

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLICQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة

التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة أبو بكر بلقايد - تلمسان

Université Aboubakr Belkaïd- Tlemcen –

Faculté de TECHNOLOGIE

Département d'HYDRAULIQUE



MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du **diplôme de Master**

En : **HYDRAULIQUE**

Option : **HYDRAULIQUE URBAINE**

Par :

TAHIR Chahrazed

**Analyse des débits de crue et d'étiage
du bassin versant d'Oued Khemis (NW Algérien).**

Soutenu en Juin 2022, devant le jury composé de :

Mme. **BABA HAMED Kamila**
M. **BOUANANI Abderrazak**
M. **GHENIM Abderrahmane**
Mme. **BENSAOULA Fouzia**

Professeur
Professeur
Professeur
Professeur

Univ. Tlemcen
Univ. Tlemcen
Univ. Tlemcen
Univ. Tlemcen

Encadrante
Co-encadrant
Président
Examinatrice

2021-2022

Résumé

Le dimensionnement des ouvrages hydrauliques et leur exploitation sont toujours liés aux débits extrêmes (crue-étiage). Ces extrêmes hydrologiques sont des événements hydroclimatiques, calqués sur les contrastes de saison, de longueur relative, tant en Algérie qu'ailleurs. En d'autres termes, ce sont des variations périodiques du régime hydrologique dans le temps. Les fluctuations de ces débits extrêmes peuvent être marquées par une hausse ou une baisse, voire une stabilité, selon l'évolution temporelle des séries.

Le bassin versant d'Oued Khemis se situe dans l'extrême Nord-ouest algérien, affluent de la Tafna et jouit d'un climat semi-aride. Ce bassin s'étend sur une superficie de 350 km², reçoit des précipitations annuelles moyennes de 411.6 mm sur une période de 49 années (1972/1973-2020/2021). Le débit est de 0,63 m³/s, sur la période de (1972/1973 – 2010/2011).

L'étude des débits extrêmes dans les bassins non jaugés présente un grand défi. Pour l'estimation des débits maximums en appliquant les formules empiriques classiques les plus utilisées en Algérie qui sont : Taibi-ANRH, Sokolovsky, Giandotti, Turazza, et Mallet-Gauthier ainsi que la méthode du Gradex. Les erreurs qu'engendre l'utilisation de ces formules peuvent entraîner soit une mauvaise utilisation des ouvrages hydrauliques, soit des frais inutiles. Les résultats obtenus pour notre bassin montrent que la méthode du Gradex est la plus fiable pour les différentes périodes de retour.

Egalement pour les débits minimums, nous avons utilisé la méthode des débits classés, suivie par l'estimation des débits d'étiage caractéristiques. Ensuite, le volume emmagasiné, pour les différentes périodes de retour, peut être obtenu en calculant le coefficient de tarissement à l'aide des hydrogrammes de crues.

Mots clés: Oued Khemis, Tafna, Algérie, bassins non-jaugés, débit maximum, Formules empiriques, Gradex.

Abstract

The dimensioning of hydraulic structures and their exploitation are always linked to the extreme flows (flood – low water). These hydrological extremes are hydroclimatic events, modelled on the contrasts of season, of relative length, in both Algeria and elsewhere. In other words, these are periodic variations in the hydrological regime over time. Fluctuations in these extreme flows may be marked by an increase or decrease, or even stability, depending on the time evolution of the series.

The wadi Khemis watershed is located in the extreme north-west of Algeria, a tributary of the Tafna and has a semi-arid climate. This basin covers an area of 350 km², receives an average annual rainfall of 411.6 mm over a period of 49 years (1972/1973- 2020/2021). The flow rate is 0.63 m³/s over the period (1972/1973 – 2010/2011).

Studying extreme flows in ungraded basins is a major challenge. For the estimation of maximum flows by applying the classical empirical formulas most used in Algeria which are: Taibi-ANRH, Sokolovsky, Giandotti, Turazza, and Mallet-Gauthier as well as the Gradex method. The errors caused by the use of these formulas can lead to either the misuse of hydraulic structures or unnecessary costs. The results obtained for our basin show that the Gradex method is the most reliable for the different return periods.

Also for the minimum flows, we used the graded flow method, followed by the estimation of the characteristic drawing flows. Then, the stored volume for the different return periods can be obtained by calculating the dry-off coefficient using flood hydrographs.

Keywords: Oued Khemis, Tafna, Algeria, ungraded basins, maximum flow, Empirical formulas, Gradex.

الملخص

يرتبط تحجيم الهياكل الهيدروليكية و تشغيلها دائمًا بمعدلات التدفق القصوى (المياه المنخفضة - الفيضانات). هذه الظواهر الهيدرولوجية المتطرفة هي أحداث مائية مناخية، على غرار التباينات الموسمية، ذات الطول النسبي، في كل من الجزائر وأماكن أخرى. بعبارة أخرى، إنها اختلافات دورية في النظام الهيدرولوجي بمرور الوقت. يمكن تمييز تقلبات هذه التدفقات المتطرفة بالزيادة أو النقصان، أو حتى الاستقرار، وفقًا للتطور الزمني للسلسلة.

يقع مستجم المياه واد خميس في أقصى شمال غرب الجزائر، وهو أحد روافد نهر تافنة ويتمتع بمناخ شبه جاف. يغطي هذا الحوض مساحة 350 كيلومترًا مربعًا، ويتلقى متوسط هطول الأمطار السنوي 411.6 ملم على مدى 49 عامًا (1972 / 1973-2021/2020). معدل التدفق 0.6 متر مكعب/ ثانية خلال الفترة (1973/1972- 2011/2010).

تمثل دراسة التدفقات القصوى في الأحواض غير المضغوطة تحديًا كبيرًا. لتقدير هذا الأخير قمنا بتطبيق الصيغ التجريبية لكلاسيكية الأكثر استخدامًا في الجزائر وهي: Taibi-ANRH و Sokolovsky و Giandotti و Turazza و Mallet- Gauthier بالإضافة إلى طريقة Gradex. يمكن أن تؤدي الأخطاء الناتجة عن استخدام هذه الصيغ إما إلى إساءة استخدام الهياكل الهيدروليكية أو إلى تكاليف غير ضرورية. تظهر النتائج التي تم الحصول عليها لحوضنا أن طريقة Gradex هي الأكثر موثوقية لفترات العودة المختلفة.

أيضًا بالنسبة إلى التدفقات الدنيا، استخدمنا طريقة التدفقات المتدرجة، متبوعة بتقدير التدفقات المنخفضة المميزة، بعد ذلك، يمكن الحصول على الحجم المخزن، لفترات العودة المختلفة، عن طريق حساب معامل الجفاف باستخدام هيدروغرافيات الفيضانات.

الكلمات المفتاحية: وادي خميس، تافنة، Gradex، الأحواض غير المضغوطة، الصيغ التجريبية، التدفق الأقصى، الجزائر.

REMERCIEMENTS

Au terme de cette étude, je tiens à remercier le Dieu tout puissant qui m'a donné la force et le courage d'aller jusqu'au bout de ce modeste travail.

Je présente également à cette occasion mes chaleureux remerciements à mon encadrante Professeur **BABA-HAMED Kamila**, pour sa patience, et surtout pour sa confiance, ses remarques et ses conseils, sa disponibilité et sa bienveillance. Qu'elle trouve ici le témoignage de ma profonde gratitude.

Mes vives gratitude vont aussi au Professeur **BOUANANI Abderrazak**, d'avoir accepté de co-diriger ce travail et de m'avoir efficacement guidé par ses conseils et sa patience.

Au président du jury Monsieur **GHENIM Abderrahmane**, de m'avoir fait l'honneur d'accepter avec une très grande gentillesse de siéger à mon Jury comme président de jury.

A Madame **BENSAOULA Fouzia**, pour l'honneur d'avoir accepté d'examiner mon travail. Je vous témoigne mon profond respect.

Je remercie enfin tous les enseignants du département d'hydraulique, pour leurs enseignements de qualité et leurs conseils qui nous ont permis de poursuivre notre itinéraire académique jusqu'à présent.

Dédicaces

Je dédie le fruit de mes 18 ans d'études :

A ma très chère mère,

Aucune dédicace ne pourrait exprimer la profondeur des sentiments que j'éprouve pour toi, tes sacrifices innombrables et ton dévouement firent pour moi un encouragement. Puisse Dieu, tout puissant te combler de santé, de bonheur et te procurer une longue vie.

A mon très cher père,

Tu as toujours été mon école de patience, de confiance et surtout d'espoir et d'amour. J'implore Dieu, tout puissant, de t'accorder une bonne santé, une longue vie et beaucoup de bonheur.

A ma sœur Houria et mon frère Abdelwaheb,

Je vous dédie ce travail en témoignage de ma profonde affection et de mon attachement indéfectible.

A mon mari Ismail,

Tu m'as toujours encouragé, incité à faire de mon mieux, ton soutien m'a permis de réaliser le rêve tant attendu. Je prie Dieu le tout puissant de préserver notre attachement mutuel, et d'exaucer tous nos rêves.

A la mémoire de mes grands-parents paternels.

A mes grands-parents maternels.

A toute ma famille et ma belle-famille.

Je tiens énormément à remercier ma très chère sœur Sabeur Kawther qui était toujours à mes côtés lors des moments durs.

A mes copines Siham, Hanane et Amina.

Dédicaces

A Abdelmoumene Hanane,

Veillez trouver dans ce travail le témoignage de ma gratitude et mes vifs remerciements pour votre aide.

A toute la promotion : Master 2 Hydraulique urbaine (2021 – 2022).

Chahrazed TAHIR

Liste des abréviations

A.N.R.H : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.
A : Aire.
b : Exposant climatique.
C : Coefficient de ruissellement.
Cv: Coefficient de variation.
Ct : Coefficient de torrencialité.
Dd : Densité de drainage.
ddl : Degré de liberté.
ETP : Evapotranspiration Potentielle.
g : Gradex des pluies journalières à la station pluviométrique.
gbv: Gradex de la pluie journalières sur le bassin versant (mm/j).
I : Indice d'aridité annuel de De Martonne.
Ip : Indice de pente.
Ig : Indice de pente global
It : Intensité de la pluie.
Le : Lamme d'eau écoulée.
l : Largeur.
L : Longueur.
Lp : Longueur du cours d'eau principal.
Kc : Coefficient de compacité
P : Périmètre.
P : Précipitations.
Pjmax: Précipitations maximales journalières.
Pj10 : Pluie journalière décennale.
Pct : pluie de courte durée.
Q : Débit en m³/s.
Qmax% : Débit maximum pour une fréquence donnée.
R : Ruissellement (mm).
RU : Réserve Facilement Utilisable.
T : Température.
Tc : Temps de concentration.
Td : Temps de la décrue.
Tm : Temps de montée de l'hydrogramme de crue.
V : Volume de la réserve hydrogéologique.
 χ^2 : Test de Khi deux.
 Σ : Somme.
U : Variable réduite de Gauss.
 δ : Ecart type.
 σ^2 : Variance.
 α : Coefficient de ruissellement.

Table des matières

RESUME	
REMERCIEMENTS	
Dédicaces	
Liste des abréviations	
Liste des tableaux	
Liste des figures	
Introduction générale	01

Chapitre I : Etat de l'art sur l'étude des évènements en hydrologie

I.1. Introduction	02
I.2. Définition d'une crue	02
I.3. Processus de formation d'une crue	02
I.3.1. Influence des facteurs naturels	03
I.3.1.1. Surface et forme du bassin versant	03
I.3.1.2. Configuration du lit du cours d'eau	03
I.3.1.3. Densité des cours d'eaux et perméabilité du bassin versant	04
I.3.1.4. Facteurs biogéographiques	04
I.3.2. Influence des facteurs anthropiques	04
I.4. Types de crues	04
I.4.1. Crues fluviales	04
I.4.2. Crues torrentielles	05
I.5. Différentes méthodes d'évaluation de crues	05
I.5.1. Méthodes historiques	05
I.5.2. Méthodes empiriques	05
I.5.3. Formules Empiriques d'estimation de débit de pointe	05
I.5.3.1. Formules basées sur la période de retour	05
I.5.3.1.1. Formule de Maillet-Gauthier	05
I.5.3.1.2. Formule de Fuller (1914)	06
I.5.3.1.3. Formule de Mac-Math	06
I.5.3.2. Formules faisant intervenir les précipitations	07
I.5.3.2.1 Formule de Turraza	07
I.5.3.2.2 Formule de Possenti	07
I.5.4. Formules empiriques d'estimation du débit de pointe utilisée en Algérie	07
I.5.4.1. Formule de Sokolovsky	07
I.5.4.2. Formule de Giandotti	08
I.5.4.3. Méthode fréquentielle TAIBI-ANRH	08
I.5.4.4. Méthode du GRADEX	09
a. Les étapes de la méthode	10
b. Limites de la méthode	11
I.5.4.5. Hydrogramme de crue	11
I.6. Généralités sur les étiages	12
I.6.1. Définition d'étiage	12

I.6.2. Un amalgame entre étiage et basses eaux	13
I.6.3. Déroulement général des étiages	13
I.6.3.1. Processus naturel	14
I.6.3.2. Facteurs anthropiques	14
I.6.4. Le risque associé à l'étiage	15
I.7. Méthodologie de caractérisation des étiages	15
I.7.1. Analyse des hydrogrammes	15
I.7.2. Débits spécifiques	15
I.7.3. Débits classés	16
a. Estimation des débits d'étiage caractéristiques	16
I.7.4. Calcul du coefficient de tarissement	17
a. La méthode graphique	17
b. Méthode « automatique » de calcul	17
I.7.5. Estimation de la capacité d'emmagasinement du bassin versant	17
I.8. Conclusion	18

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

II.1. Introduction	19
II.2. Situation géographique	19
II.3. Etude des caractéristiques morphométriques	20
II.3.1. Caractéristiques géométriques	21
II.3.1.1. Superficie	21
II.3.1.2. Périmètre	21
II.3.2. Caractéristiques de forme	21
II.3.2.1. Indice de compacité de Gravelius (K_c)	21
II.3.2.2. Rectangle équivalent	22
II.4. Etude de relief	23
II.4.1. Courbe hypsométrique	23
II.4.2. Altitudes caractéristiques	24
II.4.3. Indices de pente	25
II.5. Réseau hydrographique	26
II.5.1. Classification topologique : ordre des cours d'eau	28
II.5.2. Densité hydrographique	28
II.5.3. Densité de drainage	28
II.5.4. Rapport de confluence R_c	29
II.5.5. Rapport des longueurs (RL)	29
II.5.6. Coefficient de torrentialité	30
II.5.7. Temps de concentration des eaux (T_c)	30
II.5.8. Profil longitudinal de l'Oued Khemis	31
II. 6. Géologie du bassin versant de l'oued Khemis	31
II.6.1. Cadre géologique	31
II.6.2 Série litho-stratigraphique	33
II.6.2.1. Primaire	33

a. Silurien	33
b. Dévonien	33
c. Phase éruptive	33
II.6.2.2 Secondaire	34
a. Trias	34
b. Jurassique	34
b.1. Jurassique inférieur et moyen	34
b.2. Jurassique supérieur	34
b.2.1. Argiles de Saïda	34
b.2.2. Grès de Boumediene	34
b.2.3. Calcaire de Zarifat	34
b.2.4. Dolomies de Tlemcen	34
b.2.5. Calcaires de Stah	35
b.2.6. Marno-calcaires de Raourai	35
b.2.7. Calcaire de lato et dolomies de Terni	35
b.2.8. Marno-calcaire de Hariga	35
II.6.2.3 Plio-Quaternaire	35
II.6.3. Analyse structurale	36
II.6.3.1. Principales phases tectoniques	36
II.6.3.2 Unités structurales	37
II.7 Conclusion	38

Chapitre III : Etude hydroclimatique

III.1. Introduction	39
III.2. Etude des paramètres climatiques	39
III.2.1. Etude des précipitations	39
III.2.1.1. Précipitations annuelles	39
III.2.1.2. Précipitations mensuelles	41
III.2.1.3. Précipitations saisonnières	41
III.2.1.4. Précipitations journalières	42
III.2.1.5. Etude statistique des précipitations annuelles à la station de Khemis	43
a. Ajustement à la loi normale	45
b. Ajustement à la loi log normale	46
c. Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée	48
d. Ajustement des pluies maximales journalières	48
III.2.1.6. Pluies de courte durée et l'intensité de pluie	49
III.2.2. Etude des températures	52
III.2.2.1. Températures moyennes annuelles	52
III.2.2.2. Températures moyennes mensuelles	53
III.2.2.3. Températures moyennes saisonnières	54
III.2.3. Etude de climat	54
a. Diagramme pluviothermique	55
b. Indices climatiques	55

b.1. Indice d'aridité De Martonne	55
b.2. Tndice de Moral	57
III.3. Evapotranspiration potentielle (ETP)	58
III.4. Calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite	60
III.5. Détermination de la lame d'eau ruisselée	61
III.6. Etude des débits	62
III.6.1. Débits moyens annuels	62
III.6.2. Débits moyens mensuels	63
III.6.3. Débits moyens saisonniers	64
III.6.4. Débits moyens journaliers	64
III.6.5. Coefficient mensuel du débit	65
III.6.6. Débit spécifique QS	66
III.6.7. Coefficient d'écoulement	66
III.7. Etude des lames d'eau écoulées	68
III.7.1. Lame d'eau moyenne annuelle	68
III.7.2. Lame d'eau moyenne mensuelle	69
III.7.3. Lame d'eau moyenne saisonnière	70
III.7.4. Lame d'eau moyenne journalière	71
III.7.5. Etude statistique des lames d'eau écoulées	71
a. Ajustement des lames d'eau écoulées annuelles à la loi Log normale	73
b. Calcul des lames d'eau pour une période de récurrence donnée	74
III.8. Conclusion	75

Chapitre IV : Estimation des débits extrêmes

IV.1. Introduction	76
IV.2. Etude statistique des débits extrêmes	76
IV.2.1. Ajustement des débits maximums	76
IV.2.2. Ajustement des débits minimums	77
IV.3. La courbe des débits classés (CDC)	78
a. Estimation des débits caractéristiques	78
IV.4. Application de la méthode du Gradex	79
IV.5. Méthode des formules empiriques	82
IV.5.1. Formule de Mallet-Gauthier	82
IV.5.2. Formule de Turraza	82
IV.5.3. Formule de Sokolovsky	83
IV.5.4. Formule de Giandotti	83
IV.5.5. Formule de Taibi-ANRH	83
IV.6. Calcul de l'erreur relative	85
IV.7. Construction des hydrogrammes de crues	86
IV.7.1. Pluie journalière décennale	86
IV.7.2. Détermination du gradex des pluies journalières	86
IV.7.3. Coefficient de correction des quantiles de crue estimé	87
IV.8. Paramètres pluviométriques dérivés	88

IV.9. Caractéristiques des crues	88
IV.10. Etude du tarissement	91
IV.10.1. Calcul du coefficient de tarissement	91
IV.10.2. Volume de la réserve hydrogéologique	91
IV.11. Conclusion	92
Conclusion générale	94
Références bibliographiques	96

Liste des tableaux

Chapitre I : l'état de l'art sur l'étude des évènements en hydrologie

Tableau I.1 : Valeur de γ en fonction de bassin versant.	08
-----------------------------------------------------------------	----

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

Tableau II.1 : Classes de formes de cuvette suivant les valeurs de l'indice de Gravelius (Karimou Barké et Al., 2017).	22
Tableau II.2 : Répartition hypsométrique du bassin d'oued Khemis.	23
Tableau II.3 : Altitude moyenne par rapport à une classe d'altitude donnée.	25
Tableau II.4 : Classification du relief selon la dénivelée spécifique (O.R.S.T.O.M)	26
Tableau II.5 : Classification des cours d'eau suivant les ordres et rapports caractéristiques (Bourbaba, 2015).	28
Tableau II.6 : Les principaux paramètres physiques du bassin versant de l'oued Khemis.	38

Chapitre III : Etude hydroclimatique

Tableau III.1 : Caractéristiques de la station pluviométrique.	39
Tableau III.2 : Précipitations moyennes annuelles à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021).	40
Tableau III.3 : Précipitations moyennes mensuelles à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021).	41
Tableau III.4 : Valeurs moyennes saisonniers des précipitations à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021)	42
Tableau III.5 : Précipitations moyennes annuelles classées par ordre croissant à la station Khemis (1972/1973-2020/2021)	44
Tableau III.6 : Paramètres de position et de dispersion des précipitations à la station Khemis (1972/1973-2020/2021)	44
Tableau III.7 : Calcul du χ^2 pour la station de Khemis pour une loi normale	46
Tableau III.8 : Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Khemis (Loi Log normale).	46
Tableau III.9 : Calcul du χ^2 pour la station de Khemis pour une loi log normale	47
Tableau III.10 : Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.	48
Tableau III.11 : Paramètres de position et de dispersion des précipitations Maximales journalières de la station de Khemis (Loi Gumbel)	48
Tableau III.12 : Résultats d'ajustement des P_{jmax} de Khemis à la loi de Gumbel (1972/1973-2020/2021)	49
Tableau III.13 : Pluies de courte durée pour différentes fréquences du bassin versant d'oued Khemis (1972/1973-2020/2021).	50
Tableau III.14 : Intensité de pluie pour différentes fréquences du bassin versant d'oued Khemis (1972/1973-2020/2021).	51
Tableau III.15 : Températures moyennes annuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).	52
Tableau III.16 : Températures moyennes mensuelles à la station de Khemis	

Liste des tableaux

(1979/1980-2020/2021)	53
Tableau III.17 : Températures moyennes saisonnières à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021)	54
Tableau III.18 : Valeurs des précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).	55
Tableau III.19 : Indice d'aridité annuel de De Martonne à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021)	56
Tableau III.20 : Valeurs des indices d'aridité mensuels de De Martonne à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).	57
Tableau III.21 : Valeurs mensuelles de l'indice de Moral à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).	57
Tableau III.22 : Valeurs de l'ETP par la méthode de Turc et la méthode de Thornthwaite (1979-1980/2020-2021).	59
Tableau III.23 : Eléments du bilan hydrologique calculés pour la station de Khemis (1979/1980-2020/2021)	60
Tableau III.24 : Tableau récapitulatif des résultats	61
Tableau III.25 : Tableau récapitulatif des résultats.	61
Tableau III.26 : Débits annuels à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)	62
Tableau III.27 : Valeurs mensuelles des débits à la station Khemis (1972/1973-2010/2011)	63
Tableau III.28 : Valeurs des débits moyens saisonniers à la station Khemis (1972/1973-2010/2011).	64
Tableau III.29 : Coefficient mensuel des débits pour l'oued de Khemis (1972/1973-2010/2011).	65
Tableau III.30 : Coefficient d'écoulement pour l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011)	67
Tableau III.31 : Lames d'eau écoulées annuelles à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)	68
Tableau III.32 : Lames d'eau écoulées moyennes mensuelles à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)	69
Tableau III.33 : Lames d'eau écoulées moyennes saisonnières à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)	70
Tableau III.34 : Distribution interannuelle des lames d'eau écoulées de la station de Khemis.	72
Tableau III. 35 : Paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées de la station de Khemis (1972/1973-2010/2011).	73
Tableau III.36 : Paramètres de position et de dispersion pour la loi log normale (1972/1973-2010/2011).	73
Tableau III.37 : Calcul du χ^2 pour la station de Sebdou pour une loi log normale.	74
Tableau III. 38 : Calcul des lames d'eau pour une période de récurrence donnée	74

Chapitre IV : Estimation des débits extrêmes

Tableau IV.1 : Paramètres de position et de dispersion des débits maximums de la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)	76
Tableau IV.2 : Débits max pour des périodes de retour données.	77

Liste des tableaux

Tableau IV.3 : Paramètres de position et de dispersion des débits minimums de la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)	77
Tableau IV.4 : Débits min pour des périodes de retour données.	78
Tableau IV.5 : Débits caractéristiques classés.	79
Tableau IV.6 : Débits de pointe par la méthode du Gradex.	81
Tableau IV.7 : Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Mallet-Gauthier) station de Khemis.	82
Tableau IV.8 : Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Turraza) station Khemis.	82
Tableau IV.9 : Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Sokolovsky) station de Khemis.	83
Tableau IV.10 : Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Giandotti) station de Khemis.	83
Tableau IV.11 : Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Taibi-ANRH) station Khemis.	84
Tableau IV.12 : Récapitulatif des résultats des débits de crue (m^3/s) d'oued Khemis pour les différentes périodes de retour.	84
Tableau IV.13 : Erreur relative d'estimation du débit maximum du bassin de l'oued Khemis.	85
Tableau IV.14 : Caractéristiques pluviométriques moyennes sur le bassin versant de l'oued Khemis	88
Tableau IV.15 : Paramètres pluviométriques dérivés du bassin versant de l'oued Khemis	88
Tableau IV.16 : Caractéristiques de la crue pour chaque période de retour T du bassin versant de l'oued Khemis.	89
Tableau IV.17 : Débits de crues pour différentes périodes de retour de l'oued Khemis.	89
Tableau IV.18 : Résultats du calcul du coefficient de tarissement et du volume emmagasiné du bassin versant de l'oued Khemis.	92

Liste des figures

Chapitre I : Etat de l'art sur l'étude des évènements en hydrologie.

Figure I.1 : Influence de la forme du bassin versant sur l'hydrogramme de crue.	03
Figure I.2 : Principe de la méthode du GRADEX basée sur une distribution de Gumbel (Musy 1998).	11
Figure I.3 : Caractéristiques d'un hydrogramme de crues (Rocha, 2014).	12
Figure I.4 : Illustration de la sévérité d'un étiage par sa durée et son volume déficitaire (ONEMA).	13
Figure I.5 : Exemple de courbe des débits classés.	16

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude.

Figure II.1 : Bassin versant de la Tafna selon le découpage de l'A.N.R.H	19
Figure II.2 : Situation de la zone d'étude.	20
Figure II.3 : Représentation graphique du rectangle équivalent du bassin versant de l'Oued Khemis (Borsali, 2016).	23
Figure II.4 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Khemis.	24
Figure II.5 : Histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant de l'Oued Khemis.	24
Figure II.6 : Réseau hydrographique du bassin versant d'oued Khemis (Borsali, 2016)	27
Figure II.7 : Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre.	29
Figure II.8 : Droite représentative du rapport des longueurs en fonction de l'ordre.	30
Figure II.9 : Profil en long du cours d'eau principal (Borsali, 2016).	31
Figure II.10 : Cadre géologique de la zone d'étude (Lucas, 1942)	32
Figure II.11 : Situation des principales zones de la région de Rhar-Roubane (Lucas, 1952)	33
Figure II.12 : Colonne stratigraphique des monts de Tlemcen jusqu'aux hautes plaines (Benest & Bensalah, 1999).	36
Figure II.13 : Carte structurale de l'Oranie Nord –Occidentale (Thomas, 1985).	37

Chapitre III : Etude hydroclimatique

Figure III.1 : Situation des stations de mesure des paramètres climatiques et hydrométriques au niveau du bassin de Khemis.(Extraite de la carte au 1/500 000 établie par l'A.N.R.H., 2005)	39
Figure III.2 : Variation des précipitations annuelles à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021).	40
Figure III.3 : Variation des précipitations moyennes mensuelles à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021).	41
Figure III.4 : Variation des précipitations moyennes saisonnières à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021).	42
Figure III.5 : Variation des précipitations moyennes saisonnières à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021).	43
Figure III.6 : Ajustement graphique des précipitations à la loi de distribution normale (1972/1973-2020/2021).	45

Liste des figures

Figure III.7 : Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi log normale à la station Khemis (1972/1973-2020/2021).	47
Figure III.8 : Ajustement des Pjmax de Khemis à la loi de Gumbel (1972/1973-2020/2021)	49
Figure III.9 : Courbe des pluies de courte durée à Khemis (1972/1973-2020/2021)	51
Figure III.10 : Courbe Intensité-Durée-Fréquence (IDF) à Khemis (1972/1973-2020/2021).	52
Figure III.11 : Variation des températures annuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).	53
Figure III.12 : Variation des températures moyennes mensuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).	54
Figure III.13 : Variation des températures moyennes saisonnières à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).	54
Figure III.14 : Diagramme pluviothermique à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021)	55
Figure III.15 : Abaque de De Martonne pour la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).	56
Figure III.16 : Variation de l'ETP Turc et de l'ETP Thornthwaite pour la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).	59
Figure III.17 : Variation des débits annuels à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011).	63
Figure III.18 : Variation mensuelle des débits à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)	63
Figure III.19 : Histogramme des débits moyens saisonniers à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011).	64
Figure III.20 : Variation journalière des débits à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)	65
Figure III. 21 : Variation mensuelle du coefficient de débit de l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011).	66
Figure III.22 : Variation mensuelle de coefficient d'écoulement pour l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011)	67
Figure III.23 : Coefficient d'écoulement standard au niveau du bassin d'oued Khemis (1972/1973 - 2010/2011).	67
Figure III.24 : Variation des lames d'eau écoulées annuelles à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)	69
Figure III.25 : Histogramme des lames d'eau écoulées mensuelles à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)	70
Figure III.26 : Lames d'eau écoulées moyennes saisonnières à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)	71
Figure III.27 : Variation des lames d'eau écoulées journalières d'une année moyenne à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011).	71
Figure III. 28 : Courbe d'ajustement à la loi log normale des lames d'eau écoulées.	73

Chapitre IV : Estimation des débits extrêmes

Figure IV.1 : Ajustement des débits Maximums de la station de Khemis à la loi de Gumbel	76
Figure IV.2 : Ajustement des débits minimums de la station de Khemis à la loi de Gumbel	78

Liste des figures

Figure IV.3 : Courbe des débits classés.	79
Figure IV.4 : Résultats d'ajustement de la série pluviométrique de la station de Khemis.	80
Figure IV.5 : Graphe de l'ajustement des pluies et la droite d'extrapolation des débits	81
Figure IV.6 : Représentation graphique de l'erreur relative de l'estimation de débit de l'oued Khemis.	85
Figure IV.7 : Carte de la pluie journalière décennale en Algérie (Laborde, 2013).	86
Figure IV.8 : Carte du gradex des pluies journalières en Algérie (Laborde, 2013).	87
Figure IV.9 : Carte du coefficient de correction des quantiles de crue en Algérie (Laborde, 2013).	87
Figure IV.10 : Hydrogramme fréquentiel des différentes périodes de retour de Khemis.	91
Figure IV.11 : Volume emmagasiné dans les réserves souterraines du bassin versant de l'oued Khemis.	92

Introduction générale

Pour l'évaluation des ressources en eau de surface d'un pays ou d'une région, on donne généralement à la détermination des débits moyens annuels et à l'étude du bilan une très grande importance, et c'est tout à fait normal, mais, on passe parfois sous silence la méthodologie d'étude des données extrêmes: étiages et crues, et c'est regrettable, car ces données extrêmes peuvent jouer un très grand rôle dans la conception des projets d'aménagement.

Dans la plupart des cas, il est nécessaire de connaître les modalités de remplissage d'un réservoir artificiel en cas d'étiage et il existe des barrages pour lesquels l'ouvrage qui évacue la crue du projet coûte plus cher que le reste de l'aménagement, ce qui impose une analyse correcte de la crue exceptionnelle. Au niveau de la planification de l'aménagement des ressources en eau, les données concernant les étiages peuvent imposer des priorités absolues : exploitation intégrée des ressources en eaux souterraines et superficielles, priorité en zones arides à l'aménagement de certains grands fleuves dont les apports restent suffisants même en cas de déficits hydriques exceptionnels. Les crues exceptionnelles lorsqu'elles sont particulièrement destructrices peuvent transformer les règles d'aménagement de toutes les zones basses (Rodier, 1981).

Dans ce cadre, cette étude porte sur les crues et les étiages, c'est à dire l'augmentation et l'abaissement de débit des cours d'eau, et son origine à partir de l'étude des pluies et des débits, ainsi que la détermination du débit maximum et minimum par une analyse statistique de la série des débits enregistrés et des données de précipitations accompagnée de l'étude des caractéristiques du bassin versant.

De ce fait, ce travail vise à explorer différentes formules empiriques de détermination de débit maximum pour estimer les probabilités de crues extrêmes et étayer rationnellement le dimensionnement d'évacuateurs de crue. Nous procéderons aussi à la détermination des débits d'étiage pour étudier le tarissement du bassin et le volume de la réserve hydrogéologique.

Pour ce faire, le travail sera articulé comme suit :

Le premier chapitre : consacré à l'état de l'art sur l'étude des événements en hydrologie. Nous donnons un aperçu théorique sur les différentes méthodes d'estimation des débits maximums et minimums et leurs domaines d'application.

Le deuxième chapitre : dirigé vers présentation de la zone d'étude, il englobe la situation géographique, la morphométrie, la géologie et l'hydrogéologie de la région d'étude

Le troisième chapitre : où nous procédons à une étude des paramètres hydroclimatologiques du bassin qui seront introduits par la suite dans le calcul des débits extrêmes. Ces paramètres permettront de donner une notion sur le climat qui caractérise la région.

Le quatrième chapitre : dans lequel nous appliquons les différentes méthodes et formules pour l'estimation des débits maximums et minimums.

Enfin, nous terminons ce travail par une conclusion générale dans laquelle, nous synthétisons les résultats trouvés et essayons de proposer quelques recommandations.

Chapitre I

**Etat de l'art sur l'étude des évènements en
hydrologie**

I.1. Introduction

L'évaluation des ressources en eau disponible, le dimensionnement d'ouvrages hydrotechniques tels que les digues et les barrages ou prévision des événements hydrologiques extrêmes (crue et étiage) sont tous des exercices qui nécessitent une étude hydrologique rigoureuse pour connaître les débits et leur variabilité dans les différents bassins concernés. Ces investigations nécessitent soit des données de mesures instantanées de débits soit dans le cas d'absences de mesures, de formules ou de modèles hydrologiques permettant de les calculer.

Nous consacrerons cette partie du travail sur l'état des connaissances concernant les débits extrêmes (hautes et basses), leurs caractéristiques, leur origine, et les différents processus participant à leur genèse. Nous présentons dans ce qui suit les formules empiriques de calcul et les différentes méthodes d'estimation de ces débits dans les bassins versants.

I.2. Définition d'une crue

Plusieurs définitions sont proposées dans la littérature spécifique :

- D'après le Glossaire international d'hydrologie (OMM, 1992) : « *la crue, phénomène hydrologique de base, est l'augmentation plus ou moins brutale du débit, quel que soit ce débit (typiquement, la crue provoquée par un orage), et par conséquent de la hauteur d'un cours d'eau. La crue est la croissance du débit exprimée par la partie montante de l'hydrogramme, durant laquelle le débit dépasse un certain multiple du débit moyen annuel* ».
- Une crue est une augmentation de la quantité d'eau qui s'écoule dans la rivière et peut concerner l'ensemble du lit majeur de la rivière. C'est un phénomène naturel périodique sauf lorsque les débits deviennent considérables par rapport à son module, c'est ce qu'on appelle une crue critique (Salomon, 1997 in Djebali, 2015).
- D'après Loup (1996) : « Le phénomène de la crue est une haute eau particulièrement accentuée. Les graphiques du débit en fonction du temps, dits hydrogramme de crue, montrent une montée rapide des eaux (la courbe de concentration), un pic de crue, une descente plus lente. On a l'habitude d'utiliser le coefficient A, qui est le quotient du débit brut du pic de crue (en mètre cubes par seconde) par la racine carrée de la superficie d'alimentation (en kilomètre carré) ».

I.3. Processus de formation d'une crue

Connaitre les processus de formation d'une crue revient à analyser les différents facteurs concourant à l'accroissement temporaire des débits d'un cours d'eau. En simplifiant, on distingue :

- L'eau mobilisable, constituée de l'eau reçue par le bassin versant.
- Le ruissellement, qui correspond à la part de l'eau qui n'a pu s'infiltrer dans le sol. Il dépend de la nature du sol, de son occupation de surface et de l'intensité de l'épisode pluvieux.

- Le temps de concentration, qui est défini par la durée nécessaire pour qu'une goutte d'eau partant du point le plus éloigné de l'exutoire du bassin versant parvienne jusqu'à celui-ci.
- La propagation de l'onde de crue, qui est fonction de la structure du lit et de la vallée alluviale, notamment de la pente et des caractéristiques du champ d'inondation. (Asnoui, 2014)

I.3.1. Influence des facteurs naturels

De nombreux paramètres influencent l'apparition d'une crue :

I.3.1.1. Surface et forme du bassin versant

Pour une même surface, la forme de l'hydrogramme de crue pour une pluie donnée est très variée avec la forme du bassin versant, un bassin très allongé ne réagit pas comme un bassin de forme ramassée, ce qui conduit à utiliser le "coefficient de compacité de Gravelius" pour décrire la forme du bassin versant. Plus l'indice est faible, plus la concentration des eaux apportées par les affluents est rapide et plus les crues risquent d'être brutales et bien différenciées (Roche, 1963).

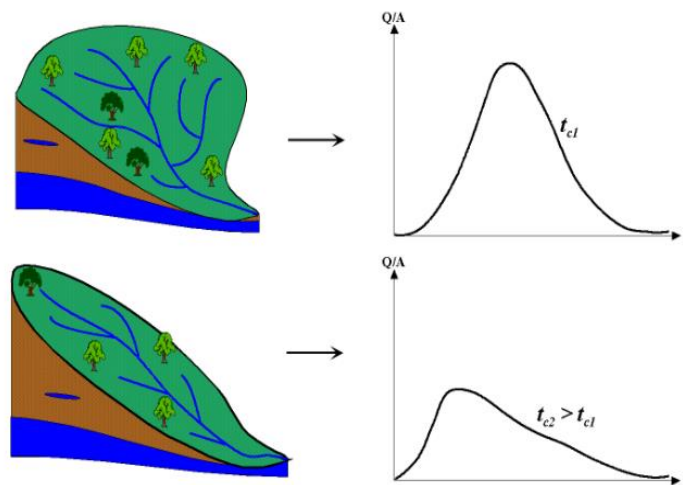


Figure I.1: Influence de la forme du bassin versant sur l'hydrogramme de crue. (1)

I.3.1.2. Configuration du lit du cours d'eau

La pente exerce un impact direct sur la vitesse de l'écoulement et donc sur la puissance de la crue. Si le profil longitudinal du cours d'eau est assimilable à une suite de segments plus ou moins pentus, il exerce une action visible sur la crue. Le profil en travers est aussi important, pour un même débit de crue, un cours d'eau encaissé verra sa hauteur d'eau monter beaucoup plus vite qu'un cours d'eau à profil plus évasé. Par contre, ce dernier a de plus grands risques de débordements (Cosandy & Robinson, 2012).

I.3.1.3. Densité des cours d'eau et perméabilité du bassin versant

La densité des cours d'eau est fonction de la nature des terrains, le réseau est d'autant plus développé et complexe que le terrain est moins perméable. On comprend aisément que plus l'imperméabilité est forte, plus les eaux météoriques sont disponibles pour le ruissellement de surface. De ce point de vue, à priori les cours d'eau drainant les régions imperméables ont une plus forte probabilité à développer des crues dangereuses (Asnoui, 2014).

I.3.1.4. Facteurs biogéographiques

On sait depuis longtemps qu'une couverture végétale dense réduit et ralentit considérablement l'écoulement (Cosandy & Robinson, 2012), elle agit sur le ruissellement, retient une quantité de pluie, évapore l'eau, etc. Elle est donc considérée comme un élément indispensable dans la lutte contre les crues.

I.3.2. Influence des facteurs anthropiques

Les facteurs anthropiques constituent des facteurs aggravants et ont un rôle fondamental dans la formation et l'augmentation des débits des cours d'eau.

- Occupation de zones riveraines : la concentration des personnes et l'accumulation des biens dans les champs inondés provoquent un risque d'inondation en augmentant la vulnérabilité et le manque de mesures préventives,
- Imperméabilisation forte des sols (conséquences d'aménagements urbains ou agricoles),
- Défiance des dispositifs de protection (digues, déversoirs) (Asnoui, 2014).

I.4. Types de crues

En général, on distingue deux types de crues :

I.4.1. Crues fluviales

Ce sont plutôt des crues d'Hiver. Elles se caractérisent par des montées relativement lentes des eaux et peuvent être prévues plusieurs heures, voire plusieurs jours à l'avance. Bien que d'évolution lente, les crues de plaine peuvent être accompagnées localement avec des phénomènes très dangereux notamment lors d'une débâcle, c'est à dire lors de la rupture d'un obstacle dans un cours d'eau, après que l'écoulement des flots est bloqué par les glaces emprisonnées sous les ponts. C'est le cas des inondations de grands bassins qui se traduisent par des occurrences plus fréquentes dues à de fortes pluies sur une grande surface et se caractérisent par une quantité et une durée pouvant aller jusqu'à 10 à 15 jours. En Algérie, ce type d'inondation est généralement saisonnier dans la période de Décembre à Mai (Sarradj & Benramdane, 2017).

L'inondation de la ville de Biskra en Septembre 1969 est l'exemple parfait de ce type d'inondation où le cumul pluviométrique (300 mm) a fait : 26 morts, 44 blessés et 02 disparus, en plus 6538 familles et 34869 personnes ont été déclarés sinistrés. Les dégâts

matériels se résument à 107 maisons, 450 compteurs électriques, 69% de récolte agricole, 4800 palmiers (Boumesseneh. A, 2007).

I.4.2. Crues torrentielles

Lorsque de fortes précipitations (telles des averses violentes) tombent sur tout un bassin versant, ou une partie d'un bassin versant d'où l'eau s'écoule et se concentrent rapidement dans le cours d'eau, provoquant des crues soudaines, catastrophiques et violentes. Le cours d'eau transporte de grandes quantités de sédiments, ce qui se traduit par une érosion intense du lit et le dépôt des matières transportées. Ces dernières peuvent former des barrages, appelés embâcles, qui, s'ils viennent à céder, libèrent une énergie qui peut aggraver les dégâts (2).

Remarque

On peut définir les crues en fonction du risque de survenue de celle-ci sur une période donnée :

- Crue décennale : Elle correspond à un volume de précipitations exceptionnel qui chaque année à 1 chance sur 10 de se produire,
- Crue trentennale : elle a chaque année 1 chance sur 30 de se produire,
- Crue centennale : elle a chaque année 1 chance sur 100 de se produire (Asnoui, 2014).

I.5. Différentes méthodes d'évaluation de crues

Connaitre les débits extrêmes de crues et leurs périodes de retour peut nous permettre de palper le risque et de comprendre les aléas auxquels nous sommes confrontés, une revue des différentes méthodes de détermination de ces débits de crues est nécessaire dans notre recherche. Selon la disponibilité des données, l'une des méthodes suivantes peut être appliquée :

I.5.1. Méthodes historiques

Comprend les études des archives, les enquêtes auprès des populations et les recherches d'anciennes traces des crues (les niveaux atteints par les crues du passé).

I.5.2. Méthodes empiriques

Ce sont des relations établies entre le débit et la surface du bassin versant, la pluie et la période de retour comme les formules de Fuller, Possenti et Mac-Math. On utilise ces méthodes quand on a peu ou pas de données.

I.5.3. Formules Empiriques d'estimation de débit de pointe

I.5.3.1. Formules basées sur la période de retour

I.5.3.1.1. Formule de Maillet-Gauthier

L'énoncé de la formule de Maillet et Gauthier pour l'estimation de la crue de période de retour T (Coutagne, 1951) est :

$$Q_{\max\%} = 2k \text{Log}(1+A.P) \cdot \frac{S}{\sqrt{L_p}} \cdot \sqrt{1+4\text{Log}T-\text{Log}S} \quad (\text{Eq. I.1})$$

avec:

S: Superficie du bassin versant (Km²),

L_p: Longueur du thalweg principal (Km),

A: Coefficient régional pris égal à 20,

K: Constante comprise entre 1 et 3,

P: Précipitations moyennes interannuelles (m),

T: Période de retour en années.

I.5.3.1.2. Formule de Fuller (1914)

L'énoncé initial de la formule de Fuller (1914) pour l'estimation des débits de crues de période de retour T est :

$$Q(T) = q (1+0,8 \log T) \quad (\text{Eq. I.2})$$

avec :

Q(T) : Maximum de débit journalier (m³/s) qu'on a des chances de retrouver une fois au cours d'une période de retour T,

q : Moyenne du débit maxima journalier (moyenne des crues annuelles).

Pour passer de ces débits moyens maxima journaliers aux débits instantanés de pointe, Fuller propose la formule suivante :

$$Q_{\max, p\%} = 1 + \frac{2,66}{S^{0,33}} \quad (\text{Eq. I.3})$$

avec :

S : Surface du bassin versant (km²),

Q_{max, p%} : Débit moyen maximum journalier (m³/s) de probabilité P%.

I.5.3.1.3. Formule de Mac-Math

Cette formule est basée sur des observations faites sur la région de la Californie où le climat est aride (Bouziane, 1997) :

$$Q(T) = k.P_{24h}(T).S^{0,58}.I^{0,42} \quad (\text{Eq.I.4})$$

avec :

S : Superficie du bassin (hectare),

I : Pente moyenne du bassin(%),

K : Coefficient qui dépend du couvert végétal et de la topographie du bassin, il varie 0.11 à 0.43,

P_{24h}(T) : Pluie déduite des quantiles issus de la loi d'ajustement des P_{jmax} pour chaque période de retour en mm :

$$P_{24h}(T) = 1,15 \cdot P_{j\max} \quad (\text{Eq.I.5})$$

I.5.3.2. Formules faisant intervenir les précipitations

I.5.3.2.1 Formule de Turraza

Cette formule est un peu plus élaborée que les autres formules utilisant les précipitations car elle fait appel également au temps de concentration du bassin, i.e. le temps requis pour qu'une goutte d'eau tombée au point le plus en amont du bassin arrive jusqu'à l'exutoire (EMI, 1999). Elle s'exprime par :

$$Q_{\max, T\%} = \frac{C.I(tc.T).S}{3,6} \quad (\text{Eq.I.6})$$

avec :

S: Superficie du bassin versant (Km²),

I: Intensité moyenne maximale de la précipitation pendant une durée égale au temps de concentration (mm/h),

C : Coefficient de ruissellement en fonction de la probabilité donnée.

I.5.3.2.2 Formule de Possenti

Son expression est donnée par (EMI, 1999) :

$$Q_{p\%} = \frac{\mu \times P_{j \max \%} \times S}{L_p} \quad (\text{Eq.I.7})$$

avec :

P_{jmax%} : Pluie maximale journalière correspondante à la période de retour donnée (m),

μ : Coefficient compris entre 700 – 800, généralement dans les bassins versants en Algérie. on prend μ = 700,

L_p : Longueur du cours d'eau principal (Km),

S : Superficie du bassin versant (km²).

I.5.4. Formules empiriques d'estimation du débit de pointe utilisée en Algérie

Après avoir donné un aperçu sur les différentes formules d'estimation du débit maximum, nous s'intéressons dans cette partie aux formules utilisées en Algérie à savoir : Sokolovsky, Giandotti et Taibi-ARNH, méthode du Gradex.

I.5.4.1. Formule de Sokolovsky

Selon cet auteur, la crue est considérée comme un débit max généré par une averse (une pluie) de courte durée correspondant au temps de concentration. Le temps de montée de la crue est donc pris égal au temps de concentration (Bennis, 2007).

Cette méthode est très utilisée dans l'hydrologie des États indépendants de l'ex URSS ainsi qu'en Algérie. Elle est donnée par la relation suivante :

$$Q_{\max, p\%} = \frac{0,28.(P_{ct} - H_0). \alpha.F.S}{T_c} \quad (\text{Eq.I.8})$$

avec :

H_0 : Pertes initiales en mm ($H_0 = 8\text{mm}$),

P_{ct} : Pluie fréquentielle de courte durée correspondant au temps de concentration (mm),

S : Superficie du bassin (Km^2),

0,28 : Coefficient de changement d'unité,

α : Coefficient de ruissellement de la crue probable pour une période de retour donnée :

$$\alpha = \frac{\sqrt{P_{ct}\%} - \sqrt{H_0}}{\sqrt{P_{ct}\%} + \sqrt{H_0}} \quad (\text{Eq.I.9})$$

T_c : Temps de concentration du bassin versant (heure),

F : Coefficient de forme de la crue :

$$F = \frac{12}{4 + 3\gamma} \quad (\text{Eq.I.10})$$

Tableau I.1: Valeur de γ en fonction du bassin versant.

Condition	γ
Pour $1 < S < 50 \text{ km}^2$	$\gamma = 2$
Pour un bassin boisé avec un sol peu perméable	$2 \leq \gamma \leq 2,5$
Pour un bassin boisé	$3 \leq \gamma \leq 4$
Pour les grands bassins	$4 \leq \gamma \leq 7$

I.5.4.2. Formule de Giandotti

Cette méthode s'inspire des lois de ruissellement basées sur les caractéristiques Morphométriques des bassins versants et le temps de concentration. Cette formule donne des résultats satisfaisants, en particulier pour les bassins montagneux (Bennis, 2007).

$$Q_{\max}\% = \frac{C.S(H_{moy} - H_{\min})^{\frac{1}{2}}}{4(S)^{\frac{1}{2}} + 1,5.L} . P_{tc}\% \quad (\text{Eq.I.11})$$

avec :

Q_{\max} (%): Débit maximum de crue en m^3/s de même fréquence que celle de la pluie de courte durée,

C : Coefficient topographique varie entre 66 et 166, on prend $C = 160$ pour les bassins versants dans le Nord-ouest d'Algérie,

S : Superficie du bassin versant (km^2),

L : Longueur du thalweg principal (km),

H_{moy} , H_{\min} : Altitudes moyennes et minimales (m),

P_{tc} : Pluies de courte durée (mm).

I.5.4.3.Méthode fréquentielle Taibi-ANRH

Elle a été établie par Taibi R. (ANRH) pour les cours d'eau d'Algérie. Cette méthode est donnée par la relation suivante :

$$Q_{pt} = e^{0,95u} . Q_p \quad (\text{Eq.I.12})$$

avec :

Q_{pt} : Débit de pointe fréquentiel (m^3/s),

u : Variable réduite de Gauss,

Q_p : Débit de pointe annuel (m^3/s).

Le débit de pointe moyen annuel est calculé par la relation de Bennie-Athkins :

$$Q_p = 0.000781 \cdot S^{0.688} \cdot P^{1.275} \quad (\text{Eq.I.13})$$

P : Pluie moyenne annuelle reçue par le bassin versant (mm),

S : Surface du bassin versant (Km^2).

I.5.4.4. Méthode du GRADEX

C'est une méthode de détermination des crues basées sur le traitement statistique des seules valeurs des débits observées. C'est un des outils de calculs des débits de crues extrêmes des cours d'eau pour des fréquences de dépassement comprises entre 10^{-2} et 10^{-4} , soit encore des périodes de retour situées entre 100 et 10 000 ans (Benkhaled, 2010).

Méthode proposée en 1967, par Guillot et Duband (Equipe de recherche d'Electricité de France), ces derniers ont essayé de mettre au point une méthode pratique s'appuyant sur un nombre minimum d'hypothèses physiques et statistiques simples qu'ils ont pu résumer comme suit :

Hypothèse 01

Les débits maximaux estimés sont les résultats obtenus uniquement à partir des précipitations maximales uniformément réparties sur le bassin versant.

Hypothèse 02

La pluie maximale et le débit correspondant doivent être ajustés à la même loi de distribution statistique, dite des « extrêmes » en raison de la nature du phénomène recherché (Q_{max}). La loi de Gumbel est souvent utilisée à cette fin. Dans ce cas, le caractère exponentiel de cette distribution est décrit sur le diagramme de probabilité ajusté, par la pente de la droite d'ajustement des pluies expérimentales mesurées. La pente de cette droite est le gradient de cette répartition.

Hypothèse 03

A partir d'une certaine valeur de pluie, correspondant à un état de saturation en eau. Dans un bassin, tout excès de pluie se traduira par le même débit excédentaire (tout ce qui tombe ruisselle). On en détermine que l'on peut dans certains cas définir la loi des débits en se servant de celle des pluies. En raisonnant avec la loi de Gumbel, la droite d'attribution des débits est alors parallèle à celle des pluies à partir de ce seuil. Il est alors possible de calculer la valeur des débits correspondant à des précipitations maximales par simple extrapolation statistique.

Selon Guillot et Duband, le taux de saturation du bassin est atteint après un événement pluviométrique qui donne un débit décennal (T = 10 ans).

a. Les étapes de la méthode

- Choisir la marche de temps n heures. Pour l'aisance des calculs, on retiendra une valeur très arrondie, par exemple 2, 4, 6 ... 48 heures.
- Ajuster les pluies maximales journalières par la loi de Gumbel.
- Calculer le Gradex des précipitations a (pente de la droite de Gumbel).

$$P \text{ (mm)} = a. \mu + b \quad \text{(Eq.I.14)}$$

avec :

μ : Variable réduite de Gumbel.

- Ajuster la série des débits observés à la loi de Gumbel et déterminer le débit décennal (point pivot de l'extrapolation des débits). Exprimer le débit décennal en lame d'eau équivalente par la formule ci-dessous :

$$R(mm) = \frac{3,6.Q.n}{S} \quad \text{(Eq.I.15)}$$

avec :

Q en m³/s, n en heure, S en km².

- Faire l'extrapolation de la distribution des débits au-delà de 0.9 (T=10 ans) par une droite de pente égale au Gradex de la pluie :

$$Q\mu\% = a. \mu + b' \quad \text{(Eq.I.16)}$$

avec :

a: Gradex de la pluie,

μ : variable réduite de Gumbel ($\mu = -\ln(-\ln(F))$), avec : $F = \frac{1}{1-T}$ (Eq.I.17)

$b' = Q_{10 \text{ ans}} - a. \mu$ (T=10 ans).

- Tracer la droite de l'équation (Eq.I.16) sur le même graphe que l'ajustement des Pjmax.
- Calculer les Q pour chaque période de retour (mm).
- Exprimer ces Q (m³/s) en utilisant la formule suivante :

$$Q = \frac{Q(mm).S}{3,6.n} \quad \text{(Eq.I.18)}$$

- Le calcul des débits de pointe : calculer sur les hydrogrammes des crues observées le rapport p égal au rapport de débit de pointe sur le débit moyen :

$$P = \frac{Q_{\max}}{Q_{\text{moy}}} \quad \text{(Eq.I.19)}$$

avec :

P : Coefficient de pointe.

$$Q_p \text{ (m}^3\text{/s)} = Q \text{ (m}^3\text{/s)} \times P \quad (\text{Eq.I.20})$$

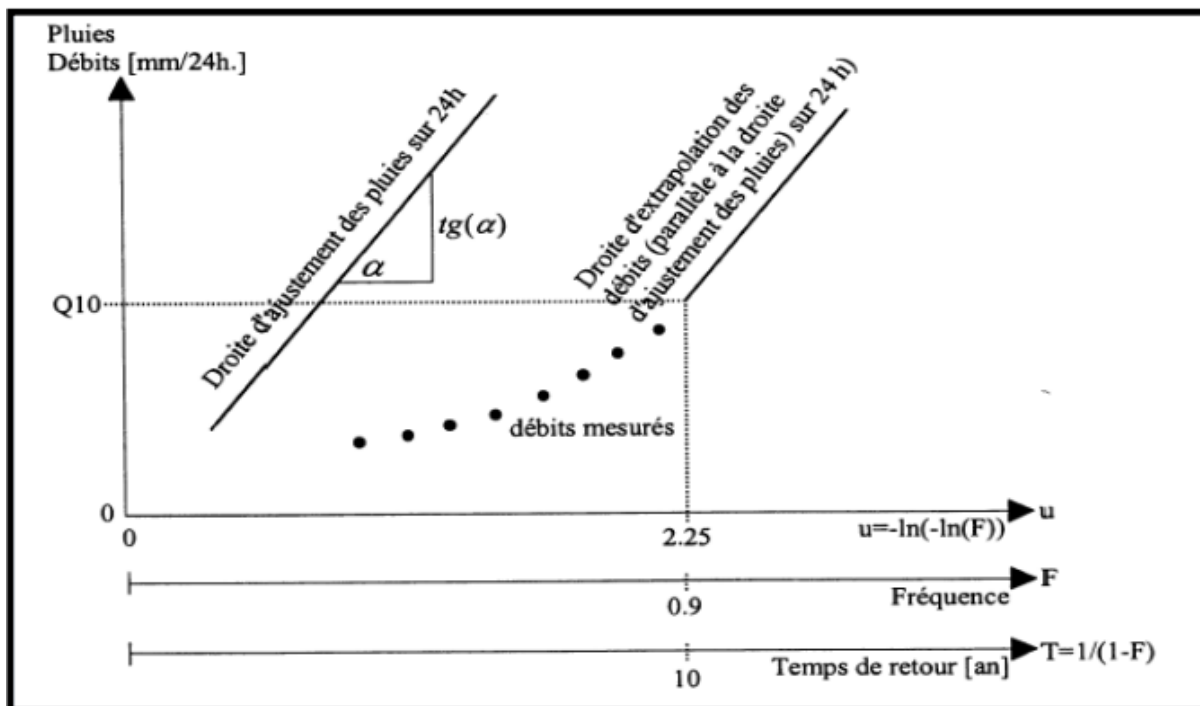


Figure I.2 : Principe de la méthode du GRADEX basée sur une distribution de Gumbel (Musy 1998).

b. Limites de la méthode

En général, il est recommandé d'appliquer cette méthode aux bassins versants assez imperméables, d'une superficie allant jusqu'à 5000 km² et d'un temps de concentration de 1heure et 4 jours. On a une difficulté dans le cas de petits bassins c'est d'évaluer les Gradex sur des temps de concentrations faibles, il faut donc disposer d'observations pluviographiques (Laborde, 2000).

I.5.4.5. Hydrogramme de crue

Une crue est généralement représentée graphiquement par ce qu'on appelle un hydrogramme, qui est la variation des débits instantanés en fonction du temps, comme le montre la figure I.4. Un hydrogramme de crue est caractérisé non seulement par la valeur de son débit de pointe, mais aussi par la valeur du volume de pointe, ainsi que sa durée. Pour le tracer, on utilise la méthode de Sokolovsky (Touabia, 2005), qui divise l'hydrogramme en deux parties non symétriques, la première est calculée à partir du temps de montée et l'autre à partir du temps de la décrue.

- **Pour le temps de la montée**

$$Q_{montée} = Q_{max \%} \cdot \left(\frac{T}{T_m}\right)^m \quad (\text{Eq.I.21})$$

- Pour la décrue

$$Q_{décente} = Q_{\max \%} \cdot \left[\frac{T_d - T}{T_d} \right]^n \quad (\text{Eq.I.22})$$

avec :

$T_m = T_c$: Temps de montée (h),

T_d : Temps de la décrue (h),

$Q_{\max \%}$: Débit maximum de fréquence donnée,

T_m : Temps de montée (h),

T_d : Temps de décrue (h),

m, n : Puissances des paraboles, pour l'Algérie $m=2$ et $n=3$.

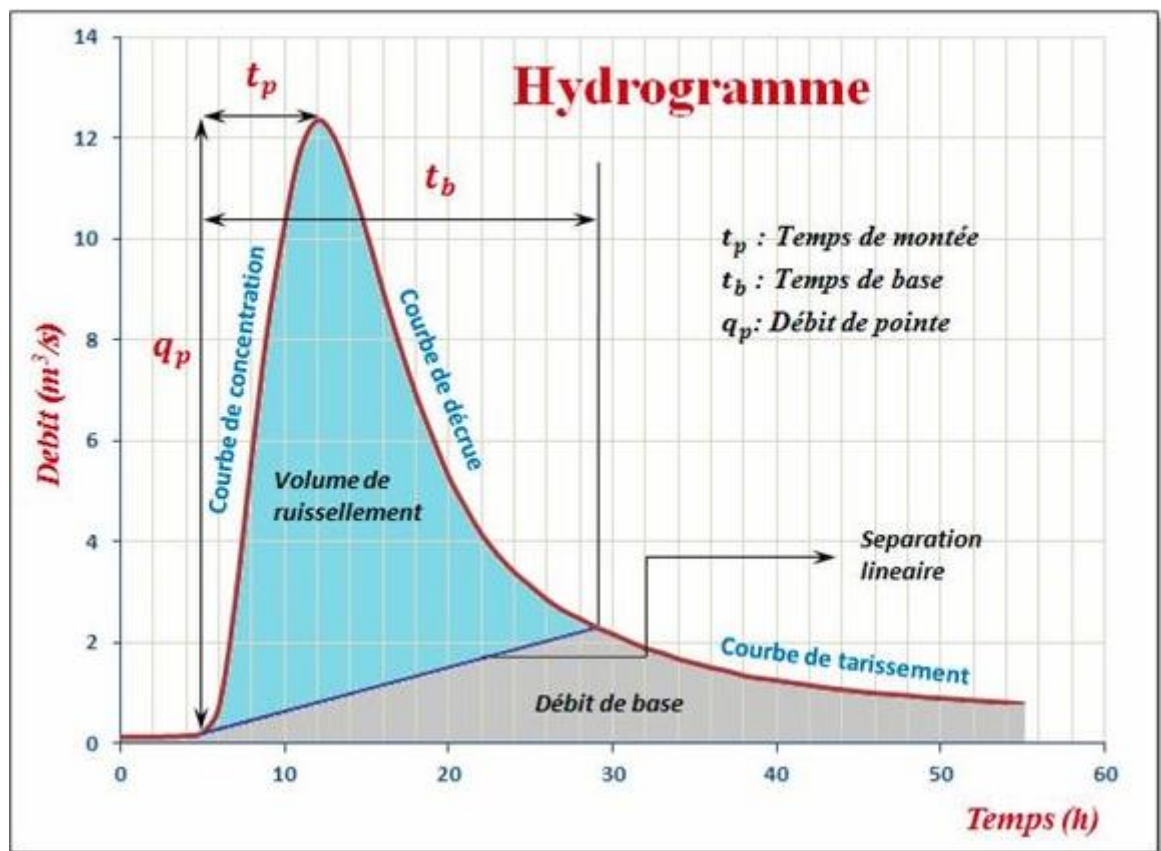


Figure I.3 : Caractéristiques d'un hydrogramme de crue (Rocha, 2014).

I.6. Généralités sur les étiages

I.6.1. Définition d'étiage

Plusieurs définitions suggérées dans la littérature spécifique :

- Originellement, « étiage » aurait été dérivé du mot « étier », terme qui désigne le canal qui amène l'eau de mer aux marais salants (Dacharry, 1996). Par conséquent, l'étiage correspond à l'état d'un étier après le retrait des eaux.

- L'étiage est un phénomène saisonnier qui constitue le régime d'écoulement de tous les cours d'eau. Il est constitué des plus faibles débits de l'année hydrologique (Kong A Siou Line, 2008).
- Le Glossaire International d'Hydrologie (1992) décrit l'étiage comme le "*plus bas niveau atteint par un cours d'eau ou un lac*", sans précision temporelle, alors que le Dictionnaire français d'hydrologie de surface (Roche, 1986) inscrit cet événement dans un contexte annuel : "*niveau annuel le plus bas atteint par un cours d'eau en un point donné*".

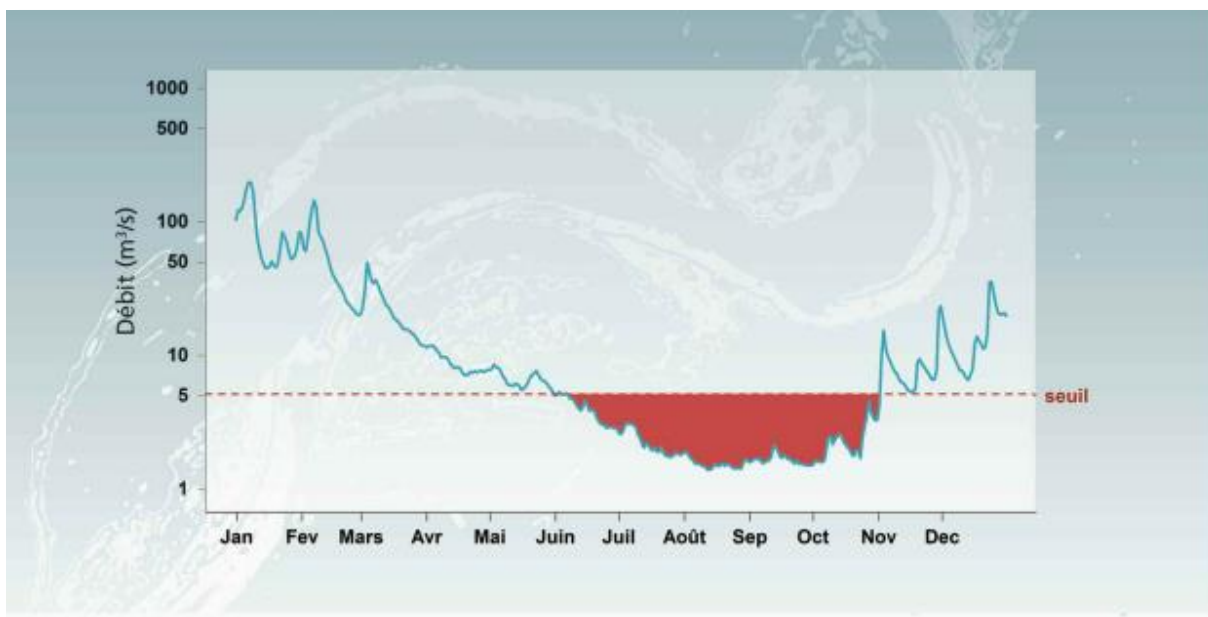


Figure I.4 : Illustration de la sévérité d'un étiage par sa durée et son volume déficitaire (ONEMA).

I.6.2. Un amalgame entre étiage et basses eaux

Si la notion d'étiage ou de bas débits est couramment utilisée, on note parfois une confusion entre l'étiage et les basses eaux, ces dernières correspondant à la période où le débit du cours d'eau est inférieur à son module. Cependant, les deux termes doivent être clairement distingués, et en ce sens la définition d'étiage proposée par Dacharry (1996) satisfait précisément : "*Débit exceptionnellement faible d'un cours d'eau, qu'il ne faut pas confondre avec les basses eaux saisonnières, même s'il en est l'exacerbation*" (Dacharry, 1996).

I.6.3. Déroulement général des étiages

Pendant les décrues, la diminution du débit peut être expliquée par deux types de phénomènes (Billon, 1985) :

- La décroissance naturelle du débit (processus naturel).
- Les impacts externes, qui incluent spécifiquement : les variations des précipitations et les causes anthropiques.

I.6.3.1. Processus naturel

➤ **Apports aux débits d'étiage**

La plupart du temps, les étiages sont favorisés par la montée des eaux souterraines. Pour ce faire, le canal d'eau doit croiser la surface piézométrique de la nappe. Il faut donc que celle-ci ait été suffisamment rechargée pendant la saison humide. Une autre possibilité de résurgence est si l'eau circule dans les fissures de la zone non saturée avec une composante latérale forte, elle pourra à un moment donné recouper le cours d'eau avant même qu'elle n'atteigne la nappe (Smakhtin, 2001). Ce genre de phénomène est plus facile à produire sur des bassins versants à forte pente.

Anderson et Burt (1980), ont également mentionné le drainage du sol, c'est-à-dire les écoulements hypodermiques, comme support des étiages.

➤ **Pertes pour les débits d'étiages**

Les pertes en eau pour l'écoulement de surface en saison sèche peuvent provenir de :

- L'évaporation directe des eaux de surface.
- L'évapotranspiration.
- L'infiltration.

I.6.3.2. Facteurs anthropiques

➤ **Action de l'homme sur les étiages**

- Prélèvements directement dans la rivière.
- Pompage dans les nappes : induit la diminution de la piézométrie et donc une diminution des chances pour l'eau souterraine de ré-émerger.
- Modifications du couvert végétal, ce qui modifie l'évapotranspiration.
- Drainage artificiel par des sols cultivés ou des sols imperméabilisés qui conduisent plus rapidement l'eau à l'exutoire.
- Reforestation, en particulier à visée commerciale.
- La mise en place de petits ouvrages destinés à la protection des sols (cordons pierreux, diguettes, haies végétalisées).
- Remise en état des sols dégradés, qui consiste à creuser des trous dans la croûte pour rendre le sol imperméable afin d'y planter des graines ou des arbustes.

➤ **Impact des aménagements hydrauliques**

Selon leurs propriétés, ces installations peuvent avoir des effets très différents sur les débits d'étiage. Même ainsi, leur influence ne peut être ignorée. Dans le cas des digues et des barrages qui ne comportent pas de vannes, l'écoulement à l'étiage peut être arrêté. A l'inverse, pour les aménagements intégrant des vannes, notamment les barrages équipés de centrales hydroélectriques, le débit d'étiage peut être soutenu par les lâchers d'eau en saison sèche.

I.6.4. Risque associé à l'étiage

L'analyse des étiages est en relation directe avec les problèmes de pénurie d'eau (Corbonnois et Humbert, 2000), les étiages devenant sévères parce que la rareté de l'eau affecte la capacité à répondre aux besoins en eau de la société. L'étiage est donc un phénomène dont les composantes sociales et économiques doivent être pris en compte, car s'il y a tant d'intérêt pour les extrêmes hydrologiques, c'est essentiellement par le risque qu'ils engendrent pour les sociétés.

Les principales activités menacées par la rareté des eaux de surface sont : la navigation, l'alimentation en eau potable (AEP), production d'électricité, l'agriculture et le tourisme. De plus, l'impact d'un débit réduit sur la qualité de l'eau doit être souligné, car on observe une mortalité accrue des espèces aquatiques et augmentation de la pollution associée à une faible dilution des effluents.

I.7. Méthodologie de caractérisation des étiages

Il existe un grand nombre de méthodes qui permet l'étude des débits d'étiages. Il s'agit pour la plupart de traitements statistiques des séries de données. Nous allons présenter quelques méthodes, en partant de la méthode de traitement la plus simple jusqu'à la méthode la plus élaborée :

I.7.1. Analyse des hydrogrammes

En regardant tout simplement l'hydrogramme, On peut définir pour chaque station quelle saison d'étiage doit être prise en compte pour les autres méthodes. On effectue également un travail de comparaison entre stations. Enfin, on calcule le nombre de jours secs (nombre moyen annuel en particulier).

On peut créer des séries chronologiques de débits en effectuant des opérations entre les séries existantes : Elles correspondent à des sous bassins versants intermédiaires entre les stations. De cette façon, on peut connaître le débit sortant de chaque "bassin intermédiaire" en utilisant la formule suivante :

$$Q_{\text{intermédiaire}} = Q_{\text{station1}} - Q_{\text{station2}} \quad (\text{Eq.I.23})$$

Ces séries générées sont traitées comme n'importe quelle autre série. En plus des jours secs, des jours négatifs peuvent survenir. Ils représentent les pertes (infiltration, évaporation, prélèvements) qui se produisent entre les stations. Par conséquent, ces jours négatifs sont comptés séparément.

I.7.2. Débits spécifiques

Le débit spécifique Q_s est une mesure de l'écoulement moyen des précipitations dans un bassin versant de cour d'eau. Cette variable ne dépend pas de la surface du bassin, ce qui permet la comparaison entre les bassins de tailles différentes.

On le calcule en divisant le débit par la surface du bassin drainé à la station considérée, comme le montre la formule suivante :

$$Q_s = Q / \text{Surface du bassin} \quad (\text{Eq.I.24})$$

Les valeurs obtenues sont en L/s/km².

I.7.3. Débits classés

La courbe des débits classés représente le nombre de jours (ou le pourcentage du temps) durant lesquels la valeur du débit moyen journalier Q, a été atteinte ou dépassée. Les débits journaliers observés sur les n années traitées sont classés par ordre décroissant. Pour un débit Q, la fréquence annuelle est donnée par le rapport $x/(N/365)$, la grandeur x correspond au nombre de jours pendant les n années où ce débit Q a été dépassé (le rang) (3).

Démarche de la méthode

Pour construire les courbes des débits classés, le principe est le suivant :

- Classer les données par ordre décroissant.
- Donner un rang r à chaque valeur.
- Calculer la fréquence annuelle pour chaque débit Q en utilisant la formule suivante :

$$f_r = \frac{r}{N} \cdot 365 \quad (\text{Eq.I.24})$$

avec :

f_r : Fréquence annuelle (nombre de jours),

r : Rang,

N : Nombre de données de débits moyens journaliers.

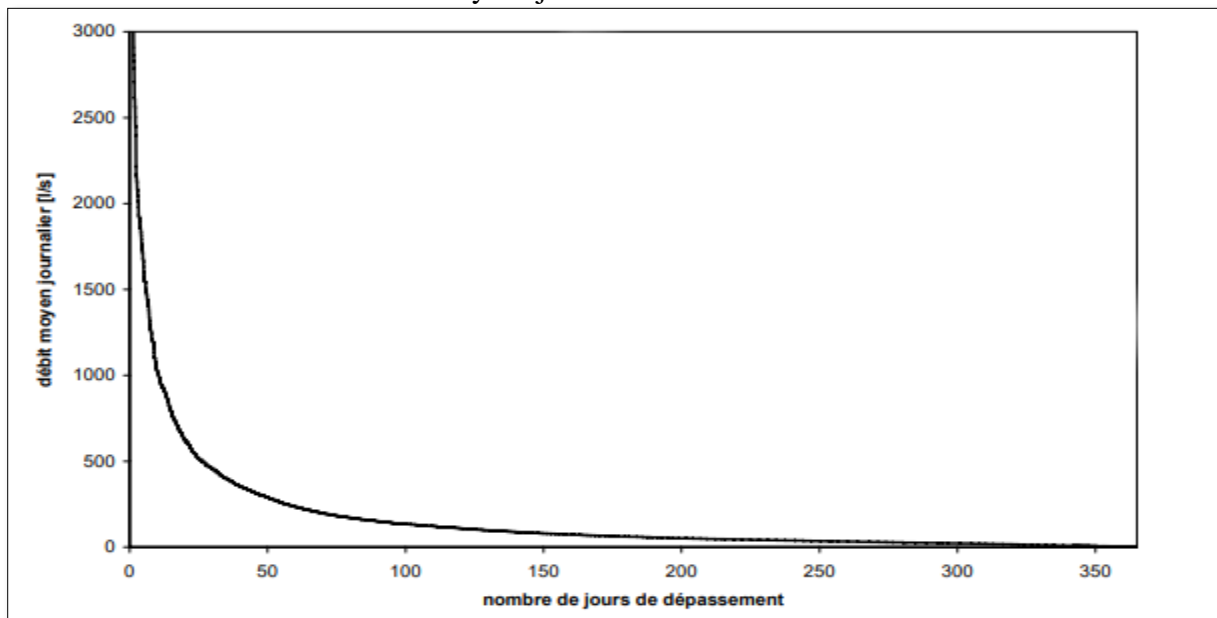


Figure I.5 : Exemple de courbe des débits classés.

a. Estimation des débits d'étiage caractéristiques

Afin de caractériser le régime d'étiage d'un cours d'eau, on définit habituellement des débits caractéristiques d'étiage :

- Le débit caractéristique d'étiage (ou DCE) : Débit journalier dépassé en moyenne 355 jours par an.
- Les débits caractéristiques de durées 11, 9 et 6 mois : DC11, DC9 et DC6, débits dépassés respectivement 335, 274 et 182 jours dans l'année. Ces débits caractéristiques peuvent également s'exprimer en pourcentage puisqu'il s'agit de près des valeurs dépassées 90, 75 et 50 % de l'année.

Ces différents débits sont déterminés à partir de la courbe des débits classés d'un cours d'eau.

I.7.4. Calcul du coefficient de tarissement

Le coefficient de tarissement indique la vitesse de vidange de la nappe en saison sèche, lorsqu'il n'y a plus de précipitations et donc plus d'apport par le ruissellement de surface. Il est exprimé en jours⁻¹.

a. Méthode graphique

Le coefficient de tarissement α est égal à la pente de la droite formée par l'hydrogramme (phase de tarissement) sur papier logarithmique. Le problème est de savoir quand commence réellement le tarissement et également quelle droite choisir parmi les droites qui peuvent s'ajuster aux points.

b. Méthode « automatique » de calcul

Pour déterminer le coefficient de tarissement, Maillet a établi en 1905 une formule exponentielle décroissante :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (\text{Eq.I.25})$$

avec :

Q_0 : Débit à la date t_0 du début du tarissement,

Q_t : Débit à la date t ,

α : Coefficient de tarissement.

A partir de la formule (Eq.I.25), on peut écrire :

$$\log Q_t = \log Q_0 - \alpha t \log(e)$$

$$\log(Q_t) = \log Q_0 - 0,4343\alpha t$$

Donc :

$$\alpha = \frac{\log Q_t - \log Q_0}{0,4343t} \quad (\text{Eq.I.26})$$

La méthode la plus fiable est la méthode « automatique ».

I.7.5. Estimation de la capacité d'emmagasinement du bassin versant

La capacité d'emmagasinement d'un bassin versant c'est le volume de la réserve hydrogéologique. Elle se calcule selon l'équation suivante :

$$V = \int_{t_0}^{\infty} Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \cdot dt$$
$$V = \frac{Q_0}{\alpha}$$

(Eq.I.27)

I.8. Conclusion

Les conséquences catastrophiques des risques hydrologiques sont d'une importance primordiale, Il faut donc toujours chercher à les prévenir et minimiser leurs effets.

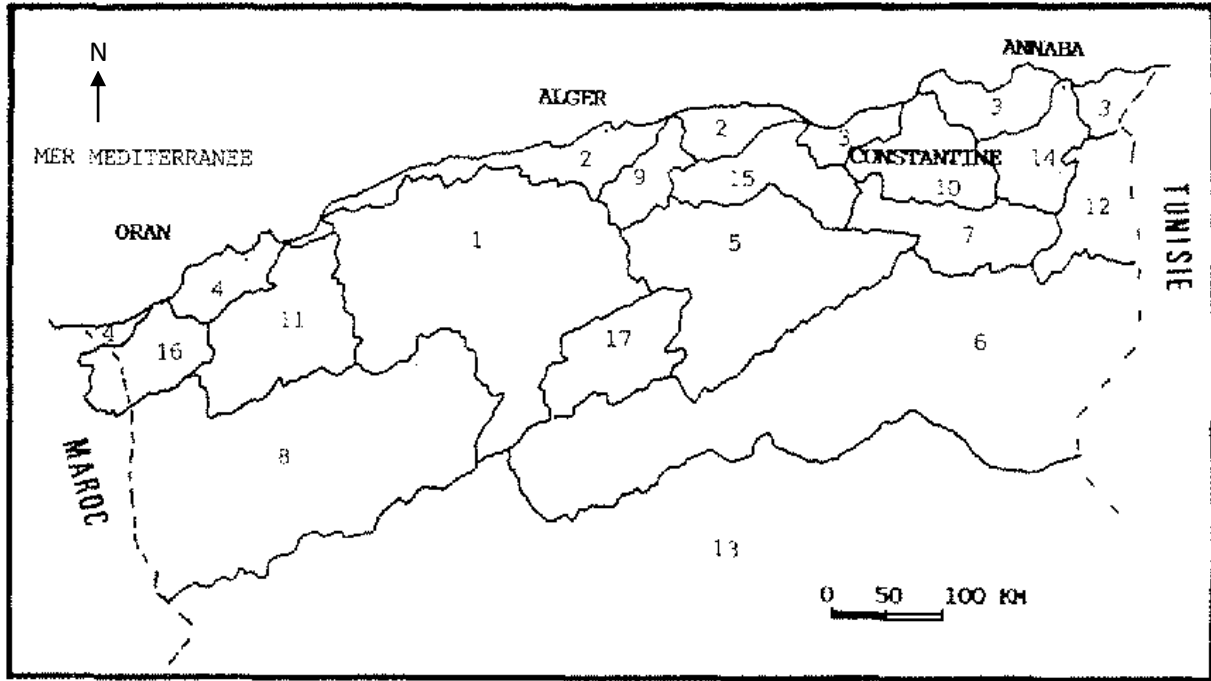
Dans ce chapitre, nous avons parlé des débits extrêmes (crue et étiage) et les différentes méthodes d'estimation de ces derniers. Le choix de la méthode joue un rôle très important dans le type et le coût de l'aménagement du cours d'eau, de la conception et de la construction du barrage. Ainsi, un surdimensionnement peut entraîner des surcoûts déraisonnables, tandis qu'un sous-dimensionnement peut entraîner une inondation ou une submersion de la digue, avec des suites désastreuses. On doit alors choisir la méthode la plus efficace et la plus facile à mettre en œuvre.

Chapitre II

Présentation de la zone d'étude

II.1. Introduction

Nous présentons dans ce chapitre les principales caractéristiques, géographiques, morphométriques et géologiques de la zone d'étude représentée par le bassin versant de l'oued Khemis. Ce bassin appartenant au bassin de la Tafna situé au Nord-Ouest algérien sous le code 16 selon la répartition hydrographique de l'ANRH.



1 Chelif – 2 Côtiers algérois – 3 Côtiers constantinois – 4 Côtiers oranais – 5 Chott Hodna – 6 Chott Melrhir – 7 Hauts plateaux constantinois – 8 Hauts plateaux oranais – 9 Isser – 10 Kebir Rhumel – 11 Macta – 12 Medjerdah – 13 Sahara – 14 Seybousse – 15 Soummam – 16 Tafna – 17 Zahrez.

Figure II.1 : Bassin versant de la Tafna selon le découpage de l'A.N.R.H

II.2. Situation géographique

La zone d'étude (Oued Khemis) appartient au bassin versant de la Tafna, qui est situé dans l'extrême Nord-ouest de l'Algérie et qui s'étend sur la totalité de la wilaya de Tlemcen d'une superficie de 7245 km². Globalement, la Tafna peut être fractionnée en trois grandes parties :

- Partie orientale avec deux principaux affluents à savoir : l'oued Isser et l'oued Sikkak,
- Partie occidentale comprenant trois Oueds : la Haute Tafna (oued Sebdu et oued Khemis) et l'oued Mouilah,
- Partie septentrionale: c'est la basse Tafna qui débute du village Tafna jusqu'à l'embouchure de la Tafna sur la mer (plage de Rechgoune). Les principaux affluents de cette partie sont les oueds Boukiou, Boumessaoud et Zitoun.

Les plaines du bassin de la Tafna s'étendent jusqu'au pied des monts de Tlemcen devant les massifs des Traras et du Tessala, ces plaines sont entourées de massifs de haute altitude qui

dépeignent une structure régulière centrée sur le terrain mésozoïque et cénozoïque (Borsali, 2016)

Le bassin versant de l'oued Khemis objet de notre étude est un affluent de la haute Tafna. Il prend sa source à une altitude de 1700m, aux environs du Djebel Dehar Azouj et coule à 650m d'altitude au niveau du barrage Beni Bahdel. Il possède une superficie de 350km², ce bassin est limité :

- Au Nord, par Sidi Medjahed et la plaine de Maghnia,
- Au Sud, par Sidi Djilali et Tenouchfi (1841m),
- À l'Est par les djebels : El Rhar (1523m), djebel Herhour, Nif el Ogab (1467m) et Guarn Zahra (1292m).
- À l'Ouest, par le Horst de Rhar-Roubane (1014m) et Ras-Asfour (1532m) (fig.II.2).

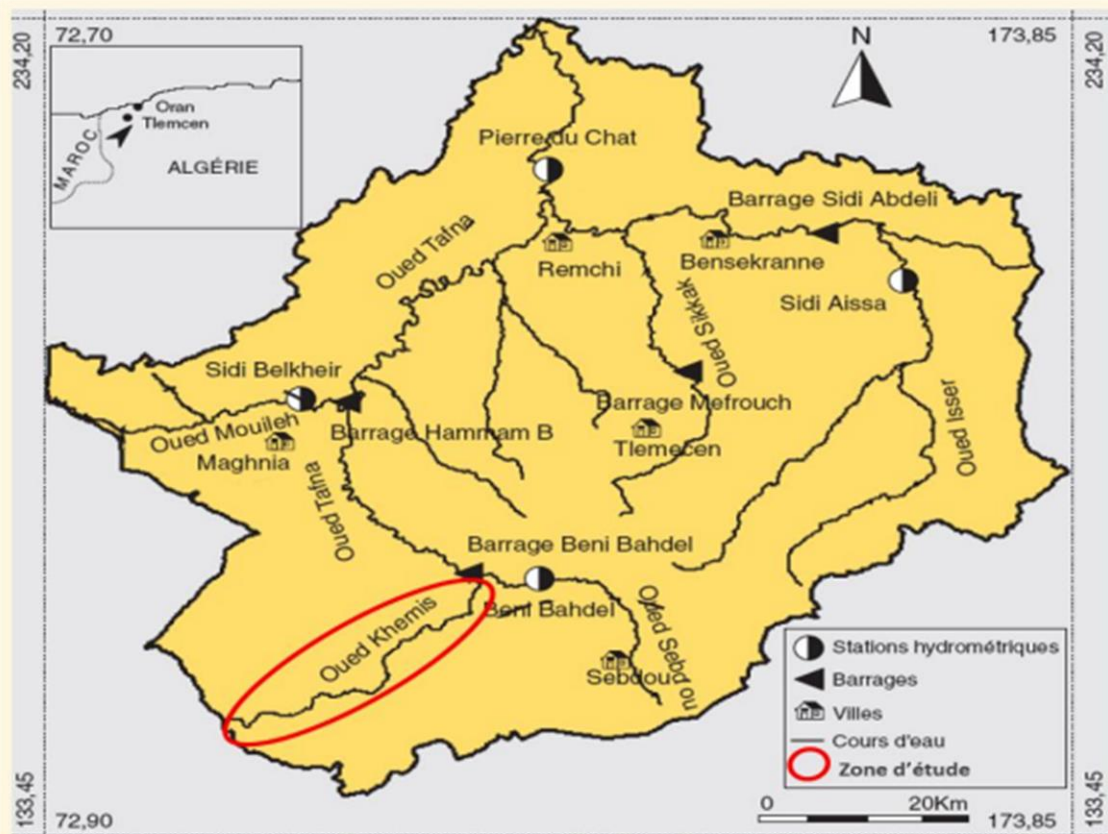


Figure II.2 : Situation de la zone d'étude

II.3. Etude des caractéristiques morphométriques

Le déversement naturel de l'eau dans un bassin versant est déterminé à la fois par les caractéristiques climatiques et physiques du bassin versant. Cette partie de l'étude montre les principaux paramètres qui agissent sur la variation du régime hydrologique : la forme, le relief, la densité de drainage, la fréquence d'écoulement de l'eau, allongement, etc...

Nous nous sommes basés dans cette partie d'étude sur les résultats trouvés par plusieurs auteurs : Seladji (2000), Bouanani (2004), Borsali (2016) et Bougara (2022).

II.3.1. Caractéristiques géométriques

II.3.1.1. Superficie

La surface est la portion du plan délimitée par la ligne de crête, qui peut être mesurée par superposition d'une grille dessinée sur papier transparent, par l'utilisation d'un planimètre ou, mieux, par des techniques de digitalisation et est généralement exprimée en km².

La surface du bassin versant de l'oued Khemis est de 350 km².

II.3.1.2. Périmètre

Le périmètre est la longueur, généralement exprimée en km, de la ligne de contour du bassin, sa mesure est faite à l'aide d'un curvimètre.

Le périmètre du bassin versant de l'oued Khemis est de 93 km.

II.3.2. Caractéristiques de forme

Ce sont les caractéristiques purement géométriques du bassin qui peuvent être obtenues grâce au seul concours de relevés topographiques. Le but de leur utilisation est de quantifier les facteurs caractéristiques physiques d'un bassin versant.

II.3.2.1. Indice de compacité de Gravelius (K_C)

L'indice de compacité (K_C), appelé aussi indice de forme, renseigne sur la forme du bassin versant, il est égal au rapport entre le périmètre (P) du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie que le bassin (S) (Roche, 1963) in (Khedim, 2021). Il est exprimé par la formule suivante :

$$K_C = 0,28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad (\text{Eq.II.1})$$

avec :

K_C : Coefficient de compacité de Gravelius.

P : Périmètre du bassin versant (km),

S : Surface du bassin versant (km²).






Dans le cas de notre bassin : S= 350 km², P = 93 km,

$$K_C = 0,28 \frac{93}{\sqrt{350}} \longrightarrow K_C = 1,39$$

Plus cet indice sera proche de 1, plus le bassin aura une forme ramassée et plus le temps de concentration des eaux sera court.

Afin de définir des classes de compacité ou de forme. Karimou Barké et al., 2017, ont retenu cinq valeurs de K_C (Tab. II.1).

Tableau II.1 : Classes de formes de cuvette suivant les valeurs de l'indice de Gravelius (Karimou Barké et Al., 2017).

Forme	Valeurs de l'indice	Définition	Schéma stylisé
Circulaire	1 à 1,03	Cuvettes ayant la forme de cercle	
Ovoïde	1,03 à 1,3	Cuvettes ovoïdes	
Amiboïde	1,3 à 1,4	Cuvettes caractérisées par une association de plages irrégulières, lobées, d'aspect amiboïde, à contours nets, très contrastés	
Étirée	1,4 à 1,7	Cuvettes allongées	
Très étirée à tendance amiboïde	> 1,7	Cuvettes plus étirées que les précédentes. Elles présentent souvent des fragments amiboïdes c'est-à-dire des contours lobés	

Pour le cas de notre bassin versant, une valeur de 1,39 traduit un allongement, et le développement d'une érosion linéaire et régressive.

II.3.2.2. Rectangle équivalent

C'est une transformation purement géométrique du bassin versant en un rectangle de dimensions L et l Cela permet de comparer les bassins versants entre eux du point de vue de l'écoulement (fig.II.3).

- **Longueur du rectangle équivalent**

$$L = \frac{Kc\sqrt{S}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc}\right)^2} \right] \tag{Eq.II.2}$$

L=36,96 km.

- **Largeur du rectangle équivalent**

$$l = \frac{Kc\sqrt{S}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc}\right)^2} \right] \tag{Eq.II.3}$$

l=9,47 km.

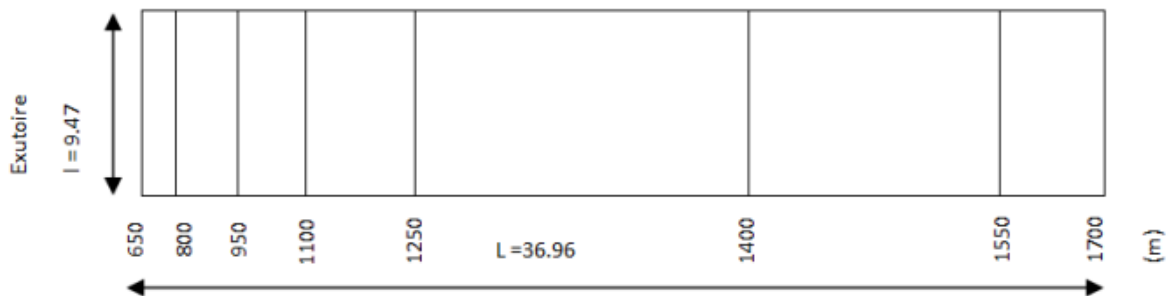


Figure II.3 : Représentation graphique du rectangle équivalent du bassin versant de l'Oued Khemis (Borsali, 2016).

II.4. Etude de relief

De nombreux paramètres hydrométéorologiques varient selon l'altitude (précipitations, température, etc.) et la morphologie du bassin, il est donc aisé d'imaginer l'impact du relief sur l'écoulement. La pente affecte également le débit. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques suivants :

II.4.1. Courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique donne une vision synthétique de la pente du bassin et donc des reliefs. Cette courbe montre la répartition de la superficie du bassin selon l'altitude.

Les données du tableau II.2, permettent d'établir la courbe hypsométrique du bassin versant de l'oued Khemis et le diagramme des fréquences altimétriques pour le même bassin.

Tableau II.2 : Répartition hypsométrique du bassin d'oued Khemis.

Tranches d'Altitudes (m)	Altitudes (%)	Surface partielle		Surface cumulée	
		Km ²	%	Km ²	%
1700-1550	100	28,3	8,08	28,3	8,08
1550-1400	85,74	98	28	126,3	36,08
1400-1250	71,45	134	38,28	260,3	74,36
1250-1100	57,16	29,6	8,45	289,9	82,81
1100-950	42,87	26,5	7,57	316,4	90,38
950-800	28,58	25,2	7,2	341,6	97,58
800-650	14,29	8,4	2,4	350	100

La courbe hypsométrique reflète l'état d'équilibre dynamique potentiel du bassin. Dans notre étude, la courbe hypsométrique indique une concavité vers le bas, cette dernière témoignant d'un fort potentiel d'érosion (fig.II.4).

On remarque que presque 74,36% de la surface du bassin se trouve entre les tranches d'altitude 1400-1250, mais entre 1250-650, elle n'est que de 25,62%, on peut conclure la présence de pentes assez fortes au niveau des basses altitudes indiquant la présence de plaine.

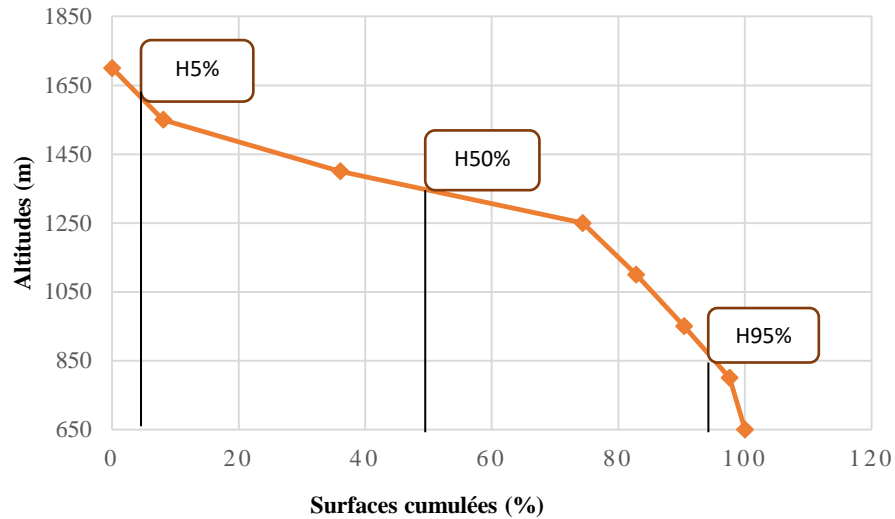


Figure II.4 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Khemis.

L'histogramme des fréquences altimétriques (fig.II.5) montre que l'altitude la plus fréquente est entre la tranche [1250 – 1400 m], elle correspond au maximum du diagramme des fréquences altimétriques égal 38.28%.

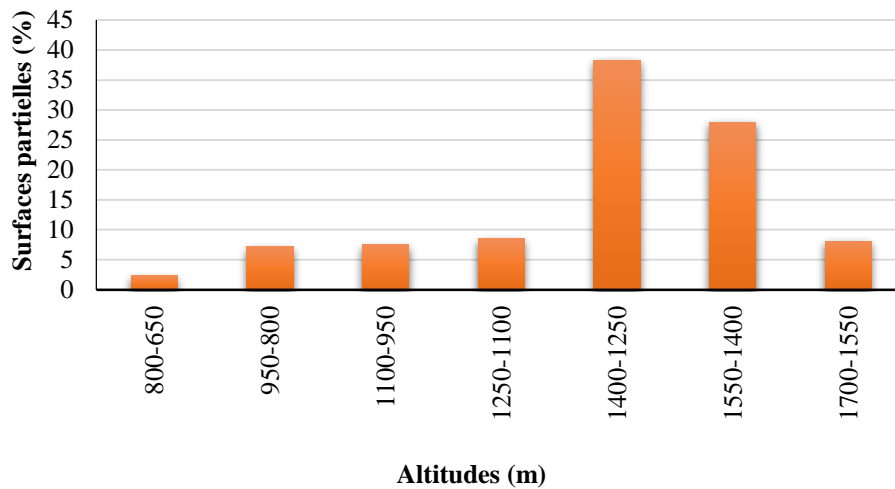


Figure II.5 : Histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant de l'Oued Khemis.

II.4.2. Altitudes caractéristiques

La courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques du bassin d'oued Khemis (figures II.4 et II.5) nous permettent de déterminer les altitudes caractéristiques suivantes :

- **Altitude maximale (H_{max})**

Elle correspond au haut du bassin versant et elle vaut 1700m.

- **Altitude minimale (H_{min})**

Elle correspond au point le plus bas exutoire au confluent du bassin versant et elle vaut 650m.

- **Altitude moyenne (H_{moy})**

On l'obtient à partir de la relation suivante :

$$H_{\text{moy}} = \frac{\sum H_i a_i}{S} \quad (\text{Eq.II.4})$$

avec :

H_{moy} : Altitude moyenne du bassin (m),

a_i : Aire comprise entre deux courbes de niveau (km^2),

H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m),

S : Superficie totale du bassin versant (km^2).

Le calcul selon le tableau II.3, donne une valeur de $H_{\text{moy}} = 1309,05$ m.

- **Altitude médiane ($H_{\text{méd}}$)**

Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière. On peut la retirer de la courbe hypsométrique, et elle se présente par la valeur 1350m.

Tableau II.3 : Altitude moyenne par rapport à une classe d'altitude donnée.

Altitude moyenne (m)	H_i	A_i	$H_i \times a_i$
1700-1550	1625	28,3	45987,5
1550-1400	1475	98	144550
1400-1250	1325	134	177550
1250-1100	1175	29,6	34780
1100-950	1025	26,5	27162,5
950-800	875	25,2	22050
800-650	725	8,4	6090

II.4.3. Indices de pente

Ces indices ont pour but de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications.

- **Indice de pente de Roche (I_p)**

Cet indice est calculé à partir du rectangle équivalent. Ceci est égal à la somme des racines carrées des pentes moyennes de chaque élément pondéré par la surface intéressée, soit :

$$I_p = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n \sqrt{a_i} \cdot d_i \quad (\text{Eq.II.5})$$

avec :

I_p : Indice de pente (m/km),

L : Longueur du rectangle équivalent (m),

a_i : Fraction en % de la surface A comprise entre deux courbes de niveau,

di : Distance entre 2 courbes de niveau successives appelée aussi dénivelée (m),

Donc: $I_p = 2.89 \text{ m/km}$.

- **Indice de pente global (I_g)**

La détermination de l'indice de pente global exige la connaissance de la dénivelée D :

$$D = H_5 \% - H_95 \%$$

Il s'exprime de la façon suivante :

$$I_g = \frac{D}{L} = \frac{H_5\% - H_95\%}{L} \quad (\text{Eq.II.6})$$

avec :

I_g : Indice de pente global de Roche (m/km),

D : Dénivelée, tirée de la courbe hypsométrique,

L : Altitude exprimée en (m),

H : Longueur du rectangle équivalent,

Donc : $I_g = 19,3 \text{ m/km} = 0,019$

- **Dénivelée spécifique (D_s)**

Elle est le produit de l'indice de pente global (I_g) par la racine carrée de la superficie du bassin versant. La D_s étant supérieure à 100 m, le relief du bassin versant est fort.

$$D_s = I_g \sqrt{S} \quad (\text{Eq.II.7})$$

avec :

I_g : Indice de pente global de Roche (m/km),

S : Superficie totale du bassin versant (km^2).

Donc: $D_s = 361,07 \text{ m}$.

Selon la classification de l'OROSTOM, le bassin de Khemis appartient à la classe de relief fort. La valeur élevée de D_s indique l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief.

Tableau II.4: Classification du relief selon la dénivelée spécifique (O.R.S.T.O.M)

	$D_s(\text{m})$	Type de relief
R₁	$D_s < 10$	Relief très faible
R₂	$10 < D_s < 25$	Relief faible
R₃	$25 < D_s < 50$	Relief assez faible
R₄	$50 < D_s < 100$	Relief modéré
R₅	$100 < D_s < 250$	Relief assez fort
R₆	$250 < D_s < 500$	Relief fort
R₇	$500 < D_s$	Relief très fort

II.5. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique se définit comme une série des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Sa disposition est liée

en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux, qui ont affecté la région au cours des temps géologiques (Seladji, 2000) *in* (Bekherrez et Kadri, 2017).

Les paramètres importants qui déterminent le régime hydrologique d'un cours d'eau sont : la densité de drainage, les rapports de confluence et des longueurs.

L'oued Khemis est un affluent rive gauche de l'oued Tafna, il court au fond d'une vallée encaissée, il est alimenté essentiellement par des sources qui lui assurent un écoulement permanent (fig.II.6).

Il prend naissance à une altitude de 1700m par la rencontre de 3 Oueds :

- Le premier d'Ouled Belkassem.
- Le second englobant les oueds Tadet et Mazer.
- Et le dernier qui réunit : O.Tadert, O.Tirheza, O.Boulefane et O.Chadli (même cours d'eau permanent), un autre cours d'eau celui de O. Laames Madhel (temporaire) est lié à ce troisième oued.

Le bassin versant objet de l'étude représente la partie amont la plus élevée de la Tafna dont l'altitude plafonne à 1700m. Il est caractérisé par la présence de reliefs très contrastés et des pentes très fortes favorisant l'accentuation de son potentiel érosif (Bouanani, 2004).

L'oued Khemis coule en grande partie dans une vallée étroite, au versant abrupte de direction SSW–NNE alimentant le barrage de Beni- Bahdel.

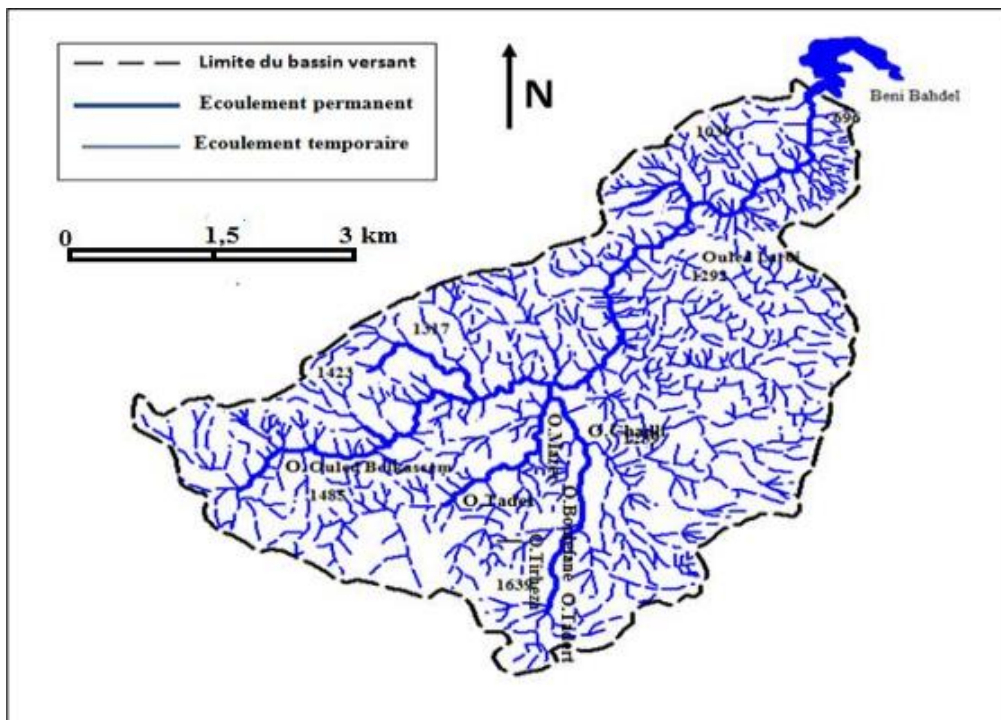


Figure II.6 : Réseau hydrographique du bassin versant d'oued Khemis (Borsali, 2016)

II.5.1. Classification topologique : ordre des cours d'eau

Pour bien décrire le réseau hydrographique, on procède par une classification des cours d'eau. Cette classification est facilitée par un système de numérotation des tronçons de cours d'eau (oued principal et affluents). Il existe plusieurs types de classifications des tronçons des cours d'eau, dont la classification de Strahler (1957), qui est la plus utilisée et elle se base sur les règles suivantes :

- Tout cours d'eau dépourvu de tributaires est d'ordre 1.
- Au confluent de deux cours d'eau de même ordre n , le cours d'eau résultant est d'ordre $(n + 1)$.
- Un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.

Il existe d'autres classifications de ce type comme celle de Horton (1945) qui est parfois utilisée dans le même but.

Tableau II.5. Classification des cours d'eau suivant les ordres et rapports caractéristiques (Bourbaba, 2015).

Ordre	Nombre	Rapport de confluence	Longueur (km)	Longueur moyenne (m)	Rapport des longueurs
1	1905	3,21	571	0,3	/
2	593	6,44	290,5	0,49	1,63
3	92	4,84	152	1,65	3,36
4	19	3,8	54	2,84	1,72
5	05	5	37	7,4	2,61
6	01	/	23,5	23,5	3,18
Total	2615	-	1128	-	-

II.5.2. Densité hydrographique

C'est le rapport entre le nombre de cours d'eau (N) et la surface (S), Elle est calculée par la formule :

$$F_s = \frac{N}{S} \quad (\text{Eq.II.8})$$

avec :

F_s : Densité hydrographique (km^{-2}),

N : Nombre de thalwegs ($N = 2615$),

S : Surface du bassin (km^2).

Dans le cas de notre bassin, la valeur de $F_s = 7.47$, ce qui correspond en moyenne au nombre de cours d'eau par Km^2 .

II.5.3. Densité de drainage

La densité de drainage, introduite par Horton, correspond au rapport de la longueur total des thalwegs par la surface du bassin versant.

$$D_d = \sum \frac{L_i}{S} \quad (\text{Eq.II.9})$$

Où :

D_d : Densité de drainage (km/km²),

L_i : Longueur moyenne des thalwegs au niveau de chaque ordre (km),

S : Surface du bassin (km²).

Dans le cas de notre bassin versant la densité de drainage vaut 3.22 km /km².

La valeur élevée de la densité de drainage indique la présence d'une pente forte favorisant des crues rapides, on peut dire que le bassin de Khemis est bien drainé.

II.5.4. Rapport de confluence R_c

C'est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. Il est défini par le rapport du nombre de thalwegs d'ordre n par celui d'ordre $(n+1)$:

$$R_c = \frac{N(x)}{N(x+1)} \quad (\text{Eq.II.10})$$

Il est préférable d'estimer la valeur moyenne des rapports de confluence par la méthode graphique (fig.II.7), sur un papier semi-log où, on porte :

- En ordonnées logarithmique, le nombre de thalwegs,
- En abscisse arithmétique l'ordre des thalwegs.

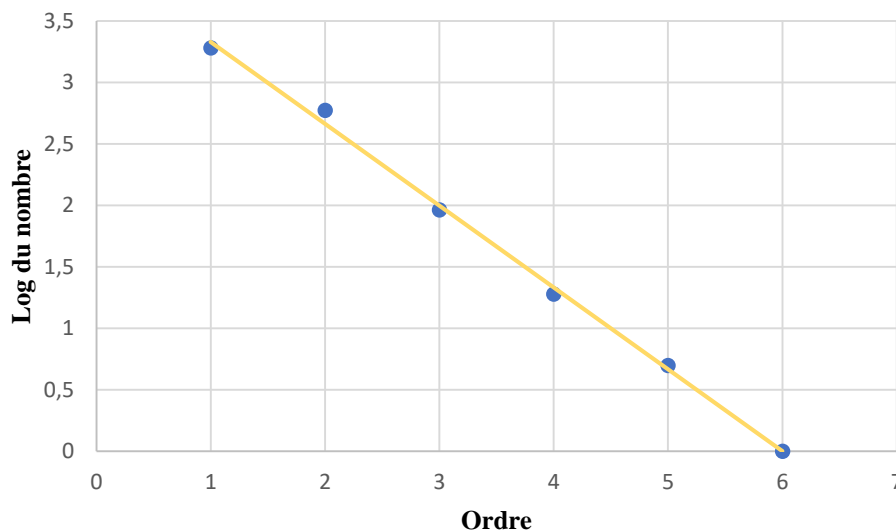


Figure II.7 : Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre.

On obtient une droite d'équation : $\log N = ax + b$

R_c : Rapport de confluence moyen = $\log^{-1} a$, avec a : pente de la droite

Pour le bassin de l'oued Khemis : $R_c = 2,29$.

Le réseau est bien organisé, le nombre de cours d'eau d'ordre successifs forme une progression géométrique d'ordre inverse.

II.5.5. Rapport des longueurs (R_L)

Le rapport de longueur est défini par :

$$R_L = \frac{L(x+1)}{L(x)} \quad (\text{Eq.II.11})$$

La longueur moyenne de thalwegs d'ordres successifs croissants forme une série géométrique directe (fig.II.8).

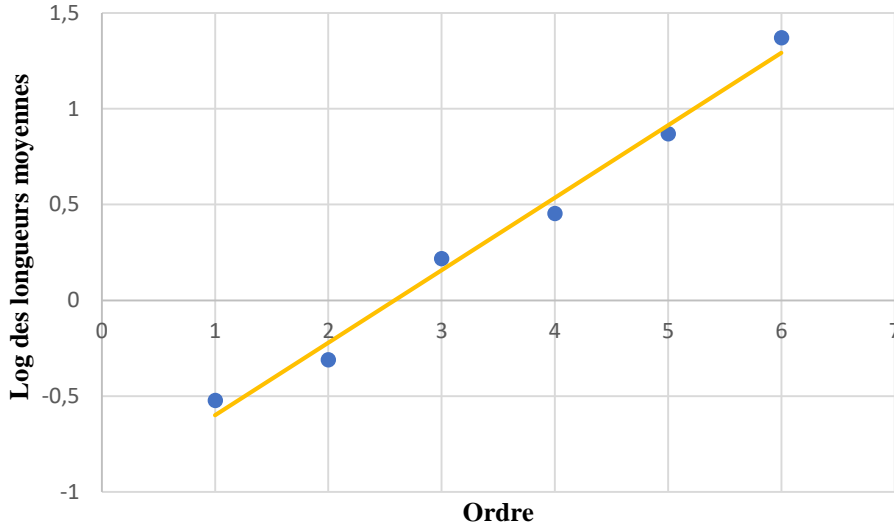


Figure. II.8 : Droite représentative du rapport des longueurs en fonction de l'ordre.

R_L : Rapport de longueur moyen = $\log^{-1} a$, avec a la pente de la droite.

Pour le bassin de l'oued Khemis : $R_L = 1,38$.

II.5.6. Coefficient de torrentialité

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires par la densité de drainage :

$$C_T = D_d \times F_i \quad (\text{Eq.II.12})$$

avec :

D_d : Densité de drainage,

F_i : Fréquence des thalwegs élémentaires $F_i = N_i / S$

$C_T = 17,52$.

La valeur élevée du coefficient de torrentialité correspond au chevelu hydrographique issu d'un secteur montagneux et pluvieux (Bouanani, 2004).

II.5.7. Temps de concentration des eaux (T_c)

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour parvenir à l'exutoire, pour son calcul, nous faisons appel à la formule de Giandotti :

$$T_c = \frac{4 \cdot \sqrt{S} + 1.5L}{0,8 \cdot \sqrt{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}} \quad (\text{Eq.II.13})$$

avec :

T_c : Temps de concentration (heure),

S : Superficie du bassin (km^2),

L : Longueur du thalweg principal (km),

H_{moy} : Altitude moyenne (m),

H_{min} : Altitude minimale (m).

Donc, $T_c = 6.61$ heures.

II.5.8. Profil longitudinal de l'Oued Khemis

Nous avons l'habitude d'exprimer graphiquement la variation de hauteur au fond d'un cours d'eau en fonction de la distance à l'émissaire. Cette représentation devient intéressante lorsque les cours d'eau secondaires du bassin versant sont représentés, qui sont alors aisément comparés entre eux et au cours d'eau principal. Noter qu'un graphisme différent est souvent utilisé lorsque les affluents sont en rive gauche ou droite de la rivière sur laquelle ils se trouvent. Le profil en long d'un cours d'eau permet de définir sa pente moyenne.

D'une longueur de 31km, le cours d'eau principal de l'oued Khemis présente des variations de pente importantes depuis oued Tadert jusqu'à Beni-Bahdel (fig.II.9).

Pour le premier tronçon entre oued Tadert et oued Boulefane existe une pente forte de 4.29%, elle diminue pour atteindre 3% entre oued Boulefane et Si Larbi.

La pente s'atténue encore entre Si Larbi et Khemis où, une rupture de pente de 2.31% est observée et elle passe à 2.14% à Khemis, Pour le dernier tronçon la pente est faible où elle atteint une valeur de 1.67% à Beni Bahdel.

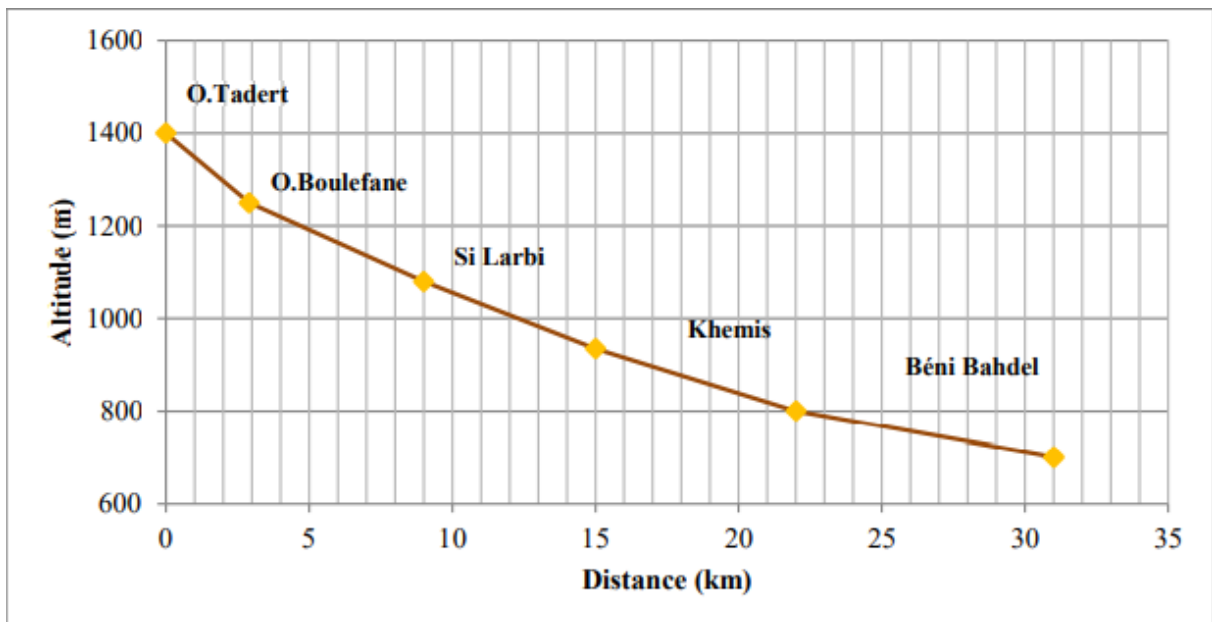


Figure. II.9 : Profil en long du cours d'eau principal (Borsali, 2016).

II. 6. Géologie du bassin versant de l'oued Khemis

II.6.1. Cadre géologique

La région d'étude constitue une zone de passage entre le Tell au Nord et les hautes plaines au Sud. Elle se trouve dans un massif montagneux qui forme la terminaison occidentale des monts de Tlemcen et qui s'élève graduellement du Nord vers le Sud, ce sont les monts de Rhar-Roubane (Mekahli, 1988) (fig.II.10).

Les monts de Rhar-Roubane sont bordés par la plaine de Maghnia au Nord, la plaine des Angad d'Oujda et le plateau de Djorf-Ouazazen à l'Ouest, la plaine de Magoura au Sud et enfin la partie occidentale des monts de Tlemcen à l'Est (Mekahli, 1988).

Lucas (1942), divise les monts de Rhar-Roubane du Nord vers le Sud en 4 unités géographiques (fig. II.11) :

- Les monts du Kef.
- La région de Ras Asfour qui comprend du Nord vers le Sud : le talus des Beni-Bousaid, la barrière et le plateau de Ras-Asfour.
- La chaîne du Ténouchfi.
- Le massif de Raourai.

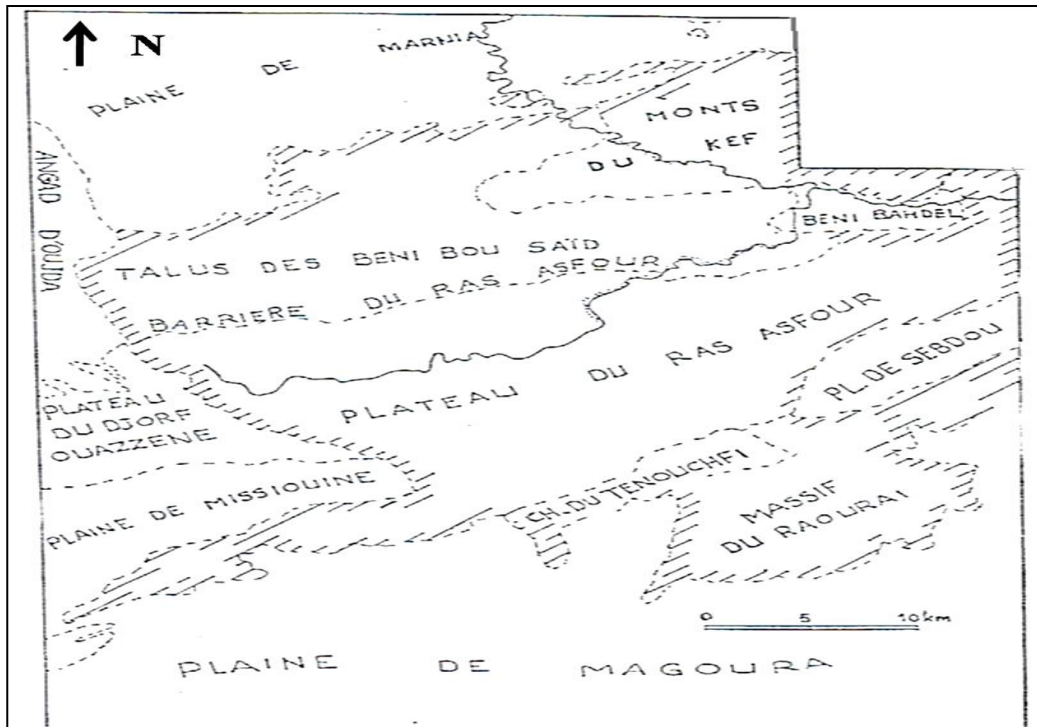


Figure II.10 : Cadre géologique de la zone d'étude (Lucas, 1942)

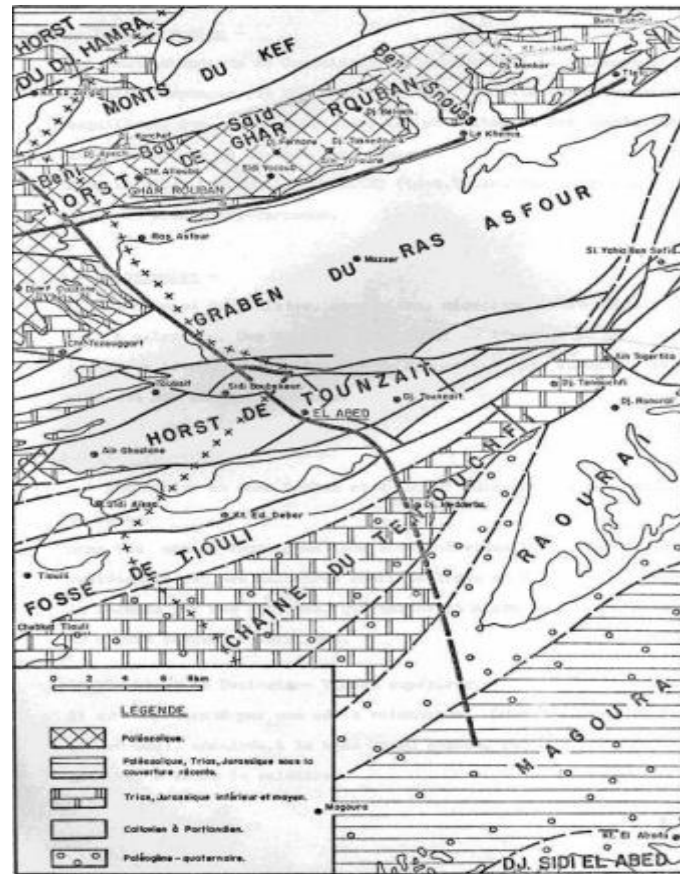


Figure II.11 : Situation des principales zones de la région de Rhar-Roubane (Lucas, 1952)

II.6.2 Série litho-stratigraphique

La série stratigraphique des monts de Rhar-Roubane est constituée essentiellement de terrains secondaires qui se reposent sur les terrains primaires, Nous avons une prépondérance d'une série épaisse du Jurassique qui va du Lias au Kimméridgien (fig.II.12).

II.6.2.1. Primaire

Représenté par des formations schisto-quartziques d'âge silurien et dévonien qui forment les noyaux des plissements.

a. Silurien

C'est une formation schisteuse reconnue à Djorf Fermene, et Djorf Ouazzen.

b. Dévonien

Il s'agit d'une formation schisteuse puissante avec des intercalations calcaires et gréseuses.

c. Phase éruptive

Il s'agit de la phase qui donne naissance au granite des Beni-Snous (micro granite de Rhar-Roubane), les roches sont profondément érodées, il se forme de belles plateformes

connues sous le nom de pénéplaines post-hercyniennes sur lesquelles vient se déposer le Trias et le Jurassique (Gadiri, 1995).

II.6.2.2 Secondaire

a. Trias

Il est localisé essentiellement au Nord de la zone d'étude dans la région de Beni Bahdel, constitué par des argiles plus ou moins dolomitiques s'accompagnant parfois d'un léger métamorphisme (Seladji, 2000).

b. Jurassique

b.1. Jurassique inférieur et moyen

- Les assises du Jurassique inférieur sont discontinues ou lacunaires. Les premiers niveaux continus appartiennent au Bathonien dans le Horst de Rhar-Roubane (Mekahli, 1988).
- La série du Jurassique débute par le Lias, le Démorien inférieur affleure dans la partie médiane de Rhar-Roubane au Djorf Tissedoura, il s'agit d'une formation calcaire (Ciszak, 1993).
- Au niveau de la frontière algéro-marocaine, les premiers dépôts liasiques (Carixien-Domerien) indiquent une sédimentation détritique. Ces dépôts sont surmontés par des marno-calcaires et des calcaires à Brachiopodes et spicules, de Spongiaires indiquant l'ouverture de la région vers la mer franche au cours du Toarcien (Mekahli, 1988).
- Dans la zone de Tenouchfi, le Dogger est très épais, le Toarcien et le Jurassique moyen présentent des faciès de vasière relativement profonde (domaine «pré tellien », Lucas, 1952), le Toarcien est représenté par des couches rouges ou violacées.
- Pendant l'Aalénien et Bajocien se sont déposées des dolomies dans le secteur occidental : Degléne.
- Le Bathonien correspond à des calcaires gris parfois dolomités après une lacune du Bathonien supérieur, l'enfoncement du milieu se poursuit au début du Callovien avec des argiles gréseuses.

b.2. Jurassique supérieur

b.2.1. Argiles de Saïda

Elles correspondent à des dépôts argileux et marneux avec des niveaux gréseux à la base, la formation est attribuée au Callovo-Oxfordien.

b.2.2. Grès de Boumediene

Sont constitués essentiellement de grès, avec des passées argileuses pouvant atteindre 500m, on les trouve dans le secteur de Khemis.

b.2.3. Calcaire de Zarifat

Surmontant les grès de Boumediene dans la région du Khemis, dégagée par l'oued Otmane à 600 m en amont d'Ouled Arbi (Benest, 1985).

Il s'agit d'une alternance de minces lits marneux à rares passés gréseux légèrement micacées et de calcaires argileux sombres. Cet ensemble affleure juste au-dessous de la grande falaise dolomitique inférieure de la vallée de Khemis. Ils sont d'âges Kimméridgien.

b.2.4. Dolomies de Tlemcen

Il s'agit des dolomies cristallines grises, cette série est bien exposée sur le versant occidental du Djebel Kossilet, grâce à l'entaille réalisée par l'oued Khemis, on peut admettre qu'elle débute à environ 100 m au-dessus du substratum des calcaires de Zarifet (Benest, 1985).

b.2.5. Calcaires de Stah

Épais de 29m, cette unité dans laquelle s'intercalent des niveaux marno-calcaires peu compacts débute par des calcaires et s'achève par des dolomies.

b.2.6. Marno-calcaires de Raourai

Du Kimméridgien moyen- Tithonique. Il s'agit de marnes grises, blanchâtres en surface intercalées de nombreux lits et bancs de calcaires marneux durs. Cette formation est limitée au sommet par les calcaires de Lato et dolomies de Terni.

b.2.7. Calcaire de lato et dolomies de Terni

Ils sont du Kimméridgien supérieur (Portlandien). La grande falaise sommitale qui surplombe les gorges de l'oued Khemis en amont du village du même nom, correspond à la deuxième masse dolomitique (Lucas, 1942), c'est-à-dire à l'ensemble formé par les calcaires de Lato et les dolomies de Terni (Benest, 1985).

b.2.8. Marno-calcaire de Hariga

Il s'agit d'une alternance de marnes et de marno-calcaires qui forment les 30 premiers mètres, visibles jusqu'au sommet de Djebel Kossilet (Benest, 1985).

II.6.2.3 Plio-Quaternaire

Représenté par des sédiments continentaux d'âges comparables bien que de natures variables. Il s'agit d'une série complexe de dépôts discontinus formés d'éléments hétérométriques et hétérogènes, on y rencontre les faciès suivants :

- Les travertins : de puissants dépôts de sources disposés en masses et s'avancant en hautes falaises, ils sont jaunes, friables riches en débris végétaux.
- Le complexe de sédiments plio-villafranchiens : la bordure des massifs secondaires est soulignée par des éboulis de piémont plus ou moins encroûtés et remaniés d'épaisseurs très variables mais toujours assez faibles.
- Des marnes rouges avec peu ou pas de galets plus ou moins tufeuses.
- Des anciennes alluvions allant des marnes alluvionnaires verdâtres aux galets en passant par les limons et les graviers. Nous ne trouvons que de petites terrasses sur les côtés de l'oued Khemis ou les paysans cultivent.

- Les limons, sables et graviers récents : les limons sont jaunes en général avec des couches rougeâtres, les galets se trouvent surtout en lits à la base des limons.

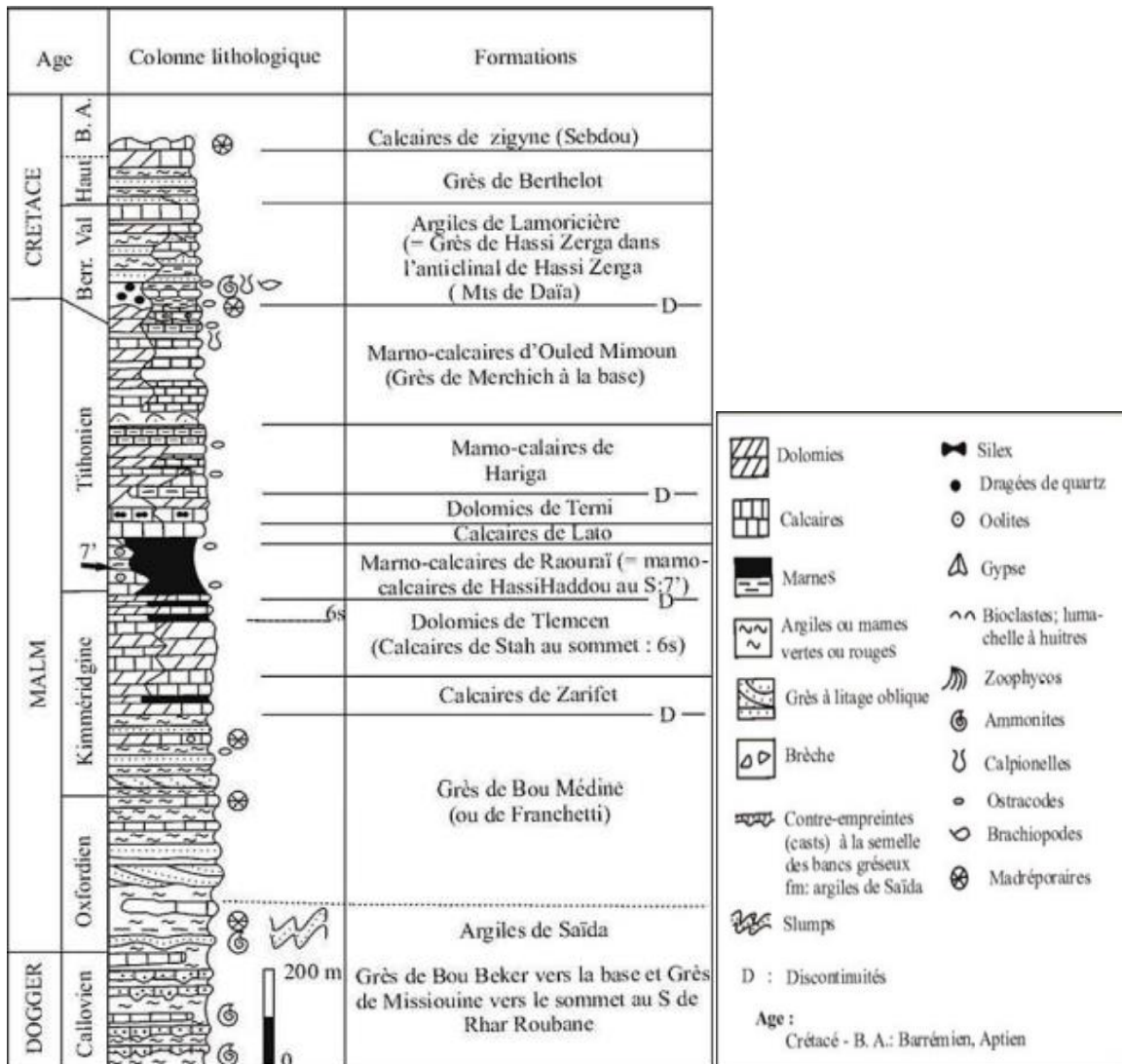


Figure II.12 : Colonne stratigraphique des monts de Tlemcen jusqu'aux hautes plaines (Benest & Bensalah, 1999).

II.6.3. Analyse structurale

II.6.3.1. Principales phases tectoniques

Une étude réalisée par (Elmi, 1973), explique les mouvements tectoniques dans la région de Rhar –Roubane.

- Les découpages de la région en grands panneaux allongés WSW-ENE pas des failles liées aux structures Hercyniennes.
- Une phase de serrage donne des plis à grand rayon de courbure.
- La compression provoque deux décrochements :
 - Accident NNE : senestre.
 - Accident WNW-ESE : dextre.

- d. Une nouvelle phase de serrage intervient sur un pays modelé par l'érosion.
 - Dans les monts de Rhar-Roubane, elle accuse des différences entre zones stables et secteurs plissés.

II.6.3.2 Unités structurales

Les monts de Rhar –Roubane et leur prolongement vers l'Est forment un ensemble de relief grossièrement orienté SW-NE (fig.II.13) c'est le haut pays oranais (G.B.M. Flamand, 1911) le plus souvent on a des alignements N 70 déviés par des accidents transversaux N 110-140 et N 20.

Ils représentent la continuité occidentale des monts de Tlemcen où la limite semble être masquée par la transversale de la Tafna (Elmi, 1970-1983) qui correspond au pli croiseur de Tenouchfi (Lucas, 1952) et qui joue essentiellement en décrochement senestre, le panneau occidental est caractérisé par l'existence du Horst de Rhar-Rouban orienté N 70, qui vient se noyer à proximité du barrage de Beni-Bahdel (Mekahli, 1988).

On distingue comme grandes unités structurales orientées WSW-ENE :

- L'Anticlinal du Djebel Hamra-Bouhlou.
- Le Synclinal de l'Azaira.
- La zone Anticlinal du Djebel Tmalouft.
- Le Synclinal du Djebel Ouinane.
- Le Horst de Rhar-Roubane (direction WSW-ENE essentiellement de terrains primaires).
- Un Vaste plateau du Ras- Asfour affecté de failles dans sa partie méridionale.
- La Zone haute de Tenouchfi.

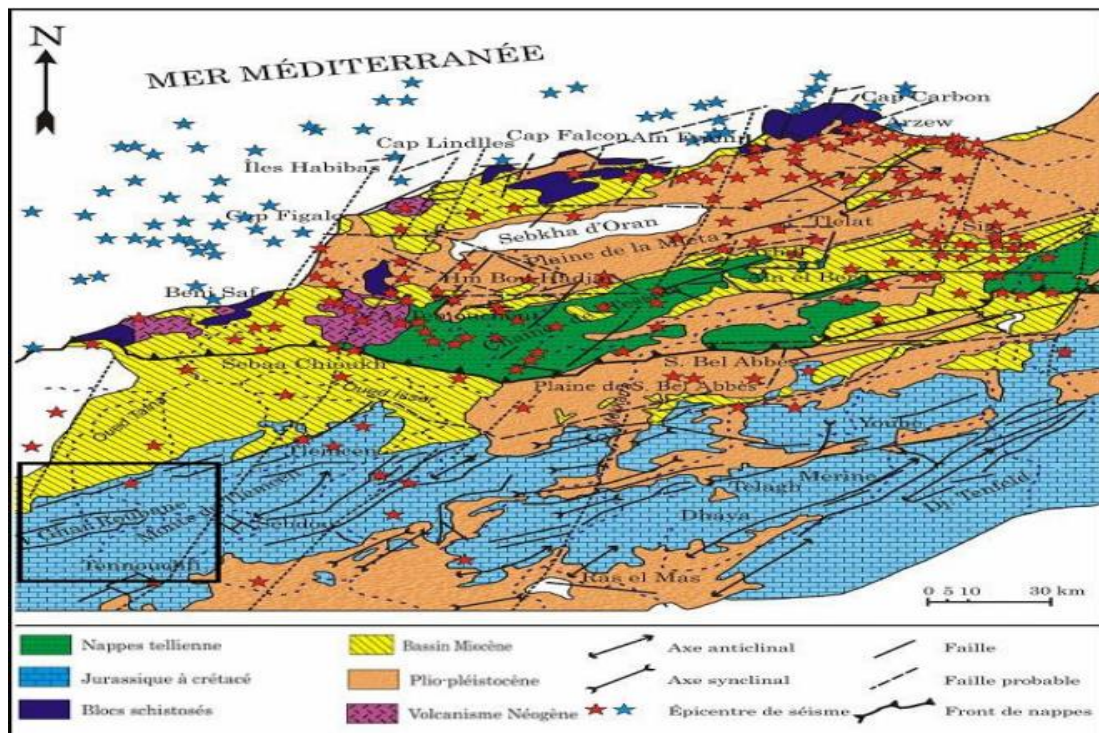


Figure II.13 : Carte structurale de l'Oranie Nord –Occidentale (Thomas, 1985).

II.7. Conclusion

Nous avons présenté dans ce chapitre les principales caractéristiques, géographiques, morphométriques et géologiques de la zone d'étude représentée par le bassin versant de l'oued Khemis. Ces caractéristiques sont présentées dans le tableau récapitulatif (tab.II.6) suivant :

Tableau. II.6 : Principaux paramètres physiques du bassin versant de l'oued Khemis.

Caractéristiques	Unité	Valeurs
Surface (S)	km ²	350
Périmètre (P)	km	93
Indice de compacité de Gravelius (K _c)	/	1,39
Longueur du rectangle équivalent (L)	km	36,96
Largeur du rectangle équivalent (l)	km	9,47
Altitude minimale (H _{min})	m	650
Altitude maximale (H _{max})	m	1700
Altitude moyenne (H _{moy})	m	1309.05
Altitude médiane (H _{méd})	m	1350
Dénivelée spécifique (D _s)	m	361,07
Indice de pente de Roche (I _p)	-	2.89
Indice de pente global (I _g)	-	0,019
Densité de drainage (D _d)	km/km ²	3,22
Fréquence des cours d'eau (F _s)	Km ⁻²	7,47
Rapport de confluence (R _c)	-	2,29
Rapport des longueurs (R _L)	-	1,38
Coefficient de torrentialité (C _t)	-	17,52
Temps de concentration (T _c)	Heure	6,61

Chapitre III

Etude hydro-climatique

III.1. Introduction

Par définition, le climat est un ensemble des évènements météorologiques (précipitations, température, vent, humidité, etc.) qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère et son évolution en une région donnée durant une longue période.

Les conditions climatiques du bassin jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau.

III.2. Etude des paramètres climatiques

III.2.1. Etude des précipitations

Dans notre étude, nous utiliserons la station de Khemis située à l'intérieur de notre bassin versant à une altitude de 920 m.

Tableau III.1 : Caractéristiques de la station hydro-climatique.

Station	Code	Coordonnées			Paramètre	Période d'observation
		X (km)	Y (km)	Z (m)		
Khemis	160406	109.500	157.300	920	P (mm)	1972/1973-2020-2021
					T (°C)	1979/1980-2020-2021
					Q (m ³ /s)	1972/1973-2010-2011

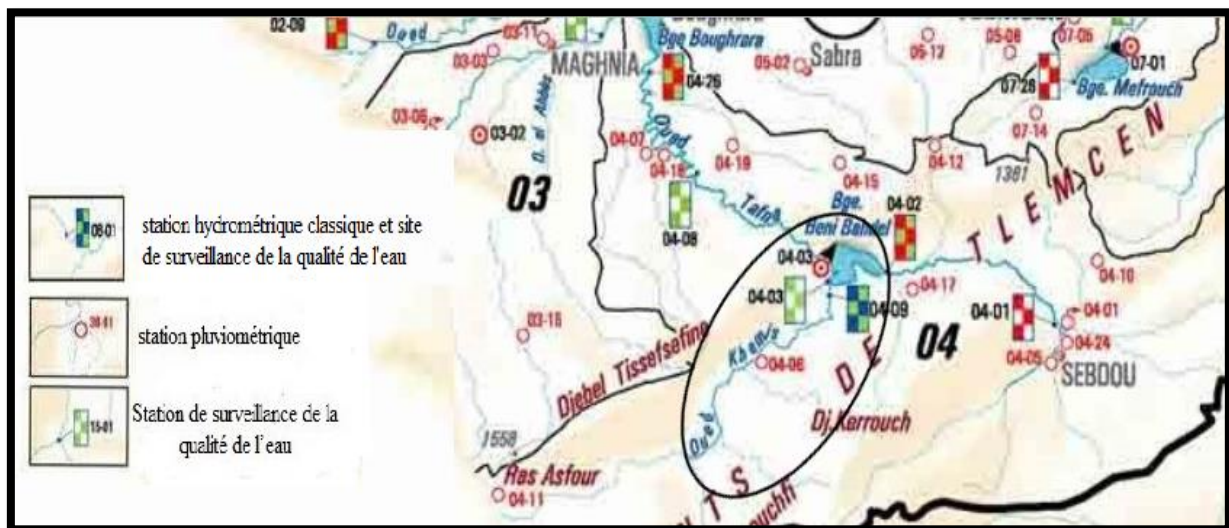


Figure III.1 : Situation des stations de mesure des paramètres climatiques et hydrométriques au niveau du bassin de Khemis.

(Extraite de la carte au 1/500 000 établie par l'A.N.R.H., 2005)

III.2.1.1. Précipitations annuelles

La détermination des précipitations annuelles est essentielle suite à la résurgence de leur variabilité temporelle. Elles permettent de discerner les périodes vis-à-vis du stress hydrique en les comparant à un certain seuil jugé normal ou moyen et d'inventorier les bilans moyens annuels de l'écoulement (Bensafi & Salah, 2016).

Pour cette étude, nous avons pris une série de 49 ans des valeurs des précipitations sur la période (1972/1973-2020/2021) à la station de Khemis. Elles sont représentées dans le tableau III.2 :

Tableau III.2 : Précipitations moyennes annuelles à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021).

Années	P (mm)	Années	P (mm)	Années	P (mm)
1972-1973	544	1989-1990	255,9	2006-2007	422,2
1973-1974	638	1990-1991	460,1	2007-2008	225,1
1974-1975	615	1991-1992	622,9	2008-2009	919,9
1975-1976	446,2	1992-1993	353,6	2009-2010	535
1976-1977	409,2	1993-1994	381,4	2010-2011	393,3
1977-1978	381,7	1994-1995	488,9	2011-2012	404,6
1978-1979	304,8	1995-1996	712,3	2012-2013	674
1979-1980	375,9	1996-1997	310,8	2013-2014	427,4
1980-1981	515,1	1997-1998	327,4	2014-2015	437
1981-1982	242,7	1998-1999	114,4	2015-2016	333
1982-1983	221,5	1999-2000	130	2016-2017	395,4
1983-1984	295,7	2000-2001	476,3	2017-2018	474,1
1984-1985	256,3	2001-2002	451,3	2018-2019	361
1985-1986	434	2002-2003	601,3	2019-2020	350,7
1986-1987	488	2003-2004	524,6	2020-2021	275,3
1987-1988	234,3	2004-2005	258,5	Moyenne = 411.6mm	
1988-1989	227,8	2005-2006	442		

La figure III.2, représente la variation de la pluviométrie annuelle sur une période de 49 ans allant de 1972/1973 à 2020/2021, 23 années ont enregistré des hauteurs pluviométriques supérieures à la moyenne annuelle qui est de 411.6mm. Le maximum des précipitations moyennes annuelles est enregistré en 2008/2009 avec 919.9mm, tandis que le minimum des précipitations moyennes annuelles est enregistré en 1998/1999 avec 114.4mm.

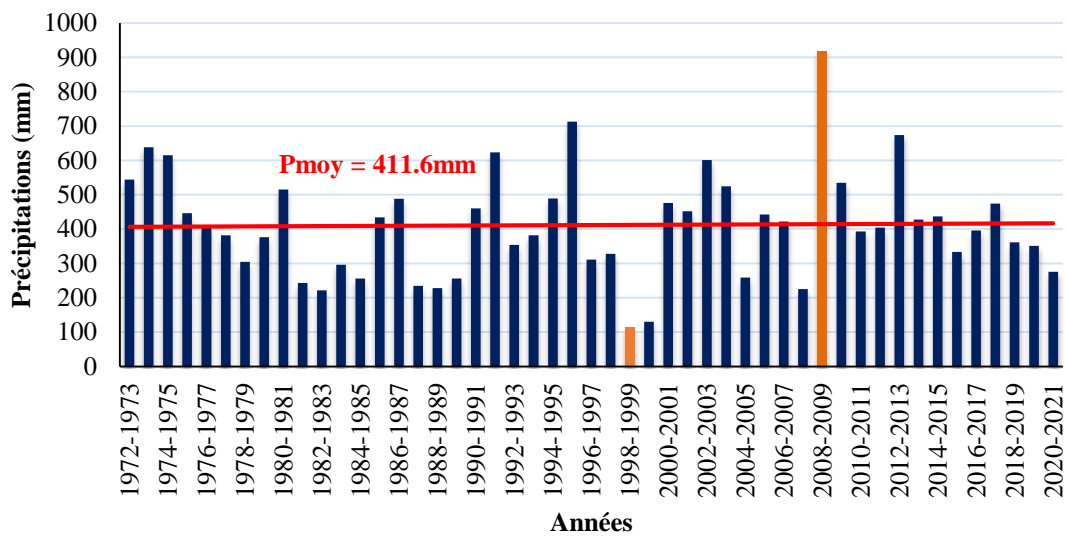


Figure III.2 : Variation des précipitations annuelles à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021).

Le coefficient d'immodération est : $\frac{P_{\max}}{P_{\min}} = \frac{919,9}{114,4} = 8,04$, c'est donc une zone qui est soumise à une variation pluviométrique spatiotemporelle très irrégulière d'une année à une autre.

III.2.1.2. Précipitations mensuelles

Le tableau III.3 présente la variation de la pluviométrie mensuelle à la station de Khemis.

Tableau III.3 : Précipitations moyennes mensuelles à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	17,5	32,5	44,1	47,1	58,2	56,2	58,0	47,7	31,7	8,2	3,7	6,7

La figure III.3 visualise la variation de la pluviométrie mensuelle à la station de Khemis, on remarque que le mois de Janvier est le mois le plus pluvieux de l'année (58.2mm) en revanche, le mois de Juillet est le plus sec avec 3.7mm.

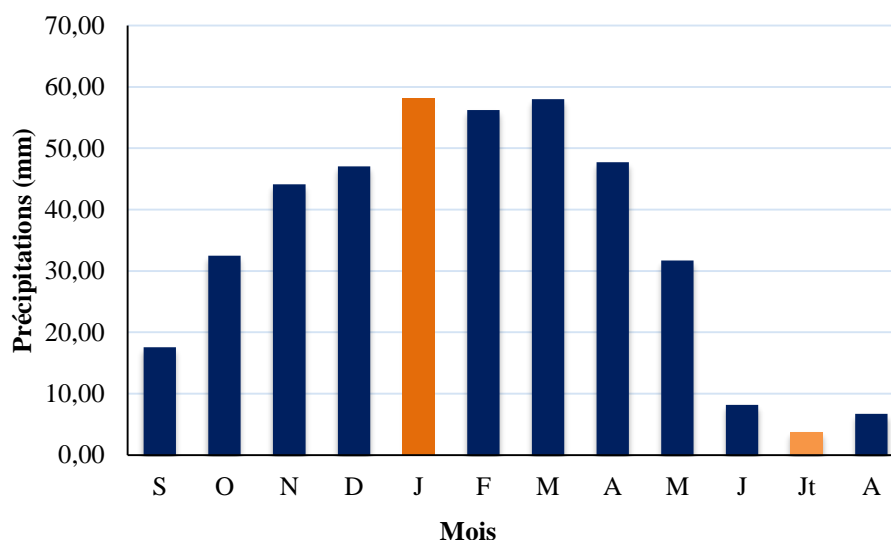


Figure III.3 : Variation des précipitations moyennes mensuelles à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021)

III.2.1.3. Précipitations saisonnières

L'alternance des saisons est liée à la révolution de la terre autour du soleil et à la rotation de la terre sur elle-même. Ces quatre saisons (Printemps, Eté, Automne et Hiver) sont des tranches de trois mois (soit un trimestre), et qui ont des conditions climatiques à peu près constantes.

Les quatre saisons de l'année correspondent à :

- Hiver : Décembre, Janvier, Février
- Printemps : Mars, Avril, Mai

- Eté : Juin, Juillet, Août
- Automne : Septembre, Octobre, Novembre

Tableau III.4 : Valeurs moyennes saisonniers des précipitations à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021)

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
P (mm)	94,1	161,5	137,4	18,6

D'après la distribution saisonnière des précipitations (fig.III.4), l'Eté est la saison la plus sèche, alors que, l'Hiver correspond à la saison humide suivi du Printemps.

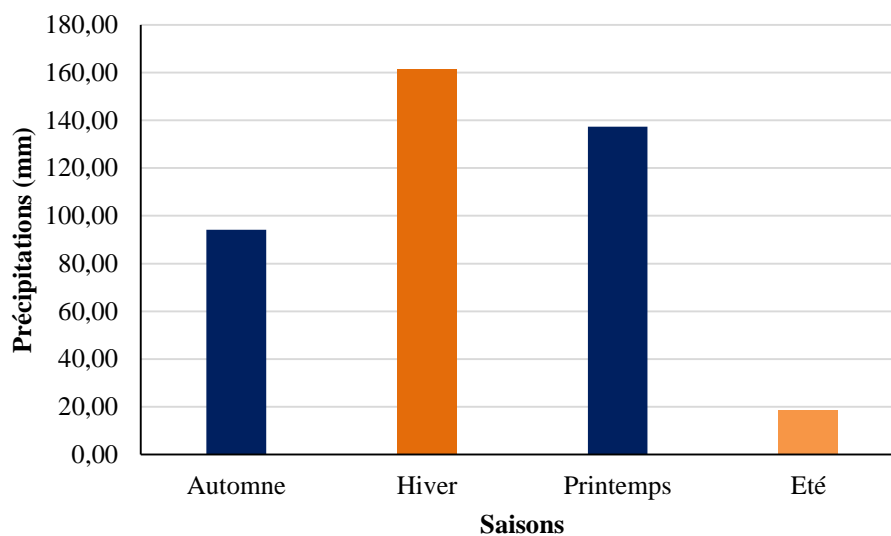


Figure III.4 : Variation des précipitations moyennes saisonnières à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021)

III.2.1.4. Précipitations journalières

La variation des moyennes journalières des pluies est très irrégulière (fig.III.5), nous retiendrons que la valeur des précipitations journalières maximales d'une année moyenne observées est de 5.2mm.

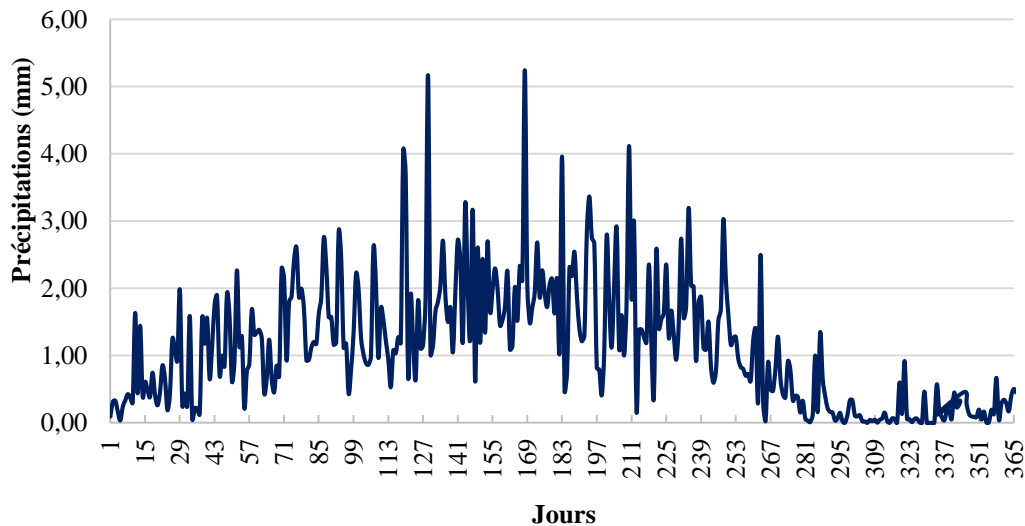


Figure III.5 : Variation des précipitations moyennes saisonnières à la station de Khemis (1972/1973-2020/2021)

III.2.1.5. Etude statistique des précipitations annuelles à la station de Khemis

L'ajustement statistique consiste à vérifier des hypothèses d'homogénéité entre une variable aléatoire et un modèle calculé, si ce modèle est bien superposé à l'échantillon étudié, on peut dire qu'il est bien ajusté. L'objet de la méthode statistique est la réduction de la masse de données, qui si importante, devrait être remplacée par un nombre réduit de paramètres statistiques pouvant représenter correctement cette masse (Dadi, 1998 *in* Boukhari, 2004).

Aussi, l'ajustement graphique montre la forme de la représentation du modèle des variables de l'échantillon étudié, c'est un élément capital dans ce type d'analyse.

- **Test de normalité**

Pour tester la normalité des séries, il existe deux méthodes :

- **Test graphique**

Consiste à tracer sur un papier de Gauss la courbe théorique représentative de la loi choisie basée sur les paramètres de la série et de la comparer avec la distribution des points observés.

- **Test analytique**

Parmi les tests utilisés nous avons le test du Khi^2 , le test de Kolmogorov, et on peut aussi utiliser un test qui prend en compte les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement.

Le test de Khi^2 mesure l'écart qu'il y a entre les fréquences observées et les fréquences théoriques, il est donné par la statistique du χ^2 . Il est utilisé pour déterminer si une distribution théorique comme la distribution normale, peut ajuster une distribution empirique, c'est-à-dire une distribution calculée à partir des données observées.

Les valeurs des précipitations annuelles de la station de Khemis sont reportées dans le tableau (III.5) par ordre croissant.

Tableau III.5 : Précipitations moyennes annuelles classées par ordre croissant à la station Khemis (1972/1973-2020/2021)

Rang	P(mm)	Fi	Rang	P(mm)	Fi
1	114,4	0,02	26	409,2	0,52
2	130	0,04	27	422,2	0,54
3	221,5	0,06	28	427,4	0,56
4	225,1	0,08	29	434	0,58
5	227,8	0,1	30	437	0,6
6	234,3	0,12	31	442	0,62
7	242,7	0,14	32	446,2	0,64
8	255,9	0,16	33	451,3	0,66
9	256,3	0,18	34	460,1	0,68
10	258,5	0,2	35	474,2	0,7
11	275,3	0,22	36	476,3	0,72
12	295,7	0,24	37	488	0,74
13	304,8	0,26	38	488,9	0,76
14	310,8	0,28	39	515,1	0,78
15	327,4	0,3	40	524,6	0,8
16	333	0,32	41	535	0,82
17	350,7	0,34	42	544	0,84
18	353,6	0,36	43	601,3	0,86
19	361	0,38	44	615	0,88
20	375,9	0,4	45	622,9	0,9
21	381,4	0,42	46	638	0,92
22	381,7	0,44	47	674	0,94
23	393,3	0,46	48	712,3	0,96
24	395,4	0,48	49	919,9	0,98
25	404,6	0,5			

Les résultats du calcul des paramètres de position et de distribution sont sur le tableau qui suit :

Tableau III.6 : Paramètres de position et de dispersion des précipitations à la station Khemis (1972/1973-2020/2021)

Paramètre	Formule	Valeurs
Moyenne	$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n P_i$	411,6
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum (P_i - \bar{P})^2$	24144,40
Ecart Type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	155,38
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{P}$	0,38

Le coefficient de variation $C_v < 0,5$, cela nous laisse fortement penser que l'ajustement suit une loi normale ou log normale. Le test χ^2 permettra de vérifier cette adéquation.

a. Ajustement à la loi normale

➤ **Test graphique**

Pour représenter la fonction $P = (Fi)$ pour la loi normale, on trace un graphique où, l'axe des X indique les fréquences en échelle gaussienne et l'axe des Y porte la variable statistique (précipitations) en échelle arithmétique. Le résultat est une droite appelée la droite d'Henry qui donne l'attribution des précipitations de la station de Khemis représentée par l'équation ci-dessous :

$$P = \bar{P} + \sigma U \tag{Eq.III.1}$$

avec :

P: Moyenne des précipitations.

σ : Ecart type.

U : Variable réduite de Gauss.

Pour cette étude nous avons utilisé le logiciel HYFRAN version 1.1. Ce logiciel permet d'ajuster un nombre important de distributions statistiques à une série de données qui vérifient les hypothèses d'indépendance, d'homogénéité et de stationnarité.

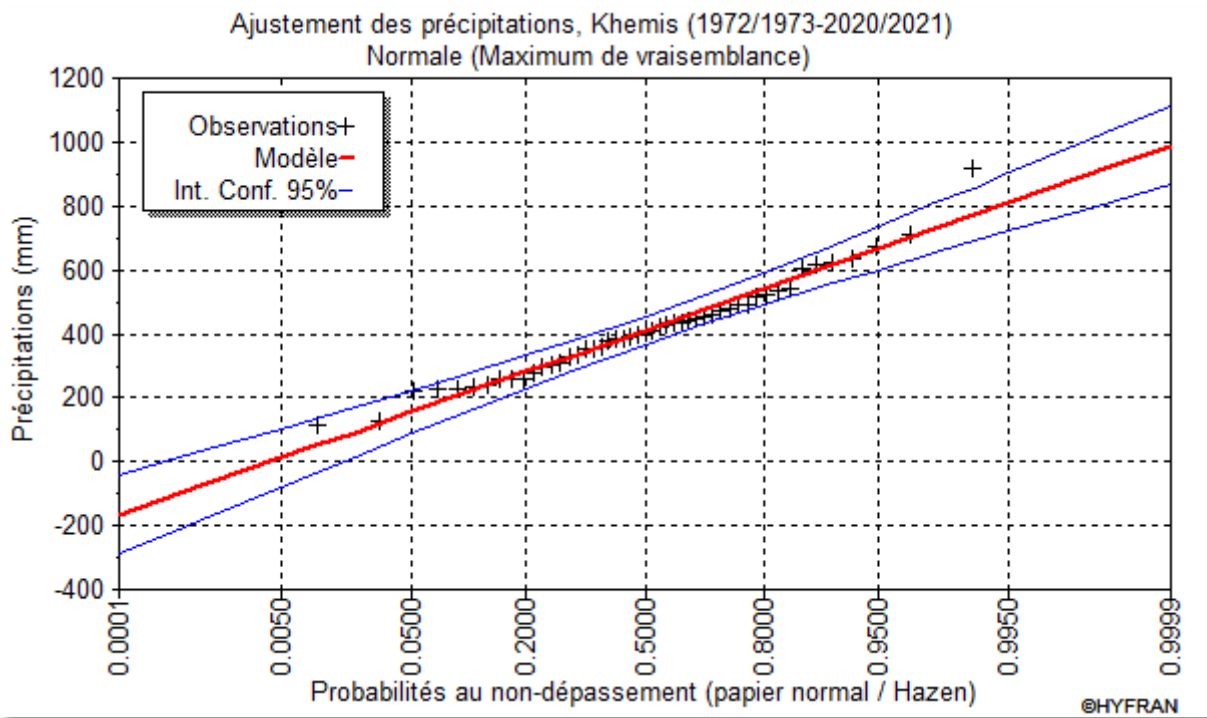


Figure III.6 : Ajustement graphique des précipitations à la loi de distribution normale (1972/1973-2020/2021).

➤ **Test numérique (Test du χ^2 de PEARSON)**

Afin de déterminer la valeur du χ^2 , nous avons repris les séries des précipitations et nous avons réparti ces valeurs en classes. Les résultats sont donnés au tableau ci-dessous :

avec :

K : Nombre de classes,

N : Effectif totale.

Tableau III.7 : Calcul du χ^2 pour la station de Khemis pour une loi normale

K	Classes	Effectif observé ni	Fréquences de la classe	Effectif théorique (Npi)	(Ni-Npi) ² /Npi
1	[114,4-229,47[5	0,121	5,929	0,14556266
2	[229,47-344,54[11	0,2126	10,4174	0,03258229
3	[344,54-459,61[17	0,2843	13,9307	0,6762476
4	[459,61-574,69[9	0,2329	11,4121	0,5098296
5	[574,69-689,76[5	0,1117	5,4733	0,0409283
6	[689,76-804,83[1	0,0318	1,5582	0,19996614
7	[804,83-919,9[1	0,0052	0,2548	2,17944678
$\chi^2_{calculé} =$					3,7846

$\chi^2_{calculé} = 3,7846$

- Le nombre de degré de liberté = nombre de classe- nombre de paramètre-1.

Ddl = n-k-1.

Ddl = 7 - 2 - 1 = 4.

- Pour la loi normale avec un seuil de probabilité de 5% (0,05) et un ddl=4, le $\chi^2_{Tabulé} = 9,488$.

Le $\chi^2_{calculé}$ étant inférieur au $\chi^2_{tabulé}$ ($\chi^2_{calculé} < \chi^2_{tabulé}$), l'adéquation de la série à une loi normale est acceptable. Malgré cela, nous avons tout de même jugé intéressant de vérifier l'ajustement de la série à la loi log normale.

b. Ajustement à la loi log normale

La variable statistique dans ce cas n'exprime pas les précipitations, mais leurs logarithmes. Les résultats obtenus sont donnés au tableau III.8 :

Tableau III.8: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Khemis (Loi Log normale).

Paramètre	Formule	Valeurs
Moyenne	$\overline{LnP} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n LnPi$	5,945
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum (LnPi - Ln\overline{P})^2$	0,1654
Ecart Type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	0,407

Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{LnP}$	0,068
--------------------------	---------------------------	-------

➤ Test graphique

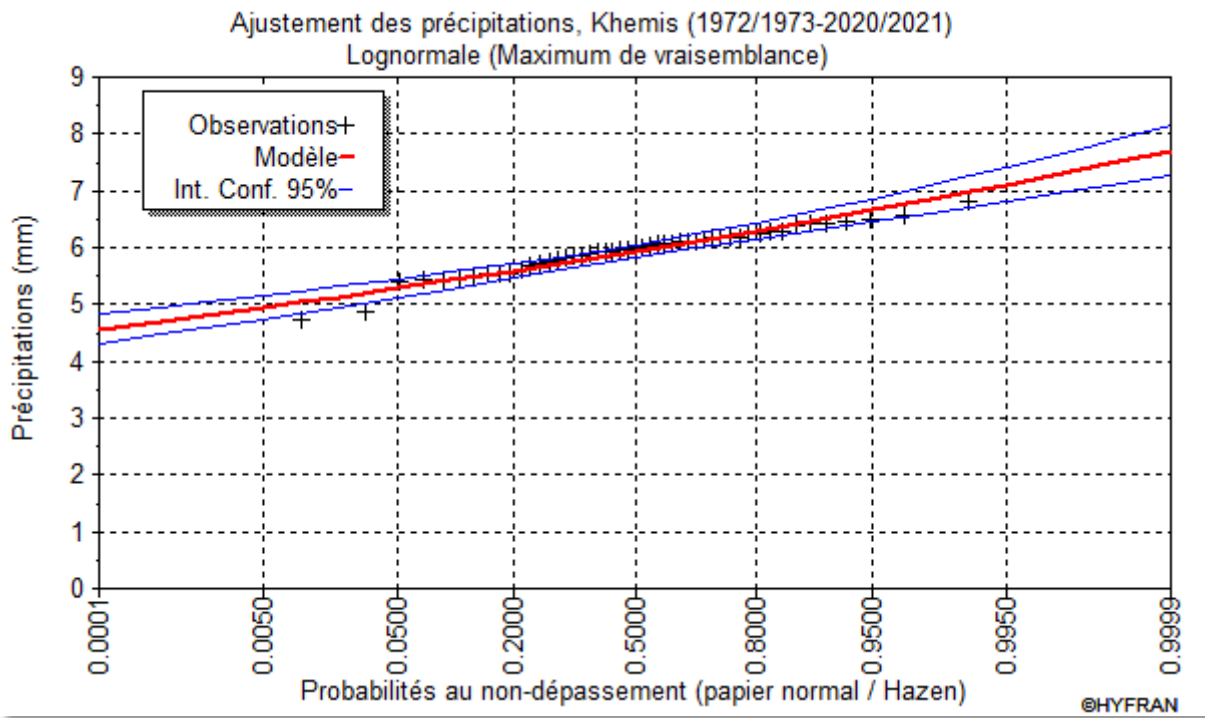


Figure III.7: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi log normale à la station Khemis (1972/1973-2020/2021).

➤ Test numérique

Tableau III.9: Calcul du χ^2 pour la station de Khemis pour une loi log normale

K	Les classes	Effectif observé ni	Fréquences de la classe	Effectif théorique (Npi)	(Ni-Npi) ² /Npi
1	[4,74-5,09[2	0,121	5,929	2,60365003
2	[5,09-5,43[2	0,0882	4,3218	1,24734028
3	[5,43-5,78[10	0,239	11,711	0,24998045
4	[5,78-6,13[19	0,329	16,121	0,51415179
5	[6,13-6,48[13	0,2296	11,2504	0,27208812
6	[6,48-6,82[3	0,0814	3,9886	0,24503083
$\chi^2_{calculé} = 5,1322$					

$\chi^2_{calculé} = 5,1322$

- Le nombre de degré de liberté = nombre de classe - nombre de paramètre - 1.

Ddl = n - k - 1.

Ddl = 6 - 2 - 1 = 3.

Donc le $\chi^2_{Tabulé} = 7,81$.

Le $\chi^2_{calculé}$ étant inférieur au $\chi^2_{tabulé}$ ($\chi^2_{calculé} < \chi^2_{tabulé}$), l'adéquation de la série à une loi log normale est aussi acceptable.

c. Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

A partir des résultats obtenus des ajustements, on constate que la loi normale est plus adéquate pour l'ajustement car elle a un χ^2 calculé inférieur.

L'équation de la loi représentative correspondante à la station étudiée est égale :

$$P = 411.6 + 155.38u$$

A partir de cette équation on peut calculer un certain nombre de précipitations types, en remplaçant « u » par sa valeur dans le tableau suivant :

Tableau III.10: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.

	Précipitations types	Précipitations (mm)
Période de retour humide	Précipitations de (10 ans) u = 1,28	610,5
	Précipitations de (50 ans) u = 2,06	730,2
	Précipitations de (100 ans) u = 2,32	773,7
	Précipitations de (1000 ans) u = 3.08	922,8
Période de retour sèche	Précipitations de (10 ans) u = -1.28	212,7
	Précipitations de (50 ans) u = -2,06	93,1
	Précipitations de (100 ans) u = -2,32	49,6

d. Ajustement des pluies maximales journalières

Cette partie est essentielle pour déterminer l'intensité maximale de pluie encore pour l'utilisation de la méthode du Gradex afin de calculer les débits maximum. En effet on prend la série des P_{jmax} et on fait une étude statistique préliminaire.

Tableau III.11: Paramètres de position et de dispersion des précipitations maximales journalières de la station de Khemis (Loi Gumbel)

Paramètre	Formule	Valeurs
Moyenne	$\overline{P_{jmax}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n P_{jmaxi}$	47,7
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum (P_{jmaxi} - \overline{P_{jmax}})^2$	866,23
Ecart Type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	29,43
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{P_{jmax}}$	0,63

D'après la figure III.8 on remarque que le modèle de Gumbel montre une bonne adéquation. Les résultats de l'ajustement de la pluie journalière maximale sont regroupés dans le tableau ci-dessous, obtenus à l'aide de logiciel HYFRAN.

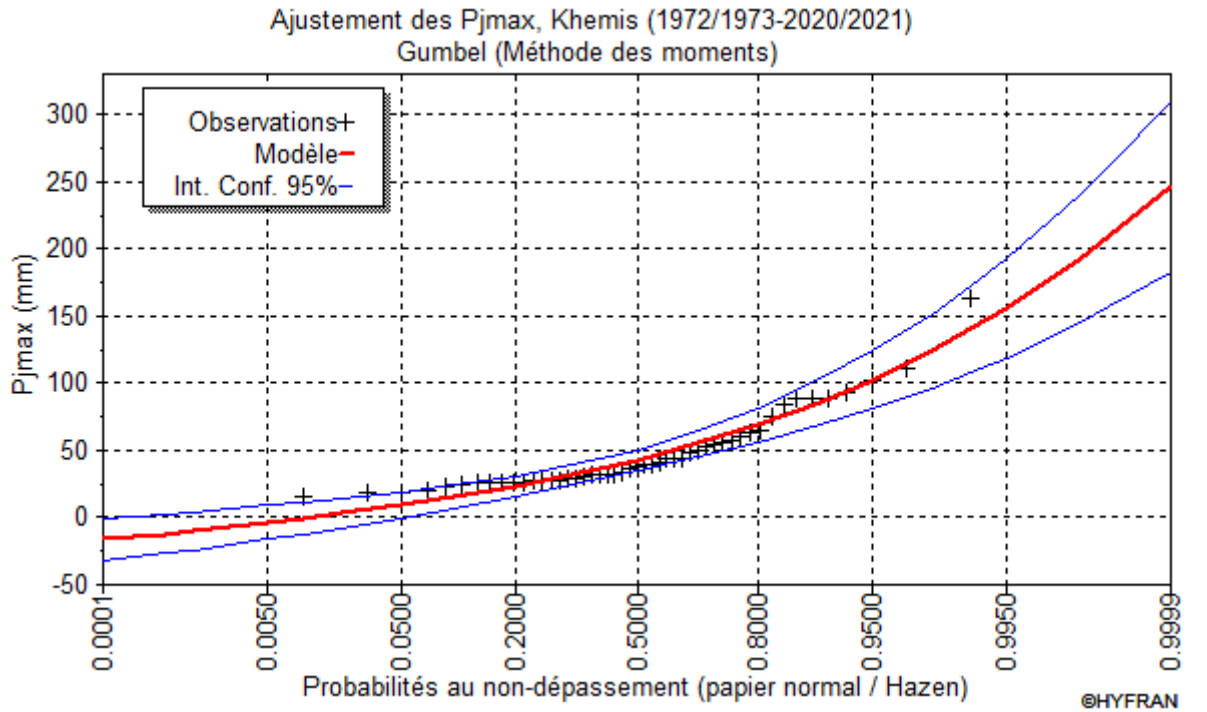


Figure III.8 : Ajustement des Pjmax de Khemis à la loi de Gumbel (1972/1973-2020/2021)

Tableau III. 12 : Résultats d'ajustement des Pjmax de Khemis à la loi de Gumbel (1972/1973-2020/2021)

T	Q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance 95%	
1000.0	0.9990	193	24.3069	145.352	240.654
200.0	0.9950	156	18.8421	119.086	192.962
100.0	0.9900	140.1	16.4986	107.716	172.403
50.0	0.9800	124	14.1628	96.2724	151.802
20.0	0.9500	102.7	11.0890	80.9166	124.394
10.0	0.9000	86.1	8.77818	68.9283	103.346
5.0	0.8000	68.9	6.49912	56.1754	81.6571

III.2.1.6. Pluies de courte durée et l'intensité de pluie

La pluie de courte durée est utilisée pour l'estimation des crues. Le calcul des pluies de courtes durées pour différentes fréquences a été effectué à l'aide de la relation de Body exprimée par :

$$P_{ct} = P_{jmax} \times \left(\frac{t}{24}\right)^b \tag{Eq.III.2}$$

P_{ct} : Pluies de courte durée de fréquence donnée (mm)

P_{jmax} : Pluie journalière de fréquence donnée (mm)

t : Temps (heure).

b : Exposant climatique (dans notre cas $b=0,59$) (Laborde, 2013).

Tableau III.13 : Pluies de courte durée pour différentes fréquences du bassin versant d'oued Khemis (1972/1973-2020/2021).

Période(an)	1000	200	100	50	20	10	5
$P_{jmax}(mm)$	193	156	140,1	124	102,7	86,1	68,9
Temps (h)	Pct(mm)	Pct(mm)	Pct(mm)	Pct(mm)	Pct(mm)	Pct(mm)	Pct(mm)
1	29,6	23,9	21,5	19	15,7	13,2	10,6
2	44,6	36	32,3	28,6	23,7	19,9	15,9
3	56,6	45,8	41,1	36,4	30,1	25,3	20,2
4	67,06	54,2	48,7	43,1	35,7	29,9	23,9
5	76,5	61,8	55,5	49,2	40,7	34,1	27,3
6	85,2	68,9	61,8	54,7	45,3	38	30,4
7	93,3	75,4	67,7	60	49,6	41,6	33,3
8	100,9	81,6	73,3	64,9	53,7	45,1	36
9	108,2	87,5	78,5	69,5	57,6	48,3	38,6
10	115,1	93,1	83,6	74	61,2	51,4	41,1
11	121,8	98,5	88,4	78,3	64,8	54,7	43,5
12	128,2	103,7	93,1	82,4	68,2	57,2	45,8
13	134,4	108,7	97,6	86,4	71,5	60	48
14	140,4	113,5	101,9	90,3	74,7	62,7	50,1
15	146,3	118,2	106,1	94	77,8	65,3	52,2
16	151,9	122,8	110,3	97,7	80,8	67,8	54,3
17	157,5	127,3	114,3	101,2	83,8	70,3	56,2
18	162,9	131,7	118,2	104,7	86,6	72,7	58,2
19	168,2	135,9	122	108,1	89,4	75,1	60
20	173,3	140,1	125,8	111,4	92,2	77,4	61,9
21	178,4	144,2	129,5	114,6	94,9	79,6	63,7
22	183,3	148,2	133,1	117,8	97,5	81,9	65,5
23	188,2	152,2	136,6	121	100,1	84	67,2
24	193	156	140,1	124	102,7	86,1	68,9

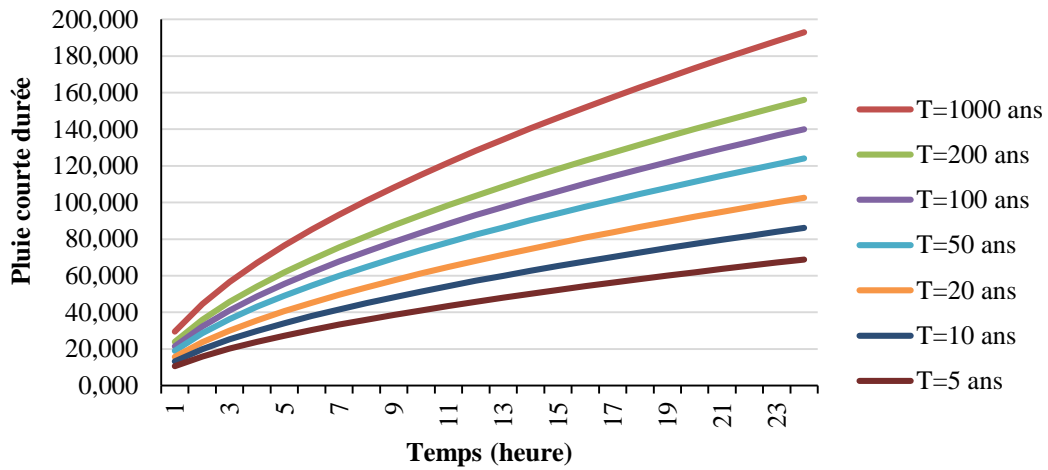


Figure III.9: Courbe des pluies de courte durée à Khemis (1972/1973-2020/2021)

L'intensité de pluies est donnée par la formule suivante :

$$I_t = \frac{P_{ct}}{t} \tag{Eq.III.3}$$

Tableau III.14 : Intensité de pluie pour différentes fréquences du bassin versant d'oued Khemis (1972/1973-2020/2021).

Période(an)	1000	200	100	50	20	10	5
$P_{jmax}(mm)$	193	156	140,1	124	102,7	86,1	68,9
Temps (h)	I(mm/h)	I(mm/h)	I(mm/h)	I(mm/h)	I(mm/h)	I(mm/h)	I(mm/h)
1	29,6	23,9	21,5	19,0	15,7	13,2	10,6
2	22,3	18,0	16,2	14,3	11,8	9,9	8,0
3	18,9	15,2	13,7	12,1	10,0	8,4	6,7
4	16,8	13,6	12,2	10,8	8,9	7,5	6,0
5	15,3	12,4	11,1	9,8	8,1	6,8	5,5
6	14,2	11,5	10,3	9,1	7,6	6,3	5,1
7	13,3	10,8	9,7	8,6	7,1	5,9	4,8
8	12,6	10,2	9,2	8,1	6,7	5,6	4,5
9	12,0	9,7	8,7	7,7	6,4	5,4	4,3
10	11,5	9,3	8,4	7,4	6,1	5,1	4,1
11	11,1	9,0	8,0	7,1	5,9	4,9	4,0
12	10,7	8,6	7,8	6,9	5,7	4,8	3,8
13	10,3	8,4	7,5	6,6	5,5	4,6	3,7
14	10,0	8,1	7,3	6,4	5,3	4,5	3,6
15	9,8	7,9	7,1	6,3	5,2	4,4	3,5
16	9,5	7,7	6,9	6,1	5,1	4,2	3,4
17	9,3	7,5	6,7	6,0	4,9	4,1	3,3
18	9,0	7,3	6,6	5,8	4,8	4,0	3,2
19	8,9	7,2	6,4	5,7	4,7	3,9	3,2
20	8,7	7,0	6,3	5,6	4,6	3,9	3,1
21	8,5	6,9	6,2	5,5	4,5	3,8	3,0

22	8,3	6,7	6,0	5,4	4,4	3,7	3,0
23	8,2	6,6	5,9	5,3	4,4	3,7	2,9
24	8,0	6,5	5,8	5,2	4,3	3,6	2,9

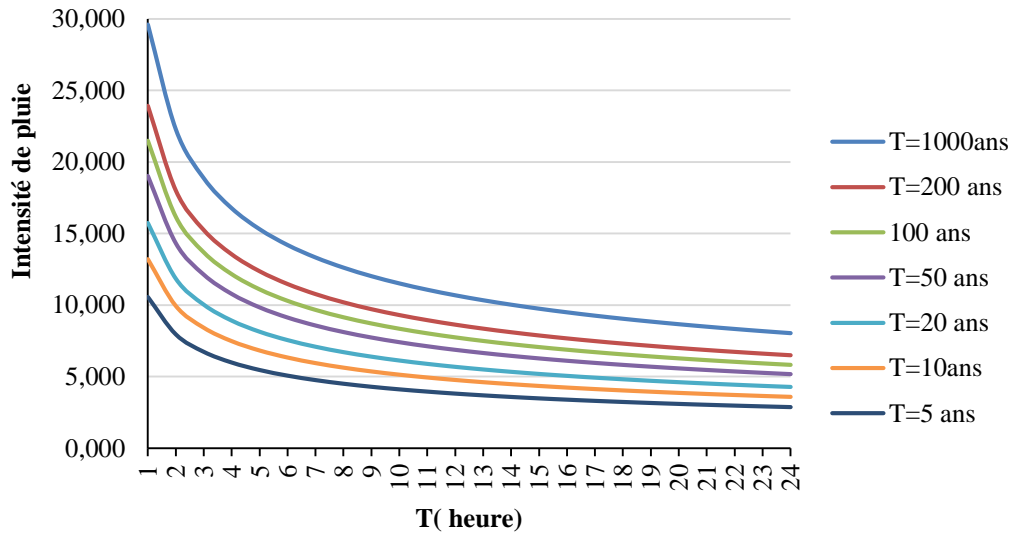


Figure III.10 : Courbe Intensité-Durée-Fréquence (IDF) à Khemis (1972/1973-2020/2021).

III.2.2. Etude des températures

La température est un élément important pour déterminer comment le climat interagit avec les autres facteurs météorologiques. Elle est fonction de l'insolation plus ou moins grande ou du rayonnement solaire. Avec les précipitations, la température permet de calculer les déficits d'écoulement et les indices climatiques.

III.2.2.1. Températures moyennes annuelles

Les valeurs annuelles des températures enregistrées au niveau de la station de Khemis durant la période (1979-1980/2020-2021) sont représentées dans le tableau ci-dessous :

Tableau III.15: Températures moyennes annuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

Années	T (°C)	Années	T (°C)	Années	T (°C)
1979-1980	13,8	1994-1995	14,6	2009-2010	15,5
1980-1981	14,1	1995-1996	14,4	2010-2011	15,9
1981-1982	15,3	1996-1997	14,9	2011-2012	15,7
1982-1983	14,3	1997-1998	15,6	2012-2013	15,3
1983-1984	14,7	1998-1999	14,9	2013-2014	15,2
1984-1985	14,5	1999-2000	15,4	2014-2015	16,4
1985-1986	14,8	2000-2001	15,4	2015-2016	16,5
1986-1987	15,4	2001-2002	15,3	2016-2017	16,9
1987-1988	15,6	2002-2003	15,7	2017-2018	15,3
1988-1989	14,8	2003-2004	14,9	2018-2019	16,3
1989-1990	16,1	2004-2005	15	2019-2020	17,2
1990-1991	14,1	2005-2006	15,2	2020-2021	17,3
1991-1992	13,3	2006-2007	14,9		

1992-1993	14,2	2007-2008	15,1	Moyenne= 15,2°C
1993-1994	14,9	2008-2009	14,5	

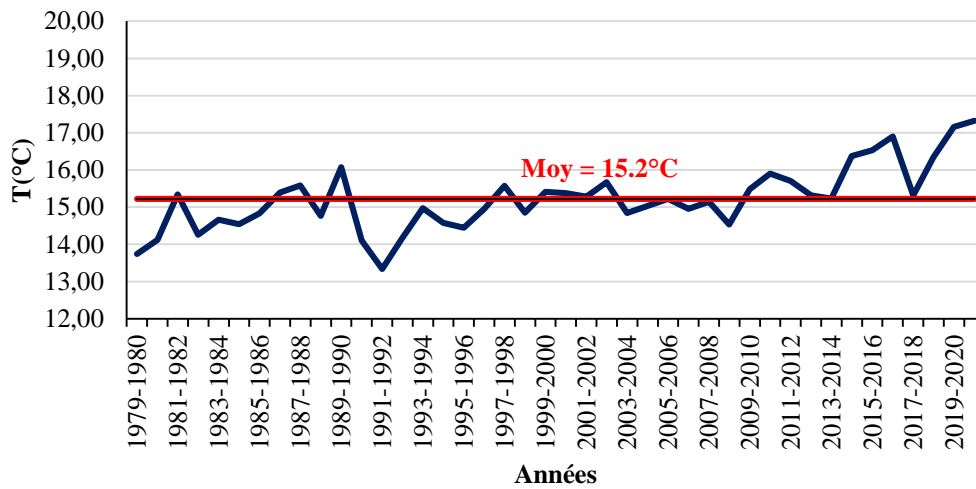


Figure III.11: Variation des températures annuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

La moyenne interannuelle des températures est de 15.2 °C, un maximum de 17.3°C a été enregistré en 2020/2021 contre un minimum de 13.3°C observée en 1991/1992. Nous enregistrons une faible augmentation de la température durant la série étudiée (1979/1980-2020/2021).

III.2.2.2. Températures moyennes mensuelles

Les températures moyennes mensuelles de la station Khemis d’une période de 42 ans (1979/1980-2020/2021) sont représentées dans le tableau ci-dessous :

Tableau III.16: Températures moyennes mensuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
	20,1	15,1	9,3	6,9	6,2	8,0	10,8	13,4	18,0	23,2	26,5	25,3

La figure III.12 Montre que le mois de Juillet est le mois le plus chaud avec 26.5°C et le mois de Janvier par contre est le mois le plus froid avec 6.2°C.

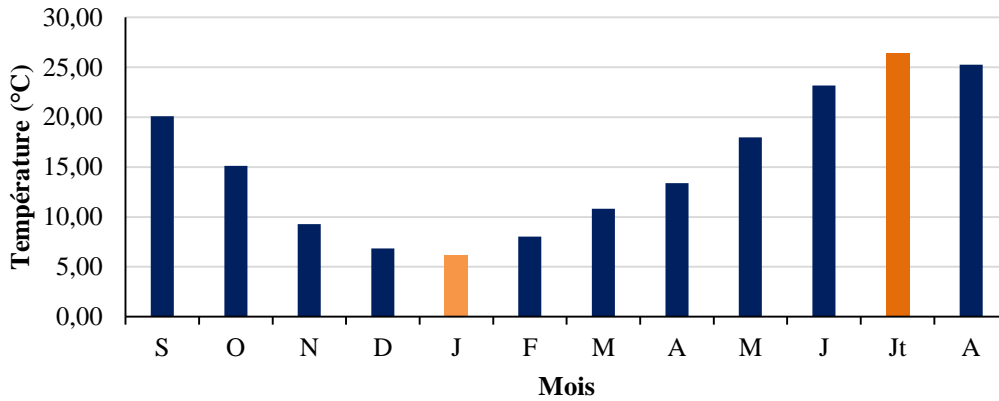


Figure III.12: Variation des températures moyennes mensuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

III.2.2.3. Températures moyennes saisonnières

Les températures moyennes saisonnières de la station Khemis (1979/1980-2020/2021) sont représentées dans le tableau ci-dessous :

Tableau III.17: Températures moyennes saisonnières à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021)

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Été
T(°C)	14,8	7,0	14,1	25,0

D’après la distribution saisonnière des températures (fig.III.13), l’Été est la saison la plus chaude, alors que, l’Hiver correspond à la saison froide suivi du Printemps.

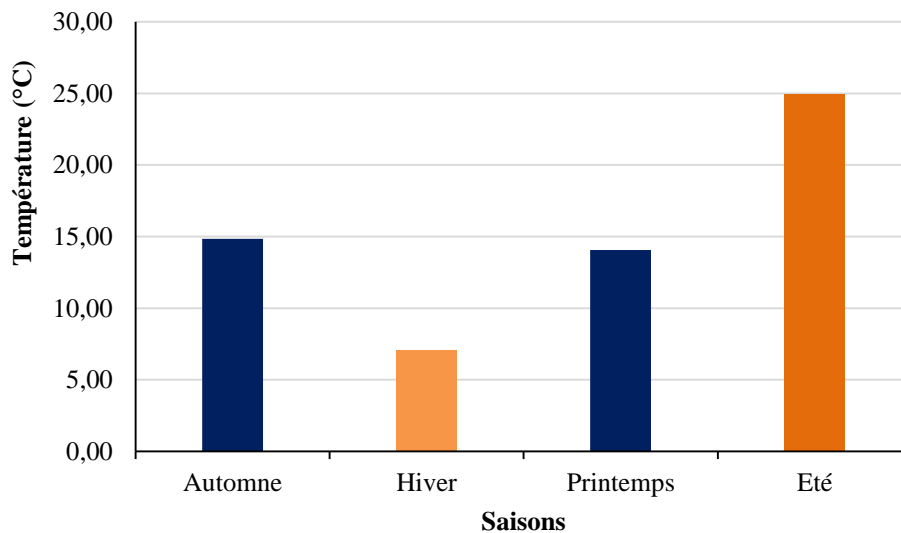


Figure III.13 : Variation des températures moyennes saisonnières à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

III.2.3. Etude de climat

L’étude du climat se fait en deux parties :

- Méthode graphique (diagramme pluviothermique de Gaussen et Bagnouls).
- Le calcul des indices qui permettent à partir des précipitations et des températures de caractériser le climat dominant la région.

a. diagramme pluviothermique

Selon Bagnouls et Gaussen, un mois humide est celui où le total moyen des précipitations (mm) est supérieur au double des températures moyennes (°C) ($P > 2T$) dans le cas contraire, un mois est dit sec.

Tableau III.18 : Valeurs des précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
T (°C)	20,1	15,1	9,3	6,9	6,2	8,0	10,9	13,4	18,0	23,2	26,5	25,3
P (mm)	20,1	33,4	45,6	46,8	59,2	47,9	52,3	43,7	31,2	9,1	4,2	7,3

Nous pouvons distinguer selon le diagramme pluviothermique (fig.III.14) :

- Une période humide entre le mois d’Octobre et le mois de Mai.
- Une période sèche occupe les autres mois de l’année.

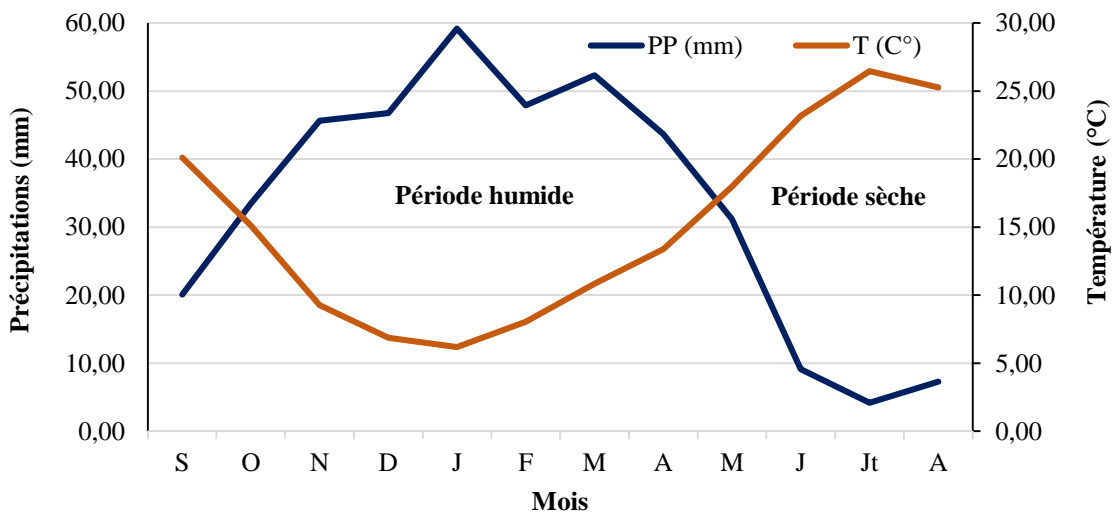


Figure III.14 : Diagramme pluviothermique à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021)

b. Indices climatiques

L’utilisation des indices climatiques permet de mieux visualiser le type de climat d’une région.

b.1. Indice d’aridité De Martonne

➤ **Indice d'aridité annuel**

Cet indice se calcule par la formule suivante :

$$I = \frac{P}{T+10} \text{ (Eq.III.4)}$$

avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm),

T : Températures moyennes annuelles (°C).

Tableau III.19: Indice d'aridité annuel de De Martonne à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021)

P (mm)	400,7
T(°C)	15,2
I	15,89

De Martonne propose la classification suivante :

- 20 < I : Climat humide,
- 10 < I < 20 : Climat semi-aride,
- 5 < I < 10 : Climat désertique,
- I < 5 : Climat hyper aride.

Selon les calculs et la figure III.15, le climat de la région est du type semi-aride avec un écoulement Temporaire.

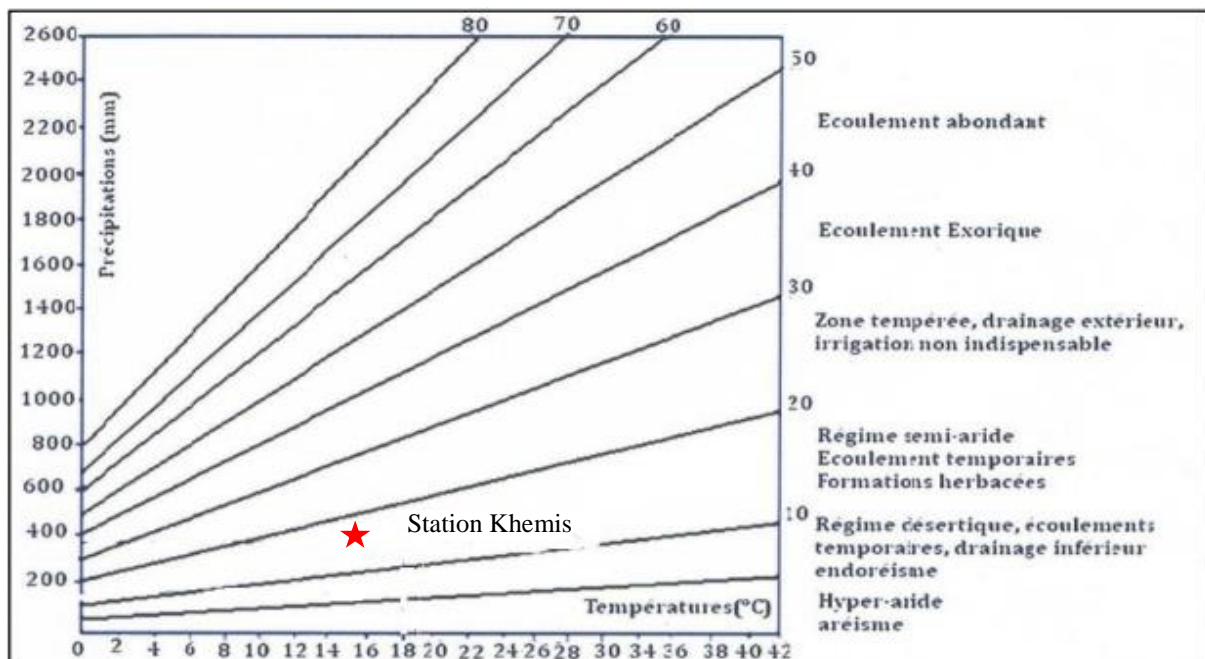


Figure III.15: Abaque de De Martonne pour la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

➤ **Indice d'aridité mensuel**

Cet indice est donné par la relation suivante :

$$I = \frac{12p}{t+10} \text{ (Eq.III.5)}$$

avec :

P : Précipitations moyennes mensuelles (mm),

T : Température moyenne mensuelle (°C).

Les résultats sont reportés sur le tableau ci-dessous :

Tableau III.20 : Valeurs des indices d'aridité mensuels de De Martonne à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	20,1	33,4	45,6	46,8	59,2	47,9	52,3	43,6	31,2	9,1	4,2	7,3
T (°C)	20,1	15,1	9,3	6,9	6,2	8,0	10,8	13,4	18,0	23,2	26,5	25,3
I	8,0	16	28,4	33,3	43,9	31,9	30,1	22,4	13,4	3,3	1,4	2,5

Donc :

- Les mois de Novembre, Décembre, Janvier, Février, Mars et Avril sont considérés comme des mois humides.
- Les mois de Mai et Octobre : climat semi-aride.
- Celui de Septembre comme désertique.
- Et enfin les mois de Juin, Juillet et Août comme hyperaride.

b.2. Indice de Moral :

Cet indice se calcule comme suit :

$$I_m = \frac{P}{0.1T^2 - T + 20} \text{ (Eq.III.6)}$$

Les résultats sont donnés dans le tableau III.21 :

Tableau III.21 : Valeurs mensuelles de l'indice de Moral à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

Mois	PP (mm)	T (C°)	Im	Type
S	20,1	20,1	0,50	Sec
O	33,4	15,1	1,20	Humide
N	45,6	9,3	2,36	Pluvieux
D	46,8	6,9	2,62	Pluvieux
J	59,2	6,2	3,36	Pluvieux
F	47,9	8,0	2,60	Pluvieux
M	52,3	10,8	2,50	Pluvieux
A	43,6	13,4	1,78	Pluvieux
M	31,2	18,0	0,91	Sec
J	9,1	23,2	0,18	aride
Jt	4,2	26,5	0,07	aride
A	7,3	25,3	0,12	aride

III.3. Evapotranspiration potentielle (ETP)

C'est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant. La valeur de l'évapotranspiration potentielle est fonction de l'énergie disponible. (Margat, 1997).

Plusieurs formules permettent d'évaluer l'ETP à partir de différentes mesures climatologiques. Dans notre cas, nous avons utilisé les formules de Turc et Thornthwaite.

➤ Formule de Turc

La formule de Turc ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'insolation. Cette formule s'écrit comme suit :

$$ETP = 0.4(Ig + 50)k \frac{T}{T+15} \quad (\text{Eq.III.7})$$

avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm d'eau),

T : Température moyenne mensuelle de l'air (°C),

Ig : Radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (calorie/cm²/jour),

K : Coefficient égal à 1 si l'humidité relative hr est supérieure à 50 % (généralement le cas sous nos climats). Si non : $K = 1 + \frac{50-hr}{70}$

Si la radiation globale Ig n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation h par la formule.

$$Ig = I_{gA} (0.18 + 0.62 \frac{h}{H}) \quad (\text{Eq.III.8})$$

avec :

I_{gA} : Radiation globale théorique (calorie/cm² /jour),

H : Durée théorique des jours du mois.

Pour le calcul de l'ETP par la méthode de Turc, nous avons utilisé le programme élaboré par (Benadda, 2000).

➤ Formule de Thornthwaite

Thornthwaite est le premier à introduire le concept d'évapotranspiration potentielle, il a proposé également une formule basée essentiellement sur les températures de l'air :

$$ETP = 1.6 \left(\frac{10T}{I}\right)^a * K \quad (\text{Eq.III.9})$$

T : Température moyenne mensuelle du mois considéré (°C),

K : Coefficient d'ajustement mensuel en fonction de la latitude et de la durée du jour,

I : indice thermique annuel.

Les résultats de calcul de l'ETP de Thornthwaite et Turc sont données au tableau III.22 :

Tableau III.22 : Valeurs de l’ETP par la méthode de Turc et la méthode de Thornthwaite (1979-1980/2020-2021).

Années	ETP Thorn	ETP Turc	Années	ETP Thorn	ETP Turc
1979-1980	741,9	862,3	2000-2001	820,0	915,6
1980-1981	768,7	871,2	2001-2002	811,4	912,4
1981-1982	812,9	909,6	2002-2003	857,0	918,8
1982-1983	776,5	878,8	2003-2004	798,0	898,5
1983-1984	793,1	880,2	2004-2005	833,9	897,0
1984-1985	784,3	883,7	2005-2006	837,1	906,9
1985-1986	806,6	890,2	2006-2007	800,1	900,1
1986-1987	821,5	917,3	2007-2008	813,1	908,3
1987-1988	829,2	920,5	2008-2009	810,9	885,0
1988-1989	797,3	894,9	2009-2010	807,4	922,4
1989-1990	834,9	937,5	2010-2011	847,1	931,7
1990-1991	779,6	868,1	2011-2012	867,9	918,1
1991-1992	731,8	851,4	2012-2013	804,1	913,3
1992-1993	774,0	876,2	2013-2014	814,4	908,9
1993-1994	818,3	901,6	2014-2015	883,0	937,0
1994-1995	775,2	894,4	2015-2016	867,6	945,7
1995-1996	767,8	888,5	2016-2017	916,4	953,6
1996-1997	779,9	908,3	2017-2018	814,1	908,5
1997-1998	827,0	920,5	2018-2019	872,5	939,5
1998-1999	815,2	896,2	2019-2020	913,3	963,5
1999-2000	837,4	913,7	2020-2021	923,8	967,4

Les courbes (fig.III.16), montrent que les valeurs annuelles de l’ETP de Turc sont supérieures à celles de Thornthwaite avec des moyennes respectives de 907,6mm et 818.7mm.

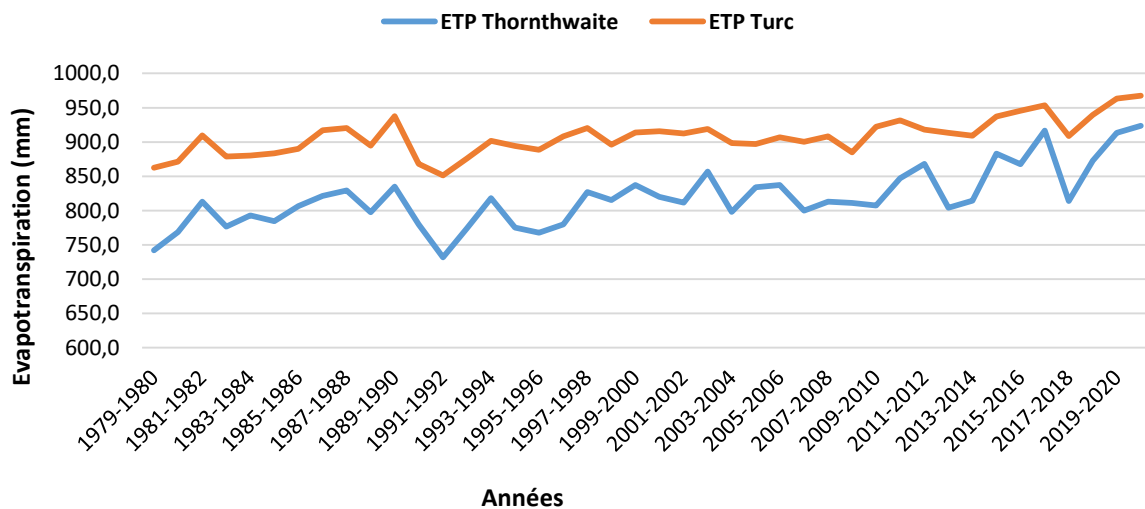


Figure III.16 : Variation de l’ETP Turc et de l’ETP Thornthwaite pour la station de Khemis

(1979/1980-2020/2021).

III.4. Calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite

Comme nous avons les données des précipitations moyennes mensuelles et des évapotranspirations potentielles mensuelles donc on peut calculer le bilan hydrologique comme le montre le tableau suivant :

Tableau III.23: Eléments du bilan hydrologique calculés pour la station de Khemis (1979/1980-2020/2021)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	JT	A	Année
P (mm)	20,1	33,4	45,6	46,7	59,2	47,9	52,3	43,6	31,2	9,1	4,2	7,3	400,7
ETP (mm)	95,2	63,7	32,5	24,1	24,9	31,7	55,4	82,5	128,4	149,2	168,4	145,6	1001,4
ΔU	-75,1	-30,3	13,1	22,7	34,3	16,2	-3,1	-38,9	-97,2	-139,9	-164,2	-138,3	/
RU (mm)	0,0	0,0	13,1	35,8	70,1	86,3	83,2	44,3	0,0	0,0	0,0	0,0	/
ETR (mm)	20,1	33,4	32,5	24,1	24,9	31,7	55,4	82,5	128,4	9,1	4,2	7,3	453,6
DA (mm)	75,1	30,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	139,9	164,2	138,3	547,8
Exc (mm)	0,0	0,0	13,1	22,7	34,3	16,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	86,3

P : Précipitations (mm), ETP : Evapotranspiration potentielle (mm), ΔU: Variation de la réserve, RU: Réserve utile (mm), ETR : Evapotranspiration réelle (mm), DA: Déficit agricole (mm), Exc.: Excédent (mm).

➤ **Méthode de Coutagne**

Cette méthode consiste à déterminer le déficit d'écoulement en fonction du paramètre (λ) et de la température moyenne annuelle. Elle se déduit par la formule suivante :

$$D = P - \lambda P^2 \quad (\text{Eq.III.10})$$

avec :

D: Déficit d'écoulement (m/an),

P : Précipitations moyens annuelles (m/an),

T : Température moyenne annuelle (°C).

Le paramètre λ a pour expression :

$$\lambda = \frac{1}{\sqrt{0.8+0.14T}}$$

Il est à noter que cette méthode n'est applicable que pour P comprise entre ($1/2\lambda > P > 1/8\lambda$).

Si par contre :

$P < 1/8\lambda$: le D est égal aux précipitations et l'écoulement sera nul,

$P > 1/2\lambda$: le D est pratiquement indépendant de P et D sera égal : $D=0.20+0.35T$.

Paramètres	P(m)	T(°C)	λ	$1/2\lambda$	$1/8\lambda$
Station de Khemis	0,4007	15,2	0,58	0,86	0,21

P étant compris entre $1/2\lambda$ et $1/8\lambda$ ($0.21 < 0.40074 < 0.86$), donc la loi est applicable pour la station de Khemis.

Le déficit d'écoulement selon la méthode de Coutagne est de : $D=0,389 \text{ m} = 389\text{mm}$.

➤ Méthode de Turc

Turc a défini le déficit d'écoulement en fonction d'un paramètre (L) et des précipitations moyennes annuelles.

$$D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (\text{Eq.III.11})$$

avec : $L = 300 + 25T + 0.05T^3 = 858,62$

Le déficit d'écoulement selon la méthode de Turc est de : $D = 335.1 \text{ mm}$.

Tableau III.24: Tableau récapitulatif des résultats

Méthode de calcul du déficit d'écoulement (D)	Valeurs (mm)
Coutagne	389
Turc	335.1
Thornthwaite	327.6

III.5. Détermination de la lame d'eau ruisselée

R= Ruissellement (mm),

P= Précipitations moyennes annuelles (mm),

S= Surface du bassin versant (Km^2).

➤ Méthode de Tixeront-Bercaloff

$$R = \frac{P^3}{3 \times \text{ETP}^2} \quad (\text{Eq.III.12})$$

R=61.5mm

➤ Méthode de Sogreah

$$R = 720 \left(\frac{P-250}{1000} \right)^{1.85} \quad (\text{Eq.III.13})$$

R=21.7mm

➤ Méthode de Coutagne

$$R = (0.164 - 0.00145\sqrt{S}) \times P \quad (\text{Eq.III.14})$$

R = 54.9mm

Tableau III.25: Tableau récapitulatif des résultats.

Méthode de calcul de la lame ruisselée	Valeurs (mm)
Tixeront-Bercaloff	61,5
Sogreah	21,7
Coutagne	54,9

Pour la suite des calculs on prend le ruissellement moyen entre les trois méthodes :

$$R=46,0\text{mm.}$$

III.6. Etude des débits

III.6.1. Débits moyens annuels

Le tableau III.26, montre les données de débits annuels enregistrés au niveau de la station durant la période 1972/1973-2010/2011.

Tableau III.26: Débits annuels à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)

Années	Q (m ³ /s)	Années	Q (m ³ /s)
1972-1973	1,68	1992-1993	0,27
1973-1974	2,45	1993-1994	0,39
1974-1975	1,55	1994-1995	0,8
1975-1976	0,77	1995-1996	0,78
1976-1977	0,66	1996-1997	0,14
1977-1978	0,42	1997-1998	0,17
1978-1979	0,37	1998-1999	0,5
1979-1980	0,8	1999-2000	0,13
1980-1981	1,34	2000-2001	0,42
1981-1982	0,37	2001-2002	0,44
1982-1983	0,35	2002-2003	0,71
1983-1984	0,35	2003-2004	0,43
1984-1985	0,46	2004-2005	0,09
1985-1986	0,83	2005-2006	0,11
1986-1987	1,01	2006-2007	0,18
1987-1988	0,42	2007-2008	0,06
1988-1989	0,41	2008-2009	1,89
1989-1990	0,35	2009-2010	0,27
1990-1991	1,14	2010-2011	0,12
1991-1992	0,79	Q_{moyen}=0.63m³/s	

La figure III.17 indique que 14 années ont enregistré des débits supérieurs à la moyenne annuelle qui est de 0.63 m³/s, la valeur maximale est enregistrée en (1973-1974) avec 2.45 m³/s tandis que la valeur minimale est marquée en (2007-2008) avec 0.06 m³/s.

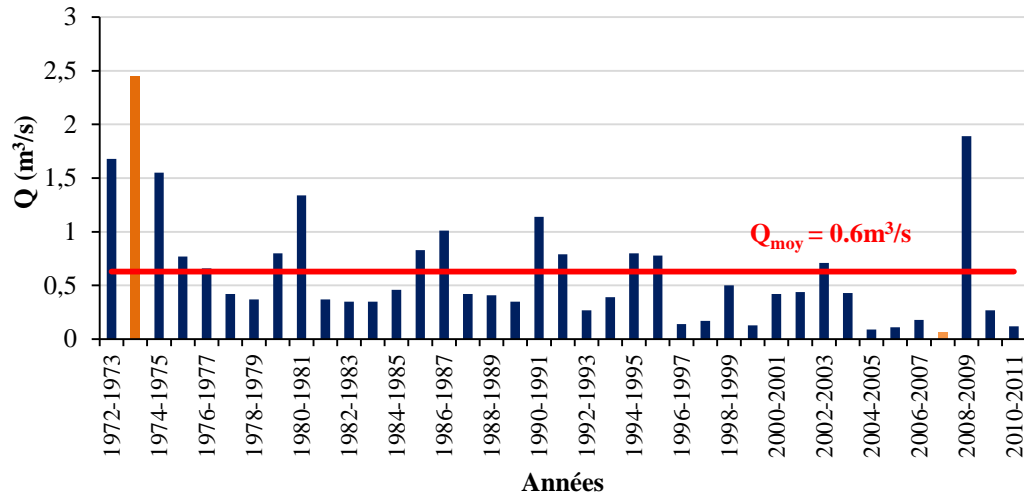


Figure III.17: Variation des débits annuels à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011).

III.6.2. Débits moyens mensuels

Le tableau III.27, présente les valeurs moyennes mensuelles des débits à la station de Khemis :

Tableau III.27 : Valeurs mensuelles des débits à la station Khemis (1972/1973-2010/2011)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Débit (m ³ /s)	0,19	0,26	0,40	0,56	0,85	1,08	2,05	1,01	0,53	0,27	0,17	0,14

L’histogramme des débits moyens mensuels à la station de Khemis (fig.III.18), montre que le mois à grand débit est le mois de Mars avec 2.05 m³/s et le mois à faible débit est celui d’Août avec 0.14 m³/s. On remarque sur cet histogramme, une augmentation des débits à partir du mois de Septembre jusqu’au mois de Mars, cela correspond à la période de fortes précipitations. Ensuite, une nette diminution de ces débits marque les autres mois à cause de faibles précipitations.

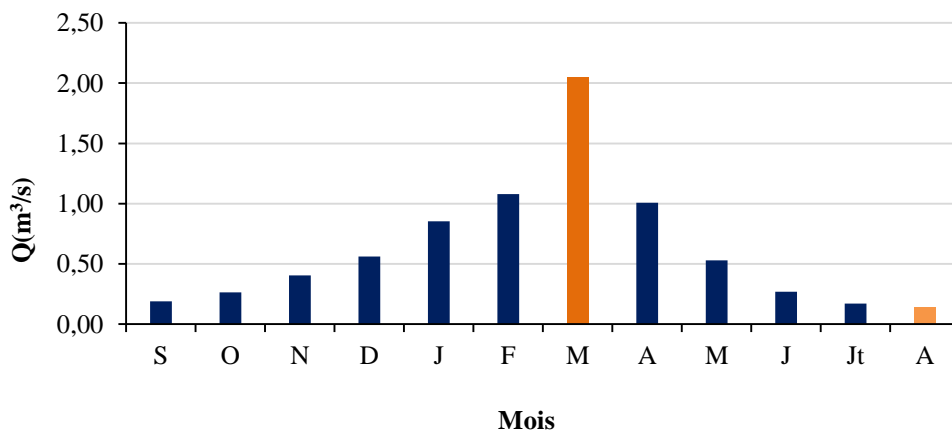


Figure III.18 : Variation mensuelle des débits à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)

III.6.3. Débits moyens saisonniers

Le tableau III.28 présente les valeurs moyennes saisonnières des débits à la station de Khemis durant la période (1972/1973-2010/2011) :

Tableau III.28 : Valeurs des débits moyens saisonniers à la station Khemis (1972/1973-2010/2011).

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Q(m ³ /s)	0,29	0,83	1,20	0,19

La figure III.19 indique que c'est au Printemps que nous avons le maximum d'écoulement, cela s'explique par la présence de fortes pluies durant cette saison par contre le plus faible débit est enregistré en Eté.

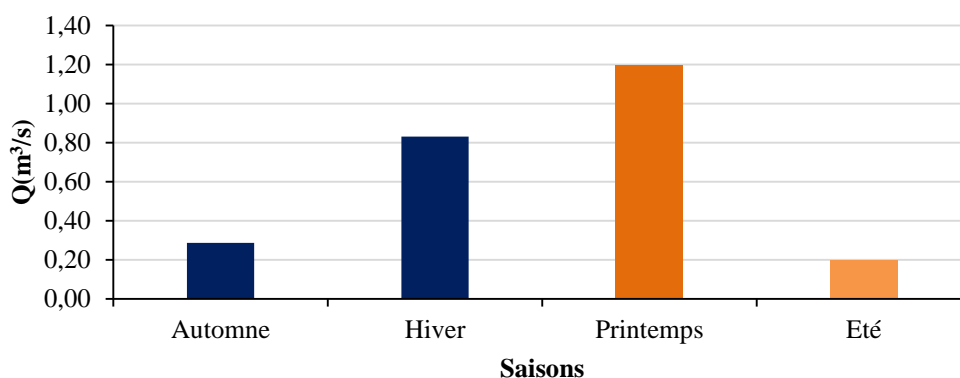


Figure III.19 : Histogramme des débits moyens saisonniers à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011).

III.6.4. Débits moyens journaliers

L'analyse des écoulements d'une année moyenne journalière, permet de distinguer les jours où le débit maximum et le débit minimum ont été enregistrés.

La variation des moyennes journalières des débits est très irrégulière (fig.III.20), nous retiendrons que sur 365 jours, nous trouvons 135 jours avec un débit supérieur à la moyenne qui est de 0,625 m³/s. Nous marquons aussi la présence de deux pics, le premier est observé au 29 Mars avec une valeur de 5,28m³/s, et le second est enregistré le 13 Mars avec une valeur de 5.27 m³/s.

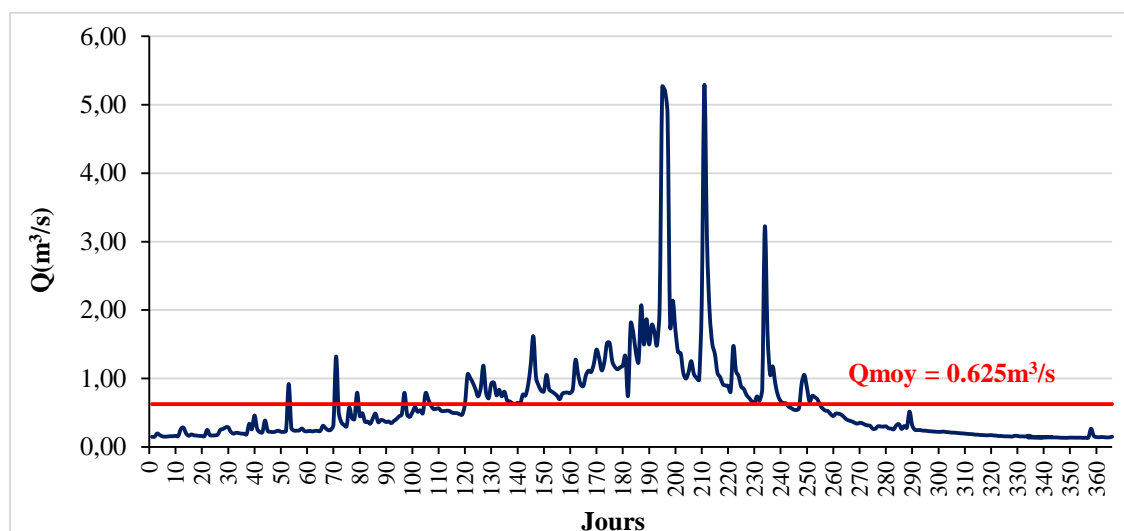


Figure III.20: Variation journalière des débits à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)

III.6.5. Coefficient mensuel du débit

Le coefficient mensuel de débits C_m , est le rapport entre le débit moyen inter-mensuel (ou module mensuel) et le débit moyen interannuel (ou module annuel), il est défini par la formule suivante:

$$C_m = \frac{Q_{\text{moy mens}}}{Q_{\text{moy ann}}} \quad (\text{Eq.III.15})$$

Tableau III.29 : Coefficient mensuel des débits pour l'oued de Khemis (1972/1973-2010/2011).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
$Q_{\text{moy}} \text{ (m}^3\text{/s)}$	0,19	0,26	0,40	0,56	0,85	1,08	2,05	1,01	0,53	0,27	0,17	0,14
C_m	0,30	0,42	0,64	0,89	1,35	1,71	3,26	1,60	0,84	0,43	0,27	0,23

La figure III.21 montre la variation du coefficient mensuel du débit, la courbe présente un pic correspondant au mois de Mars. L'allure de la courbe montre aussi que nous avons un régime d'écoulement simple.

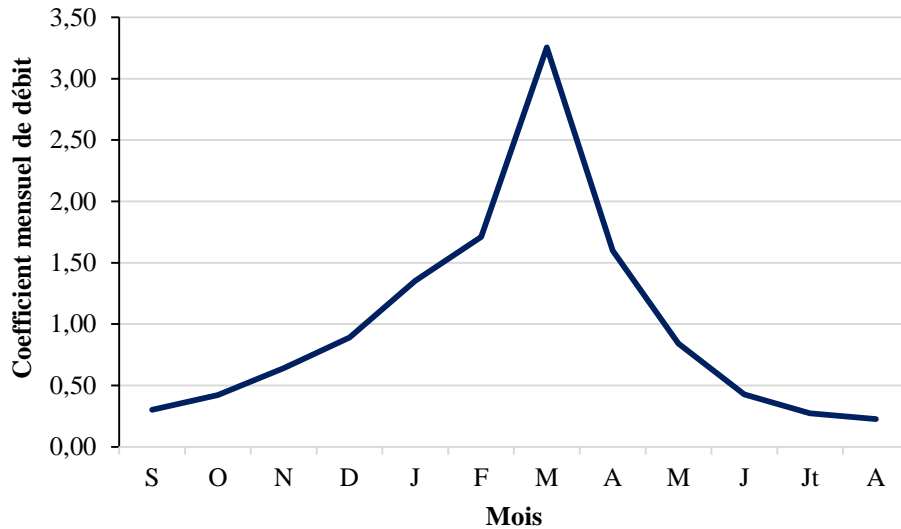


Figure III. 21: Variation mensuelle du coefficient de débit de l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011).

III.6.6. Débit spécifique Q_s

Le débit spécifique est une mesure de l'écoulement moyen des précipitations au sein d'un bassin versant.

Techniquement, il s'agit de la valeur du débit Q (L/s) rapportée à la surface du bassin versant (km^2).

$$Q_s = \frac{Q}{S(\text{bassin})} \quad (\text{Eq.III.16})$$

avec :

Q_s : Débit spécifique (L/s/km^2).

Q : Débit moyen annuel (L/s), $Q=630$ L/s

S : Surface du bassin versant (km^2), dans le cas de notre bassin $S=350\text{km}^2$.

$$Q_s = 1.8 \text{ L/s/km}^2$$

III.6.7. Coefficient d'écoulement

Il permet de mettre en évidence le caractère systématique des variations saisonnières, et de comparer les rivières entre elles. La connaissance de ce coefficient est aussi d'un grand intérêt pour pouvoir estimer les volumes écoulés dans le cours d'eau afin de dimensionner une retenue. (Abdelmoumene, 2021)

$$Ce(\%) = \frac{\text{Lame d'eau moyenne écoulée}}{\text{Pluie moyenne annuelle}} \times 100 \quad (\text{Eq.III.17})$$

Tableau III.30 : Coefficient d'écoulement pour l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	16,4	30,4	40,6	48,0	57,7	60,4	62,2	47,8	32,8	8,2	2,8	4,1
Le (mm)	1,4	2,0	3,0	4,3	6,5	7,5	15,7	7,5	4,1	2,0	1,3	1,1
Ce (%)	8,5	6.6	7.4	9,0	11,3	12,4	25,2	15,7	12,5	24,4	46,4	26,9

La figure III.22 illustre la variation mensuelle de coefficient d'écoulement pour l'oued Khemis au cours de la période (1972/1973-2010/2011), le mois de Juillet a un coefficient maximal de 46.4%, par contre le mois d'Octobre a un coefficient minimal de 6.6%.

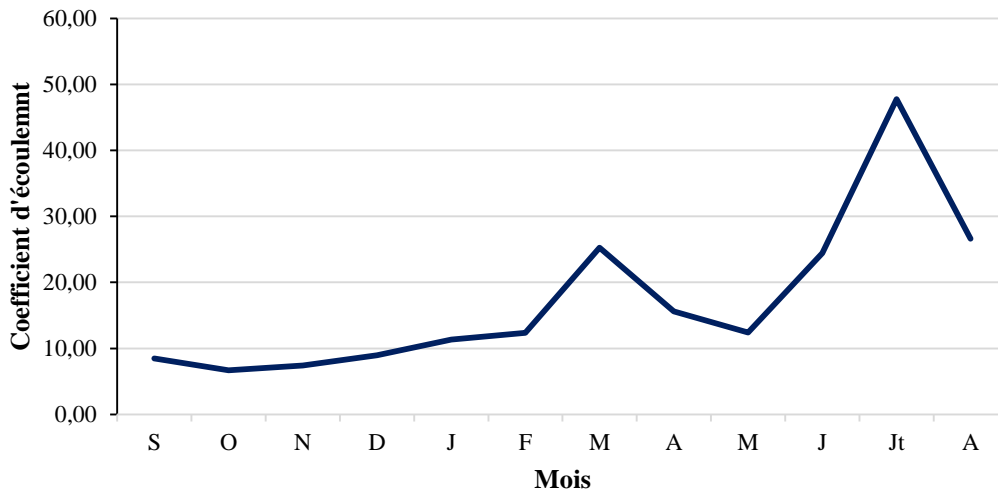


Figure III.22 : Variation mensuelle de coefficient d'écoulement pour l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011)

La figure III.23 qui représente la variation annuelle du coefficient d'écoulement au cours de l'épisode compris entre 1972/1973 et 2010/2011, montre une irrégularité des valeurs du coefficient. On observe une augmentation sévère (1997-2000), ceci est caractéristique de l'intégration d'une période humide dans le bassin.

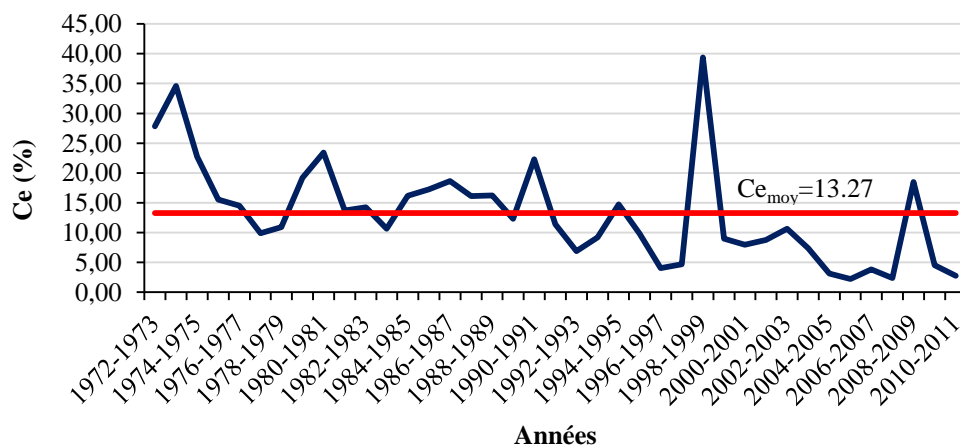


Figure III.23 : Coefficient d'écoulement standard au niveau du bassin d'oued Khemis (1972/1973 - 2010/2011).

III.7. Etude des lames d'eau écoulées

La lame d'eau est un débit exprimé en mm, elle est obtenue en multipliant le débit exprimé en m³/s par le temps respecté (année, mois, jour) et en divisant par la surface du bassin versant étudié. Elle est très couramment exprimée en mm, ce qui permet de la comparer aux pluies qui en sont à l'origine.

III.7.1. Lame d'eau moyenne annuelle

Sur le tableau III.31, sont consignées les valeurs des lames d'eau écoulées annuelles de la station de Khemis :

Tableau III.31 : Lames d'eau écoulées annuelles à la station de Khemis
(1972/1973-2010/2011)

Années	Le (mm)	Années	Le (mm)
1972-1973	151,4	1992-1993	24,3
1973-1974	220,8	1993-1994	35,1
1974-1975	139,7	1994-1995	72,1
1975-1976	69,4	1995-1996	70,3
1976-1977	59,5	1996-1997	12,6
1977-1978	37,8	1997-1998	15,3
1978-1979	33,3	1998-1999	45,1
1979-1980	72,1	1999-2000	11,7
1980-1981	120,7	2000-2001	37,8
1981-1982	33,3	2001-2002	39,7
1982-1983	31,5	2002-2003	64,0
1983-1984	31,5	2003-2004	38,7
1984-1985	41,5	2004-2005	8,1
1985-1986	74,8	2005-2006	9,9
1986-1987	91,0	2006-2007	16,2
1987-1988	37,8	2007-2008	5,4
1988-1989	36,9	2008-2009	170,3
1989-1990	31,5	2009-2010	24,3
1990-1991	102,7	2010-2011	10,8
1991-1992	71,2	LeMoyenne= 56.4mm	

La variation des lames d'eau écoulées annuelles à la station de Khemis (fig.III.24) indique que la moyenne interannuelle des lames d'eau écoulées est de 56.4 mm, le maximum est enregistré en 1973-1974 avec une valeur de 220.8mm contre un minimum de 5.4mm qui est enregistré en 2007-2008.

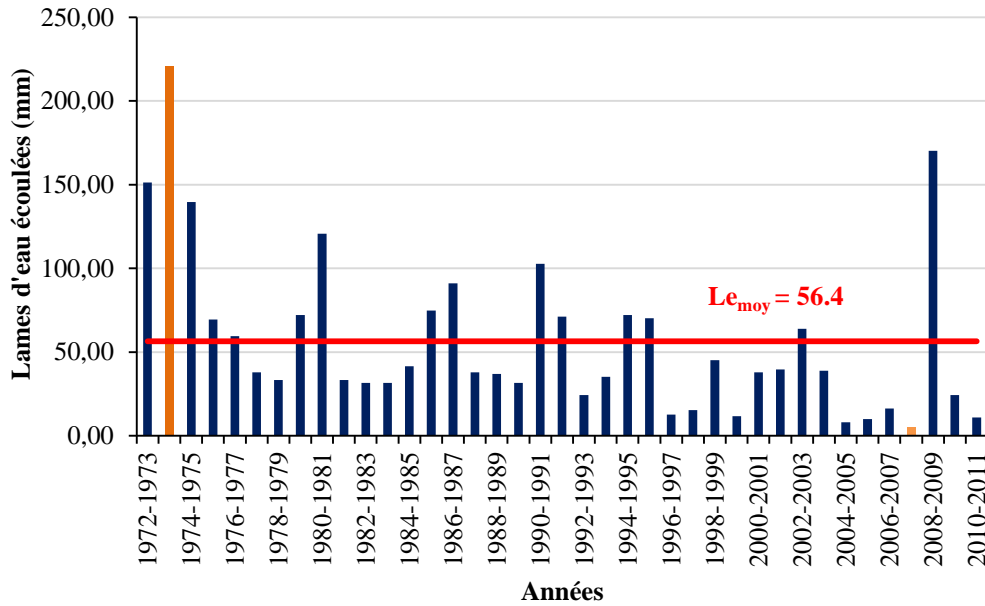


Figure III.24: Variation des lames d'eau écoulées annuelles à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)

III.7.2. Lame d'eau moyenne mensuelle

Le tableau III.32 englobe les valeurs des lames d'eau moyennes mensuelles à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011) :

Tableau III.32: Lames d'eau écoulées moyennes mensuelles à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Le(mm)	1,4	2,0	3,0	4,3	6,5	7,5	15,7	7,5	4,1	2,0	1,3	1,1

L'histogramme des lames d'eau écoulées mensuelles à la station de Khemis (fig.III.25) montre que le mois à écoulement maximal est le mois de Mars avec 15,7mm, contre un écoulement plus faible accusé par le mois d'Août avec 1.1mm.

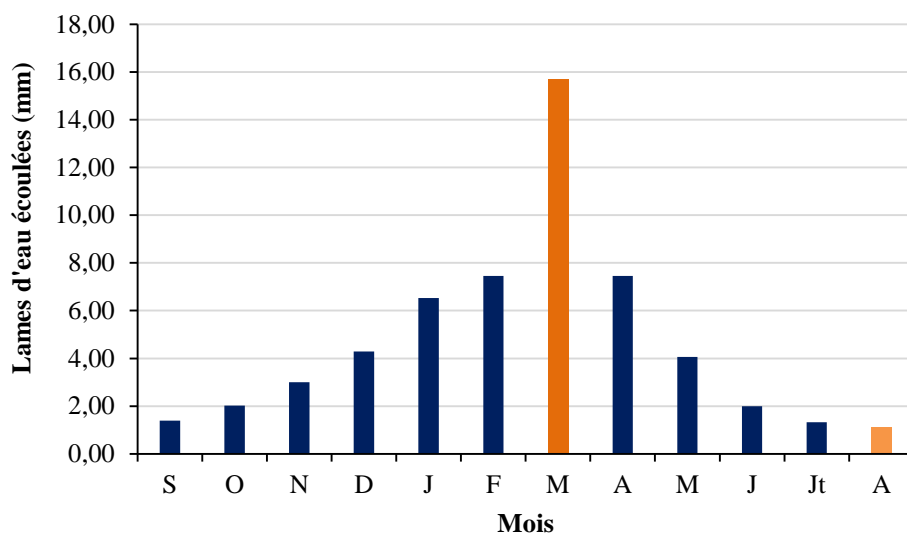


Figure III.25: Histogramme des lames d'eau écoulées mensuelles à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)

III.7.3. Lame d'eau moyenne saisonnière

Le tableau III.33 englobe les valeurs des lames d'eau moyennes saisonnières à la station de Khemis durant la période d'étude.

Tableau III.33: Lames d'eau écoulées moyennes saisonnières à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Été
Le(mm)	6,4	18,3	27,3	4,4

L'histogramme des lames d'eau écoulées saisonnières à la station de Khemis (fig.III.26) montre que la saison à écoulement important est la saison de Printemps (27.3mm), par contre un faible écoulement a été enregistré en Été (4.4mm).

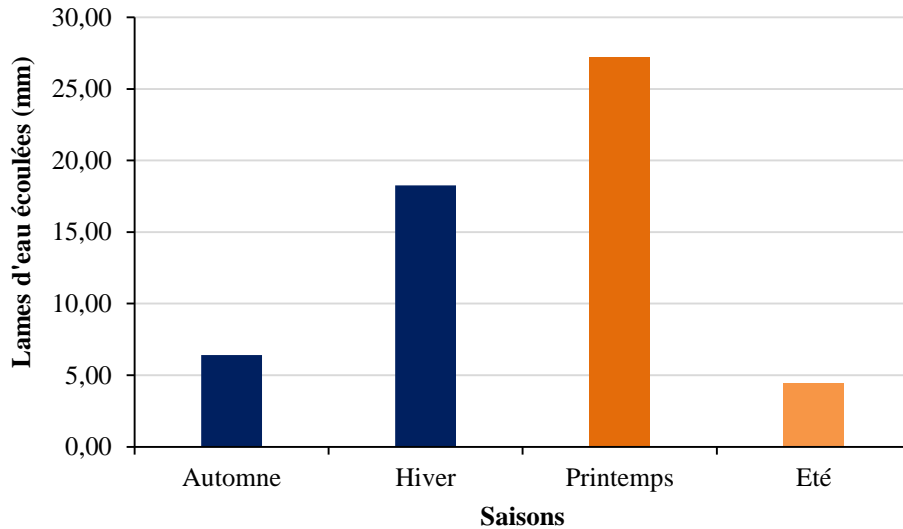


Figure III.26: Lames d'eau écoulées moyennes saisonnières à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)

III.7.4. Lame d'eau moyenne journalière

La figure III.27 exprime les variations journalières des lames d'eau écoulées durant une année moyenne, elle met en évidence un écoulement maximal (1.3mm) enregistré le 29 Mars. On remarque que la majorité des écoulements supérieurs à la moyenne (0.15mm) sont enregistrés entre la fin du mois de Décembre et le début du mois d'Avril, et c'est parce qu'il est connu que durant cette période de l'année hydrologique la saturation des nappes aquifères en eau est optimale.

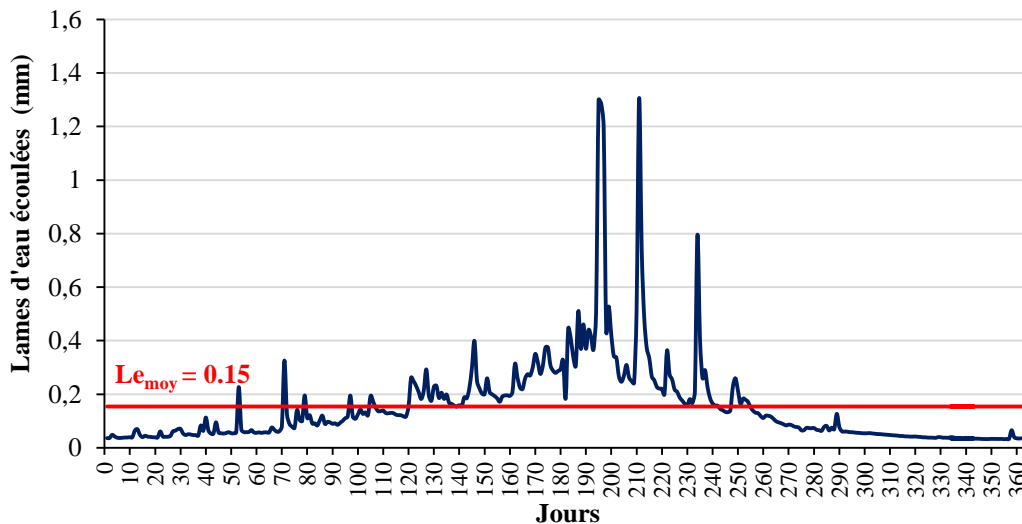


Figure III.27: Variation des lames d'eau écoulées journalières d'une année moyenne à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011).

III.7.5. Etude statistique des lames d'eau écoulées

La distribution des lames d'eau écoulées à la station de Khemis sur la période de 1972/1973 au 2010/2011, est donnée dans le tableau suivant :

Tableau III.34: Distribution interannuelle des lames d'eau écoulées de la station de Khemis.

Rang	Le (mm)	Log Le (mm)
1	5,4	1,2
2	8,1	2,1
3	9,9	2,3
4	10,8	2,4
5	11,7	2,5
6	12,6	2,5
7	15,3	2,7
8	16,2	2,8
9	24,3	3,2
10	24,3	3,2
11	31,5	3,5
12	31,5	3,5
13	31,5	3,5
14	33,3	3,5
15	33,3	3,5
16	35,1	3,6
17	36,9	3,6
18	37,8	3,6
19	37,8	3,6
20	37,8	3,6
21	38,7	3,7
22	39,7	3,7
23	41,5	3,7
24	45,1	3,8
25	59,5	4,1
26	64,0	4,2
27	69,4	4,2
28	70,3	4,3
29	71,2	4,3
30	72,1	4,3
31	72,1	4,3
32	74,8	4,3
33	91,0	4,5
34	102,7	4,6
35	120,7	4,8
36	139,7	4,9
37	151,4	5,0
38	170,3	5,1
39	220,8	5,4

Les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées sont donnés au tableau suivant :

Tableau III. 35: Paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées de la station de Khemis (1972/1973-2010/2011).

Paramètre	Formule	Valeurs
Moyenne	$\overline{Le} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n Le$	56.4
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum (Le - \overline{Le})^2$	2343.84
Ecart Type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	48.41
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\overline{Le}}$	0.86

On peut remarquer à partir du tableau précédent que la valeur du coefficient de variation est très élevée $Cv > 0.5$, pour cela nous pouvons supposer qu'une adéquation à une loi normale des valeurs logarithmiques des lames d'eau est possible.

a. Ajustement des lames d'eau écoulées annuelles à la loi Log normale

Les résultats de calcul sont représentés dans le tableau III. 36:

Tableau III.36: Paramètres de position et de dispersion pour la loi log normale. (1972/1973-2010/2011).

Paramètre	Formule	Valeurs
Moyenne	$\overline{\ln Le} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \ln Le$	3.69
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum (\ln Le - \overline{\ln Le})^2$	0.77
Ecart Type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	0.88
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\overline{\ln Le}}$	0.24

➤ **Test graphique**

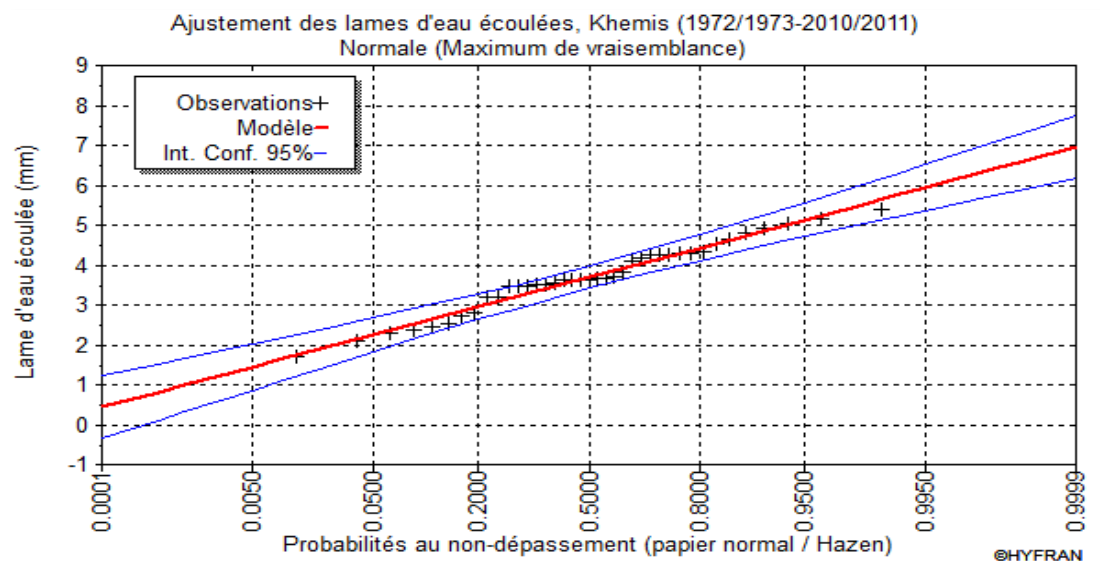


Figure III. 28: Courbe d'ajustement à la loi log normale des lames d'eau écoulées.

➤ Test numérique

Tableau III.37: Calcul du χ^2 pour la station de Sebdu pour une loi log normale.

K	Les classes	Effectif observé ni	Fréquences de la classe	Effectif théorique (Npi)	$(Ni-Npi)^2 / Npi$
1	[1,688-2,30[3	0,0571	2,2269	0,268
2	[2,30-2,92[5	0,1351	5,2689	0,014
3	[2,92-3,54[7	0,2403	9,3717	0,600
4	[3,54-4,16[11	0,2694	10,5066	0,023
5	[4,16-4,77[8	0,1906	7,4334	0,043
6	[4,77-5,39[5	0,0813	3,1707	1,055
$\chi^2_{calculé} = 2,00408$					

$$\chi^2_{calculé} = 2,00408$$

- Le nombre de degré de liberté = nombre de classe - nombre de paramètre - 1.

$$Ddl = n - k - 1.$$

$$Ddl = 6 - 2 - 1 = 3.$$

- Pour la loi log normale avec un seuil de probabilité de 5% (0,05) et un ddl=4, le

$$\chi^2_{Tabulé} = 7,815.$$

Le $\chi^2_{calculé}$ étant inférieur au $\chi^2_{tabulé}$ ($\chi^2_{calculé} < \chi^2_{tabulé}$), l'adéquation de la série à une loi log normale est acceptable.

b. Calcul des lames d'eau pour une période de récurrence donnée

A partir de l'équation d'ajustement, nous pouvons calculer les précipitations pour des périodes de récurrences données :

$$\text{Log } Le = \overline{\text{Log } Le} + \sigma U \text{ (Eq.III.18)}$$

Tableau III. 38: Calcul des lames d'eau pour une période de récurrence donnée

	Lame d'eau types	Le(mm)
Période de retour humide	Précipitations de (10 ans) u = 1,28	4,8
	Précipitations de (50 ans) u = 2,06	5,5
	Précipitations de (100 ans) u = 2,32	5,7
	Précipitations de (1000 ans) u = 3.08	6,6
Période de retour sèche	Précipitations de (10 ans) u = -1.28	2,6
	Précipitations de (50 ans) u = -2,06	1,9
	Précipitations de (100 ans) u = -2,32	1,7
	Précipitations de (10 ans) u = 1,28	0,8

III.8. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons présenté les différentes caractéristiques hydroclimatiques du bassin versant d'oued Khemis qui peuvent se résumer comme suit :

- La pluviométrie de la région étudiée est très irrégulière. Elle est de type méditerranéen avec un coefficient d'immodération de 8.04.
- Durant la série d'étude (1972/1973-2020/2021), Janvier est le mois le plus humide et le mois le plus sec est le mois de Juillet avec une pluie moyenne de 411.6mm.
- La température moyenne annuelle enregistrée au niveau de la station Khemis (1979-1980/2020-2021) est de 15.2°C, dont Janvier est le mois le plus froid et Juillet le mois le plus chaud.
- L'étude du climat a permis de distinguer deux périodes distinctes :
 - ✓ Une période humide entre le mois d'Octobre et le mois de Mai,
 - ✓ Une période sèche occupant les autres mois de l'année.

Les indices climatiques permettent de préciser qu'il s'agit d'un climat semi-aride à écoulement temporaire.

- D'une moyenne égale à 56.4 mm, la lame d'eau annuelle de la série de l'Oued Khemis (1972-1973/2010-2011) suit une loi log-normale.
- Les débits mensuels atteignent leurs maximums en Mars alors que le minimum s'observe en Août.

Chapitre IV

Estimation des débits extrêmes

IV.1. Introduction

La détermination des débits extrêmes (crues et étiages) est primordiale en hydrologie pour la conception des aménagements des cours d'eau. Dans ce chapitre, nous appliquerons les différentes formules et méthodes pour estimer les débits de crues et d'étiages du bassin versant de l'oued Khemis.

IV.2. Etude statistique des débits extrêmes

IV.2.1. Ajustement des débits maximums

Les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion des débits maximums sont donnés (tableau IV.1) :

Tableau IV.1 : Paramètres de position et de dispersion des débits maximums de la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)

Paramètre	Formule	Valeurs
Moyenne	$\overline{Qmax} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n Qmax$	65.27
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum (Qmax - \overline{Qmax})^2$	6489.29
Ecart Type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	80.56
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\overline{Qmax}}$	1.23

Le coefficient de variation $Cv > 0.5$, cela nous laisse penser fortement que l'ajustement suit une loi de Gumbel.

Les résultats de cet ajustement à la loi de Gumbel sont illustrés par la figure IV.1 et le tableau IV.2 :

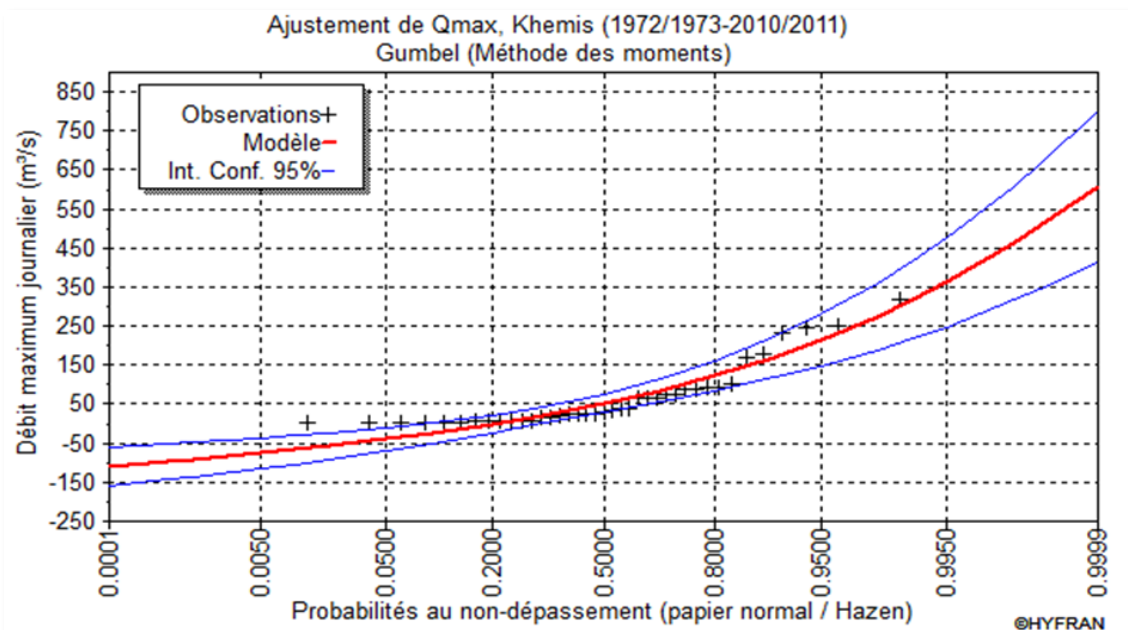


Figure IV.1 : Ajustement des débits Maximums de la station de Khemis à la loi de Gumbel

La figure IV.1 et le tableau IV.2 montrent que l'échantillon est moyennement ajusté par la loi de Gumbel.

Tableau IV.2: Débits max pour des périodes de retour données.

T	Q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)	
1000.0	0.9990	462.858	74.5721	316.668	609.049
100.0	0.9900	317.951	50.6167	218.722	417.179
50.0	0.9800	274.096	43.4507	188.916	359.277
20.0	0.9500	215.574	34.0205	148.881	282.268
10.0	0.9000	170.362	26.9309	117.567	223.158
5.0	0.8000	123.228	19.9389	84.1404	162.317

IV.2.2. Ajustement des débits minimums

Les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion des débits minimums sont donnés par le tableau IV.3 :

Tableau IV.3 : Paramètres de position et de dispersion des débits minimums de la station de Khemis (1972/1973-2010/2011)

Paramètre	Formule	Valeurs
Moyenne	$\overline{Qmin} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n Qmin$	0.08
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N-1} \sum (Qmin - \overline{Qmin})^2$	0.01
Ecart Type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	0.09
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{Qmin}$	1.14

Le coefficient de variation $Cv > 0.5$, nous laisse penser fortement que l'ajustement suit une loi de Gumbel comme le montre les résultats donnés par la figure IV.2 et la figure IV.4.

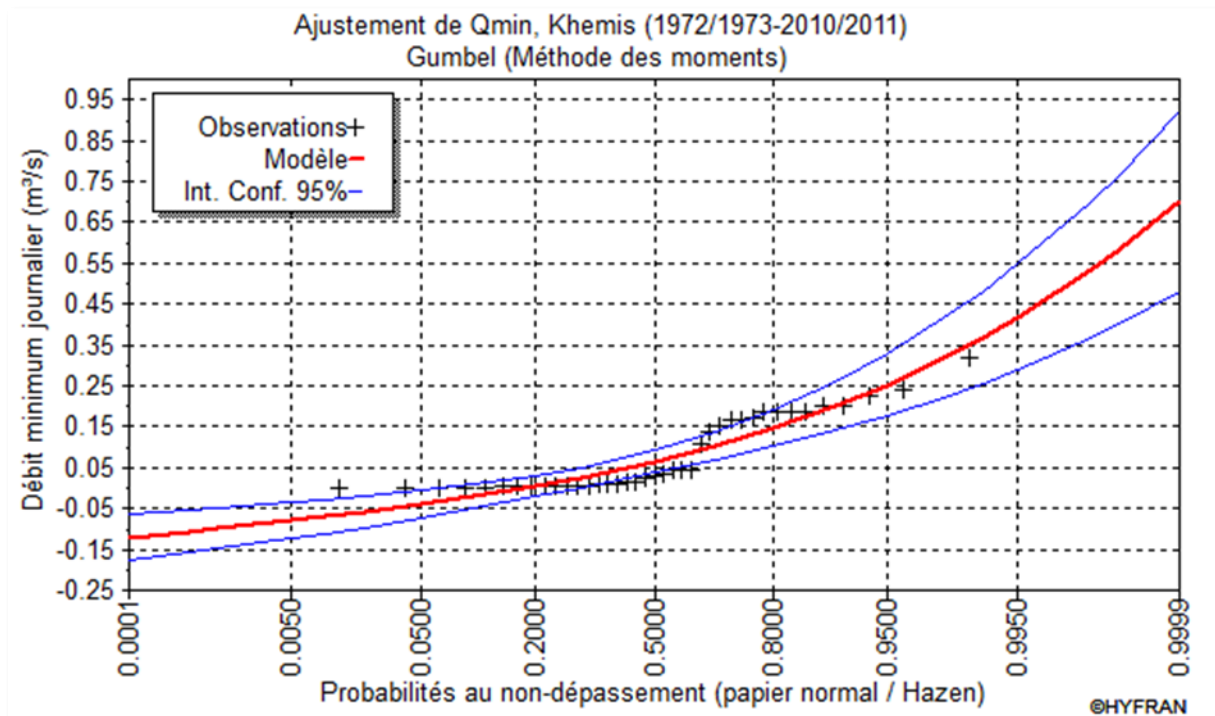


Figure IV.2 : Ajustement des débits minimums de la station de Khemis à la loi de Gumbel

La figure IV.2 et le tableau IV.4 montrent que l'échantillon est moyennement ajusté par la loi de Gumbel.

Tableau IV.4: Débits min pour des périodes de retour données.

T	Q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)	
1000.0	0.9990	0.53431	0.085124	0.36743	0.70118
100.0	0.9900	0.36889	0.057779	0.25562	0.48216
50.0	0.9800	0.31883	0.049599	0.22160	0.41607
20.0	0.9500	0.25203	0.038834	0.17590	0.32816
10.0	0.9000	0.20042	0.030742	0.14016	0.26069
5.0	0.8000	0.14662	0.022760	0.10200	0.19124

IV.3. Courbe des débits classés (CDC)

Il s'agit d'un outil qui est souvent utilisé pour le dimensionnement des constructions hydrauliques.

A partir de cette courbe, on détermine le débit de pointe et le débit minimum par classement des débits journaliers par ordre décroissant. La courbe des débits classés représente la relation entre ces débits et le nombre de jour. Une fois cette courbe est tracée, nous pouvons tirer les débits caractéristiques.

a. Estimation des débits caractéristiques

Afin de caractériser le régime d'étiage d'un cours d'eau, on définit habituellement des débits caractéristiques :

- **Débit caractéristique maximum (DCM) ou Débit caractéristique de crue (DCC10) :** Représente le débit maximum (pointe) de l'année (débit atteint ou dépassé 10 jours par an).
- **Débit caractéristique de 6 mois (DC6) :** Représente le débit de fréquence 1/2 ou débit dépassé 6 mois par an.
- **Débit caractéristique d'un an, trois ou neuf mois (DC1, DC3 et DC9) :** représente les débits dépassés respectivement 1,3 ou 9 mois par an.
- **Débit spécifique d'étiage (DCE):** Débit journalier dépassé en moyenne 355 jours par an.

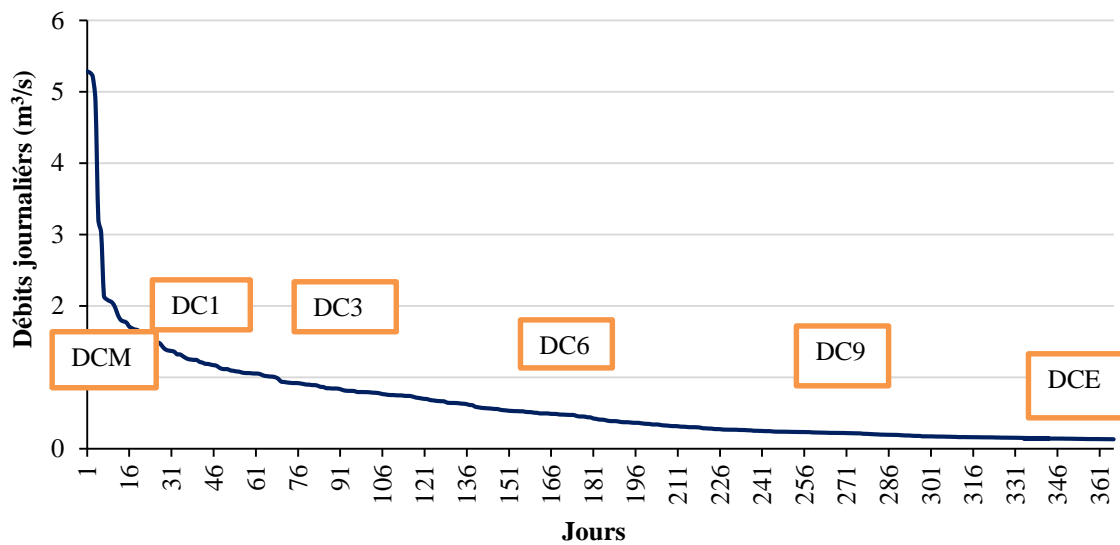


Figure IV.3 : Courbe des débits classés

Tableau IV.5 : Débits caractéristiques classés.

Q classés	DCM	DC1	DC3	DC6	DC9	DCE
Valeurs	2,04	1,36	0,81	0,42	0,21	0,13

VI.4. Application de la méthode du Gradex

Les étapes de cette méthode sont les suivantes :

1- L'ajustement de la série pluviométrique (P_{jmax}) de la station de Khemis à la loi de Gumbel en utilisant le logiciel HYFRAN donne les valeurs des pluies max journalières relatives à des temps de retours donnés (fig. IV.4) :

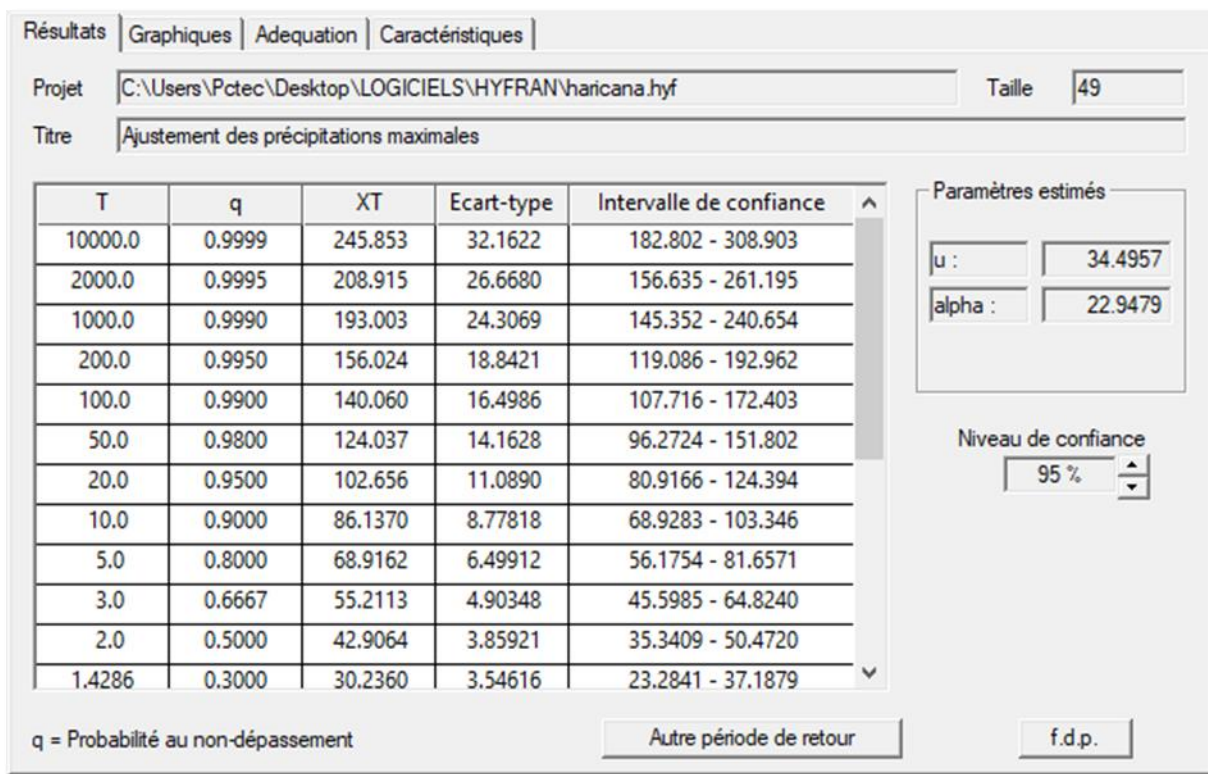


Figure IV.4 : Résultats d’ajustement de la série pluviométrique de la station de Khemis.

2- Détermination du Gradex

L’équation de la droite d’ajustement de Gumbel tirée après utilisation d’Hyfran est :

$$P = 22.9479 * \mu + 34.4957$$

Le Gradex est : a = 22.9479.

3- Choix du pas de temps : on a estimé le temps de base qui est : n=24 heures.

4- L’ajustement de la série des débits maximums de la station de Khemis à la loi de Gumbel nous a permis de tirer le débit décennal qui est de :

$$Q_{10\text{ans}}(\text{Khemis}) = 170,362 \text{ m}^3/\text{s}$$

- Exprimer le débit décennal en lame d’eau équivalente par la formule suivante :

$$R = \frac{Q_{10,3,6,n}}{s} \quad (\text{Eq.IV.1})$$

Où :

S : Surface du bassin (km²),

n : Nombre d’heure (égal à 24 heures),

$$R_{10\text{an}} = \frac{170.362 \cdot 3,6 \cdot 24}{350}$$

$$R_{10\text{an}} = 42,1\text{mm}.$$

5- Extrapoler la distribution des débits au-delà de 0.9 (T=10 ans) par une droite de pente égale au gradex de la pluie.

$$Q_{\mu\%} = a \cdot \mu + b \quad (\text{Eq.IV.2})$$

a : Gradex a = 22,95mm.

μ : Variable réduite de Gumbel ($\mu = -\ln(-\ln(F))$). (Eq.IV.3)

$b' = Q_{10 \text{ ans}} - a \cdot \mu$ (T=10 ans) (Eq.IV.4)

avec $F = 1 - 1/10 = 0,9$ et $\mu = 2,25$

$$b' = -9,60.$$

$$Q_{\mu\%} = 22,95\mu - 9.6$$

6- On trace cette équation sur un même graphe que celui de l'ajustement des P_{jmax} , pour chaque période de retour, on tire le débit exprimé en millimètre (mm).

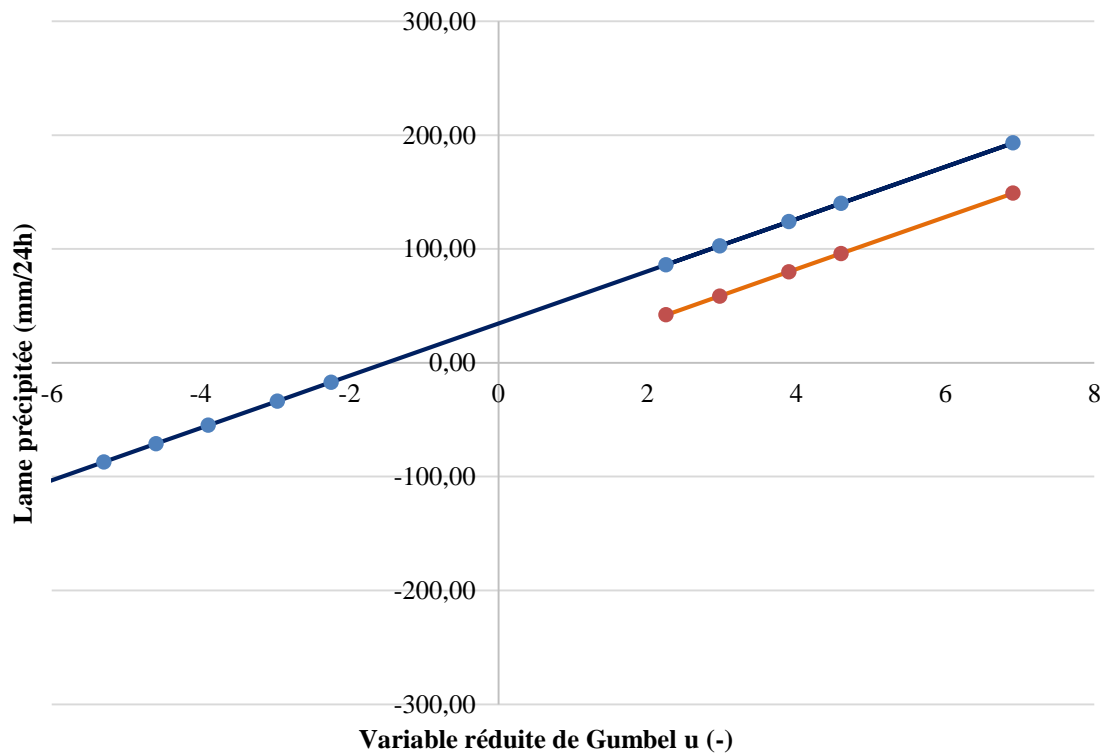


Figure IV.5 : Graphe de l'ajustement des pluies et la droite d'extrapolation des débits

7- Calcul des débits de pointe

Après les calculs des débits extrapolés on les multiplie par le coefficient P (P = 1) pour obtenir les débits maximums pour chaque période de retour.

Tableau IV.6 : Débits de pointe par la méthode du Gradex.

Période de retour (ans)	F(x)	μ	Qr (mm/24)	Qr (m ³ /s)	Qp (m ³ /s)
10,0	0,9	2,25	42,05	172,05	172,05
20,0	0,95	2,97	58,57	239,62	239,62
50,0	0,98	3,90	79,91	326,93	326,93
100,0	0,99	4,60	95,97	392,66	392,66
1000,0	0,999	6,91	148,98	609,54	609,54

avec :

- F : Fréquence,
- μ : Variable réduite de Gumbel,
- Qr : Débit exploité (mm ou en m³/s),
- Qp : Débit de pointe (m³/s).

IV.5. Méthode des formules empiriques

Dans cette partie on a pris en compte les formules les plus utilisées en Algérie.

IV.5.1. Formule de Mallet-Gauthier

$$Q \text{ max. P\%} = 2K \log (1+A.P_{moy}) \cdot \frac{S}{L} \cdot \sqrt{1 + 4 \cdot \text{Log}T - \text{Log}S} \quad (\text{Eq. IV.5})$$

avec :

- S: Superficie du bassin versant (Km²),
- L: Longueur du thalweg principal (Km),
- A: Coefficient régional pris égal à 20,
- K: Constante comprise entre 1 et 3,
- P: Précipitations moyennes interannuelles (m),
- T: Période de retour en années.

Tableau IV.7: Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Mallet-Gauthier) station de Khemis.

F%	99,9	99	98	95	90	80
T (an)	1000	100	50	20	10	5
Q max (m ³ /s)	1332,75	1028,52	917,39	745,47	582,64	351,03

IV.5.2. Formule de Turraza

$$Q_{\text{max p\%}} = \frac{C \cdot I \cdot S}{3.6} \quad (\text{Eq. IV.6})$$

avec :

- S: Superficie du bassin versant (Km²),
- I: Intensité moyenne maximale de la précipitation pendant une durée égale au temps de concentration (mm/h),
- C : Coefficient de ruissellement en fonction de la probabilité donnée.

Tableau IV.8: Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Turraza) station Khemis.

T (an)	1000	100	50	20	10	5
C	0.59	0.50	0.48	0.43	0.41	0.35
I (mm/h)	14.20	11.48	11.30	9.12	7.55	6.34
Qmax (m ³ /s)	816.87	560.97	483.92	380.71	300.76	217.57

IV.5. 3. Formule de Sokolovsky

$$Q_{max} \text{ p\%} = \frac{0,28(Pct\% - H_0) \cdot \alpha p\% \cdot F \cdot S}{T_m} \quad (\text{Eq. IV.7})$$

avec :

H_0 : Pertes initiales en mm ($H_0 = 8\text{mm}$),

P_{ct} : Pluie fréquentielle de courte durée correspondant au temps de concentration (mm),

S : Superficie du bassin (Km^2),

0,28 : Coefficient de changement d'unité,

α : Coefficient de ruissellement de la crue probable pour une période de retour donnée.

T_m : Temps de concentration du bassin versant (heure),

F : Coefficient de forme de la crue.

Tableau IV.9: Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Sokolovsky) station de Khemis.

T (an)	1000	100	50	20	10	5
Pct (mm)	85,18	61,82	54,74	45,31	38,02	30,42
$\alpha p\%$	0,53	0,47	0,45	0,41	0,37	0,32
Qp (m^3/s)	803,06	496,66	409,43	298,52	218,30	141,48

IV.5.4. Formule de Giandotti

$$Q_{max}\% = \frac{C \cdot S \cdot (H_{moy} - H_{min})^{\frac{1}{2}}}{4 \cdot (S)^{\frac{1}{2}} + 1.5 \cdot L} \cdot Ptc\% \quad (\text{Eq.IV.8})$$

avec :

$Q_{max} (\%)$: Débit maximum de crue en m^3/s de même fréquence que celle de la pluie de courte durée,

C : Coefficient topographique varie entre 66 et 166,

S : Superficie du bassin versant (km^2),

L : Longueur du talweg principal (km),

H_{moy} , H_{min} : Altitudes moyennes et minimales (m),

Ptc : Pluies de courte durée (mm).

Tableau IV.10: Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Giandotti) station de Khemis.

T (an)	1000	100	50	20	10	5
Pct (mm)	85,18	61,82	54,74	45,31	38,02	30,42
Qmax (m^3/s)	1009,29	732,43	648,64	536,83	450,45	360,39

IV.5.5. Formule de Taibi-ANRH

$$Q_{pt} = e^{0.95u} \cdot Q_p \quad (\text{Eq.IV.9})$$

avec:

Q_{pt} : Débit de pointe fréquentiel (m^3/s),

u : Variable réduite de Gauss,
 Q_p : Débit de pointe annuel (m^3/s).

Tableau IV.11: Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Taibi-ANRH) station Khemis.

F%	99,9	99	98	95	90	80
T (an)	1000	100	50	20	10	5
μ	6,91	4,6	3,9	2,97	2,25	1,5
Q_{max} (m^3/s)	69086,78	7487,41	3850,58	1591,57	803,10	393,85

Les résultats de calcul pour le bassin versant de l’oued Khemis sont résumés dans le tableau suivant :

Tableau IV.12: Récapitulatif des résultats des débits de crue (m^3/s) d’oued Khemis pour les différentes périodes de retour.

T (an)	Mallet-Gauthier	Giandotti	Taibi-ANRH	Sokolovsky	Turraza	Gradex	Valeurs observées depuis la station pluviométrique
1000	1332,75	1009,29	69086,78	803,06	816,87	609,5	462,86
100	1028,52	732,43	7487,41	496,66	560,97	392,7	317,95
50	917,39	648,64	3850,58	409,43	483,92	326,9	274,10
20	745,47	536,83	1591,57	298,52	380,71	239,6	215,57
10	582,64	450,45	803,10	218,30	300,76	172,0	170,36
5	351,03	360,39	393,85	141,48	217,57		123,23

Le tableau IV.12 récapitule les résultats des débits de crue calculés par différentes formules et différentes période de retour. On constate que les valeurs des débits de crue les plus proches aux valeurs des débits observés depuis la station pluviométriques sont celles calculées en utilisant la méthode du Gradex.

IV.6. Calcul de l'erreur relative

$$Err = \frac{Q_{maxP\%} - Q_{station}}{Q_{maxP\%}} \quad (Eq.IV.10)$$

Tableau IV.13: Erreur relative d'estimation du débit maximum du bassin de l'oued Khemis.

T (an)	Mallet-Gauthier	Giandotti	Taibi-ANRH	Sokolovsky	Turraza	Gradex
1000	65,3	54,1	99,3	42,4	43,3	24,1
100	69,1	56,6	95,8	36,0	43,3	19,0
50	70,1	57,7	92,9	33,1	43,4	16,2
20	71,1	59,8	86,5	27,8	43,4	10,0
10	70,8	62,2	78,8	22,0	43,4	1,0
5	64,9	65,8	68,7	12,9	43,4	

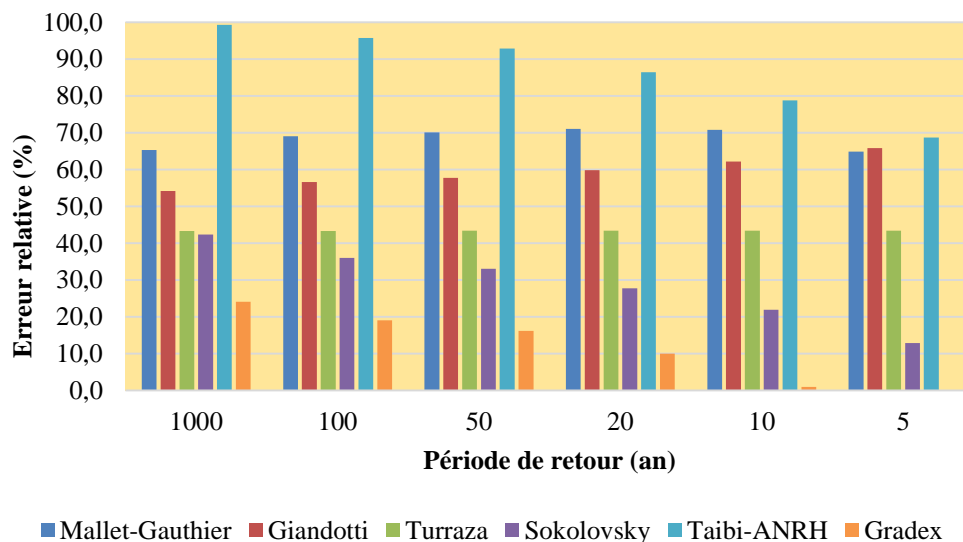


Figure IV.6: Représentation graphique de l'erreur relative de l'estimation de débit de l'oued Khemis.

D'après les résultats de calcul (tab. IV.12 & IV.13), pour le bassin versant d'oued Khemis de superficie 350 km², on constate que la meilleure méthode qui donne un débit proche des débits de crues mesurés est la méthode du Gradex pour les cinq périodes de retour étudiées. Nous remarquons aussi qu'il existe deux formules, Turraza et Sokolovsky, qui ont donné des valeurs pratiquement proches des débits de crues mesurés avec un taux d'erreur inférieur à 50%. Alors que le reste des formules ont des taux d'erreurs très importantes bien qu'elles utilisent la fréquence de la pluie maximale journalière. L'erreur dans la formule de Turazza peut être justifiée de fait que cette formule nécessite la bonne évaluation du coefficient de ruissèlement, chose qui est très dure à acquérir pour les bassins versants de grandes superficies.

IV.7. Construction des hydrogrammes de crues

Pour la construction des hydrogrammes de crue pour le bassin versant de l'oued Khemis, nous avons utilisé les résultats d'un programme élaboré par Jean-Pierre Laborde pour le compte de l'ANRH dans le cadre du projet « Les crues du Nord de l'Algérie ». Ces résultats se composent de trois cartes (carte de Pj10, carte de Gradex et carte des coefficients correctifs régionaux (Laborde, 2013).

IV.7.1. Pluie journalière décennale

La figure IV.7 représente la carte de Laborde qui englobe toutes les stations pluviométriques avec leur code et leur Pj10. Nous avons estimé les précipitations journalières correspondant à une période de retour de 10 ans qui correspondent aux précipitations ayant engendré la crue décennale par simple lecture dans cette carte.

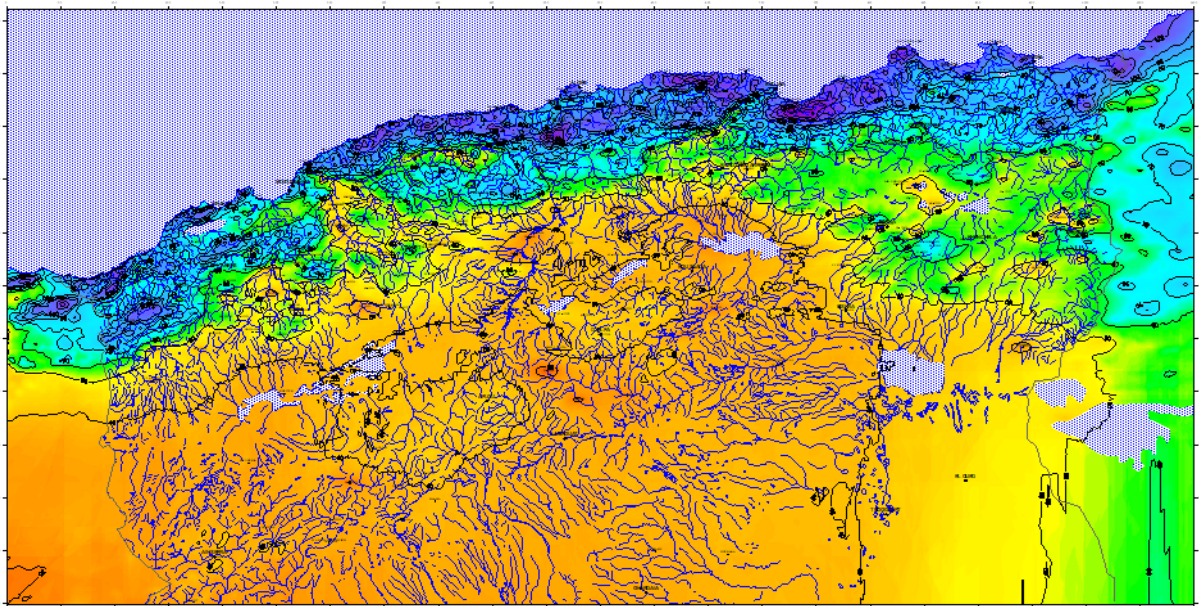


Figure IV.7: Carte de la pluie journalière décennale en Algérie (Laborde, 2013).

IV.7.2. Détermination du gradex des pluies journalières

La figure IV.8 représente les stations pluviométriques avec leurs gradex des pluies journalières.

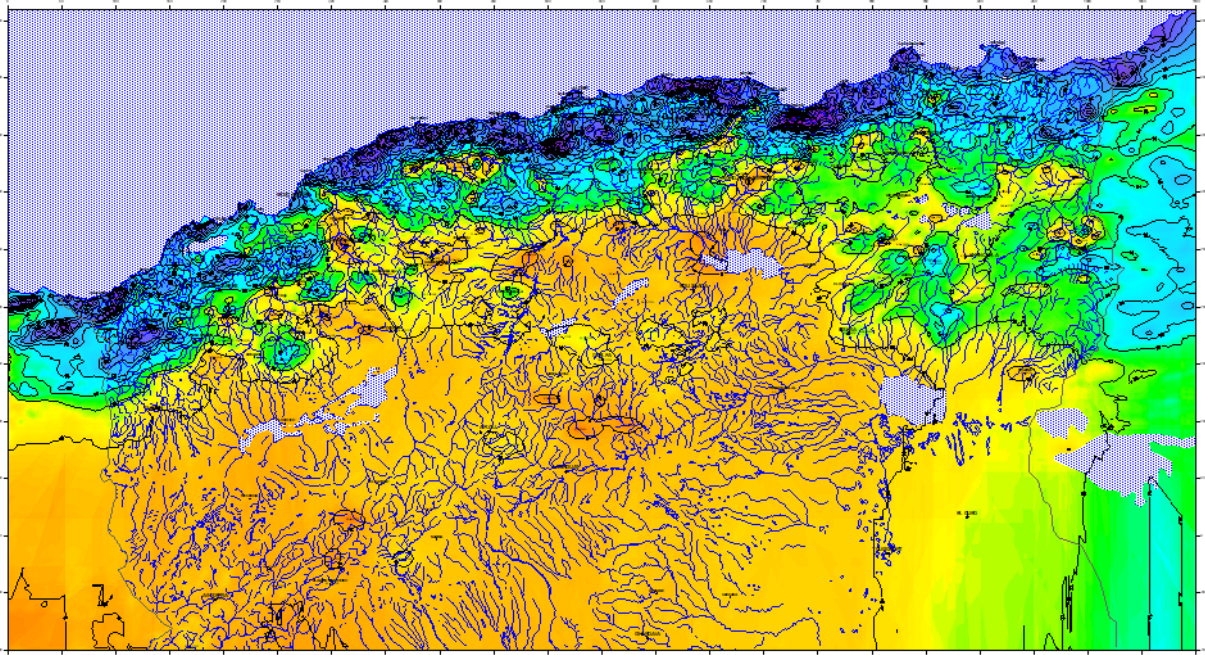


Figure IV.8 : Carte du gradex des pluies journalières en Algérie (Laborde, 2013).

IV.7.3. Coefficient de correction des quantiles de crue estimé

Nous avons déterminé le coefficient de correction des quantiles à partir de la figure ci-dessous établie par Laborde en 2013 :

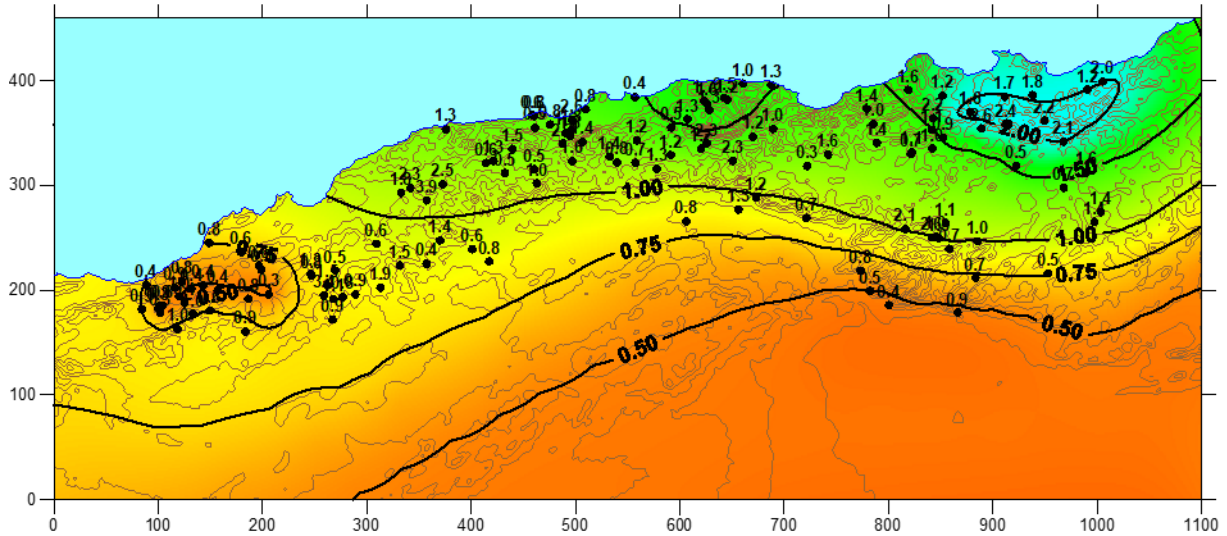


Figure IV.9 : Carte du coefficient de correction des quantiles de crue en Algérie (Laborde, 2013).

Les résultats obtenus sont représentés sur le tableau IV.14 :

Tableau IV.14 : Caractéristiques pluviométriques moyennes sur le bassin versant de l’oued Khemis

Station	Paramètres à estimer	Indices des paramètres	Valeurs
Khemis	Pluie journalière décennale	Pj10	89 mm/j
	Gradex des pluies journalières	g	20.3 mm/j
	Coefficient de correction des quantiles de crue	rQi = rQj	0,9(Sans unité)

IV.8. Paramètres pluviométriques dérivés

Le tableau ci-dessous récapitule six paramètres pluviométriques :

Tableau IV.15 : Paramètres pluviométriques dérivés du bassin versant de l’oued Khemis.

Paramètres	Valeurs	Unité
Kab.	0,87	(sans unité)
Pj10BV	77	(mm/j)
gBV	18	(mm/j)
Surface	350	(km ²)
Pente	0,03	(sans unité)
Pj(10)	89	(mm/j)
g	20,3	(mm/j)
RQj = rQi	0,9	(sans unité)
α	2,73	(sans unité)

avec :

Pj10 BV : Pluie journalière décennale du bassin versant (mm/j),

Pj10 : Pluie journalière décennale (mm/j),

gBV : Gradex des pluies journalières du bassin versant (mm/j),

g : Gradex des pluies journalières (mm/j),

rQj et rQi : Coefficient de correction des quantiles de crue estimée (sans unité),

α : Paramètre de la forme de l’hydrogramme de crue (sans unité),

Kab.: Coefficient représentatif de l’abattement des pluies, il est donné par la formule suivante :

$$Kab = 1 - 0,007(S)^{0.5} \text{ (sans unité)} \quad (\text{Eq.IV.11})$$

S : surface de bassin versant (km²).

IV.9. Caractéristiques des crues

Le tableau IV.16 résume les caractéristiques des crues pour une période de retour T (an) où :

Qj : Débit journalier pour le temps de retour T soit en (mm/j) ou (m³/s).

Qi : Débit instantané pour le temps de retour T soit en (mm/j) ou (m³/s).

D : Durée caractéristique définie comme la durée pour laquelle le débit est supérieur au demi-débit de pointe (heure).

T_m : Temps de montée de l'hydrogramme de crue.

V₂₄ : Volume maximal de la crue au pas de temps 24 heures (m³).

V_{totale} : Volume total de la crue (m³).

α : Paramètre de la forme de l'hydrogramme de crue (sans unité).

Tableau IV.16 : Caractéristiques de la crue pour chaque période de retour T du bassin versant de l'oued Khemis.

Paramètres estimés	unité	5	10	20	50	100	200	1000
PjBV	(mm/j)	64,11	77	90	106	119	131	160
Qj	(mm/j)	16	21	29	41	49	59	81
Qi	(mm/j)	40	51	70	97	118	140	194
Qj	(m ³ /s)	67	87	119	164	200	238	330
Qi	(m ³ /s)	161	207	284	392	479	568	788
D	(heures)	10,3	10,5	10,5	10,5	10,5	10,5	10,5
Tm	(heures)	10,3	10,5	10,5	10,5	10,5	10,5	10,5
V24	(m ³)	6 853 142	8 927 525	12 226 497	16 885 920	20 608 172	24 476 146	33 914 564
Vtotal	(m ³)	8 182 020	10 703 833	14 659 200	20 245 707	24 708 575	29 346 159	40 662 538
Débit de pointe	(m ³ /s)	161,00	207,32	283,93	392,13	478,57	568,39	787,57
Débit sur 24h	(m ³ /s)	79,32	103,33	141,51	195,44	238,52	283,29	392,53
Volume total	(m ³)	8 182 020	10 703 833	14 659 200	20 245 707	24 708 575	29 346 159	40 662 538

Pour tracer un hydrogramme, il faut calculer les débits des crues, le tableau IV.17 récapitule les résultats des débits par le programme de « Laborde ».

Tableau IV.17 : Débits de crues pour différentes périodes de retour de l'oued Khemis.

T (an)	5	10	20	50	100	200	1000
Temps(h)/débit (m ³ /s)	Q (m ³ /s)	Q (m ³ /s)	Q (m ³ /s)	Q (m ³ /s)	Q (m ³ /s)	Q (m ³ /s)	Q (m ³ /s)
0	0	0	0	0	0	0	0
0,5	0	0	0	0	0	0	0
1	1	1	1	1	2	2	3
1,5	2	2	3	4	5	6	8
2	4	5	6	9	10	12	17
2,5	7	8	11	16	19	23	32
3	11	14	19	26	32	38	52
3,5	17	21	29	39	48	57	79
4	24	30	41	57	69	82	114
4,5	33	41	56	78	95	113	156

5	44	54	74	103	125	149	207
5,5	56	70	95	132	161	191	265
6	70	87	119	164	200	238	330
6,5	85	105	144	199	243	289	400
7	100	125	171	236	288	342	474
7,5	115	144	197	272	332	395	547
8	129	162	222	307	374	444	616
8,5	141	178	244	337	411	488	677
9	151	191	262	361	441	524	726
9,5	157	200	274	379	463	549	761
10	161	206	282	389	475	564	782
10,5	161	207	284	392	479	568	788
11	158	205	281	388	474	563	780
11,5	154	201	275	379	463	550	762
12	148	193	265	366	447	530	735
12,5	141	185	253	350	427	507	702
13	133	175	240	332	405	481	666
13,5	125	165	227	313	382	454	628
14	117	155	213	294	359	426	590
14,5	109	145	199	275	336	399	552
15	102	136	186	257	314	373	516
15,5	95	127	174	240	293	348	482
16	89	118	162	224	273	324	449
16,5	82	110	151	208	254	302	419
17	77	103	141	194	237	282	390
17,5	72	96	131	181	221	263	364
18	67	90	123	169	207	245	340
18,5	62	84	115	158	193	229	318
19	58	78	107	148	181	214	297
19,5	55	73	100	138	169	201	278
20	51	69	94	130	158	188	261
20,5	48	64	88	122	149	176	244
21	45	60	83	114	140	166	230
21,5	42	57	78	107	131	156	216
22	40	53	73	101	123	147	203
22,5	38	50	69	95	116	138	192
23	35	48	65	90	110	130	181
23,5	33	45	62	85	104	123	171
24	32	42	58	80	98	116	161

L'hydrogramme de crue est représenté dans la figure IV.10 :

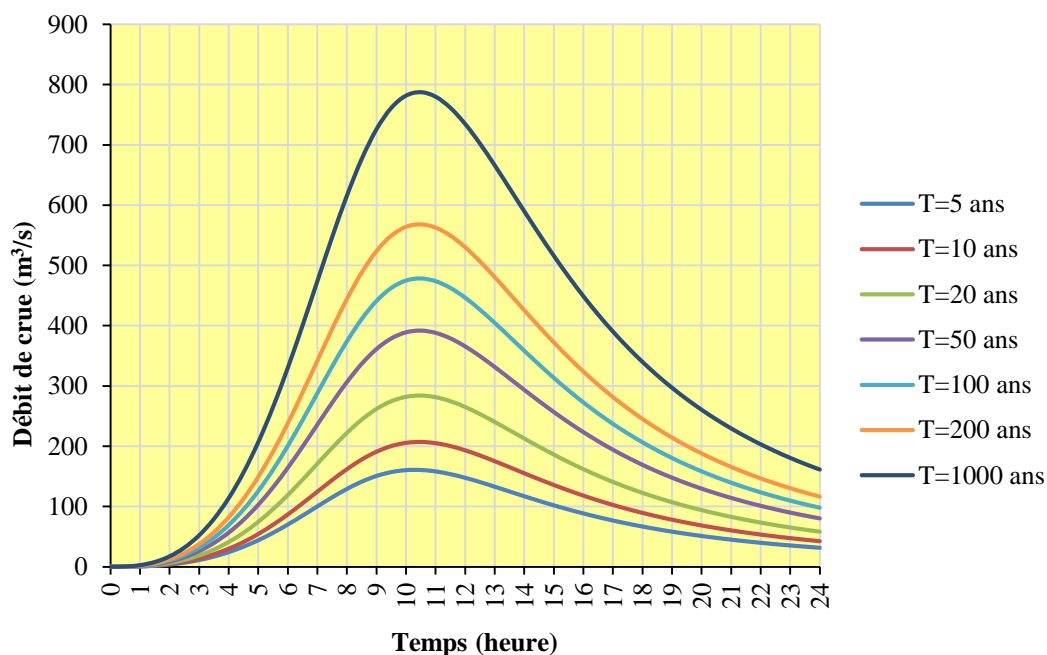


Figure IV.10 : Hydrogramme fréquentiels des différentes périodes de retour de Khemis.

IV.10. Etude du tarissement

IV.10.1. Calcul du coefficient de tarissement

Afin de prévoir les débits de la période de sécheresse, on peut utiliser le concept de tarissement simple des nappes qui peut être décrit par la "loi exponentielle simple" qui est l'une des lois les plus appliquées.

Elle s'exprime par la relation suivante :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (\text{Eq. IV.12})$$

Q_t : Débit à l'instant t ,

Q_0 : Débit à l'instant t_0 ,

t : Temps (jours),

α : Coefficient de tarissement (j^{-1})

Alors à partir de l'équation (Eq. IV.12) :

$$\alpha = \frac{\log Q_t - \log Q_0}{0,4343t} \quad (\text{Eq.IV.13})$$

IV.10.2. Volume de la réserve hydrogéologique

La capacité d'emmagasinement du bassin se calcule selon l'équation suivante :

$$V = \frac{Q_0 \times t}{\alpha} \quad (\text{Eq.IV.14})$$

Les résultats de calcul du coefficient de tarissement et de volume emmagasiné pour chaque période de retour sont donnés au tableau IV.18.

Tableau IV.18 : Résultats du calcul du coefficient de tarissement et du volume emmagasiné du bassin versant de l'oued Khemis.

T (an)	Q ₀	Q _t	t (j)	α (j ⁻¹)	V (10 ⁶ m ³)
1000	788	107	0,73	2,74	3,376
200	568	77	0,73	2,74	2,427
100	479	65	0,73	2,74	2,050
50	392	53	0,73	2,74	1,668
20	284	38	0,73	2,76	1,190
10	207	28	0,73	2,74	0,881
5	161	21	0,73	2,79	0,649

La figure ci-dessous représente le volume de la réserve hydrogéologique du bassin versant de l'oued Khemis, les volumes calculés ne reflètent pas la réalité, car la station hydrométrique ne prend pas en considération tout le débit écoulé, des pertes latérales existent en plus de l'évaporation intense et l'inféro-flux.

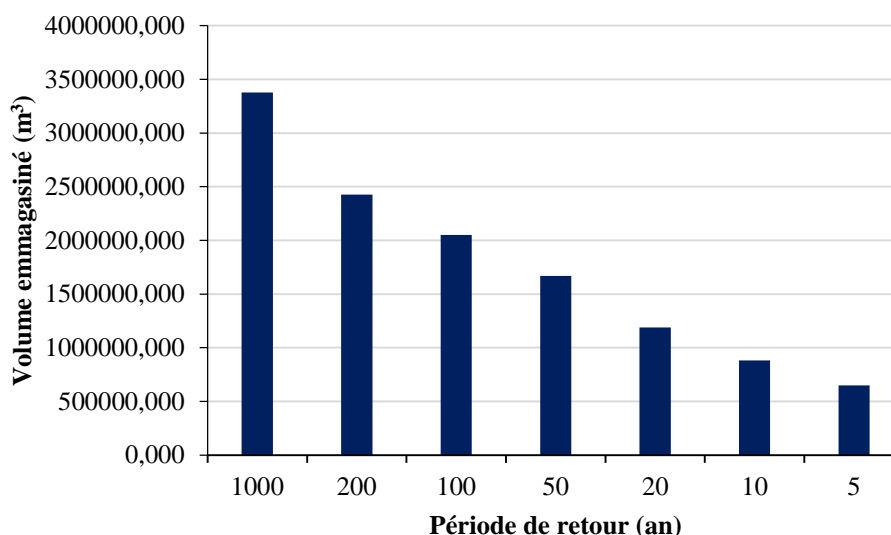


Figure IV.11 : Volume emmagasiné dans les réserves souterraines de bassin versant de l'oued Khemis.

IV.11. Conclusion

Ce chapitre a été consacré au calcul des débits extrêmes. Pour les débits maximums nous avons appliqué, pour différentes périodes de retour, la méthode du Gradex et différentes formules empiriques à savoir : Taibi-ANRH, Sokolovsky, Giandotti, Turazza et Mallet-Gauthier. Puis, pour les débits minimums nous avons utilisé la courbe des débits classés. D'après les résultats nous concluons que la méthode du Gradex est la plus adéquate pour la détermination des débits maximums du bassin versant de l'oued Khemis parce que ses taux d'erreur relative sont les plus petits.

Aussi parmi les méthodes les plus utilisées en Algérie pour l'évaluation des crues et des étiages, la réalisation des hydrogrammes de crue, nous nous sommes basés sur le programme

établi par Laborde pour le compte de l'ANRH. A partir de ces hydrogrammes nous pouvons extraire les débits initiaux du tarissement en conséquence nous pouvons calculer le coefficient de tarissement qui est approximativement 2.74 j^{-1} ainsi que le volume de la réserve hydrogéologique avec un maximum de $3,376 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Conclusion générale

Conclusion générale

L'objectif de ce projet de fin d'études est l'estimation des extrêmes hydrologiques (crues et étiages) qui est une tâche primordiale pour le dimensionnement, la sécurité et la bonne exploitation des aménagements hydrauliques.

Dans ce travail, nous avons tout d'abord présenté l'état de l'art sur l'étude des événements en hydrologie. Nous avons donné un aperçu théorique sur les différentes méthodes d'estimations des débits maximums et minimums, et leurs domaines d'application.

Ensuite, nous avons essayé de faire une synthèse sur les caractéristiques physiques du bassin qui s'étend sur une superficie de 350 km². Cette étude a mis en évidence le caractère allongé du bassin impliquant une érosion régressive, il est donc en pleine évolution géomorphologique. On y distingue de fortes pentes aux basses altitudes.

La valeur élevée de la densité de drainage (3.22 km/km²) indique la présence d'une pente forte favorisant des crues rapides, ce qui nous permet de le qualifier de bassin bien drainé. La valeur élevée du coefficient de torrencialité (Ct= 17.52), correspond au chevelu hydrographique résultant d'un secteur montagneux et pluvieux.

L'étude hydro-climatologique dans la troisième partie nous a permis de conclure que le bassin versant de l'oued Khemis est caractérisé par un climat semi-aride et un régime d'écoulement très irrégulier de type méditerranéen. La série pluviométrique (1972/1973-2020/2021) est caractérisée par un Hiver pluvieux et froid et un Eté chaud et sec, sa moyenne est de 411,6 mm/an. L'étude statistique met en évidence l'ajustement de cette série à une loi Normale.

En outre, pour une moyenne égale à 56,4 mm, la série des lames d'eau écoulée (1972/1973-2010/2011) suit une loi Log-Normale.

La température moyenne annuelle enregistrée au niveau de la station Khemis (1979-1980/2020-2021) est de 15.2°C, dont Janvier est le mois le plus froid et Juillet le mois le plus chaud.

Nous avons consacré la quatrième partie au calcul des débits extrêmes :

Pour les débits maximums, nous avons appliqué les formules empiriques qui sont : Taibi-ANRH, Sokolovsky, Giandotti, Turazza et Mallet-Gauthier ainsi que la méthode du Gradex. D'après l'analyse des résultats nous avons découvert que la formule de Gradex est la plus adéquate pour les différentes périodes de retour.

D'autre part, pour les débits minimums, nous avons estimé le débit spécifique d'étiage qui est de 0,13 m³/s à partir de la courbe des débits classés. Ensuite, nous avons calculé le coefficient de tarissement ainsi que le volume emmagasiné qui a pris une valeur maximale de 3,376.10⁶ m³ pour une période de retour T=1000 ans.

Enfin, nous suggérons pour des études plus détaillées sur l'oued Khemis, d'accroître les séries de données des précipitations et des débits. Nous prévoyons aussi, que ce genre d'étude fera l'objet d'autres travaux où, ces formules et ces méthodes seront appliquées sur d'autres

Conclusion générale

bassins du Nord algérien pour réussir à faire ressortir une méthode adéquate dans le contexte algérien afin de mieux aménager nos cours d'eau contre les phénomènes exceptionnels.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdelmoumene H., (2021).** Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdou (N.W algérien).Univ. Tlemcen.
- Asnoui F., (2014).** Etude du transport solide en suspension dans le Bassin Versant d'oued AL ABD, Mémoire de master, Université de Tlemcen.
- Bekherrez M. et Kadri A. (2017).** Contribution à l'étude du transport des sédiments en suspension dans le sousbassin de l'Oued Khemis à la station Zahra (1999-2010), Univ. Tlemcen.
- Benadda L. (2000).** Etude d'un projet de mise en valeur par irrigation du périmètre d'El Fhoul à partir d'Oued Sikkak. Mem .Ing.,Univ. Tlemcen, 196 p.
- Benest M. (1985).** Evolution de la plateforme de l'Ouest algérien et du Nord - Est marocaine au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôts et dynamique sédimentaire. Thèse, Doctorat, Lab., Géol. Univ, Lyon. Fasc. 1, 367 p., 107 fig.
- Benest M., Elmi S., Bensalah M., (1999).** La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine tlemcenien (avant pays d'Algérie occidentale) : stratigraphie, paléoenvironnement, dynamique sédimentaire et tectogénèse alpine. Bull. Serv. Géol. Algérie. Vol. 10, n° 2,127-157, 7 fig.
- Benkhalel A., (2010).** Méthodes Statistiques en Hydrologie, Ouvrage Pédagogique. (Cours et applications) (Université de Biskra).
- Bennis, S., (2007).**Hydraulique et hydrologie- PUQ.
- Bensafi. A & Salah. F, (2016).** Estimation de l'envasement du barrage Béni-Bahdel par le modèle PISA. Université de Tlemcen.
- Billon B., (1985).** Le Niger à Niamey, décrue et étiage 1985. Cahiers de l'ORSTOM, série hydrologie, 21(4), p. 3-22.
- Bouanani A. (2004).** Hydrologie, Transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW-Algérien). Thèse de Doctorat d'état, Univ. Tlemcen, 250 p.
- Boumesseneh. A, (2007).** Les inondations dans la ville de BISKRA Causes et Impacts, Mémoire de magister, Université de Batna.
- Bourbaba Y. (2015).**Apport de la modélisation Pluie-Débit pour la connaissance de la ressource en eau superficielle. Application à l'Oued Khemis (NW algérien), Univ. Tlemcen.
- Boursali I. (2016).** Application de la fonction pluie-débit au bassin versant de la Tafna. Cas de l'oued Khemis-Tlemcen (NW Algérien). Mémoire. Magister, Univ. Mascara.128 p.
- Bouziane. A, (1997).** Estimation régionale des débits de crues : méthodes utilisées au Maroc [Rapport scientifique] - Université Mohammed V (École Mohammadia d'Ingénieurs), Maroc, 12 p.

- Ciszak R. (1993).** Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque, Laboratoire de géologie sédimentaire et paléontologie, Université Paul Sabatier. 513p.
- Corbonnois J. et Humbert J. (2000).** Ressources et gestion de l'eau dans le Nord-Est de la France, Chapitre de l'ouvrage " L'eau dans les régions françaises, d'un extrême à l'autre ", sous la direction de J.P. Bravard, SEDES, p. 219-249.
- Cosandy C., Robinson M. (2012).** Hydrologie continentale, Éditions Armand colin, collection U, 2ème édition, 448 p.
- Coutagne, (1951) .**Méthodes pour déterminer le débit de crue maximum qu'il est possible de prévoir pour un barrage et pour lequel le barrage doit être établi. Quatrième congrès des grands barrages. New Delhi. 687-711
- Dacharry M. (1996).** Dictionnaire français d'hydrologie.
- Elmi S. (1973).**Décrochements et mouvements atlasiques dans la région frontalière algéro-marocaine (Monts de Rhar-Roubane).
- EMI, (1999).**Méthodes de calcul d'un débit de projet », (Chapitre IX). Notes de cours de l'École Mohammadia d'Ingénieurs (EMI), Maroc, 24 p.
- Flamand G.B.M. (1911).**Recherches géologiques et géographiques sur les hauts pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoire du sud) Thèse ès sciences, Lyon Serv. geol. terr. Rey., p. 1001, 157 fig., 22 cartes, 16pl.
- Fuller, W. E., (1914).**Flood flows -. Trans. Am. Soc. Civ. Eng., Vol LXXVII, 1293: p. 564-617.
- Gadiri F. (1995).** Esquisse hydrogéologique de la région de Khemis. Mém. D.E.U.A.Inst. Science de la terre. Univ. Tlemcen. 82p.
- Guillot, P. & Duband, D.** La méthode du GRADEX pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. In : Colloque International sur les crues et leur évaluation, Leningrad. 1967. p. 15-22.
- Karimou Barké M. (2017).**Caractérisation et élaboration d'un outil de monitoring des cuvettes oasiennes et de leurs alentours par télédétection et système d'information géographique. Thèse de Doctorat, Université de Liège (Belgique), 192 p.
- Khedim. I. (2021).**Contribution à l'étude des débits maximums par l'utilisation des formules empiriques dans le bassin versant de l'Oued Lakhdar (ex. Chouly) (NE algérien). Mémoire de master, Univ. Tlemcen.
- Kong A Siou Line, (2008).**Méthodologie de caractérisation et d'évaluation des débits d'étiages. Application au bassin du Bani (Mali), Mémoire de master.
- Laborde JP. (2013).**Les crues du Nord de l'Algérie, Application des résultats de l'étude des crues du Nord de l'Algérie - (Crue de projet GIRE).
- Laborde J. P., (2000) .**Eléments d'hydrologie de surface - Université de Nice-Sophia Antipolis. France (204p).

- Glossaire International d'Hydrologie (1992).** International Meteorological Vocabulary, second edition, 1992, WMO-No. 182, Geneva. (ISO 772).
- Lucas G. (1942).** Description géologique et pétrographique des monts de GharRouban et de Sidi El-Abed, Bull. Ser. Car. Geol. Algérie 2^{ème} série N°16.
- Lucas G. (1952).** Bordure des hautes plaines dans l'Algérie occidentale. 19^{ème} congrès géologique international, mon. Régionale, pp. 14-21, Alger, Algérie.
- Maillet, E. (1905).** Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. LibrairieSci., A. Hermann, Paris, 218pp.
- Margat, J. (1997).** "Dictionnaire Français d'Hydrologie. Comité Nationale Français des Sciences Hydrologiques", Comité Nationale Français des Sciences Hydrologiques, Commission terminologie.
- Mekahli L. (1988).** Le jurassique inférieur et moyen de la partie occidentale du Horst de Rhar-Roubane, (Tlemcen: Algérie occidentale) Stratigraphie Sédimentologie, cadre dynamique Thèse Magistère. Univ. Oran.255p.
- Musy. A., (1998).** Hydrologie appliquée.
- OMM, (1992).** Vocabulaire météorologique international (OMM-N° 182). Deuxième édition. Genève
- ONEMA,** livre d'office national de l'eau et des milieux aquatique, janvier 2012.
- Rocha N.R, (2014).** Débits de crue et analyse hydrologique de petits bassins versants. Université Laval, Québec, Canada. Mémoire pour l'obtention d'une Maîtrise en génie agroalimentaire, 155 p.
- Roche, (1963) :** *Hydrologie de Surface*. M. Roche. Gauthier-Villars, Paris, 1963. 430 pp.
- Roche M. (1986).** Dictionnaire français d'hydrologie de surface.
- Rodier J.A (1981).** Phénomènes hydrologiques extrêmes - Sécheresses et crues exceptionnelles, Conférence internationale sur l'hydrologie et les bases scientifiques de la gestion rationnelle des ressources en eau, Paris, 18-27 août 1981.
- Salomon J.N., (1997).** « L'homme face aux crues et aux inondations », Presses Universitaire de Bordeaux, Université Michel de Montaigne - Bordeaux.p69-80
- Sarradj. M & Benramdane. M, (2017).** Etude des apports liquides et solides a l'échelle événementielle (cas du bassin versant de l'oued Mouilah), Mémoire de master, Université de Tlemcen.
- Seladji S. (2000).** Contribution à l'étude hydrologique du bassin versant de l'Oued Khemis. Mém. Ing. Univ. Tlemcen, 100 p.
- Smakhtin V.U. (2001).** Low flow hydrology: areview, Journal of hydrology, 240, 147-186.
- Strahler, (1957).** Quantitative analysis of watershed geomorphology. Transactions, American Geophysical Union, 38 (6). 913pp.

Taibi R., (1990). Contribution à l'étude de l'écoulement des cours d'eau de l'Algérie septentrionale, essai de régionalisation. Mémoire de DEA à l'IRD de Montpellier, France, 114p.

Thomas G. (1985). Géodynamique d'un bassin intra-montagneux, le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire, Thèse d'Etat, Univ. Pau, 594 pp.

Touaibia B., (2005). Manuel pratique d'hydrologie. Ed. Madani Blida.

Webographie

(1) : https://elearn.univtlemcen.dz/pluginfile.php/115268/mod_resource/content/1/Pr%C3%A9sentation1_cours_Morphometrie.pdf consulté le (02/03/2022)

(2) : <Http://www.risques-meteo.ac-versailles.fr/Cruet-lentes> consulté le (02/03/2022)

(3) : <http://hydrologie-2.org> consulté le (04/03/2022)