

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITE BADJI MOKHTAR-ANNABA



جامعة باجي مختار- عنابة

Faculté des Sciences de l'Ingénieur Année 2009

Département d'Hydraulique

MEMOIRE

Présenté en vue de l'obtention du diplôme de MAGISTER

ETUDE DU RUISSELLEMENT PLUVIAL DES SOUS BASSINS DE LA SEYBOUSE

Option

Hydraulique Urbaine et Ouvrages Hydrauliques

Par

M. Khelalfa Mohamed

DIRECTEUR DE MEMOIRE : Mr. M.LADJEL M..C Univ. de Sétif

DEVANT LE JURY

PRESIDENT: M^r M. MEKSAOUINE M.C Univ. de Annaba

EXAMINATEURS : M^r Y. HAMMAR M. C Univ. de Annaba

M^r H. AMARCHI M. C Univ. de Annaba

Remerciement

A terme de ce modeste travail, je voudrai remercier en premier lieu monsieur LADJEL MAHMOUD maître de conférence au département de génie civil de l'université de Sétif, d'avoir accepter de diriger ce travail .ses conseils ainsi que sa gentillesse m'ont permis de mener à bien ce travail.

Je remercie également Monsieur M.MEKSAOUINE, maître de conférence de l'Université d'Annaba d'avoir accepter d'honorer cette soutenance comme président de jury. Qu'il me soit permis de lui exprimer ma plus haute considération.

Monsieur HAMMAR YAHIA, maître de conférence de l'université d'Annaba et Monsieur H. AMARCHI, maître de conférence d'Université d'Annaba, qui ont bien voulu examiner ce travail et être membre de jury.

Mes meilleures remerciements vont également aux personnes qui m'ont encouragé et aidé a la réalisation de ce travail.

Mes sincères remerciements vont également a tout les enseignants du département d'hydraulique, a mes collègues du groupe et mes camarades étudiants

Table des matières

Introduction générale.....	1
Chapitre I : Etude bibliographique.....	4
I.1 Genèse et transfert du ruissellement.....	4
I.2 le processus de genèse du ruissellement.....	6
I.3 Revue des expérimentation in situ.....	6
I.4 Genèse de ruissellement par affleurement de nappe et période de retour des pluies.....	10
I.5 Prédiction de la lame écoulée par des modèles simples.....	11
I.5.1 le modèle développé par le Soi/ Conservation Service (MOCKUS,1969).....	13
I.5.2 les utilisateur les récentes IPA dans le calcul des crues.....	15
I.5.3 les paysage sahéliens et leurs comportement face a l'écoulement...	17
I.6 Paramètre de l'hydrogramme de la crue.....	18
I.6.1 l'hydrogramme de l'écoulement fluvial.....	20
I.6.2 Analyse graphique des dépendances.....	23
Conclusion.....	26
Chapitre II : Présentation de la région d'étude.....	27
II.1 Caractéristique physicogeographique de la région.....	27
II.1.1 Relief.....	27
II.1.2 Situation géographique.....	28
II.1.3 Cadre géographique.....	28
II.1.4 le bassin haute de la Seybouse.....	28
II.1.5 le bassin de la moyenne de la Seybouse.....	29
II.1.6 le bassin de la basse de la Seybouse.....	29
II.1.7 les caractéristiques morpho métriques de bassins versant.....	29
II.1.7.1 Paramètres géométriques : la surface et le périmètre.....	30
II.1.7.2 Caractéristique de la forme.....	30
II.1.7.3 L'orographie.....	30
II.1.7.4 L'altitude moyenne.....	32
II.1.7.5 Les indices des pentes.....	33
II.1.8 Réseau hydrographique.....	33
II.1.8.1 Réseau hydrographique de la Seybouse.....	33
II.1.8.2 Type de densité de drainage.....	34
Conclusion.....	35
II.2 Caractéristiques géologiques et lithologiques.....	36
Introduction.....	36
II.2.1 Les grandes unités géologiques.....	36
II.2.1.1 L'atlas Saharien.....	36
II.2.1.2 L'atlas Tellien.....	36
II.2.1.3 La chaîne numidique.....	36
II.2.1.4 Le massif de l'Edough.....	36

II.2.2 Les grandes ensembles lithologiques	37
II.2.2.1 Haute de la Seybouse.....	37
II.2.2.2 la moyenne de la Seybouse	37
II.2.2.3 La basse de la Seybouse	38
Conclusion	38
II.3 Caractéristiques biogéographique	40
II.4 Caractéristiques pedologiques	41
II.5 Caractéristiques climatique	44
Introduction.	44
II.5.1 Température de l'air	44
II.5.2 L'insolation.....	44
II.5.3 Le vent	45
II.5.4 Evaporation	45
II.5.5 Les précipitations.....	47
Conclusion.....	49
Chapitre III. Collecte et analyse des données hydro- climatiques	50
Introduction	50
III.1 Collecte des données morphométriques	51
III.2 Collecte des données pluviométriques	51
III.3 Collecte des données débits maxima instantanés.....	56
III.4 Description des données des débits instantanés maxima.....	58
III.5 Comblement des lacunes des débits maxima.....	59
III.6 Traitement des données pour chaque sous bassin.....	60
III.6.1 Détermination de la pluie moyenne journalière maximale	60
III.6.2 Détermination du coefficient de variation	61
III.6.3 Détermination du coefficient climatique	61
III.7 Analyse fréquentielle des débits maxima annuels	62
III.7.1 La méthode grapho-analytique d'Alekseev	63
III.7.2 Estimation des valeur de débit spécifique fréquentielle	67
Conclusion.....	69
Chapitre IV. Analyse de ruissellement	71
IV.1 Introduction.....	71
IV.2 Estimation de ruissellement	72
IV.2.1 Pluie pendant un temps de concentration	77
IV.2.2 Le temps de concentration	78
IV.2.3 Estimation de pluie courte durée	80
IV.3 Analyse du coefficient de l'écoulement pluvial.....	81
IV.3.1 Ruissellement en tenant compte des pertes initiales des eaux pluie	82
IV.3.2 Analyse de la dépendance entre le coefficient..... de ruissellement et la variable de Gauss	83

IV.3.3 Estimation du ruissellement en négligeant des pertes initiales des eaux pluie	84
IV.5 Estimation du ruissellement par la méthode de coefficient de conversion.....	94
IV.5.1 Analyse graphique du coefficient conversion	94
IV.5.2 dépendance des paramètres a et b en fonction du nombre de Gauss	96
IV.5.2 .1 – Analyse de la dépendance $a = f(u_{P\%})$	96
IV.5.2.2 -Analyse de la dépendance $b = f(u_{P\%})$	97
IV.6 - Vérification des méthodes d'estimation du ruissellement.....	98
IV.6.1- Estimation des écarts des valeurs du coefficient de conversion pour différentes fréquences	98
IV.7 – Estimation du ruissellement.....	98
Conclusion	101
Conclusion générale.....	104
Annexes	109
Liste des tableaux et figure	149
Référence bibliographique	157

Abstract:

when speaking of floods, we must look at the fundamental characteristic, which is the runoff. The estimated volume of runoff for small and medium-sized ungauged basins is problematic. In the physical-geographical conditions of northern Algeria this problem remains with respect to studies of hydraulic. The runoff is the volume of rain water is spilled net in the primary river whose hair length is more a time of concentration on the slope. The identification and characterization of different runoff processes are of theoretical and practical importance. This is possible by experiments on natural slopes or on a limited area of several square meters. In the absence of experimental ponds and knowing the background, one can use the data on hydrological flood storm observed slopes of watersheds, taking into account the Type of runoff

A thorough analysis of flood storm frequency would first identify the main characteristics of the flood, to determine the maximum specific module in a given region to determine the reduction rates by the maximum specific surface and determine the depth of runoff for each watershed

Key words: runoff, runoff coefficient, time of concentration

Résumé :

Quand on parle des inondations, on doit s'intéresser à la caractéristique fondamentale, qui est le ruissellement. L'estimation du volume de ruissellement pour les petits et moyens bassins non jaugés est problématique. Dans les conditions physico-géographiques du Nord de l'Algérie ce problème reste posé, relativement aux études des aménagements hydrauliques. Le ruissellement est le volume des eaux de la pluie nette qui est déversé dans le chevelu hydrographique primaire dont la durée est plus grande d'un temps de concentration sur le versant. L'identification et la caractérisation des différents processus du ruissellement revêtent une importance théorique et pratique. Ceci est possible par expérimentation sur des versants naturels ou sur une surface limitée de quelques mètres carrés. En absence de bassins expérimentaux et connaissant la genèse, on peut utiliser les données hydrologiques sur les crues pluviales observées des bassins versants, en tenant compte du type de ruissellement.

Une analyse approfondie, des crues pluviales de fréquence donnée, permettrait tout d'abord d'identifier les principales caractéristiques de la crue, de déterminer le module spécifique maximum dans une région donnée, de déterminer la réduction des débits spécifiques maximums par la surface et de déterminer la lame ruisselée pour chaque bassin versant.

Mots clés : ruissellement, coefficient de ruissellement, temps de concentration.

ملخص:

عندما نتحدث عن الفيضانات، يجب النظر في الخصائص الأساسية و التي هي الجريان. الإشكالية تكمن في التقدير الكمي للجريان للأحواض الصغيرة والمتوسطة الغير مجهزة، والتي تعتبر المشكل الاساسي الذي يطرح دائما أثناء القيام بدراسات التهيئة الهيدروليكية وذلك راجع للطبيعة الفيزيوجغرافية للمنطقة الشمالية للجزائر. الجريان هو حجم مياه المطر المتسرب الصافي في النهر الرئيسي والذي مدته اكبر من وقت التركيز على المنحدر. تحديد خصائص عمليات الجريان المختلفة يعتبر ذا أهمية من الناحية النظرية والتجريبية، وهذا ممكن باستعمال التجارب على الأحواض الطبيعية أو مساحات محددة تبلغ بعض الأمتار مربعة. في غياب الأحواض التجريبية ومعرفة المنشأ، يمكن استخدام البيانات الهيدرولوجية على حملة الأمطار الملاحظة على الأحواض مع أخذ بعين الاعتبار نمط الجريان السطحي.

التحليل الدقيق لحملة الأمطار لترددات معطاة من شأنه تحديد المميزات الأساسية للحملة كمعامل الخاص الاعظمي لمنطقة معينة، تحديد انخفاض التدفق الخاص الاعظمي و تحديد حجم الجريان السطحي للأحواض .
كلمات افتتاحية: الجريان، معامل الجريان، زمن التركيز.

Introduction générale

Les méthodes classiques d'estimation de l'écoulement sur les bassins versants se heurtent à une difficulté d'appréciation de l'aptitude au ruissellement. La détermination des paramètres d'écoulements du bassin est relativement subjective et intuitive ; des lors, la précision globale peut être médiocre, souvent la valeur attribuée réellement a ces paramètres dépend grandement de l'expérience de l'ingénieur.

Dans le domaine de l'hydrologie de surface, de nombreux modèles de simulation ont été développés pour gérer des ressources hydriques. Ces modèles sont basés sur une approche mathématique détaillée faisant appel a de nombreux paramètres souvent difficiles a acquérir, ou sur des relations empiriques et globales limitant fortement leur flexibilité et leur applicabilité a différentes situations développés pour répondre a des besoins très spécifiques, les modèles hydrologiques de type analytique utilisent des constantes empiriques qui ne représentent pas une redite physique et mesurable. IL est nécessaire alors de les ajuster pour chaque nouveau contexte d'application lors de leur développement. De nombreux compromis sont faits quant à leur représentativité de la réalité. La qualité des modèles hydrologiques réside à la fois dans leur simplicité et dans l'équilibre du compromis réalisé entre la simplification et la crédibilité de la représentation adoptée .Il apparaît donc nécessaire de concevoir une approche permettant d'allier les qualités des modèles complexes (représentativité et crédibilité) avec celles des outils plus simplifiés (facilité d'utilisation et de paramétrisation).

Historiquement, les travaux sur les principaux processus contrôlant le chemin de l'eau dans le bassin versant avaient pour objectif premier une meilleure connaissance de la genèse des crues. Dans ce cadre, le ruissellement a fait l'objet de développements spécifiques car il constitue un écoulement par nature rapide et donc susceptible d'augmenter les pics de crue. Le processus de genèse du ruissellement se compte parmi les phénomènes complexes de la nature car il est influencé par plusieurs paramètres interface l'un de l'autre. Il se définit avant tout comme un transfert des eaux pluviales sur la surface du sol.

L'analyse physique a montré qu'une partie de l'eau non infiltrée est stockée dans les dépressions créées par le microrelief de la surface du sol et lorsque la capacité de rétention superficielle est atteinte, le transfert d'eau par ruissellement apparaît. La géométrie de la surface du sol (microrelief, pente) détermine donc le stockage possible en surface.

Les facteurs contrôlant la genèse et le transfert du ruissellement pluvial sont très complexes, il est préférable d'identifier les processus dominants qui contrôlent la réponse hydrologique d'une zone donnée. L'utilisation intense de la simulation sert à poser des lois physiques et à s'adapter avec les phénomènes existants qui auront pour objet de résoudre des problèmes délicats.

Dans ce contexte, plusieurs modèles ont été développés pour mieux quantifier les paramètres hydrologiques, ils sont applicables dans des conditions pluviométriques et morphométriques limitées et identifiées par le constructeur lui-même pour valider le modèle proposé.

Cet intervalle de validation du modèle nécessiterait des expérimentations spécifiques pour une adaptation précise de ce modèle avec les autres cas.

La théorie classique du ruissellement veut que le ruissellement instantané sur un bassin versant homogène soit la différence entre l'intensité de la pluie et la capacité de l'infiltration dans le terrain des couches superficielles, cette capacité de l'infiltration soient variable avec l'humidité de ces couches. L'application de cette théorie dans le bassin expérimental n'a donné aucun résultat

La présente étude du ruissellement pluvial des sous bassins de Seybouse qui connaît une croissance économique extraordinaire. Cette plaine est régulièrement menacée par les inondations. La genèse du ruissellement est considérée comme la question hydrologique la plus compliquée.

Le développement de l'industrie et de l'agriculture exige des ressources supplémentaires en eau. Le ruissellement de chaque crue constitue un apport en eau indispensable pour la région dont la gestion rationnelle est conditionnée par une connaissance de sa genèse et des facteurs déterminants.

Connaissant théoriquement la genèse du ruissellement et sur la base des données pluviométriques et hydrométriques ordinaires, il s'avère possible d'identifier un modèle analytique de transformation de la pluie en ruissellement.

Notre étude concerne six sous bassins versants du Seybouse et deux bassins limitrophes. La superficie du bassin de la Seybouse est 14068 km². Il s'étend des marges des hautes plaines constantinoises au sud, à la mer méditerranée au nord. En environ de 100 km de longueur, on passe d'un domaine semi – aride à un domaine humide méditerranéen, d'un secteur montagneux à un secteur relativement plat.

Aussi, notre étude s'articulera en trois parties principales :

- le diagnostic physico- géographique, première étape de la connaissance des bassins versants, permettra de caractériser les principaux facteurs naturels intervenant dans l'alimentation en eau et dans l'écoulement ; facteurs morphologiques, lithologiques, climatiques et leur interaction déterminante dans le comportement hydrologique de ce bassin.
- En seconde partie, l'étude hydrologique, portera sur huit sous bassins représentatifs en l'occurrence les bassins des oueds, Ressoul, Sabath, Melah , Seybouse, Bouhamdane, Cherf et les oueds des deux bassins limitrophes, Saf saf et Hammam .

Notre objet, basé sur le traitement statistique des données hydrométriques, mettra en lumière les aspects fondamentaux de l'écoulement et l'évaluation des apports liquides du ruissellement des crues dans les sous bassins concernés et de présenter un modèle analytique exprimant la transformation de la pluie en ruissellement.

CHAPITRE I : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

I.1 Genèse et transfert du ruissellement:

Le partage des précipitations en surface du sol se fait en plusieurs composantes : interception par la végétation, évapotranspiration, infiltration dans le sol, ruissellement en surface. Sur les parcelles agricoles en saison hivernale, l'interception par la végétation et l'évapotranspiration est considérée comme négligeable. L'eau ruisselée est donc celle qui n'a pas pu s'infiltrer dans le sol.

I.2 Les processus de genèse du ruissellement

Historiquement, les travaux sur les principaux processus contrôlant le chemin de l'eau dans le bassin versant avaient pour objectif premier une meilleure connaissance de la genèse des crues.

Dans ce cadre, le ruissellement a fait l'objet de développements spécifiques car il constitue un écoulement par nature rapide et donc susceptible d'augmenter les pics de crue. L'historique des hypothèses émises à travers ce type d'approche est largement décrit dans la bibliographie (Bonell, 1993; Ambroise, 1998; Ogden and Watts, 2000). Par ailleurs, les travaux sur l'érosion des sols et le devenir des polluants, notamment d'origine agricole, apportent des éléments complémentaires de description des flux d'eau dans le bassin versant, et en particulier de la partition entre infiltration et ruissellement.

Conceptuellement, il est courant de distinguer deux processus pour expliquer l'apparition du ruissellement : le refus d'infiltration d'un sol non saturé (« excess infiltration overland flow ») dit ruissellement hortonien d'une part, et le refus d'infiltration d'un sol saturé (« saturation overland flow ») d'autre part. Le ruissellement hortonien apparaît lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol (Horton, 1933). Différentes méthodes ont été proposées pour estimer cette capacité d'infiltration et son évolution au cours d'une averse : équations empiriques (Horton, 1933) ou à base physique (Green and Ampt, 1911; Philip, 1957; Hillel, 1980; Haverkamp et al., 1994). Cependant, en climat humide, ce ruissellement est le plus souvent actif sur des zones limitées du bassin et non généralisé à tout le bassin comme ont pu le laisser supposer les premières études utilisant ce concept pour expliquer la genèse des crues (Ambroise, 1998). Ainsi, il se produit généralement sur des sols très faiblement perméables (argiles, marnes) ou sur des sols initialement secs. Il peut aussi résulter de la baisse de la conductivité hydraulique d'une couche de sol en surface : compactage par le passage d'engins agricoles, formation de croûtes de surface peu perméables liées aux phénomènes de battance. Cette dernière situation, abondamment décrite dans la littérature, sera plus amplement développée dans la suite de ce chapitre.

Le ruissellement sur sol saturé peut être observé lorsqu'une nappe phréatique est présente à proximité de la surface du sol. Pendant la pluie, lorsque le niveau de la nappe atteint la surface du sol ; la capacité d'infiltration du sol est contrôlée par la vitesse des écoulements dans la nappe qui reste souvent très

faible voire nulle, suivant les caractéristiques de l'hydrogéologie locale. Le ruissellement ainsi engendré peut également être alimenté par des exfiltrations d'eau provenant de la nappe affleurante, « return flow », (Dunne and Black, 1970). Alors que le ruissellement hortonien est contrôlé par les propriétés locales de la couche superficielle du sol, le ruissellement sur surface saturée résulte de la dynamique de l'ensemble de la nappe affleurante. Il est fréquemment observé dans les zones situées en fond de vallées à proximité d'un cours d'eau. Étudiées initialement par Cappus (1960), puis par Betson (1964) et Dunne et Black (1970), les surfaces où se produisent ces écoulements sont alors appelées « aires contributives saturées », car le ruissellement participe directement à l'écoulement du cours d'eau. Leur évolution et leur connectivité dans le temps et dans l'espace ont depuis fait l'objet de nombreux travaux (Mérot, 1988; Montgomery and Dietrich, 1995; Ambroise et al., 1996). Le ruissellement sur surface saturée apparaît aussi sur des plateaux lorsqu'un horizon imperméable à faible profondeur occasionne la présence de nappes perchées temporaires. Ce contexte est moins décrit dans la littérature, vraisemblablement car ces zones ne sont pas directement connectées au réseau hydrographique. Le ruissellement engendré peut en effet se réinfiltrer et ne pas contribuer directement à la genèse des crues (zones saturées « actives » car productrices de ruissellement mais non « contributives » au débit en sortie de bassin versant selon la terminologie d'Ambroise, 1998). Le ruissellement de type hortonien et celui sur surface saturée peuvent être concomitants au sein d'un même versant suivant la position topographique et les propriétés de la pluie et du sol (Smith and Hebbert, 1983; Jordan, 1994; Cros-Cayot, 1996; Huang et al., 2001). Ainsi, sur une parcelle expérimentale en contexte armoricain, Cros-Cayot (1996) observe un ruissellement par saturation plutôt en bas de versant en condition de forte humidité. Dans le même temps, un ruissellement de type hortonien apparaît en haut et le long du versant suite à la formation progressive d'une croûte de battance à la surface du sol. En conséquence de ces définitions, la genèse du ruissellement, qui correspond ici à la formation d'un excès d'eau en surface lors d'une pluie, dépend :

- des caractéristiques de la pluie :
Intensité de pluie pour le ruissellement de type hortonien ;
Cumul de pluie pour le ruissellement sur surface saturée ;
- des caractéristiques du sol : à proximité de la surface pour le ruissellement de type hortonien (propriétés d'infiltrabilité, conditions initiales de teneur en eau) ; à plus grande échelle pour le ruissellement sur surface saturée (localisation de l'imperméable, capacité de drainage de la nappe superficielle).

Dans le paragraphe précédent, la genèse du ruissellement a été analysée comme défaut local d'infiltration. Or le ruissellement se définit avant tout comme un transfert d'eau à la surface du sol, lorsque la capacité de rétention superficielle

est atteinte, le transfert d'eau par ruissellement apparaît. La géométrie de la surface du sol (micro-relief, pente) détermine donc le stockage possible en surface (Kamphorst et al., 2000; Planchon and Darboux, 2002), les connexions entre les dépressions remplies d'eau et, par conséquent, la distance de transfert (Darboux, 1999). A petite échelle, la rugosité de la surface du sol intervient dans les vitesses de propagation du ruissellement (Govers et al, 2000). A plus grande échelle, les pratiques culturales modifiant à la fois la rugosité à l'échelle millimétrique et le micro-relief à l'échelle centimétrique, le sens du travail du sol qui détermine l'orientation du microrelief, la direction de la plus grande pente, la distribution spatiale des principaux collecteurs de ruissellement comme les traces de roues des engins agricoles, les fourrières, les fossés, ou des ralentisseurs d'écoulement comme une topographie concave, la présence de talus et de haies sont autant d'éléments à prendre en compte dans l'étude du transfert du ruissellement (Auzet, 1987; Auzet et al., 2002). L'ensemble de ces caractéristiques induit une non-linéarité entre la proportion d'eau de pluie qui ruisselle et l'échelle d'observation du ruissellement. En effet, la dynamique de connexions des zones ruisselantes dépend de l'hétérogénéité à la fois des facteurs contrôlant la genèse du ruissellement, notamment les propriétés du sol, et aussi de ceux contrôlant son transfert comme la rugosité, du micro-relief et de l'infiltrabilité des zones non ruisselantes. Ainsi, des études sur des bassins versants où le ruissellement de type hortonien est dominant ont montré que, lorsque l'échelle d'observation augmente, le coefficient de ruissellement (rapport entre les cumuls d'eau ruisselée et précipitée) diminue (Van de Giesen et al, 2000; Joel et al, 2002; Cerdan et al, 2004).

Vu la complexité des facteurs contrôlant la genèse et le transfert du ruissellement, il est préférable d'identifier les processus dominants qui contrôlent la réponse hydrologique d'une zone donnée (Blöschl, 2001; Cerdan et al., 2004). Les principaux déterminants de la genèse du ruissellement dans les parcelles agricoles drainées artificiellement par tuyaux enterrés. La présence de ce drainage entraîne en effet un fonctionnement hydrologique particulier des parcelles (Bénédicte Augéard, 2006).

I.3 Ruissellement et drainage : revue des expérimentations in situ

L'augmentation rapide des surfaces agricoles drainées, les recherches sur le drainage se sont orientées vers l'analyse de son impact sur le régime hydrologique et sur la qualité de l'eau (se référer, par exemple, à Oberlin, 1991; Skaggs et al., 1994; Robinson and Rycroft, 1999; Nédélec et al., 2004). Dans ce cadre, les études expérimentales sur le ruissellement en parcelles drainées menées dans différents contextes pédoclimatiques aboutissent aux mêmes conclusions :

- le drainage réduit considérablement la quantité d'eau ruisselée en hiver par rapport au contexte non drainé ;

- en période de drainage intense, les épisodes de ruissellement se produisent lorsque la nappe est très proche de la surface du sol ;
- des épisodes de ruissellement peuvent être observés en saison humide, hors saison de drainage intense (comme en automne ou au début du printemps) ; ces épisodes sont de type hortonien et peuvent aussi s'accompagner d'un débit de drainage temporaire. Dans l'Oregon (Etat-Unis), Lowery et al. (1982) et Istok et Kling (1983) constatent, après l'installation de drainage souterrain autour de parcelles sur des sols argilo-limoneux, une diminution des débits cumulés (-65 %) et des débits de pointe du ruissellement ainsi que du taux de sédiment (- 55 %). La plupart des épisodes de ruissellement sont attribuées à la montée de la nappe mesurée dans la parcelle (< 30 cm de profondeur). De même, au Québec, Enright et Madramootoo (1994) remarquent aussi que la montée de nappe mesurée à l'interdrain est concomitante à l'un des épisodes de ruissellement observé sur un sol sablo-limoneux drainé par un réseau de tuyaux enterrés. Kao et al. (1998) et Hammani (2002) comparent deux parcelles voisines, une drainée (réseau de tuyaux enterrés) et une non drainée, respectivement en France (Loire Atlantique) et au Maroc (périmètre irrigué de Gharb). Les épisodes de ruissellement sont moins longs et moins intenses en parcelle drainée qu'en l'absence de drainage (respectivement -85 % et -70 % de cumul de ruissellement pour les deux études) et sont aussi liés à la montée de la nappe à l'interdrain. Par ailleurs, Shirmohammadi et Skaggs (1984) soulignent que la présence d'une nappe à proximité de la surface augmente l'effet de compression de l'air lors de l'infiltration, ce qui limite l'infiltrabilité du sol.

Toutefois, la montée de nappe ne serait pas le seul facteur explicatif de la présence du ruissellement. Ainsi, juste avant la période de drainage intense, Kao et al. (1998) observent du ruissellement de type hortonien lors de pluies automnales intenses. Lowery et al. (1982) attribuent certains épisodes de ruissellement en période de nappe basse à la présence d'une semelle de labour. De même, Hoover et Jarett (1989) constatent que la reconsolidation de l'horizon labouré augmente le coefficient de ruissellement sur une parcelle drainée soumise à une simulation de pluie (expérience sur un sol limoneux en Pennsylvanie). Enfin, Enright et Madramootoo (1994) justifient la variabilité spatio-temporelle du ruissellement par la formation d'une croûte de battance et par le compactage de l'horizon de surface au niveau des traces de roues laissées par le passage d'engins agricoles.

D'après ces études, la présence de la nappe à proximité de la surface serait donc le principal déterminant de la genèse du ruissellement en parcelle drainée, mais il semble que l'évolution de la structure du sol à proximité de la surface intervienne également. Les études concernant la prise en compte conjointe de ces deux processus sont rares. Refes (1997) propose une méthodologie adaptée (mise en place de micropièges près des piézomètres à l'interdrain et suivi des croûtes de battance) ; néanmoins, son étude, de durée limitée et effectuée au

cours d'un printemps sec, n'a pas permis d'obtenir des résultats probants. Outre les expérimentations spécifiques à l'étude du ruissellement en parcelle drainée, les travaux concernant les débits drainés apportent également des éléments de réflexion sur le déclenchement du ruissellement par montée de la nappe.

Les travaux sur la réponse hydrologique de parcelles ou de bassins versants drainés à des pluies de période de retour supérieure à celle correspondant au débit de projet, restent encore à développer. Skaggs et al. (1982) analysent par modélisation l'impact du drainage de sols sablolimoneux de Caroline du Nord sur le ruissellement, pour une pluie de durée 24 h, de période de retour 10 ans, et en considérant différents écartements. Cette modélisation ne tient pas compte de la limitation du débit du drain ; de ce fait, ce travail illustre le processus de genèse du ruissellement lié au fait que « les facteurs pédoclimatiques offrent un certain débit au réseau ». Pour un écartement de 90 m, le ruissellement atteint 93 % de la pluie, pour un écartement de 15 m, il est de 64 %. A notre connaissance, ce type de démarche n'a pas été appliqué au contexte pédo-climatique français pour des réseaux de drainage enterré. D'après Oberlin (1991), lors des crues intenses sur des bassins versants drainés, l'hypothèse la plus probable serait que l'eau transite essentiellement sous forme de ruissellement car le drainage n'est pas dimensionné pour ce type de pluie. La fréquence de ces crues dites intenses serait a priori de quelques années à quelques dizaines d'années.

Le raison de la géométrie du réseau de drainage (drains parallèles, faible pente de la parcelle), les écoulements s'organisent dans un plan vertical perpendiculaire à l'axe des drains. Une modélisation bidimensionnelle des écoulements est donc adoptée, suivant l'hypothèse classique utilisée pour représenter les fluctuations de nappe drainée (Skaggs and Tang, 1976; Youngs, 1999). En outre, d'après les données expérimentales, le ruissellement observé lors de l'épisode pluvieux est de type hortonien, c'est-à-dire qu'il se produit sur sol insaturé ; le modèle doit donc inclure le fonctionnement de la zone non saturée. Compte tenu de ces exigences, le code commercial interfacé Hydrus 2D (Simunek et al., 1999), résolvant l'équation de Richards en deux dimensions par la méthode des éléments finis, a été choisi pour ces simulations. Ce modèle permet en outre une représentation explicite du drain.

Le ruissellement simulé par HYDRUS 2D correspond à la différence entre la pluie et la quantité d'eau effectivement infiltrée à travers la surface du sol. Le cumul d'eau ainsi obtenu est ramené à la longueur drain / interdrain, car le post-traitement du modèle ne permet pas de connaître la portion de longueur saturée pour tous les pas de temps lors des simulations longues. De plus, les effets du stockage et la dynamique de transfert de l'eau ne sont pas pris en compte dans la modélisation. Pour ces deux raisons, l'intensité du ruissellement simulé ne peut donc pas être directement comparée aux intensités mesurées au-dessus du drain ou à l'interdrain. De ce fait, la comparaison proposée par ici ne repose que sur la présence ou non de ruissellement. Néanmoins, la localisation des surfaces

ruisselantes est vérifiée en fin de simulations afin de distinguer le type de ruissellement simulé.

(Bénédicte Augéard, 2006) a fait la comparaison entre données de tensiométrie, piézométrie et épisodes de ruissellement. Les résultats de ces simulations sont présentés pour chaque pluie simulée qui considère dans un premier temps un profil vertical de sol homogène. Dans un deuxième temps, lorsque la simulation ne permet pas de reproduire l'occurrence du ruissellement observée, des hétérogénéités dans les propriétés hydrodynamiques du sol sont prises en compte dans le modèle.

La première partie de l'épisode pluvieux conduit à un ruissellement simulé qui atteint 5,2 mm/h, soit 89 % de la pluie horaire de l'heure concernée. Les données de tensiométrie observées indiquent qu'au moment du pic de ruissellement, le profil de sol n'est pas entièrement saturé (par exemple à 40 cm de profondeur). Donc, il se forme un front d'humectation sur toute la longueur entre drain et interdrain et le ruissellement est d'abord de type hortonien. Trois épisodes de ruissellement beaucoup moins intenses (maximum 0.25 mm/h) sont simulés lors des périodes d'affleurement de la nappe; ce ruissellement se produit sur la surface saturée située à l'interdrain.

Plusieurs hypothèses peuvent être émises pour expliquer cette différence de stockage et le transfert du ruissellement ne sont pas pris en compte dans la simulation ; or, le micro relief est encore assez marqué à cette période ; en effet, l'indicateur de micro relief utilisé (hauteur moyenne des « cols » à franchir par l'eau dans la direction du ruissellement, une partie de l'eau non infiltrée a pu être stockée dans les dépressions avant de se réinfiltrer ; cette hypothèse est vraisemblable dans le cas des épisodes de ruissellement d'intensité très faible ; cependant, la quantité de ruissellement simulée en début de pluie est assez forte (5,2mm), il est donc étonnant de ne retrouver aucune lame d'eau ruisselée à l'exutoire de la placette au-dessus du drain ni à celle à l'interdrain : une partie au moins des dépressions autour du système de mesure aurait dû être connectée ; - *les hypothèses sur les propriétés du sol ne sont pas valables* : les affleurements de nappe simulés mais non observés sont à l'origine des épisodes de ruissellement sur surface saturée calculés et non observés ; par ailleurs, d'après les observations de terrain, l'hypothèse de profil homogène de sol n'est pas plausible : d'abord, le déchaumage du mois de septembre a créé un horizon superficiel meuble aux propriétés hydrodynamiques vraisemblablement différentes de celles du sol en place ; par la suite, les pluies 1 et 2 ont entraîné un premier effondrement de cet horizon mais celui-ci reste sans doute plus poreux que l'horizon sous-jacent, permettant un stockage d'eau plus important avant d'atteindre la saturation ; c'est cette hypothèse qui sera testée par la suite pour expliquer l'absence d'observation de ruissellement. Le cumul d'eau tombé lors de la pluie 4 (50 mm) est le plus fort de la période étudiée. Les épisodes pluvieux sont d'abord espacés dans le temps puis deviennent plus fréquents et de

durée plus longue, le dernier épisode durant 14 h. L'intensité horaire maximale est de 4,2 mm/h. Durant les quatre derniers épisodes pluvieux, la nappe reste à proximité de la surface du sol (moins de 30 cm de profondeur), un ruissellement sur surface saturée est observé lorsque les phases d'affleurement sont concomitantes aux pluies.

I.4 Genèse du ruissellement par affleurement de nappe et période de retour des pluies.

L'objectif de cette partie est de répondre à la question suivante : pour une profondeur initiale de nappe donnée, quelles sont les caractéristiques des pluies en termes d'intensité / durée / fréquence provoquant l'affleurement de la nappe dans un système drainé artificiellement.

En conclusion, l'étude de l'affleurement de la nappe en régime permanent permet de quantifier les flux infiltrés et ruisselés entre drain et interdrain. Dans la zone d'affleurement de la nappe, l'essentiel de l'infiltration se produit dans les premiers mètres de l'affleurement, au plus proche du drain. Le ruissellement augmente rapidement avec la longueur saturée, il est compris entre 75 et 85 % de la pluie lorsque la longueur saturée dépasse 1 m depuis l'interdrain. Cette approche en régime permanent peut être appliquée dans des cas concrets si l'intensité de pluie reste stable pendant la durée d'obtention du régime permanent. Une solution pour aborder la succession de régimes transitoires liés à la variabilité naturelle de la pluie consiste alors à comprendre les grands principes régissant la dynamique du système après affleurement de la nappe. La valeur du débit moyen ruisselé en régime permanent serait donc un bon indicateur pour estimer le ruissellement en régime transitoire. Néanmoins, ce débit transitoire est plus faible que celui du régime permanent pour les longueurs saturées inférieures à 01 m environ ; se pose alors la question de la dynamique d'évolution de la longueur saturée, qui nous informera sur les phases pendant lesquelles le débit du régime permanent n'est pas valable. Ajustant l'expression de Mualem-van Genuchten (1981) à des mesures sur échantillons. La conductivité hydraulique à saturation équivalente est, quant à elle, estimée en utilisant un modèle d'écoulement dans la zone saturée fondé sur l'équation de Boussinesq. Cette paramétrisation du code HYDRUS 2D permet de reproduire correctement les fluctuations des pressions mesurées. Toutefois, la prise en compte de l'évolution des propriétés hydrodynamiques de l'horizon travaillé (fortement poreux en début d'hiver puis encroûté en fin d'hiver) est nécessaire pour simuler les épisodes de ruissellement observés. En effet, la modélisation montre que le travail du sol réduit fortement le ruissellement en début d'hiver ; cet effet s'estompe au fur et à mesure de l'effondrement de cet horizon lié aux fluctuations de la nappe. De plus, la représentation de la croûte de battance par une couche homogène de conductivité hydraulique en surface égale à 50 % de celle du sol en place, permet de simuler le dernier épisode de ruissellement observé. Toutefois, à part ce dernier épisode, l'affleurement de la nappe reste le

mécanisme de genèse du ruissellement prédominant observé lors de l'hiver 2003-2004. Ce résultat a été confirmé par les simulations numériques utilisant les données pluviométriques d'un hiver fortement pluvieux (2000-2001) comme variable de forçage du modèle. Les résultats montrent que la présence d'une croûte de battance augmente les quantités ruisselées, mais n'est pas à l'origine de nouveaux épisodes de ruissellement par rapport à une situation sans croûte. Ces simulations mettent aussi en évidence le rôle de la profondeur initiale de la nappe et de la durée de la pluie, qui intervient dans la dynamique de remplissage de la zone non saturée conduisant à l'affleurement. Ces deux facteurs, les caractéristiques des pluies et la profondeur initiale de la nappe, se font l'objet d'une analyse fine. La valeur de ce débit ruisselé en régime permanent constitue un bon indicateur pour estimer le ruissellement en régime transitoire. Seule la saison hivernale a été abordée dans leur travail. Lors des autres périodes de l'année, les déterminants du ruissellement sont comparables à ceux des parcelles non drainées puisque la nappe superficielle est absente, la part de l'évaporation et des prélèvements racinaires de l'eau précipitée étant bien plus forte qu'en hiver. Les méthodologies classiques utilisées pour estimer les débits et les chemins du ruissellement peuvent être appliquées, en particulier l'approche reliant observations des états de surface et capacité d'infiltration du sol dans des modèles comme STREAM (Cerdan et al. 2001).

I.5 Prédiction de la lame écoulee par des modèles simples :

Devant le développement de multiples modèles de plus en plus sophistiqués pour prédire l'écoulement en hydrologie, on peut se demander si le gain de précision obtenu par ces modèles est bien réel vis-à-vis de leur complexité croissante.

NAEF (1981) ajusta des modèles de complexité croissante aux données fiables de 3 bassins versants de superficie de 1, 6, 10 et 120 km². Il montra que les modèles simples (hydrogramme unitaire, régressions multiples et modèles conceptuels avec peu de paramètres) donnaient des résultats satisfaisants. Cependant, ni les modèles simples ni les modèles complexes ne réussissent à prévoir les événements exceptionnels.

Avec le même esprit, MICHEL (1983) montre qu'un modèle conceptuel à deux paramètres, permet une bonne prédétermination de l'écoulement. Dans ce contexte, Luc SÉGUIS (1986) décrit deux modèles simples faisant intervenir un Indice des Précipitations Antérieures ou une réserve en eau du sol comme paramètres correcteurs de la pluie.

Le modèle simplifié sahélien (GIRARD, 1975), ce modèle, fonctionnant uniquement avec les données hydropluviométriques, est destiné à reconstituer de longues séries de débits annuels à partir d'une station pluviométrique de référence. Les volumes annuels calculés sont obtenus par sommation des lames écoulées journalières calculées à partir des pluies totales journalières.

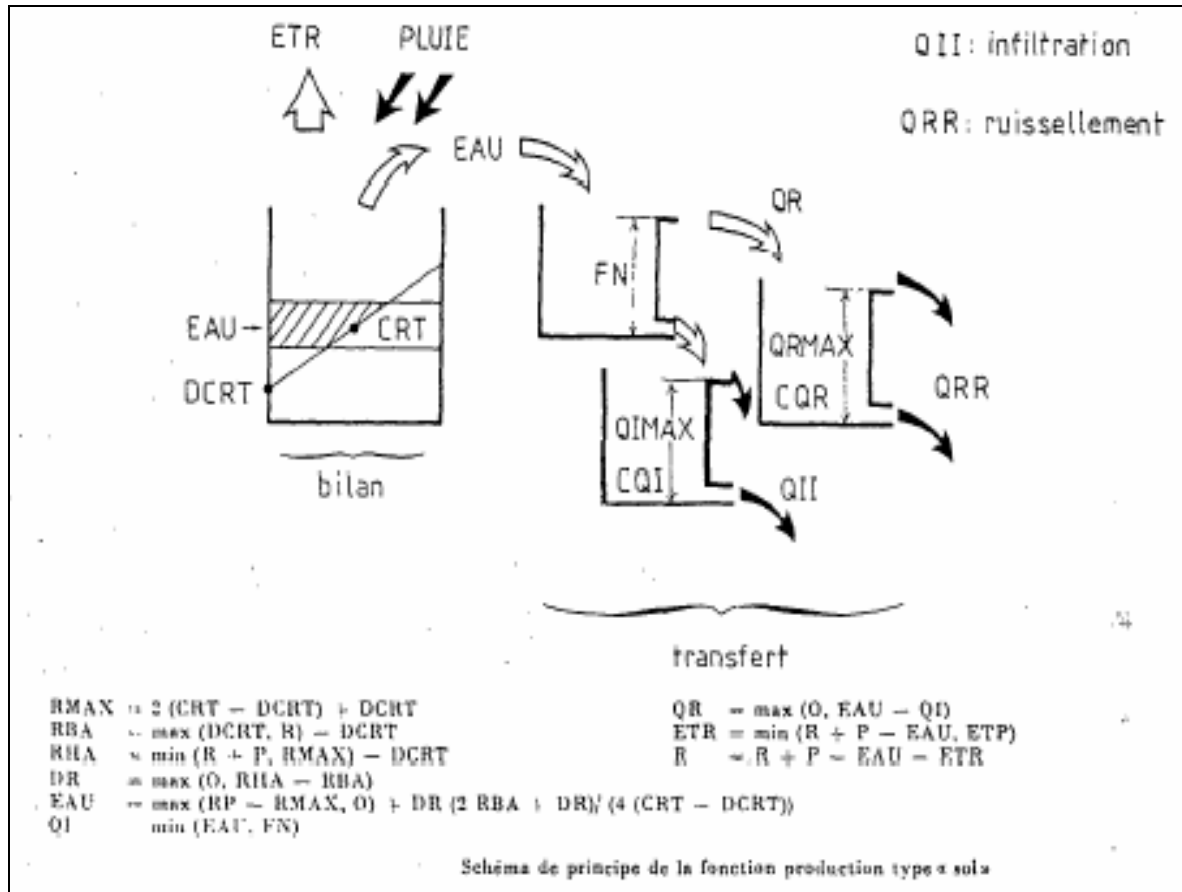


Figure 1- (in GIRARD et al.,1981)

Note : RP= R+P

Le passage de la pluie totale journalière (P_{totale}) à la lame écoulée journalière (Le) se fait par la relation linéaire suivante :

$$Le = K(P_{Totale} - H_0)$$

K : est assimilable à un coefficient d'écoulement, il est égal à la pente de deux rails limitant le nuage d'observations (P_{totale} ; Le).

H_0 :est assimilable à la pluie d'imbibition. Il varie entre 0 et H_{0max} , abscisse à l'origine du rail inférieur.

H_0 est calculé à partir de l'indice des précipitations antérieures suivant:

$$IPA_j = C(IPA_{j-1} + P_{j-1})$$

Avec P_{j-1} :puie totale au jour j-1

Si $IPA_j \in [H_{0max}; +\infty[$ alors $H_0=0$

Si $IPA_j \in [0; H_{0max}[$ alors $H_0=H_{0max} \cdot IPA_j$

Les paramètres de réglage du modèle sont C, K et H_{0max}

Ce modèle d'une grande simplicité calcule la lame écoulee journalière à la condition que la pluie totale journalière ne regroupe qu'une seule averse. Cette hypothèse est pratiquement toujours vérifiée au Sahel.

- le nuage de points (P_{totale} ; Le) a pour tout bassin versant une forme parabolique, plus ou moins accentuée. La pente de l'asymptote de cette courbe est K , c'est l'idée de l'existence d'un coefficient d'écoulement maximal.
- Les variations de Ho , entre 0 et Ho_{max} , représentent les différentes réponses possibles de la lame écoulee en fonction des conditions de saturation du bassin. La seule réserve que l'on pourrait apporter serait le cantonnement obligatoire de la lame écoulee entre les deux rails quelle que soit l'importance de IPA ce qui limite une extrapolation.

I.5.1 Le modèle développé par le "Soi/ Conservation Service "(MOCKUS, 1969):

La méthode de calcul de la crue est fondée sur l'affirmation qu'existe une relation théorique entre la rétention observée (F), la rétention potentielle maximale (S) (après soustraction de la pluie d'imbibition la), la lame écoulee observée Q et la lame écoulee potentielle maximale ($P - la$)

Si pour un évènement averse- crue, on reporte sur un diagramme la somme cumulée des lames écoulees en fonction de la somme cumulée des précipitations, on peut écrire, à un instant de l'averse, la relation de proportionnalité suivante :

$$\frac{F}{S} = \frac{Q}{P - la}$$

Après étude de nombreux bassins versants américains, les auteurs ont déterminé la relation empirique suivante :

$$La = aS \text{ (Avec } a=0.2)$$

ou

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.85}$$

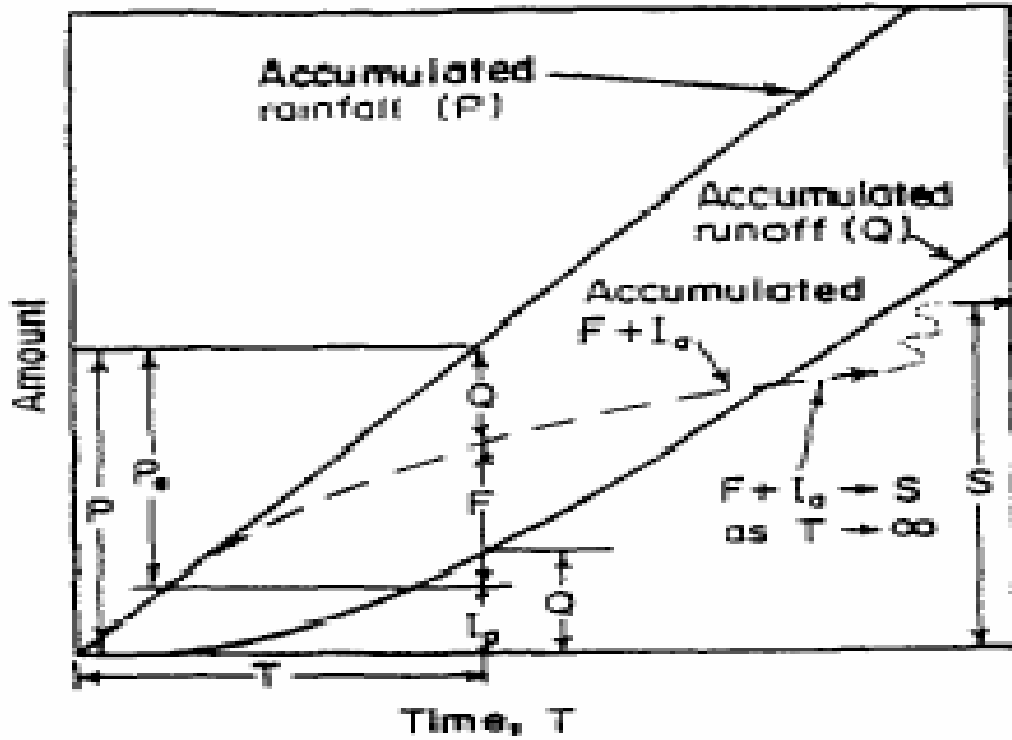


Figure 2- explicatif de l'équation, lame précipitée - lame ruisselée du "Soil conservation service"(in VEN TE CHOW, 1964)

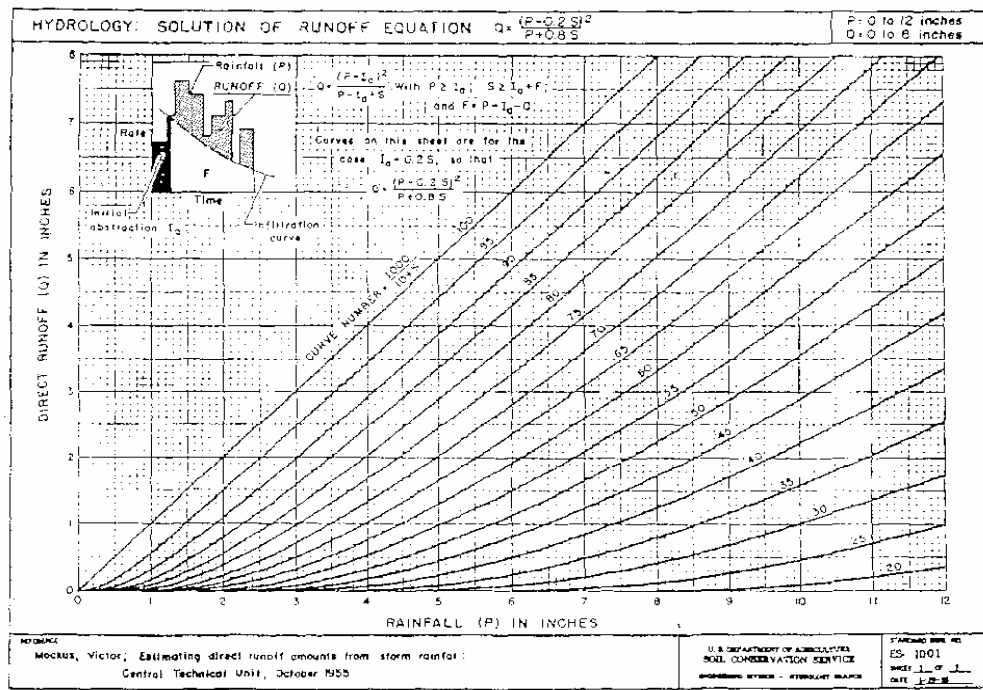


Figure 3- Courbe lame précipitée- lame ruisselée en fonction de C.N (in MOCKUS, 1969)

Le calcul de la lame écoulée par un modèle d'infiltration (FOROUD, et BROUGHTON, 1981). Nous décrivons ce modèle qui reprend les travaux du "Soi/ Conservation Service" car les auteurs ont utilisé un indice des précipitations antérieures comme paramètre d'extrapolation du modèle calé, à un bassin non étudié. Cette démarche, souvent envisagée, est rarement entreprise', comme nous le verrons avec un exemple utilisant la télédétection. Une fonction décroissante exponentielle, de type Horton, simule l'infiltration au cours de l'averse. Elle a la forme suivante :

Avec:

$$F(t) = Ae^{-B.t} + \overline{F_c}$$

$F(t)$: taux d'infiltration (LT^{-1})

$\overline{F_c}$: taux d'infiltration après humidification prolongé (LT^{-1})

A: taux d'infiltration au début de l'averse (LT^{-1})

B: coefficient de décroissance (T^{-1})

I.5.2 Les utilisations les plus récentes de IPA dans le calcul des crues:

La lame écoulée est déduite par soustraction de l'infiltration à la pluie tombée à chaque pas de temps. Ce modèle fut appliqué à 4 bassins de superficie comprise entre 17 et 342 km² situés dans les environs de Montréal. Le climat est continental tempéré. Suivant les bassins, le couvert forestier varie de 8 à 75% de la surface totale.

Au-delà des modèles variés où il peut intervenir comme un des paramètres, l'IPA a suscité un regain d'intérêt ces dernières années dans des domaines aussi différents au point de vue de l'échelle que la télédétection par satellite et la simulation de pluie sur parcelles naturelles.

La simulation de pluie sur parcelles cherche à préciser les paramètres hydrodynamiques du sol (LAFFORGUE, 1977) et donc l'accès aux mécanismes de ruissellement et d'infiltration à l'échelle de la parcelle. Puisque le ruissellement, après sa dépendance évidente avec la pluie, dépend de la teneur en eau dans les premiers centimètres de sol (CASENAVE, 1982), il est logique de rechercher les relations entre ruissellement, précipitation et teneur en eau. Pour caractériser ce dernier paramètre, les utilisateurs du mini simulateur emploient un IPA de type KOHLER avec un coefficient de décroissance k de 0,61. En effet, du fait de problèmes d'étalonnage, de maintenance et de la difficulté à donner des renseignements significatifs sur la teneur en eau des premiers centimètres du sol, la sonde à neutrons et le tensiomètre ne sont pas d'un usage courant. A ceci s'ajoute qu'à la différence de IPA, concept à

l'échelle du bassin, la sonde à neutrons ne délivre qu'une mesure ponctuelle. La lame ruisselée (LR) peut être mise en équation en fonction de la lame précipitée (P) et de IPA sur la parcelle.

Expérimentalement, la variation de la lame ruisselée en fonction de IPA pour P donné est linéaire (ALBERGEL et TOUIRI, 1982).

$$LR = a.IPA + b$$

a et b varie en fonction de la pluie. Cette variation est elle-même linéaire. Les coefficients de cette équation peuvent être déterminés graphiquement ou par optimisation. Cette équation est établie pour chaque état de surface type du bassin; puis, en fonction du pourcentage de surface de chaque couverture, les différentes équations sont composées. Avec:

$$LR_C = \sum_{I=1}^n S_I . LR_I$$

Ou:

n : nombre de parcelles sur le bassin

S_i : pourcentage de la surface totale S représenté par la parcelle i

LR_i : lame ruisselée calculée sur la parcelle (i) à partir de la pluie moyenne sur le bassin et de IPA avant l'averse.

Les lames ruisselées calculées LR, ne sont pas toujours égales aux lames ruisselées observées.

Autrement dit, sur un diagramme lame ruisselée observée lame calculée, elles s'organisent le long d'une droite qui n'est pas obligatoirement la première bissectrice.

Dans ce cas, un coefficient de passage des lames ruisselées calculées aux lames observées est défini. Il représenterait le passage de l'échelle de la parcelle à celle du bassin versant. Il englobe donc des caractères de significations physiques diverses (ALBERGEL, 1984) :

- l'effet de pente
- la répartition topologique amont- aval des sols par rapport au réseau de drainage, l'homogénéité des averses sur le bassin versant et les qualités de drainage du réseau hydrographique,..... etc.

La lame ruisselée de récurrence décennale calculée par cette fonction de production à partir d'une pluie décennale et d'un IPA moyen est à peu près égale à celle calculée à partir d'une fonction de production de type déviations résiduelles.

I.5.3 Les paysages sahéliens et leurs comportements face à l'écoulement

IPA a été défini en zone tempérée afin de représenter l'humidité globale d'un bassin versant, principal facteur d'écoulement. Les forts débits sont dus au

ruissellement sur une partie du bassin, variable au cours du temps, appelée aire contributrice et dont l'extension est conditionnée par les mouvements de l'eau qui s'est infiltrée dans le sol (ENGMAN et ROGOWSKI, 1974). Dans ce contexte, l'IPA, représentant la quantité d'eau stockée, peut être relié aux variations de tailles des surfaces qui contribuent au ruissellement (DUNNE et al., 1975) et donc en dernier lieu, au ruissellement.

Sur les bassins de la Mare d'Oursi, les relations furent établies par régression multiple. Les auteurs (CHEVALLIER et al., 1985, no 58 de l'annexe 2) ont retenu comme significative toute variable qui avait un coefficient de régression significativement distinct de zéro au seuil de 5 %. Ce seuil nous paraît trop lâche et il préférera un seuil de 1 %.

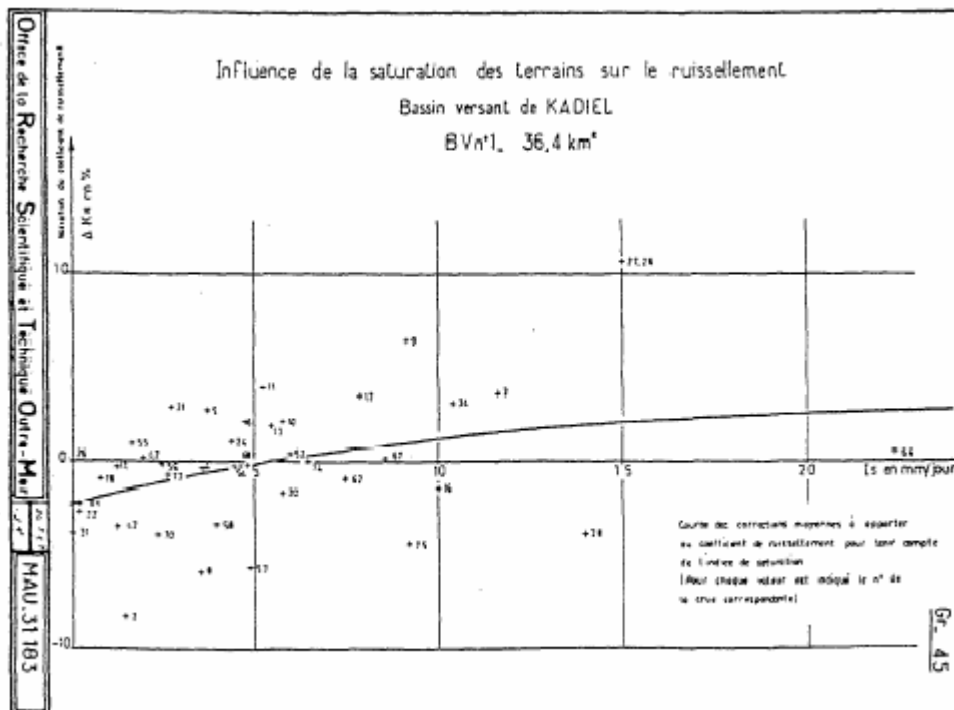


Figure 4- relation entre le coefficient de ruissellement (KR), lame précipitée obtenue par déviation résiduelle sur le bassin versant de Kadiel. in JACCON et CAMUS (1967), no 33 annexe 2)

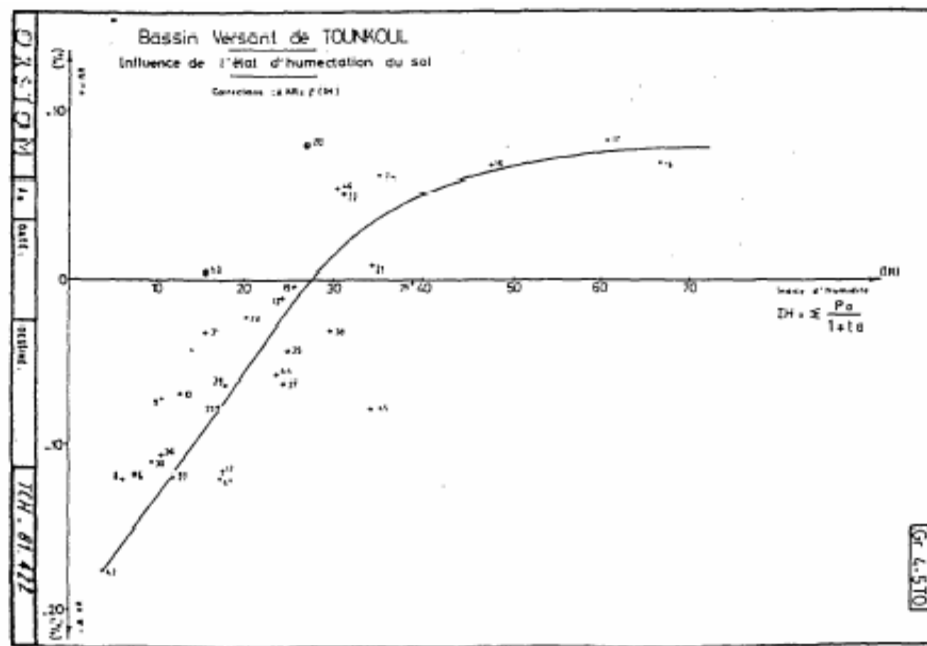


Figure 5- Relation coefficient de ruissellement (KR)-lame précipitée observée par déviations résiduelles sur le bassin versant de TOUNKOUL (in GIRARD et LE GUILLOU (1966), no 40 de l'annexe 2)

I.6 Paramètre de l'hydro gramme de la crue

L'auteur, monsieur ladjel a basé son étude sur L'hydrogramme de la crue de projet qui défini par trois caractéristiques essentielles : l'ordonnée maximale q_{max} , la lame d'écoulement R et le temps de base T . Le temps de base est la somme d'un temps de montée t_m et d'un temps de décrue t_d . Dans la pratique des calculs hydrologiques, il est toujours remplacé le temps de montée t_m par le temps de concentration fluviale t_c . La phase de montée de la crue pluviale t_m est déterminée en fonction de la durée du ruissellement.

L'auteur a cité le débit maximum des crues pluviales. Cette caractéristique est l'élément fondamental de l'hydrogramme de la crue de projet. La détermination du débit maximum est tributaire de la forme qu'on donne à l'hydrogramme. La durée de la phase de montée t_m dépend également du temps de concentration fluvial t_c et de la durée du ruissellement T_o , c'est-à-dire du rapport $\frac{t_c}{T_o}$. Pour les petits bassins versants, seule une partie du volume de ruissellement contribue à la formation de l'ordonnée maximale de la crue. Alors que pour les grands bassins versants, c'est tout le volume de ruissellement qui forme l'ordonnée maximale de la crue, c'est-à-dire qu'à la fin du ruissellement, la progression de la phase de montée de la crue s'arrête.

Le modèle simple de la pluie nette est obtenu par la comparaison de l'hiéthogramme de la pluie $i_p(t)$ avec le graphique de l'intensité de la somme des

perles instantanées. Il a été mis en évidence que l'intensité des pertes $p(t)$ est inversement proportionnelle avec le temps. Par la superposition des deux courbes, on obtient une partie de la pluie dont l'intensité est supérieure à l'intensité des pertes (Fig 6).

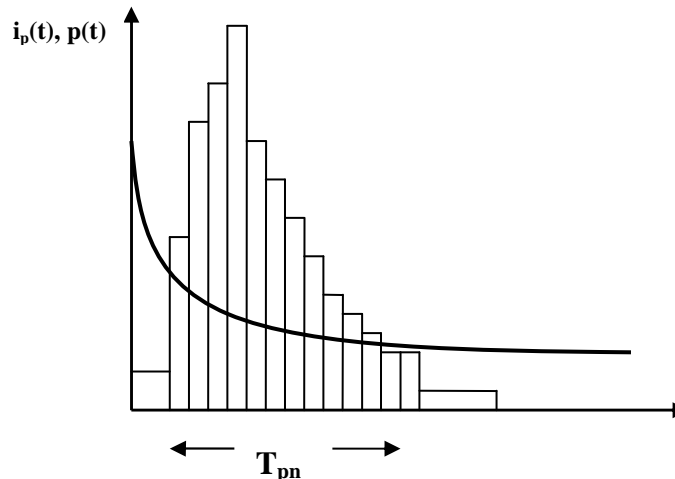


Figure 6-Le graphique la pluie net

La pluie nette, en un point quelconque sur le versant, est le surplus des eaux qui n'a pas été retenu sur place, et est égale à la surface au dessus de la courbe des pertes. Elle est exprimée par :

$$P_{net} = \int_0^{T_{p,n}} [i(t) - p(t)] dt \quad (1)$$

où:

- P_{net} - lame de la pluie nette, en mm;
- $i(t)$ - intensité courante de la pluie, en mm/min;
- $p(t)$ - intensité courante des pertes, en mm/min;
- $T_{p,n}$ - durée de la pluie nette, soit quand $i(t) > p(t)$

Dès l'apparition des premières quantités de la pluie nette, commence le processus de ruissellement par la concentration sur les versants élémentaires et le cheminement dans le chevelu fluvial élémentaire. Le processus de ruissellement est caractérisé par un hydrogramme dont l'ordonnée maximale est formée par la portion maximale de la pluie nette durant un intervalle de temps égal à la durée que met une portion de pluie nette formée au sommet du versant, pour arriver jusqu'au thalweg, c'est-à-dire le temps de concentration sur le versant, soit $t_{c,v}$ (fig. 7).

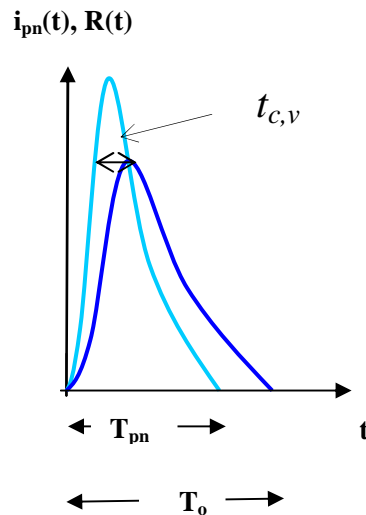


Figure 7 - Hydrogramme de ruissellement.

I.6.1 L'hydrogramme de l'écoulement fluvial

L'écoulement fluvial est généré par la transformation du ruissellement. La réduction de ce dernier avec l'augmentation de la surface du bassin versant est conditionnée par l'abattement de la vague de crue sous l'influence du temps de concentration d'une part, et d'autre part de l'échange entre les lits mineurs et majeur et la régularisation fluviale. L'auteur a examiné deux cas :

1^{ier} Cas : quand $t_c < T_o$, l'ordonnée maximale de la crue est formée par uniquement une partie du ruissellement c'est-à-dire par la portion maximale de ruissellement durant l'intervalle de temps égale au temps de concentration t_c . Le débit maximum de la crue est observé avant la fin de ruissellement (fig.8). Il a trouvé que le temps de montée t_m est supérieur au temps de concentration fluvial t_c :

$$t_m = \frac{T_o + t_c}{2} \quad (2)$$

Où:

t_m - temps de montée, en h;

T_o - temps de base de l'hydrogramme de ruissellement, en h;

t_c - temps de concentration fluviale, en h.

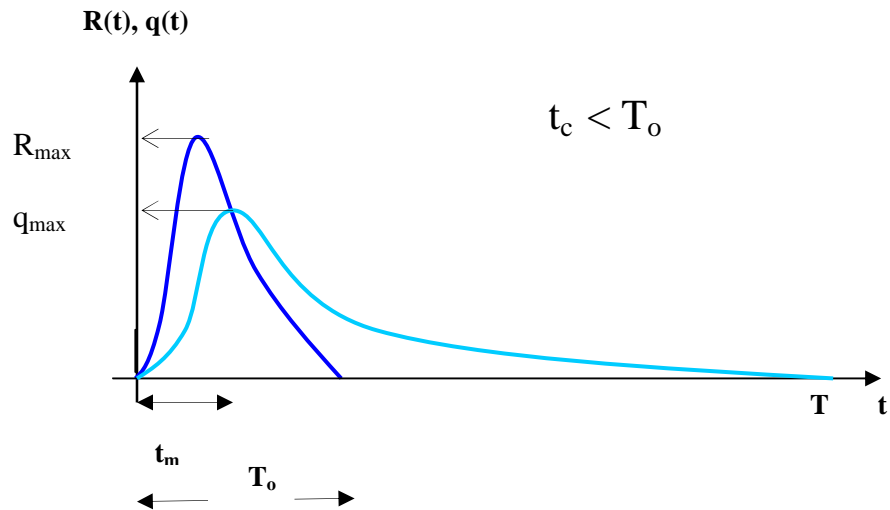


Figure 8- Hydrogramme de la crue pour $t_c < T_o$.

2^{ème} Cas: quand $t_c > T_o$, l'ordonnée maximale de la crue est formée par la totalité du ruissellement, c'est-à-dire que le débit maximum de la crue est observé avec la fin du ruissellement (fig. 9).

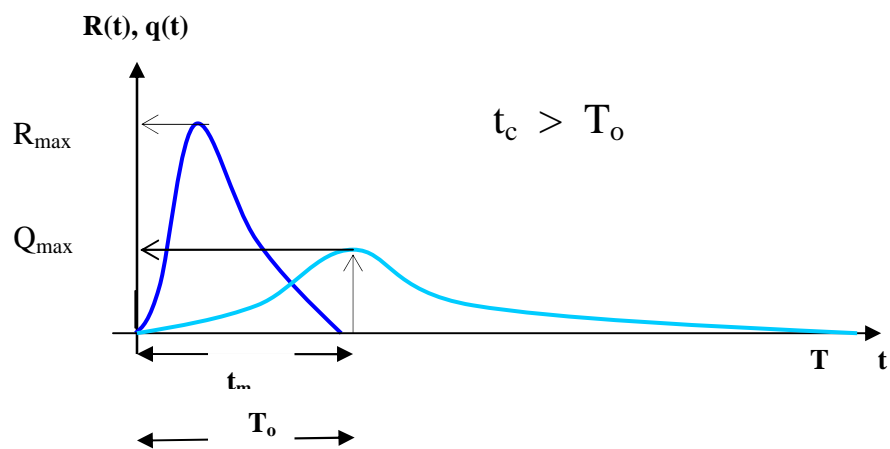


Figure 9 - Hydrogramme de la crue pour $t_c > T_o$.

Ainsi, il conclu que le temps de montée t_m est inférieur au temps de concentration fluvial t_c , il est égal à la durée du ruissellement T_o :

où:
$$t_m = T_o \quad (3)$$

t_m - temps de montée, en h;

T_o - temps de base de l'hydrogramme de ruissellement, en h.

Il a utilisé dans cette recherche, Treize bassins versants, situés dans différentes zones physico-géographiques selon une répartition latitudinale, dont la superficie varie de 21 km² à 785 km², ces données hydrologiques sont

collectés auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques. L'analyse et le traitement de ces données a été effectué par des ingénieurs hydrologues.

Tableau 1 - Les données des valeurs de t_m et de t_c .

n°	Désignation	Long.	Latit.	S(km ²)	$H_m(m)$	$t_m(h)$	$t_c(h)$
1	O. El Kantara- El Mkaceb	5,74	36,8	21	167	2,93	0,78
2	O. El Agrème- Chadia	5,85	36,76	41	437	3,23	1,07
3	O. Kheng- Sidi Mezghiche	6,71	36,63	100	379	6,25	1,47
4	O. Zitoun- Gue Zitoun	8,21	36,6	160	351	3,55	2,14
5	O. Soubella- Sidi Ouadah	5,12	35,77	176	1153	1,31	2,74
6	O. Djemmorah- Djmorah	5,91	35,16	595	1140	2,05	6,17
7	O. Soubella- Ain Babouch	7,73	35,3	785	1200	1,95	8,37
8	O. Chammora- Reboa	6,44	35,4	296	1410	2,00	3,31
9	O. Medjerda- Souk Ahras	7,79	36,24	217	870	5,00	3,32
10	O. Zerga- Ain Zerga	8,29	35,61	49	1015	1,37	1,44
11	O. Melah- Bouchegouf	7,81	36,37	550	641	5,07	5,84
12	O. Ressooul- Ain Berda	7,56	36,64	108	305	4,75	1,88
13	O. Bouselame- Fermatou	5,39	36,28	105	1205	3,00	1,40

Pour chaque bassin, il a collecté toutes les crues importantes observées. La construction des hydrogrames a permis de déterminer les principales caractéristiques telles que : le débit maximum Q_{max} , le volume d'écoulement V , le temps de la phase montée t_m et le temps de base de la crue T . Pour la plupart des cas en examinant la relation entre les temps de montée t_m et le temps de base T , on constate qu'une majorité de points se trouve concentrée et séparée de l'ensemble des autres points comme le montre la figure 10.

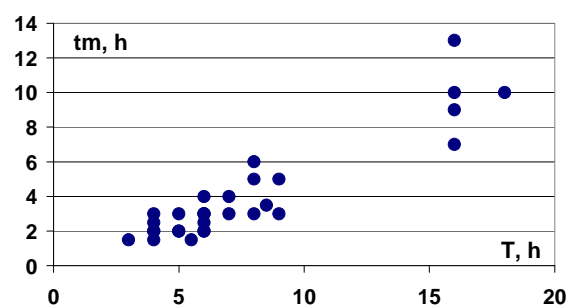


Figure 10 - La dépendance $t_m = f(T)$ de o. El Kantara- El Mkaceb

La variation de la valeur du temps reflète la genèse spatiale de la crue. Les crues formées sur la partie aval du bassin se caractérisent par un temps de montée le plus court. Par contre, les crues formées sur la partie amont du bassin versant se caractérisent par un temps de montée plus long. Par conséquent, pour une première approximation, il considère que la moyenne statistique est considérée comme une valeur vraisemblable de la valeur du temps de montée

pour un bassin donné. L'analyse de la dépendance entre les temps de montée et les débits maxima $t_m = f(Q_{max})$ montre qu'effectivement, pour les plus grands débits, un nombre de points de détachement de l'ensemble et dont la valeur moyenne représente la valeur du temps de montée.

L'auteur a utilisé l'expression $t_m = \frac{T_o + t_c}{2}$ et il tire la valeur de la durée de ruissellement pour les conditions suivantes:

- quand $t_c < T_o$, la valeur de la durée de ruissellement $T_o = 2t_m - t_c$;
- quand $t_c \geq T_o$, alors la valeur de la durée de ruissellement $T_o = t_m$.

Les valeurs calculées de T_o figurent dans le tableau 2.

Tableau 2 - Les valeurs calculées de T_o

Code	Désignation	T_o (h)
030310	O. El Kantara- El Mkaceb	5,08
030334	O. El Agrème- Chadia	5,39
030702	O. Kheng- Sidi Mezghiche	11,0
031605	O. Zitoun- Gue Zitoun	4,96
051101	O. Soubella- Sidi Ouadah	1,31
061301	O. Djemmorah- Djmorah	2,05
062308	O. Soubella- Ain Babouch	1,95
070403	O. Chammora- Reboa	2,00
120101	O. Medjerda- Souk Ahras	6,68
120509	O. Zerga- Ain Zerga	1,37
140501	O. Melah- Bouchegouf	5,07
140602	O. Ressooul- Ain Berda	7,62
150601	O. Bouselame- Fermatou	4,60
Moyenne		4.21

I.6.2 Analyse graphique des dépendances:

L'analyse graphique a permis de mettre en évidence la dépendance de la durée de ruissellement T_o avec la superficie du bassin versant S et l'altitude moyenne du bassin versant H , comme le montrent les deux graphiques des figures 11 et 12.

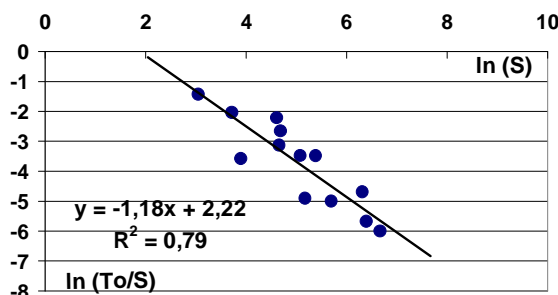


Figure 11 - La dépendance $\ln\left(\frac{T_o}{S}\right) = f[\ln(S)]$

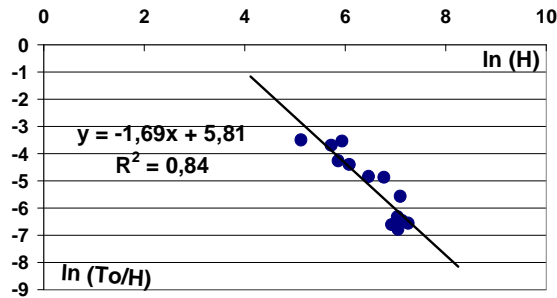


Figure 12 - La dépendance $\ln\left(\frac{T_o}{H}\right) = f[\ln(H)]$.

Cette dépendance peut être exprimée par la relation générale suivante :

$$T_o = C_{T_o} (S + 1)^n (H + 1)^m \quad (4)$$

Où :

C_{T_o} - coefficient intégrant l'influence physico-climatique;

S - surface du bassin versant, en km^2 ,

H - altitude moyenne du bassin versant, en m .

La réalisation de ce modèle a été faite par la régression multiple. Il a obtenu l'expression suivante :

$$T_o = C_{T_o} \frac{(S + 1)^{0,18}}{(H + 1)^{0,71}} \quad (5)$$

Le coefficient C_{T_o} reflète la répartition spatiale qui se caractérise par la continuité. Le coefficient C_{T_o} peut être cartographié (fig. 13).

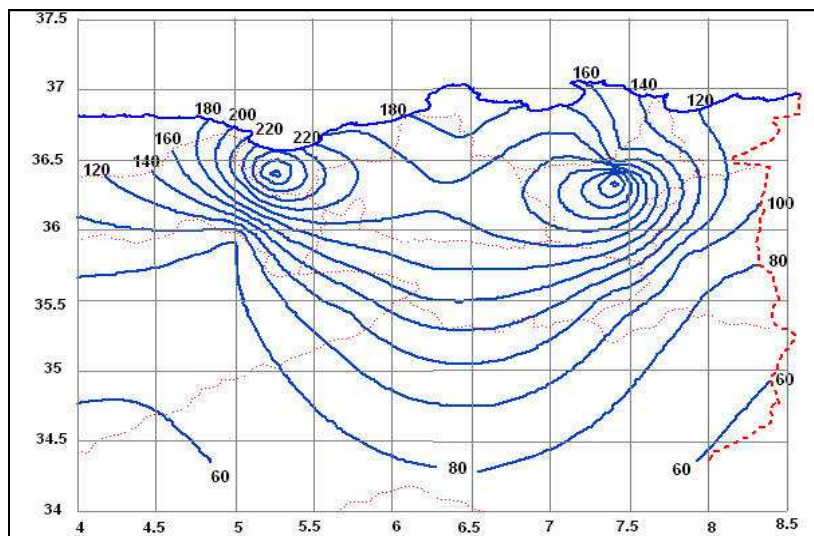


Figure 13 - Projet de carte du coefficient C_{T_o} .

A partir de cette recherche l'auteur a conclu que Les trois éléments de l'hydrogramme : l'ordonnée maximale Q_{\max} , le volume d'écoulement et le temps de base T sont génétiquement liés. La variation de la valeur de l'un influe sur les valeurs des deux autres.

Pour l'inégalité $t_c < T_o$, le temps de la phase de la montée de la crue t_m est supérieur au temps de concentration fluvial t_c . Le remplacement du temps de montée t_m par le temps de concentration t_c provoque une augmentation du débit égale à $\left(\frac{t_m}{t_c} - 1\right)$. Alors que pour l'inégalité $t_c > T_o$, le temps de la phase de la montée de la crue t_m est égal à la durée du ruissellement T_o . Le remplacement du temps de montée t_m par le temps de concentration t_c provoque une diminution du débit égale à $\left(1 - \frac{T_o}{t_c}\right)$.

Il apparaît aussi clairement que le temps de montée t_m n'est pas égal au temps de concentration t_c .

Conclusion

L'étude bibliographique qui a fait l'objet d'une synthèse des travaux effectués pour l'estimation de la quantité de ruissellement a permis de passer en revue les études effectuées dans ce domaine.

Les travaux qui se sont intéressés au ruissellement, sont de Benidicte Augeard sur une prairie agricole, qui a fait la comparaison aux données de tensiométrie, piézométrie et aux épisodes de ruissellement. Les résultats de ces simulations sont présentés pour chaque pluie simulée qui considère dans un premier temps un profil vertical de sol homogène. Dans un deuxième temps, lorsque la simulation ne permet pas de reproduire l'occurrence du ruissellement observée, des hétérogénéités dans les propriétés hydrodynamiques du sol sont prises en compte dans le modèle.

L'étude qui est effectuée par Luc SÉGUISS a montré qu'on peut déterminer le ruissellement à partir de l'Indice de précipitation antérieur. Il décrit deux modèles simples faisant intervenir un IPA ou une réserve en eau du sol comme paramètres correcteurs de la pluie.

L'étude de l'influence des paramètres hydrologiques sur le ruissellement a fait l'objet d'un travail expérimental effectué par monsieur LADJEL sur treize (13) bassins versants dans l'Est de l'Algérie. Il a montré que Les trois éléments de l'hydrogramme : l'ordonnée maximale Q_{max} , le volume d'écoulement et le temps de base T sont génétiquement liés. La variation de la valeur de l'un influe sur les valeurs des deux autres.

CHAPITRE II: PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

II.1 Caractéristique physico-géographique de la région

Introduction

Le régime hydrologique est influencé par les caractéristiques morpho-structurales et géographiques du bassin, tels que la forme et la topographie de la surface drainée. De ce fait, la connaissance du territoire à l'étude est importante pour la quantification de ruissellement. Le présent chapitre a pour objectif de présenter les principaux facteurs et leur impact sur le bassin versant de la Seybouse.

Après avoir cité les indices climatiques identifiés de la région, pour suivre et anticiper les variations hydrologiques sur ce bassin versant qui se caractérise par un climat subhumide au côté mer et d'autre semi aride trouvant dans la partie nord de ce bassin .

II.1.1 Relief :

L'ensemble de cette région a été bien esquissé par L. JOLEAUD, avec qui on peut dire : « La ville de Bône est située au fond d'un golfe dans lequel vient se jeter le second fleuve de l'Algérie, par ordre d'importance, la Seybouse. « L'embouchure de ce cours d'eau se trouve entre les derniers contreforts du massif de l'Edough, et les plaines marécageuses qui s'étendent dans la direction de l'est jusqu'à la Calle, au voisinage de la frontière tunisienne. « Vers le nord ouest, les montagnes du Cap de Fer continuent l'Edough, tandis qu'au Midi se creusent, en direction du sud ouest de Bône, la cuvette du Lac Fetzara, puis plus à l'ouest la plaine des Senhadja. A la limite occidentale de celle-ci se dresse le Djebel Filfila, qui se soude aux lignes de reliefs de la région de Philippeville.

Au sud des chaînes des Zardezas la dépression de Nechmeya sépare ces formations des monts de Guelma qui dominent la vallée moyenne subparallèle de l'a Seybouse et de son affluent l'Oued Bou Hamdane. *L'Edough* atteint 1.008 m. à son point culminant. Il forme une amygdale elliptique qui s'élève brusquement au-dessus de la Méditerranée.

Au nord ouest de la crête axiale de l'Edough se développe un ensemble confus de reliefs appartenant à l'Oligocène (Numidien) et au Crétacé supérieur Les monts de Guelma sont dominés bien l'ensemble numidique au Djebel Taya (1.208), Djebel Debar (1.049 m).

II.1.2 Situation géographique :

Le bassin de la Seybouse couvre une superficie de 6450km², dont l'exutoire se trouve près de la ville d'Annaba, s'étend vers le sud sur une distance de 160km, jusqu'au sa naissance dans les hautes plaines des Sellaoua et Heracta aux reliefs assez simples. Cette surface est drainée par "Oued Seybouse" qui coule du Sud vers le Nord, depuis la plaine confin de l'Atlas saharien, puis il traverse l'atlas tellien fortement accidenté et finit son parcours dans la plaine littorale de Annaba pour enfin verser dans la mer méditerranée.

Cette zone s'occupe la superficie majoritaire des wilayas de Guelma, Annaba et El Tarf et elle est limitée :

- Au Nord par la mer méditerranée.
- Au Sud par la wilaya d'Oum El Bouaghi.
- A l'Ouest par les wilayas de Constantine et de Skikda.
- A l'Est par les wilayas d'El Tarf et de Souk Ahras.

II.1.3 Cadre géographique :

L'hétérogénéité des paramètres physio géographique du bassin versant de la Seybouse depuis les hautes plaines jusqu'à la plaine d'Annaba, genèse des ensembles naturels fortement variés indépendamment l'un de l'autre. Il subdivisé en trois zones principales du Sud vers le Nord : La haute, la moyenne et la basse Seybouse

II.1.4 Le bassin de la haute Seybouse :

La plus grande partie de cette plaine est tributaire de la Seybouse. Cette zone est drainée par Oued Ain Snob qui descend de Djebel Terraguelt, puis par Oued Trouch qui prend ces sources de djebel Lezrag et EL Kalaa au nord. Ces deux Oued sont parallèles l'un à l'autre dans leurs cours inférieur et se jettent dans l'Oued Cherf au Sud de Moulin Rochefort, de même que Oued Settara qui se jette aussi au Moulin Rochefort.

La plaine de Tamlouka a une cuvette synclinale, son altitude varie entre 800 et 900 m. Elle est drainée par Oued El Melah qui prend naissance dans le flanc Sud-Ouest du Chebbet Sellaoua. L'assemblage de ce dernier avec Oued Ain Arko forme Oued Mgaïbsa qui se jette dans Oued Cherf. Ainsi, la haute Seybouse est formée de deux grandes plaines presque fermées, situées sur la bordure septentrionale des hautes plaines. Il s'agit de la plaine des Harecta et la plaine des Sellaoua. Les eaux de ces deux bassins pénètrent dans le tell par deux issues, la première est la cluse de Moulin Rochefort où convergent les oueds de la plaine des Harecta, la deuxième est la capture pratiquée par l'Oued Mgaïbsa sur le secteur Nord-Est de la plaine.

II.1.5 Le bassin de la moyenne Seybouse :

C'est une région montagneuse à relief accidenté. L'orientation générale de celle-ci est Ouest - Sud-Ouest, Est - Nord-Est, sa largeur moyenne varie de 25 à 30 km. C'est l'atlas tellien. Le bassin de la moyenne Seybouse est enserré entre les hautes plaines au Sud et la chaîne numidique au Nord. Ce secteur constitue la partie essentielle du bassin. Il est drainé par Oued Cherf qui descend du Moulin Rochefort à Medjez Amar, puis par Oued Bouhamdane qui prend sa source à Bordj-Sabath à Medjez Amar. Les deux Oueds Cherf et Bouhamdane sont les deux principaux affluents qui forment la Seybouse, ainsi que Oued Melah qui se jette dans Oued Seybouse près de Bouchegouf. Il est caractérisé par des nombreux petits oueds, ce sont Oued Nil, Oued Cheniour et oued Sebt sur la rive droite et par Oued Mgaisba , Oued Anouna et oued Medjaz Bgare sur l'autre rive, avec des fortes pentes, prend leur parcours de l'est vers l'ouest suivant l'axe des plissements.

Oued bouhamdane est l'affluent le plus important après le Cherf, il se forme par la jonction d'Oued Zenati et l'oued Sabath et se jette ces eaux dans le Seybouse à Medjez ammar.

Ce bassin se forme par l'union de Oued Bouhamdane et du Cherf, il suit son parcours de l'ouest vers l'est sur une longueur de 25 km .il traverse la partie septentrionale du massif triasique du Nador N'bails est débouche au sud –ouest de la plaine de Bouchagouf et se jeter dans la Seybouse

Il se forme par la réunion d'Oued Sfa, de l'Oued Cham et de l'Oued Ghanem, ces oueds traversent une région très accidentée au fond de vallées profondes et aux versant très escarpées. Il est orienté de Nord-Est vers le Sud-Ouest qui lui a été imposée par des Djebel, Nador-Nbails.

II.1.6 Le bassin de la basse Seybouse :

Il est situé entre Bouchagouf et Drean, de direction Sud-Nord à travers la zone septentrionale du tell formé de grés et de formation récente, cette dernière est le dernier rempart à franchir par cet Oued, puis il finit dans la plaine littorale d'Annaba pour se jeter dans la méditerranée.

II.1.7 Les caractéristiques morpho métriques de bassins versants :

La quantification des facteur d'un milieu physique d'un bassin versant sert a utilisé des paramètres morphométriques qui agissent sur la variation de système hydrologique. Dans notre cas la densité de drainage présente une signification certaine à cause de la superficie et l'hétérogénéité de structure de ce bassin.

II.1.7.1 Paramètres géométriques:la surface et le périmètre :

La précision de calcul des paramètres hydrologiques provient de l'exactitude de la superficie et de périmètre du bassin versant sur la carte, par le planimètre ou mesure de longueur au curvimètre. Le bassin versant de la Seybouse a une superficie de 6450 km² et un périmètre de 980 km.

II.1.7.2 Caractéristique de forme :

L'impact de la forme d'un bassin versant sur le ruissellement est un élément capital, car un bassin très allongé ne réagira pas de la même façon qu'un bassin de forme ramassée, si les autres paramètres sont par ailleurs égaux. On exprime la caractéristique de forme par l'indice de compacité de Gravelius (Kc) qui est défini comme étant le rapport du périmètre stylisé du bassin au périmètre d'un cercle ayant la même surface. Plus cet indice se rapproche de l'unité plus le bassin aura une forme circulaire, et plus le temps de concentration sera court.

Pour notre cas le bassin de la Seybouse présente une forme étirée (Kc = 3.34).

II.1.7.3 L'orographie :

L'altitude est un facteur nécessaire pour l'estimation de la plupart des facteurs météorologiques et hydrologiques.

Le relief est déterminé par des courbes de niveau joignant les points d'égale altitude et il est souvent caractérisé par la courbe hypsométrique. Dans la description d'un bassin versant, on donne également sa répartition hypsométrique c'est-à-dire la fraction ou le pourcentage de la surface totale comprise entre les différentes courbes de niveau.

Le bassin de la Seybouse atteint 1635 m a son point haut au sommet de Djebel Sidi Reghis à la limite sud du bassin versant, tandis que le point le plus bas 12 m correspond à la station hydrométrique de Mirbek.

Tableau 3 : Répartition des paramètres morphométriques du bassin versant de la Seybouse

Altitude (m)	Surface partielle (km ²)	Pourcentage Surface partielle (%)	Surface cumulée km ²	Surface cumulée (%)	Dénivelé (m)
1600-1400	4.00	0.06	4.00	0.062	200
1400-1200	13.20	0.2	17.20	0.27	200
1200-1000	138.40	2.15	155.60	2.41	200
1000-800	2844.80	44.11	3000.40	46.52	200
800-600	1684.40	26.11	4684.80	72.63	200
600-400	812.00	12.59	5496.80	85.22	200
400-200	468.00	7.26	5964.80	92.48	200
200-95	485.20	7.52	6450.00	100	105

(in A.GHACHI, 1982)

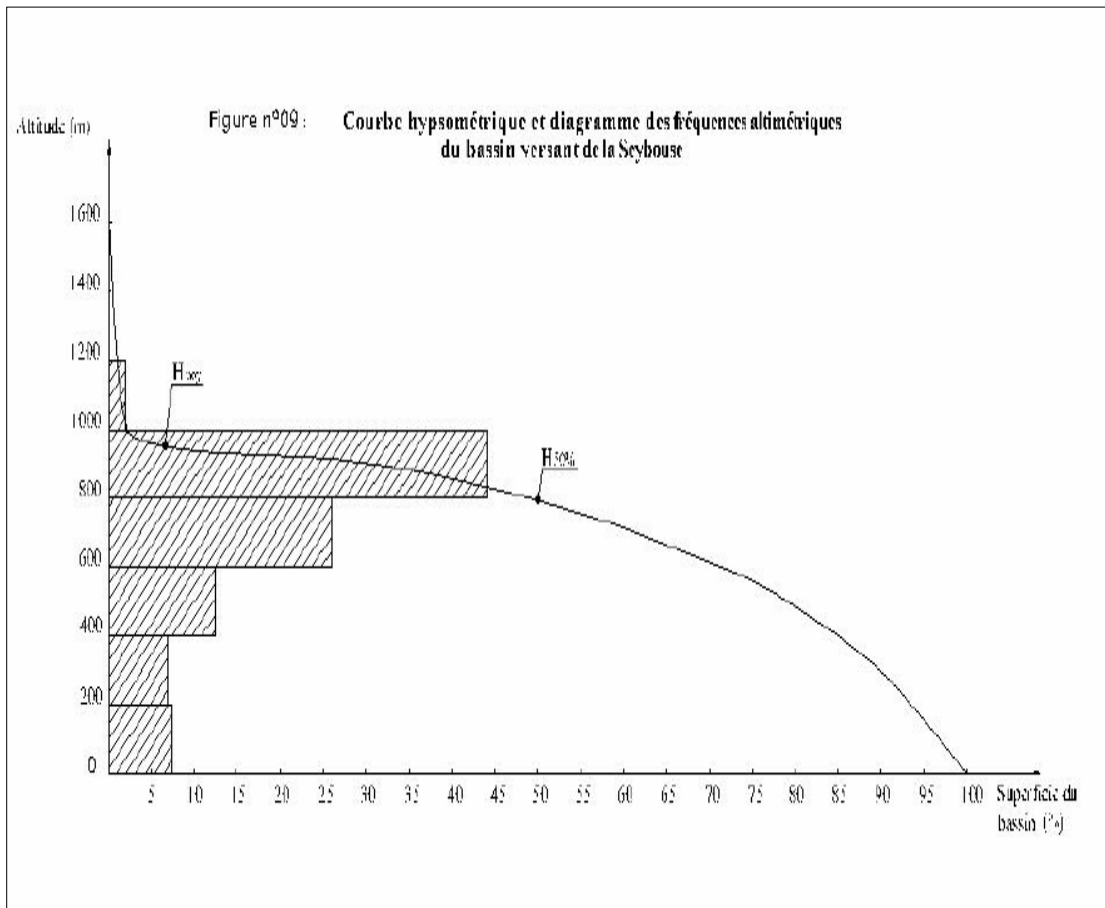


Figure 14- courbe hypsométrique des sous bassin de la Seybouse

II.1.7.4 L'altitude moyenne :

L'altitude moyenne (h) s'obtient en divisant le volume (V) par la surface du bassin (S).

Le volume est la somme des volumes partiels de chaque tranche comprise entre les courbes de niveau retenue pour le planimétrage. Ils s'obtiennent en multipliant les surfaces partielles (S) par la moyenne arithmétique des altitudes h_1 et h_2 des courbes qui les limitent :

L'altitude moyenne sur l'ensemble du bassin de la Seybouse est de 955.8 m

La courbe hypsométrique possède une allure générale régulière, relativement aplatie aux courbes 800 et 1000 m ce qui correspond aux hautes plaines dans la partie amont du bassin. (ANRH). Cette courbe hypsométriques présentes deux cassures à ses deux extrémités qui s'expliquent :

- Celle à l'origine, indique la plaine inondable de Annaba, ce qui donne en pourcentage une superficie de 7.51%
- Celle des hautes altitudes, correspond à des montagnes de la tranche 1600 –1400m à 1200 –1000 m, leurs surfaces donnent 2.41 %, ce qui est très faible.

Afin de mieux caractériser le relief du bassin de la Seybouse et de faire ressortir les grandes zones homogènes d'altitude, nous avons dessiné sur le même graphique, l'histogramme de fréquences altimétriques.

La description de cette figure permet de faire les classifications suivantes: (tableau 3)

- La bande d'altitude dominante se situe entre 800 et 1000 m avec 44.11 % de la surface de bassin versant.
- La bande d'altitude située entre 600 et 800 m représente 26.11% soit 1684.40 km²
- La bande d'altitude située entre 400 et 600 m représente 12.59 % soit 812 km²

Les secteurs de haute altitude (supérieur à 1100 m) sont très peu étendus, cette tranche représente 11.44 % de la surface totale du bassin.

- La tranche d'altitude dominante se situe entre 800 et 900 m représente 23.93% soit 1030.86 km²
- La tranche d'altitude située entre 700 et 800 m représente 19.92% soit 857.46 km²
- La tranche d'altitude située entre 900 et 1000 m représente 13.71 % soit 590.47 km²

Tableau 4 : Altitudes caractéristiques des bassins versants de la Seybouse

Bassin versant	H _{max}	H _{min}	H _{moy}	H _{5%}	H _{50%}	H _{95%}
Seybouse	1635	12	955.8	970	790	170

II.1.7.5 Les indices des pentes :

La détermination de la pente topographique permet la comparaison et la classification d'un bassin versant. Ces indices de la pente sont calculés à partir de la connaissance et de la répartition hypsométrique

L'indice de pente brute est considéré comme étant le rapport de la dénivelée du cour d'eau principale en fonction de leur longueur:

$$I_g = D/L$$

Avec :

D : Dénivelée entre H_{max} et H_{min}

$$D = H_{\max} - H_{\min}$$

II.1.8 Réseau hydrographique :

II.1.8.1 Réseau hydrographique de la Seybouse

L'Oued Seybouse résulte de la jonction de deux affluents : Oued Bouhamdane et Oued Cherf, qui coulent respectivement selon les directions Ouest-Est et Sud-Nord. Oued Bouhamdane résulte de la confluence des deux Oueds : Oued Zenati et Oued Sabath. Les trois Oueds Trouch, Aïn Snob et Lahamimine prennent naissance au Nord-Ouest à Djebel Terraguelt dans les hautes plaines. La jonction de ces derniers avec Oued Settara forment Oued Cherf, ce dernier rencontre sur son trajet Oued Mgaïbsba qui draine la plaine de Tamlouka. Oued Settara résulte de la jonction de deux oued Ouessah et Babouche qui prend sa source au Nord-Est à Djebel Sidi Reghis.

A Bouchegouf, Oued Seybouse reçoit sur sa rive droite Oued Melah qui résulte de la jonction de Oued Sfa et Oued Ranem, sur la rive gauche Oued Seybouse reçoit Oued Ressoul.

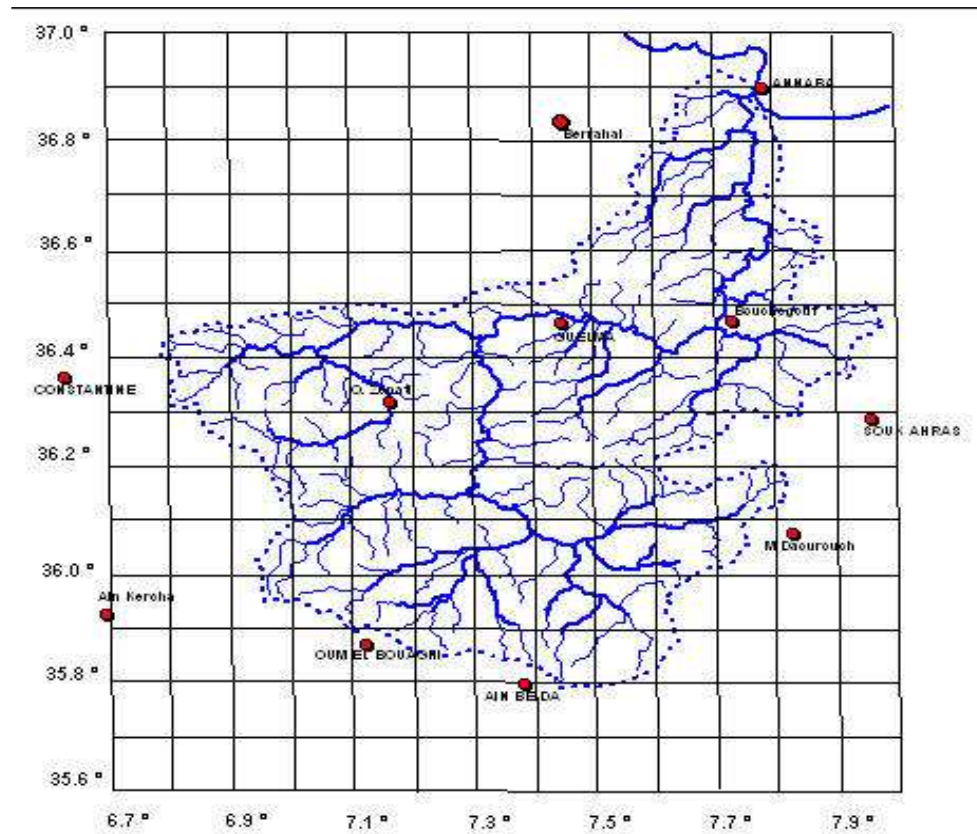


Figure 15 - Réseau hydrographique du bassin versant de la Seybouse

II.1.8.2 Type de densité de drainage :

La densité de drainage (Dd) est définie pour un bassin donné de superficie A, comme étant la longueur totale des cours d'eau de tous ordres sur la surface drainée

$$Dd = L/A$$

Les calculs de la densité de drainage totale, temporaire et permanent pour le bassin de la Seybouse sont consignés dans le tableau n° 5. (ANRH)

Tableau 5 : Densité de drainage pour le bassin versant de la Seybouse

Bassin versant	Dd (km/km ²)
Cherf amont à Moulin Rechfort	0.48
Cherf aval à Medjez Ammar I	0.80
L'ensemble des bassins amont : Réseau Hydrographique faible	0.56
Bouhamdane à Medjez Ammar II	0.92
Seybouse à Nador	0.84
Melah à Bouchegouf	0.72
Seybouse à Mirbek	0.72
L'ensemble des bassins aval : Réseau hydrographique dense	0.84
Ensemble du bassin de la Seybouse	0.72

(in A. GHACHI, 1982)

Conclusion :

L'analyse morphométrique est la base de toute étude hydrologique, elle permet de quantifier les caractéristiques du milieu physique d'un bassin versant. Le calcul des caractéristiques topographiques et hydrologiques n'a pas de sens pratique, il sert comme moyen de comparaison entre les bassins. Alors que l'approche cartographique reflète avec fidélité la réalité du terrain, mais la qualité de l'information reste toujours relative. Généralement, le bassin versant de la Seybouse présente une forme allongée, avec un relief assez fort.

L'écoulement dans le bassin de la Seybouse est faible et temporaire dans sa partie sud, permanent et élevé dans sa partie nord.

II.2 les caractéristiques géologiques et lithologique

Introduction:

La géologie du bassin versant joue un rôle important, son influence se fait sentir d'une part sur le régime du cours d'eau et sur l'écoulement souterrain c'est-à-dire la notion de la perméabilité, et d'autre part sur l'érosion et le transport solide.

II.2.1 Les grandes unités géologiques :

Le bassin versant de la Seybouse s'étend sur quatre grandes unités géologiques orientées Sud-Ouest, Nord-Est : (Fig.16)

II.2.1.1 L'Atlas Saharien :

C'est une succession de synclinaux occupés par un matériel Miocène, Pliocène et Quaternaire ainsi que d'anticlinaux affectant des marnes et les calcaires du Crétacé.

II.2.1.2 L'Atlas Tellien :

Il correspond à un ensemble constitué de marne, de marnocalcaires, et de calcaire du Crétacé inférieur.

II.2.1.3 La chaîne Numidique :

C'est une vaste nappe de charriage d'argile et de grés oligocène. Elle est venue sur une autre nappe de charriage antérieure, constituée de marne et de calcaires marneux Crétacé et Eocène.

II.2.1.4 Le Massif de l'Edough :

Il correspond aux affleurements actuels des formations cristallophylliennes, celles-ci comprennent des schistes, des micaschistes et des gneiss, ainsi que des calcaires. Entre la chaîne Numidique et la Massif de l'Edough, viennent s'entasser sur plusieurs centaines de mètres des formations argilo- gréseuses et marneuses reposant sur un substratum de « Flysch » numidien et qui constitue la plaine de la basse Seybouse. La haute Seybouse correspond à l'Atlas Saharien alors que l'Atlas Tellien et la chaîne Numidique forment la moyenne Seybouse.

II.2.2 Les grands ensembles lithologiques

II.2.2.1 Haute Seybouse :

Le secteur du Haut Cherf est formé essentiellement par des formations quaternaires, qui sont constituées d'argile, de sable. Les affleurements du Crétacé supérieur ou du Sénonien, entourent la région de Sédrata, qui est constitué par des marnes- grises, des marno- calcaires et des marnes noirâtres. Entre le Djebel Tellez et Djebel Tiffech, s'étend la plaine de Tiffech, constituée par des formations argilo- sableuses. Le bassin de Haut Cherf est encadré au Sud-Est par des calcaires, alors que le Sud- Ouest et une partie du centre sont occupés par des calcaires et des marno- calcaires.

Au Nord, on rencontre surtout les formations du Miocène à dominance marneuse et des bancs sableux et gréseux.

Au centre, on y rencontre les formations quaternaires qui sont constituées de gravier, de sable et de limon.

II.2.2.2 La moyenne Seybouse :

La zone Sud-Ouest du bas Cherf correspond à la plaine de Tamlouka. Cette plaine est formée par des calcaires du Crétacé inférieur. Il s'agit d'un synclinal comblé par les sédiments du Mio-Plio-Quaternaire à dominance argileuse, sableuse et graveleuse.

A la confluence des oueds Mgaïba et Cherf, apparaissent des formations du Mio- Pliocène constituées d'argile, des grés numidiens et de marno-calcaire. La région de Sellaoua est constituée par des bancs calcaires. La dominance du secteur de Oued Zenati correspond essentiellement de grés numidien, d'argiles et de marnes.

La région de Gulema est constituée de terrains sédimentaires d'âge Crétacé, Oligocène, Mio-Pliocène et Quaternaire. Le fond du bassin de Gulema est occupé par une plaine alluviale correspond à un synclinal comblé par des argiles, de conglomérats, de marno-calcaires, des grés numidiens et des calcaires lacustres.

Les formations numidiennes se développent largement au sud de Gulema en occupant la partie montagneuse jusqu'à Sédrata. Ce sont surtout les calcaires yprésiens qui dominent, viennent ensuite les grés numidien du flanc Est de la Mahouna. Les séries de marne, de marno-calcaire et l'argile. Entre Medjez Amar et la localité de Tabouche apparaissent les marno-calcaires. La formation

numidienne dans la région Sud de Gulema est constituée d'une alternance d'assises gréseuses et de séries argileuse ou argilo-gréseuse.

Au Nord de Héliopolis, d'El Fedjoudj et Guelbt Bou sba, affluent des formations marneuses et schisteuses, alors qu'à l'Ouest de cette zone, s'élevent les calcaires sénoniens du Djebel Debar et Taya.

La dépression de Bouchegouf est encadrée à l'Ouest et au Nord par des grés, au Sud par des formations triasiques marneuses et gypseuses. Au centre elle est comblée par les alluvions déposées par la Seybouse.

Au Sud du bassin du Melah, les formations sont constituées de calcaires yprésiens et de marnes et de marno-calcaire. Au centre, le Trias domine et il est constitué d'argiles et de gypse broyé.

II.2.2.3 La basse Seybouse :

Sa partie Sud est constituée en majeure partie d'argiles rouge numidiennes. Au Sud- Ouest, se sont les marno-calcaires et les flyschs de Aïn Berda qui dominent.

Au centre, la plaine Ouest d'Annaba, correspond à un fossé d'effondrement rempli par des sédiments pliocènes et quaternaires.

Enfin, la zone Nord-Ouest est occupée par le flanc Est du massif de l'Edough, qui correspond à des roches cristallines (gneiss, schistes, micaschistes).

Conclusion :

L'analyse des caractères lithologiques du bassin de la Seybouse a permis de dégager certains aspects des conditions de l'écoulement dans les différents sous bassins. Cette étude par bassin fait ressortir la très grande diversité lithologique. Les terrains de la haute Seybouse présentent une perméabilité variable, alors que, la moyenne Seybouse comporte des roches ou des terrains de recouvrement imperméables, des calcaires et marno- calcaires perméables. La basse Seybouse est peu perméable dans le secteur amont, alors que les alluvions quaternaires de la plaine Ouest d'Annaba sont perméables.

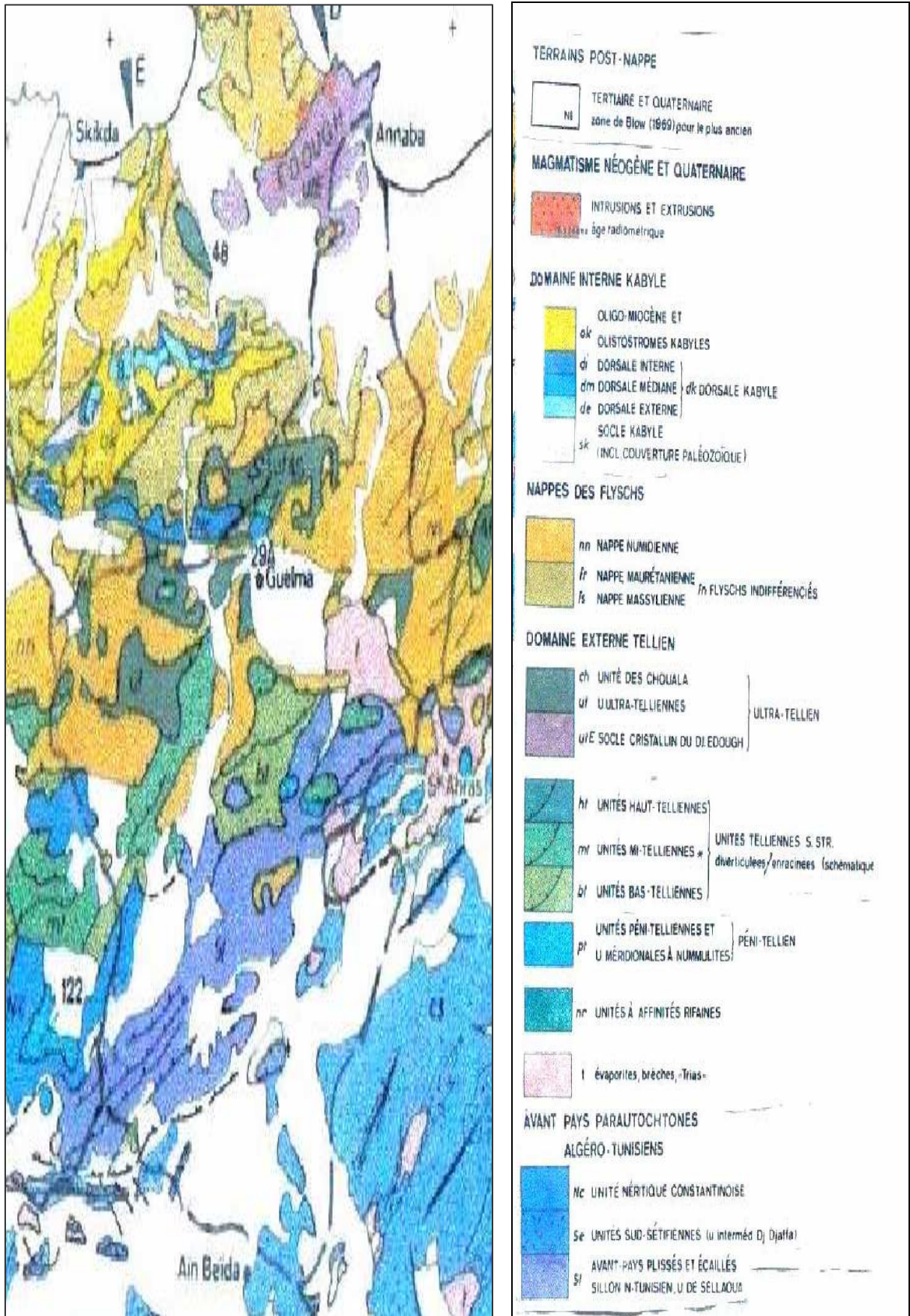


Figure 16- carte géologique du bassin versant de la Seybouse

II.3 les caractéristiques biogéographiques

Introduction :

La répartition du couvert végétale a un intérêt important dans la protection du sol, elle exerce une protection mécanique directe sur le ruissellement fluviale, en diminuant l'écoulement des eaux et en favorisant leur infiltration. Cette résistance à l'écoulement est plus grande quand le couvert végétal est plus dense.

L'action complexe du couvert végétal, s'exerce aussi bien sur les paramètres climatiques notamment l'évaporation que sur les bilans hydriques des sols. La végétation donne de l'ombre, ce qui conserve l'humidité, l'activité biologique nécessaire à l'équilibre de l'écosystème, l'infiltration en profondeur est facilitée par les fissurations préparées au sein du sol par le réseau des racines.

- **Bassin de la Seybouse :**

Dans le secteur Sud du bassin, la steppe d'alfa domine, seuls les Djebel de Sidi Reghis, El Kef Lahmar, Tiffech sont recouverts de vastes forêts de type atlasique, constituées surtout de Pins d'Alep et de Genévriers rouge, mais aussi en Cypres et même en Eucalyptus (carte).

Le revers Nord de la chaîne atlasique est couvert de forêt tellienne de type forestier. Ce bassin est Occupé essentiellement de Chênes liège et de Chêne Zen. Cette association est présente dans tout le reste du bassin. Le massif de la Mahouna constitue la région forestière par excellence, avec de belles forêts de chêne liège.

Au nord-Ouest de Oued Zenati, quelques grands îlots forestiers de Chêne liège et de Zen couvrent les hauteurs de la chaîne numidique. Le versant Nord de Bouhamdane n'est couvert que de Cystes, de broussaille et de Gandoul. L'olivier est très bien représenté à Hammam Maskhoutine.

Le bassin du Melah est relativement boisé par rapport aux régions précédemment décrites. Au Sud et à l'Est de ce dernier dominent les forêts de Pin d'Alep avec un sous-bois de Lentisques et de Genévriers, elles alternent avec des zones de broussailles.

La région du massif de Nador n'est recouverte que de Buissons rabougris et épars où domine le Lentisque. A l'Ouest de la Seybouse, une forêt ne présente que de broussailles de Maquis de type méditerranéen. Au fond de l'Oued, le Laurier rose et le Tamaris trouvent un milieu propice pour leur développement.

Enfin, le massif de l'Edough est recouvert par la plus belle forêt de Chênes d'Algérie.

Conclusion :

La végétation, qui a une influence mécanique certaine sur l'écoulement fluvial pour Le bassin versant de la Seybouse est très faible, ce bassin est caractérisé par un taux faible du couvert végétal permanent voisin de 25% .

II.4 Caractéristiques pédologique

Sols podzoliques (p q). Ce type de sol se rencontre dans les Monts de la Cheffia sur les grès et argiles numidiques (oligocène et éocène supérieur) non calcaire les plus fortement arrosés du secteur.

Ils sont occupés par une formation plus ou moins dense de chênes lièges dans laquelle peuvent se rencontrer quelques rares taches de chênes-zéens, dispersés dans les zones les plus humides.

Ces mêmes formations forment des taches plus ou moins importantes sur les formations gréseuses de l'oligocène : au S de la carte entre la Seybouse et Guelaa Bou Sba, dans le coin SW (Oued Habeba), au nord ouest de Jemmapes, au sud de Pont-Châtelain, au centre ouest de la carte (Djebel Ragouba et à l'est de Gastu). Dans le maquis de chênes-lièges au sud des dunes de Guerbes et d'Ain Mokra il s'est formé également un sol podzolique. Ces sols ont été plus ou moins érodés et donnent les formations (pq + rm) ou (rm + pq) toujours sur les grès numidiens : le long de la vallée subméridienne de la Seybouse, au centre de la carte entre Henchir Said et Penthievre et dans le centre ouest à l'ouest d'Henchir Said. La formation de chênes-lièges est alors plus ou moins fortement dégradée et disparaît même notamment dans les secteurs (rm + pq) pour laisser place à un sol presque nu.

Sols insaturés acides (ia et iah) à un seul horizon bien différencié, sont établis sur les roches- mères non calcaires ou décalcifiées moins perméables que celles des sols podzoliques.

Une teneur en matière organique supérieure à 25 % donne un *sol insaturé acide humifère (iah)* dont le profil peut se rapprocher beaucoup du sol podzolique.

Dans tous les cas (ia) et (iah) le complexe absorbant est fortement insaturé, la teneur en H du complexe est supérieure à 25% du total.

Les sols insaturés acides humifères (iah). Ils sont formés soit sur micaschistes ou gneiss de l'Edough et des Monts de Philippeville, soit sur les argiles numidiques tous deux occupés par une formation très dense de chênes-lièges. Les argiles numidiques sont moins arrosées que les roches métamorphiques.

Les argiles de Numidie qui ont donné naissance à ces sols sont situées entre Saint-Joseph (sur Seybouse) et Héliopolis, au nord de Nechmeya, au nord-nord ouest de Penthièvré, entre cette localité et Gastu, elles forment de nombreuses taches dans tout le quart sud ouest de la carte.

Sols insaturés acides (ia). En général leur plus faible teneur en matière organique provient de ce qu'ils ont mis en culture ou défrichés; le couvert forestier ne renouvelle ou ne maintient plus le taux de matières organiques. Ils sont établis dans les clairières argileuses des Monts de la Cheffia et en bordure des zones des sols iah mises en culture (céréales, oliviers, légumes) dans le massif numidique du quart nord ouest de la carte. Ils portent en général des prairies naturelles.

Sols insaturés (in). Ce type de sol est bien moins répandu, dans ce secteur, que les deux précédents. Il se rencontre : par taches aux abords de la vallée de la Seybouse proche de Guelma, 'au sud est de Mondovi, au nord de Penthièvre (vallée de l'Oued Ressoul), au pied du Djebel Belelieta qui correspond à des formations quaternaires anciennes (colluvions) généralement cultivées. Une variété humifère (inh) s'est formée dans les formations de micaschistes des environs d'Ain Mokra également plus ou moins mis en culture .ou défrichés avec oliviers.

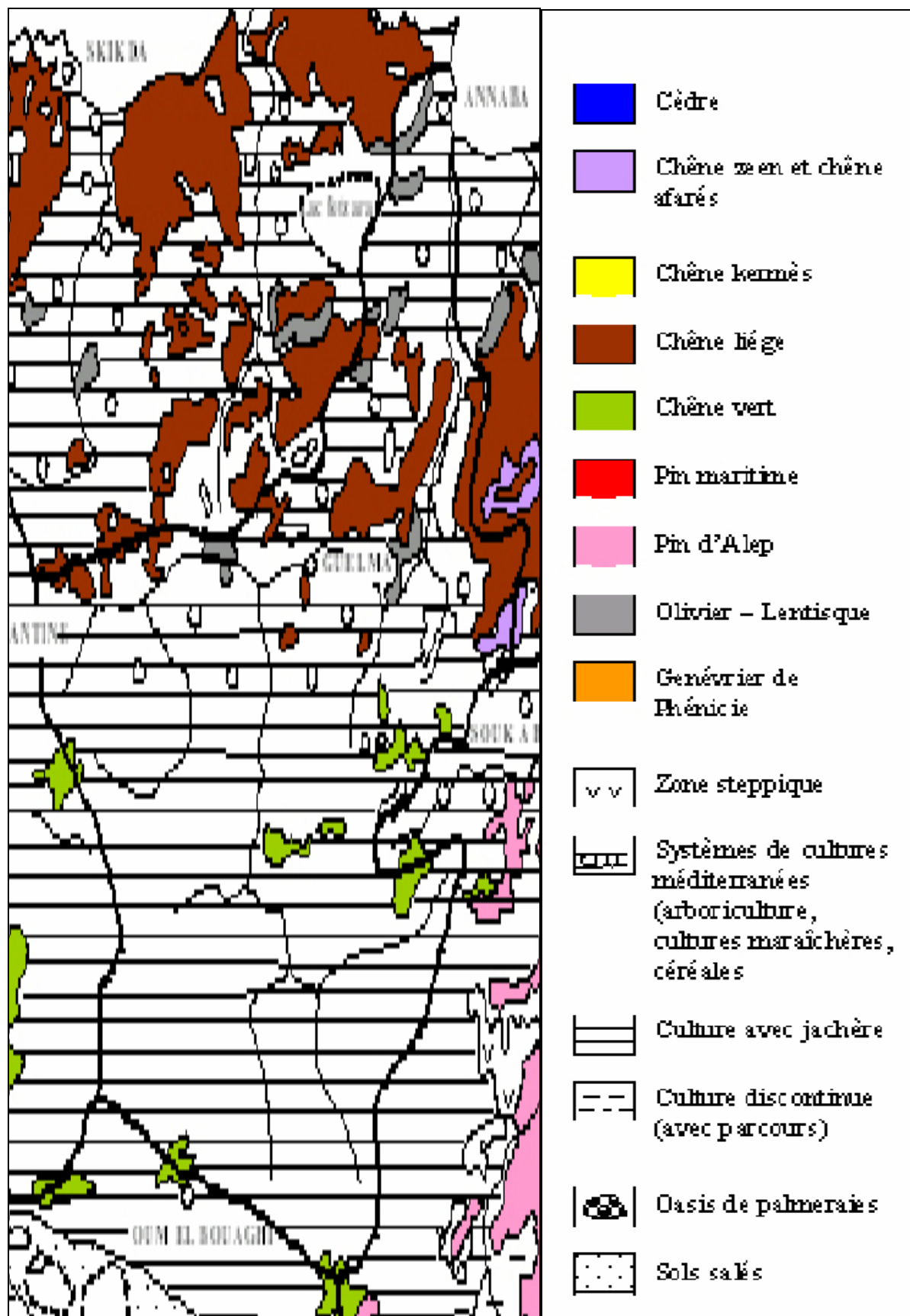


Figure 17- Couvert végétale du bassin de la Seybouse

II.5 Caractéristique climatique

Introduction :

Les facteurs climatiques tels que la température, la pluie moyenne annuelle, la pluie maximale journalière, jouent un rôle déterminant dans l'estimation de l'évapotranspiration, ces paramètres sont facilement mesurables par les stations météorologiques équipées de l'ensemble des instruments de mesures de ces paramètres.

II.5.1 Température de l'air:

La tension de vapeur saturante de l'eau croît avec la température de celle-ci. Le taux d'évaporation est donc, pour un même déficit hygrométrique de l'air, une fonction croissante de la température de l'eau ou de la surface évaporante.

La température de l'air est un paramètre important qui régit les déperditions d'eau qui s'opèrent par le phénomène de l'évapotranspiration. Le taux d'évaporation est une fonction croissante de la température de l'eau. Comme la température de l'eau varie dans le même sens que la température de l'air, il est plus facile de mesurer cette dernière. On utilise ainsi dans les formules de calcul de l'évaporation la température de l'air plutôt que celle de l'eau. Les stations qui ont été utilisées sont celles de Gulema, Souk Ahras, Pont Bouchet, Constantine, Oum El Bouaghi, Tébessa et Chefia.

Tableau 6 : Température moyenne mensuelle (°C) à la station de Gulema (1990-2003)

mois	j	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy
Tn	1.9	3.5	4	5.5	6	13.4	15.9	17.2	15.2	11.1	8	3.9	8.80
Tx	17.8	20.3	24.2	23.7	30.3	35.4	38.6	39.8	34.4	31	29	19.4	28.66
T	9.85	11.90	14.1	14.6	18.15	24.4	27.25	28.5	24.80	21.05	18.5	11.65	18.73
A	15.9	16.8	20.2	18.2	24.3	22	22.7	22.6	19.2	19.9	21	15.5	19.86

Tn: Moyenne mensuelle des températures minimales.

Tx: Moyenne mensuelle des températures maximales.

T: température moyenne mensuelle. $T = (Tn + Tx) / 2$

A: Amplitude thermique $A = Tx - Tn$

II.5.2 L'insolation.

L'évaporation absorbe de la chaleur qui est fournie principalement par le rayonnement solaire transformé plus ou moins sélectivement en énergie

calorifique par la surface évaporante. Le bilan calorifique de la surface évaporante doit d'ailleurs tenir compte d'autres échanges de chaleur avec le milieu ambiant. Dans les grandes nappes d'eau par exemple, l'échauffement des couches profondes absorbe, au printemps et au début de l'été, une partie de la chaleur incidente qui n'est plus disponible pour l'évaporation; inversement, en automne et en hiver, la chaleur ainsi emmagasinée vient augmenter l'évaporation que produirait le seul rayonnement solaire.

II.5.3 Le vent:

Le vent assure le renouvellement de l'air plus ou moins saturé au contact de la surface évaporante par de nouvelles couches ayant une température et une humidité généralement plus faibles. Il favorise donc l'évaporation, d'autant plus que sa vitesse et sa turbulence sont grandes ; toutefois, si ces paramètres atteignent une valeur limite au dessus de laquelle la vapeur d'eau est dispersée au fur et à mesure de sa formation, tout accroissement de ceux-ci, au-delà de cette limite, sera sans effet (*G.Réméniéras*).

II.5.4 Evapotranspiration :

La connaissance du bilan hydrique d'une région implique l'évaluation de la répartition des précipitations entre les différentes composantes du bilan: l'écoulement, l'infiltration et l'évaporation.

Ce dernier paramètre est le plus important des trois. Il conditionne l'abondance ou la disette en eau pour la végétation, cette connaissance est l'un des moyens fondamentaux d'intervention pour réussir en aménagement d'un territoire en agriculture, en urbanisation, en lutte contre l'érosion, ou tout autre projet qui vise à protéger l'environnement et à accroître l'exploitation maximum du potentiel naturel.

Il devient donc impératif d'estimer ou de quantifier cette perte par évaporation. Cette grandeur s'obtient soit par mesure directe, par les appareils de mesure tels que les cases lysimétriques, les bacs,..., soient par estimation en cas d'absence des mesures sur terrain.

Les phénomènes de transfert d'eau à la surface de la terre sont dus à des processus énergétiques conditionnés par les paramètres climatiques. Les disponibilités énergétiques liées au climat, peuvent être assimilées à une «demande » tandis que l'ensemble sol-plante avec l'eau qu'il contient, correspond à une « offre » (*C.T.G.R.E.F*).

Les facteurs qui conditionnent le taux d'évaporation généralement exprimé en mm par jour, par mois, par an,...) peuvent être groupés en deux catégories

bien distinctes suivant qu'ils sont propres à l'atmosphère ambiante ou à la surface évaporante elle-même :

- Les paramètres caractérisant l'état de l'atmosphère au voisinage de la surface évaporante et son aptitude à provoquer l'évaporation ; ces paramètres régissent le pouvoir évaporant de l'atmosphère (évapotranspiration potentielle).

- Les paramètres caractérisant la nature et l'état de la surface évaporante (surface d'eau libre, neige, glace, sol nu, végétation) ainsi que son aptitude à alimenter l'évaporation et à répondre plus ou moins rapidement aux variations du pouvoir évaporant de l'atmosphère.

Les principaux facteurs du pouvoir évaporant sont :

- Le déficit hygrométrique ou déficit de saturation de l'atmosphère.
- La température de l'air.
- L'insolation.
- La vitesse et la turbulence du vent.

Les données de l'évapotranspiration potentielle (ETP), que nous avons utilisée sont tirées directement de la carte d'évapotranspiration du Nord de l'Algérie éditée par l'A.R.N.H [Edition 2002].

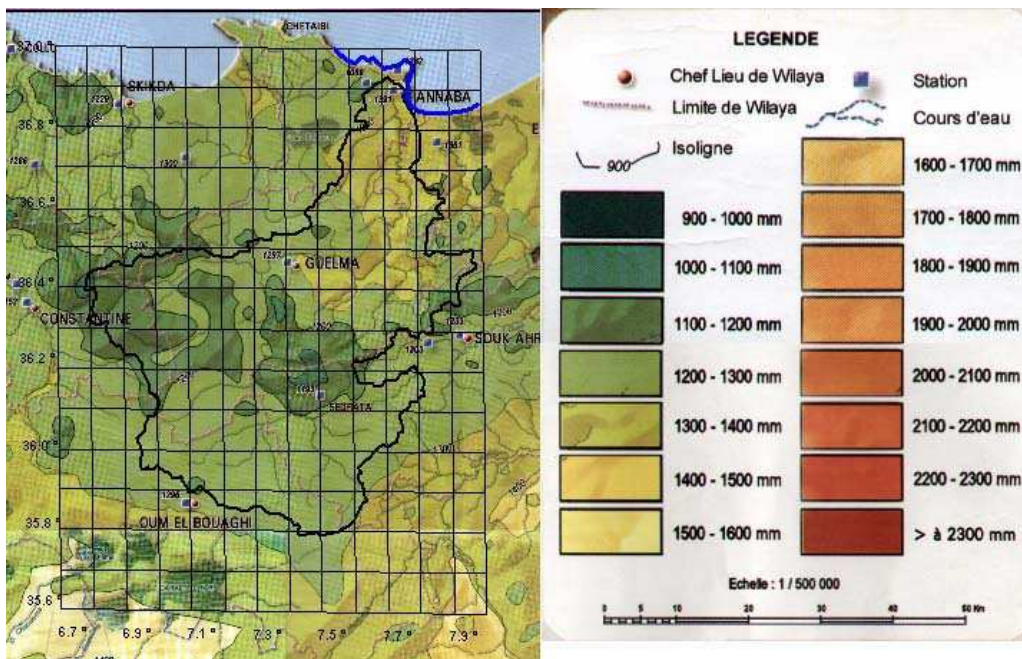


Figure 18 - Partie extrait de la carte d'évapotranspiration du Nord de l'Algérie éditée par l'A.R.N.H (1/500000)

Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle (E.T.P) de bassin versant de la Seybouse sont tirées de la figure n°18, au centre de gravité de chaque sous

bassin (centre hydrologique). Les résultats obtenus sont insérés dans le tableau ci-dessous

Tableau 7 : valeur de l'ETP des sous bassin de la Seybouse

N°	Nom d'Oued et station	Code	ETP (mm)
1	2	3	4
1	O. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	1225
2	O. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	1156
3	O. Melah -Bouchagouf	14.05.01	1200
4	O. Seybouse -Mirebek	14.06.01	1248
5	O. Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	1248
6	O. Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	1200
7	O. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	1210
8	O. Hammam -Zit Emba	03.11.02	1226

II.5.5 Les précipitations:

Les données de la pluie moyenne annuelle et pluie maximale journalière sont inscrites dans les annuaires hydrologiques de l'Algérie, traités et édités par l'A.R.N.H, pour les bassins versants de la Seybouse et bassins limitrophes.

Les stations pluviométriques d'un bassin versant ou une région donnée forment un réseau d'observations. Elles fournissent des mesures ponctuelles des précipitations. Pour les besoins de l'étude nous avons utilisé douze (12) stations situées dans le bassin de la Seybouse, et quatorze (14) stations dans les bassins limitrophes de celui-ci

Les méthodes statistiques d'analyse des séries pluviométriques exigent de celle-ci une homogénéité de leurs composants. Or bien souvent dans la pratique, on est amené à travailler dans des conditions qui interdisent l'utilisation directe des données brutes. Soit parce que les données sont défectueuses ou bien la période d'observation d'une station est trop courte pour que les données puissent être traitées statistiquement.

L'homogénéisation consiste à combler les lacunes ou de corriger les données aberrantes. Parmi les méthodes généralement proposées pour calculer la moyenne des précipitations à partir de l'ensemble des mesures ponctuelles obtenues à plusieurs stations pluviométriques sur le bassin ou à proximité, on peut citer la méthode de la moyenne arithmétique, la méthode des polygones de Thiessen ou celle des d'isohyètes.

Les isohyètes sont des lignes d'égale précipitation. Grâce aux valeurs pluviométriques acquises aux stations du bassin et aux autres stations avoisinantes, on peut tracer la carte en isohyètes. Il existe aujourd'hui des méthodes automatiques qui permettent de tracer ce type de cartes comme le logiciel Surfer avec ses différentes versions.

Lorsque la carte est tracée, la pluie moyenne peut être calculée de la manière suivante :

$$P_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^K A_i P_i}{A}$$

$$\text{Avec } P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2}$$

P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin.

A : surface totale du bassin.

A_i : surface entre deux isohyètes i et $i+1$.

K : nombre total des courbes.

P_i : moyenne des précipitations entre deux isohyètes i et $i+1$.

La méthode la plus simple qui consiste à calculer la moyenne arithmétique des valeurs obtenues aux stations étudiées, s'applique uniquement si les stations sont bien réparties et si le relief du bassin est homogène.

$$\bar{P} = \frac{\sum P_i}{N} \text{ (mm)}$$

Avec:

P_i : précipitation moyenne annuelle à la station i .

N : Nombre de station d'observation.

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

Cette méthode permet d'estimer des valeurs pondérées en prenant en considération chaque station pluviométrique. Elle affecte à chaque pluviomètre une zone d'influence dont l'aire, exprimée en %, représente le facteur de pondération de la valeur locale. Les différentes zones d'influence sont déterminées par découpage géométrique du bassin sur une carte topographique. La précipitation moyenne pondérée P_{moy} pour le bassin, se calcule alors en effectuant la somme des précipitations P_i de chaque station, multipliées par leur facteur de pondération (aire A_i), le tout divisé par la surface totale A du bassin.

Les stations disponibles étant reportées sur une carte géographique, on trace une série de segments de droites reliant les stations adjacentes. On élève des perpendiculaires au centre de chacune des droites (médiatrices), les intersections de ces perpendiculaires déterminent des polygones. Dans chaque polygone, la hauteur de précipitation choisie est celle relevée à la station située à l'intérieur de celui-ci. L'aire de chaque polygone A_i est déterminée par planimétrie ou numériquement

Conclusion:

L'analyse du climat du bassin de la Seybouse à partir des données climatiques montre que les caractéristiques climatiques de ce bassin, sont étroitement liées à leurs positions géographiques, et à leur relief. On relève de fortes variabilités spatiales et temporelles de ces différents paramètres climatiques qui vont certainement entraîner une variabilité de ruissellement sur le même bassin versant.

CHAPITRE III: COLLECTE ET ANALYSE DES DONNEES HYDRO-CLIMATIQUES

Introduction

La collecte des données représente l'étape fondamentale de toute recherche scientifique. Dans le cas de l'étude des ruissellements pluviaux nous avons besoins des données sur la pluie maximale, des données sur les débits maxima, des données morphométriques et de toutes les données relatives aux facteurs locaux qui peuvent éventuellement influencer directement ou indirectement l'écoulement fluvial.

Vu que les facteurs morphologiques, géographiques et les conditions climatiques du bassin versant jouent un rôle primordial dans le comportement hydrologique du bassin versant, ce sont les pluies maximales qui constituent le facteur essentiel dans la genèse du ruissellement. Une partie de ces données est collectée dans la documentation officielle de L'A.R.N.H. Dans le tableau 8 les noms des oueds sont récapitulés, les codes des stations hydrométriques, ainsi que les coordonnées géographiques de ces stations et leurs altitudes. La position de ces stations hydrométriques est illustrée sur le schéma du bassin du Seybouse (fig.19).

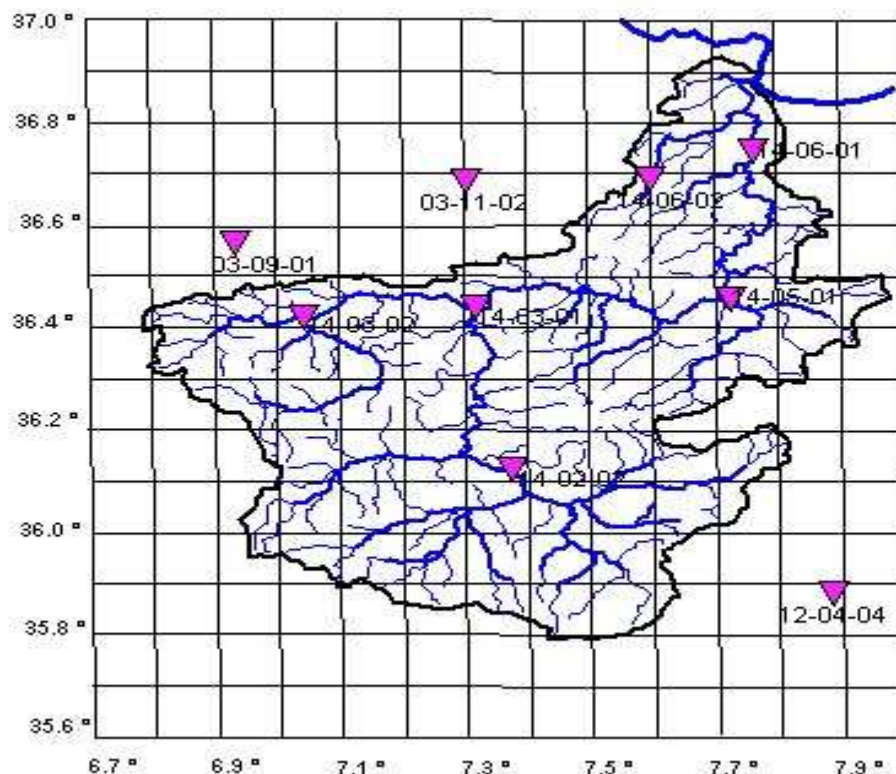


Figure 19- Carte de station hydrométrique de la Seybouse

Tableau 8 : Les sous-bassins de la Seybouse

N°	Oued – station	X	Y	Z (m)	Code
1	2	3	4	5	6
1	Ressoul -Ain el Berda	7,53°	36.61°	710	14.06.02
2	Sabath -Bordj sabath	6,91°	36.38°	520	14.03.02
3	Melah -Bouchagouf	7,73°	36.35°	270	14.05.01
4	Seybouse -Mirebek	7,38°	36.26°	95	14.06.01
5	Bouhamdane -Medjez Ammar	7,05°	36.31°	55	14.03.01
6	Cherf aval -Moulin Rechefort	7,40°	36.01°	10	14.02.02
7	Safsaf -Khemkhem	6,89°	36.50°	206	03.09.01
8	Hammam -Zit Emba	7,27°	36.58°	50	03.11.02

III.1 Collecte des données morphométriques

Les sous bassins concernés sont ceux qui sont publiés officiellement par les services spécialisés du Ministère des Ressources en Eau. Les données morphométrique sont saisies dans les annuaires hydrologiques de l'Algérie, récupérés auprès des services de l'A.N.R.H. Ces données sont la superficie en km², la longueur du cours d'eau en km, l'altitude maximale en m, l'altitude moyenne en m, l'altitude minimale à l'exutoire du bassin en m et la pente moyenne du talweg en pour mille (‰). Les valeurs des ces données sont récapitulées dans le tableau 9.

Tableau 9 : Caractéristiques morpho métriques des sous-bassins

Oued – station	code	H _{max}	H _{min}	H _{moy}	Le (km)	S (km ²)	I _{brute}	I _{moy}
Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	927	55	305	24	102	36,33	30,9
Sabath -Bordj sabath	14.03.02	1281	520	856	45	304	16,91	15,0
Melah -Bouchagouf	14.05.01	1317	95	641	53	550	23,06	20,8
Seybouse -Mirebek	14.06.01	1635	10	684	236	5955	6,89	6,6
Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	1281	270	785	90	1105	11,23	10,3
Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	1635	710	885	43	1710	21,51	20,0
Safsaf -Khemkhem	03,09,01	1220	206	628	24	322	42,25	37,5
Hammam -Zit Emba	03,11,02	1220	50	376	35	485	33,43	30,0

III.2 Collecte des données pluviométriques

La collecte des données pluviométriques s'est réalisée pour un certain nombre de stations pluviométriques situées à l'intérieur du bassin de la Seybouse et aussi dans les sous-bassins limitrophes à celui-ci. Le nombre total de ces stations est vingt six (26), dont une douzaine est située à l'intérieur du bassin de la Seybouse et occupent la partie centrale

et la partie nord. L'ensemble de toutes les stations à l'intérieure et à l'extérieure du bassin montre que celles-ci sont relativement réparties uniformément comme le montre la figure 20.

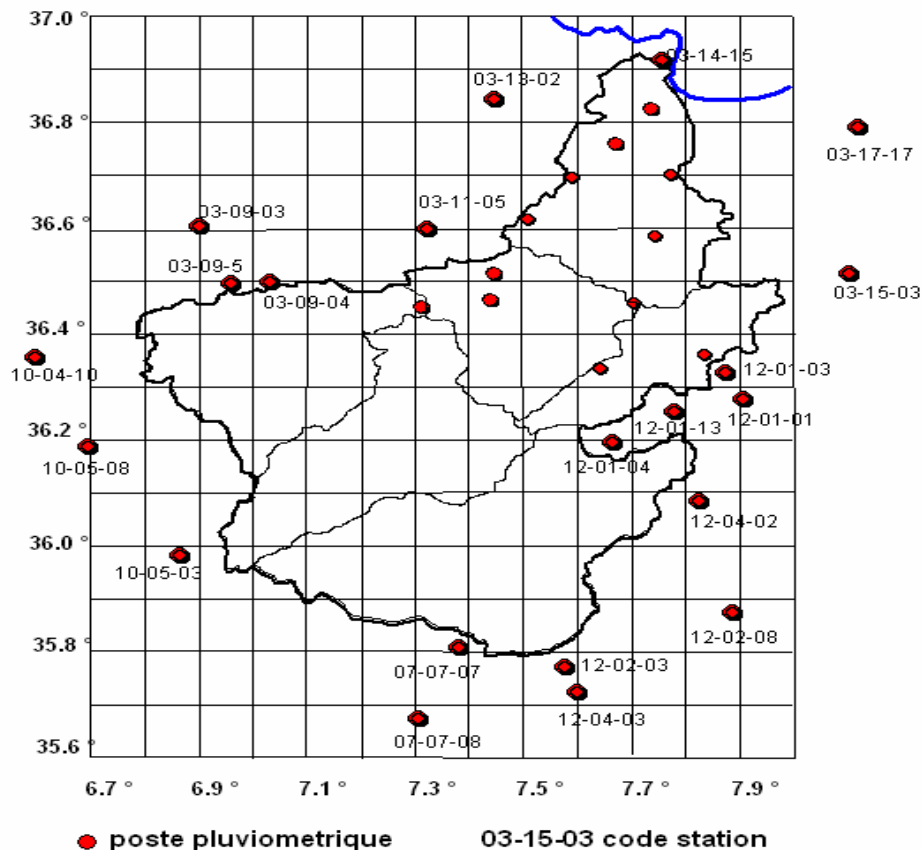


Figure 20- Carte des stations pluviométriques

Les données pluviographiques sont tirées du document édité par l'INRH, intitulé " Pluies de l'Algérie: Synthèse régionale" de l'année 1985. La dite étude a proposé après des données des pluies maxima d'un grand nombre de station pluviographiques une synthèse du traitement statistique sous forme de principaux paramètres pour chacune des stations traitées: la lame de pluie moyenne maximale journalière $P_{max, j}$, le coefficient de variation des pluies maxima journalières C_v et le coefficient climatique b . La collecte des données pluviométriques s'est effectuées pour toutes les stations se trouvant à l'intérieure du bassin de la Seybouse et des stations voisines à ce dernier.

Ces données sont insérées dans le tableau 10.

Tableau 10 : valeurs de $P_{amx,j}$, C_v et b

N°	Station	code	$P_{amx,j}$	C_v	b
1	Berrahel	03.13.02	61,5	0,50	0,41
2	Bouati Mohamed	03.11.05	52,7	0,48	0,37
3	Bouhadjar	03.15.03	55,9	0,45	0,39
4	El Aouinette	12.04.02	36,2	0,42	0,27
5	Ain Sedjra	12.02.03	44,9	0,42	0,33
6	Ferina	07.07.08	40,1	0,57	0,30
7	Ain Baidha	07.07.07	39,8	0,36	0,30
8	Ain Fekroune	10.05.03	42,2	0,49	0,31
9	Sedrata	14.01.01	39,9	0,40	0,30
10	Ksar Sebaihi	14.01.04	49,0	0,38	0,35
11	Abdi Mabrouk	14.02.03	49,5	0,45	0,36
12	Tamlouka	14.02.03	40,1	0,35	0,30
13	Ain Makhlouf	14.02.05	48,0	0,30	0,35
14	Oued Zenati	14.03.06	45,3	0,41	0,33
15	Ain Abid	14.03.07	47,6	0,48	0,35
16	Ain El Arab	14.03.10	55,1	0,36	0,38
17	Ben Smih	14.04.05	51,5	0,57	0,37
18	Guelma ONM	14.04.07	50,6	0,48	0,36
19	Medjez Ammar	14.04.11	48,1	0,38	0,34
20	Mechrouha	14.05.02	72,4	0,45	0,45
21	Hammam N'bails	14.05.03	59,5	0,52	0,40
22	Oued Chehem	14.05.04	58,4	0,52	0,40
23	Bouchagouf	14.05.05	51,3	0,43	0,36
24	Ain Berda	14.06.06	56,4	0,43	0,39
25	Chihani ex barel (dreaan)	14.06.08	52,7	0,35	0,37
26	Cherbi Aissa	14.06.24	52,2	0,42	0,37

Vu le nombre limité des stations pluviographiques relatives à chacun des sous-bassins de la Seybouse, la détermination des pluies maxima peut être réalisée sur la base du principe de la généralisation territoriale de cette caractéristique. Ce principe est fondé sur la loi de la continuité du pôle de la phase maximale de la pluie dans l'espace. Ainsi, il y a possibilité de déterminer pour chaque sous-bassin les caractéristiques pluviographiques, par la construction de cartes. La construction de la carte suppose que la variabilité de la caractéristique entre deux stations est continue et linéaire. La construction de la carte de la pluie maximale moyenne journalière $P_{max,j}$ (fig.21) a permis de faire les constatations suivantes:

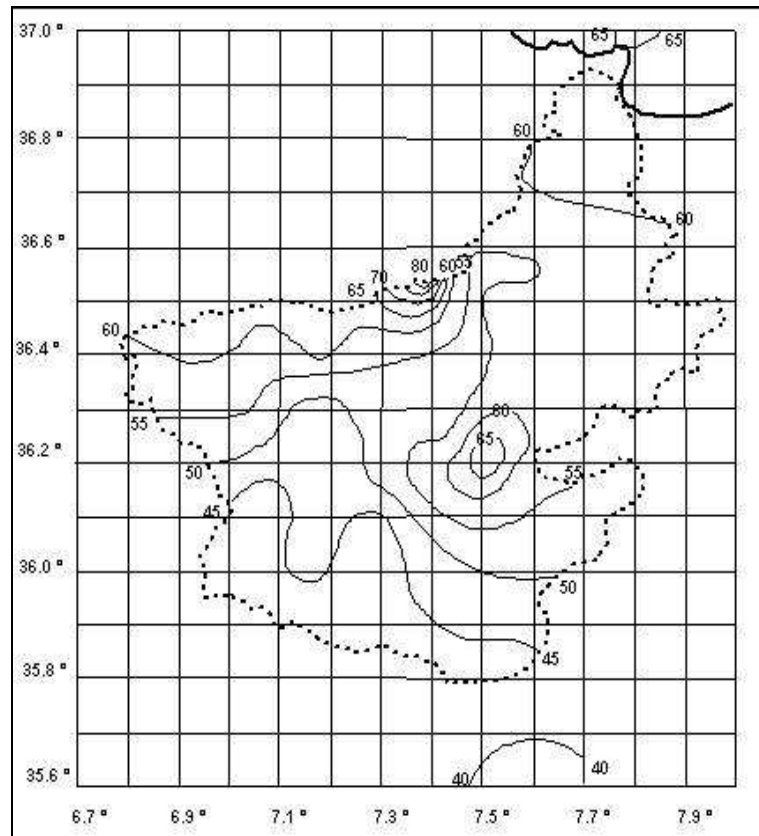


Figure 21- Carte de la pluie maximale moyenne journalière $P_{\max, j}$ du bassin versant de Seybouse

- 1- les valeurs maxima occupent le Nord et la Nord-Ouest du bassin versant;
- 2- les pluies maxima diminuent vers le Sud du bassin. La pluie maximale dépasse 60 mm au bord de la mer et elle inférieure à 45 mm à la limite sud du bassin.

Généralement, en zone humide de pluie abondante, la variation des différentes phases de la pluie est modérée, y compris la phase maximale.

Par contre, en zone semi-aride la pluie maximale journalière se caractérise par une valeur du coefficient de variation très importante.

La construction de la carte du coefficient de variation de la pluie journalière maximale C_v (fig.22) a permis de faire les constatations suivantes:

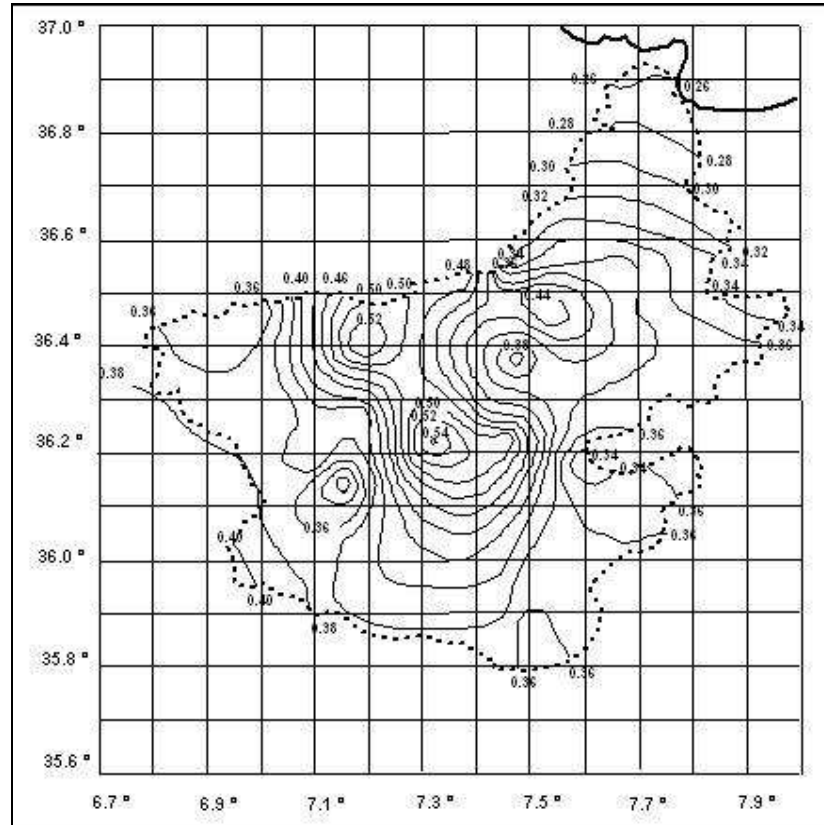


Figure 22- Carte du coefficient de variation C_v des pluies maximales journalières du bassin versant de la Seybouse

- 1- Les valeurs minima du coefficient de variation sont observées au Nord du bassin versant, et sont de l'ordre 0.26.
- 2- Les valeurs maxima du coefficient de variation sont concentrées sur la partie centrale du bassin versant diminuent vers le Sud du bassin.
- 3- La valeur maximale du coefficient de variation a dépassé 0.50.
- 4- Il y a une tendance de diminution du Nord vers le Sud.

Comme tout facteur météorologique, la pluie maximale journalière reflète la spécificité climatique de la région. Par conséquent, la relation entre la pluie maximale journalière et la pluie maximale d'une durée inférieure à 24 heures- appelée pluie de courte durée- se traduit un exposant b appelé exposant climatique. Cet exposant est normalement soumis à la loi de continuité spatiale. D'où on peut le cartographier.

La construction de la carte du coefficient climatique de la pluie journalière maximale b (fig. 23) a permis de faire les constatations suivantes:

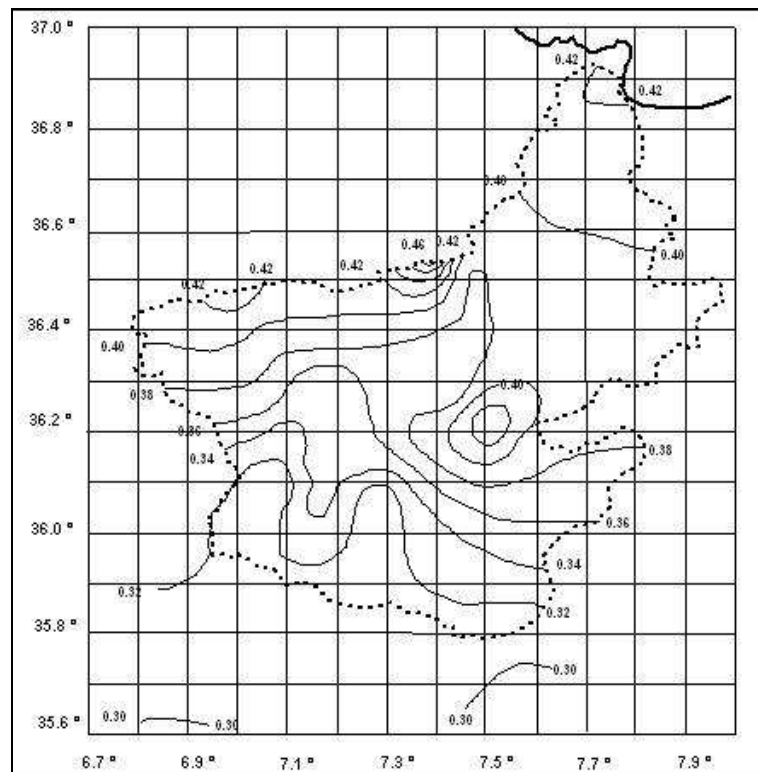


Figure 23- Carte du coefficient climatique b des pluies maximales journalières du bassin versant de la Seybouse

- 1- Les valeurs maxima du coefficient climatique sont observées au Nord et au Nord-Ouest du bassin versant, et varient de 0.42 à 0.46.
- 2- Les valeurs minima du coefficient climatique sont observées au Sud du bassin et sont de l'ordre de 0.32.

III.3 Collecte des données des débits maxima instantanés

Les données des hydrométriques, sous forme de débits maxima d'eau sont collectées dans les documents officiels de l'ANHR, précisément dans les annuaires hydrologiques de l'Algérie. Ces données sont relatives à six (06) sous bassins de la Seybouse et (02) deux autres sous bassins limitrophes. Les tailles des séries d'observations sont différentes et varient de 14 années d'observations pour d'Oued Hammam à Zit-Emba à 42 années d'observations pour l'oued Melah à Bouchagouf.

Certaines séries des débits maxima contiennent des lacunes mensuelles qui provoquent des lacunes de données annuelles.

A titre d'exemple, nous présentons dans le tableau 11. Les valeurs des débits instantanés maxima mensuels et annuels du sous-bassin de l'oued Cherf à Moulin Rechefort , dont la superficie est de l'ordre de 1710 km².

Tableau 11 : Débit mensuels et annuel enregistré à la station Moulin Rechefort code 14-02-02

Années	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	Débit maximal annuel (m ³ /s)
1971/72	38.02	39.71	0.38	0.54	48.2	2.89	6.05	45.17	4.27	3.18	0.15	0.15	48.2
1972/73	6.24	25.36	0.41	18.82	70.7	13.6	345	14.3	1.99	2.41	0.71	5.11	345
1972/74	2.23	1.08	0.71	3.45	1.06	4.23	1.75	3.85	3.31	3.18	1.48	0.16	4.23
1974/75	13.07	0.43	0.48	0.52	0.57	33.7	1.80	24.3	7.20	3.32	0.08	0.25	33.7
1975/76	15.54	0.14	0.91	0.55	0.64	1.63	4.20	3.54	7.51	6.28	136	0.13	136
1976/77	7.19	26.5	4.10	4.76	6.24	2.26	1.46	8.43	24.30	21.43	0.14	6.10	26.5
1977/78	0.73	0.14	8.62	0.21	0.66	8.24	2.93	13.3	3.10	6.04	0.02	9.87	13.3
1978/79	0.04	40.4	0.26	0.45	0.19	3.26	1.24	39.30	2.99	2.05	0.04	0.03	40.4
1979/80	28.8	16.16	0.33	0.18	0.47	0.27	22.88	21.90	0.61	0.97	0.00	0.00	28.8
1980/81	39.34	35.8	1.15	59.4	6.93	8.11	3.71	3.35	0.70	16.50	0.18	0.08	59.4
1981/82	13.20	1.24	0.25	3.01	6.34	10.8	3.86	7.52	23.4	1.59	0.39	0.39	23.4
1982/83	5.12	7.10	8.38	16.2	11.98	0.79	13.64	0.54	0.13	0.07	0.04	33.0	33.0
1983/84	0.02	8.06	4.30	0.97	19.45	74.1	4.44	1.56	0.39	0.35	0.21	0.15	74.1
1984/85	0.48	1.13	0.35	6.54	23.7	13.20	15.84	5.03	12.76	0.60	0.31	0.24	23.7
1985/86	8.50	1.78	0.53	0.48	1.12	0.74	2.60	0.42	0.59	3.38	0.05	0.04	8.50
1986/87	3.60	45.0	5.70	12.60	2.52	()	9.91	1.39	0.21	0.04	0.02	0.00	(45)
1987/88	0.01	2.01	1.44	0.21	1.06	0.32	0.81	10.46	0.32	0.74	12.4	0.17	12.4
1988/89	0.36	3.12	10.60	21.95	0.59	7.56	0.49	0.18	0.18	21.4	0.59	17.4	21.95
1989/90	50.00	0.70	0.05	0.19	1.31	0.20	0.14	0.11	30.68	0.05	47.15	56.75	56.75
1990/91	0.14	0.64	4.77	8.10	11.68	1.62	1.69	12.64	1.54	14.1	0.05	0.02	14.1
1991/92	1.39	1.55	0.23	0.16	0.23	1.64	2.60	63.40	27.21	0.82	0.21	0.54	63.40
1992/93	0.13	0.13	0.36	5.16	18.10	1.28	6.00	1.28	2.62	0.40	0.09	0.00	18.10
1993/94	0.04	0.09	0.16	9.30	0.58	31.64	0.51	0.44	0.24	0.03	0.00	0.00	31.64

Les données des débits instantanés maxima des autres sous-bassins sont insérées en annexe 1

Un examen préliminaire de ces données a permis de déterminer les tailles des séries hydrométriques de chaque station, ainsi que le nombre des lacunes enregistrées pendant la période d'observation, les résultats obtenus sont insérés dans le tableau 12.

Tableau 12 : Nombre d'observations et nombre de lacunes

N°	Nom d'Oued et station	Code	Coordonnées		N	Nombre de lacune
			X	Y		
1	2	3	4	5	6	7
1	O. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	7,53°	36.61°	40	12
2	O. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	6,909°	36.38°	19	13
3	O. Melah -Bouchagouf	14.05.01	7,73°	36.35°	43	14
4	O. Seybouse -Mirebek	14.06.01	7,38°	36.26°	19	4
5	O. Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	7,052°	36.31°	34	0
6	O. Cherf aval -Moulin Rochefort	14.02.02	7,40°	36.011°	23	0
7	O. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	6,89°	36.50°	28	0
8	O. Hammam -Zit Emba	03.11.02	7,27°	36.58°	14	4

III.4- Description des données des débits instantanés maxima

1- La station Moulin Rochefort code 14-02-02

Les données des débits instantanés maxima pour chaque année mesurés à l'exutoire de l'oued Cherf à la station hydrométrique de Moulin Rochfort code 14-02-02, sont disponibles pour la période de 1971 à 1994, soit une série de 23 années. Les débits maxima varient de 4.23 m³/s à 345 m³/s.

2- La station Bordj Sabath code 14-03-02

Sur une période de trente deux ans (32) d'observations, allant de 1973 à 2005 la station hydrométrique de Bordj Sabath a enregistré treize (13) lacunes mensuels.

Les débits maxima instantanés de l'oued Sabath à la station Bordj Sabath varient de 0.73 m³/s à 419 m³/s

3- La station Medjez Ammar (code:14-03-01)

Cette station hydrométrique présente une série d'observations de trente quatre (34) années, allant de 1968/69 à 2002/03.

Les débits maxima du sous bassin de l'Oued Bouhamedane à Medjez Ammar II varient de 2.62 m³/s à 1235 m³/s

4- La station de Bouchegouf (code: 14-05-01)

La station hydrométrique de Bouchegouf présente une série d'observations de quarante trois années (43), allant de 1948 à 2003. Depuis 1955/56 jusqu'à 1966/67 Il n'y a pas eu du tout d'observations, soit une période de treize (13) années consécutives. Aussi, pendant l'année 1995/96 les observations n'ont pas eu lieu. Les débits maxima varient de 9.00 m³/s à 617 m³/s.

5- La station d'Ain Berda (code:14-06-02)

Cette station dispose d'une série d'observations des débits maxima instantanés de quarante (40) années, allant de 1963/64 à 2002/03. Un total de douze (12) lacunes mensuelles durant les années 1963/64 et 1997/98. Dans cette station, les débits maxima instantanés varient de 1.91 m³/s à 170 m³/s

6- La station de Merbek 14-06-01

La station de Merbek constitue l'exutoire du bassin de la Seybouse, elle dispose d'une série de vingt trois années d'observations, allant de 1968/69 à 1990/91. Une seule lacune mensuelle est enregistrée au mois de septembre de l'année hydrologique 1981/82. Une autre lacune est enregistrée au mois de février de l'année 1983/84. Deux lacunes sont enregistrées au mois décembre et au mois de janvier de l'année 1984/85. Les deux dernières lacunes sont enregistrées au mois de septembre et au mois de août de l'année 1989/90. Les débits maxima instantanés varient de 15,3 m³/s à 1306 m³/s.

III.5 Comblement des lacunes des débits maxima

Tout d'abord, l'examen des données des débits maxima instantanés a montré qu'ils sont tous observés durant la période allant du mois de novembre au mois d'avril.

Soit le débit maximum mensuel instantané dont la probabilité d'apparition égale à 1/6 durant cette période (de novembre à avril). L'apparition d'un débit maximum instantané durant les cinq autres mois représente une probabilité égale à 5/6. Pour le comblement des lacunes on examine trois cas:

1^{er} cas: lacune de un mois

Sachant que la probabilité du débit maximum instantané du mois manquant est de l'ordre de $1/6$ soit $P=16.7\%$. On propose de considérer que le débit maximum instantané est observé durant l'un des cinq autres mois avec une probabilité importante de l'ordre $5/6$, soit $P=83.3\%$. Ainsi, on prendre la valeur maximale du débit observé pendant n'importe quel mois de cette période.

2^{ème} cas: lacune de deux mois

La probabilité du débit maximum instantané des deux mois manquants est de l'ordre de $2/6$ soit $P=33.4\%$. On propose de considérer que le débit maximum instantané est observé durant l'un des quatre autres mois avec une probabilité importante de l'ordre $4/6$, soit $P=66.6\%$. Ainsi, on prendre la valeur maximale du débit observé pendant n'importe quel mois de cette période.

3^{ème} cas: lacune de trois mois

La probabilité du débit maximum instantané des trois mois manquants est de l'ordre de $3/6$ soit $P=50.0\%$. On propose de considérer que le débit maximum instantané est observé durant l'un des trois autres mois avec une probabilité importante de l'ordre $3/6$, soit $P=50.0\%$. Ainsi, on prendre la valeur maximale du débit observé pendant n'importe quel mois de cette période.

Dans notre cas, le nombre de lacunes n'a pas dépassé les deux mois. Et sur cette base là que nous avons comblé les manques pour chaque année.

III.6 Traitement des données pour chaque sous bassin

Le traitement des données hydrométéorologiques nécessite la détermination des valeurs moyennes des caractéristiques pluviographiques pour chaque sous-bassins, tirées des cartes correspondantes (fig.21, fig.22 et fig.23).

III.6.1 Détermination de la pluie moyenne journalière maximale

La répartition spatiale de la pluie moyenne maximale journalière est exprimée sous forme de carte (fig.21).La détermination de la valeur de celle-ci pour un sous-bassin donné consiste à tirer directement de la carte des P_{jmm} pour le point appelé centre de gravité hydrologique de ce dit

bassin. Les valeurs de la pluie moyenne journalière maximale des sous bassins objet de l'étude se trouvent dans le tableau 13.

Tableau 13 : Les valeurs des pluies journalières maximales moyenne

N°	Oued – station	code	P_{jmm} mm
1	2	3	4
1	O. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	60,6
2	O. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	59,2
3	O. Melah -Bouchagouf	14.05.01	60,9
4	O. Seybouse -Mirebek	14.06.01	60,6
5	O. Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	55,3
6	O. Cherf aval -Moulin Rechafort	14.02.02	50,1
7	O. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	40,0
8	O. Hammam -Zit Emba	03.11.02	55,0

III.6.2 Détermination du coefficient de variation

Les valeurs du coefficient de variation sont tirées directement de la carte (fig.22) pour le centre de gravité hydrologique. Les valeurs de coefficient de variation de la pluie journalière maximales moyenne des sous bassins de la Seybouse se trouvent dans le tableau 14.

Tableau 14: Les valeurs de coefficient de variation des pluies journalière maximales moyenne

N°	Oued – station	code	C_v
1	2	3	4
1	O. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	0,30
2	O. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	0,36
3	O. Melah -Bouchagouf	14.05.01	0,40
4	O. Seybouse -Mirebek	14.06.01	0,34
5	O. Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	0,40
6	O. Cherf aval -Moulin Rechafort	14.02.02	0,46
7	O. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	0,38
8	O. Hammam -Zit Emba	03.11.02	0,44

III.6.3 Détermination du coefficient climatique

La valeur du coefficient climatique est aussi tirée directement de la carte (fig.23) par interpolation au centre de gravité hydrologique de chaque sous bassin. Les valeurs de l'exposant climatique b de la pluie journalière maximale moyenne des sous bassins de la Seybouse se trouvent dans le tableau 15.

Tableau 15 : Les valeurs de l'exposant climatique des pluies journalières maximales moyenne

N°	Oued – station	code	<i>b</i>
1	2	3	4
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	0,41
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	0,41
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.01	0,40
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	0,40
5	o. Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	0,40
6	o. Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	0,38
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	0,42
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	0,42

Les valeurs des caractéristiques pluviographiques des différents sous-bassins sont récapitulées dans le tableau 16.

Tableau 16 : Les données pluviographiques des sous bassin de la Seybouse.

N°	Oued - station	Code	$P_{j,mm}$	C_v	<i>b</i>
1	2	3	4	5	6
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	60,6	0,3	0,41
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	59,2	0,36	0,41
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.01	60,9	0,4	0,4
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	60,6	0,34	0,4
5	o. Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	55,3	0,4	0,4
6	o. Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	50,1	0,46	0,38
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	55,00	0,38	0,3
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	62,00	0,44	0,42

III.7 Analyse fréquentielle des débits maxima annuels

Après l'analyse préliminaire des séries des débits maxima instantanés, nous avons obtenu des séries dont la taille varie de 14 années pour d'Oued Hammam–Zit Emba à 42 années pour l'oued Melah - Bouchagouf.

Il existe plusieurs méthodes pour le traitement statistique des données hydrométéorologiques, telles que la méthode des moments, la méthode de maximum vraisemblance, les méthodes grapho-analytiques. Chaque méthode a ses insuffisances. La méthode analytique la plus simple est celle des moments; néanmoins elle exige des séries suffisamment longues et qui, quelle que soit leur taille, ne peut être satisfaisante quand il s'agit de l'estimation de coefficient d'asymétrie. C'est la raison qui oblige à chercher une autre méthode qui tient compte au préalable du choix de

coefficient d'asymétrie. Cette exigence s'avère possible avec la méthode grapho-analytique d'Alekseev.

Ayant une série d'observations $\{X_1, X_2, \dots, X_n\}$, on construit la courbe empirique des fréquences sur un quadrillage statistique approprié et après un lissage à main levée de cette courbe, on tire de celle-ci les trois quantiles standards : $X_{P_1=100-P_2}$, $X_{50\%}$ et $X_{P_2=100-P_1}$. Dans le cas de l'application de la méthode d'Alekseev, les valeurs des fréquences rares sont égales à $P_1 = 5\%$ et $P_2 = 95\%$.

III.7.1 La méthode grapho-analytique d'Alekseev

Le traitement statistique des débits maximum a pour objet l'estimation des paramètres suivants: le débit maximum moyen, le coefficient de variation et le coefficient d'asymétrie qui sont indispensables pour le lissage des courbes empiriques et son extrapolation. Mais l'insuffisance des données rend difficile le choix de cette loi théorique. Alors, la préférence est donnée à la méthode grapho-analytique, appelée aussi méthode des quantiles, qui permet l'estimation de ces paramètres sans exiger de grande des séries. Cette méthode donne la possibilité de tenir compte de l'asymétrie de la courbe des fréquences, en choisissant trois quantiles, c'est-à-dire trois points caractéristiques tirés de cette courbe lissée.

Les paramètres statistiques sont estimés à l'aide de trois points caractéristiques tirés de la courbe empirique lissée, correspondants aux fréquences 5%, 50% et 95%.

A titre d'exemple, on construit la courbe empirique des fréquences de l'oued Cherf aval à Moulin Rechefort (fig.24).

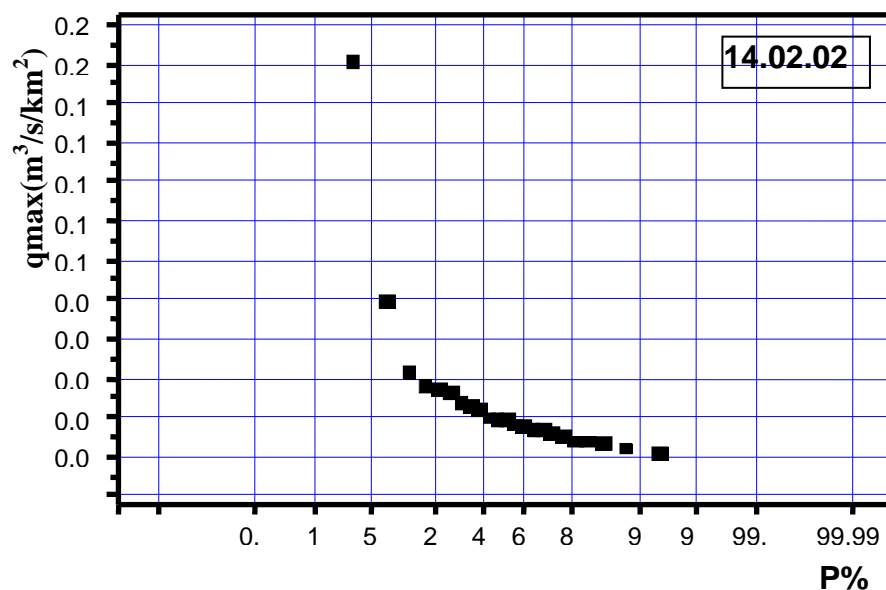


Figure 24- Courbe empirique de l'oued Cherf aval à Moulin Rechefort (14.02.02)

Les autres courbes de fréquence empiriques des sous-bassins sont insérées en annexe n°3:

Après avoir tiré les quantiles $q_{5\%}$, $q_{50\%}$ et $q_{95\%}$, on calcul le coefficient de courbure S :

$$S = \frac{q_{5\%} + q_{95\%} - 2q_{50\%}}{q_{5\%} - q_{95\%}}$$

A cette valeur calculée de S correspond une valeur du coefficient d'asymétrie C_s qu'on tire dans un tableau spécial (tableau 19).

L'écart quadratique type est exprimé par: $\sigma_q = \frac{q_{5\%} - q_{95\%}}{\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%}}$

et la valeur moyenne est exprimé par : $q_0 = q_{50\%} - \sigma_q \cdot \Phi_{50\%}$

ou

$\Phi_{5\%}$, $\Phi_{50\%}$ et $\Phi_{95\%}$ - écarts relatifs de l'unité de la courbe binomiale des fréquences pour un coefficient de variation C_v égal à l'unité et pour un coefficient d'asymétrie C_s donné.

Le coefficient de variation s'écrit:

$$C_v = \frac{\sigma_q}{q_0}$$

Les valeurs des quantiles tirés des courbes empiriques lissées sont insérées dans le tableau 17

Tableau 17: Les valeurs des quantiles

N°	Nom d'Oued et station	Code	$q_{5\%}$	$q_{50\%}$	$q_{95\%}$
1	2	3	4	5	6
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	1,6	0,45	0,05
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	2	0,25	0,02
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.01	1	0,25	0,025
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	0,22	0,05	0,005
5	o. Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	0,75	0,05	0,02
6	o. Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	0,11	0,02	0,005
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	1,7	0,2	0,005
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	1,2	0,4	0,05

Les valeurs des caractéristiques statistiques estimées par la méthode grapho-analytique d'Alekseev sont insérées dans le tableau 18.

Tableau 18 : les valeurs des caractéristiques statistiques

N°	Nom d'Oued et station	Code	$q_0(m^3 / s / km^2)$	C_v	C_s
1	2	3	4	5	6
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	0,585	0,864	1,72
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	0,533	1,36	2,72
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.01	0,345	0,939	1,91
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	0,073	0,998	2,06
5	o. Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	0.175	1,67	3,09
6	o. Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	0,034	1,109	2,53
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	0,443	1,41	2,73
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	0,481	0,761	1,39

L'indépendance de la loi de fréquence choisie, il existe une relation analytique entre le coefficient d'asymétrie et celui de variation qui peut être exprimé par :

$$C_s = kC_v$$

Il serait intéressant d'identifier le sens du coefficient de proportionnalité k

L'analyse de la dépendance $\ln\left(\frac{k}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$, comme le montre la figure 25, il s'agit d'une droite linéaire avec une corrélation très significative $r = 0.999$.

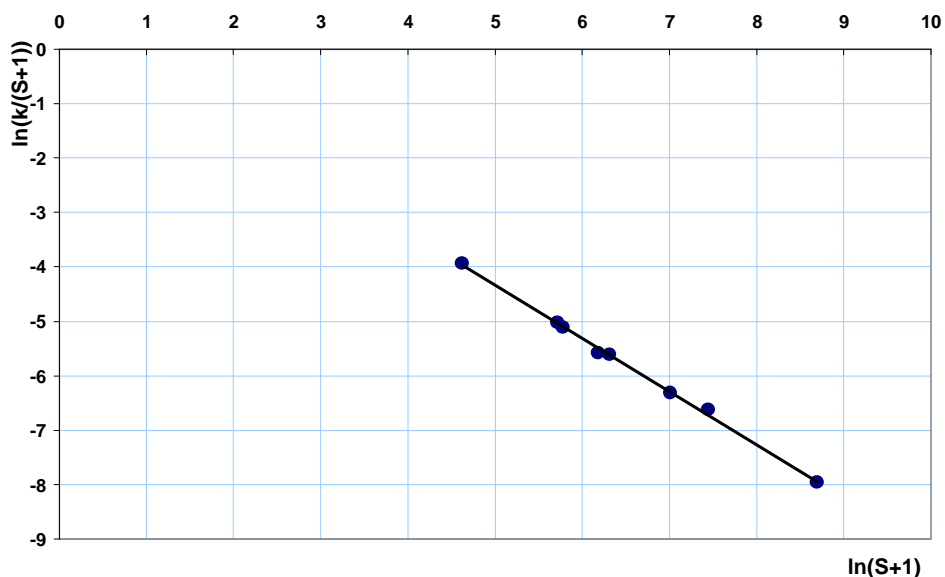


Figure 25 - Graphique de la dépendance $\ln\left(\frac{k}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$

Cette dépendance permet d'obtenir une expression du coefficient d'asymétrie en fonction de la superficie des bassins:

$$C_s = k C_v$$

Avec

$$k = 1.72 (S + 1)^{0.025}$$

La vérification de cette formule d'estimation du coefficient d'asymétrie (tab.18) a montré le rapport $k = \frac{C_s}{C_v}$ dépend de la superficie du bassin versant S . Les erreurs relatives varient de 0.78 % à 9.92 %, c'est-à-dire inférieure à 10 % et avec une erreur relative moyenne de l'ordre de 4.06 %.

Tableau 19 : Estimation du coefficient d'asymétrie

N°	Nom d'Oued et station	Code	S	C _v	C _s	C _s cal	Erreur %
1	2	3	4	6	7	8	9
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.0	0,484	0,864	1,72	1,67	2,99
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.0	0,768	1,36	2,72	2,70	0,78
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.0	0,538	0,939	1,91	1,89	0,99
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.0	0,581	0,998	2,06	2,13	3,55
5	o. Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.0	0,918	1,67	3,09	3,34	2,47
6	o. Cherf aval -Moulin Rechafort	14.02.0	0,714	1,109	2,53	2,30	9,18
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.0	0,770	1,41	2,73	2,80	2,64
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.0	0,391	0,761	1,39	1,53	9,92

Tableau 20: Caractéristiques hydrométriques et morpho métriques des sous- bassins versants de la Seybouse adopté pour notre travail.

N°	Nom d'Oued et station	Code	Coordonnés		S (Km2)	L c.e (Km)	H _{max} (m)	H _m (m)	H _{moy} (m)
			C.H (°)						
1	2	4	5	6	7	8	9	10	11
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	7,53°	36.61°	102	24	927	55	305
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	6,909°	36.38°	304	45	1281	520	856
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.01	7,73°	36.35°	550	53	1317	95	641
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	7,38°	36.26°	5955	236	1635	10	684
5	o. Bouhamdane -Medjez	14.03.01	7,052°	36.31°	1105	90	1281	270	785
6	o. Cherf aval -Moulin	14.02.02	7,40°	36.011°	1710	43	1635	710	885
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	6,89°	36.50°	322	24	1220	206	628
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	7,27°	36.58°	485	35	1220	50	376

N°	Nom d'Oued et station	Code	Pent	Pj	q ₀ (m ³ /s/km ²)	C _s	C _v	k
			%0	max (mm)				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	30,9	55	0,585	1,72	0,864	1,99
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	15,0	60	0,533	2,72	1,36	2,00
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.01	20,8	60,9	0,345	1,91	0,939	2,03
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	6,6	55	0,073	2,06	0,998	2,07
5	o. Bouhamdane -Medjez ammar	14.03.01	10,3	55,3	0,180	3,09	1,67	1,85
6	o. Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	20,0	47,5	0,034	2,53	1,109	2,29
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	37,5	38,00	0,443	2,73	1,41	1,94
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	30,0	60,00	0,481	1,39	0,761	1,82

III.7.2 Estimation des valeur de débit spécifique fréquentielle

L'étude du ruissellement pluvial doit être réalisée pour des différentes fréquences rares. Vu l'interdépendance entre les éléments d'un hydrogramme, la détermination du ruissellement est possible si on dispose des principales caractéristiques de celui-ci, et particulièrement de débit maximum. On propose d'utiliser les fréquences suivantes: 0.1%, 1%, 2%, 5%, 10%, 20% et 50% qui couvrent le domaine des fréquences rares les plus utilisées dans la pratique de l'ingénieur.

Connaissant les caractéristiques statistique pour oued: la moyenne q_0 , le coefficient de variation C_v et le coefficient d'asymétrie C_s :

- On tire a partir du tableau Foster Rebkin, la valeur du nombre Foster Rebkin $F_{p\%}$ pour chaque fréquence qui correspond a la valeur de coefficient d'asymétrie C_s donné.

- On calcul le coefficient modulaire $k_{P\%}$ qui est exprimé par la formule suivantes:

$$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$$

- On calcul le débit spécifique maximale fréquentielle par la formule suivante:

$$q_{P\%} = k_{P\%} q_o$$

q_o : débit maximum moyen spécifique.

On prend comme exemple le sous bassin versant d'oued Cherf aval Moulin à Rechefort

Tableau 21: Valeurs des débits spécifiques maxima pour le sous bassin de l'oued Cherf à Moulin Rechefort (code 14 02 02)

$P_{\%}$	0.1%	1%	2%	5%	10%	20%	50%
$F_{P\%}$	6,5	3,82	3,22	2,00	1,23	0,50	-0,36
$k_{P\%} = F_{P\%} C_v + 1$	8,21	4,24	4,57	3,22	2,36	1,55	1,11
$q_{P\%} = k_{P\%} q_o$	0,28	0,14	0,37	0,11	0,08	0,05	0,04

Les autres tableaux des calculs d'estimation des débits spécifiques maxima fréquents sont insérées en annexe 4

Les valeur des débit maxima fréquentielles pour les sous bassins versants sont récapitulées dans le tableau 22 :

Tableau 22: valeur des débits spécifique maximale du bassin versant de la Seybouse

N°	Oued - station	Code	Débit spécifique maximale fréquentielle $q_{P\%}$ (m ³ /s/km ²)						
			$q_{0.1\%}$	$q_{1\%}$	$q_{2\%}$	$q_{5\%}$	$q_{10\%}$	$q_{20\%}$	$q_{50\%}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	3,39	2,33	2,22	1,59	1,25	0,91	0,50
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	5,43	3,37	2,14	1,98	1,40	0,87	0,72
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.01	2,21	1,49	1,19	0,99	0,77	0,55	0,32
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	0,50	0,34	0,3	0,22	0,17	0,12	0,07
5	o. Bouhamdane -Medjez	14.03.01	2,29	1,37	0,93	0,75	0,50	0,28	0,29
6	o. Cherf aval -Moulin	14.02.02	0,28	0,14	0,37	0,11	0,08	0,05	0,04
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	4,66	2,89	1,9	1,69	1,19	0,73	0,62
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	2,34	1,68	1,32	1,19	0,96	0,74	0,37

Conclusion :

L'étude du ruissellement pluvial a besoin des données hydrométéorologiques et morphométriques. Les données sur les pluies maxima constituent l'information fondamentale pour justifier le type et la genèse du ruissellement. Ces données sont collectées dans les documents officiels de L'A.R.N.H.

La recherche, concernant le ruissellement pluvial, a pour objet les sous bassins de la Seybouse dont les données morphométriques sont saisies dans les annuaires hydrologiques de l'Algérie. Ces données sont la superficie en km^2 , la longueur du cours d'eau en km , l'altitude maximale en m , l'altitude moyenne en m , l'altitude minimale à l'exutoire du bassin en m et la pente moyenne du talweg en pour mille (‰).

La collecte des données pluviométriques s'est effectuée pour les stations situées à l'intérieure du bassin et aussi pour les stations limitrophes.

Les données pluviographiques sont tirées du document édité par l'INRH, intitulé " Pluies de l'Algérie: Synthèse régionale" de l'année 1985. Le principe de la généralisation territoriale est fondé sur la continuité spatiale des caractéristiques pluviométriques, qui permet de construire des cartes de ces caractéristiques: la pluie maximale moyenne journalière $P_{max,j}$, le coefficient de variation C_v et le coefficient climatique b .

Les données hydrométriques sur les débits d'eau maxima sont collectées dans les annuaires hydrologiques de l'Algérie, pour six sous bassins de la Seybouse et deux autres sous bassins limitrophes. Les tailles des séries d'observations varient de 14 à 42 années. Certaines séries contiennent des lacunes.

Les lacunes sont toutes observées durant la période allant du mois de novembre au mois d'avril. Le nombre maximum de lacunes est de deux mois par année. Le comblement de celles-ci s'est effectué avec un risque probabiliste de 16.7 % quand il s'agit d'un seul mois par année et avec un risque probabiliste égal à 33.4 % quand il s'agit de deux mois par année.

Le traitement des données hydrométéorologiques est fondé sur les valeurs moyennes des caractéristiques pluviographiques pour chaque sous-bassins: la pluie maximale moyenne journalière $P_{max,j}$, le coefficient de variation C_v et le coefficient climatique b .

L'analyse statistique des débits maximum est effectuée à l'aide de la méthode grapho-analytique qui tient compte dès le départ de l'asymétrie de la courbe empirique. L'estimation des caractéristiques statistiques est basée sur trois quantiles standards : $q_{5\%}$, $q_{50\%}$ et $q_{95\%}$ tirés de la courbe empirique.

Sachant que l'estimation du coefficient d'asymétrie pose problème quand la taille de la série d'observation est réduite, le coefficient exprimant le rapport

$k = \frac{C_s}{C_v}$ s'avère très lié avec la superficie du bassin versant. La dépendance

$\ln\left(\frac{k}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$ est une droite linéaire avec une corrélation très significative de l'ordre de $r = 0.999$. D'où, on obtient l'expression suivante : $k = 1.72 (S+1)^{0.025}$.

Vu l'interdépendance entre les éléments d'un hydrogramme, la détermination du ruissellement est possible si on dispose des principales caractéristiques de celui-ci et particulièrement des débits maxima. Les fréquences adoptées sont: 0.1%, 1%, 2%, 5%, 10%, 20% et 50% qui répondent aux besoins pratiques de l'ingénieur.

CHAPITRE IV: ANALYSE DE RUISSELLEMENT

IV.1 Introduction :

Le ruissellement est la quantité l'eau des précipitations qui s'écoule sous de courant concentré dans le chevelu élémentaire de ruisseaux tout le long des versants et qui se concentre vers le cour d'eau principale.

La formation du ruissellement est la résultat d'un complexe de processus pluvio-hydrologiques, tel que : la pluie, les différents types de rétention des eaux de pluie, infiltration des eaux de pluie dans le sol, filtration dans le sous-sol et de partie moins importante l'évaporation.

L'analyse du phénomène de ruissellement a pour objectif l'identification de la dépendance de celui-ci avec les facteurs générateurs météorologiques, telle que la lame de pluie et les facteurs de surface, tels que type de sol, pente du versant, couvert végétal, tout en tenant compte de la zonalité régionale et verticale.

Les valeurs du ruissellement sont obtenues, connaissant les principales caractéristiques de l'hydrogramme de la crue, connaissant le débit spécifique maximum, le temps de montée et la forme de l'hydrogramme.

Le traitement est basé essentiellement sur l'analyse graphique et l'analyse grapho-analytique des dépendances. La valeur du coefficient de corrélation est choisie comme critère de qualité de la dépendance.

IV.2 Estimation de ruissellement

En absence des hydrogrammes des crues observées, l'estimation de lame ruisselée s'effectue par calcul inverse en utilisant de la formule de Bejaia'2000. Celle-ci était développée et vérifiée pour un grand nombre de bassins versants de la partie Nord de l'Algérie et s'exprime sous la forme suivante [LADJEL M.2000]:

$$q_{p\%} = \frac{1}{3.6} (m_b + 1) \frac{E_{p\%}}{T} \quad (1)$$

où:

m_b - coefficient de forme de l'hydrogramme ;

$E_{p\%}$ - lame de l'écoulement pluvial de fréquence $P\%$, mm;

T - temps de base, h.

La lame de l'écoulement pluvial est directement obtenue par la transformation de cette formule, comme suit :

$$E_{p\%} = \frac{3.6 T q_{p\%}}{m_b + 1} \quad (2)$$

Identification du coefficient de forme

Le module maximum de ruissellement q'_{\max} subit une nette réduction avant qu'il se transforme en débit maximum q_{\max} au niveau d'une section donnée du cours d'eau principal. Cette transformation se traduit par une diminution du module de ruissellement.

L'expression analytique de cette réduction a été formulée par Sokolovsky, en donnant la forme triangulaire aux hydrogrammes, sous la forme :

$$q_{\max} = \frac{q'_{\max}}{1 + \frac{t_c}{T_o}}$$

t_c - temps de concentration, h ;

T_o - durée de ruissellement, h .

Considérant que le volume du ruissellement V_R est égal au volume d'écoulement de la crue V_c , tout en négligeant les pertes des eaux de ruissellement durant la décrue P_d . Sokolovsky a considéré la forme triangulaire des hydrogrammes de ruissellement et de l'écoulement et il a proposé l'égalité suivante [Sokolovsky; DL.1956]

$$R_R = \frac{q'_{\max} T_o}{2}$$

$$V_E = \frac{q_{\max} (T_o + t_c)}{2}$$

En tenant compte de l'égalité $V_R = V_E$ et après quelques transformations on obtient la formule de Sokolovsky, exprimant la réduction du module maximum de ruissellement en fonction du temps de concentration :

$$q_{\max} = \frac{q'_{\max}}{1 + \frac{t_c}{T_o}} \quad (3)$$

où :

q'_{\max} - module maximum spécifique de ruissellement, $m^3/s.km^2$;

q_{\max} - débit maximum spécifique de l'écoulement, $m^3/s.km^2$;

t_c - temps de concentration, h ;

T_o - durée de ruissellement, h .

Sachant que le débit maximum spécifique d'écoulement fluvial q_m et celui de ruissellement q'_m sont respectivement exprimés comme suit :

$$q_{\max} = \frac{(m_b + 1) E_p}{3.6 T} \quad (4)$$

$$q'_{\max} = \frac{(n + 1) R}{3.6 T_o} \quad (5)$$

où :

m_b - coefficient de forme de l'hydrogramme de la crue ;

n - coefficient de forme de l'hydrogramme de ruissellement ;

T_o - durée de ruissellement, h ;

En remplaçant la formule (5) dans la formule de Sokolovsky (3), on obtient l'expression suivante suite :

$$q_{\max} = \frac{(n + 1) R}{3.6 T_o} \frac{1}{1 + \frac{t_c}{T_o}}$$

Après simplification, on a :

$$q_{\max} = \frac{(n + 1) R}{3.6 (T_o + t_c)} \quad (6)$$

Les expressions (4) et (6) permettent d'écrire l'égalité suivante:

$$\frac{(m_b + 1) E_p}{3.6 T} = \frac{(n + 1) R}{3.6 T_o + t_c}$$

Après simplification on obtient l'expression simple du coefficient de forme :

$$m_b = (n + 1)(\gamma + 1) \frac{R}{E_p} \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1 \quad (7)$$

avec: $T = (\gamma + 1)t_m$

Si on considère l'égalité de l'écoulement pluvial au ruissellement $E_p = R$, on obtient alors l'expression du coefficient de forme m_b :

$$m_b = (n + 1)(\gamma + 1) \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1 \quad (8)$$

où:

γ - coefficient égal au rapport de temps de décrue au temps de montée $\frac{t_d}{t_m}$.

Si on considère l'inégalité de l'écoulement pluvial $R > E_p$ on obtient alors l'expression du coefficient de forme m_b sous la forme suivante :

$$m_b = \left(\frac{1}{1 - \delta} \right) (n + 1)(\gamma + 1) \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1 \quad (9)$$

où:

$\delta = \frac{P_d}{R}$ - coefficient des pertes de ruissellement;

P_d - perte du ruissellement durant la décrue;

$\gamma = t_d / t_m$ coefficient de Sokolovsky;

t_m - temps de montée de la crue, dépendant de la durée de ruissellement T_o et de temps de concentration t_c .

Pour les moyens et grands bassins versants, soit quand le temps de concentration est supérieure à la durée de ruissellement $t_c > T_o$, le temps de montée est exprimé par la formule suivante [Ladjel M., 2007]:

$$t_m = 0.29T_o + 0.71t_c \quad (10)$$

Dans notre cas, pour le bassin de la Seybouse, les valeurs de la durée de ruissellement T_0 sont tirées de la carte établie pour la partie Nord-Est de l'Algérie [Ladjel M.2007]

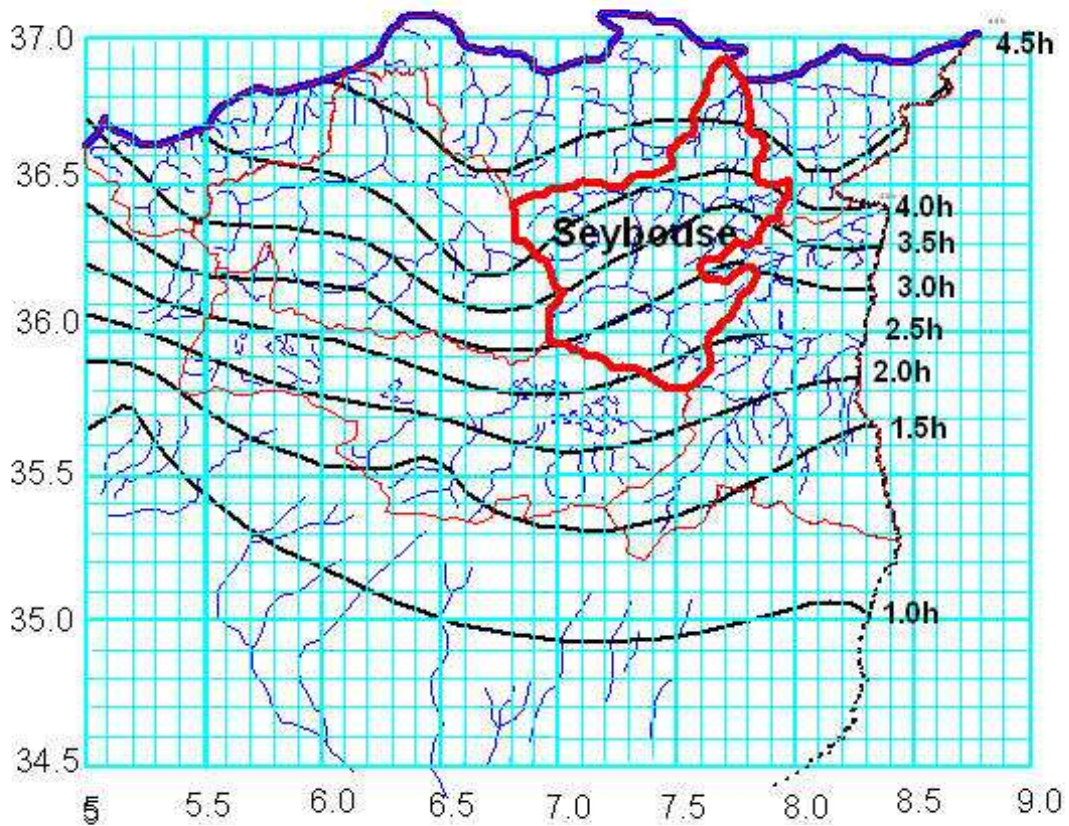


Figure26 -Carte de la durée de ruissellement T_0

Ainsi, les principales caractéristiques indispensables, pour l'application de la formule de Béjaia'2000, sont récapitulées dans le tableau 23 .

Tableau 23 : récapitulatif des paramètres de ruissellement

N°	Oued - station	Code	T_0	γ	t_m	T	m_b
1	2	3	4	5	6	7	8
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	4,25	1,58	4,00	10,3	3,05
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	4,15	2,14	4,96	15,6	3,21
3	o. Melah –Bouchagouf	14.05.01	3,25	2,64	4,27	15,5	3,66
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	3,40	8,23	11,55	106,6	8,16
5	o.Bouhamdane-Medjez Amar	14.03.01	3,80	3,54	6,51	29,6	4,24
6	o.Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	2,85	4,33	3,40	18,1	6,16
7	o. Safsaf –Khemkhem	03.09.01	4,40	2,18	3,91	12,4	4,24
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	4,25	2,52	4,19	14,7	4,34

Les valeurs des débits maxima spécifiques, estimés dans le chapitre précédent, pour différentes fréquences, sont récapitulées dans le tableau 24

Tableau 24: Valeurs des débits spécifiques maxima

N°	Oued - station	Code	Débit spécifique maximale fréquentielle $q_{p\%}$, $m^3 / s.km^2$						
			$q_{0.1\%}$	$q_{1\%}$	$q_{2\%}$	$q_{5\%}$	$q_{10\%}$	$q_{20\%}$	$q_{50\%}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	3,39	2,33	2,08	1,59	1,25	0,91	0,44
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	5,43	3,37	2,91	1,98	1,40	0,87	0,26
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.01	2,21	1,49	1,32	0,99	0,77	0,55	0,25
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	0,50	0,34	0,30	0,22	0,17	0,12	0,05
5	o. Bouhamdane -Medjez	14.03.01	2,29	1,37	1,16	0,75	0,50	0,28	0,08
6	o. Cherf aval -Moulin	14.02.02	0,28	0,178	0,155	0,11	0,08	0,05	0,02
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	4,66	2,89	2,49	1,69	1,19	0,73	0,20
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	2,34	1,68	1,52	1,19	0,96	0,74	0,40

Connaissant les principales caractéristiques de l'hydrogramme de la crue, l'estimation des lames de ruissellement s'effectue par la formule de Bejaia'2000 transformée:

$$R_{p\%} = \frac{3.6T q_{p\%}}{m_b + 1} \quad (11)$$

Les valeurs des lames de ruissellement sont estimées pour les fréquences 0.1%, 1%, 2%, 5%, 10%, 20% et 50% (tableau 25).

Tableau 25: récapitulatif des quantités du ruissellement $R_{p\%}$

N°	Oued - station	Code	$R_{0.1\%}$	$R_{1\%}$	$R_{2\%}$	$R_{5\%}$	$R_{10\%}$	$R_{20\%}$	$R_{50\%}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	O. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	31,0	21,3	19,0	14,6	11,4	8,3	4,0
2	O. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	72,4	45,0	38,8	26,4	18,7	11,6	3,5
3	O. Melah -Bouchagouf	14.05.01	26,5	17,8	15,8	11,9	9,2	6,6	3,0
4	O. Seybouse -Mirebek	14.06.01	20,9	14,2	12,6	9,2	7,1	5,0	2,1
5	O. Bouhamdane -Medjez	14.03.01	46,6	27,9	23,6	15,3	10,2	5,7	1,6
6	O. Cherf aval -Moulin	14.02.02	2,5	1,62	1,41	0,9	0,7	0,5	0,2
7	O. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	39,7	24,6	21,2	14,4	10,1	6,2	1,7
8	O. Hammam -Zit Emba	03.11.02	23,2	16,6	15,1	11,8	9,5	7,3	4,0

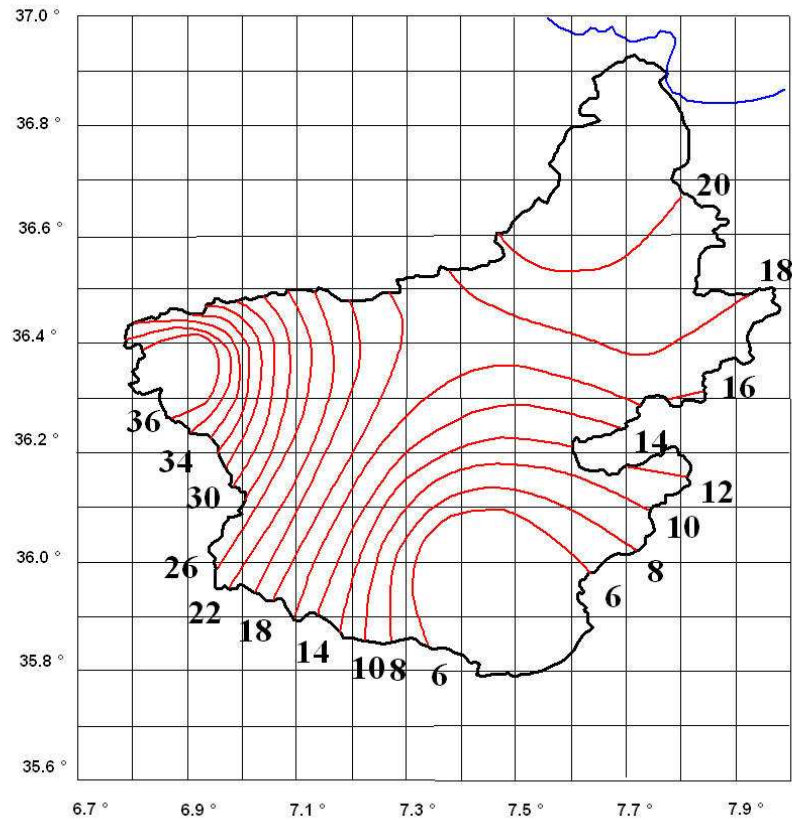


Figure 27- Carte de ruissellement $R_{1\%}$

IV.2 Estimation de pluie maximum durant le temps de concentration :

Généralement, les crues, durant toutes les saisons de l'année, sont provoquées par des pluies de courte durée. La variation temporaire de l'intensité de la pluie est mesurée par des pluviographes enregistreurs. L'événement pluvial se caractérise par une lame, une durée et une intensité moyenne (P, t, I). Dans la pratique hydrologique, l'une des applications pour l'estimation de la pluie de courte durée, fait appel aux caractéristiques statistiques des pluies fortes, à savoir la pluie maximale moyenne journalière $\bar{P}_{max,j}$, le coefficient de variation de la pluie maximale journalière C_v . La durée de la pluie t , souvent prise égale au temps de concentration t_c .

IV.2.1 Pluie journalière maximale fréquentielle :

La pluie journalière maximale, pour une fréquence quelconque, est définie par la formule suivante :

$$P_{j,max p\%} = \frac{\bar{P}_{max,j}}{\sqrt{(C_v^2 + 1)}} e^{u_{p\%} \sqrt{\ln(C_v^2 + 1)}} \quad (12)$$

où:

$P_{j,max p\%}$ - pluie journalière maximale fréquentielle;

$\bar{P}_{max, j}$ - pluie moyenne journalière maximum (mm);

$u_{p\%}$ - variable de Gauss pour une fréquence donnée $P\%$;

C_v - coefficient de variation des pluies maxima journalières.

Les valeurs des pluies maxima journalières pour les fréquences données sont récapitulées dans le tableau 26

Tableau 26 : valeur de pluie journalière maximale fréquentielle

N°	Oued - station	Code	Pluie journalière maximale fréquentielle $P_{j,max p\%}$						
			$P_{j,max 0.1\%}$	$P_{j,max 1\%}$	$P_{j,max 2\%}$	$P_{j,max 5\%}$	$P_{j,max 10\%}$	$P_{j,max 20\%}$	$P_{j,max 50\%}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	O. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	144	115	106	94,1	84,6	74,3	58,0
2	O. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	164	125	114	98,9	87,1	74,8	55,7
3	O. Melah -Bouchagouf	14.05.01	186	139	125	107	92,7	78,2	56,5
4	O. Seybouse -Mirebek	14.06.01	159	124	113	98,9	87,7	75,7	57,4
5	O. Bouhamdane -Medjez	14.03.01	169	126	113	96,8	84,1	71	51,34
6	O. Cherf aval -Moulin	14.02.02	176	126	112	93,6	79,8	65,8	45,6
7	O. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	160	121	109	94,1	82,3	70,0	51,4
8	O. Hammam -Zit Emba	03.11.02	208	151	135	113	97,3	80,8	56,7

IV.2.2 Le temps de concentration

La notion du temps de concentration reste problématique. Pour certains, le temps de concentration est défini comme étant la durée que met une goutte d'eau qui tombe a un point élevée du bassin versant , pour atteindre l'exutoire . Bien qu'il est probable que cette goutte pourrait ne jamais arriver à l'exutoire ! De point de vue hydrologique, le temps de concentration est la durée que met une phase hydrologique pour parcourir un tronçon du cours d'eau d'une longueur donnée. Souvent, cette longueur est comparable à la longueur du cours d'eau. Bien sûr, quand il est question des débits maxima des crues, le temps de concentration est la durée que met un débit maximum, généré sur le bassin versant, pour arriver à l'exutoire. Il s'agit alors du temps de propagation de la crue tout le long du cours d'eau.

Vu l'absence de méthode appropriées, développées dans les conditions physico-géographique du Nord de l'Algérie, pour l'estimation de cette caractéristique indispensable dans les calculs d'estimation des crues, alors on se contente des formules courantes dans la pratique hydrologique en Algérie.

- **Formule de Sogreah**

Cette formule a été développée par Sogreah, elle est recommandée pour les petits bassins versants de l'Algérie, s'écrit [Documentation ANRH] :

$$t_c = 3 \left(\frac{S l_{c.e}}{(10.i)^{3/2}} \right)^{1/4} \quad (13)$$

où:

- t_c – Temps de concentration, en h,
- S – Superficie du bassin versant, en km^2 ,
- $l_{c.e}$ – Longueur du talweg principal, en km ,
- i – Pente du talweg principal, en %.

- **Formule de Giandotti**

Cette formule empirique est développée pour les cours d'eau d'Italie, elle est exprimée comme suit [Reniemeras]:

$$t_c = \frac{4\sqrt{S} + 1.5 l_{c.e}}{0.8\sqrt{H_{moyen} - H_{min}}} \quad (14)$$

où:

- S – Superficie du bassin versant, en km^2 .
- $l_{c.e}$ – Longueur du thalweg principal, en km .
- H_{moyen} – Altitude moyenne, en m .
- H_{min} – Altitude minimale, en m .

- **Formule de Goptchenko E. D.**

La formule de Goptchenko est développée pour la région steppique de l'Ukraine, analogue aux hauts plateaux [Goptshenko et, al, 1989] [Goptshenko et, al, 2002].

$$t_c = \frac{l_{c.e}}{1.19 S^{0.14} I^{0.33}} \quad (15)$$

où :

- $l_{c.e}$ - la longueur du cours d'eau principal exprimée en km .
- S – La superficie du bassin versant, en km^2 .
- I – La pente moyenne du talweg principal, en %.

Tableau 27 - Temps de concentration en estimé par différentes formules

N ^o	Oued - station	Code	t_c Sogreah	t_c : Giandott	t_c : Goptchenk
1	2	3	4	5	6
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	2,54	6,04	3,50
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	4,75	9,36	6,69
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.01	5,60	9,27	7,10
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	21,1	31,9	31,1
5	o. Bouhamdane –Medjez ammar	14.03.01	9,07	14,8	12,8
6	o. Cherf aval -Moulin Rechafort	14.02.02	6,61	21,7	4,64
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	7,44	43,5	2.84
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	3,20	6,56	4.08

La valeur adopt e est celle estim e par la formule de Goptchenko qui est adéquate de point physique et d velopp e pour les crues pluviales des bassins versants de la région steppique du Sud de l'Ukraine, qui sont analogues des bassins algériens.

IV.2.3 Estimation des pluies de courte durée :

L'ordonnée maximale d'une crue est g n r e par la partie centrale d'une averse dont la durée est comparable au temps de concentration. C'est la raison pour laquelle on s'intéresse à la détermination de la lame de pluie de courte durée.

Dans la pratique hydrologique, cette quantité de la pluie est calcul e par la formule suivante [Documentation ANRH, Reniemeras] :

$$P_{t_c, p\%} = P_{j, \max, p\%} \left(\frac{t_c}{24} \right)^b \quad (16)$$

où

$P_{j, \max, p\%}$ - pluie journalière maximale d'une fréquence donn e

t_c - le temps de concentration, en h ;

b - exposant climatique

Les valeurs des lames de pluie, pour différents intervalles de temps t_c et différentes fréquences $P\%$ sont contenues dans le tableau 28

Tableau 28 : valeur de la pluie pendant un temps de concentration

N°	Oued - station	Code	La pluie pendant un temps de concentration $P_{t_c, p\%}$						
			$P_{t_c, 0.1\%}$	$P_{t_c, 1\%}$	$P_{t_c, 2\%}$	$P_{t_c, 5\%}$	$P_{t_c, 10\%}$	$P_{t_c, 20\%}$	$P_{t_c, 50\%}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	65,3	52,2	48,2	42,7	38,4	33,7	26,4
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	97,0	74,3	67,6	58,6	51,6	44,3	33,0
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.01	114	85,1	76,6	65,5	56,9	48,0	34,7
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	177	137	125	110,0	97,2	84,0	63,6
5	o. Bouhamdane -Medjez	14.03.01	131	97,8	88,0	75,2	65,4	55,1	39,9
6	o. Cherf aval -Moulin	14.02.02	94,4	67,6	60,0	50,1	42,7	35,2	24,4
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	65,2	49,3	44,6	38,4	33,6	28,6	21,0
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	98,9	71,8	64,0	53,9	46,2	38,4	27,0

IV.3 Analyse du coefficient de l'écoulement pluvial

La transformation de la pluie en écoulement fluvial est un phénomène hydrologique complexe qui occupe une place remarquable, sur le plan théorique et pratique, liée à l'identification de la genèse des crues.

La dynamique pluviographique et les facteurs intrazonaux ont une grande influence sur la formation du ruissellement. Généralement, on admet un modèle unique de l'hyéthrogramme de l'averse rare pour tout point du bassin versant. Alors que dans la réalité, les caractéristiques de l'averse sont variables dans le temps et dans l'espace. De même, l'estimation du ruissellement est réalisée par une idéalisation de transformation de la pluie.

La répartition territoriale des caractéristiques du ruissellement reflète la zonalité climatique, distribuée d'une façon continue et elle peut être exprimée par une carte sous forme d'isolignes, facile pour l'analyse et pour une utilisation simple.

La transformation de la pluie en ruissellement doit tenir compte de la fréquence et des pertes initiales. L'analyse de la dépendance tient compte de trois caractéristiques indispensables qui sont la valeur fréquentielle de ruissellement ($R_{p\%}$) estimée par la formule de Bedjaia 2000, la valeur de la lame de pluie durant un temps de concentration ($P_{t_c, p\%}$) et la lame des pertes initiales (P_0) des eaux de pluie. L'absence de données sur les valeurs des pertes initiales, nous contraint de faire une étude comparative de deux cas suivants :

- 1^{ère} cas : on considère que la valeur des pertes initiales des eaux de pluie, pour tous les fréquences, est constant et égale à 10mm
- 2^{ème} cas : on considère que la valeur des pertes initiales des eaux de pluie, pour tous les fréquences, est nulle.

IV.3.1- Estimation Ruissellement en tenant compte des pertes initiales des eaux pluie

Le ruissellement peut exprimer sous la forme de produit de la lame de pluie par un coefficient de ruissellement:

$$R_{p\%} = \alpha_{p\%} (P_{t_c, p\%} - P_o) \quad (17)$$

où:

$\alpha_{p\%}$ coefficient de ruissellement ;

$P_{p\%}$ - lame de pluie d'une fréquence donnée $P\%$, en mm ;

P_o - lame des pertes initiales des eaux de pluie, en mm ;

L'équation du bilan hydrologique d'une crue pluviale, s'écrit sous la forme :

$$R_{p\%} = (P_{t_c, p\%} - P_o) - P_r \quad (18)$$

où:

$R_{p\%}$ - lame ruisselée, mm ;

$P_{t_c, p\%}$ - lame précipitée durant t_c et de fréquence $P\%$, mm ;

P_o - lame des pertes initiales des eaux pluviales, mm ;

P_r - lame des pertes par l'infiltration, mm .

Si on exprime les pertes totales P_r par un monôme $(P_{t_c, p\%} - P_o)^m$, l'équation (16) devient :

$$R_{p\%} = (P_{t_c, p\%} - P_o) - (P_{t_c, p\%} - P_o)^m$$

où:

m - coefficient climatique des pertes des eaux pluviales.

Ainsi, on peut exprimer le coefficient de ruissellement, en divisant tous les membres de cette équation par $(P_{t_c, p\%} - P_o)$, soit :

$$\alpha_{p\%} = \frac{R_{p\%}}{(P_{t_c, p\%} - P_o)} = \frac{(P_{t_c, p\%} - P_o)}{(P_{t_c, p\%} - P_o)} - \frac{(P_{t_c, p\%} - P_o)^m}{(P_{t_c, p\%} - P_o)}$$

on obtient :

$$\alpha_{p\%} = 1 - (P_{t_c, p\%} - P_o)^{m-1} \quad (19)$$

D'où, on tire l'expression du coefficient climatique :

$$m = 1 + \frac{\ln(1 - \alpha_{p\%})}{\ln(P_{t_c, p\%} - P_o)}$$

En définitif, on propose l'expression suivante :

$$m = 1 + \frac{C_{p\%}}{\ln(P_{t_c, p\%} - P_o)} \tag{20}$$

$C_{p\%}$ – Coefficient climatique de ruissellement.

Le coefficient climatique des pertes exprime le complément du coefficient climatique de ruissellement relatif par rapport à la lame de pluie climatique, dont la somme est égale à l'unité. Ainsi, la question posée est relative à la généralisation territoriale du coefficient climatique de ruissellement $C_{p\%}$.

La validation de telle ou telle relation doit être justifiée par les données sur les lames de pluies et de ruissellement d'une fréquence donnée. Ceci est possible une fois l'analyse des différentes dépendances est effectuée.

IV.3.2 Analyse de la dépendance entre le coefficient de ruissellement et la variable de Gauss $\ln(C_{p\%}) = f(\ln(u_{p\%}))$.

A titre d'exemple, on prend les données du sous_bassin Moulin Rechfort pour deux cas distincts, c'est-à-dire en considérant les pertes initiales $P_o \neq 0$ et pour $P_o = 0$:

- **Le premier cas : $P_o = 10\text{mm}$**

Les calculs sont récapitulés dans le tableau 29

Tableau 29 : analyse de la dépendance du bassin de Moulin Rechfort
Code 14.02.02

$P\%$	$R_{P\%}$	$P_{t_c, p\%}$	$u_{p\%}$	P_o	$P_{t_c, p\%} - P_o$	$\alpha_{p\%}$	$C_{p\%}$	$\ln(C_{p\%})$	$\ln(u_{p\%})$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0.1	2,5	94,4	3,08	10	84,4	0,030	0,03	-3,504	1,12
1	1,62	67,6	2,33	10	57,6	0,028	0,03	-3,557	0,85
2	1,41	59,9	2,05	10	49,9	0,028	0,03	-3,552	0,72
5	1	50,1	1,64	10	40,1	0,025	0,03	-3,679	0,49
10	0,7	42,7	1,28	10	32,7	0,021	0,02	-3,833	0,25
20	0,5	35,2	0,84	10	25,2	0,020	0,02	-3,910	-0,17
50	0,2	24,4	0	10	14,4	0,014	0,01	-4,270	-

Par transformation logarithmique, on construit la dépendance graphique $C_{p\%} = f(u_{p\%})$

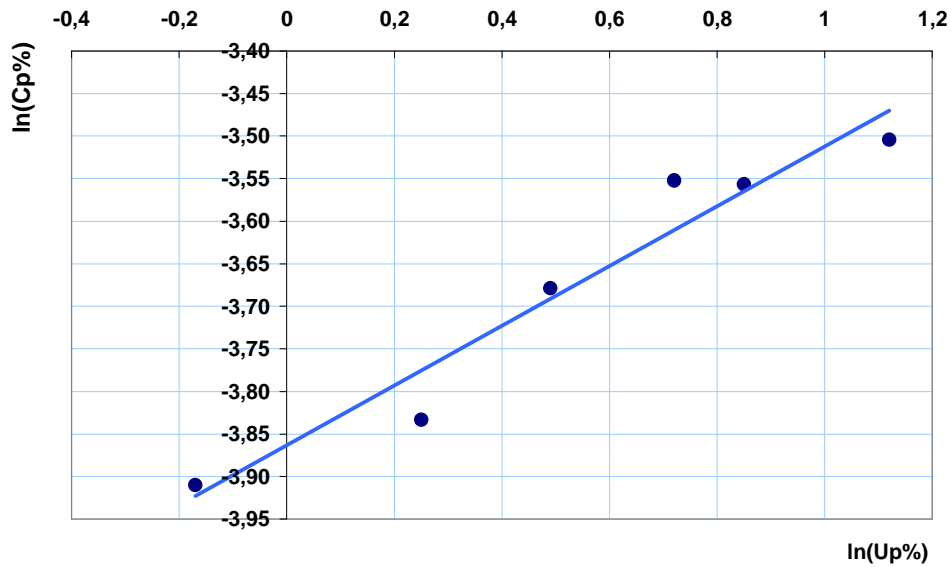


Figure 28- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour l’Oued Cherf aval (Code 14.02.02)

IV.3.3- Estimation du ruissellement en négligeant des pertes initiales des eaux pluie.

Les pertes initiales P_o représentent la quantité de pluie retenue par le sol pour atteindre un degré de saturation maximum, permettant la genèse du ruissellement sur le versant. A chaque état de saturation correspond une quantité bien définie des pertes initiales P_o . Soit, la quantité des pertes initiales dépend de L'état hydrologique du bassin, c'est-à-dire des réserve d'eau dans le sol, qui est une variable aléatoire et repend a une fréquence donné, soit $P_o = f(P_i)$

La fréquence $P_o = f(P\%)$. Néanmoins, il est possible d'ajouter les pertes initiales aux pertes totales des eaux de pluie, qui à leur tour dépendent de l'état hydrique du bassin.

Le ruissellement est exprimé sous la forme de produit de la lame de pluie par un coefficient de ruissellement :

$$R_{p\%} = \alpha_{p\%} P_{t,p\%} \quad (21)$$

où:

$\alpha_{p\%}$ coefficient de ruissellement

$P_{t,p\%}$ – lame de pluie d’une fréquence donnée $P\%$, en mm ;

L'équation du bilan hydraulique d'une crue pluviale, s'écrit sous la forme :

$$R_{p\%} = P_{t,p\%} - P_r \quad (22)$$

où:

$R_{p\%}$ - lame ruisselée, mm ;

$P_{t_c, p\%}$ - lame précipitée durant t_c et de fréquence $P\%$, mm ;

P_r - lame des pertes totales des eaux pluviales, mm .

Si on exprime les pertes totales P_r par un monôme $P_{t_c, p\%}^m$, l'équation (16) devient :

$$R_{p\%} = P_{t_c, p\%} - P_{t_c, p\%}^m$$

où:

m - coefficient climatique des pertes des eaux pluviales.

Ainsi, on obtient le coefficient de ruissellement, en divisant tous les membres de cette équation par $P_{t_c, p\%}$, soit :

$$\alpha_{p\%} = \frac{R_{p\%}}{P_{t_c, p\%}} = \frac{P_{t_c, p\%}}{P_{t_c, p\%}} - \frac{P_{t_c, p\%}^m}{P_{t_c, p\%}}$$

Et:

$$\alpha_{p\%} = 1 - P_{t_c, p\%}^{m-1} \quad (23)$$

D'où, on tire l'expression du coefficient climatique :

$$m = 1 + \frac{\ln(1 - \alpha_{p\%})}{\ln P_{t_c, p\%}}$$

En définitif, celui-ci prend la forme suivante :

$$m = 1 + \frac{C_{p\%}}{\ln P_{t_c, p\%}} \quad (24)$$

$C_{p\%}$ – Coefficient climatique de ruissellement.

Le coefficient climatique des pertes exprime le complément du coefficient climatique de ruissellement relatif par rapport à la lame de pluie climatique, dont la somme est égale à l'unité. Ainsi, la question posée est relative à la généralisation territoriale du coefficient climatique de ruissellement $C_{p\%}$.

La formation de l'ordonnée maximale de la crue est généralement pour la partie centrale de la pluie du duré égale au temps du concentration t_c quand la duré de la pluie est nettement supérieur a t_c , alors que le bassin versant a déjà été

arrosé par une partie d'eau de pluie. Cela permet de ne pas séparer ce qu'on appelle les pertes initiales

L'analyse graphique de l'hydrogramme de crue nous montre que la perte initiale P_o est nulle pour un intervalle du temps de concentration, et sur la base de cette théorie nous avons fait l'analyse de la dépendance pour ce cas. Tab 30

Tableau 30 : analyse de la dépendance du bassin de Moulin Rechefort
Code 14.02.02

$P_{\%}$	$R_{P\%}$	$P_{t_c, P\%}$	$u_{p\%}$	$P_{t_c, p\%}$	$\alpha_{p\%}$	$C_{p\%}$	$\ln(C_{p\%})$	$\ln(u_{p\%})$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
0.1	2,5	94,4	3,08	94,4	0,026	0,03	-3,618	1,12
1	1,62	67,6	2,33	67,6	0,024	0,02	-3,719	0,85
2	1,41	59,9	2,05	59,9	0,024	0,02	-3,737	0,72
5	1	50,1	1,64	50,1	0,020	0,02	-3,904	0,49
10	0,7	42,7	1,28	42,7	0,016	0,02	-4,103	0,25
20	0,5	35,2	0,84	35,2	0,014	0,01	-4,247	-0,17
50	0,2	24,4	0	24,4	0,008	0,01	-4,800	-

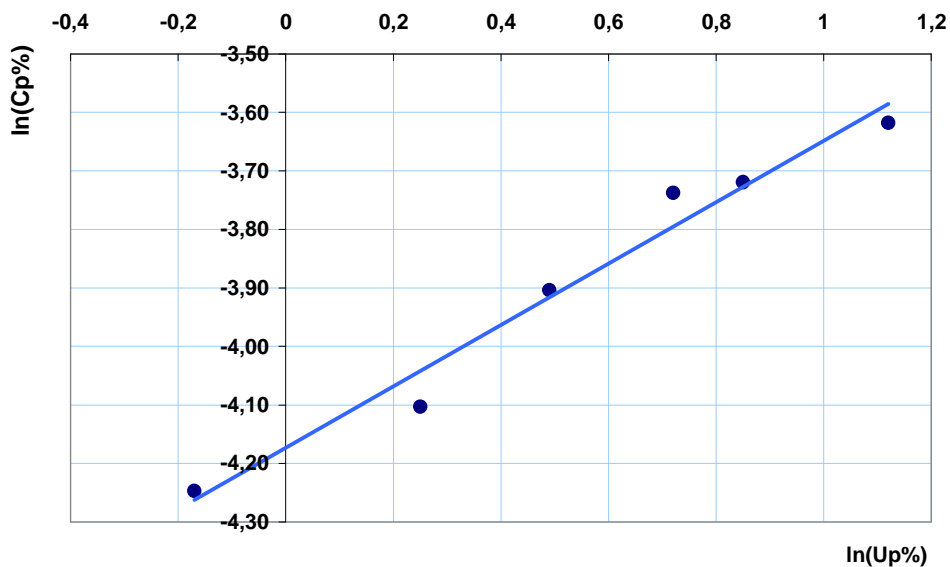


Figure 29-La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour l'Oued Cherf aval
(Code 14.02.02)

L'équation de la droite s'écrit comme suit :

$$C_{p\%} = 0.0152 U_{p\%}^{0.525}$$

La comparaison, des deux cas concernant les pertes initiales, est fondée sur la valeur du coefficient de corrélation (tableau 31). On constate que pour 50% des bassins, la valeur du coefficient de corrélation a augmenté quand la valeur des pertes initiales est égale à zéro.

Tableau 31: Valeurs des coefficients de corrélation pour différentes valeurs de P_o

Oued- Station	Code	R^2	
		$P_o = 10\text{ mm}$	$P_o = 0\text{ mm}$
1	2	3	4
o. Ressoul -Ain el Berda	14 06 02	0,99	0,99
o. Sabath -Bordj sabath	14 03 02	0,99	0,99
o. Melah –Bouchagouf	14 05 01	0,98	0,99
o. Seybouse -Mirebek	14 06 01	0,98	0,99
o.Bouhamdane-Medjez Ammar	14 03 01	0,99	0,99
o.Cherf aval -Moulin Rechfort	14 02 02	0,96	0,98
o. Safsaf –Khemkhem	03 09 01	0,99	0,99
o. Hammam -Zit Emba	03 11 02	0,17	0,90

Ainsi, nous proposons une formule simple sous forme de monôme :

$$C_{p\%} = C u_{p\%}^a \tag{25}$$

où:

C – Coefficient climatique de ruissellement;

a – Paramètre.

$u_{p\%}$ – Nombre de Gauss correspondant à la fréquence $P\%$.

L’analyse graphique de la dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ est réalisée pour tous les bassins objet de l’étude, permettant la détermination des coefficients climatiques C et des paramètres climatiques a (tableau 32)

Tableau 32 : Les valeurs de C et de a

N	Oued - station	Code	$S(km^2)$	$H_m(m)$	C	a
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	102	305	0,307	0,646
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	304	856	0,353	1,173
3	o. Melah –Bouchagouf	14.05.01	550	641	0,159	0,463
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	5955	684	0,067	0,573
5	o.Bouhamdane-Medjez Ammar	14.03.01	1105	785	0,128	1,105
6	o.Cherf aval -Moulin Rechfort	14.02.02	1710	885	0,0152	0,525
7	o. Safsaf –Khemkhem	03.09.01	322	628	0,284	1,061
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	485	376	0,221	0,202

L'influence des facteurs intrazonaux sur ces deux caractéristiques C et a faire l'objet d'une analyse. D'après le graphique (fig.30) le coefficient C s'avère étroitement lié à la superficie du bassin S et il est inversement proportionnel à cette dernière.

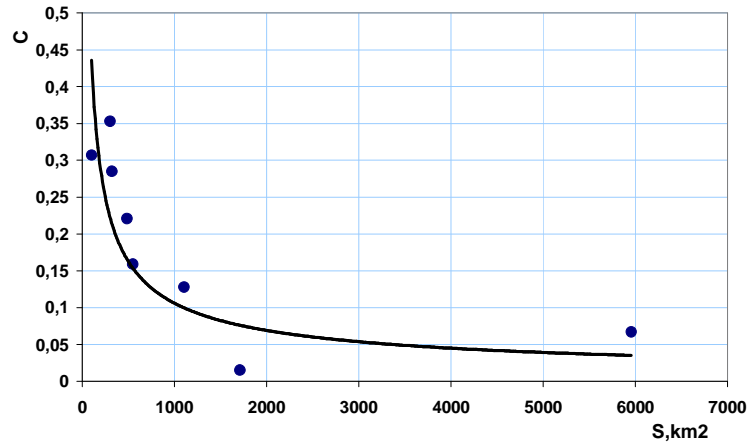


Figure 30- dépendance de $C = f(S)$, $r = 0.72$

D'après le graphique (fig.30) le coefficient C est modérément lié à l'altitude moyenne du bassin H_m et il est inversement proportionnel à cette dernière.

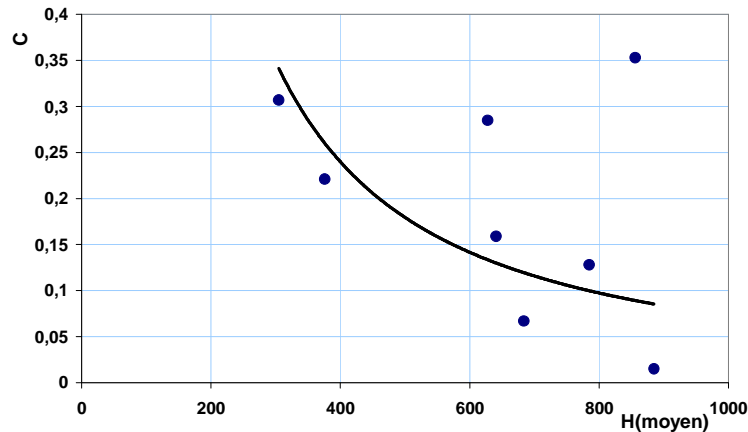


Figure 31- dépendance $C = f(H_m)$ $r = 0,47$

L'analyse graphique montre que le coefficient climatique C est dépendant des facteurs intrazonaux, qui sont liés à leur tour avec la superficie du bassin et l'altitude moyenne.

Sachant que certains facteurs intra zonaux sont liés en même temps avec la superficie et avec l'altitude moyenne. Leur quantification dépend d'une multitude de combinaison entre la superficie et l'altitude moyenne. Alors il s'avère utile d'analyser analytiquement la dépendance $C = f(S, H_m)$. Par conséquent on fait à principe des moindres carrés, soit on applique la méthode de la régression multiple pour identifier cette relation.

L'application de la régression multiple a donné la relation suivante :

$$C = C_c \frac{S^{0.094}}{H^{1.199}} \quad (26)$$

La relation (19) montre que le coefficient C est proportionnel avec la superficie S . Ceci est contradictoire avec ce que montre le graphe (fig 30), où le coefficient C est inversement proportionnel avec la superficie S .

Par anamorphose logarithmique, la dépendance $\ln(C) = f[\ln(S+1)]$ s'avère linéairement décroissante avec un coefficient de corrélation relativement important et égal à 0.73.

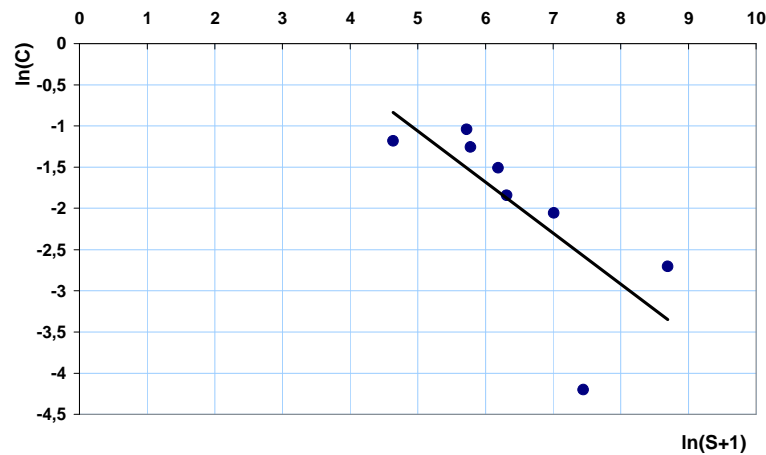


Figure 32- dépendance $C = f(S)$ $r = 0,73$

Le coefficient climatique C peut être exprimé comme suit:

$$C = \frac{C_c}{(S+1)^{5/8}}$$

où:

C_c : la valeur maximale de C quand la superficie tend vers zéro.

Les valeurs du coefficient maximum C_c sont calculées pour chaque bassin.

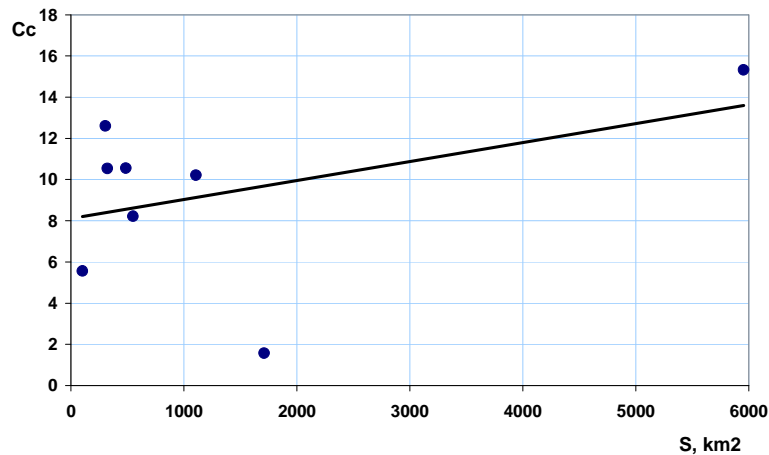


Figure 33- Dépendance $C_c = f(S)$, $r=0.42$

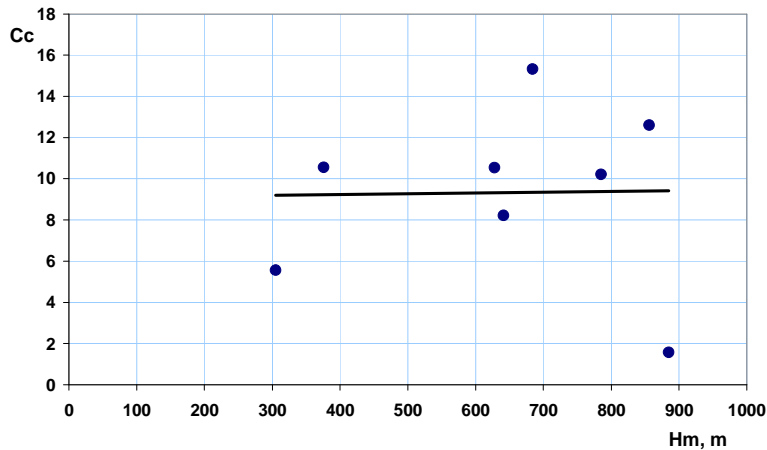


Figure 34 - Dépendance $C_c = f(H_m)$, $r=0.2$

Les graphes (fig33, fig 34) montrent que le coefficient C_c est indépendant des deux principaux facteurs. S et H_m . Par conséquent, le coefficient climatique maximum C_c peut être cartographié.

Analogiquement, l'analyse du paramètre a suit la même procédure. On cherche à examiner la dépendance $a = f(S)$ (fig.35).

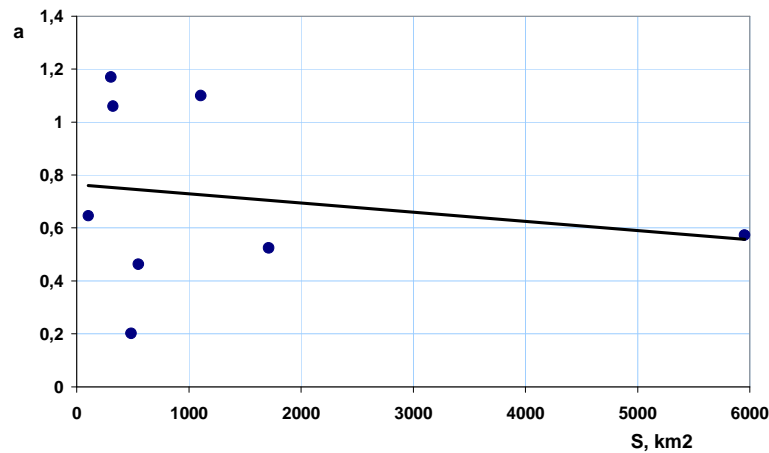


Figure 35- Dépendance $a = f(S)$, $r=0.19$

D'après le graphe (fig. 35) le paramètre a ne dépend pas de la superficie S , puisque la valeur du coefficient de corrélation est faible $r=0.19$

L'analyse de la dépendance entre le paramètre a et l'altitude moyenne du bassin H_m

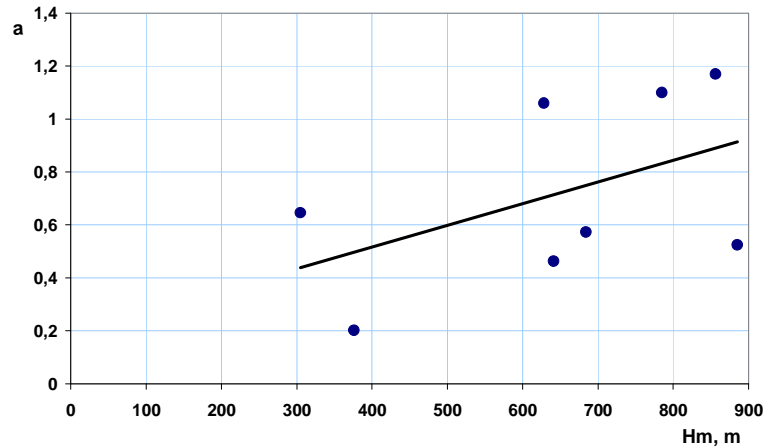


Figure36 - Dépendance $a = f(H_m), r=0.49$

Par anamorphose logarithmique, la dépendance $\ln a = f[\ln(H_m + 1)]$ s'avère linéairement décroissante avec un coefficient de corrélation relativement important et égal à 0.50.

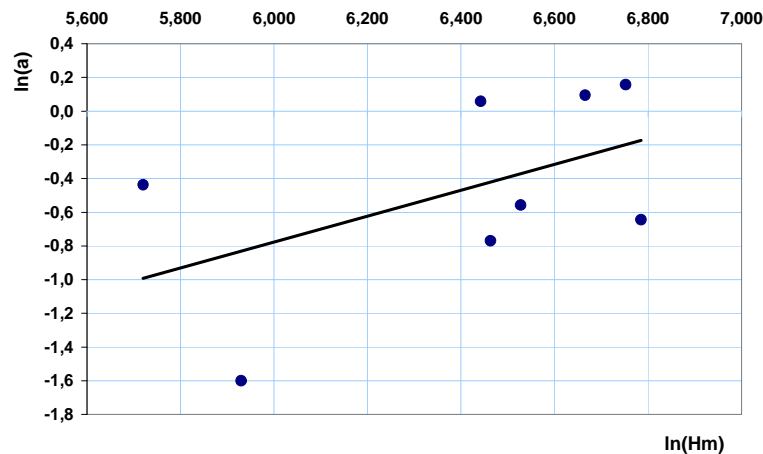


Figure 37 - dépendance $a = f(H_m), r=0.50$

Alors que la dépendance du coefficient a avec l'altitude moyenne H_m est caractérisée par un coefficient de corrélation relativement plus significative $r=0.50$. D'où on propose d'écrire cette relation sous la forme suivante :

$$a = C_a (H_m + 1)^{3/4}$$

où:

C_a : Valeur maximale de a , quand l'altitude moyenne H_m tend vers zéro.

Le graphe (fig. 38) montre que le paramètre C_a ne dépend pas de la superficie du bassin S .

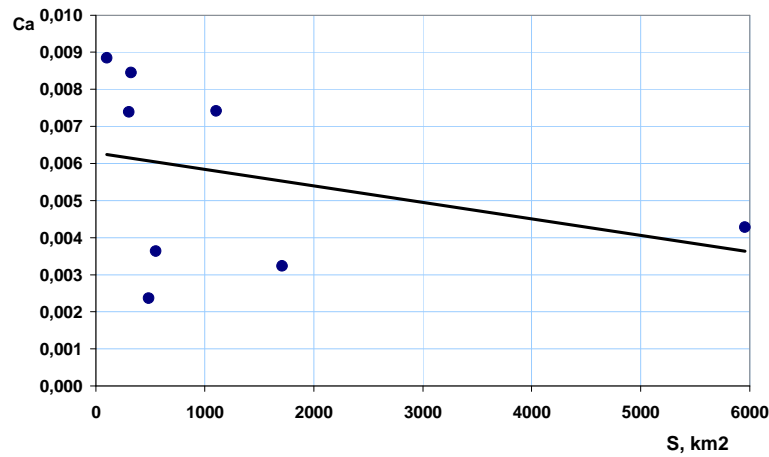


Figure 38- dépendance $C_a = f(S)$, $r=0.33$

Aussi, le graphe (fig. 39) montre que le paramètre C_a ne dépend pas de l'altitude moyenne du bassin H_m .

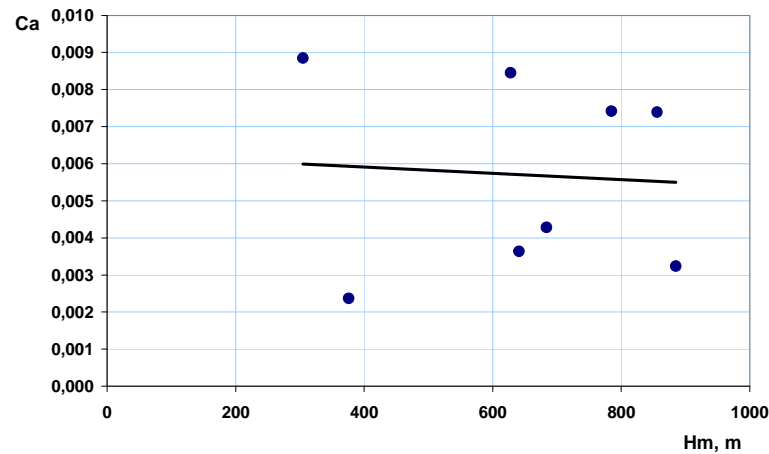


Figure 39 - dépendance $C_a = f(H_m)$, $r=0.068$

Le coefficient C_a s'est avéré aussi indépendant des deux principaux facteurs. Par conséquent, il peut être cartographié. Dans le tableau 33, on récapitule les valeurs du coefficient climatique C_c et du paramètre C_a .

Tableau 33 : Les valeurs de C_c et de C_a

N°	Oued - station	Code	S, km²	H _m , m	C _c	C _a *10 ⁻³
1	o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	102	305	5,6	8.8
2	o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	304	856	12,6	7.3
3	o. Melah -Bouchagouf	14.05.01	550	641	8,2	3.6
4	o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	5955	684	15,3	4.2
5	o.Bouhamdane-Medjez ammar	14.03.01	1105	785	10,2	7.4
6	o.Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	1710	885	1,6	3.2
7	o. Safsaf -Khemkhem	03.09.01	322	628	10,5	8.4
8	o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	485	376	10,6	2.3

Ayant les coordonnées des centres hydrologiques des bassins, on a établi des cartes des coefficients climatiques C_c (fig. 40) et du paramètre C_a (fig.41)

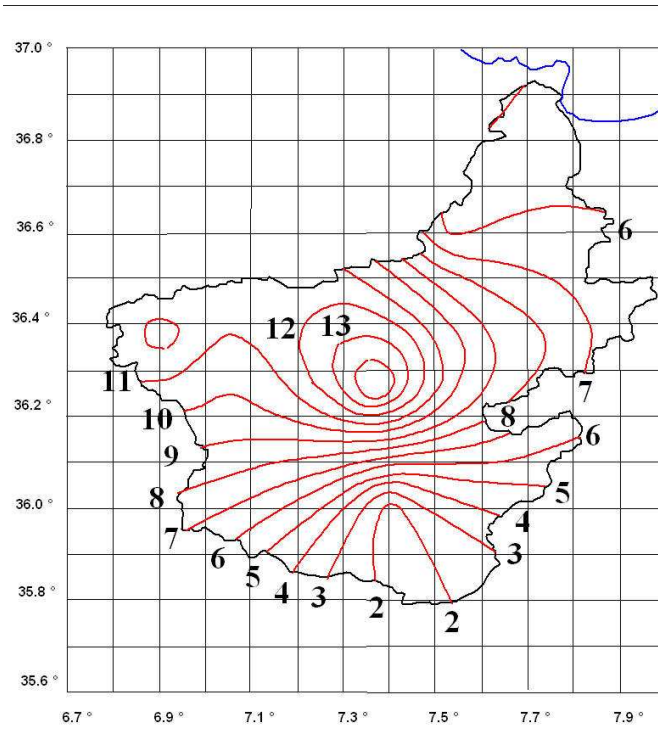


Figure 40-Carte d'isolignes du paramètre C_c

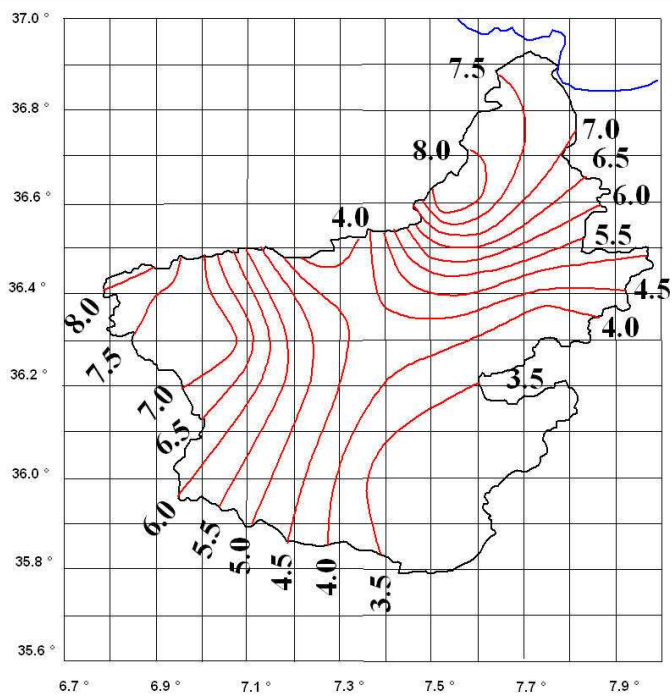


Figure 41- Carte d'isolignes du paramètre $C_a * 10^{-3}$

IV.5 Estimation du ruissellement par la méthode de conversion

L'utilisation de la carte de ruissellement $R_{1\%}$ devient pratique pour d'autres fréquences de calcul, en développant un coefficient de conversion de fréquence. Ce coefficient est le rapport entre la valeur de ruissellement d'une fréquence donnée $R_{p\%}$ à la valeur de ruissellement de la fréquence centennale $R_{1\%}$

Ainsi:

$$\lambda_{p\%} = \frac{R_{p\%}}{R_{1\%}} \quad (27)$$

Les valeurs obtenues du coefficient de conversion sont contenues dans le tableau 34.

Tableau 34 : Les valeurs de coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$

Oued - station	Code	$\lambda_{0.1\%}$	$\lambda_{1\%}$	$\lambda_{2\%}$	$\lambda_{5\%}$	$\lambda_{10\%}$	$\lambda_{20\%}$	$\lambda_{50\%}$
o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	1,46	1	0,89	0,69	0,54	0,39	0,19
o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	1,61	1	0,86	0,59	0,42	0,26	0,08
o. Melah –Bouchagouf	14.05.01	1,49	1	0,89	0,67	0,52	0,37	0,17
o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	1,47	1	0,89	0,65	0,50	0,35	0,15
o.Bouhamdane-Medjez ammar	14.03.01	1,67	1	0,85	0,55	0,37	0,20	0,06
o.Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	1,54	1	0,87	0,56	0,43	0,31	0,12
o. Safsaf –Khemkhem	03.09.01	1,61	1	0,86	0,59	0,41	0,25	0,07
o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	1,40	1	0,91	0,71	0,57	0,44	0,24

IV.5.1 Analyse graphique du coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$

L'analyse consiste à identifier l'influence des facteurs locaux sur le coefficient $\lambda_{p\%}$.

La dépendance graphique entre le coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$ et la surface du bassin s'est avérée pratiquement inexistante comme le montre les figures 42.

Ainsi, l'analyse le coefficient $\lambda_{p\%}$ est indépendante et n'est pas soumis à l'influence de la superficie du bassin S .

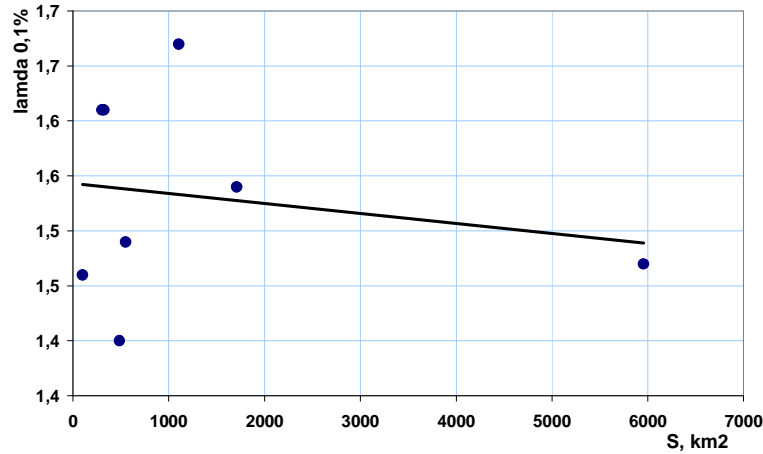


Figure 42-Dépendance $\lambda_{0,1\%} = f(S)$
Le coefficient $r=0.17$

Par contre, la dépendance entre le coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$ et l'altitude moyenne du bassin H_m s'est avérée significative et elle se caractérise par un coefficient de corrélation significatif, comme le montre la figure 43.

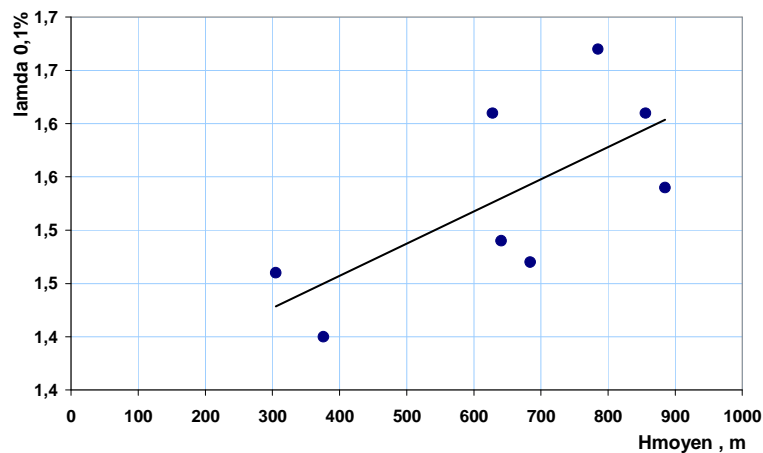


Figure 43 -Dépendance $\lambda_{0,1\%} = f(H_{moyen})$

L'équation de régression s'écrit comme suit :

$$\lambda_{0,1\%} = +0.0003H_{moyen} + 1.3364 \quad (28)$$

Avec un coefficient de corrélation $r=0.69$

La relation linéaire entre le coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$ et l'altitude moyenne du bassin H_m est exprimée par :

$$\lambda_{p\%} = a H_{moyen} + b \quad (29)$$

Les valeurs des paramètres a et b sont calculées pour les différentes fréquences et elles sont récapitulées dans le tableau 35.

Tableau 35 : valeur de a et b

Fréquence $P_{\%}$	a	b
0.1%	0,0003	1,3364
1%	1,000	1,000
2%	-0,00007	0,9234
5%	-0,0002	0,7845
10%	-0,0003	0,6402
20%	-0,0003	0,4994
50%	-0,0002	0,2805

IV.5.2 - Dépendance des paramètres a et b en fonction du nombre de Gauss

On peut constater que les paramètres a et b subissent une réduction avec l'augmentation de la fréquence, c'est-à-dire qu'ils sont proportionnels avec le nombre de Gauss. Il est important d'analyser cette dépendance : $a = f(u_{P\%})$ et $b = f(u_{P\%})$.

IV.5.2 .1 – Analyse de la dépendance $a = f(u_{P\%})$

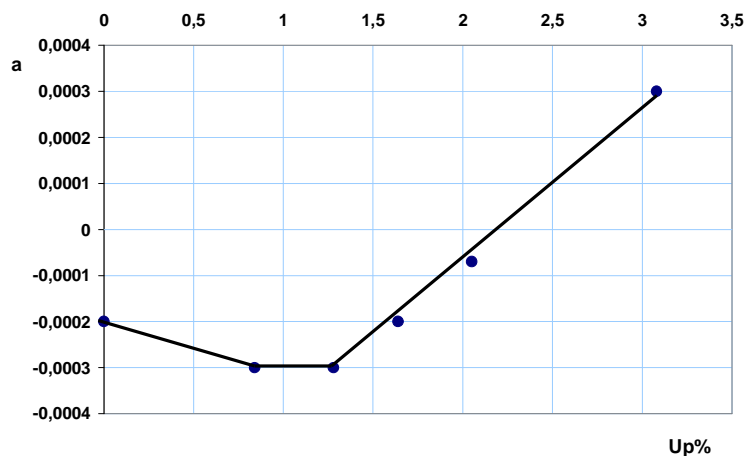


Figure 44-Dépendance $a = f(u_{P\%})$

Le graphe (fig. 44) se caractérise par une ligne de brisée, mais pour les fréquences inférieures à 10%, les points suivent une tendance linéaire. Cette partie linéaire de la dépendance $a = f(u_{P\%})$ est illustrée par la figure 46.

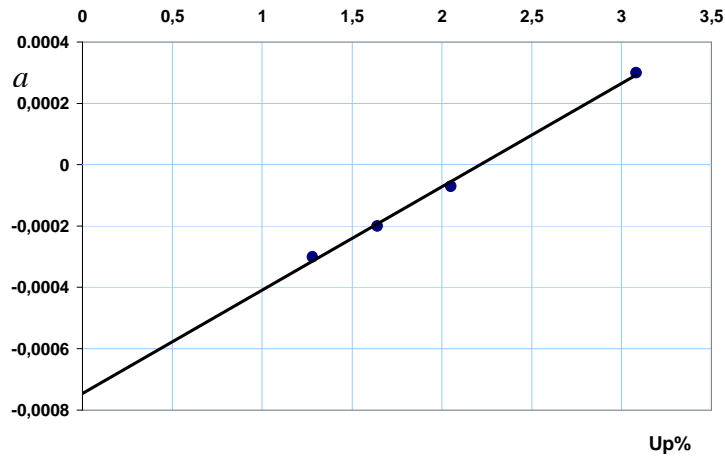


Figure 45 -Dépendance $a = f(u_{P\%})$

Cette partie de la droite, pour les fréquences $P\% < 10\%$ peut être exprimée par l'équation suivante :

$$a = 0.0003 u_{P\%} - 0.0007 \tag{30}$$

avec un coefficient de corrélation $r = 0.998$.

IV.5.2.2 -Analyse de la dépendance $b = f(u_{P\%})$

Le graphe de la dépendance $b = f(u_{P\%})$ (fig. 46) montre que celle-ci est linéaire.

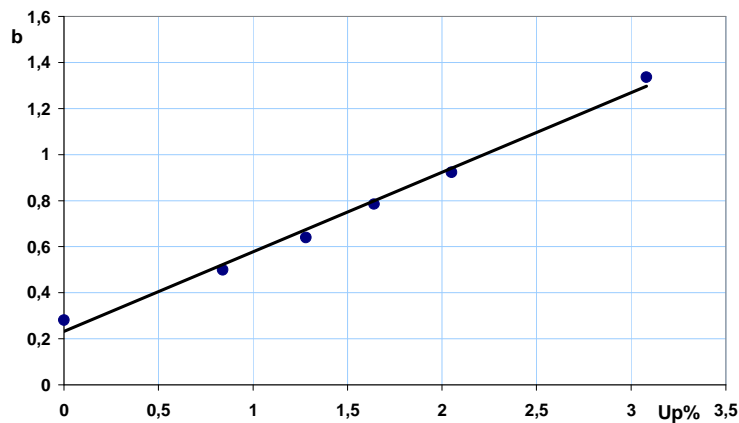


Figure 46 -Dépendance $b = f(u_{P\%})$

L'équation de cette droite est exprimée comme suit:

$$b = 0.3459 u_{P\%} + 0.2316 \tag{31}$$

avec un coefficient de corrélation $r = 0.99$

IV.6 - Vérification des méthodes d'estimation du ruissellement

IV.6.1- Estimation des écarts des valeurs du coefficient de conversion pour différentes fréquences

La validation de la méthode utilisant le coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$ est justifiée par la comparaison des valeurs calculées $\lambda_{p\%,cal}$ de ce dernier avec les valeurs réelles de $\lambda_{p\%,obs}$. L'erreur relative est exprimée par la relation :

$$\delta_{p\%} = \frac{\lambda_{p\%,obs} - \lambda_{p\%,cal}}{\lambda_{p\%,obs}} 100\%$$

Les valeurs des erreurs relatives du coefficient de conversion $\delta_{p\%}$ se trouvent dans le tableau 36.

Tableau 36 : Valeurs du coefficient de conversion

Oued- Station	Code	$\lambda_{0.1\%,obs}$	$\lambda_{0.1\%,cal}$	$\delta_{0.1\%}$
1	2	4	5	6
o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	1,46	1,37	6,49
o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	1,61	1,49	7,53
o. Melah –Bouchagouf	14.05.01	1,49	1,44	3,32
o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	1,47	1,45	1,35
o.Bouhamdane-Medjez ammar	14.03.01	1,67	1,47	11,8
o.Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	1,54	1,50	2,91
o. Safsaf –Khemkhem	03.09.01	1,61	1,44	10,7
o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	1,40	1,38	1,34
Erreur moyenne $\delta_{0.1\%}$				5.68

La même procédure des calculs des erreurs est effectuée pour les autres fréquences : 1%, 2%, 5%. (Voir annexes 7).

IV.7 – Estimation du ruissellement

L'estimation du ruissellement est effectuée par:

1- A travers le coefficient d'écoulement

Le ruissellement est estimé par le produit de la lame de pluie $P_{t,p\%}$ par un coefficient de ruissellement $\alpha_{p\%}$:

$$R_{p\%} = \alpha_{p\%} P_{t,p\%}$$

où:

$\alpha_{p\%}$ coefficient de ruissellement, déterminé par la méthode citée plus haut.

Soit
$$\alpha_{p\%} = 1 - P_{t,p\%}^{m-1},$$

avec

$$m = 1 + \frac{C_{p\%}}{\ln P_{t,p\%}}$$

dont la coefficient climatique de ruissellement $C_{p\%}$ déterminé par la méthode régionale.

$P_{t,p\%}$ – lame de pluie d’une fréquence donnée $P\%$, en mm ;

2- A travers le coefficient de conversion

Le ruissellement est estimé par le produit de la lame de ruissellement de centennale $R_{1\%}$ par un coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$:

$$R_{p\%} = \lambda_{p\%} R_{1\%}$$

A cet effet, pour chaque sous-bassin versant, on tire la valeur de ruissellement centennale $R_{1\%}$ et en utilisant le coefficient du conversion calculé:

$$\lambda_{p\%} = a H_{moyen} + b$$

Dans le tableau 37, on récapitule les résultats des calculs d'estimation du ruissellement des différents sous-bassins de la Seybouse.

Tableau 37 : valeur de ruissellement R_{obs} , R_{α} et R_{λ}

Oued - Station	Code	$R_{obs, 0.1\%}$	$R_{\alpha, 0.1\%}$	$R_{\lambda, 0.1\%}$
1	2	4	5	6
o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	31	30,8	29,1
o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	72,4	64,3	67,0
o. Melah –Bouchagouf	14.05.01	26,5	26,4	25,6
o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	20,9	20,8	20,6
o.Bouhamdane-Medjez ammar	14.03.01	46,6	46,4	41,1
o.Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	2,4	3,3	2,4
o. Safsaf –Khemkhem	03.09.01	39,7	38,8	35,4
o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	23,2	24,3	22,9

La vérification se fait par un coefficient de correction qui s’exprime par la formule suivante :

$$\delta_{p\%} = \frac{R_{P\%,obs} - R_{P\%,cal}}{R_{P\%,obs}} * 100$$

Les valeurs de ce coefficient sont récapitulées dans les tableaux 38 et 39.

Tableau 38 : Erreurs relatives du ruissellement estimé par le coefficient d'écoulement

Oued - Station	Code	$\delta_{0.1\%}$	$\delta_{1\%}$	$\delta_{2\%}$	$\delta_{5\%}$
o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	0,56	2,65	0,38	4,51
o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	11,25	10,60	14,95	10,80
o. Melah –Bouchagouf	14.05.01	0,48	1,51	5,36	2,26
o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	0,31	2,39	6,41	0,20
o.Bouhamdane-Medjez ammar	14.03.01	0,47	2,88	8,10	1,77
o.Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	31,56	24,96	18,86	37,70
o. Safsaf –Khemkhem	03.09.01	2,37	1,39	5,80	0,33
o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	4,79	0,96	3,40	0,17
Valeur moyenne de $\delta_{p\%}$		6,47	5,92	7,91	7,22

Tableau 39: Erreurs relatives du ruissellement estimé par le coefficient de conversion

Oued-Station	Code	$\delta_{0.1\%}$	$\delta_{1\%}$	$\delta_{2\%}$	$\delta_{5\%}$
o. Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	6,19	3,72	2,55	7,29
o. Sabath -Bordj sabath	14.03.02	7,47	3,67	0,66	5,82
o. Melah –Bouchagouf	14.05.01	3,24	3,69	0,16	0,45
o. Seybouse -Mirebek	14.06.01	1,47	3,69	0,54	1,35
o.Bouhamdane-Medjez ammar	14.03.01	11,82	3,68	3,32	15,90
o.Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	3,11	3,67	0,56	10,66
o. Safsaf –Khemkhem	03.09.01	10,92	3,69	2,96	14,16
o. Hammam -Zit Emba	03.11.02	1,17	3,72	0,10	1,38
Valeur moyenne de $\delta_{p\%}$		5,67	3,69	1,36	7,13

La comparaison graphique des valeurs calculées du ruissellement avec les valeurs observées montre qu'elles sont avoisinantes de la première bissectrice (fig.47)

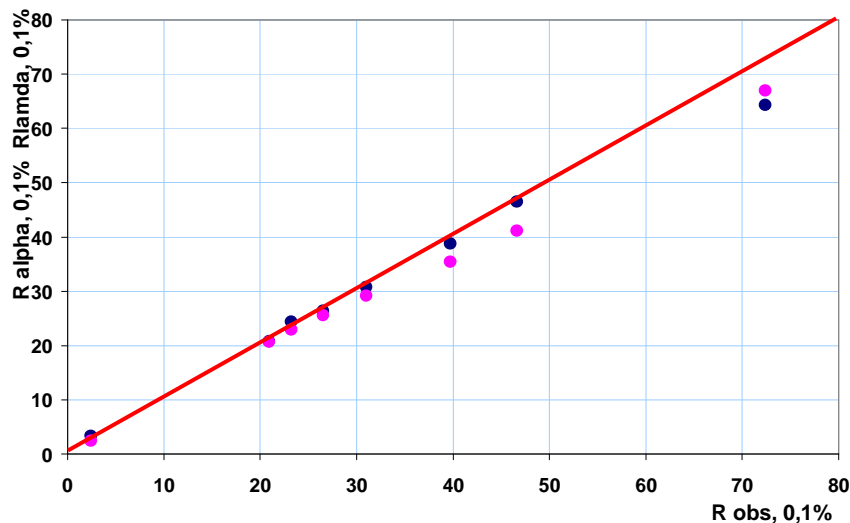


Figure 47 -Dépendance $R_{\alpha,0.1\%}, R_{\lambda,0.1\%} = f(R_{obs,0.1\%})$

Conclusion :

Le ruissellement est la quantité d'eau de pluie qui s'écoule sous de courant concentré dans le chevelu élémentaire de ruisseaux tout le long des versants et qui coule vers le cour d'eau principale. L'analyse du phénomène de ruissellement vise à identifier l'influence des facteurs générateurs sur ce dernier : la lame de pluie, le type de sol, pente du versant, couvert végétal, tout en tenant compte de la zonalité climatique régionale et verticale. Les données sur le ruissellement sont obtenues par le démembrement des hydrogrammes des crues. Le traitement et l'identification du ruissellement sont basés sur l'analyse graphique. La valeur du coefficient de corrélation est choisie comme critère de qualité de la dépendance.

En absence des hydrogrammes des crues observées, l'estimation du ruissellement s'effectue à l'aide de la formule de Bejaia'2000 qui était vérifiée pour un grand nombre de bassins versants de la partie Nord de l'Algérie.

Le module maximum de ruissellement q'_{\max} subit une nette réduction pour se transformer en débit maximum q_{\max} au niveau d'une section donnée d'un cours d'eau. Donc, le débit maximum q_{\max} est lié analytiquement avec le module maximum de ruissellement q'_{\max} . Ainsi, on peut obtenir l'expression du coefficient de forme :

$$m_b = (n+1)(\gamma+1) \frac{R}{E_p} \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1$$

Si on considère l'égalité de l'écoulement pluvial au ruissellement $E_p = R$, on obtient alors une expression simple du coefficient de forme m_b :

$$m_b = (n+1)(\gamma+1) \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1$$

En considèrent l'inégalité $R > E_p$, l'expression du coefficient de forme m_b devient:

$$m_b = \left(\frac{1}{1-\delta} \right) (n+1)(\gamma+1) \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1$$

Pour les moyens et grands bassins versants, quand le temps de concentration est supérieure à la durée de ruissellement $t_c > T_o$, le temps de montée de la crue est exprimé par :

$$t_m = 0.29T_o + 0.71t_c$$

Pour la bassin de la Seybouse, les durées de ruissellement T_o sont tirées de la carte établie pour la partie Nord-Est de l'Algérie.

Des cartes de ruissellement, pour différentes fréquences, ont été tracées

Généralement, les crues sont provoquées par des pluies de courte durée. L'événement pluvial se caractérise par une lame, une durée et une intensité moyenne.

De point de vue hydrologique, le temps de concentration est la durée de propagation de la crue tout le long du cours d'eau. Vu l'absence de méthodes développées dans les conditions physico-géographique du Nord de l'Algérie, l'estimation de cette caractéristique a été effectuée par des formules courantes dans la pratique hydrologique en Algérie: Sogreah, Giandotti et Goptchenko.

La répartition territoriale des caractéristiques du ruissellement reflète la zonalité climatique, distribuée d'une façon continue et elle peut être exprimée par une carte sous forme d'isolignes, facile pour l'analyse et pour une utilisation pratique.

La transformation de la pluie en ruissellement doit tenir compte de l'état hydrique du bassin, soit des pertes initiales des eaux pluviales. L'absence de données sur les valeurs des pertes initiales, nous contraint de faire une étude comparative de deux cas distincts: $P_o = 10 \text{ mm}$ et $P_o = 0 \text{ mm}$.

Le ruissellement est égal au produit de la lame de pluie nette par un coefficient de ruissellement : $R_{p\%} = \alpha_{p\%} (P_{t_c,p\%} - P_o)$

Avec un coefficient d'écoulement $\alpha_{p\%} = 1 - (P_{t_c,p\%} - P_o)^{m-1}$ et $m = 1 + \frac{C_{p\%}}{\ln(P_{t_c,p\%} - P_o)}$

La validation de telle ou telle relation a été justifiée par les données hydrologiques sur les lames de pluies et de ruissellement d'une fréquence donnée.

La comparaison, des deux cas est vérifiée par la valeur du coefficient de corrélation. On constate que pour 50% des sous-bassins, la valeur du coefficient de corrélation a augmenté quand la valeur des pertes initiales est égale à zéro.

Ainsi, nous proposons une formule simple sous forme de monôme :

$$C_{p\%} = C u_{p\%}^a$$

L'analyse graphique de la dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ est réalisée pour tous les bassins objet de l'étude, permettant la détermination des coefficients climatiques C et des paramètres climatiques a .

D'après l'analyse, le coefficient C s'avère étroitement lié à la superficie du bassin S et il est inversement proportionnel à cette dernière, mais il est modérément lié à l'altitude moyenne du sous-bassin H_m et il est inversement proportionnel à cette dernière.

La dépendance $\ln(C) = f[\ln(S + 1)]$ s'avère linéairement décroissante avec un coefficient de corrélation relativement important et égal à 0.73. Ceci permet de l'exprimer par:

$$C = \frac{C_c}{(S + 1)^{5/8}}$$

Avec C_c : la valeur maximale de C quand la superficie tend vers zéro.

L'analyse graphique a montré le coefficient C_c est indépendant des deux principaux facteurs. S et H_m . Par conséquent, il peut être cartographié.

D'après l'analyse graphique, le paramètre a ne dépend pas de la superficie S , puisque la valeur du coefficient de corrélation est faible $r=0.19$.

La dépendance du coefficient a avec l'altitude moyenne H_m est caractérisée par un coefficient de corrélation relativement significatif $r=0.50$. D'où on propose d'écrire cette relation sous la forme suivante :

$$a = C_a (H_m + 1)^{3/4}$$

L'analyse graphique a montré que le paramètre C_a ne dépend pas de la superficie du bassin S et ne dépend pas aussi de l'altitude moyenne du bassin H_m . D'où, le coefficient C_a est indépendant de ces deux principaux facteurs. Par conséquent, il peut être cartographié.

Dans la pratique, on peut recourir à la cartographie du ruissellement. A cet effet, on peut se limiter à cartographier de ruissellement centennal $R_{1\%}$ et chercher un coefficient de conversion pour déterminer le ruissellement d'une fréquence donnée:

$$\lambda_{p\%} = \frac{R_{p\%}}{R_{1\%}}$$

Le coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$ s'est avéré indépendant de la surface du bassin S . Par contre, la dépendance entre le coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$ et l'altitude moyenne du bassin H_m s'est avérée significative. A titre d'exemple, pour la fréquence 0.1%, cette dépendance est exprimée par : $\lambda_{0.1\%} = +0.0003H_{moyen} + 1.3364$, avec un coefficient de corrélation $r=0.69$

Les paramètres a et b sont inversement proportionnels avec la fréquence, ceci permet de chercher la relation avec le nombre de Gauss; soit : $a = f(u_{p\%})$ et $b = f(u_{p\%})$.

La dépendance $a = f(u_{p\%})$, pour les fréquences $P\% < 10\%$, est exprimée par la relation suivante : $a = 0.0003 u_{p\%} - 0.0007$, avec un coefficient de corrélation $r = 0.998$.

La dépendance $b = f(u_{p\%})$ est exprimée comme suit : $b = 0.3459 u_{p\%} + 0.2316$, avec un coefficient de corrélation $r=0.99$

Le ruissellement est estimé par le produit de la lame de pluie $P_{t,p\%}$ par un coefficient de ruissellement $\alpha_{p\%}$, soit $R_{p\%} = \alpha_{p\%} P_{t,p\%}$. Le coefficient climatique de ruissellement déterminé par la méthode régionale.

Le ruissellement est estimé par le produit de la lame de ruissellement de centennale $R_{1\%}$ par un coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$: $R_{p\%} = \lambda_{p\%} R_{1\%}$. A cet effet, pour l'estimation de ruissellement d'une fréquence donnée, on tire la valeur de ruissellement centennale $R_{1\%}$ de la carte et en le multipliant par le coefficient du conversion calculé: $\lambda_{p\%} = a H_{moyen} + b$.

La comparaison graphique des valeurs calculées du ruissellement avec les valeurs observées montre qu'elles sont avoisinantes de la première bissectrice.

Conclusion générale

L'étude bibliographique a permis de faire une synthèse d'un certain nombre de travaux de recherche théorique relative au ruissellement. Les travaux se sont intéressés au ruissellement, sur une parcelle agricole, qui a pour objet l'analyse comparative des données expérimentales de tensiométrie, piézométrie et aux épisodes de ruissellement. D'autres études ont montré que le ruissellement dépend de l'indice de précipitation antérieur. Théoriquement, il a été démontré que les trois éléments de l'hydrogramme d'une crue pluviales: l'ordonnée maximale Q_{\max} , le volume de ruissellement et le temps de base T sont génétiquement liés.

Les caractéristiques morphométriques d'un bassin versant permettent la quantification du milieu physique. Elles permettent de comparer les bassins dans une région donnée.

L'écoulement dans le bassin de la Seybouse est faible et temporaire dans sa partie sud, permanente et élevée dans sa partie nord.

Sur la plan géologique, le bassin de la Seybouse se caractérise par une la très grande diversité lithologique. Les terrains de la haute Seybouse présentent une perméabilité variable, alors que, la moyenne Seybouse comporte des roches ou des terrains de recouvrement imperméables, des calcaires et marno- calcaires perméables. La basse Seybouse est peu perméable dans le secteur amont, alors que les alluvions quaternaires de la plaine Ouest d'Annaba sont perméables.

De point de vue végétation, le bassin de la Seybousse est caractérisé par un taux faible du couvert végétal permanent voisin de 25% .

L'analyse du climat du bassin de la Seybouse a montré que les caractéristiques climatiques sont étroitement liées à leurs positions géographiques, et à leur relief. On relève de fortes variabilités spatiales et temporelles de ces différents paramètres climatiques qui vont certainement entraîner une variabilité de ruissellement sur le même bassin versant.

Les données sur les pluies maxima constituent l'information fondamentale pour justifier le type du ruissellement. La collecte des données pluviométriques s'est effectuée pour les stations situées à l'intérieure du bassin et aussi pour les stations limitrophes.

Le principe de la généralisation territoriale climatique permet de considérer la continuité spatiale des caractéristiques pluviométriques, permettant la construction des cartes de la pluie maximale moyenne journalière $P_{\max, j}$, de coefficient de variation C_v et de coefficient climatique b .

Les données hydrométriques sur les débits d'eau maxima sont collectées pour six sous bassins de la Seybouse et deux autres sous bassins limitrophes. Les tailles des séries d'observations varient de 14 à 42 années.

L'analyse statistique des débits maximum est effectuée à l'aide de la méthode grapho-analytique qui tient compte dès le départ de l'asymétrie de la courbe empirique.

L'estimation du coefficient d'asymétrie est problématique par des séries d'observations courtes. Le coefficient exprimant le rapport $k = \frac{C_s}{C_v}$ s'avère très lié avec la superficie du bassin versant, soit il est exprimé par : $k = 1.72 (S + 1)^{0.025}$.

Le ruissellement est la quantité d'eau de pluie qui s'écoule sous de courant concentré dans le chevelu élémentaire de ruisseaux tout le long des versants et qui coule vers le cour d'eau principale. L'analyse du phénomène de ruissellement vise à identifier l'influence des facteurs générateurs sur ce dernier : la lame de pluie, le type de sol, pente du versant, couvert végétal, tout en tenant compte de la zonalité climatique régionale et verticale. Les données sur le ruissellement sont obtenues par le démembrement des hydrogrammes des crues. Le traitement et l'identification du ruissellement sont basés sur l'analyse graphique. La valeur du coefficient de corrélation est choisie comme critère de qualité de la dépendance.

L'estimation du ruissellement s'effectue par l'application de la formule de Bejaia'2000 qui est vérifiée par les bassins versants de la partie Nord de l'Algérie.

Le débit maximum q_{\max} est lié analytiquement avec le module maximum de ruissellement q'_{\max} . Le coefficient de forme de l'hydrogramme est exprimé analytiquement :

$$m_b = (n + 1)(\gamma + 1) \frac{R}{E_p} \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1$$

L'égalité de la lame l'écoulement pluvial à la lame de ruissellement $E_p = R$ permet la simplification suivante de l'expression de forme m_b :

$$m_b = (n + 1)(\gamma + 1) \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1$$

En considèrent l'inégalité $R > E_p$, l'expression du coefficient de forme m_b devient:

$$m_b = \left(\frac{1}{1 - \delta} \right) (n + 1)(\gamma + 1) \frac{t_m}{T_o + t_c} - 1$$

Pour les moyens et grands bassins versants, quand le temps de concentration est supérieure à la durée de ruissellement $t_c > T_o$, le temps de montée de la crue est exprimé par :

$$t_m = 0.29T_o + 0.71t_c$$

Pour le bassin de la Seybouse, les durées de ruissellement T_o sont tirées de la carte établie pour la partie Nord-Est de l'Algérie.

Des cartes de ruissellement, pour différentes fréquences, ont été tracées

De point de vue hydrologique, le temps de concentration est la durée de propagation de la crue tout le long du cours d'eau. Vu l'absence de méthodes développées dans les conditions physico-géographique du Nord de l'Algérie, l'estimation de cette caractéristique a été effectué par des formules courantes dans la pratique hydrologique en Algérie: Sogreah, Giandotti et Goptchenko.

La répartition territoriale des caractéristiques du ruissellement reflète la zonalité climatique, distribuée d'une façon continue et elle peut être exprimée par une carte sous forme d'isolignes, facile pour l'analyse et pour une utilisation pratique.

La transformation de la pluie en ruissellement doit tenir compte de l'état hydrique du bassin précédent le début de la crue, soit ce qu'on appelle les pertes initiales des eaux pluviales. L'absence de données sur les valeurs des pertes initiales, nous contraint de faire une étude comparative de deux cas distincts : $P_o = 10 \text{ mm}$ et $P_o = 0 \text{ mm}$.

Le ruissellement est égal au produit de la lame de pluie nette par un coefficient de ruissellement : $R_{p\%} = \alpha_{p\%} (P_{t_c, p\%} - P_o)$

Le coefficient d'écoulement est exprimé $\alpha_{p\%} = 1 - (P_{t_c, p\%} - P_o)^{m-1}$ avec

$$m = 1 + \frac{C_{p\%}}{\ln(P_{t_c, p\%} - P_o)}$$

La comparaison des deux cas, des valeurs des pertes initiales, est fondée sur la valeur du coefficient de corrélation. On constate que pour la moitié des sous-bassins, la valeur du coefficient de corrélation a augmenté quand la valeur des pertes initiales est égale à zéro.

Ainsi, nous proposons une formule simple sous forme de monôme :

$$C_{p\%} = C u_{p\%}^a$$

L'analyse graphique de la dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ est réalisée pour tous les sous-bassins de la Seybouse, permettant la détermination de coefficient climatique C et le paramètre climatique a .

Le coefficient C s'avère inversement proportionnel avec la superficie du bassin S . La dépendance $\ln(C) = f[\ln(S+1)]$ s'avère linéairement décroissante avec un coefficient de corrélation relativement important et égal à 0.73. D'où on a obtenu:

$$C = \frac{C_c}{(S+1)^{5/8}}$$

avec C_c : la valeur maximale de C quand la superficie

tend vers zéro. Le coefficient C_c est indépendant de la superficie S et de l'altitude moyenne du sous-bassin H_m . Par conséquent, on peut être cartographier le coefficient C_c .

D'après l'analyse graphique, le paramètre a ne dépend pas de la superficie S , puisque la valeur du coefficient de corrélation est faible $r=0.19$.

Le coefficient a est lié proportionnel avec l'altitude moyenne H_m avec un coefficient de corrélation relativement significatif $r=0.50$. Cette dépendance peut être écrite sous la forme suivante :

$$a = C_a (H_m + 1)^{3/4}$$

Le coefficient C_a ne dépend pas de la superficie du bassin S et ne dépend pas aussi de l'altitude moyenne du bassin H_m . Ainsi, le coefficient C_a est indépendant de l'influence de la superficie S et celle de l'altitude moyenne et il peut être cartographié.

Vu la complexité du phénomène de ruissellement, la pratique hydrologique impose le recours à la cartographie de ce dernier. A cet effet, on se limite à cartographier de ruissellement centennal $R_{1\%}$ et chercher un coefficient de conversion pour déterminer le ruissellement d'une fréquence donnée :

$$\lambda_{p\%} = \frac{R_{p\%}}{R_{1\%}}$$

Le coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$ s'est avéré indépendant de la surface du bassin S . Par contre, il s'avère dépendant de l'altitude moyenne du bassin H_m avec un coefficient de corrélation significatif, sous la forme générale $\lambda_{0.1\%} = aH_{moyen} + b$. A titre d'exemple, pour la fréquence 0.1%, cette dépendance est exprimée par l'équation $\lambda_{0.1\%} = +0.0003H_{moyen} + 1.3364$, avec un coefficient de corrélation $r=0.69$

Les paramètres a et b sont liés avec la fréquence, ceci permet de chercher la relation avec le nombre de Gauss; soit : $a = f(u_{p\%})$ et $b = f(u_{p\%})$.

La dépendance $a = f(u_{p\%})$, pour les fréquences rares $P\% < 10\%$, est exprimée par la relation suivante : $a = 0.0003 u_{p\%} - 0.0007$, avec un coefficient de corrélation $r = 0.998$. La dépendance $b = f(u_{p\%})$ est exprimée comme suit : $b = 0.3459 u_{p\%} + 0.2316$, avec un coefficient de corrélation $r=0.99$

Le ruissellement est estimé par le produit de la lame de pluie $P_{t,p\%}$ par un coefficient de ruissellement $\alpha_{p\%}$, soit $R_{p\%} = \alpha_{p\%} P_{t,p\%}$. Le coefficient climatique de ruissellement peut être déterminé par la méthode régionale.

Le ruissellement est ainsi estimé par le produit de la lame de ruissellement de centennale $R_{1\%}$ par un coefficient de conversion $\lambda_{p\%} : R_{p\%} = \lambda_{p\%} R_{1\%}$. A cet effet, pour l'estimation de ruissellement d'une fréquence donnée, on tire la valeur de ruissellement centennale $R_{1\%}$ de la carte et en le multipliant par le coefficient de conversion calculé: $\lambda_{p\%} = a H_{moyen} + b$.

La comparaison des valeurs estimées du ruissellement avec les valeurs observées montre qu'elles sont de même ordre et sont avoisinantes de la première bissectrice.

La prise en charge la question, relative à l'estimation du ruissellement, nécessite la poursuite des recherches concernant les principaux éléments de l'hydrogramme de la crue pluviale. Ceci doit être fondé sur des observations hydrométriques.

ANNEXES :

ANNEXE IV : valeurs des débits maxima fréquentielles

Tableau1: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Bouchagouf Code 14 05 01

P%	0.1%	1%	2%	5%	10%	20%	50%
$F_{p\%}$	5.50	3.44	2.94	1.97	1.32	0.66	-0.27
$k_{p\%}=F_{p\%}C_v+1$	5.62	3.88	3.46	2.65	2.092	1.55	0.77
$q_{p\%}=k_{p\%} q_0$	2.073	1.431	1.276	0.977	0.778	0.573	0.284

Tableau 2: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Miribek Code 14 06 01

P%	0.1%	1%	2%	5%	10%	20%	50%
$F_{p\%}$	5.91	3.60	3.05	2.00	1.30	0.61	-0.31
$k_{p\%}=F_{p\%}C_v+1$	6.43	4.31	3.80	2.84	2.19	1.56	0.71
$q_{p\%}=k_{p\%} q_0$	0.45	0.30	0.266	0.198	0.153	0.1	0.05

Tableau 3: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Ain el berda Code 14 06 02

P%	0.1%	1%	2%	5%	10%	20%	50%
$F_{p\%}$	4.81	3.15	2.73	1.91	1.34	0.73	-0.19
$k_{p\%}=F_{p\%}C_v+1$	4.848	3.520	3.184	2.528	2.072	1.584	0.848
$q_{p\%}=k_{p\%} q_0$	2.865	2.080	1.881	1.494	1.224	0.936	0.501

Tableau 4: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Bordj Sabath Code 14 03 02

P%	0.1%	1%	2%	5%	10%	20%	50%
$F_{p\%}$	6.75	3.92	3.28	2.00	1.19	0.46	-0.38
$k_{p\%}=F_{p\%}C_v+1$	10.38	6.44	5.55	3.78	2.65	1.63	0.47
$q_{p\%}=k_{p\%} q_0$	7.639	4.739	4.084	2.782	1.95	1.199	0.345

Tableau 5: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Khemkhem Code 03 09 01

P%	0.1%	1%	2%	5%	10%	20%	50%
$F_{p\%}$	6.5	3.82	3.22	2.00	1.23	0.50	-0.37
$k_{p\%}=F_{p\%}C_v+1$	8.99	5.69	4.96	3.46	2.51	1.61	0.54
$q_{p\%}=k_{p\%} q_0$	4.10	2.59	2.26	1.57	1.14	0.73	0.24

Tableau 6: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Zit Emba Code 03 11 02

P%	0.1%	1%	2%	5%	10%	20%	50%
$F_{p\%}$	4.88	3.18	2.75	1.92	1.34	0.72	-0.20
$k_{p\%}=F_{p\%}C_v+1$	4.80	3.48	3.145	2.497	2.04	1.56	0.844
$q_{p\%}=k_{p\%} q_0$	2.28	1.65	1.49	1.18	0.97	0.74	0.40

Tableau7: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Medjez Ammar Code 14 03 01

P%	0.1%	1%	2%	5%	10%	20%	50%
$F_{p\%}$	7.23	4.09	3.37	1.97	1.11	0.37	-0.40
$k_{p\%}=F_{p\%}C_v+1$	12.85	7.70	6.52	4.23	2.82	1.60	0.344
$q_{p\%}=k_{p\%} q_0$	2.12	1.27	1.07	0.697	0.465	0.272	0.05

ANNEXE V : cartes du valeur de ruissellement fréquentielles

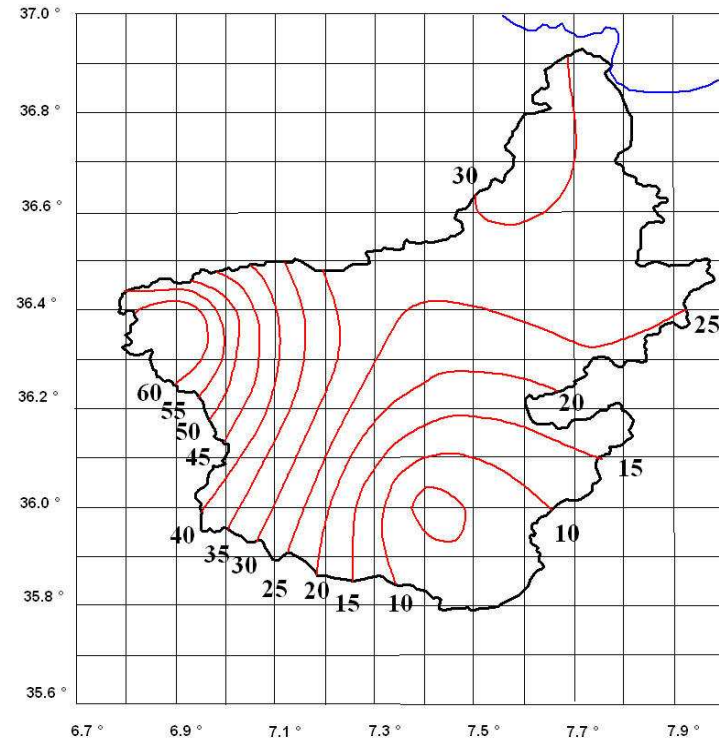


Figure 1- Carte de ruissellement du $R_{0.1\%}$

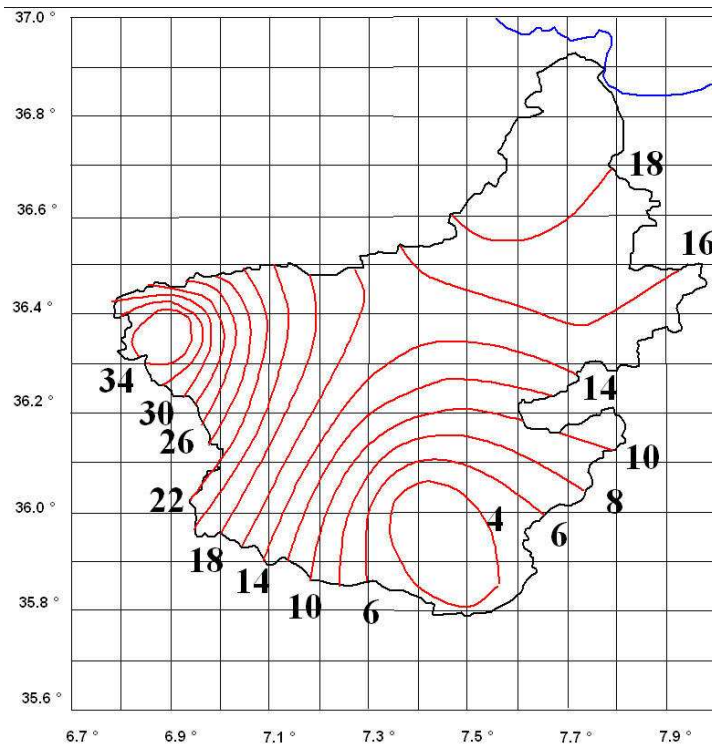


Figure 2- Carte de ruissellement du $R_{2\%}$

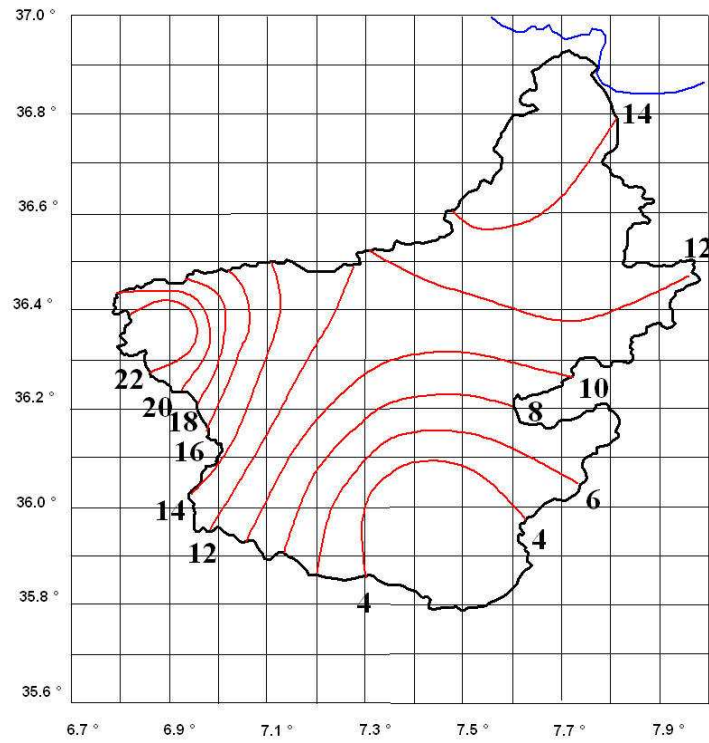


Figure 3- Carte de ruissellement du $R_{5\%}$

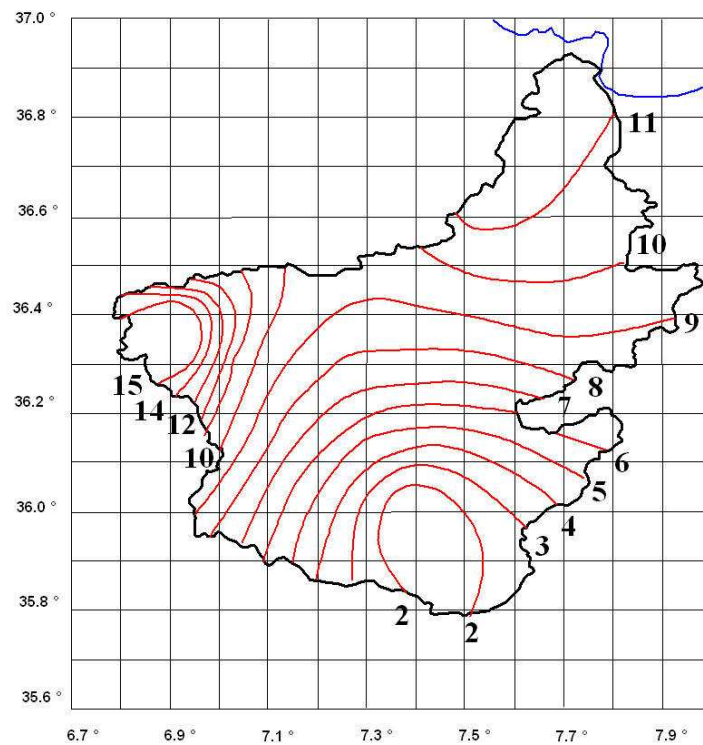


Figure 4 - Carte de ruissellement du $R_{10\%}$

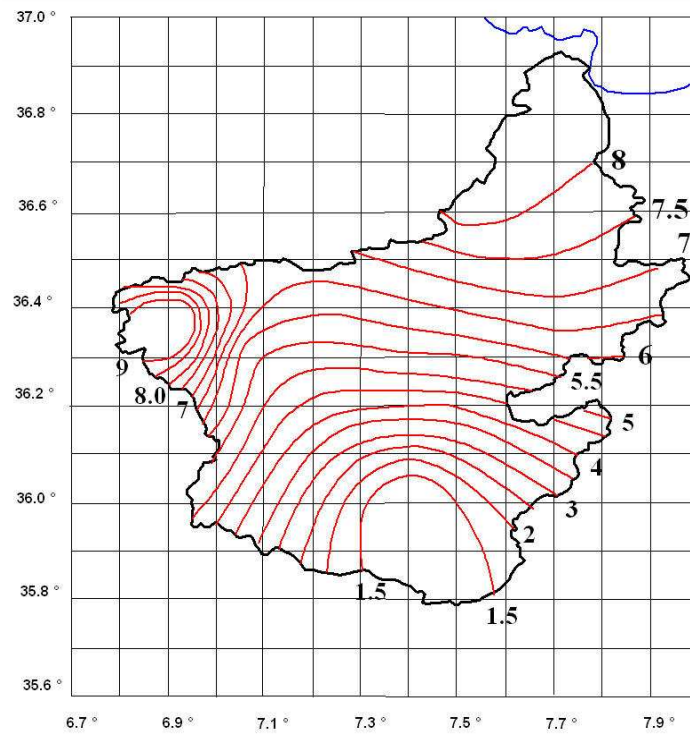


Figure 5 Carte de ruissellement du $R_{20\%}$

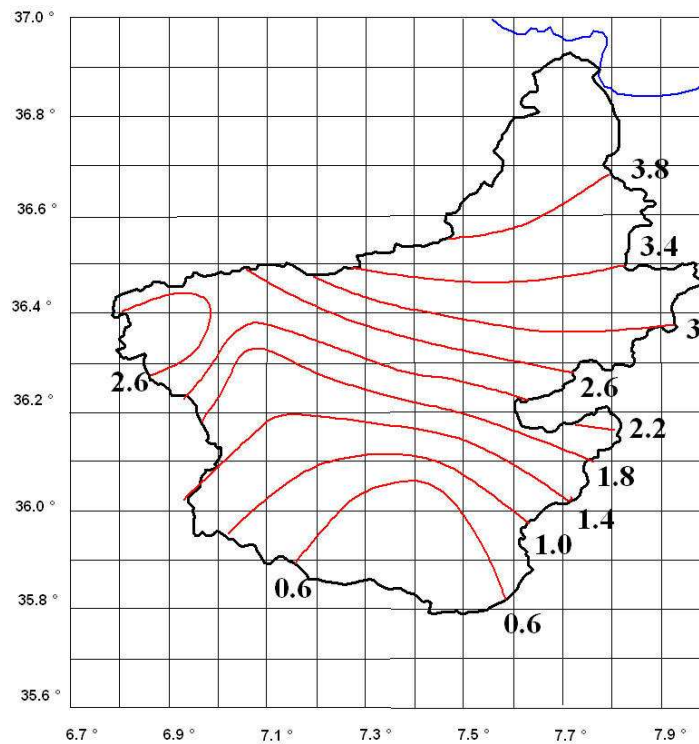


Figure 6 - Carte de ruissellement du $R_{50\%}$

ANNEXE VI : Analyse de la dépendance $P_0 = 10$

Tableau 1 : analyse de la dépendance du bassin de Ain el Berda
Code 14.06.02

$P_{\%}$	$R_{P\%}$	$P_{t_c, P\%}$	$u_{P\%}$	P_0	$P_{t_c, P\%} - P_0$	$\alpha_{P\%}$	$C_{P\%}$	$\ln(C_{P\%})$	$\ln(u_{P\%})$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0.1	31	65,3	3,08	10	55,3	0,561	0,82	-0,196	1,12
1	21,3	52,2	2,33	10	42,2	0,505	0,70	-0,353	0,85
2	19	48,2	2,05	10	38,2	0,497	0,69	-0,374	0,72
5	14,6	42,8	1,64	10	32,8	0,445	0,59	-0,529	0,49
10	11,4	38,4	1,28	10	28,4	0,401	0,51	-0,667	0,25
20	8,3	33,8	0,84	10	23,8	0,349	0,43	-0,847	-0,17
50	4	26,4	0	10	16,4	0,244	0,28	-1,274	-

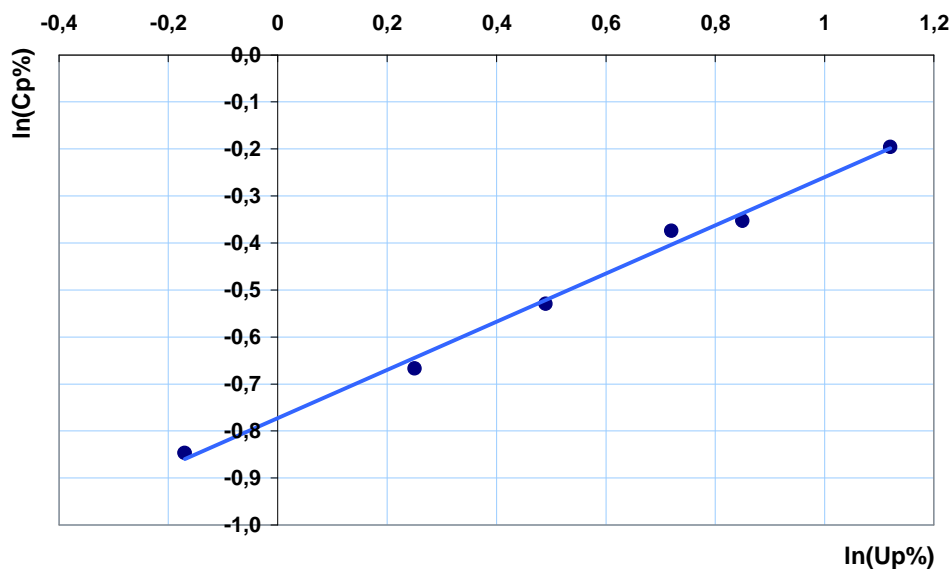


Figure 1- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour l'Oued Ressoul
(Code 14.06.02)

Tableau 2 : analyse de la dépendance du bassin de Bordj Sabath
Code 14.03.02

$P_{\%}$	$R_{P_{\%}}$	$P_{t_c, P_{\%}}$	$u_{P_{\%}}$	P_0	$P_{t_c, P_{\%}} - P_0$	$\alpha_{P_{\%}}$	$C_{P_{\%}}$	$\ln(C_{P_{\%}})$	$\ln(u_{P_{\%}})$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0.1	72,4	97	3,08	10	87	0,746	1,37	0,316	1,12
1	45	74,3	2,33	10	64,3	0,606	0,93	-0,072	0,85
2	38,8	67,6	2,05	10	57,6	0,574	0,85	-0,159	0,72
5	26,4	58,6	1,64	10	48,6	0,451	0,60	-0,513	0,49
10	18,7	51,7	1,28	10	41,7	0,362	0,45	-0,801	0,25
20	11,6	44,3	0,84	10	34,3	0,262	0,30	-1,192	-0,17
50	3,5	33	0	10	23	0,106	0,11	-2,188	-

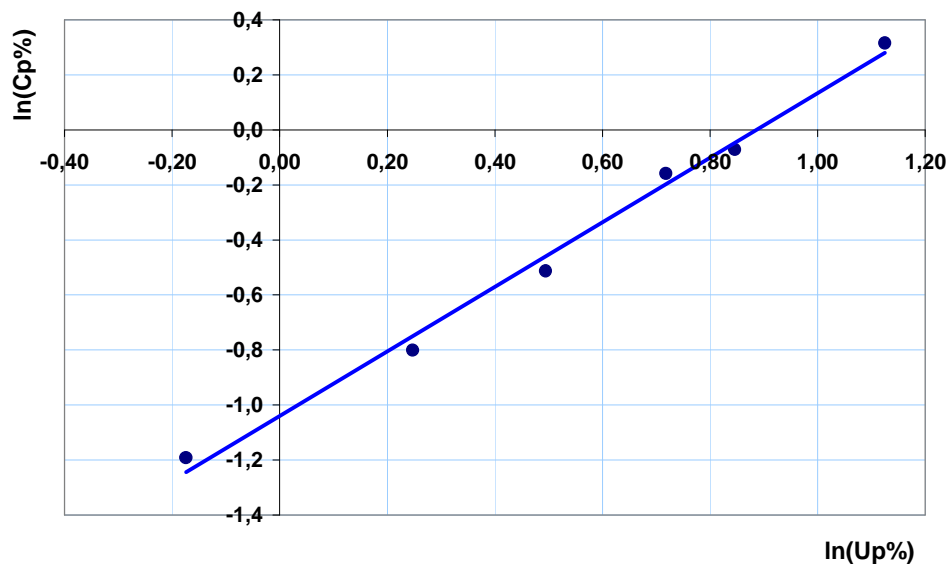


Figure 2- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour l'Oued Sabath
(Code 14.03.02)

Tableau 3 : analyse de la dépendance du bassin de Bouchagouf
Code 14.05.01

$P_{\%}$	$R_{P_{\%}}$	$P_{t_c, P_{\%}}$	$u_{P_{\%}}$	P_0	$P_{t_c, P_{\%}} - P_0$	$\alpha_{P_{\%}}$	$C_{P_{\%}}$	$\ln(C_{P_{\%}})$	$\ln(u_{P_{\%}})$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0.1	26,5	114	3,08	10	104	0,255	0,29	-1,224	1,12
1	17,8	85,1	2,33	10	75,1	0,237	0,27	-1,307	0,85
2	15,8	76,6	2,05	10	66,6	0,237	0,27	-1,306	0,72
5	11,9	65,5	1,64	10	55,5	0,214	0,24	-1,422	0,49
10	9,2	56,9	1,28	10	46,9	0,196	0,22	-1,522	0,25
20	6,6	48,1	0,84	10	38,1	0,173	0,19	-1,660	-0,17
50	3	34,7	0	10	24,7	0,121	0,13	-2,044	-

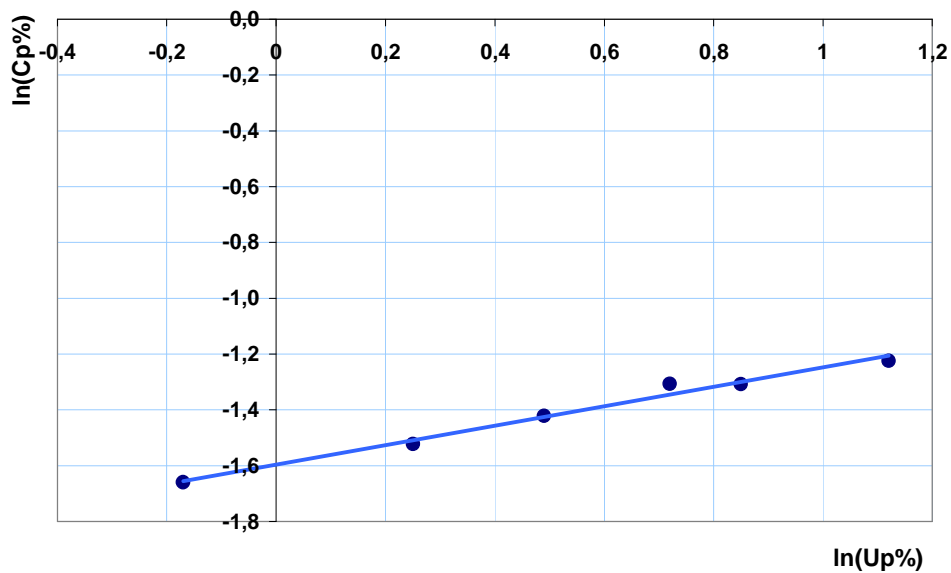


Figure 3- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Melah
(Code 14.05.01)

Tableau 4 : analyse de la dépendance du bassin de Mirebek
Code 14.06.01

$P_{\%}$	$R_{P\%}$	$P_{t_c, P\%}$	$u_{P\%}$	P_0	$P_{t_c, P\%} - P_0$	$\alpha_{P\%}$	$C_{P\%}$	$\ln(C_{P\%})$	$\ln(u_{P\%})$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0.1	20,9	177	3,08	10	167	0,125	0,13	-2,012	1,12
1	14,2	137	2,33	10	127	0,112	0,12	-2,132	0,85
2	12,6	125	2,05	10	115	0,110	0,12	-2,154	0,72
5	9,2	109	1,64	10	99	0,093	0,10	-2,328	0,49
10	7,1	97	1,28	10	87	0,082	0,09	-2,464	0,25
20	5	84	0,84	10	74	0,068	0,07	-2,660	-0,17
50	2,1	63	0	10	53	0,055	0,06	-2,878	-

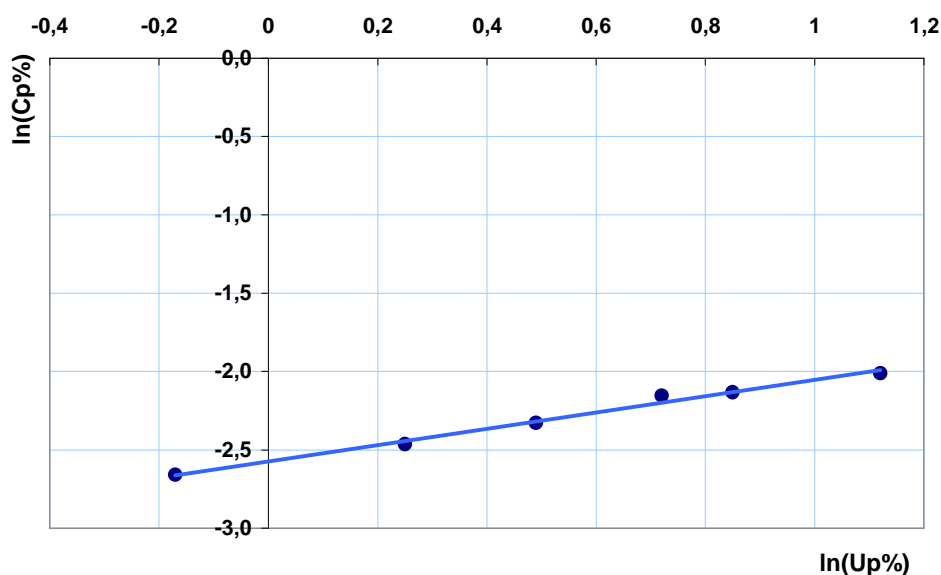


Figure 4- La dépendance $\ln C_{P\%} = f[\ln(u_{P\%})]$ pour oued Seybouse
(Code 14.06.01)

Tableau 5 : analyse de la dépendance du bassin de Medjez Ammar
Code 14.03.01

$P_{\%}$	$R_{P_{\%}}$	$P_{t_c, P_{\%}}$	$u_{P_{\%}}$	P_0	$P_{t_c, P_{\%}} - P_0$	$\alpha_{P_{\%}}$	$C_{P_{\%}}$	$\ln(C_{P_{\%}})$	$\ln(u_{P_{\%}})$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0.1	46,6	131	3,08	10	121	0,385	0,49	-0,721	1,12
1	27,9	97,7	2,33	10	87,7	0,318	0,38	-0,960	0,85
2	23,6	88	2,05	10	78	0,303	0,36	-1,021	0,72
5	15,3	75,2	1,64	10	65,2	0,235	0,27	-1,319	0,49
10	10,2	65,4	1,28	10	55,4	0,184	0,20	-1,592	0,25
20	5,7	55,2	0,84	10	45,2	0,126	0,13	-2,004	-0,17
50	1,6	39,9	0	10	29,9	0,054	0,05	-2,900	-

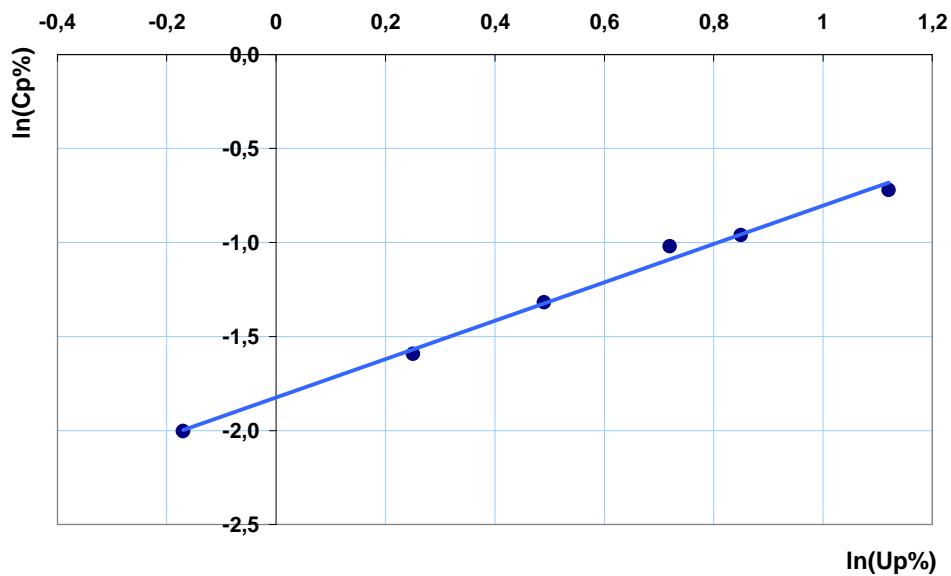


Figure 5: La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Bouhamdane
(Code 14.03.01)

Tableau 6 : analyse de la dépendance du bassin de Khemkhem
Code 03.09.01

$P_{p\%}$	$R_{P_{p\%}}$	$P_{t_c, P_{p\%}}$	$u_{P_{p\%}}$	P_0	$P_{t_c, P_{p\%}} - P_0$	$\alpha_{P_{p\%}}$	$C_{P_{p\%}}$	$\ln(C_{P_{p\%}})$	$\ln(u_{P_{p\%}})$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0.1	39,7	65,2	3,08	10	55,2	0,719	1,27	0,239	1,12
1	24,6	49,3	2,33	10	39,3	0,626	0,98	-0,017	0,85
2	21,2	44,6	2,05	10	34,6	0,613	0,95	-0,053	0,72
5	14,4	38,4	1,64	10	28,4	0,507	0,71	-0,346	0,49
10	10,1	33,6	1,28	10	23,6	0,428	0,56	-0,582	0,25
20	6,2	28,6	0,84	10	18,6	0,333	0,41	-0,903	-0,17
50	1,7	21	0	10	11	0,155	0,17	-1,785	-

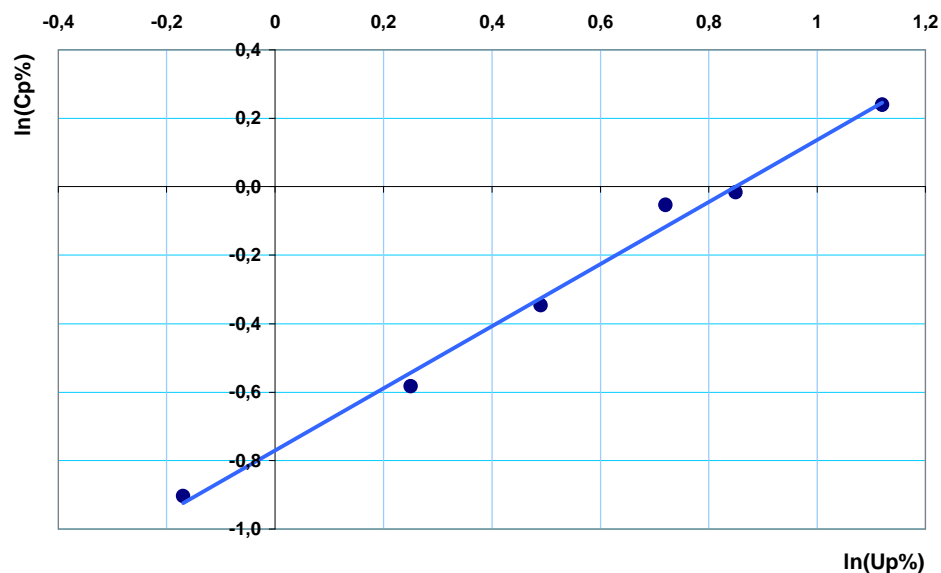


Figure 6- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Safsaf
(Code 03.09.01)

Tableau 7 : analyse de la dépendance du bassin de Zit Emba
Code 03.11.02

$P_{\%}$	$R_{P_{\%}}$	$P_{t_c, P_{\%}}$	$u_{P_{\%}}$	P_0	$P_{t_c, P_{\%}} - P_0$	$\alpha_{P_{\%}}$	$C_{P_{\%}}$	$\ln(C_{P_{\%}})$	$\ln(u_{P_{\%}})$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0.1	23,2	98,9	3,08	10	88,9	0,261	0,30	-1,196	1,12
1	16,6	71,7	2,33	10	61,7	0,269	0,31	-1,160	0,85
2	15,1	64	2,05	10	54	0,280	0,33	-1,115	0,72
5	11,8	53,9	1,64	10	43,9	0,269	0,31	-1,161	0,49
10	9,5	46,2	1,28	10	36,2	0,262	0,30	-1,189	0,25
20	7,3	38,4	0,84	10	28,4	0,257	0,30	-1,214	-0,17
50	4	27	0	10	17	0,235	0,27	-1,316	-

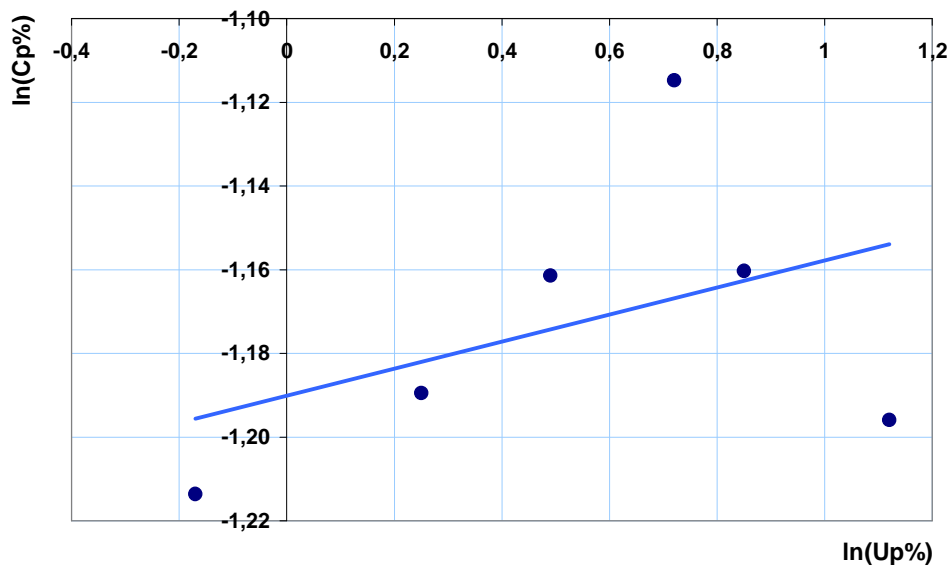


Figure 7: La dépendance $\ln C_{P_{\%}} = f[\ln(u_{P_{\%}})]$ pour oued Hammam
(Code 03.11.02)

ANNEXE VIII : Analyse graphique de lamda

Fréquence P=2%

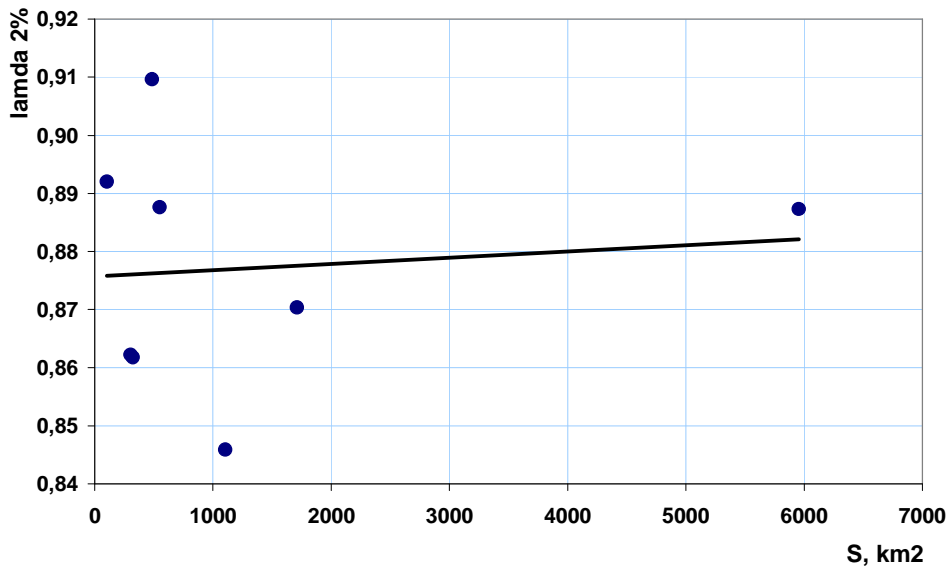


Figure 1 -Dépendance $\lambda_{2\%} = f(S)$
Le coefficient r=0.1

Fréquence P=2%

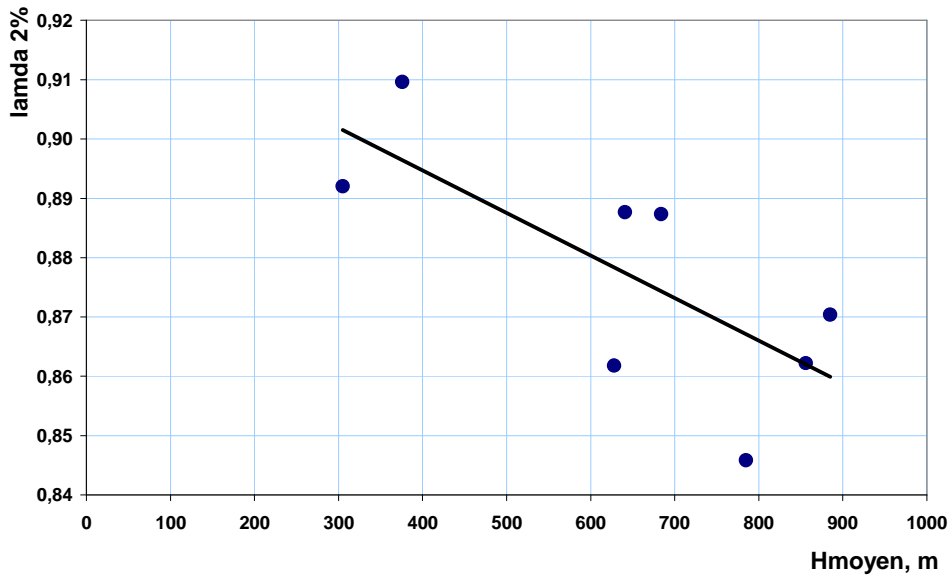


Figure 2- Dépendance $\lambda_{2\%} = f(H_{moyen})$,

L'équation de régression est $\lambda_{0.1\%} = -0.00007H_{moyen} + 0.9234$

Le coefficient r=0.72

Fréquence P=5%

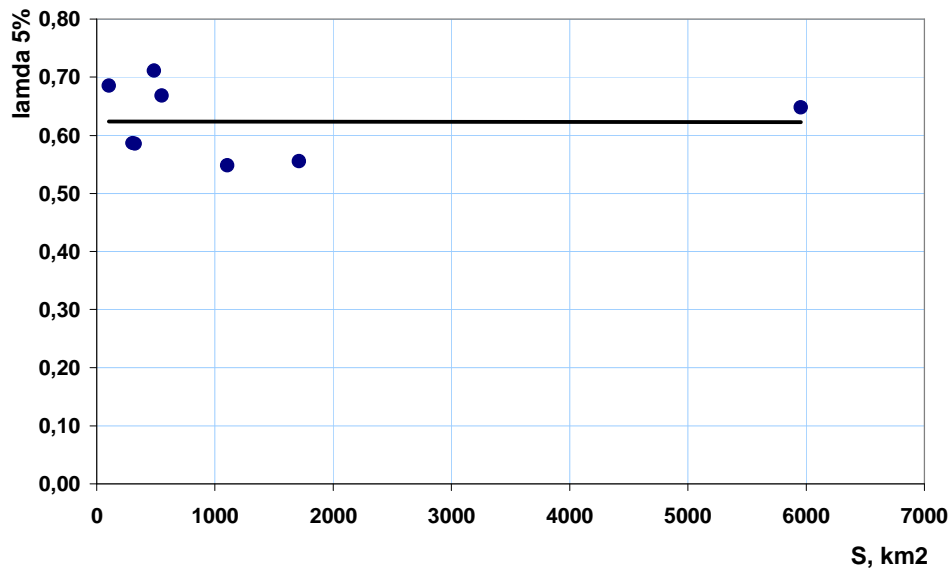


Figure 3-Dépendance $\lambda_{5\%} = f(S)$
Le coefficient $r=0.0005$

Fréquence P=5%

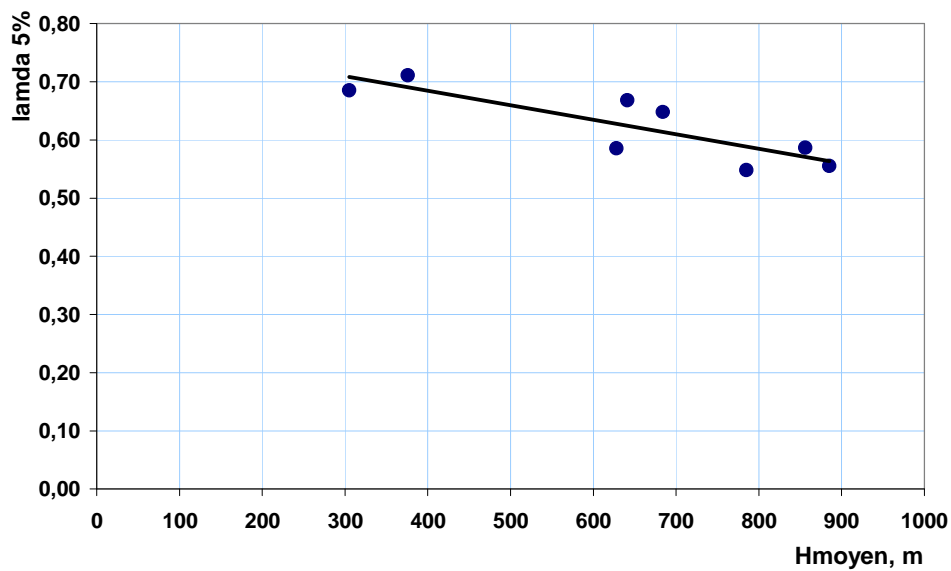
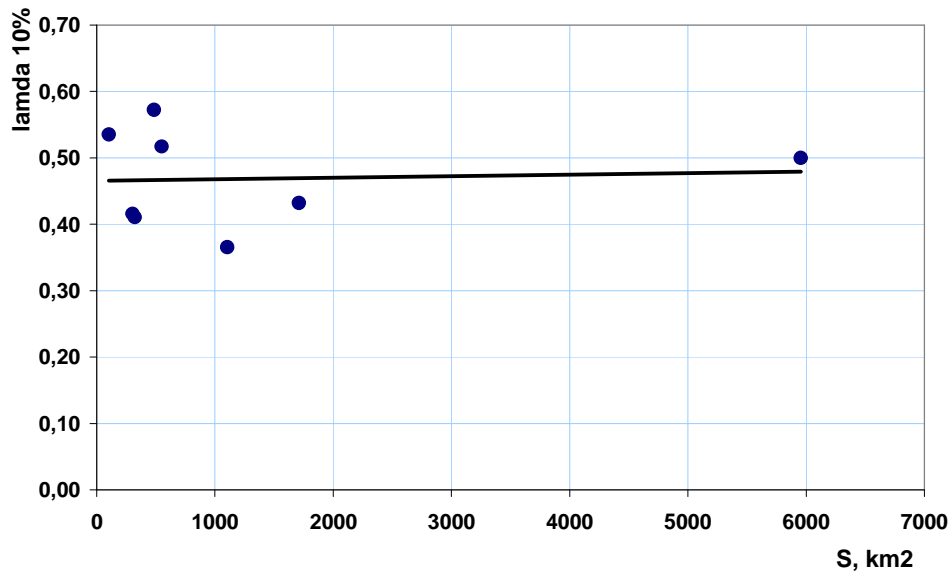


Figure 4-Dépendance $\lambda_{5\%} = f(H_{moyen})$

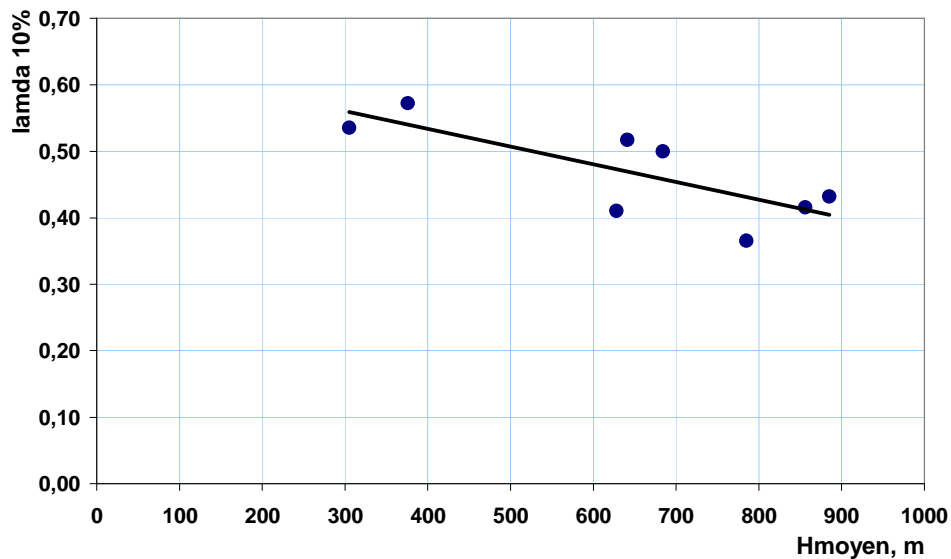
L'équation de régression est $\lambda_{5\%} = -0.0002H_{moyen} + 0.7845$

Le coefficient $r=0.84$

Fréquence P=10%

Figure 5 -Dépendance $\lambda_{10\%} = f(S)$ Le coefficient $r=0.06$

Fréquence P=10%

Figure 6 -Dépendance $\lambda_{10\%} = f(H_{moyen})$ L'équation de régression est $\lambda_{10\%} = -0.0003H_{moyen} + 0.6402$ Le coefficient $r=0.77$

Fréquence P=20%

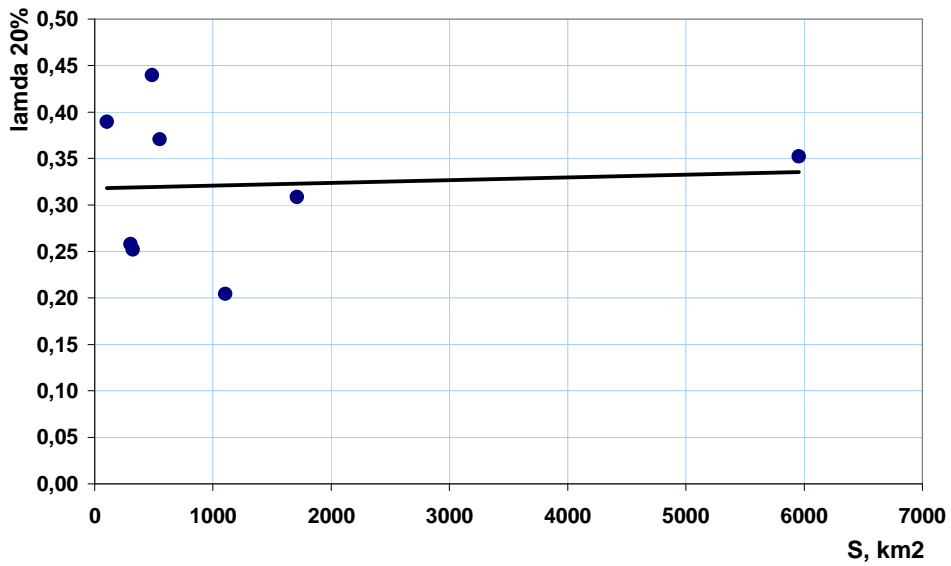


Figure 7-Dépendance $\lambda_{20\%} = f(S)$

Le coefficient r=0.07

Fréquence P=20%

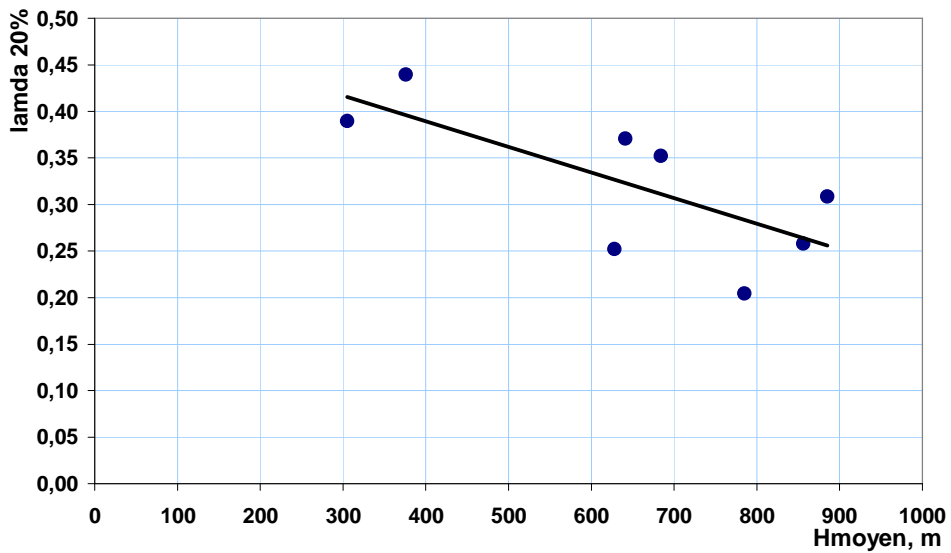


Figure 8 -Dépendance $\lambda_{20\%} = f(H_{moyen})$

L'équation de régression est $\lambda_{20\%} = -0.0003 H_{moyen} + 0.4994$

Le coefficient r=0.55

Fréquence P=50%

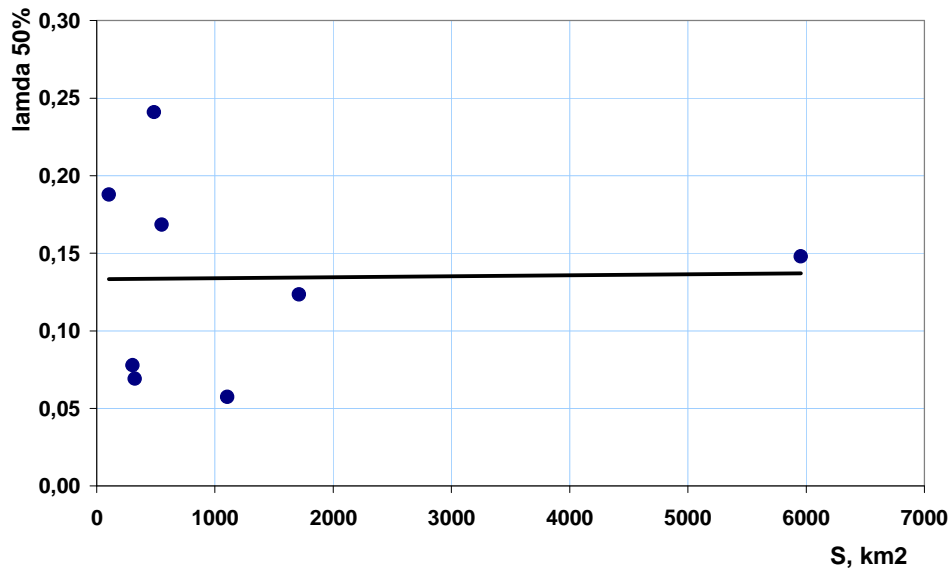


Figure 9-Dépendance $\lambda_{50\%} = f(S)$
Le coefficient $r=0.002$

Fréquence P=50%

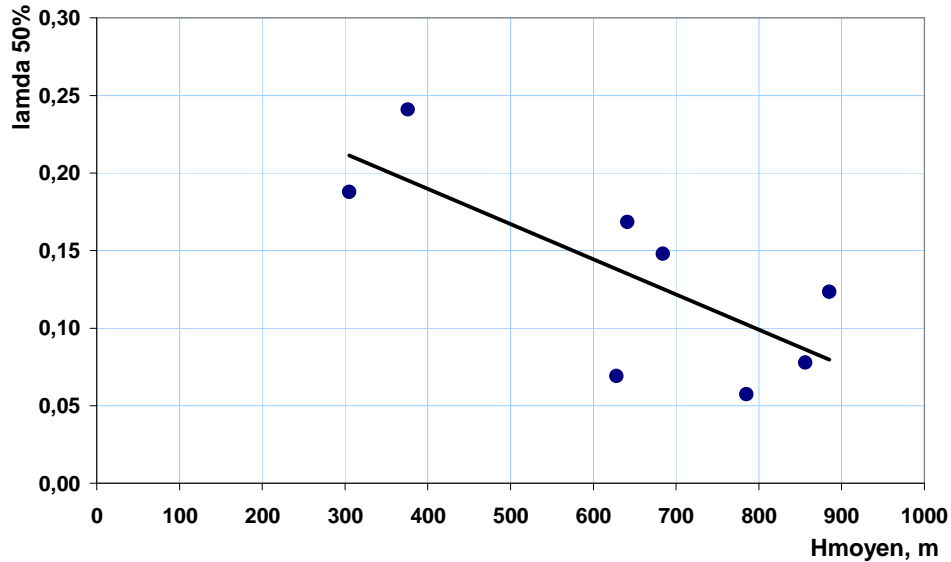


Figure 10-Dépendance $\lambda_{50\%} = f(H_{moyen})$

L'équation de régression est $\lambda_{50\%} = -0.0002H_{moyen} + 0.2805$

Le coefficient $r=0.74$

ANNEXE VIII : Analyse graphique de lamda

Fréquence P=2%

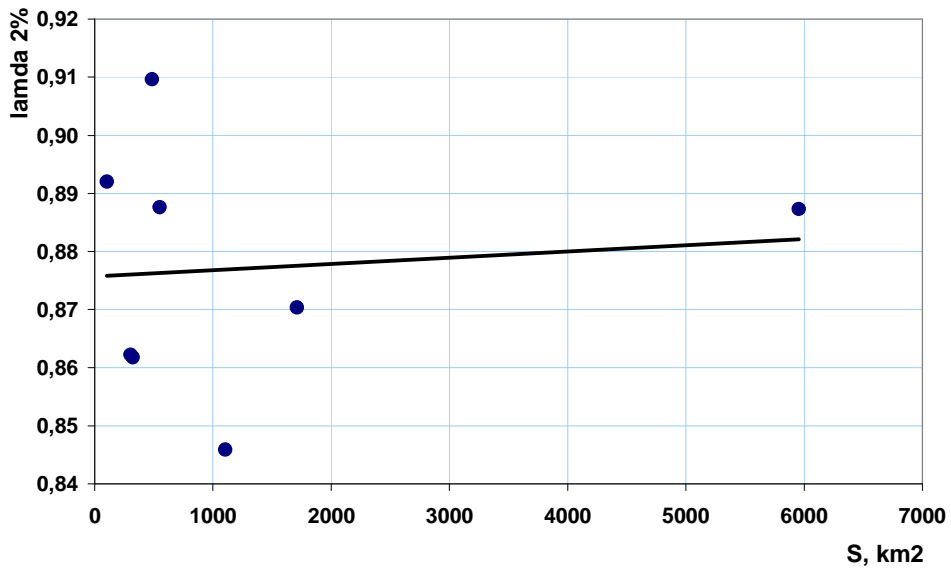


Figure 1 -Dépendance $\lambda_{2\%} = f(S)$
Le coefficient r=0.1

Fréquence P=2%

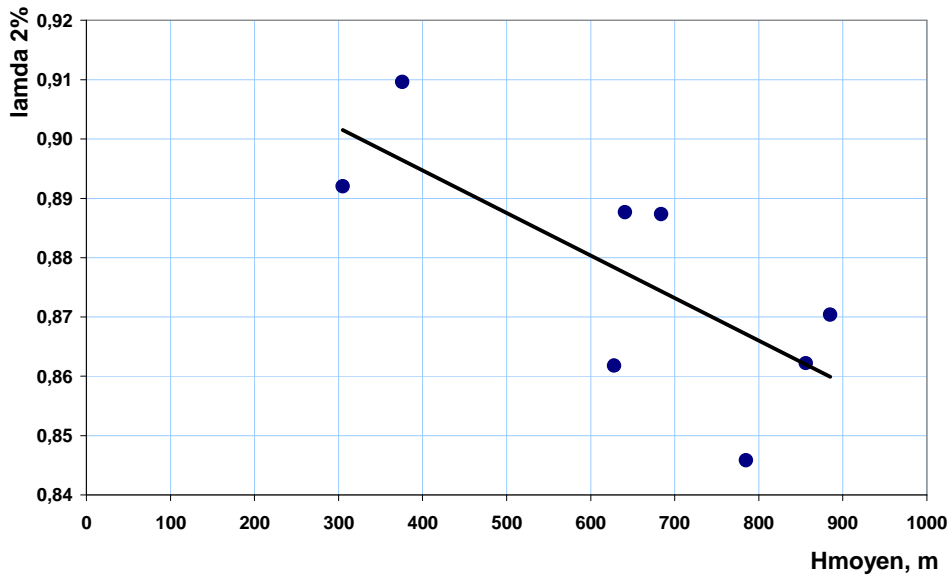


Figure 2- Dépendance $\lambda_{2\%} = f(H_{moyen})$,

L'équation de régression est $\lambda_{0.1\%} = -0.00007H_{moyen} + 0.9234$

Le coefficient r=0.72

Fréquence P=5%

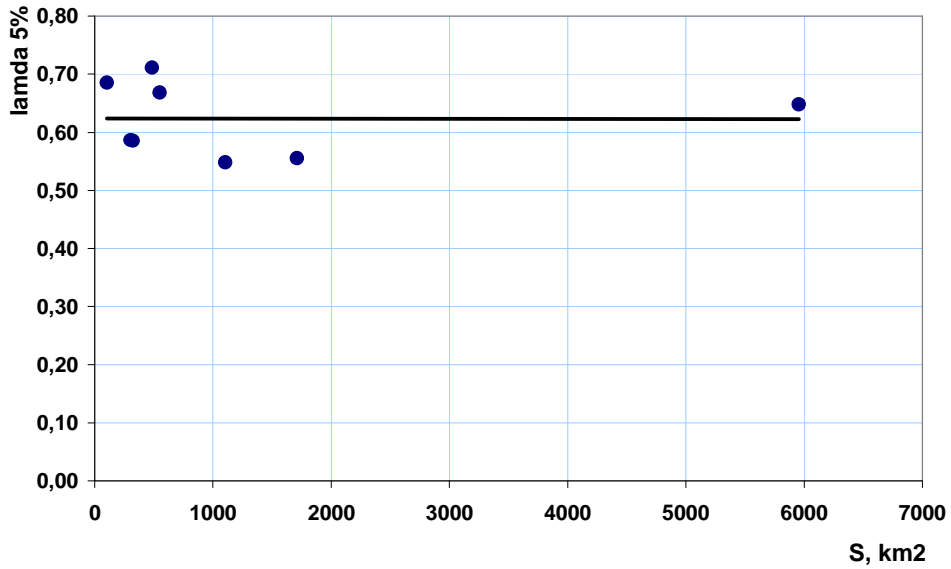


Figure 3-Dépendance $\lambda_{5\%} = f(S)$
Le coefficient $r=0.0005$

Fréquence P=5%

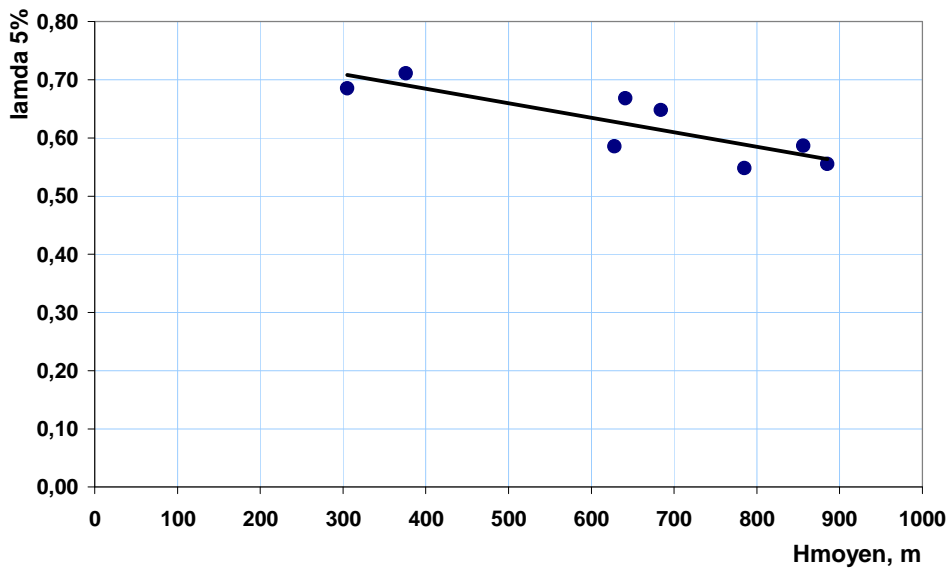
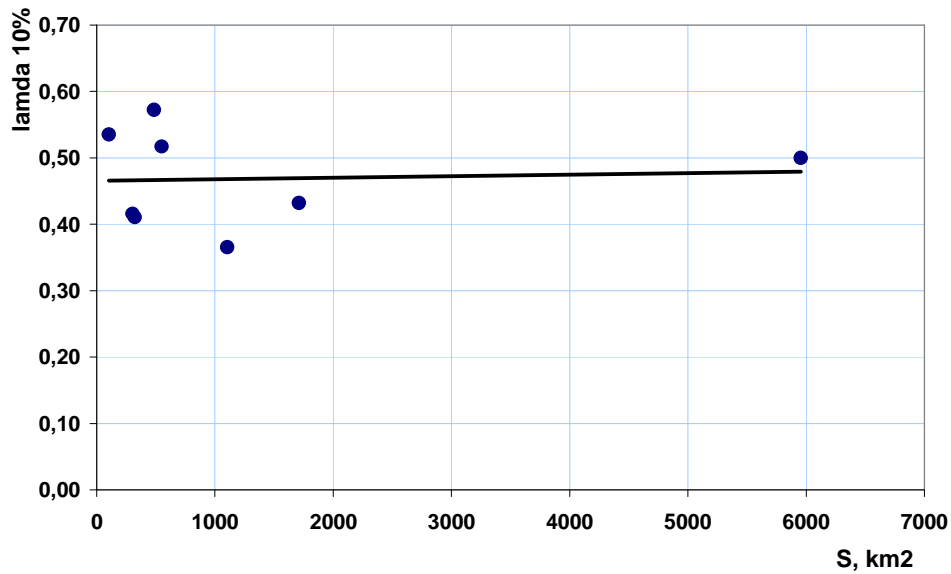


Figure 4-Dépendance $\lambda_{5\%} = f(H_{moyen})$

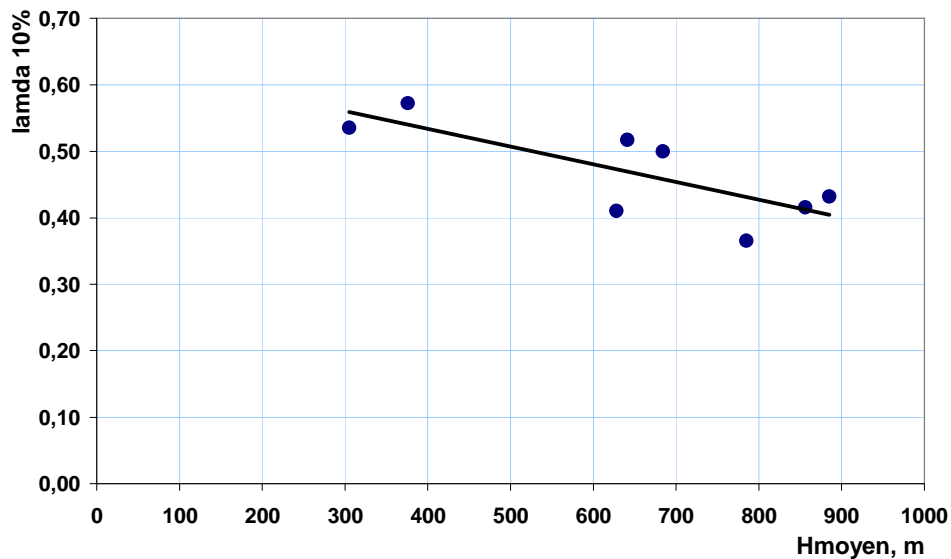
L'équation de régression est $\lambda_{5\%} = -0.0002H_{moyen} + 0.7845$

Le coefficient $r=0.84$

Fréquence P=10%

Figure 5 -Dépendance $\lambda_{10\%} = f(S)$ Le coefficient $r=0.06$

Fréquence P=10%

Figure 6 -Dépendance $\lambda_{10\%} = f(H_{moyen})$ L'équation de régression est $\lambda_{10\%} = -0.0003H_{moyen} + 0.6402$ Le coefficient $r=0.77$

Fréquence P=20%

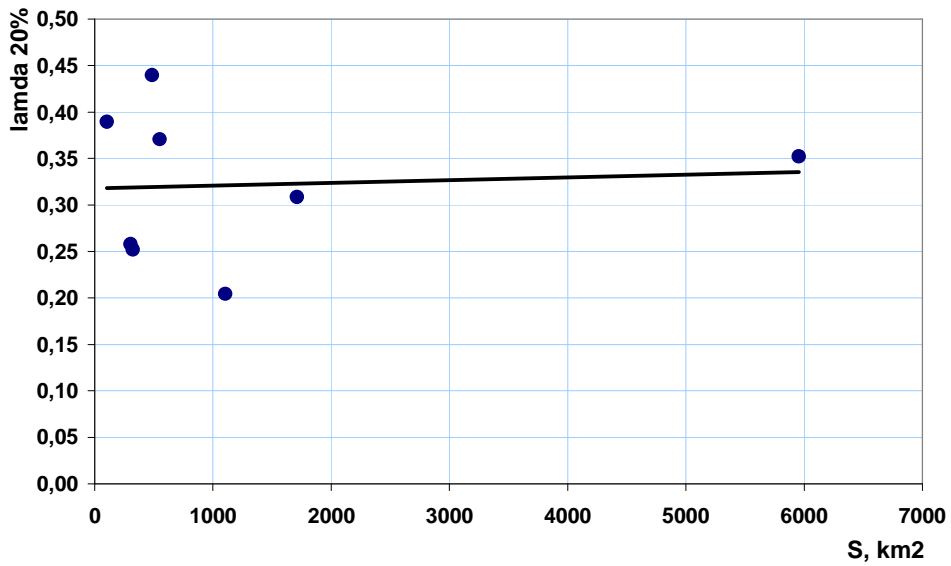


Figure 7-Dépendance $\lambda_{20\%} = f(S)$

Le coefficient r=0.07

Fréquence P=20%

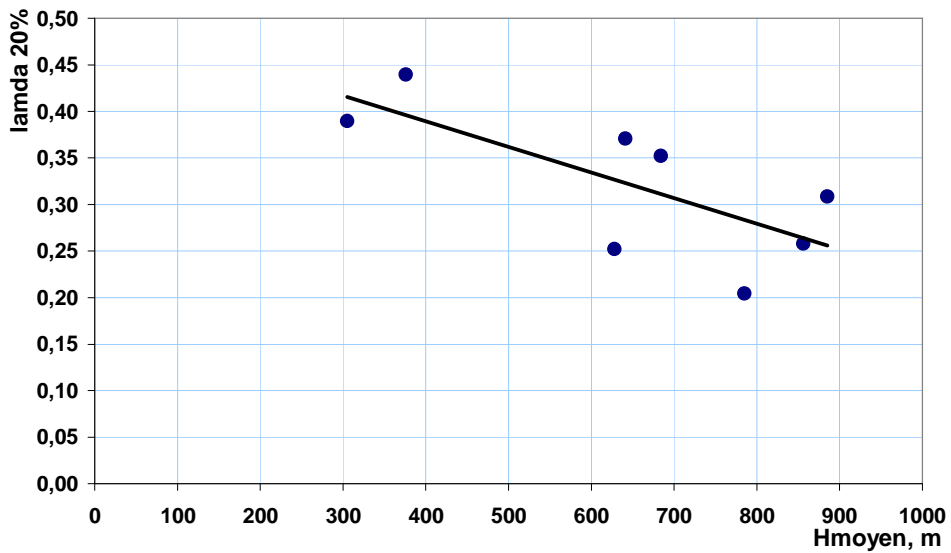
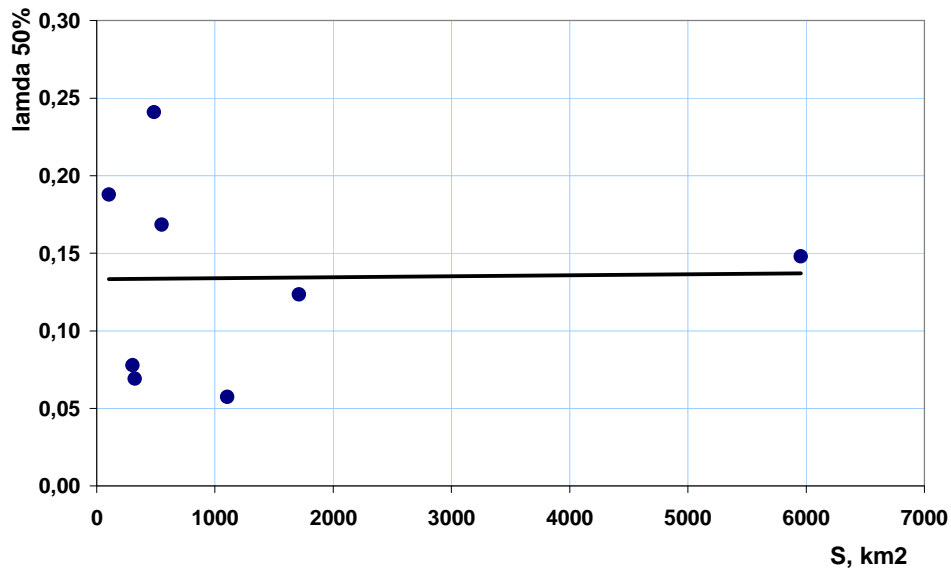


Figure 8 -Dépendance $\lambda_{20\%} = f(H_{moyen})$

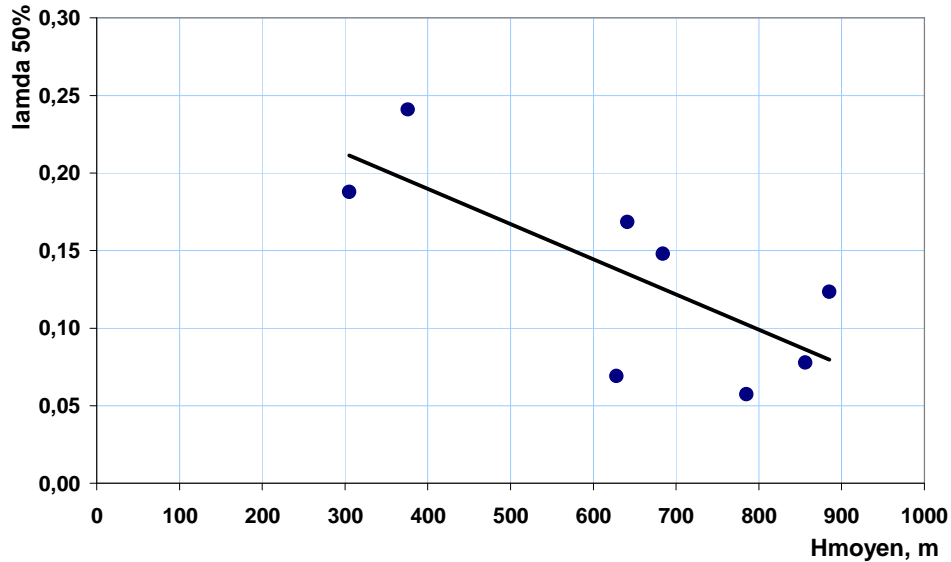
L'équation de régression est $\lambda_{20\%} = -0.0003 H_{moyen} + 0.4994$

Le coefficient r=0.55

Fréquence P=50%

Figure 9-Dépendance $\lambda_{50\%} = f(S)$ Le coefficient $r=0.002$

Fréquence P=50%

Figure 10-Dépendance $\lambda_{50\%} = f(H_{moyen})$ L'équation de régression est $\lambda_{50\%} = -0.0002H_{moyen} + 0.2805$ Le coefficient $r=0.74$

ANNEXE IX : valeur de coefficient de correction DELTA

Tableau 1 : valeur de delta $\delta_{2\%}$

Oued – station	Code	H_{moyen}	$\lambda_{2\%}$	$\lambda_{2\%} \text{ cal}$	$\delta_{2\%}$
1	2	3	4	5	6
Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	305	0,89	0,91	2,78
Sabath -Bordj sabath	14.03.02	856	0,86	0,87	0,92
Melah -Bouchagouf	14.05.01	641	0,89	0,89	0,43
Seybouse -Mirebek	14.06.01	684	0,89	0,88	0,84
Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	785	0,85	0,87	2,82
Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	885	0,87	0,87	0,52
Safsaf -Khemkhem	03.09.01	628	0,86	0,89	3,18
Hammam -Zit Emba	03.11.02	376	0,91	0,91	0,14
Moyenne $\delta_{2\%}$					1,45

Tableau 2 : valeur de delta $\delta_{5\%}$

Oued – station	Code	H_{moyen}	$\lambda_{5\%}$	$\lambda_{5\%} \text{ cal}$	$\delta_{5\%}$
1	2	3	4	5	6
Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	305	0,69	0,74	6,58
Sabath -Bordj sabath	14.03.02	856	0,59	0,62	5,23
Melah -Bouchagouf	14.05.01	641	0,67	0,67	0,66
Seybouse -Mirebek	14.06.01	684	0,65	0,66	1,02
Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	785	0,55	0,64	15,56
Cherf aval -Moulin Rechefort	14.02.02	885	0,69	0,61	10,90
Safsaf -Khemkhem	03.09.01	628	0,59	0,67	13,26
Hammam -Zit Emba	03.11.02	376	0,71	0,72	1,50
Moyenne $\delta_{5\%}$					6,84

ANNEXE X : valeur de ruissellement fréquentielle par les trois méthodes

Tableau 1 : valeur de ruissellement R_{Obs} , R_{α} et R_{λ}

Oued – station	Code	H_{moyen}	$R_{Obs2\%}$	$R_{\alpha2\%}$	$R_{\lambda2\%}$
1	2	3	4	5	6
Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	305	19	19,1	19,5
Sabath -Bordj sabath	14.03.02	856	38,8	33,0	39,1
Melah -Bouchagouf	14.05.01	641	15,8	15,0	15,8
Seybouse -Mirebek	14.06.01	684	12,6	11,8	12,5
Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	785	23,6	21,7	24,4
Cherf aval -Moulin Rechafort	14.02.02	885	1,41	1,7	1,4
Safsaf -Khemkhem	03.09.01	628	21,2	20,0	21,8
Hammam -Zit Emba	03.11.02	376	15,1	14,6	15,1

Tableau 2 : valeur de ruissellement R_{Obs} , R_{α} et R_{λ}

Oued – station	Code	H_{moyen}	$R_{Obs5\%}$	$R_{\alpha5\%}$	$R_{\lambda5\%}$
1	2	3	4	5	6
Ressoul -Ain el Berda	14.06.02	305	14,6	15,3	15,7
Sabath -Bordj sabath	14.03.02	856	26,4	23,5	27,9
Melah -Bouchagouf	14.05.01	641	11,9	11,6	11,8
Seybouse -Mirebek	14.06.01	684	9,2	9,2	9,3
Bouhamdane -Medjez Ammar	14.03.01	785	15,3	15,0	17,7
Cherf aval -Moulin Rechafort	14.02.02	885	0,9	1,2	1,0
Safsaf -Khemkhem	03.09.01	628	14,4	14,4	16,4
Hammam -Zit Emba	03.11.02	376	11,8	11,8	12,0

Liste des tableaux

- Tableau n°1** : Les données des valeurs de t_m et de t_c .
- Tableau n°2** : Les valeurs calculées de T_o
- Tableau n°3** : Répartition des paramètres morphométriques du bassin versant de la Seybouse
- Tableau n°4** : Altitudes caractéristiques des bassins versants de la Seybouse
- Tableau n°5** : Densité de drainage pour le bassin versant de la Seybouse
- Tableau n°6** : Température moyenne mensuelle (°C) à la station de Gulema (1990- 2003)
- Tableau n°7** : valeur de l'ETP des sous bassin de la Seybouse
- Tableau n°8** : Les sous-bassins de la Seybouse
- Tableau n°9** : Caractéristiques morpho métriques des sous-bassins
- Tableau n°10** : valeurs de $P_{amx,j}$, C_v et b
- Tableau n°11** : Débit mensuels et annuel enregistré à la station Moulin Rochefort code 14-02-02
- Tableau n°12**: Nombre d'observations et nombre de lacunes
- Tableau n°13** : Les valeurs des pluies journalières maximales moyenne
- Tableau n°14** : Les valeurs de coefficient de variation des pluies journalière maximales moyenne
- Tableau n°15**: Les valeurs de l'exposant climatique des pluies journalières maximales moyenne
- Tableau n°16** : Les données pluviographiques des sous bassin de la Seybouse.
- Tableau n°17**: Les valeurs des quantiles
- Tableau n°18**: les valeurs des caractéristiques statistiques
- Tableau n°19**: Estimation du coefficient d'asymétrie
- Tableau n°20**: Caractéristiques hydrométriques et morpho métriques des sous-bassins versants de la Seybouse adopté pour notre travail.
- Tableau n°21**: Valeurs des débits spécifiques maxima pour le sous bassin de l'oued Cherf à Moulin Rechefort (code 14 02 02)
- Tableau n°22**: valeur des débits spécifique maximale du bassin versant de la Seybouse
- Tableau n°23**: récapitulatif des paramètres de ruissellement
- Tableau n°24**: Valeurs des débits spécifiques maxima
- Tableau n°25** : récapitulatif des quantités du ruissellement $R_{p\%}$
- Tableau n°26** : valeur de pluie journalière maximale fréquentielle
- Tableau n°27** : Temps de concentration en estimé par différentes formules
- Tableau n°28** : valeur de la pluie pendant un temps de concentration
- Tableau n°29** : analyse de la dépendance du bassin de Moulin Rechefort Code 14.02.02 $P_0=10$
- Tableau n°30**: analyse de la dépendance du bassin de Moulin Rechefort Code 14.02.02, $P_0=0$
- Tableau n°31**: Valeurs des coefficients de corrélation pour différentes valeurs de P_0

Tableau n°32: Les valeurs de C et de a

Tableau n°33: Les valeurs de C_c et de C_a

Tableau n°34: Les valeurs de coefficient de conversion $\lambda_{p\%}$

Tableau n°35: Valeur de a et b

Tableau n°36 : Valeurs du coefficient de conversion, estimés par différentes méthodes

Tableau n°37 : valeur de ruissellement R_{Obs} , R_α et R_λ

Tableau n°38: valeurs du coefficient de correction de la méthode de lamda en fonction de la méthode de Bejaia 2000

Tableau n°39: valeurs du coefficient de correction de la méthode de Alpha en fonction de la méthode de Bejaia 2000

Liste des figures

Figure n°1- (in GIRARD et al.,1981)

Figure n°2- explicatif de l'équation, lame précipitée - lame ruisselée du "Soil conservation service"(in VEN TE CHOW, 1964)

Figure n°3- Courbe lame précipitée- lame ruisselée en fonction de C.N (in MOCKUS, 1969)

Figure n°4- relation entre le coefficient de ruissellement (KR), lame précipitée obtenue par déviation résiduelle sur le bassin versant de Kadiel. in JACCON et CAMUS (1967), no 33 annexe 2)

Figure n°5- Relation coefficient de ruissellement (KR)-lame précipitée observée par déviations résiduelles sur le bassin versant de TOUNKOUL (in GIRARD et LE GUILLOU (1966), no 40 de l'annexe 2)

Figure n°6-Le graphique la pluie net

Figure n°7 - Hydrogramme de ruissellement.

Figure n°8- Hydrogramme de la crue pour $t_c < T_o$.

Figure n°9 - Hydrogramme de la crue pour $t_c > T_o$.

Figure n°10 - La dépendance $t_m = f(T)$ de o. El Kantara- El Mkaceb

Figure n°11 - La dépendance $\ln\left(\frac{T_o}{S}\right) = f[\ln(S)]$

Figure n°12 - La dépendance $\ln\left(\frac{T_o}{H}\right) = f[\ln(H)]$.

Figure n°13 - Projet de carte du coefficient C_{T_o} .

Figure n°14- courbe hypsométrique des sous bassin de la Seybouse

Figure n°15 - Réseau hydrographique du bassin versant de la Seybouse

Figure n°16- carte géologique du bassin versant de la Seybouse

Figure n°17- Couvert végétale du basin de la Seybouse

Figure n°18 - Partie extrait de la carte d'évapotranspiration du Nord de l'Algérie éditée par l'A.R.N.H (1/500000)

- Figure n°19-** Carte de station hydrométrique de la Seybouse
- Figure n°20-** Carte des stations pluviométriques
- Figure n°21-** Carte de la pluie maximale moyenne journalière $P_{\max, j}$ du bassin versant de Seybouse
- Figure n°22-** Carte du coefficient de variation C_v des pluies maximales journalières du bassin versant de la Seybouse
- Figure n°23-** Carte du coefficient climatique b des pluies maximales journalières du bassin versant de la Seybouse
- Figure n°24-** Courbe empirique de l'oued Cherf aval à Moulin Rechefort (14.02.02)
- Figure n°25 -**Graphique de la dépendance $\ln\left(\frac{k}{S+1}\right) = f(\ln(S+1))$
- Figure n°26-** Carte de la durée de ruissellement T_o
- Figure n°27-** Carte d'iso lignes du $R_{1\%}$
- Figure n°28 -** La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour l'Oued Cherf aval (Code 14.02.02), $P_0=10$
- Figure n°29-** La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour l'Oued Cherf aval (Code 14.02.02), $P_0=0$
- Figure n°30-** dépendance de $C = f(s)$, $r = 0.72$
- Figure n°31-** dépendance $C = f(H_m)$, $r = 0,47$
- Figure n°32-** dépendance $C = f(S)$, $r = 0,73$
- Figure n°33-** Dépendance $C_c = f(S)$, $r=0.42$
- Figure n°34 -** Dépendance $C_c = f(H_m)$, $r=0.2$
- Figure n°35-** Dépendance $a = f(S)$, $r=0.19$
- Figure n°36 -** Dépendance $a = f(H_m)$, $r=0.49$
- Figure n°37-** dépendance $a = f(H_m)$, $r=0.50$
- Figure n°38 -** dépendance $C_a = f(S)$, $r=0.33$
- Figure n°39-** dépendance $C_a = f(H_m)$, $r=0.068$
- Figure n°40 - d** Carte d'isolignes du paramètre C_c
- Figure n°41-** Carte d'isolignes du paramètre $C_a * 10^3$
- Figure n°42-** Dépendance $\lambda_{0.1\%} = f(S)$
- Figure n°43-** Dépendance $\lambda_{0.1\%} = f(H_{moyen})$
- Figure n°44 -** Dépendance $a = f(U_{p\%})$
- Figure n°45-** Dépendance $a = f(U_{p\%})$
- Figure n°46 -** Dépendance $b = f(U_{p\%})$
- Figure n°47 -** Dépendance $R_{alpha,0.1\%} \cdot R_{lamda,0.1\%} = f(R_{obs,0.1\%})$

Annexes

Annexe I : valeurs des débits maximums

- Tableau 1 : Débit maximale mensuels et annuel enregistré à la station Moulin Rochefort code 14-02-02
- Tableau 2 : Débit maximale mensuels et annuel enregistré à la station Medjez Amar code 14 03 01
- Tableau 3 : Débit maximale mensuels et annuel enregistré à la station Bordj Sabath code 14 03 02
- Tableau 4 : Débit maximale mensuels et annuel enregistré à la station Bouchagouf code 14 05.01
- Tableau 5 : Débit maximale mensuels et annuel enregistré à la station Miribek code 14 06 01
- Tableau 6 : Débit maximale mensuels et annuel enregistré à la station Ain el Berda code 14 06 02
- Tableau 7 : Débit maximale mensuels et annuel enregistré à la station Khemkhem code 03 09 01
- Tableau 8 : Débit maximale mensuels et annuel enregistré à la station Zit Emba code 03 11 02

Annexe II : valeurs des débits maximums

- Figure 01: Valeurs des débits annules maximales année par année pour le bassin Moulin Rechefort code 14 02 02 (periode1971/94)
- Figure 02: Valeurs des débits annules maximale année par année pour le bassin Bouhamdane Code 14 03 01(periode1968/2003)
- Figure 03: Valeurs des débits annules maximales année par année pour le bassin bouchagouf code 14 05 01(periode1946/2002)
- Figure 04: Valeurs des débits annules maximales année par année pour le bassin Miribek code 14 06 01 (periode1968/1991)
- Figure 05: Valeurs des débits annules maximales année par année pour le bassin Ain Berda code 14 06 02 (periode1963/2003)
- Figure 06: Valeurs des débits annules maximales année par année pour le bassin Bordj Sabath code 14 03 02(periode1973/2005)
- Figure 07: Valeurs des débits annules maximales année par année pour le bassin limtrophe Khekhem code 03 09 01 (periode1973/2002)
- Figure 08: Valeurs des débits annules maximales année par année pour le bassin limtrophe Zit Emba code 03 11 02 (periode1969/1987)

Annexe III : courbes empirique des débits maximum

- Figure 1: courbe empirique de fréquence des débits maxima a Oued Cherf code 14 02 02
- Figure 2: courbe empirique de fréquence des débits maxima a Oued Bouhamdane code 14 03 01
- Figure 3: courbe empirique de fréquence des débits maxima a Oued Melah code 14 05 01
- Figure 4: courbe empirique de fréquence des débits maxima a Oued Seybouse code 14 06 01
- Figure 5: courbe empirique de fréquence des débits maxima a Oued Ressoul code 14 06 02
- Figure 6: courbe empirique de fréquence des débits maxima a Oued Sabath code 14 03 02
- Figure 7: courbe empirique de fréquence des débits maxima a Oued Saf Saf code 03 09 01
- Figure 8: courbe empirique de fréquence des débits maxima a Oued Hammam code 03 11 02

Annexe IV: valeurs des débits maximales fréquentielles

- Tableau 1: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Bouchagouf Code 14 05 01
- Tableau 2: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Miribek Code 14 06 01
- Tableau 3: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Ain el berda Code 14 06 02
- Tableau 4: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Bordj Sabath Code 14 03 02
- Tableau 5: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Khemkhem Code 03 09 01
- Tableau 6: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Zit Emba Code 03 11 02
- Tableau 7: valeurs des débits maxima pour les fréquences rares du sous bassin de Medjez Ammar Code 14 03 01

Annexe V: cartes du valeur de ruissellement fréquentielles

- Figure 1- Carte d'iso lignes du $R_{0.1\%}$
- Figure 2- Carte d'iso lignes du $R_{2\%}$
- Figure 3- Carte d'iso lignes du $R_{5\%}$

Figure 4 - Carte d'iso lignes du $R_{10\%}$

Figure 5- Carte d'iso lignes du $R_{20\%}$

Figure 6 - Carte d'iso lignes du $R_{50\%}$

Annexe VI : analyse de la dépendance $P_0 = 10$

Tableau 1 : analyse de la dépendance du bassin de Ain el Berda
Code 14.06.02

Tableau 2 : analyse de la dépendance du bassin de Bordj Sabath
Code 14.03.02

Tableau 3 : analyse de la dépendance du bassin de Bouchagouf
Code 14.05.01

Tableau 4 : analyse de la dépendance du bassin de Mirebek
Code 14.06.01

Tableau 5 : analyse de la dépendance du bassin de Medjez Ammar
Code 14.03.01

Tableau 6 : analyse de la dépendance du bassin de Khamkhem
Code 03.09.01

Tableau 7 : analyse de la dépendance du bassin de Zit Emba
Code 03.11.02

Figure 1- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour l'Oued Ressoul
Code 14.06.02

Figure 2- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour l'Oued Sabath
Code 14.03.02

Figure 3- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Melah
Code 14.05.01

Figure 4: La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Seybouse
Code 14.06.01

Figure 5: La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Bouhamdane
Code 14.03.01

Figure 6- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Safsaf
Code 03.09.01

Figure 7- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Hammam
Code 03.11.02

Annexe VII : analyse de la dépendance $P_0 = 0$

Tableau 1 : analyse de la dépendance du bassin de Ain el Berda
Code 14.06.02

Tableau 2 : analyse de la dépendance du bassin de Bordj Sabath
Code 14.03.02

Tableau 3 : analyse de la dépendance du bassin de Bouchagouf
Code 14.05.01

Tableau 4 : analyse de la dépendance du bassin de Mirebek
Code 14.06.01

Tableau 5 : analyse de la dépendance du bassin de Medjez Ammar
Code 14.03.01

Tableau 6 : analyse de la dépendance du bassin de Khamkhem
Code 03.09.01

Tableau 7 : analyse de la dépendance du bassin de Zit Emba
Code 03.11.02

Figure 1- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour l'Oued Ressoul
Code 14.06.02

Figure 2- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour l'Oued Sabath
Code 14.03.02

Figure 3- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Melah
Code 14.05.01

Figure 4: La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Seybouse
Code 14.06.01

Figure 5: La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Bouhamdane
Code 14.03.01

Figure 6- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Safsaf
Code 03.09.01

Figure 7- La dépendance $\ln C_{p\%} = f[\ln(u_{p\%})]$ pour oued Hammam
Code 03.11.02

Annexe VIII : analyse graphique de lamda

Figure 1 -Dépendance $\lambda_{2\%} = f(S)$

Figure 2-Dépendance $\lambda_{2\%} = f(H_{moyen})$,

Figure 3 -Dépendance $\lambda_{5\%} = f(S)$

Figure 4 -Dépendance $\lambda_{5\%} = f(H_{moyen})$

Figure 5 -Dépendance $\lambda_{10\%} = f(S)$

Figure 6 -Dépendance $\lambda_{10\%} = f(H_{moyen})$

Figure 7-Dépendance $\lambda_{20\%} = f(S)$

Figure 8 -Dépendance $\lambda_{20\%} = f(H_{moyen})$

Figure 9 - Dépendance $\lambda_{50\%} = f(S)$

Figure 10 -Dépendance $\lambda_{50\%} = f(H_{moyen})$

Annexe IX : valeur de coefficient de correction DELTA

Tableau 1 : valeur de delta $\delta_{2\%}$

Tableau 2 : valeur de delta $\delta_{5\%}$

Annexe X: valeur de ruissellement fréquentielle par les trois méthodes

Tableau 1: valeur de ruissellement R_{Obs} , R_{α} et R_{λ}

Tableau 2 : valeur de ruissellement R_{Obs} , R_{α} et R_{λ}

Références bibliographiques

ALBERGEL J., TOUIRI H. (1982). Un nouvel outil pour estimer le ruissellement sur un petit bassin,r,y versant : le mini-simulateur de pluies. Expérimentation sur le bassin versant de Binnde.

ALBERGEL JXASENAVE A.(1984). Une nouvelle technique d'estimation des crues décennales des petits bassins versants : les études sous pluies simulées. Douzième réunion du Conseil des Ministres, compte-rendu des Journées Techniques, C.I.E.H., tome 2, 515-525 bis

ANNUAIRES HYDROLOGIQUES d'Algérie. Agence Nationale des Ressources Hydrauliques. Alger.

Ambroise, B., 1998. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1-Processus et facteurs. Rev. Sci. l'Eau, 4: 471-495.

Ambroise, B., Beven, K. and Freer, J., 1996. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts:topographic indices of hydrological similarity. Water Resour. Res., 32(7): 2135-2145.

Auzet, A.V., 1987. L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects agronomiques, Min. Env., Min. Agri., CEREG-URA 95 CNRS.

Auzet, A.-V., Poesen, J. and Valentin, C., 2002. Soil patterns as a key controlling factor of soil erosion by water. Catena, 46(2-3): 85-87.

BEFANI A.N.- Les questions de l'hydrologie régionale. L'écoulement pluvial(les crues pluviales). Kiev, 1989.

Bénédicte Augéard, 2006.Mecanisme de genèse de ruissellement sur sol agricole drainé sensible a la battance , etude experementales et modélisation.

Betson, R.P., 1964. What is watershed runoff ? J. Geophys. Res., 69(8): 1541-1552.

Blöschl, G., 2001. Scaling in hydrology. Hydrol. Process., 15: 709-711.

Bonell, M., 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. J. Hydrol.,150(2-4): 217-275.

Cappus, P., 1960. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. La Houille Blanche, A: 493-520.

CASENAVE A., GUIGUEN N., SIMON J.M. (1982). Etude des crues décennales des petits bassins forestiers en Afrique tropicale. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., 19, 229-252.

Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Govers, G., Lecomte, V., van Oost, K., Couturier, A., King, C. and Dubreuil, N., 2004. Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. J. Hydrol., 299(1-2): 4-14.

Cerdan, O., Souchere, V., Lecomte, V., Couturier, A. and Le Bissonnais, Y., 2001. Incorporating soil surface crusting processes in an expert-based runoff model: Sealing and Transfer by Runoff and Erosion related to Agricultural Management. Catena, 46(2-3): 189-205.

CHEVALLIER P., CLAUDE J., POUYAUD B., BERNARD A. (1985). Pluies et crues au Sahel. Hydrologie c-3 la Mare d'Oursi (Burkina Faso) (1976-1981). Travaux et docum. ORSTOM, Paris, no 190, 251 pp. + cartes

Cros-Cayot, S., 1996. Distribution spatiale des transferts de surface à l'échelle du versant. Contexte armoricain, Thèse de doctorat de l'ENSAR, 218 p.

Darboux, F., 1999. Modélisations numérique et expérimentale du ruissellement, effet de la rugosité sur les distances de transfert, Thèse de Géosciences Rennes, 170 pp.

Dunne, T. and Black, R.D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England Watershed. Water Resour. Res., 7: 1160-1172.

DUNNE T., MOORE T.R., TAYLOR C.H. (1975). Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. Hydrol. Sci. Bull., 20, 305-325.

Enright, P. and Madramootoo, C.A., 1994. Hydrologic response of surface and subsurface drained agricultural fields. Canadian Agricultural Engineering, 36(1): 15-24.

ENGMAN E.T. ROGOWSKI A.S. (1974). A partial area model for storm flow synthesis. Wat. Resour. Res., 10, 464-472.

FOROUD N., BROUGHTON R. 5. (1981). Water loss equations and coefficients to estimate runoff from rainfall. Wat. Resour. Bull., 17, 387-393.

GIRARD G. (1975). Les modèles hydrologiques pour l'évaluation de la lame écoulée en zone sahélienne et leurs contraintes. Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol., 12, 189-221.

GOPTCHENKO E.D., GOUCLIA A.V.- Hydrologie fondée sur l'amélioration. Guidrométéoizdat, Leningrad, 1989.

Govers, G., Takken, I. and Helming, K., 2000. Soil roughness and overland flow. Agron., 20: 131-146.

Green, W.H. and Ampt, G.A., 1911. Studies on soil physics: 1. J. Agr. Sci., 4: 1-24.

GUEROCHKOV I.F.-Les calculs hydrologiques. Guidrométéoizdat, Leningrad, 1979.

Hammani, A., 2002. Modélisation couplée du drainage souterrain et du drainage de surface : application à la conception du drainage agricole dans le périmètre irrigué du Gharb (Maroc), Thèse de l'Engref, Paris et de l'IAV Hassan II, Maroc, 245 pp.

Haverkamp, R., Ross, P.J., Smettem, K.R.J. and Parlange, J.Y., 1994. 3-Dimensional Analysis of Infiltration from the Disc Infiltrometer. 2. Physically-Based Infiltration Equation. Water Resour. Res., 30 (11): 2931-2935. 202

Hillel, D., 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press, New-York, 413 pp.

Hoover, J.R. and Jarrett, A.R., 1989. Field evaluation of shallow subsurface drains to vent soil air improve infiltration and reduce runoff. Trans. ASAE, 32(4): 1358-1364.

Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Am. Geophys. Union, 14: 446-460.

Huang, C., Gascuel-Oudou, C. and Cros-Cayot, S., 2001. Hillslope topographic and hydrologic effects on overland flow and erosion. Catena, 46: 177-188.

Joel, A., Messing, I., Seguel, O. and Casanova, M., 2002. Measurement of surface water runoff from plots of two different sizes. Hydrol. Process., 16: 1467-1478.

Jordan, J.P., 1994. Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss catchment. J. Hydrol., 153: 357-382.

Kamphorst, E.C., Jetten, V., Guérif, J., Pitkänen, J., Iversen, B.V., Douglas, J.T. and Paz, A., 2000. Predicting depression storage from soil surface roughness. *Soil Sc. Soc. Am. J.*, 64(5): 1749-1758.

Kao, C., Nedelec, Y. and Zimmer, D., 1998. Surface runoff mechanisms and modeling in subsurface drained fields. In L.C.Brown (Ed), 7th International

KLIBACHOV K.P., GUEROCHKOV I.F.- Les calculs hydrologiques. Guidrométéoizdat, Leningrad, 1970.

Drainage Symp. "Drainage in the 21st century : food production and the environment." ASAE, Orlando, Florida USA. Proc. :, pp. 258- 266.

LADJEL Mahmoud- A propos de la justification génétique de la formule du débit maximum des crues pluviales dans la région du Maghreb. Colloque International sur la Protection et la Préservation des Ressources en Eau .C.I.P.P.R.E 20

LADJEL M. Etude des crues pluviales. Comhyd 95,16 et 17 mai 1995, Sidi Fredj.

LADJEL M. - Crues pluviales- Débit maximum laminé. 9-ème Conférence Régionale Afro- Asiatique des irrigations et du drainage, 5 et 6 juin 1995, Alger.

LADJEL M. - Méthode de calcul des débits maximum des crues pluviales en zone urbaine. Premières Journées Technologiques, 17 et 18 novembre 1998, Ouergla.

LADJEL M. - Formule de calcul des débits maximums des crues pluviales « BEJAIA'2000 », Journées portes ouvertes sur la spécialité d'hydraulique, le 24, 25 et 26 avril 2000, Université Abderrahmane Mira, Béjaïa

LAFFORGUEA. (1977).Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Cah. ORSTOM., Sér. Hydrol., 14, 299 - 344.

Lowery, B., Kling, G.F. and Vomocil, J.A., 1982. Overland flow from sloping land : effects of perched water tables and subsurface drains. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46: 93-99.

Mérot, P., 1988. Les zones de sources à surface variable et la question de leur localisation. *Hydrol. Cont.*, 3: 105-115.206

MICHEL C. (1983). Que peut on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ?

MOCKUS V. (1969). Estimation of direct runoff from storm rainfall. Soil Cons. Serv., U.S.D.A.,

Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., 1995. Hydrologic processes in a low-gradient source area. Water Resour. Res., 31(1): 1-10.

NAEF F. (1981) Can we model the rainfall-runoff relation today ? Hydrol. Sci. Bull. 26, 281-289.

Nédélec, Y., Kao, C. and Chaumont, C., 2004. Réduction des transferts de crues dans les bassins versants agricoles fortement drainés : état des connaissances et des recherches. Ingénieries - EAT, 37: 3-21.

Oberlin, G., 1991. Influence du drainage et de l'assainissement rural sur l'hydrologie. Cemagref - Informations techniques, 285(45-55).

Ogden, F.L. and Watts, B.A., 2000. Saturated area formation on nonconvergent hillslope topography with shallow soils: A numerical investigation. Water Resour. Res., 36(7): 1795-1804.

Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. Soil Sci., 84: 345-357.

Planchon, O. and Darboux, F., 2002. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. Catena, 46(2-3): 159-176.

.Refes, M., 1997. Le ruissellement à l'échelle de la parcelle agricole : influence de l'état de surface et de l'état hydrique. Parcelles drainées et non drainées, site expérimental de La Jaillière., DEA HHGG, Univ. Paris VI, ENSMP, ENGREF.

Robinson, M. and Rycroft, D.W., 1999. The impact of drainage on streamflow. In: J. van Shilfgaarde (Editor), Agricultural drainage. Madison, Wisconsin, USA.

ROJDESTVENSKY A.V., TCHEBATARIOV A.I. – Les méthodes statistiques en hydrologie. Guidrométéoizdat, Leningrad, 1974.

Shirmohammadi, A. and Skaggs, R.W., 1984. Effect of soil surface conditions on infiltration for shallow water table soils. Trans. ASAE: 1780-1787.

Simunek, J., Sejna, M. and Van Genuchten, M.T., 1999. Hydrus-2D software packaging for simulating two dimensional movement of water, heat and multiple solutes in variably saturated media, version 2.0., IGWMC-TPS 70 International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, CO.

Skaggs, R.W., Brevé, M.A. and Gilliam, J.W., 1994. Hydrology and water quality impacts of agricultural drainage. *Critical Reviews Environ. Sci. Technol.*, 24(1): 1-32.

Skaggs, R.W. and Tang, Y.K., 1976. Saturated and unsaturated flow to parallel drains. *J Irr. Drain. Div.*: 221-238.

Smith, R.E. and Hebbert, R.H., 1983. Mathematical simulation of interdependent surface and subsurface hydrologic processes. *Water Resour. Res.*, 19(4): 987-1001.

SOKOLOVSKY D.L -L'écoulement fluvial. Gydrométéoizdat, Leningrad, 1968.

VEN TE CHOW(1964). Handbook of applied hydrology, a compendium of water resources technology. Mc.GRAW HILL éd., New York, 1530 pp..

Van de Giesen, N.C., Stomph, T.J. and de Ridder, N., 2000. Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall-runoff dynamics in a West African catena landscape. *Hydrol. Process.*, 14: 165-175. 211

Youngs, E.G., 1999. Non-steady flow to drains. In: J. van Shilgaarde (Editor), *Agricultural drainage*. Madison, Wisconsin, USA.