboisement sur croûtes calcaires, la généralisation d'une espèce unique (ex. pin d'Alep), l'introduction d'espèces inadaptées écologiquement.
- La prise en compte des caractéristiques climatiques et édaphiques est déterminante pour assurer la survie des espèces reboisées. Sur le plan climatique, ce sont les valeurs de pluviosité (P) et de température annuelle (T) qui servent habituellement de guide décisionnel pour les programmes de reboisement.
- En général, les jeunes arbres doivent être plantés en quinconce et en suivant les courbes de niveau. Pour les reboisements normaux, les plants sont espacés de 2,5 m pour les résineux en zones de protection. Cet espacement donne une densité de 1 848 tiges à l'hectare en quinconce et 1 600 tiges à l'hectare en carré.
- Lorsque le site est jugé trop fragile pour subir une préparation complète, la plantation doit être réalisée par bande. Dans ce cas, l'aménagement prend la forme de bandes travaillées et non travaillées qui alternent en suivant les courbes de niveau. Les bandes non travaillées serviront de protection aux jeunes plants. Pour les bandes travaillées, la végétation est éliminée et le sol ameubli.
- Pour la protection des berges et les lits d'oued, l'espacement entre les plants doit être réduit. De plus les espèces ripisilves (exigeantes en eau) et en sols profonds doivent être préférées.

MURETTES



Photo.11 : Aménagement en terrasses successives (Maroc) Photo.12: Murettes successives (Équateur)

Utilité et Conditions d'application :

Les murettes ralentissent l'écoulement des eaux de ruissellement afin de favoriser leur infiltration et servent généralement d'appui à des terrasses horizontales de largeur variable et aménagées en marches d'escalier successives (Photo.12).

- Les terrasses peuvent être construites directement ou progressivement par des procédés faisant intervenir les façons culturales (Photo.11).
- La construction progressive consiste à disposer des obstacles horizontaux appelés « ligne d'arrêt de labours », puis à effectuer les labours en versant vers le bas à l'intérieur des bandes de culture ainsi délimitées. La pente du terrain diminue ainsi progressivement (Photo.12).
- La mise en terrasses horizontales n'est concevable que pour des sols perméables à taux d'infiltration élevé.
- Cette technique est applicable pour des régions où prédominent les petites exploitations agricoles.
- Dans les zones humides, la longueur des versants ne devrait pas dépasser 100 m. Toutefois, elle peut être très supérieure dans de grandes exploitations en zones arides.
- L'aménagement de terrasses (Photo.11) ne se justifie que lorsque les terrains normaux de mise en culture manquent cruellement, car le prix de revient de cette méthode est relativement élevé.

CORDONS DE PIERRES



Photo.13 : Cordons de pierres (Burkina Faso) Photo.14 : Entretien de cordons de pierres (Burkina Faso)

Utilité et conditions d'application :

Les cordons de pierres sont des alignements de pierres établis de façon manuelle (Photo.14) pour ralentir l'écoulement sur de grandes surfaces relativement dénudées et sur des pentes faibles (<12%). Lorsque la pente est forte (>12%), il y a lieu d'utiliser des murettes.

- Cette technique favorise l'étalement de l'eau, ainsi l'infiltration et le dépôt de sédiments et évitent donc, la formation de rigoles (Photo.13).
- L'effet des cordons est d'autant plus marqué que le déficit pluvieux saisonnier est prononcé et que l'aménagement s'accompagne de pratiques culturales améliorées.
- Cette méthode requiert également une participation villageoise importante pour le transport /mise en place des cordons et leurs entretient (remise en place après déplacement).

BANQUETTES



Photo.15 : Aménagement d'un versant en banquettes (Algérie).

Utilité:

Les banquettes ont pour but d'intercepter les eaux de ruissellement sur les versants afin de réduire l'érosion des sols (Photo.15). Elles contribuent à améliorer l'infiltration, et à accroître la couverture végétale, ainsi qu'à la protection des sols contre l'érosion

Conditions d'application :

- En Algérie, les banquettes ont été généralisées en deux versions: banquettes d'infiltration et banquettes de diversion. Les banquettes d'infiltration ont pour rôle de provoquer l'infiltration totale. Elles ne conviennent que sur des sols perméables avec une pluviométrie inférieure à 750 mm / an. En revanche, celle de diversion ont pour rôle, après avoir brisé la force vive du ruissellement, d'infiltrer une partie de l'eau interceptée et d'évacuer la partie excédentaire.
- Les banquettes sont à proscrire sur les terrains argileux (marnes, schistes) favorables aux glissements et sur les terrains très sableux fragiles susceptibles à la dégradation.
- Sur forte pente ($> 35\%$) : les banquettes sont à exclure sur les sols caillouteux peu épais (à faible stock d'eau) et sur les sols argileux peu perméables (risque d'engorgement).
- En zone humide : elles ne sont recommandables que sur les sols profonds à bonne réserve hydrique.
- Sur les terrains à pente allant de 12 à 25 %, les banquettes de diversion peuvent être appliquées dans les secteurs à faible densité de population. Sur les pentes $> 25\%$, il est préférable d'opter pour les gradins manuels.
- En zone semi-aride : les banquettes de diversion sont à éviter, la préférence est accordée aux banquettes d'infiltration sauf sur les sols battants et pentus où on doit recourir à d'autres techniques de protection.

SEUILS : EN GABIONS, EN GRILLAGE MÉTALLIQUE, EN PNEUS ET EN SACS DE PLASTIQUE

Utilité :

Les seuils sont utilisés afin de réduire la vélocité du ruissellement à des taux non érosifs. Ils sont recommandés pour diminuer le ravinement ainsi que pour la correction torrentielle. Ce sont des ouvrages de petites envergures construits perpendiculairement au sens d'écoulement de l'eau dans des zones de fortes dénivelées. Ils peuvent être faits en gabions (*Photo. 16*) ou en pierres sèches, en grillage métallique (*Photo. 17*), en pneus usés (*Photo.18*), ou en sacs de plastique (*Photo.19*) et autre matériel.

Conditions d'application :

- Le seuil en gabions (*Photo. 16*) peut s'installer sur des pentes faibles à très fortes. La hauteur des ouvrages en gabions ne doit pas dépasser 3 m en partie centrale pour des raisons de stabilité et de coût.
- Les gabions sont inadaptés dans le cas de torrents soumis à des phénomènes de transports solides très violents ou trop fréquents car ils nécessiteront un entretien fréquent. Dans certaines conditions, les gabions peuvent être renforcés par des contreforts installés en aval de l'ouvrage. Par contre, il est déconseillé d'utiliser des gabions si le pH de l'eau de ruissellement est < 5 ou encore si la résistivité spécifique du sol est faible, car les mailles du gabion vont se corroder rapidement.
- Le seuil en pierres sèches a des caractéristiques proches du seuil en gabions, il est largement répandu en Algérie. Son efficacité dépend avant tout de la qualité et de la taille des pierres.
- Le seuil en grillage métallique (*Photo. 17*) est souple et résiste bien aux poussées de l'atterrissement. Son installation sur le terrain est parfois complexe surtout dans les endroits difficiles d'accès. Ce type de seuil est particulièrement recommandé dans les régions dépourvues de pierres de qualité.
- Le seuil en pneus usés (*Photo.18*) manque généralement de solidité. Il devient résistant si des ligatures sont ajoutées. Toutefois, il n'est pas toujours facile d'adapter l'ouvrage au profil de la ravine. Dans les petites villes, il est parfois difficile de trouver des pneus de même dimension.
- Le seuil en sacs de plastique (*Photo.19*) est peu résistant et de courte longévité car le plastique des sacs de la rangée supérieure résiste mal aux rayons ultraviolets du soleil.

Ce genre d'ouvrage est efficace, souple et facile à mettre en place. Pour prolonger sa durabilité, il est essentiel d'utiliser du plastique blanc, plus résistant au soleil.



Photo.16 : Seuil en gabions (Algérie)



Photo.17 : Seuil en grillage métallique (Algérie)



Photo.18: Seuil en pneus usés (Algérie)



Photo.19: Seuil en sacs de plastique (Algérie)

DRAINS ET EXUTOIRES

Utilité :

Le drainage est une technique englobant tous les travaux ayant pour objet l'évacuation intensive dans des délais courts de l'eau de saturation du sol. Les drains (ou fossés) recueillent les eaux excédentaires des terres (*Photo.20*) et les conduisent aux points d'exutoires (*Photo.21*).

Les exutoires se déversent à leur tour dans les cours d'eau par l'intermédiaire d'un système de chutes (*Photo.21*) ou des coursiers (*Photo.22*) :

- L'aménagement en chutes est très utilisé pour éviter l'avancé des bords de ravins des cours d'eau principaux et secondaires, surtout lorsque l'érosion est très active et que les pertes en sols en amont des ravins sont importantes (éboulement en masse).
- Les coursiers sont utilisés pour protéger les versants supportant des voies de communication et traversés par de petits cours d'eau.

Conditions d'application :

- Le drainage par fossé permet l'évacuation en surface des eaux. Il favorise le creusement des terres avec une section croissante en aval de la pente.

Malheureusement, cet assainissement qui s'adapte à une topographie convenable des parcelles (pente relativement douce), peut gêner la circulation de la machinerie agricole et provoquer une perte de superficies utiles parfois importante.

- L'aménagement de chutes et de coursiers est réalisé dans des zones à érosion excessive sur des terrains voués à l'agriculture ou au reboisement et dans les endroits où l'écoulement de l'eau en surface est appréciable.
- Ces genres d'ouvrage sont à éviter dans le cas où le cours d'eau prend sa source dans des formations marneuses, car ils seront emportés quel que soit leur niveau de stabilité.
- La forme parabolique des chutes est la plus recommandée (*Photo.21*), car elle reflète la forme naturelle des cours d'eau. De plus, c'est la voie d'eau la plus facile à enjamber avec de l'équipement de ferme.

Ajoutons à cela, les écoulements faibles de l'eau ne feront pas de méandres (sinuosité) dans des voies d'eau paraboliques et les exploitants les trouvent plus faciles à concevoir.



Photo.20 : Drains (Algérie)



Photo.21 : Chute (Algérie)



Photo.22: Coursier (Algérie)

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- A.B.H. (1999-2004). Les Cahiers de l'Agence des Bassins Hydrographiques: Constantinois-Seybouse-Mellegue, Constantine. Rapports techniques :1999 et 2004.
- A.N.B.T. (2004). Agence Nationale des Barrages et Transferts, Rapport technique-Barrage de Hammam Grouz.
- A.N.B.T. (2013). Agence Nationale des Barrages et Transferts, Rapport technique-Barrage de Beni-Haroun.
- Achite, M., & Ouillon, S. (2007). Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973–1995). *Journal of Hydrology*, 343(3-4), 187-202.
- Achite, M., & Ouillon, S. (2016). Recent changes in climate, hydrology and sediment load in the Wadi Abd, Algeria (1970–2010). *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(4), 1355-1372.
- Amamra, A., Khanchoul, K., Eslamian, S., & Zobir, S. H. (2018). Suspended sediment estimation using regression and artificial neural network models: Kebir watershed, northeast of Algeria, North Africa. *International Journal of Hydrology Science and Technology*, 8(4), 352-371.
- Amirèche, H. (1994). Formes et processus érosifs dans le Tell nord constantinois. Cas des bassins des oueds Kotton et Fessa (Algérie). *Méditerranée*, 80(3), 41-50.
- Annandale, G. (1990). Discussion of "Uncertainty in Suspended Sediment Transport Curves" by Edward A. McBean and Sabah Al-Nassri (January, 1988, Vol. 114, No. 1). *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(1), 140-141.
- Arabi, M., & Roose, E. (1989). Influence de quatre systeme de production en zone méditerranéenne de moyenne montagne en Algérie. *Bulletin Réseau Erosion*, 9, 39-51.
- Arnold, J. G., Williams, J., Nicks, A., & Sammons, N. (1990). SWRRB; a basin scale simulation model for soil and water resources management. *SWRRB; a basin scale simulation model for soil and water resources management*.
- Arnoldus, H. (1980). An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. *An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation.*, 127-132.
- Baize, D., & Girard, M. (2008). Référentiel pédologique–Association française pour l'étude des sol. *Editions Quae*.
- Bakker, M. M., Govers, G., Jones, R. A., & Rounsevell, M. D. A. (2007). The Effect of Soil Erosion on Europe's Crop Yields. *Ecosystems*, 10(7), 1209-1219.
- Balla, F., Kabouche, N., Khanchoul, K., & Bouguerra, H. (2017). Hydro-sedimentary flow modelling in some catchments Constantine highlands, case of Wadis Soultez and Reboa (Algeria). *Journal of Water and Land Development*, 34(1), 21-32.
- Band, L. (1999). Spatial hydrography and landforms. *Geographic Information Systems*, 1, 527-542.
- Battala, R., & Sala, M. (1992). Temporal variability of suspended sediment in a Mediterranean river. *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport*, 229-305.
- Baudelot, S., & Gély, B. (1979). Découverte d'Acritarches du Cambrien supérieur et du Trémadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie (Algérie). *CR Acad. Sci. Paris, Ser. D*, 288, 1513-1516.

- Benabbas, C. (2006). Évolution Mio-Plio-Quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale: apport de la photogéologie et analyse morpho structurale. *Grands travaux d'aménagement et mouvements de versant dans la région nord de Constantine (Algérie Nord-Orientale)*. Thèse de doctorat d'état, Constantine, 245p.
- Benkadja, R., Benhadouga, M., & Benkadja, A. (2013). Quantification des matières en suspension et valorisation des sédiments de dragage à l'échelle d'un bassin semi-aride: Cas du barrage du K'sob (Algérie). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 72(3-4), 523-531.
- Benkhalel, 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/Journal of Water Science*, 16(3), 333-356.
- Bouchelkia, H., Belarbi, F., & Remini, B. (2013). Estimated flows of suspended solids by the statistical analysis of outfall drainage basin of Tafna (Algeria). *Soil and Water Resources*, 8, 63-70.
- Bouedja, F. (2010). *Tectonique actuelle et récente et risque sismique de la région de Constantine*. Mémoire de Magistère, Université Ferhat Abbas-Setif.
- Boukhrissa, Z., Khanchoul, K., Le Bissonnais, Y., & Tourki, M. (2013). Prediction of sediment load by sediment rating curve and neural network (ANN) in El Kebir catchment, Algeria. *Journal of earth system science*, 122(5), 1303-1312.
- Bouma, J. (1987). Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. Workshop on Quantified Land Evaluation Process, Vol 6. *International Institute for Aerosphere Survey and Earth Science*.
- Bourouba, M. (1988). *Hydrologie et érosion actuelle dans le Tell oriental (Algérie): le cas du bassin versant de l'Oued Djendjen*. Aix-Marseille 2.
- Bourouba, M. (2002). Comparaison de la charge solide en suspension dans les oueds algériens: Essai de synthèse. *Bulletin Réseau Erosion*, 21, 358-374.
- Campbell, F. B., & Bauder, H. (1940). A rating-curve method for determining silt-discharge of streams. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 21(2), 603-607.
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Souchere, V., King, C., Antoni, V., Surdyk, N., . . . Desprats, J.-F. (2006). Guide méthodologique pour un zonage départemental de l'érosion des sols. Rapport n° 3: Synthèse et recommandations générales. *Guide méthodologique pour un zonage départemental de l'érosion des sols. Rapport n° 3: Synthèse et recommandations générales, BRGM-RP-55104-FR (2006)*.
- Cohn, T. A., Caulder, D. L., Gilroy, E. J., Zynjuk, L. D., & Summers, R. M. (1992). The validity of a simple statistical model for estimating fluvial constituent loads: An empirical study involving nutrient loads entering Chesapeake Bay. *Water Resources Research*, 28(9), 2353-2363.
- Colmar, A. (2006). Evaluation du risque érosif en Bretagne: Analyse de sensibilité et validation du modèle MESALES. *Mémoire de fin d'études ENITA Bordeaux-UMR SAS INRA-Agrocampus Rennes-UMR INRA-AGRO LISAH Montpellier*. 56p.
- Colmar, A., Walter, C., Le Bissonnais, Y., & Daroussin, J. (2010). Démarche de validation régionale par avis d'experts du modèle MESALES d'estimation de l'aléa érosif. *Etude et gestion des sols*, 17(1), 19-32.
- Colombani, J., Olivry, J.-C., & Kallel, R. (1984). Phénomènes exceptionnels d'érosion et de transport solide en Afrique aride et semi-aride.

- Cordova, J. R., & Gonzalez, M. (1997). Sediment yield estimation in small watersheds based on streamflow and suspended sediment discharge measurements. *Soil technology*, 11(1), 57-65.
- Côte, M. (1998). *Les régions bioclimatiques de l'est algérien*.
- Daroussin, J., & King, D. (1997). A pedotransfer rules database to interpret the Soil Geographical Database of Europe for environmental purposes. *The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe*(3), 25-40.
- De Vente, J., & Poesen, J. (2005). Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews*, 71(1), 95-125.
- Demmak, A. (1982). *Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale*.
- Despois, J. (1952). *Relief et hydrographie des Hautes plaines constantinoises*. Paper presented at the Annales de Géographie.
- Dunne, T. (1988). Geomorphologic contributions to flood control planning. *Flood geomorphology*, 421-438.
- Dupriez, H., et Vie, T., & de Leener, P. (1990). Les chemins de l'eau: ruissellement, irrigation, drainage (manuel tropical).
- Durand-Delga, M. (1955). *Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique*. Gouvernement général de l'Algérie.
- Durand, J. H. (1954). Les sols d'Algérie.
- Elalmi, T. (2013). *Evaluation de la ressource en eau superficielle (Bilans hydrique des bassins versant du nord de l'Algérie)*. Université Kasdi Merbah de Ouargla.
- Etchanchu, D., & Probst, J.-L. (1986). Érosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 302(17), 1063-1068.
- FAO. (2002). Cactus (Opuntia spp.) as forage In F. P. P. A. P. PAPER (Ed.), *FAO: Instituto Nacional de Investigaciones Forestales y Agropecuarias (INIFAP)*.
- Ferguson, R. I. (1986). River loads underestimated by rating curves. *Water Resources Research*, 22(1), 74-76.
- Ferguson, R. I. (1987). Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth surface processes and landforms*, 12(1), 95-104.
- Ferhat, L. (2010). Role d'une sebkha des hautes plaines constantinoises dans l'hydrogéologie régionale.
- Fiandino, M. (2003). *Apports de matières en suspension par les fleuves côtiers à l'Étang de Berre (Bouches-du-Rhône, France): quantification des flux, identification des zones sources, étude des relations avec les conditions hydrologiques*. Aix-Marseille 1.
- Ficheur, E., & Bernard, A. (1902). Les régions naturelles de l'Algérie.
- Flanagan, D. C., Ascough, J. C., Nearing, M. A., & Laflen, J. M. (2001). The water erosion prediction project (WEPP) model *Landscape erosion and evolution modeling* (pp. 145-199): Springer.

- Flügel, W. A. (1995). Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrological Processes*, 9(3-4), 423-436.
- Fournier, F. (1960). *Climat et érosion: la relation entre laérosion du sol par laeau et les précipitations atmosphériques*.
- Fournier, F. (1969). L'érosion hydrique et le climat. *Bulletin technique d'information*.
- Fremont, A. (1962). La région d'Ain Mlila dans les hautes plaines constantinoises. *Méditerranée*, 3(2), 29-64.
- Gallant, J. C. (1997). Scale and structure in landscapes.
- Gallant, J. C., & Dowling, T. I. (2003). A multiresolution index of valley bottom flatness for mapping depositional areas. *Water Resources Research*, 39(12).
- Gallant, J. C., & Hutchinson, M. F. (1996). *Towards an understanding of landscape scale and structure*. Paper presented at the Proceedings of the Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling.
- García-Ruiz, J. M., Nadal-Romero, E., Lana-Renault, N., & Beguería, S. (2013). Erosion in Mediterranean landscapes: Changes and future challenges. *Geomorphology*, 198, 20-36.
- Gartet, A., Gartet, J., & García, C. C. (2005). Dégradation spécifique et transports solides dans le bassin de l'oued Lebène (Préif Central, Maroc septentrional). *Papeles de Geografía*(41-42), 85-100.
- Gelard, J. P. (1969). Le flysch a base schisto-greaseuse de la bordure meridionale et orientale du massif de Chellata; le flysch mauretanien (Grande-Kabylie, Algerie). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(5), 676-686.
- Ghachi, A. (1982). *Hydrologie et utilisation des ressources en eau de la Seybouse*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de paris.
- Ghachi, A. (1986). Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie: le bassin de la Seybouse. *OPU Alger*.
- Girard, M., Walter, C., Remy, J., Berthelin, J., & Morel, J. (2005). Glossaire de l'ouvrage Sol et Environnement. *Dunod*. 71p.
- Glangeaud, L. (1932). *Étude géologique de la région littorale de la province d'Alger: par Louis Glangeaud*: Y. Cadoret.
- HADJI, K. (2001). La petite histoire de l'Ophrys pallida Raf. découvert à Béni Yadjis (Jijel).
- 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(7), 1107-1132.
- Husson, A. (1975). Coefficients de torrentialité et géomorphologie dynamique, leurs apports à l'étude des bassins versants. *Secrétariat d'état à l'hydraulique-Direction des études de milieu et de la recherche hydraulique-Sous-direction des ressources en eau*, 17.
- Jansson, M. (1985). A comparison of detransformed logarithmic regressions and power function regressions. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 61-70.

- Jansson, M. B. (1996). Estimating a sediment rating curve of the Reventazón river at Palomo using logged mean loads within discharge classes. *Journal of Hydrology*, 183(3), 227-241.
- Jansson, M. B. (1997). Comparison of sediment rating curves developed on load and on concentration. *Hydrology Research*, 28(3), 189-200.
- Jansson, M. B. (2002). Determining sediment source areas in a tropical river basin, Costa Rica. *Catena*, 47(1), 63-84.
- Kassoul, M., Abdelgader, A., & Belorgey, M. (1997). Caractérisation de la sédimentation des barrages en Algérie. *Revue des sciences de l'eau*, 10(3), 339.
- Khanchoul, K. (2006). Quantification de l'érosion et des transports solides dans certains bassins versants du nord-est algérien. *Unpublished Ph. D. thesis, Department of Geology, University of Annaba, Algeria*.
- 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), 257-271.
- Khanchoul, K., Benslama, M., & Remini, B. (2010). Regressions on monthly stream discharge to predict sediment inflow to a reservoir in Algeria. *Journal of Geography and Geology*, 2(1), 36.
- Khanchoul, K., Boukhrissa, Z. E. A., Acidi, A., & Altschul, R. (2012). Estimation of suspended sediment transport in the Kebir drainage basin, Algeria. *Quaternary International*, 262, 25-31.
- 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: Series A, Physical Geography*, 90(3), 227-236.
- Khanchoul, K., Jansson, M. B., & Lange, J. (2007). Comparison of suspended sediment yield in two catchments, northeast Algeria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51(1), 63-94.
- Khedidja, A., & Boudoukha, A. (2016). Statistical and hydrochemical characterization of the shallow aquifer of tadjanet–chelghoum laid (eastern algeria). *Larhyss journal issn 1112-3680*(28), 181-197.
- Kirkby, M., Jones, R. J., Irvine, B., Gobin, A., Cerdan, O., van Rompaey, J., . . . Montanarella, L. (2004). Pan-European Soil Erosion Risk Assessment for Europe: the PESERA map, version 1 October 2003. Explanation of Special Publication Ispra 2004 No. 73 (SPI 04.73): Office for Official Publications of the European Communities.
- Kisi, Ö. (2008). Constructing neural network sediment estimation models using a data-driven algorithm. *Mathematics and Computers in Simulation*, 79(1), 94-103.
- Knisel, W. G. (1980). CREAMS: a field scale model for Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems [USA]. *United States. Dept. of Agriculture. Conservation research report (USA)*.
- Lahondere, J., Feinberg, H., & Haq, B. (1979). Datation des grès numidiens d'Algérie orientale conséquences structurales. *CR Acad Sci (Paris)*, 289, 383-386.

- Le Bissonnais, Y. (2000). Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion: la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés. *Ingénieries-EAT*(22), p. 27-p. 36.
- Le Bissonnais, Y., Dubreuil, N., Daroussin, J., & Gorce, M. (2004). Modélisation et cartographie de l'aléa d'érosion des sols à l'échelle régionale. *Etude et gestion des sols*, 11, 3.
- Le Bissonnais, Y., Montier, C., Daroussin, J., & King, D. (1998). *Cartographie de l'Aléa" érosion des sols" en France*: Ministère de l'aménagement du territoire et de l'e.
- Le Bissonnais, Y., Montier, C., Jamagne, M., Daroussin, J., & King, D. (2002). Mapping erosion risk for cultivated soil in France. *Catena*, 46(2-3), 207-220.
- Le Bissonnais, Y., Thorette, J., Bardet, C., & Daroussin, J. (2002). L'érosion hydrique des sols en France. *Rapport INRA, IFEN*, 106.
- Louamri, A., Mebarki, A., & Laignel, B. (2013). Variabilité interannuelle et intra-annuelle des transports solides de l'Oued Bouhamdane, à l'amont du barrage Hammam Debagh (Algérie orientale). *Hydrological Sciences Journal*, 58(7), 1559-1572.
- Mahmood, K., & Mundial, B. (1987). Reservoir sedimentation: impact, extent and mitigation *Technical paper* (Vol. 71): World Bank.
- Maire, R., & Viollette, M. (1926). Carte phytogéographique de l'Algérie et de la Tunisie.
- Manning, R., Griffith, J. P., Pigot, T., & Vernon-Harcourt, L. F. (1890). *On the flow of water in open channels and pipes*.
- Marre, A. (1987). *Etude géomorphologique du tell oriental Algérien de Collo à la frontière Tunisienne*.
- Marre, A. (1992). *Le tell oriental algérien: de Collo à la frontière tunisienne: étude géomorphologique*: Office des publications universitaires.
- Marre, A., Quinif, Y., Lahondere, J.-C., & Vila, J.-M. (1977). Le relief karstique et la géologie du versant Nord du Djebel Zaoui (Constantine, Algérie). *Méditerranée*, 29(2), 45-54.
- McBean, E. A., & Al-Nassri, S. (1988). Uncertainty in suspended sediment transport curves. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(1), 63-74.
- Mebarki, A. (1982). *Le bassin du Kébir-Rhumel (Algérie): hydrologie de surface et aménagement des ressources en eau*.
- Mebarki, A. (2005). Hydrologie des Bassins de l'Est Algérien: Ressources en eau, aménagement et environnement *Thèse de doctorat d'état. Université Mentouri de Constantine*.
- Mebarki, A., & Thomas, C. (1988). Analyse des relations entre écoulements superficiels et souterrains à partir des hydrogrammes des cours d'eau. Application au bassin du Kébir-Rhumel dans le Constantinois (Algérie). *Revue Hydrologie continentale, ORSTOM, Paris*, 3(2), 89-103.
- Megnounif, A., Terfous, A., & Bouanani, A. (2003). Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute-Tafna (Nord-Ouest Algérien). *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 16(3), 369-380.
- Megnounif, A., Terfous, A., & Ouillon, S. (2013). A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Sebdou, NW Algeria (1973–2004). *Journal of Hydrology*, 497, 24-36.

- Melesse, A., Ahmad, S., McClain, M., Wang, X., & Lim, Y. (2011). Suspended sediment load prediction of river systems: An artificial neural network approach. *Agricultural Water Management*, 98(5), 855-866.
- Mihoubi, N. (2009). Fonctionnement et gestion hydrogéologique et hydrologique des ressources en eau du bassin de Hammam Grouz.
- Milhous, R. T. (1990). Discussion of "Uncertainty in Suspended Sediment Transport Curves" by Edward A. McBean and Sabah Al-Nassri (January, 1988, Vol. 114, No. 1). *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(5), 730-732.
- Miller, C. R. (1951). *Analysis of flow-duration: Sediment-rating curve method of computing sediment yield*: United States Department of Interior, Bureau of Reclamation.
- Miller, D. M. (1984). Reducing transformation bias in curve fitting. *The American Statistician*, 38(2), 124-126.
- Milliman, J. D., & Syvitski, J. P. M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*, 525-544.
- Moore, I. D., & Wilson, J. P. (1992). Length-slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation: Simplified method of estimation. *Journal of soil and water conservation*, 47(5), 423-428.
- Morgan, R. (2001). A simple approach to soil loss prediction: a revised Morgan–Morgan–Finney model. *Catena*, 44(4), 305-322.
- Morgan, R., Quinton, J., Smith, R., Govers, G., Poesen, J., Auerswald, K., . . . Styczen, M. (1998). The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth surface processes and landforms*, 23(6), 527-544.
- Nordin Jr, C. F. (1990). Discussion of "Uncertainty in Suspended Sediment Transport Curves" by Edward A. McBean and Sabah Al-Nassri (January, 1988, Vol. 114, No. 1). *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(1), 145-148.
- Pardé, M. (1962). Sur les crues exorbitantes qu'éprouvent certaines rivières des Etats-Unis, notamment au Texas. *Hydrological Sciences Journal*, 7(2), 17-33.
- Paskett, C. J. (1982). Watershed management—a method of decreasing reservoir sediment accumulation. *Water International*, 7(2), 59-63.
- Paustian, S. J., & Beschta, R. L. (1979). The suspended sediment regime of an Oregon Coast Range stream. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 15(1), 144-154.
- Peart, M., & Walling, D. (1988). Techniques for establishing suspended sediment sources in two drainage basins in Devon, UK: a comparative assessment. *IN: Sediment Budgets. IAHS Publication*(174).
- Probst, J. L., & Suchet, P. A. (1992). Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrological Sciences Journal*, 37(6), 621-637.
- Raoult, J. F. (1969). Nouvelles données sur les flyschs au nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du col des Oliviers (nord du Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(4), 516-522.

- Restrepo, J. D., & Kjerfve, B. (2000). Magdalena river: interannual variability (1975–1995) and revised water discharge and sediment load estimates. *Journal of Hydrology*, 235(1), 137-149.
- Roose, E. (1994). *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)*.
- Roose, E., CHEBBANI, R., & BOUROUGAA, L. (2001). Ravinement en Algérie. Typologie, facteurs de contrôle, quantification et réhabilitation. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 11(4), 317-326.
- Roubault, M. (1935). *La Kabylie de Collo: étude géologique*: Faculté des sciences de l'Université de Paris.
- Roy, P., Tichoux, H., Fauchè, R., Langlois, J., Parent, G., & Trudent, F. (2006). Etude de la protection du bassin versant du barrage Beni-Haroun. [Rapport technique]. *Tecsul International Limitee*, Chapitre 8.
- Sarangi, A., & Bhattacharya, A. (2005). Comparison of artificial neural network and regression models for sediment loss prediction from Banha watershed in India. *Agricultural Water Management*, 78(3), 195-208.
- Sauvadet, M., Raclot, D., Ben Slimane, A., & Le Bissonnais, Y. (2012). Déterminisme du ruissellement et de l'érosion hydrique de la parcelle au versant en milieu méditerranéen marneux. *Revue Marocaine des Sciences Agronomiques et Vétérinaires*, 1(1), 41-46.
- Serrat, P. (1999). Dynamique sédimentaire actuelle d'un système fluvial méditerranéen: l'Agly (France): Present sediment yield from a Mediterranean fluvial system: the Agly river (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 329(3), 189-196.
- Snoussi, M. (1988). *Nature, estimation et comparaison des flux de matières issus des bassins versants de l'Adour(France), du Sebou, de l'Oum-er-Rbia et du Souss(Maroc): impact du climat sur les apports fluviaux à l'océan*.
- Snoussi, M., Jouanneau, J. M., & Latouche, C. (1990). Flux de matières issues de bassins versants de zones semi-arides (Bassins du Sebou et du Souss, Maroc). Importance dans le bilan global des apports d'origine continentale parvenant à l'Océan Mondial. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 11(1), 43-54.
- Souadi, T., King, C., Bourguignon, A., Maurizot, P., Denis, L., Le Bissonnais, Y., . . . Lecour, A. (2000). Cartographie régionale de l'aléa «érosion des sols» en région Haute-Normandie. *BRGM-INRA, rapport BRGM*.
- Syvitski, J. P. M. (2003). Supply and flux of sediment along hydrological pathways: research for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 1-11.
- Terfous, A., Megnounif, A., & Bouanani, A. (2001). Etude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 14(2), 173-185 .
- Thiessen, A. H. (1911). Precipitation averages for large areas. *Monthly weather review*, 39(7), 1082-1089.
- Tixeront, J. (1960). Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. *General Assembly of Helsinki, 25 July–5 August 1960*, 26-42.

- Tourki, M. (2010). *Etude de l'érosion et du transport solide dans le bassin versant de l'Oued Kébir Est Nord-Est Algérien*. Magistère, Université Badji Mokhtar-Annaba.
- Tourki, M., Khanchoul, K., Le Bissonnais, Y., & Belala, F. (2017). Sediment yield assessment in the Upper Wadi Kebir catchment, Kébir Rhumel River, Northeast of Algeria (1973-2006). *Synthèse: Revue des Sciences et de la Technologie*, 34(1), 122-133.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1), 55-94.
- Van Rompaey, A. J., Vieillefont, V., Jones, R. J., Montanarella, L., Verstraeten, G., Bazzoffi, P., . . . Poesen, J. (2003). Validation of soil erosion estimates at European scale. *European Soil Bureau, Brussels*, 25.
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Broeckx, J., & Nyssen, J. (2014). Sediment yield in Africa. *Earth-Science Reviews*, 136, 350-368.
- Verhoff, F. H., Melfi, D. A., & Yaksich, S. M. (1980). River nutrient and chemical transport estimation. *Journal of the Environmental Engineering Division*, 106(3), 591-608.
- Vila, J.-M. (1980). *La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens*.
- Vörösmarty, C. J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P., & Syvitski, J. P. M. (2003). Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 169-190.
- 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., & Fang, D. (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 111-126.
- Walling, D. E., Foster, S. S. D., & Wurzel, P. (1984). *Challenges in African hydrology and water resources* (Vol. 144): International Association of Hydrological Sciences.
- Walling, D. E., & Webb, B. W. (1981). The reliability of suspended sediment load data [River Creedy, England].
- Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning. *Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning*.
- Wood, J. (1996). Scale-based characterisation of digital elevation models. *Innovations in GIS*, 3, 163-175.
- Young, R., Onstad, C., Bosch, D., & Anderson, W. (1989). AGNPS: A nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of soil and water conservation*, 44(2), 168-173.