

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة أبي بكر بلقايد

تلمسان

Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen

Faculté de TECHNOLOGIE

Département d'HYDRAULIQUE

Laboratoire de Recherche n° 25

« Promotion des Ressources Hydriques, Minières et Pédologiques, Législation de l'Environnement et Choix Technologiques »



Mémoire de fin d'études

Présenté pour l'obtention du diplôme de Master

OPTION : Hydraulique urbaine

Par : **KHEDIM Ibtissem**

Contribution à l'étude des débits maximums par l'utilisation des formules empiriques dans le bassin versant de l'Oued Lakhdar (ex. Chouly) (TAFNA NORD OUEST ALGERIEN).

Soutenu le / 09 / 2021, devant le jury composé de :

Mme. **ADJIM Hayet**

Mme. **BABA-HAMED Kamila**

M. **BOUANANI Abderrazak**

M. **GHENIM Abderrahmane Nekkache**

M.C.B

Professeur

Professeur

Professeur

Univ. Tlemcen

Univ. Tlemcen

Univ. Tlemcen

Univ. Tlemcen

Président

Encadreur

Co-Encadreur

Examineur

RESUME

Les crues et les inondations sont considérées comme les formes de risque naturel les plus répandues et les plus dévastatrices dans le monde. Elles correspondent à une élévation du niveau des eaux lorsque le débit et le volume d'eau débordent par rapport au lieu d'écoulement habituel. Pour cela, la bonne exploitation des ouvrages hydrauliques et leur dimensionnement sont toujours liés aux débits extrêmes.

Le bassin versant d'Oued Lakhdar se situe au Nord-ouest algérien, affluent de la Tafna et jouit d'un climat semi-aride. Ce bassin s'étend sur une superficie de 170 km², reçoit des précipitations annuelles moyennes de 381,9mm sur une période de 41 années (1979/1980-2019/2020). Le débit est de 0,27 m³/s, sur la période de (1970/1971 – 2011/2012).

L'étude des débits maximums dans les bassins non jaugés présente un grand défi. Pour l'estimation de ce dernier en appliquant les formules empiriques classiques les plus utilisées en Algérie qui sont : TAIBI-ANRH, SOKOLOVSKY, GIANDOTI, POSSENTI, TURAZZA, MAC-MATH 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 dépenses inutiles.

Les résultats obtenus pour notre bassin montrent que la formule de SOKOLOVSKY est la plus adéquate.

Mots clés : Oued Lakhdar, Tafna, Algérie, bassins non jaugés, débit de pointe, Formules empiriques, Sokolovsky.

ABSTRACT

Floods are considered as the most responded and devastating forms of natural risks in the world. They correspond to a rise in water level when the flow and volume of water overflow from the usual place of flow. For this reason, the good operation of the hydraulic structures and their sizing are always linked mainly by the extreme flows (flood – low water).

The Oued Lakhdar watershed is located in the northwest of Algeria, a tributary of the Tafna River and enjoys a semi-arid climate. This basin covers an area of 170 km², receives an average annual precipitation of 381.9 mm over a 41-year period (1979/1980-2019/2020). The flow rate is 0.27 m³/s, over the period of (1970/1971 – 2011/2012).

The study of maximum flows in ungraded ponds presents a major challenge. For the estimation of the latter by applying the classical empirical formulas most used in Algeria which are : TAIBI-ANRH, SOKOLOVSKY, GIANDOTI, POSSENTI, TURAZZA, MAC-MATH and MALLET-GAUTHIER as well as the Gradex method. Errors in the use of these formulas can lead to either misuse of hydraulic structures or unnecessary expenses. The results obtained for our basin show that the SOKOLOVSKY formula is the most adequate.

Keywords: Oued Lakhdar, Tafna, Algeria, ungraded basins, peak flow, Empirical formulas, Sokolovsky.

Keywords: Oued Lakhdar, Tafna, Algeria, ungraded basins, peak flow, Empirical formulas, Sokolovsky.

الملخص

تعتبر الفيضانات أكثر أشكال الأخطار الطبيعية استجابةً وتدميرًا في العالم. إنها تتوافق مع ارتفاع مستوى الماء عندما يتدفق المياه وحجمها من مكان التدفق المعتاد. لهذا، فإن التشغيل السليم للهياكل الهيدروليكية وتحجيمها مرتبطان دائمًا، قبل كل شيء، بالتدفقات الشديدة (المياه المنخفضة - الفيضانات).

يقع مستجمع المياه في وادي الاخضر في شمال غرب الجزائر، وهو أحد روافد نهر تافنة ويتمتع بمناخ شبه جاف. يغطي هذا الحوض مساحة 170 كيلومترًا مربعًا، ويتلقى متوسط هطول الأمطار السنوي 381.9 ملم على مدى 41 عامًا (1979 / 2019-2020) ومعدل التدفق 0.27 متر مكعب / ثانية خلال الفترة (1971/1970 - 2012/2011).

تمثل دراسة التدفقات القصوى في الأحواض غير المضغوطة تحديًا كبيرًا. لتقدير الأخير قمنا بتطبيق الصيغ التجريبية الكلاسيكية الأكثر استخدامًا في الجزائر وهي:

TAIBI-ANRH, SOKOLOVSKY, GIANDOTI, POSSENTI, TURAZZA, MAC-MATH ,
MALLET-GAUTHIER

بالإضافة إلى طريقة Gradex.

يمكن أن تؤدي الأخطاء الناتجة عن استخدام هذه الصيغ إما إلى الاستخدام غير السليم للهياكل الهيدروليكية أو النفقات غير الضرورية.

تظهر النتائج التي تم الحصول عليها لحوضنا أن صيغة Sokolovsky هي الأكثر ملاءمة .

الكلمات المفتاحية: وادي الاخضر، تافنة، Sokolovsky، الأحواض غير المضغوطة، الصيغ التجريبية، ذروة الجريان، الجزائر

REMERCIEMENTS

Je remercie Allah le tout puissant pour la volonté, la santé et le courage qu'il m'a donnée durant toutes ces années d'études pour enfin aboutir à ce jour-ci pour déguster le fruit de mes efforts.

Mes remerciements vont en particulier à :

*Mon encadreur Professeur **BABA-HAMED Kamila**, pour sa disponibilité, merci pour avoir été autant conciliante durant ma période de travail.*

*Mes vives gratitudees vont aussi au Professeur **BOUANANI Abderrazak**, d'avoir accepté de co-diriger ce travail et de m'avoir efficacement guidé.*

*Je tiens également à remercier Madame **ADJIM Hayet**, Maître de conférences, d'avoir accepté de présider le Jury, je lui en suis très reconnaissante.*

*Je remercie également Professeur **GHENIM Abderrahmane Nekkache**, pour avoir eu la bienveillance d'accepter d'examiner ce travail.*

Mes remerciements vont également à mes collègues pour l'amitié et le soutien moral qu'ils m'ont constamment apportés au cours de mes travaux.

Mon mari Mohammed pour son soutien durant cette difficile période. Sans sa patience, ce travail n'aurait pu être réalisé.

Dédicaces

Je dédie ce travail :

A celui qui a toujours été à mes côtés pour me soutenir et m'encourager, mon cher mari Mohammed qui m'a été un grand soutien moral, je lui traduis ma gratitude et mon affection à travers ce mémoire.

En hommage à ma chère copine HAMDI Sara décédée cet été allah yarhamha. Ce n'est pas sans un grand chagrin que j'ai appris la nouvelle de sa disparition.

A mes chères copines DIB Fatima Zohra & BENSAFI Amina qui étaient toujours à mes côtés lors des moments durs.

A ma chère sœur MEKAOUI Soumia qui m'a toujours encouragée et soutenue par son immense amour.

A mes chers enfants Chamil & Yasmine.

A toute ma famille et ma belle-famille.

A tous mes enseignants (es), mes amis (es) et collègues.

Ibtissem KHEDIM

Liste des abréviations

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydriques

B: Exposant climatique

C_T : Coefficient de torrentialité

C_v : Coefficient de variation

D : Déficit d'écoulement

DCM : Débit caractéristique maximal

D_a: Densité de drainage

ETP : Évapotranspiration potentielle

ETR : Évapotranspiration réelle

FAO : Food and Agriculture Organization

Gradex : Gradient exponential

I : Indice d'aridité de De. Martonne

I_g : Indice de pente global

I_m : Indice de pente moyen

I_p : Indice de pente de ROCHE

K_c : Coefficient de Gravelius

Le : lame d'eau

L_r : Lame ruisselée

L_t : Longueur du thalweg

OMM : Organisation Météorologique Mondiale

O.R.S.T.O.M : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-mer

\bar{P} : Moyenne des précipitations annuelles

P_{ct} : Précipitation de courte durée

\bar{Q} : Moyenne des débits annuels

Q_{max} : Débit maximum

R : Ruissellement

R_c : Rapport de confluence

RFU : Réserve utile

R_L : Rapport des longueurs

SPI : Indice standardisé des précipitations

SSFI : Indice standardisé des lames d'eau écoulées

STI : Indice standardisé des températures

T_C : Temps de concentration

V : Variance

χ² : Khi carré

μ : Variable réduite de Gauss

σ : Écart type

Table des matières

RESUME	ii
REMERCIEMENTS	iv
Dédicaces	v
Liste des abréviations	vi
Liste des Tableaux.....	xiii
Liste des figures	xvi
Introduction générale.....	1
Chapitre I: Synthèse bibliographique	
Introduction.....	2
I.1 Formule utilisant uniquement la superficie	2
I.1.1 Formules pour le débit spécifique	2
I.1.2 Calcul proportionnel	4
I.1.3 Formules de FRANCOU-RODIER	4
I.2 Formules faisant intervenir les précipitations	5
I.2.1 Formule d'Iskowski	5
I.2.2 Formule de Possenti	6
I.2.3 Formule de Turraza.....	6
I.3. Formules basées sur la période de retour.....	6
I.3.1 Formule de Mallet-Gauthier	7
I.3.2 Formule de Fuller.....	7
I.3.3 Formule de Mac Math.....	8
I.3.4 Formule de Horton (1914).....	8
I.3.5 Formule de Forsaith (1949)	8
I.3.6 Formule de Coutagne	9
I.3.7 Formule Bejaia 2000.....	9
I.3.8 Formule de Myer	10
I.3.9 Formule de Giandotti	10
I.4 Méthode CRUPEDIX.....	10
I.5 Méthode rationnelle.....	11
I.6 Formules des petits bassins versants	13
I.6.1 Formule de Lauterburg (1887).....	13
I.6.2 Formule de Hofbauer (1916)	13
I.6.3 Formule de Melli (1924)	14
I.7 Formules empiriques les plus utilisées en Algérie.....	14
I.7.1 Formule de Sokolovsky (1968).....	14
I.7.2 Méthode fréquentielle de TAIBI-ANRH.....	15

I.7.3 Méthode du Gradex.....	15
I.8 Conclusion	16

Chapitre II:Présentation de la zone d'étude

Introduction.....	17
II.1 Situation géographique du bassin versant de la Tafna	17
II.1.1 Réseau hydrographique de la Tafna.....	19
II.1.2 Présentation générale du sous bassin de l'oued Isser.....	20
II.2 Situation géographique du bassin versant de l'oued Chouly	20
II.3. Etude des caractéristiques morphométriques	23
II.3.1.1Indice de compacité de Gravelius (Kc)	24
II.3.1.2Rectangle équivalent	25
II.3.2 Etude du relief	26
II. 3.2.1 Courbe hypsométrique	27
II.3.2.2 Indice de pente.....	29
II.3.3 Caractéristiques hydrographiques.....	32
II.3.3.1 Rapport de confluence.....	33
II.3.3.2 Rapport des longueurs.....	33
II.3.3.3 Profil en long du cours d'eau principal	34
II.3.3.4 Densité de drainage.....	35
II.3.3.5 Fréquence des thalwegs d'ordre 1	35
II.3.3.6 Fréquence des cours d'eau	36
II.3.3.7 Coefficient de torrentialité.....	36
II.3.3.8 Estimation du temps de concentration du bassin	36
II.4 Occupation du sol	40
II.5 Aperçu géologique	41
II.6 Conclusion.....	42

Chapitre III: Etude hydro-climatologique

Introduction.....	43
III.1 Etude des précipitations	44
III.1.1 Etude des précipitations annuelles moyennes	44
III.1.2. Etude statistique des précipitations annuelles moyennes.....	44
a- Ajustement à la loi normale	45
b- Ajustement à la loi log normale	47
III.1.3 Etude des précipitations moyennes mensuelles.....	48
III.1.4 Etude des précipitations saisonnières	50
III.1.5 Etude des précipitations journalières	51

III.2 Etude des écoulements.....	51
III.2.1 Etude des écoulements annuels moyens	52
III.2.2 Etude statistique des lames d'eau écoulées annuelles moyennes	52
III.2.3 Etude des lames d'eau écoulées moyennes mensuelles	55
III.2.4 Etude des lames d'eau écoulées saisonnières.....	56
III.2.5 Etude des lames d'eau écoulées journalières	57
III.3 Etude des températures	57
III.3.1 Températures moyennes annuelles.....	58
III.3.2 Températures moyennes mensuelles	58
III.3.3 Températures saisonnières	59
III.4 Etude du régime climatique	60
III.4.1 Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen.....	60
III.4.2 Indice d'aridité de De. Martonne (Lebourgeois, 2010)	61
a- Indice d'aridité annuel de De. Martonne 1923	61
b- Indice d'aridité mensuel de De Martonne	62
III.4.3 Indice de Lang (Lebourgeois, 2010).....	62
a- Indice de Lang annuel.....	62
b- Indice de Lang mensuel	62
III.4.3 Indice d'aridité d'Angström (1936-1937) (Lebourgeois, 2010).....	63
III.4.4 Indice pluviométrique de Moral (1954).....	63
III.4.5 Indice de continentalité pluviométrique d'Angot (1906)	63
III.4.6 Indice de continentalité thermique de Gorczynski (1920).....	64
III.4.7 Coefficient pluviométrique relatif d'Angot	64
III.4.8 Moyenne pluviométrique relative.....	66
III.4.9 Indice saisonnier de Peguy.....	67
III.4.10 Indice de Coutagne	67
III.4.11 Coefficient d'aridité de Gorczynski.....	67
III.5 Etude de l'évapotranspiration.....	68
III.5.1. Estimation de l'évapotranspiration potentielle	68
a- Formule de Turc (1954).....	68
b- Formule de Thornthwaite (1957).....	69
III.5.2 Estimation de l'évapotranspiration réelle	71
III.5.2.1 Bilan moyen de l'écoulement	71
III.5.3 Indice d'aridité de la FAO	76
III.5.4 Bilan hydrologique	76
Estimation du ruissellement.....	76
Estimation de l'infiltration	77

III.6 Indice de sécheresse (IS).....	77
III.6.1 Indice Standardisé des Précipitations (SPI), et des lames d'eau (SSFI).....	77
III.6.1.1 Echelle annuelle.....	78
III.6.1.2 Echelle mensuelle.....	79
III.6.1.3 Echelle saisonnière.....	80
III.6.2 Indice Standardisé des Températures (STI).....	81
III.6.2.1 Echelle annuelle.....	81
III.6.2.2 Echelle mensuelle.....	82
III.6.2.3 Echelle saisonnière.....	83
III.7 Détermination des périodes humides et sèches en comparaison aux moyennes.....	84
III.8 Etude des débits.....	85
III.8.1 Etude des débits moyens annuels.....	85
III.8.1.1 Etude statistique des débits moyens annuels.....	86
III.8.2 Etude des débits moyens mensuels.....	88
III.8.3 Etude des débits moyens saisonniers.....	89
III.8.4 Etude des débits moyens journaliers.....	90
III.8.5 Coefficient d'hydraulicité.....	90
III.8.6 Coefficient mensuel de débit.....	91
III.8.7 Débit spécifique.....	92
III.8.8 Courbe des débits classés.....	92
III.9 Etude statistique des valeurs extrêmes (maximum) des débits et des pluies.....	93
III.9.1 Etude statistique des débits maximaux.....	93
III.9.2 Etude statistique des pluies maximales journalières.....	94
III.10 Pluies de courte durée.....	96
III.11 Conclusion.....	100

Chapitre IV: Etude des débits maximums

Introduction.....	98
IV.1 Résultats et discussion des calculs des débits par deux méthodes.....	98
IV.1.1 Méthode du GRADEX.....	98
IV.1.2 Méthode des formules empiriques.....	100
IV.1.2.1 Formule de MALLET-GAUTHIER.....	100
IV.1.2.4 Formule de POSSENTI.....	101
IV.1.2.5 Formule de GIANDOTI.....	101
IV.1.2.5 Formule de SOKOLOVSKY.....	101
IV.1.2.6 Formule de TAIBI-ANRH.....	101
IV.2 Erreur relative.....	102

IV.3 Discussion	103
IV.4 Construction des hydrogrammes de crues	103
IV.4.1 Présentation journalière decennale	103
IV.4.2 Gradex des pluies journalières	104
IV.4.3 Coefficient de correction des quantiles de crue	104
IV.5 Paramètres pluviométriques dérivés	105
IV.6 Caractéristiques des crues	105
IV.7 Conclusion	109
Conclusion générale	110
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	111

Liste des Tableaux

Chapitre I : Synthèse bibliographique

Tableau I. 1: Valeurs du coefficient C (Touaibia ,2004)	5
Tableau I. 2: Types de sols (Touaibia, 2004)	6
Tableau I. 3: Valeurs du coefficient m. (Touaibia, 2004)	6
Tableau I. 4: Valeurs de coefficient de K (Serhir, 2010 ; Ouarda, 2001)	8

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).	25
Tableau II. 2: Caractéristiques de forme du bassin versant de l'Oued Lakhdar.	26
Tableau II. 3: Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar.	28
Tableau II. 4: Classification des reliefs selon Ig par l'O.R.S.T.O.M.	30
Tableau II. 5: Classification du relief selon Ds.	32
Tableau II. 6: Indices de pentes et reliefs du bassin versant de l'Oued Lakhdar.	32
Tableau II. 7: Classification des thalwegs (Gherissi, 2012).	32
Tableau II. 8: Résultats du rapport de confluence.	33
Tableau II. 9: Résultats du rapport des longueurs.	34
Tableau II. 10: Pentes au niveau du cours d'eau principal de l'oued Mellah.	35
Tableau II. 11: Modèles de calcul du temps de concentration (Bendjema, 2020).	37
Tableau II. 12: Valeurs du temps de concentration.	39
Tableau II. 13: Distribution du couvert végétal du bassin d'Oued Lakhdar. (Gherissi, 2017).	40
Tableau II. 14: Synthèse des caractères morphométriques du bassin d'oued Lakhdar.	42

Chapitre III : Etude hydro-climatologique

Tableau III. 1: Description des stations hydrométéorologiques du secteur d'étude.	43
Tableau III. 2: Paramètres de position et de dispersion des précipitations du bassin versant d'oued Chouly.	45
Tableau III. 3 : Calcul du X^2 pour une loi normale.	46
Tableau III. 4: Paramètres de position pour la loi normale des log des précipitations de la station Chouly	47
Tableau III. 5: Calcul du X^2 pour une loi normale des valeurs log des précipitations.	48
Tableau III. 6: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.	48
Tableau III. 7: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations.	49
Tableau III. 8: Valeurs moyennes, minimales et maximales mensuelles des précipitations moyennes (1970/1971 - 2019/2020).	49
Tableau III. 9: Répartition des précipitations saisonnières.	50
Tableau III. 10: Paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées à la station Chouly.	53
Tableau III. 11: Paramètres de position pour la loi normale des log des lames d'eau de la station Chouly.	53
Tableau III. 12: Calcul du X^2 pour une loi normale.	54
Tableau III. 13: Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée.	55
Tableau III. 14: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations à la station Chouly.	55
Tableau III. 15: Répartition saisonnière des lames d'eau écoulées.	56

Tableau III. 16: Valeurs moyennes mensuelles des températures à la station Zenata.	58
Tableau III. 17: Répartition des températures saisonnières.	59
Tableau III. 18: Précipitations et températures moyennes mensuelles.	60
Tableau III. 19: Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne.	61
Tableau III. 20: Résultats de calcul de l'indice mensuel de De Martonne.	62
Tableau III. 21: Classification climatique d'après Lang.	62
Tableau III. 22: Résultats de calcul de l'indice mensuel de Lang.	62
Tableau III. 23: Résultats de calcul de coefficient pluviométrique relatif d'Angot (C.P.R.).	65
Tableau III. 24: Classification climatique selon d'Angot.	66
Tableau III. 25: Résultats de calcul de la Moyenne pluviométrique mensuelle.	66
Tableau III. 26: Résultat de calcul de l'indice saisonnier de Peguy.	67
Tableau III. 27: Coefficient de correction mensuel (Thornthwaite, 1948).	69
Tableau III. 28: Calcul de l'ETP d'après la Méthode de Turc et Thornthwaite	70
Tableau III. 29: Bilan moyen annuel de l'écoulement.	71
Tableau III. 30: Bilan moyen mensuel de l'écoulement.	72
Tableau III. 31: Calcul de l'ETR d'après la méthode de Turc à la station de Chouly.	73
Tableau III. 32: Bilan hydrique pour la région Chouly selon Thornthwaite	75
Tableau III. 33: Résultats de λ .	75
Tableau III. 34: Calcul du déficit d'écoulement (méthode de Coutagne).	76
Tableau III. 35: Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI, SSFI et du RDI (Svoboda et al., 2012).	78
Tableau III. 36: Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du STI	81
Tableau III. 37: Paramètres de position et de dispersion des débits à la station Chouly	86
Tableau III. 38: Paramètres de position et de dispersion des log des débits à la station Chouly	87
Tableau III. 39: Calcul du χ^2 pour une loi Normale.	88
Tableau III. 40: Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée.	88
Tableau III. 41: Répartition des débits moyens mensuels.	88
Tableau III. 42: Répartition des débits moyens saisonniers.	89
Tableau III. 43: Débits caractéristiques moyens de l'Oued Chouly (1970/1971-2011/2012).	92
Tableau III. 44: Paramètres de position et de dispersion des débits maximums journaliers à la station Chouly.	93
Tableau III. 45: Calcul du χ^2 pour la loi de Gumbel	94
Tableau III. 46: Paramètres de position et de dispersion des précipitations maximales journalières du bassin versant Chouly	95
Tableau III. 47: Calcul du χ^2 pour la loi de Gumbel.	96
Tableau III. 48: Pluies de courte durée et l'intensité des différentes fréquences.	98

Chapitre IV: *Etude des débits maximums*

Tableau IV. 1 : Détermination des débits de pointe.	100
Tableau IV. 2: Résultats de débit de crue.	100
Tableau IV. 3 : Résultats de débit de crue.	100
Tableau IV. 4: Résultats de débit de crue.	101
Tableau IV. 5: Résultats de débit de crue.	101
Tableau IV. 6: Résultats de débit de crue.	101
Tableau IV. 7 : Résultats de débit de crue.	101
Tableau IV. 8: Résultats de débit de crue.	102
Tableau IV. 9: Résultats des erreurs relatives.	102
Tableau IV. 10 : Résultats des paramètres pluviométriques du bassin versant d'oued Chouly.	105

Tableau IV. 11 : Paramètres pluviométriques dérivés du bassin versant d'oued Chouly.	105
Tableau IV. 12: Caractéristiques des crues pour chaque période de retour T du bassin versant de l'oued Chouly.	107
Tableau IV. 13: Résultats des débits des crues pour différentes périodes de retour de l'oued Chouly.	108

Liste des figures

Chapitre I : Synthèse bibliographique

Figure I. 1: Hydrogramme transformé à son maximum. (Chitaoui et Berrek, 2019) 9

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

Figure II. 1: Situation géographique du bassin versant de la Tafna. (Gherissi, 2012).	17
Figure II. 2: Bassin versant de la Tafna dans l'ensemble Oranie Chott Chergui	18
Figure II. 3: Situation géographique du bassin de la Tafna (Perrodon, 1957).	18
Figure II. 4: Les huit sous bassins de la Tafna (Bemoussat, 2012).	20
Figure II. 5: Situation du bassin versant d'oued Lakhdar (Ghenim, 2020).	21
Figure II. 6: Carte hydrographique du bassin versant de l'oued la Tafna (Gherissi, 2012).	22
Figure II. 7: Réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Lakhdar (Gherissi, 2017).	23
Figure II. 8: Rectangle équivalent du bassin versant de l'Oued Lakhdar.	26
Figure II. 9: Carte altimétrique du bassin versant d'Oued Lakhdar (Gherissi, 2017).	27
Figure II. 10: Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar.	28
Figure II. 11: Histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant de l'Oued Lakhdar.	29
Figure II. 12: Carte des pentes (Gherissi, 2017).	31
Figure II. 13: Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre.	33
Figure II. 14: Profil en long du cours d'eau principal de l'Oued Lakhdar.	34
Figure II. 15: Carte d'occupation du sol du bassin d'Oued Lakhdar (Gherissi, 2017).	41
Figure II. 16: Log stratigraphique des principales formations affleurant dans le bassin d'oued Lakhdar (Collignon, 1986).	42

Chapitre III : Etude hydro-climatologique

Figure III. 1: Présentation des stations de mesure de la région d'étude.	43
Figure III. 2: Variation interannuelle moyenne des précipitations à la station Chouly (1979/1980 - 2019/2020).	44
Figure III. 3: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.	46
Figure III. 4: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.	47
Figure III. 5 : Variation des précipitations moyennes mensuelles.	49
Figure III. 6: Variation des précipitations mensuelles minimales, moyennes et maximales enregistrées à la station de Chouly.	50
Figure III. 7: Variation des précipitations saisonnières à la station de Chouly.	51
Figure III. 8: Variation des précipitations moyennes journalières à la station de Chouly.	51
Figure III. 9: Variation interannuelle des lames d'eau écoulées.	52
Figure III. 10: Ajustement graphique des lames d'eau écoulées annuelles à la loi de distribution normale.	54
Figure III. 11: Variations mensuelles des lames d'eau écoulées.	55
Figure III. 12: Variations mensuelles des lames d'eau écoulées et des précipitations (1997/1980 - 2011/2012).	56
Figure III. 13: Variations saisonnières des lames d'eau écoulées.	57
Figure III. 14: Variations journalières des lames d'eau écoulées.	57
Figure III. 15: Variations des températures moyennes annuelles.	58
Figure III. 16: Variation des températures moyennes mensuelles.	59
Figure III. 17: Variation saisonnière des températures à la station de Zenata.	59
Figure III. 18: Diagramme Ombrothermique de la région d'étude (1979/1980 - 2019/2020).	60

Figure III. 19: Abaque de De Martonne.	61
Figure III. 20: Classification climatique mensuelle d'après Lang.	63
Figure III. 21: Diagramme de l'expression synthétique de la continentalité.	64
Figure III. 22: Variation des ETP Turc et Thornthwaite..	71
Figure III. 23: Variation du coefficient moyen annuel de l'écoulement.	72
Figure III. 24: Variation du coefficient moyen mensuel de l'écoulement.	73
Figure III. 25: Déficit d'écoulement par la méthode de P. Verdeil.	74
Figure III. 26: Indices de variabilité annuels des précipitations et des lames d'eau écoulées.	79
Figure III. 27: Indices de variabilité mensuels des précipitations et des lames d'eau écoulées.	80
Figure III. 28: Indices de variabilité saisonnière des précipitations et des lames d'eau écoulées.	81
Figure III. 29: Indices de variabilité annuelle des températures.	82
Figure III. 30: Indices de variabilité mensuelle des températures.	83
Figure III. 31: Indices de variabilité saisonnière des températures.	84
Figure III. 32: Précipitations et lames d'eau écoulées annuelles comparées aux moyennes (à gauche) et zonage des années (à droite).	85
Figure III. 33: Variation interannuelle des débits dans le bassin d'oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).	86
Figure III. 34: Ajustement graphique des débits moyens annuels à la loi Normale.	87
Figure III. 35: Variation mensuelle des débits dans le bassin d'oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).	89
Figure III. 36: Variation saisonnière des débits dans le bassin d'oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).	90
Figure III. 37: Variation journalière des débits dans le bassin d'oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).	90
Figure III. 38: Variation annuelle des coefficients d'hydraulicité de l'Oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).	91
Figure III. 39: Variation mensuelle du coefficient de débit de l'Oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).	92
Figure III. 40: Courbe des débits classés de l'Oued Chouly.	93
Figure III. 41: Ajustement graphique des débits maximums journaliers à la loi de Gumbel.	94
Figure III. 42: Ajustement graphique des pluies maximales journalières à la loi de Gumbel.	95
Figure III. 43: Les pluies de courte durée pour différentes périodes de retour.	99
Figure III. 44: Courbe Intensité-Durée-Fréquence pour différentes périodes de retour.	99

Chapitre IV : Etude des débits maximums

Figure IV. 1: Résultat d'ajustement de la série pluviométrique de la station de Chouly (1979/1980 – 2019/2020).	98
Figure IV. 2: Graphe de l'ajustement des pluies et la droite d'extrapolation des débits.	99
Figure IV. 3: Représentation graphique de l'erreur relative de l'estimation de débit de l'Oued Chouly.	102
Figure IV. 4: Carte des pluies journalières décennales de l'Algérie (Laborde, 2013).	103
Figure IV. 5: Carte des gradex des pluies journalières de l'Algérie (Laborde, 2013).	104
Figure IV. 6: Carte des coefficients de correction des quantiles de crue dans l'Algérie (Laborde, 2013).	104
Figure IV. 7: Hydrogrammes fréquentiels des crues de l'Oued Chouly.	109

Introduction générale

Introduction générale

Introduction générale

Le climat de la terre n'a jamais été stable. Il a connu au cours de son histoire un nombre incalculable de changements ayant été à l'origine des catastrophes naturelles dans le monde. L'Algérie, par son climat aride et semi-aride est plus fréquemment confrontée aux phénomènes de crues et aux inondations. Ces phénomènes provoquent des catastrophes plus destructrices et occasionnent d'importants dégâts humains et matériels. Les exemples de Bab El Oued (Alger) en 2001, de Sidi Bel Abbes en 2006, de Ghardaïa en 2008 et El Bayadh en 2011 sont frappant et cela est dû à plusieurs facteurs tels que : la mauvaise évaluation de débit de pointe, la qualité et la quantité des données hydrométéorologiques ayant un impact majeur sur l'exactitude des calculs hydrologiques.

La crue est un phénomène naturel et saisonnier qui correspond à une élévation du niveau des eaux. Elle présente un risques lorsque le débit et le volume d'eau sont débordés par rapport au lieu d'écoulement habituel.

La prévision des événements hydrologiques extrêmes sont autant d'exercices qui nécessitent de connaître les débits maximum d'un cours d'eau et leur variabilité car c'est d'elle que va dépendre la sécurité et la pérennité de la construction des ouvrages. Ce débit de pointe peut être obtenu à partir :

- des formules empiriques telles que celles de : Mallet-Gauthier, Giandotti, Turraza, Possenti, Sokolovsky et Taibi-ANRH.
- de l'analyse statistique de la série des débits enregistrés.

Dans cet objectif, nous effectuerons une analyse de ces formules dans le bassin versant de l'oued Lakhdar situé au Nord-ouest algérien en essayant de voir s'il y'a ou pas un lien entre elles.

Ce travail s'articulera autour de quatre chapitres comme suit :

Chapitre 01 : présentera une recherche bibliographique des études concernant les formules empiriques de calcul de débit maximum.

Chapitre 02 : lié à la présentation générale du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Chapitre 03 : abordera l'étude hydro-climatique de la région d'étude ainsi qu'une étude statistique des séries des précipitations et des débits.

Chapitre 04 : seront appliquées les formules empiriques et statistiques pour l'évaluation débit maximum.

Enfin, une conclusion générale permettant de faire la synthèse des méthodes utilisées dans ce travail et proposer des recommandations.

Chapitre I

Synthèse bibliographique

Introduction

L'Algérie est confrontée au phénomène de crues et inondations très destructives en particulier dans les régions arides et semi-arides. Les crues des cours d'eau de ces zones sont moins connues. Elles sont caractérisées par leur subite apparition et leur caractère brutal. Ces crues apparaissent suite à des pluies intenses et de courte durée (pluies d'averse et d'orages). La durée de la crue est de l'ordre de quelques minutes à quelques heures. Les dégâts humains et matériels causés par ces crues ont été toujours très élevés.

L'objectif de cette étude est de passer en revue les méthodes utilisées pour ces zones pour le calcul des crues afin de pallier à l'insuffisance des données sur des bassins versants insuffisamment jaugés ou non jaugés impactant le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques ou induisant des dépenses inutiles. Ces méthodes ont été utilisées dans des contextes régionaux bien précis.

I.1 Formule utilisant uniquement la superficie

I.1.1 Formules pour le débit spécifique

Plusieurs études ont été réalisées pour développer des formules qui expriment le débit spécifique maximum qui est souvent relié à la surface du bassin versant, cette formule est réalisée à partir de quelques coefficients empiriques.

Nous donnons à titre d'exemples quelques formules déterminées pour la région Italienne et citées par Tonini, 1951 in Ouarda T et al., 2001. :

- **Formule de Scimemi**

$$q_{\max} = \frac{600}{S+10} + 1 \quad (\text{eq. I.1})$$

avec :

q_{\max} : Débit spécifique maximum ($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$)

S : Superficie du bassin (km^2)

- **Formule de Pagliaro**

$$q_{\max} = \frac{2900}{S+90} \quad (\text{eq. I.2})$$

avec :

q_{\max} : Débit spécifique maximum ($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$)

S : Superficie du bassin (km^2)

- **Formule de Forti**

Nous distinguons deux formules :

$$\text{➤ } q_{\max} = 3,25 \frac{500}{S+125} + 1 \quad (\text{eq.I.3})$$

avec :

q_{\max} : Débit spécifique maximum ($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$)

S : Superficie du bassin (km^2)

(valable pour les bassins montagneux avec des précipitations maxima de 400 mm environ pendant 24 heures).

$$\text{➤ } q_{\max} = 3,25 \frac{500}{S+125} + 0,5 \quad (\text{eq.I.4})$$

(valable pour les bassins montagneux avec des précipitations maxima de 200 mm environ pendant 24 heures).

- **Formule de Gherardelli**

$$q_{\max} = C_{100} \left(\frac{A}{100} \right)^{-N} \quad (\text{eq.I.5})$$

avec :

q_{\max} : Débit spécifique maximum ($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$)

C_{100} : Paramètre variant d'un bassin à un autre, il exprime la contribution de crue maximum pour un bassin de 100 km^2 ,

N : est de 0,5 pour un bassin avec moins de 50% de perméabilité, ou bien 0,7 pour un bassin avec plus de 50% de perméabilité.

- **Formule de Myer**

$$Q_{\max} = CS^{\alpha} \quad (\text{eq.I.6})$$

avec :

Q_{\max} : Débit maximum de crue (m^3/s)

S : Superficie du bassin (km^2)

C : Coefficient de Myer, fonction des caractéristiques physiques du bassin versant ;

α : Exposant variant entre 0.4 et 0.8

L'ensemble de ces expressions peut être utilisé dans les études des bassins qui présentent une taille inférieure 1000 km^2 . Toutes ces formules ont été obtenues en reportant sur un diagramme les débits maxima observés en fonction de la superficie du bassin (en supposant que les bassins sont plus ou moins homogènes).

En Algérie, cette formule est utilisée pour le calcul du débit de crue (Boutoutaou et al, 2011).

I.1.2 Calcul proportionnel

Cette méthode consiste à déterminer le débit de crue pour un petit bassin hydrographique dont la surface est inférieure à 100 km² à un endroit non jaugé, en multipliant le débit de crue connu d'un bassin semblable équipé d'une station de jaugeage par le rapport des superficies des bassins hydrographiques élevé à une puissance quelconque (Ouarda, 2001) :

$$Q_1 = Q_2 \left(\frac{A_1}{A_2} \right)^x \quad (\text{eq. I. 7})$$

Où :

Q₁ : Débit de pointe ou débit quotidien moyen en m³ /s à déterminer pour l'endroit non jaugé,

Q₂ : Débit de pointe ou débit quotidien moyen en m³ /s au site jaugé,

A₁ : Superficie en km² du bassin hydrographique en amont de l'endroit où l'on cherche à établir le débit de crue,

A₂ : Superficie en km² du bassin hydrographique convergeant vers la station de jaugeage,

x : Exposant habituellement pris égal à 1.

L'emploi de cette méthode requiert que les bassins soient situés dans la même région, qu'ils aient des superficies semblables et soient comparables en ce qui concerne les caractères physiographiques.

I.1.3 Formules de FRANCOU-RODIER

Ces auteurs (1969), ont classé plusieurs centaines de crues dans le monde dans un diagramme (logQ = f (logS)). Ils ont constaté que dans des régions relativement homogènes, les points étaient plus ou moins alignés. Ils en ont déduit l'existence de deux versions de formules : la première générale permet de calculer la crue du projet pour un bassin donné connaissant sa surface. La deuxième permet la transposition du débit de crue à un bassin similaire. (Francou et Rodier, 1969).

- **Formule générale**

$$\frac{Q}{Q_0} = \left(\frac{S}{S_0} \right)^{1 - \frac{K}{10}} \quad (\text{eq.I.8})$$

avec :

Q: Débit maximum (m³/s),

Q₀: Débit maximum d'une crue (m³/s), observée dans un bassin de superficie S₀ (km²),

S : Superficie du bassin versant (km²),

K : Coefficient de Francou-Rodier.

Le paramètre k varie d'une région à une autre, par exemple il est égal à 2 pour la Seine à Paris, 3.5 pour le Rhin et le Rhône et il varie entre 4 et 5 pour le cas des bassins marocains.

D'abord, on procède par le calcul de k pour les bassins jaugés qui est établi par cette formule :

$$k = 10 \left(1 - \frac{\ln\left(\frac{Qa}{10^6}\right)}{\ln\left(\frac{S}{10^8}\right)} \right) \quad (\text{eq.I.9})$$

avec :

k : Coefficient de Frankou-Roudier

Qa : Débit de crue calculé pour une période de retour T (m³/s).

Ensuite, nous substituons k calculé dans la formule de Francou-Rodier pour déduire le débit de crue dans le bassin non jaugé.

$$Q = 10^6 \left(\frac{S}{10^8} \right)^{1-\frac{K}{10}} \quad (\text{eq.I.10})$$

- **Formule de transposition analogique (Ahattab, 2016)**

Cette formule permet l'estimation des débits de crue de projet pour un bassin non jaugé par analogie avec d'autres bassins versants régionaux similaires et limitrophes.

Le débit de crue de projet pour une période de retour T, Q_{max1(T)} d'un bassin B₁ non jaugé est calculé par transposition d'un autre bassin B₂ semblable à l'aide de la formule suivante :

$$Q_{\max1(T)} = Q_{\max2(T)} \left(\frac{S_1}{S_2} \right)^{1-0,1K} \quad (\text{eq.I.11})$$

avec :

Q_{max1(T)} : Débit de crue de projet d'une période de retour T (m³/s),

S₁ : Surface du bassin B₁(Km²),

S₂ : Surface du bassin B₂(Km²),

Q_{max2(T)} : Débit de crue de projet d'une période de retour T déterminé par ajustement statistique en m³/s.

I.2 Formules faisant intervenir les précipitations

I.2.1 Formule d'Iskowski

Citée par Ghorbel en 1984, cette formule exprime le débit maximum de crue (Q_{max}) en fonction de la pluviométrie annuelle.

$$Q_{\max} = C m H A \quad (\text{eq.I.12})$$

Où :

Q_{max} : Débit de crue (m³/s),

A : Superficie du bassin (km²),

H: Hauteur moyenne annuelle des précipitations sur le bassin (mm)

C : Coefficient caractérisant la morphologie du bassin et le type de sol (tabl. I.1 & I.2).

m : Coefficient variant de 10 à 1 selon la superficie lorsque la superficie varie (tabl. I.3).

Tableau I. 1: Valeurs du coefficient C (Touaibia ,2004)

Nature du bassin versant	Type1	Type2	Type3	Type4
Bassin versant de plaine	0,030	0,055	-	-
Bassin versant de collines	0,035	0,070	0,125	-
Bassin versant de moyenne montagne	0,040 - 0,055	0,082 - 0,0140	0,155 - 0,210	0,40 - 0,55

Bassin versant de grandes montagnes	0,060 - 0,080	0,160 - 0,210	0,360 - 0,600	0,60 - 0,80
-------------------------------------	------------------	------------------	------------------	----------------

Tableau I. 2: Types de sols (Touaibia, 2004)

Type 1	Sols très perméables recouverts de végétation ordinaires et sols variés à forte végétation
Type 2	Sols à perméabilité moyenne
Type 3	Sols peu perméables recouverts de végétation ordinaire et terrains inclinés
Type 4	Sols imperméables avec peu ou pas de végétation

Tableau I. 3: Valeurs du coefficient m. (Touaibia, 2004)

A (km ²)	1	10	20	50	100	200	500	1000	2500
m	10	9.5	9	7.95	7.40	6.87	5.90	4.70	1

I.2.2 Formule de Possenti

Cette formule a été établie par à partir de l'étude des crues des rivières de quelques bassins montagneux italiens. Elle exprime le débit maximum en fonction des précipitations maximum en 24 heures (Emi, 1999).

$$Q_{\max} = \frac{\mu \cdot P_{j\max\%} \cdot S}{L_p} \quad (\text{eq.I.13})$$

avec

Q_{\max} : Débit maximum (m³ /s),

$P_{j\max\%}$: Pluie maximum d'une durée de 24 heures,

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

S : Superficie du bassin versant (km²),

μ : Coefficient d'ajustement compris entre 700 et 800

I.2.3 Formule de Turraza

Cette formule fait intervenir en plus des précipitations, le temps de concentration des eaux qui est extrêmement important surtout pour l'étude des petits bassins.

$$Q_{\max P\%} = \frac{C I_t S}{3,6} \quad (\text{eq.I.14})$$

Q : Débit de crue maximum (m³/s),

C : Coefficient de ruissellement du bassin pour la crue considérée pour une probabilité $P\%$,

I_t : Intensité des pluies pendant une durée égale au temps de concentration pour une fréquence donnée (mm/h),

S : Surface du bassin versant (km²).

I.3. Formules basées sur la période de retour

I.3.1 Formule de Mallet-Gauthier

Cette formule a pour but de l'estimation de la crue de période de retour T (Coutagne, 1951), elle s'exprime par :

$$Q_T = 2 K \log(1 + aP) \frac{S}{\sqrt{L}} \sqrt{1 + 4 \text{LOG}T - \text{LOG}S} \quad (\text{eq.I.15})$$

avec:

Q_T : Débit de pointe (m^3/s) de période de retour T,

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

L : Longueur du thalweg principal (km),

P : Hauteur moyenne des précipitations (m),

T: Période de retour (année).

k = Paramètre (facteur pluviométrique considéré dans sa variabilité), compris entre 1 et 2,

a = Paramètre (facteur pluviométrique considéré moyennement) qui varie de 20 et 30. Il est pris généralement égal à 20.

Le paramètre k est d'autant plus grand que le bassin considéré est plus petit et irrégulièrement arrosé.

I.3.2 Formule de Fuller

L'estimation de débit de crue de période de retour T selon cet auteur est comme suit :

$$Q_T = q(1 + 0,8 \log T) \quad (\text{eq.I.16})$$

Où

Q_T : Débit de crue (m^3/s) de temps de retour T (années),

q: Moyennes des débits maxima journaliers (moyenne des crues annuelles) elle est donnée par la formule suivante :

$$q = \frac{c A^{0,8}}{75} \quad (\text{eq.I.17})$$

avec :

C : Paramètre qui varie entre 2 pour les pentes très abruptes et 0.5 pour les prairies.

La formule de Fuller permet d'établir les débits de crue les plus probables pour des fréquences respectives 10% ,1% et 0,1%, (Touaibia, 2004) soit :

$Q_{10\%} = 1,8q$ pour la crue décennale (T=10ans)

$Q_{10\%} = 2,6q$ pour la crue centennale (T=100ans)

$Q_{10\%} = 3,4q$ pour la crue millénaire (T=1000ans)

$Q_{10\%} = 4,2q$ pour la crue dimillénaire (T=10000ans) (Touaibia, 2004).

Fuller a également introduit une formule permettant d'estimer les débits de pointe instantanés à partir des débits moyens journaliers dont l'expression est la suivante :

$$Q_p = Q_j(1 + 2,66 A^{-0,33}) \quad (\text{eq.I.18})$$

avec :

- A: Surface de drainage (km²),
 Q_p : Débit de pointe instantané (m³/s),
 Q_j : Débit journalier moyen (m³/s).

I.3.3 Formule de Mac Math

Cette formule a été élaborée à partir des observations faites sur la région sud de la Californie. Cette formule permet de calculer le débit de crue de projet pour une période de retour donnée. Elle est utilisée pour les bassins versants (urbains ou ruraux) situés dans les zones arides à semi-arides, de tailles allant de petites à grandes

$$Q_T = K \cdot P \cdot A^{0.58} \cdot I^{0.42} \quad (\text{eq.I.19})$$

- Q_T: Débit de pointe (m³/s) de période de retour T (années),
 P: Pluie maximale sur 24 heures (m) de période de retour T (années),
 A : Superficie du bassin versant (hectare),
 I: Pente moyenne du bassin versant (%),
 K : Coefficient dépendant de la nature du bassin versant (tabl. I.4)

Tableau I. 4: Valeurs de coefficient de K (Serhir, 2010 ; Ouarda, 2001)

0,11	Bassin versant de grande dimension
0,22	Terre cultivée et terrain vague des zones suburbaines
0,32	Terrain non aménagé, non rocheux à pente moyenne
0,42	Terrain non aménagé, non rocheux à pente forte

I.3.4 Formule de Horton (1914)

Cette formule exprime le débit spécifique en fonction de période de récurrence, elle a été établie en Pennsylvanie-Est (Abou, 1990).

$$Q_{tr} = 4021,5 A^{-0,5} tr^{0,25} \quad (\text{eq.I.20})$$

Où :

- Q_{tr} = Débit de crue égalée ou dépassée (m³/s),
 A = Superficie de drainage (Km²),
 tr = Période de récurrence (année).

I.3.5 Formule de Forsaith (1949)

Cette formule a été établie pour les provinces des Prairies au Manitoba et au Wood Montain (Abou, 1990).

$$Q = C(32,3 A^{0,5} tr^{0,444}) \quad (\text{eq.I.21})$$

où :

Q = Débit de crue (m^3/s) égalée ou dépassée en moyenne une fois sur une période T (années),

A = Superficie de drainage (km^2),

C = Coefficient de ruissellement de Forsaith, sa valeur dépend des caractéristiques du bassin et de son site notamment type de sol, type de végétation et la pente. Elle passe de 2 pour les bassins à fortes pentes plus une couverture végétale moyenne à 0.5 pour les plaines,

tr : Période de récurrence (année).

I.3.6 Formule de Coutagne

$$Q_{\max(T)} = Q_0(1 + K \sqrt{\log(T)}) \quad (\text{eq.I.22})$$

avec :

$Q_{\max(T)}$: Débit de pointe de temps de retour T ,

Q_0 : Débit de pointe de temps de retour $T=1$ an,

T : Temps de retour considéré,

K : Coefficient variant entre 1.82 et 1.4.

I.3.7 Formule Bejaia 2000

Considérant un hydrogramme de crue transformé par rapport à son ordonnée maximale de sorte que la surface sous la courbe reste la même (fig.I.1). (Chitaoui et Berrek, 2019)

L'équation de la nouvelle courbe s'écrit :

$$q = q_{\max} \left(1 - \frac{t}{T_b}\right)^m \quad (\text{eq.I.23})$$

Après intégration, on obtient la formule du débit spécifique maximal :

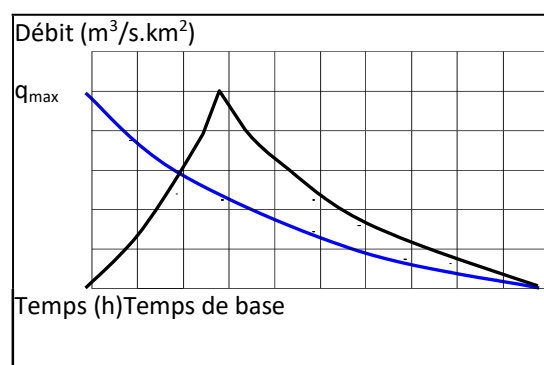


Figure I. 1: Hydrogramme transformé à son maximum. (Chitaoui et Berrek, 2019)

$$q_{\max} = 0.28(m + 1) \frac{R}{T_b} \quad (\text{eq.I.24})$$

0.28 : Coefficient de conversion des unités, quand q_{\max} est exprimé en $m^3/(s.km^2)$,

T_b : Temps de base de la crue (heures),

R : Lamme ruisselée (mm),

m : Coefficient de forme de la crue.

La formule a été vérifiée par des données hydrométriques du Nord de l'Algérie.

I.3.8 Formule de Myer

Cette formule a été créée pour déterminer le débit de crue de projet pour une période de retour T pour des bassins urbain ou rural donnés.

$$Q_{\max(T)} = KA^n \quad (\text{eq.I.25})$$

avec :

$Q_{\max(T)}$: Débit de la crue du projet de période de retour T (m^3/s),

K : Côte de Myer fonction des caractéristiques du bassin,

A : Surface du bassin versant (Km^2),

n : Nombre compris entre 0,4 et 0,8.

I.3.9 Formule de Giandotti

Cette formule créée par Giandotti, s'inspire des lois de ruissellement basées sur les caractéristiques morphométriques du bassin versant ainsi que le temps de concentration. Cette formule donne des résultats satisfaisants, particulièrement pour les bassins typiquement montagneux (Bennis, 2004). Elle exprime le débit maximum de crue probable.

$$Q_{\max p\%} = \frac{C S \sqrt{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}}{4\sqrt{S} + 1,5L} P_{tc} \quad (\text{eq.I.26})$$

avec :

C : Coefficient topographique varie de 66 à 166,

S : Surface du sous bassin (Km^2),

L : Longueur du thalweg principal (Km),

H_{moy} : Altitude moyenne (m),

H_{min} : Altitude minimale (m),

P_{tc} : Pluie fréquentielle de courte durée, correspondant au temps de concentration(m).

I.4 Méthode CRUPEDIX

Cette méthode permet l'estimation du débit instantané décennal à partir de la pluie journalière décennale et de la surface. Il existe deux formules :

La première formulation a été obtenue par une approche statistique multi-variable réalisée sur 630 bassins versants dont les surfaces varient entre 1,4 km^2 et 52000 km^2 (Benjamin Graff, 2004 in Chitaoui et Berrek, 2019) :

$$Q_{10\%} = S^{0,8} \left(\frac{P_{J10\%10\%}}{80} \right)^2 cr \quad (\text{eq.I.27})$$

avec :

cr : Coefficient régional,

$Q_{10\%}$: Débit décennal de pointe (m^3/s),

$P_{J10\%}$: Pluie journalière décennale (mm),

S : Surface du bassin (km²).

L'incertitude de la méthode est grande. Galéa et Ramez (1995), indiquent que l'on peut estimer avec une probabilité de 70 % que la vraie valeur du débit décennal est comprise entre la moitié et le double de la valeur estimée. Ainsi, en zone de montagne, la faible représentativité des petits bassins versants torrentiels au sein de l'échantillon induit une incertitude encore plus forte. Pour cette raison, la méthode a été modifiée donc deux nouvelles formulations ont été développées suivant que l'on connaît ou non la valeur du module interannuel. Q_{ma} s'énonce alors comme suit (Benjamin Graff, 2004 in Chitaoui et Berrek, 2019) :

Si Q_{ma} connu :

$$Q_{10\%} = S^{0,8} \left(\frac{P_{J10\%}}{32} \right)^{1,5} \left(\frac{Q_{ma}}{S} \right)^{0,4} Cr_1 \quad (\text{eq.I.28})$$

Si Q_{ma} Inconnu :

$$Q_{10\%} = S^{0,9} \left(\frac{P_{J10\%}}{32} \right)^{0,8} (Ds)^{0,3} Cr_2 \quad (\text{eq.I.29})$$

avec :

Ds : Dénivelé spécifique, égale à :

$$Ds = (H_{5\%} - H_{95\%}) \sqrt{\frac{le}{Le}} \quad (\text{eq.I.30})$$

$H_{X\%}$: Altitude dépassée par x% de la superficie du bassin versant (m),

Le et le : Longueur et la largeur du rectangle équivalent (m),

Cr_1 et Cr_2 : Coefficients régionaux obtenus à partir des cartes.

La deuxième formulation a été développée dans le cadre d'une étude menée par le ministère de l'agriculture français (Ouerda, 2011):

$$\ln(Q_{10}) - \ln(R) = 1.98 \ln(P_{10}) + 0.815 \ln(A) - 8.80 \quad (\text{eq.I.31})$$

Puis il été adoptée sous une forme simplifiée :

$$Q_{10} = A^{0,8} \left(\frac{P_{10}}{80} \right)^{0,8} R \quad (\text{eq. I. 32})$$

Où :

Q_{10} : Débit de crue instantané de fréquence décennale (m³/s),

A : Superficie du bassin versant (km²),

P_{10} : Précipitations journalières de fréquence décennale (mm),

R : Coefficient régional qui varie entre 0,13 et 1,7.

I.5 Méthode rationnelle

Cette méthode consiste à établir une relation entre le débit maximum de ruissellement (Q_{\max}), l'intensité de la pluie (I), la surface de drainage (A) et le coefficient de ruissellement (Cr).

$$Q_{\max} = Cr I A \quad (\text{eq.I.33})$$

La fréquence ou période de retour (T) du débit maximum déterminé égale à celle des précipitations maximales observées au cours de la durée T_c que l'on dénote $P(T_c, T)$ (Ouarda, 2011).

La forme pratique de la relation est donnée par EMI (1999):

$$Q_{\max(T)} = \frac{Cr P(T_c, T) A}{3,6 T_c} \quad (\text{eq.I.34})$$

Et qui équivaut en fait à :

$$Q_{\max(T)} = \frac{Cr I(T_c, T) A}{3,6} \quad (\text{eq.I.35})$$

Où :

$Q_{\max(T)}$: Débit maximum de la crue de période de retour T (m^3/s),

$I(T_c, T)$: Intensité moyenne de la pluie maximale tombée sur une durée T_c et de période de retour T , en mm/heure ,

Cr : Coefficient de ruissellement du bassin,

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

T_c : Temps de concentration du bassin (heures).

Autre formules du même type

Certains auteurs ont publié des formules pareilles à la formule rationnelle, comme par exemple :

- **Burkli-Ziegler :**

$$Q_p = C A I \sqrt{\frac{S}{A}} \quad (\text{eq.I.36})$$

- **Mc Math**

$$Q_p = C A I \sqrt[3]{\frac{S}{A}} \quad (\text{eq.I.37})$$

Où :

A = Surface du bassin (km^2),

Q_p = Débit de pointe (m^3/s),

I = Intensité de la pluie (inches/h) pour une durée égale au temps de concentration t_c du bassin,

S = Pente (m/m),

C = Coefficient de ruissellement.

On remarque que la seule différence entre ces formules et la formule rationnelle c'est la présence d'un nouveau paramètre qui est la pente moyenne du bassin versant.

- **Formule de CRUETTE J. (Orstom) et LEMOINE L. (Somivac)**

Ces deux auteurs sont partis de la forme de l'équation rationnelle $Q=C I A$ et de l'intensité de l'averse décennale mise sous la forme :

$$i = a(Tc)^{-b} \quad (\text{eq.I.34})$$

(i en mm/mn et Tc en mn) où Tc est le temps de concentration du bassin considéré, durée de l'averse utilisée pour cette formule.

En partant de la formule de type CHEZY pour exprimer la vitesse moyenne de ruissellement, ils ont trouvé que :

$$Q = 167.1200^b a. C. J^{\frac{b}{2}} L^{-b} A^{0.95} \quad (\text{eq.I.38})$$

avec :

Q : Débit (L/s),

L : Longueur du plus long cheminement hydraulique (m),

J = Pente moyenne en m/m.

▪ Autre formule

Cette formule est une variante de l'hydrogramme triangulaire. Elle donne le débit de pointe suivant (Abou, 1990) :

$$Q_p(T) = \frac{0,28 P(Tc,T) C A F}{Tc} \quad (\text{eq.I.39})$$

avec :

$Q_p(T)$: Débit de pointe pour le temps de retour T (m^3/s),

$P(Tc,T)$: Hauteur des précipitations (pour une durée t et un temps de retour de T) (mm),

T : Temps de retour (années),

C = Coefficient de ruissellement durant la période de crue,

Tc = Temps de concentration (heures) = $L/3 * 6V$,

L = Longueur du cours d'eau principal (km),

V = Vitesse moyenne du débit de crue (km/h),

A = Surface du bassin (km^2),

f = Coefficient de forme de l'hydrogramme (valeur moyenne : $f= 0.6$),

t = Durée de la pluie du projet (heures).

$$t = (tc + 1)^{-0,2} tc \quad (\text{eq.I.40})$$

I.6 Formules des petits bassins versants

I.6.1 Formule de Lauterburg (1887)

Cette formule est citée par Lauterburg en 1887, elle est applicable sur les bassins versants qui ont une surface compris entre $1km^2$ et $500 km^2$.

$$q = \varphi \frac{1120}{31+A} \quad (\text{eq.I.41})$$

φ : Coefficient qui exprime la pente du bassin, le type de sol et la végétation.

I.6.2 Formule de Hofbauer (1916)

$$q_{\max} = \varphi \frac{60}{\sqrt{A}} \quad (\text{eq.I.42})$$

ϕ : Coefficient qui exprime la nature du terrain.

I.6.3 Formule de Melli (1924)

Proposée par Melli en 1924. Elle exprime le débit spécifique maximum, applicable sur les bassins versants qui ont une superficie comprise entre 1km² et 500 km².

$$Q_{\max} = \phi \frac{18.5}{\sqrt[6]{A}} \quad (\text{eq.I.43})$$

ϕ : Coefficient qui est égale à 0,4.

I.7 Formules empiriques les plus utilisées en Algérie

Après avoir cité les différentes formules d'estimation du débit maximum, nous s'intéressons dans cette partie aux formules utilisées en Algérie à savoir : Possenti, Mallet-Gauthier, Turraza, Sokolovsky, Giandotti, Bejaia, la méthode de Taibi-ARNH et la méthode du Gradex.

I.7.1 Formule de Sokolovsky (1968)

Cette formule établie par Sokolovsky en 1968, est basée sur plusieurs hypothèses. L'une des plus importantes c'est qu'elle doit prendre en compte toutes les phases de la crue ainsi que son volume et sa durée. Mais la caractéristique principale de la crue est le temps de montée (t_m). Le temps de montée des crues est égal au temps de concentration (T_c) (Bennis, 2004).

Cette formule exprime aussi le débit maximum probable en fonction d'un coefficient de forme de la crue.

$$Q_{\max, p\%} = 0.28 \frac{f \alpha p\% S P p\% t_c}{T_m = T_c} \quad (\text{eq.I.44})$$

avec :

$\alpha p\%$: Coefficient de ruissellement pour la crue probable ;

$$\alpha p\% = \frac{\sqrt{Pct\%} - \sqrt{H_0}}{\sqrt{Pct\%} + \sqrt{H_0}} \quad (\text{eq.I.45})$$

t_c : Temps de concentration du sous bassin (heure),

$P p\%$: Précipitations (mm), de probabilité $p\%$ correspondant à un temps t_c ,

0.28 : Coefficient de changement d'unité,

f : Coefficient de forme de la crue : $f = \frac{12}{(4+3\gamma)}$ (eq.I.46)

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

- Pour des petits bassins non boisés, sol peu perméable, on a : $\gamma = \frac{2}{2,5}$
- Pour un bassin boisé, sol perméable, on a : $\gamma = \frac{3}{4}$
- Pour un bassin de petite superficie $1 \text{ Km}^2 < S < 50 \text{ Km}^2$: $\gamma = 2$

I.7.2 Méthode fréquentielle de TAIBI-ANRH

Cette méthode conçue par Taïbi-ANRH spécialement pour les cours d'eau d'Algérie. Elle est donnée par la relation suivante :

$$Q_{pt} = e^{0,95u} Q_p \quad (\text{eq.I.47})$$

avec :

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

u : Variable réduite de Gauss,

Q_p : Débit de pointe annuel (m^3/s).

$$Q_p = 0,000781 S^{0,688} P^{1,275} \quad (\text{eq.I.48})$$

avec :

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

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

I.7.3 Méthode du Gradex

Selon Zahar (1986), la méthode du gradex vise à estimer des débits de crue à partir des pluies, correspondant à des périodes de retour très élevées : supérieures à 100 ans. Cette méthode concerne des bassins versants de superficie moyenne (de 0 à 5000 km^2 environ) dont le terrain est relativement imperméable. Pour les régions de climat tempéré et homogène.

Cette méthode repose sur deux hypothèses fondamentales :

- Une hypothèse probabiliste.
- Une hypothèse déterministe.

Les étapes de la méthode : (Bouakaz, 2018)

- Choisir le pas de temps n heure (fréquemment c'est la moyenne des temps de base des hydrogrammes de crues disponibles. Pour la commodité des calculs on retiendra une valeur très arrondie). Le résultat final, débits de pointe, dépendent peu de h , il suffit de ne pas faire d'erreurs d'ordre de grandeur sur h .
- Ajuster par la loi de Gumbel des pluies maximales journalières.
Calculer le Gradex des précipitations a (pente de la droite de Gumbel).

$$P(\text{mm}) = a \mu + b \quad (\text{eq.I.49})$$

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), qui est formulé en lame d'eau équivalente par la formule :

$$R(\text{mm}) = \frac{Q_{3,6n}}{S} \quad (\text{eq.I.50})$$

- Évoquer la distribution des débits au-delà de 0.9 ($T=10$ ans) par une rectiligne égale au gradex de la pluie.

$$Q_{\mu\%} = a \mu + b' \quad (\text{eq.I.51})$$

Avec:

a: Gradex de la pluie,

μ : Variable réduite de Gumbel :

$$\mu = -\ln(-\ln(F)) \quad (\text{eq.I.52})$$

$$F = \frac{1}{1-T} \quad (\text{eq.I.53})$$

b' : calculé par cette formule :

$$b' = Q_{10 \text{ ans}} - a \mu \quad (\text{eq.I.54})$$

➤ Représenter la droite de l'équation (I.54) sur un même graphe que l'ajustement des $P_{j\max}$.

$$Q_{\mu\%} = a \cdot \mu + b' \quad (\text{eq.I.55})$$

Tirer les Q pour chaque période de retour en mm.

Exprimer ces Q en m^3/s par la formule

:

$$Q \left(\frac{\text{m}^3}{\text{s}} \right) = \frac{Q(\text{mm}) S(\text{km}^2)}{3,6 n \text{ (h)}} \quad (\text{eq.I.56})$$

➤ Le calcul des débits de pointe : Chiffrer sur les hydrogrammes des crues observées le rapport égal au rapport débit de pointe sur débit moyen :

$$Q_p \left(\frac{\text{m}^3}{\text{s}} \right) = Q \left(\frac{\text{m}^3}{\text{s}} \right) \quad (\text{eq.I.57})$$

P : coefficient de pointe

$$P = \frac{Q_{\max}}{Q_{\text{moy}}} \quad (\text{eq.I.58})$$

I.8 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté une synthèse bibliographique des différentes formules utilisables dans les calculs des débits de crues des bassins versants, en particulier les plus répondues dans notre pays l'Algérie. Un mauvais choix de la méthode d'estimation implique un surdimensionnement ou sous dimensionnement des ouvrages hydrauliques et de ce fait des coûts élevés de ces ouvrages ou un risque d'inondations.

On remarque que les formules de Horton, Forsaith, Fuller et Kinnison font intervenir la superficie et la fréquence. Nous les utilisons lorsque nous manquons des informations sur les données hydrologiques ou bien pour une étude plus précise.

Les formules d'Iskowski, Possenti et Turazza ne tenant pas compte de la fréquence de pluie, pour cela ces résultats ne sont pas immédiatement appliqués dans la conception.

Chapitre II

Présentation de la zone d'étude

Introduction

Dans un cours d'eau il existe plusieurs paramètres qui influencent le comportement hydrologique à savoir, sa physiographie, sa localisation, son climat, son couvert végétal etc...

Dans ce chapitre nous allons présenter une synthèse des caractéristiques physiques et géologiques du bassin versant de l'oued Lakhdar (ex Chouly) à partir des travaux antérieurs (Gherissi, 2012 & 2017, Ghenim, 2020). Ce bassin appartenant au bassin de la Tafna situé au Nord-Ouest algérien sous le code 16 selon la répartition hydrographique de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.

II.1 Situation géographique du bassin versant de la Tafna

Le bassin versant de la Tafna se situe au Nord-Ouest algérien, s'étendant sur toute la wilaya de Tlemcen sur une superficie de 7245 km² et dépasse sur le royaume du Maroc (fig.I.1)

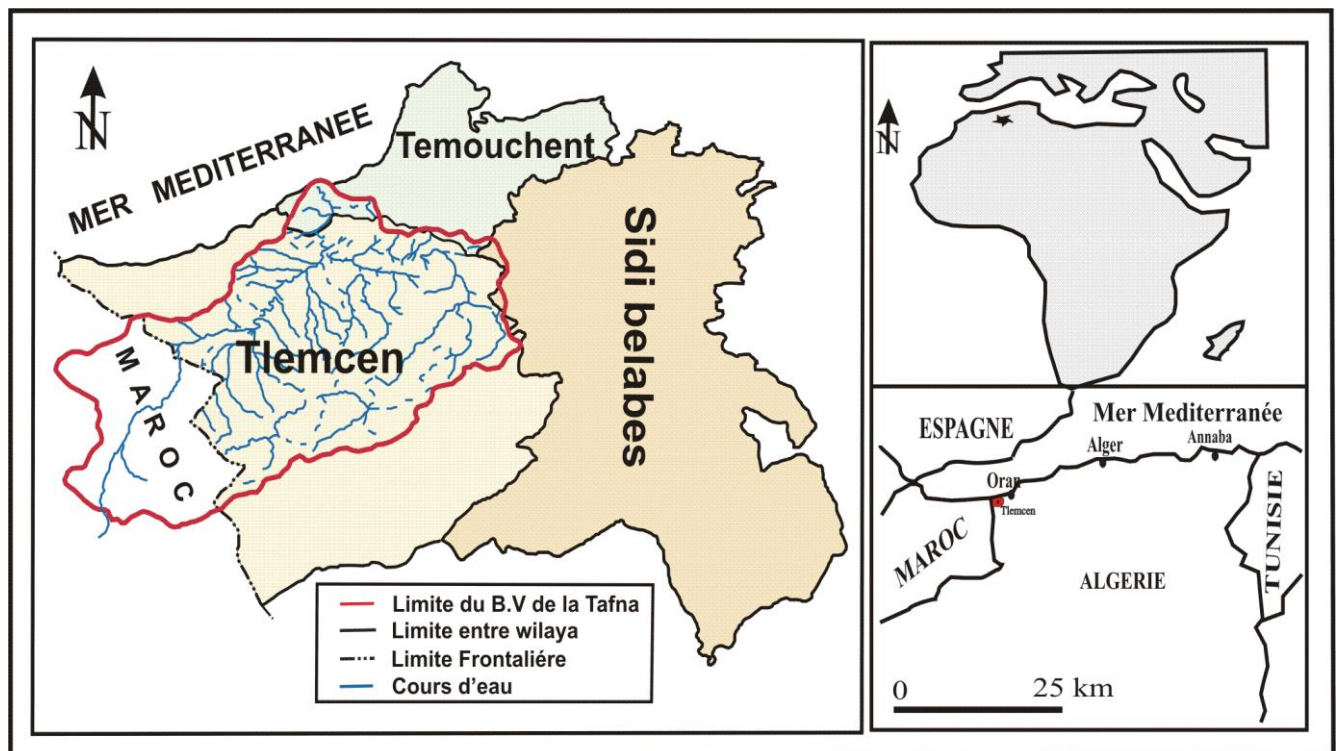


Figure II. 1: Situation géographique du bassin versant de la Tafna. (Gherissi, 2012).

Le bassin versant de la Tafna est limité par :

- La mer Méditerranée au Nord,
- Le Maroc à l'Ouest,
- Le bassin versant de la Macta et le côtier Oranais à l'Est,
- Et les hauts plateaux Oranais au Sud.

Selon la nouvelle structuration des unités Hydrogéologiques en Algérie, le bassin versant de la Tafna appartient à l'ensemble de l'Oranie-Chott Chergui (fig. II.2).

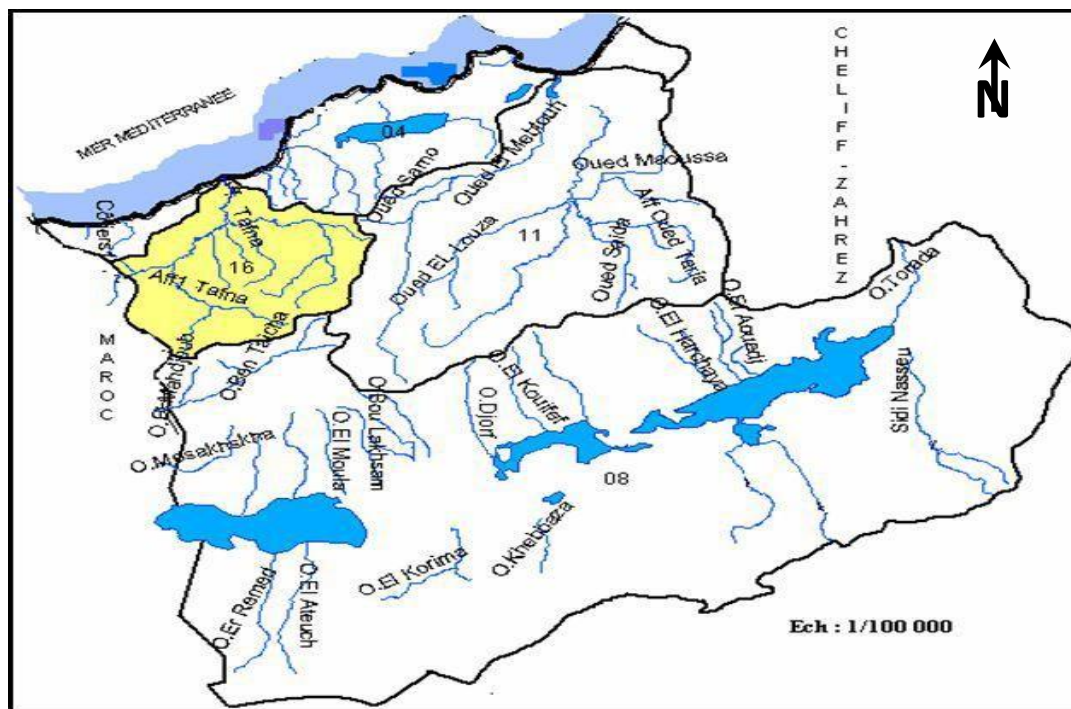


Figure II. 2: Bassin versant de la Tafna dans l'ensemble Oranie Chott Chergui (Bouanani, 2004).

Globalement, la Tafna peut être fractionnée en trois grandes parties (Benest, 1990) (fig.II.3) :

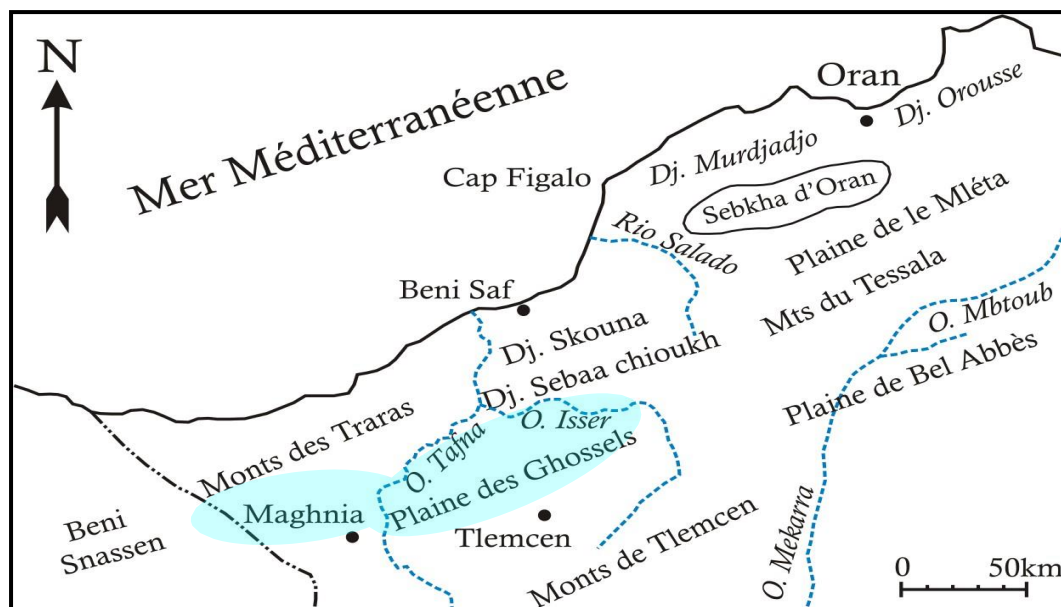


Figure II. 3: Situation géographique du bassin de la Tafna (Perrodon, 1957).

La partie orientale : c'est la haute Tafna qui présente trois oueds à savoir : l'Isser, oued Lakhdar (ex : Chouly) et Sikak,

La partie occidentale : c'est la moyenne Tafna qui comprenant aussi trois principaux oueds : la haute Tafna, Mouilah et Khemis,

La partie septentrionale : c'est la basse Tafna qui s'étend 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.

Le bassin de la Tafna correspond aux plaines qui s'étendent aux pieds des montagnes de Tlemcen antérieurement des massifs de Traras et du Tessala, elles sont entourées de masses aux bosselages élevés formant une construction régulière formée essentiellement de terrains mésozoïques et cénozoïques. **(Gherissi, 2012)**

Les monts des Traras se situent au Nord des monts de Tlemcen (Meseta Oranaise). Au Nord-Ouest, les monts de Traras s'installent et forment une barrière entre le bassin et la mer, ils se présentent sous forme d'une série de pointes de direction NE – SW culminant à 1136 m au djebel Fillaoucène.

Le bassin versant de la Tafna prend son origine dans les montagnes de Tlemcen de la région de Sebdu, et s'étend sur une longueur de 170 km

II.1.1 Réseau hydrographique de la Tafna

La disposition du réseau hydrographique dépend principalement des modifications structurales qui ont affecté la région au cours des temps géologiques, dont les principaux facteurs sont les accidents importants qui ont affecté les formations carbonatées du Jurassique et se modifie avec l'évolution de la tectonique (Bouanani, 2004). Le bassin de la Tafna comporte huit sous bassins, dont deux se trouvent en amont dans le territoire marocain (fig.II.4).

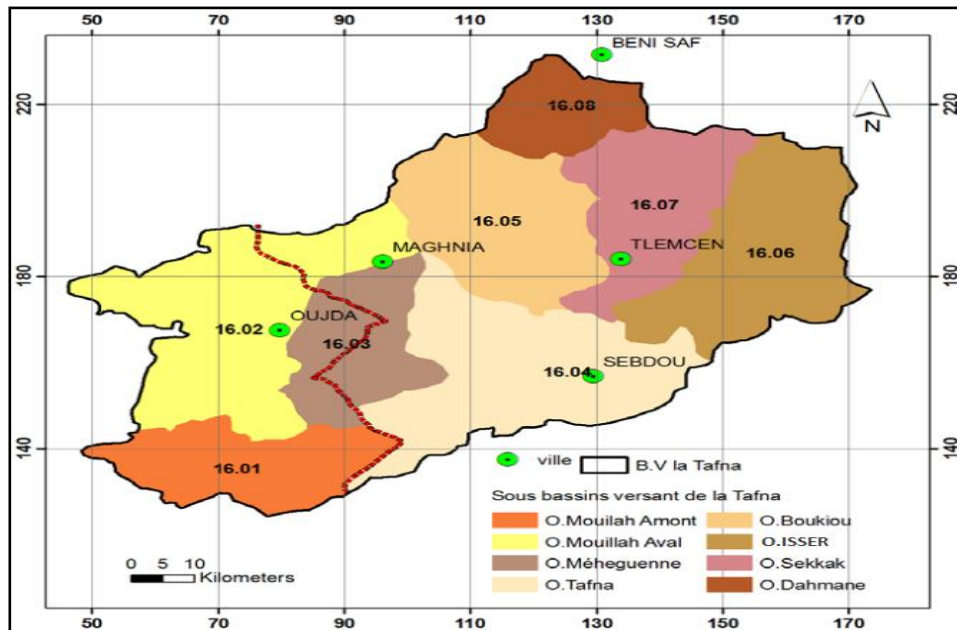


Figure II. 4: Les huit sous bassins de la Tafna (Bemoussat, 2012).

II.1.2 Présentation générale du sous bassin de l'oued Isser

Situé à l'Est de la Wilaya de Tlemcen, c'est l'un des principaux sous bassins versants de la Tafna, il prend son origine au niveau de « Ain Isser » au Sud d'Ouled Mimoun à 870m d'altitude et s'étend sur une superficie de 1140Km², avec une altitude maximale de 1625 m. La longueur du thalweg principal est de 81 km. (Haddou, 2019)

Il accorde l'oued Chouly qui fait l'objet de cette étude sur son bord gauche et l'oued Bouhadi sur son bord droit.

Sa jonction avec l'oued Tafna se fait dans la plaine de Remchi à 80m d'altitude, ainsi la limite terminale du bassin synchronise avec le barrage El Izdihar de Sidi Abdelli.

Au Nord de la région d'Ouled Mimoun, il traverse la petite plaine d'El Fehoul. A l'extrémité orientale de cette plaine, il reçoit sur son bord gauche les eaux de l'oued Sikkak qui sont à leur tour retenues par le barrage de Sikkak en avant de la jonction Isser-Sikkak. (Haddou, 2019)

II.2 Situation géographique du bassin versant de l'oued Chouly

Oued Chouly appelé aussi Oued Lakhdar est un affluent de Oued Isser, lui-même affluent de la Tafna (fig. I.5). Il présente 3.98% de la superficie de la rivière Tafna d'ordre de 288.91 km², dont la superficie du bassin contrôlé est de 170 Km² (fig. II.6&II.7).

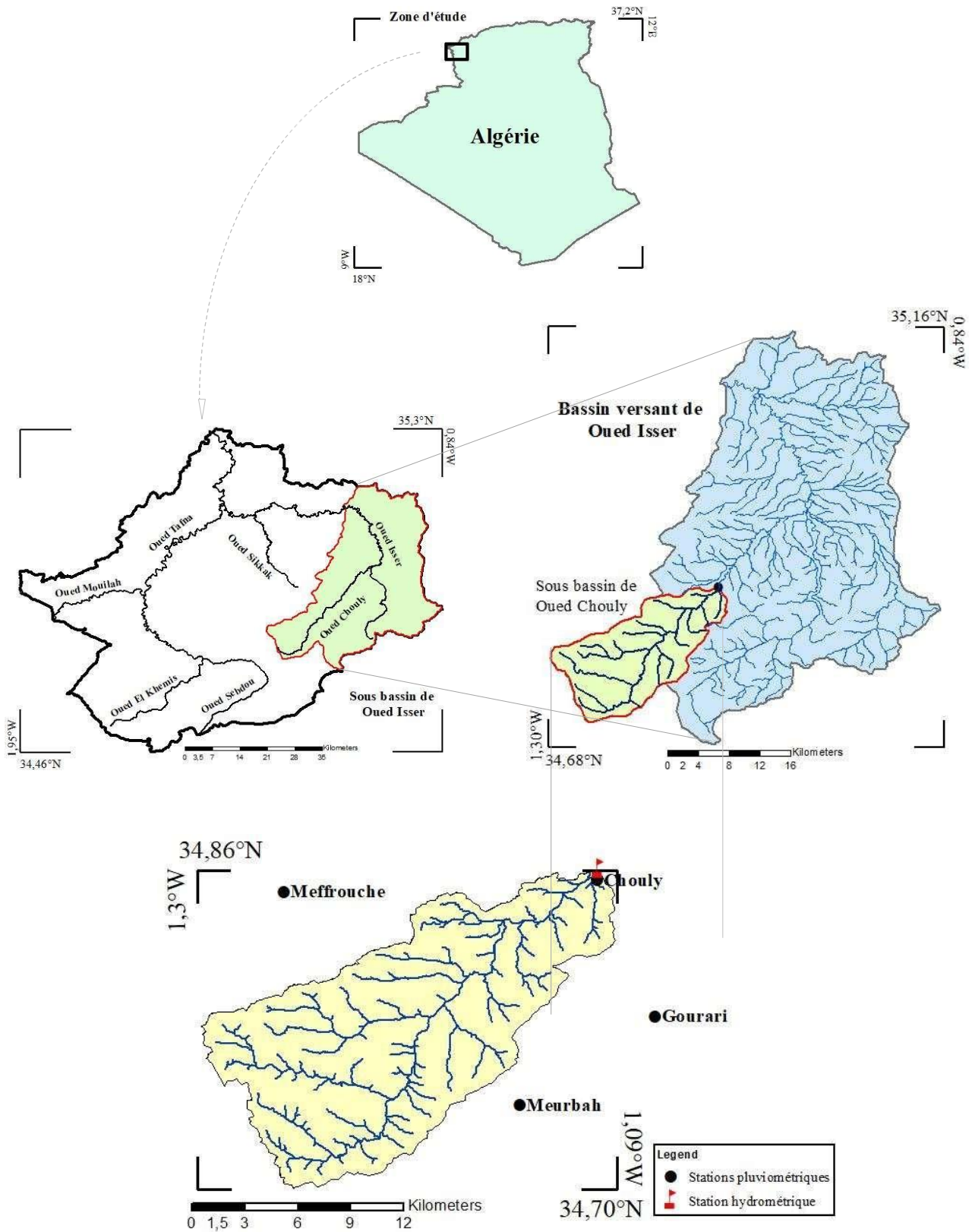


Figure II. 5: Situation du bassin versant d'oued Lakhdar (Ghenim, 2020).

Ce bassin est limité :

- Au Sud, par le sous bassin de Meffrouch,
- A l'Est, par oued Isser,
- Et à l'Ouest par le sous bassin de Sekkak.

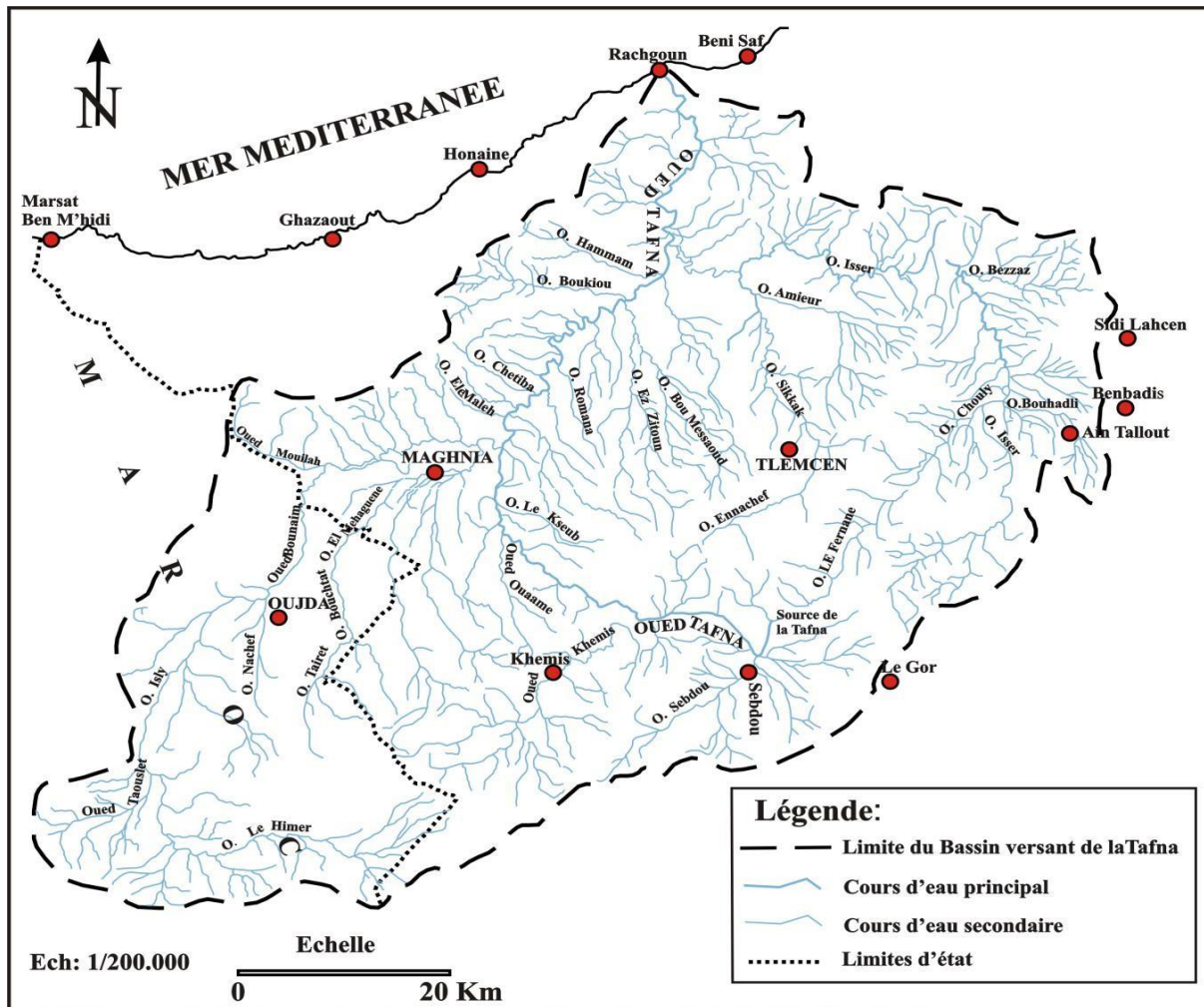


Figure II. 6: Carte hydrographique du bassin versant de l'oued la Tafna (Gherissi, 2012).

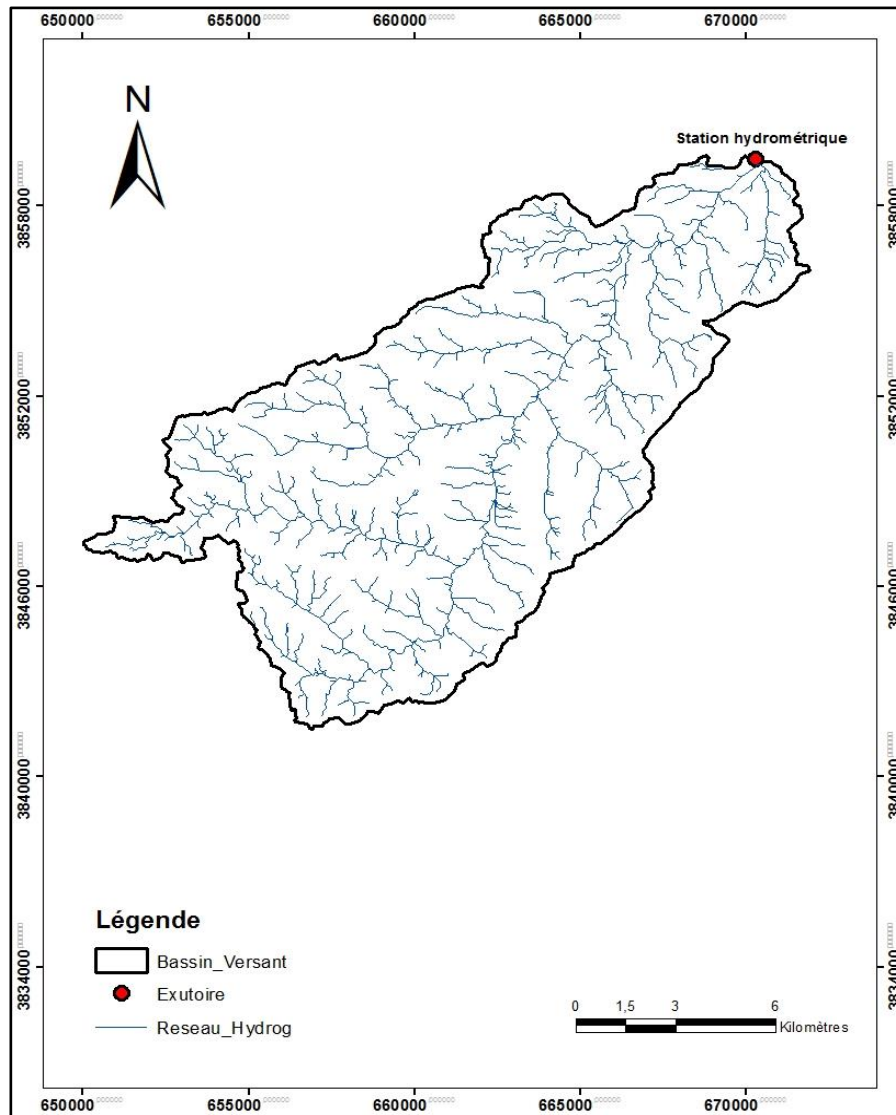


Figure II. 7: Réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Lakhdar (Gherissi, 2017).

Hydrologiquement, l'Oued Lakhdar s'alimente par de nombreuses sources telles que : Aïn Tot Hamam, Aïn Ouissert et Aïn Béni Hella, il prend une direction Sud-Ouest – Nord-Est et présente un régime d'eau permanent.

Il prend sa source dans les montagnes de Tlemcen à environ 900 m d'altitude il assainit la partie nord de ces monts, sa vallée est entourée par une série de massifs (Bouanani, 2004), il se jette dans la partie la plus inférieure d'oued Isser présentant ainsi son principal affluent dans sa rive gauche.

II.3. Etude des caractéristiques morphométriques

Le déversement naturel des eaux dans un bassin versant est conditionné à la fois par les caractéristiques climatiques et physiques du bassin. Dans cette partie de l'étude nous allons présenter les caractéristiques physiques les plus importantes à savoir: la forme, le relief, la densité de drainage, la fréquence des courants d'eau, l'allongement etc.....

II.3.1 Caractéristiques de forme

Ce sont les propriétés géométriques des bassins que l'on peut atteindre par le seul concours des relevés topographiques, dont le but est la quantification des facteurs caractéristiques physique d'un bassin versant.

Le bassin versant de l'oued Lakhdar a été délimité à partir des cartes topographiques au 1/50 000 citées ci-dessous :

- ✓ Carte topographique de Tlemcen, N°270.
- ✓ Carte topographique d'Ouled Mimoun, N°271.
- ✓ Carte topographique de Terny, N°300.
- ✓ Carte topographique de Beni-Smiel, N°301 (Gherissi, 2012).

II.3.1.1 Indice de compacité de Gravelius (Kc)

Le coefficient de compacité de Gravelius traduit la forme du bassin versant, c'est le rapport entre le périmètre (P) du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie que le bassin (S) (Roche, 1963). Il est calculé par la relation suivante :

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

Avec :

Kc : Coefficient de compacité de Gravelius,

P : Périmètre du bassin versant (km),

S : Surface du bassin versant (km²).

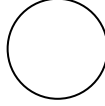

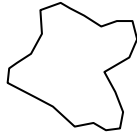
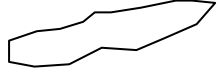
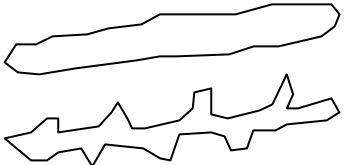
Le coefficient de compacité du bassin versant :

$$Kc = 0,28 \frac{115}{\sqrt{288,91}} \longrightarrow Kc = 1,894$$

Le coefficient de compacité du bassin versant contrôlé :

$$Kc = 0,28 \frac{60}{\sqrt{170}} \longrightarrow Kc = 1,289$$

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 Chouly (bassin contrôlé), la valeur du coefficient de compacité égale à 1.289 traduisant une forme ovoïde.

II.3.1.2 Rectangle équivalent

Le rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius, introduit par Roche (1963), sert à comparer différents bassins versants entre eux, en ce qui concerne l'influence de la forme sur l'écoulement. Dans cette optique, nous déterminerons la longueur et la largeur du rectangle de Gravelius (tabl. II. 2) et (fig.II.8) :

- Longueur du rectangle équivalent :

$$L = \frac{K_C \sqrt{S}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right] = 22.43 \text{ km.} \quad (\text{eq.II.2})$$

- Largeur du rectangle équivalent :

$$l = \frac{K_C \sqrt{S}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right] = 7.58 \text{ km.} \quad (\text{eq.II.3})$$

avec :

K_C : Indice de compacité,

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

Le tableau qui suit englobe les caractéristiques de forme du bassin.

Tableau II. 2: Caractéristiques de forme du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Bassin	Périmètre (Km)	Superficie (Km ²)	Indice de compacité	Rectangle équivalent	
				Largeur (Km)	Longueur (Km)
Oued Lakhdar	60	170	1.28	7,58	22,43

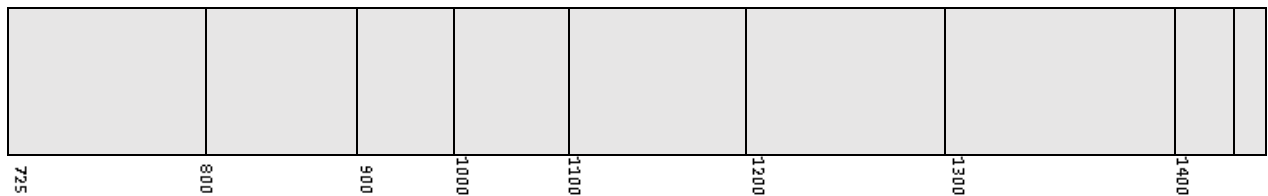
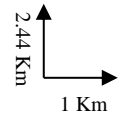


Figure II. 8: Rectangle équivalent du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

II.3.2 Etude du relief

Le relief est le déterminant primordial dans la conduite hydrologique d'un bassin. Ainsi c'est le principal facteur qui détermine la hauteur de l'écoulement des terrains, l'infiltration et l'évaporation.

L'une des principales caractéristiques du bassin de l'oued Lakhdar est la présence d'une série de massifs montagneux qui constituent un écran protecteur contre les vents, citons :

- Djebel Kerma (1566m), Djebel Dar Cheich (1616m), Djebel Tazkminet (1606m), Djebel Ed-Demamène (1425m), Djebel Mekmène Ez-Zouail (1338m), Djebel Si Hamza (1202m) et Djebel Mersat (1205m),
- Au Sudouest : Djebel Rhenndas (1480m), Djebel Mehalla (1369m) et Djebel Diar Ouled Yahia (1467m),
- Au Nord-est : Djebel Boulaâdour (1541m), Djebel Beni Yahia (1412m), Djebel Gaât El Hakoud (1311m), Djebel Bou Aid (1097m), Djebel Si Choaib (901m) et Djebel Sidi Chaib (858m).

La figure II.9, représente une carte altimétrique du bassin versant d'Oued Lakhdar, objectivant le relief de ce dernier qui s'intègre dans une région montagneuse

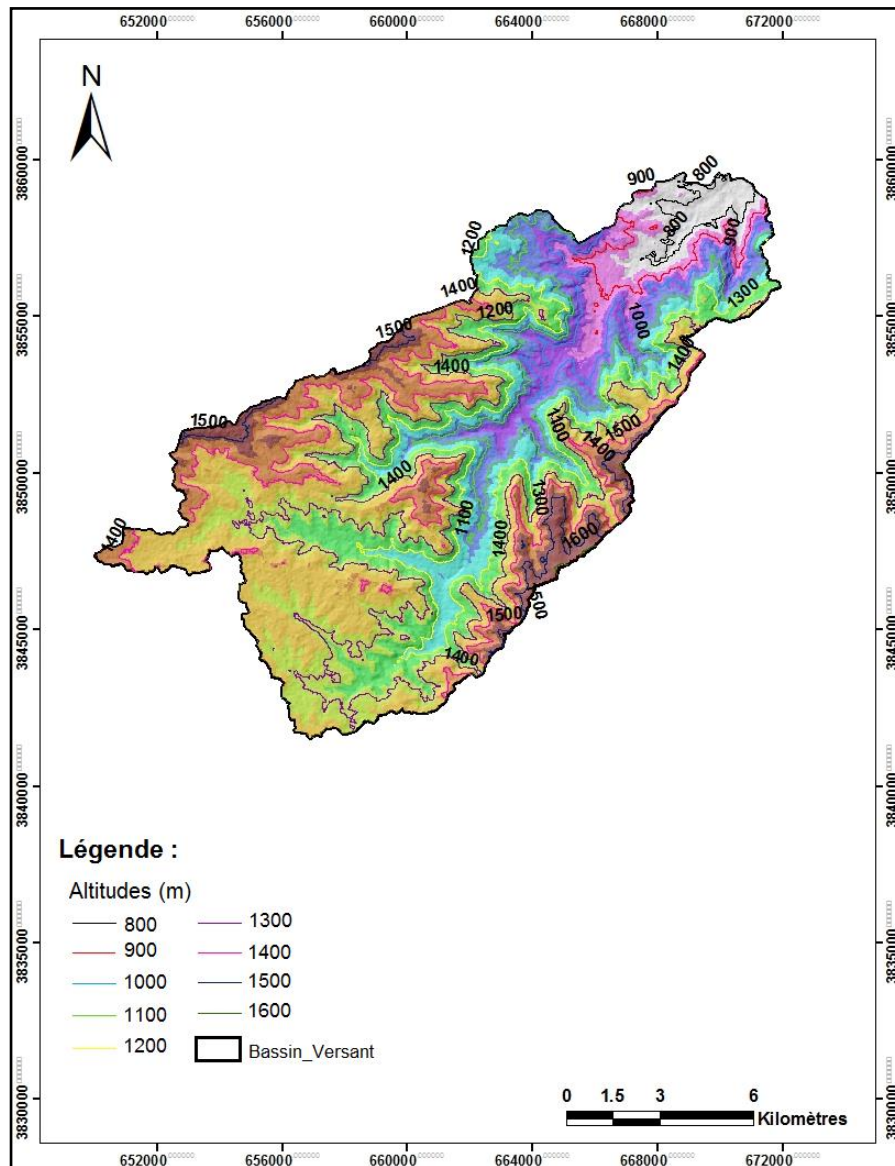


Figure II. 9: Carte altimétrique du bassin versant d'Oued Lakhdar (Gherissi, 2017).

II. 3.2.1 Courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique offre une vue synthétique de la pente du bassin versant, Cette courbe permet d'établir la classification de la surface du bassin versant en fonction de son altitude, elle est obtenue à partir de la division par segments d'altitude du bassin (fig.II.10).

Les courbes hypsométriques se présentent comme une méthode principale qui sert à comparer plusieurs bassins entre eux ou les diverses sections d'un seul bassin.

Les résultats de cette segmentation apparaissent sur le tableau II.3:

Tableau II. 3: Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Tranches d'altitudes (m)	Altitudes (%)	Surfaces partielles		Surfaces cumulées	
		Surface Partielle (ai) (Km ²)	Fraction Surface partielle (%)	Surfaces cumulées (Km ²)	Fraction Surfaces cumulées (%)
725-800	45.91	27.02	15.89	27.02	15.89
800-900	50.66	20.82	12.24	47.84	28.13
900-1000	55.99	13.25	7.79	61.09	35.92
1000-1100	63.33	15.8	9.29	76.89	45.21
1100-1200	69.66	24.1	14.17	100.99	59.38
1200-1300	75.99	27.29	16.05	128.28	75.43
1300-1400	82.33	31.35	18.44	159.63	93.87
1400-1500	88.66	8.31	4.88	167.94	98.79
>1500	100	2.06	1.21	170	100

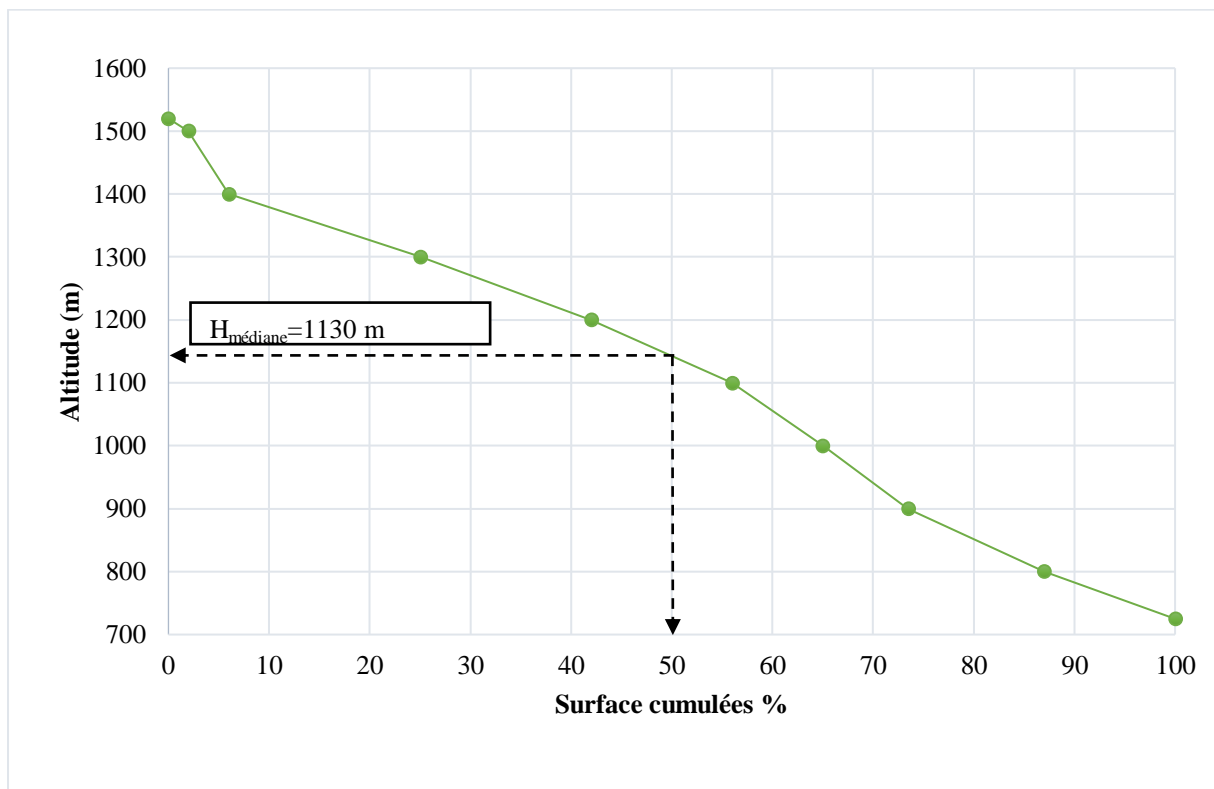


Figure II. 10: Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

La courbe hypsométrique a une allure qui semble assez régulière, vers le bas, à partir de 1200 m d'altitude, nous notons une concavité qui se traduit par une variation de pentes qui s'accroît de plus en plus à une altitude plus basse, cette concavité témoignant d'une érosion à une époque récente. La courbe fait ressortir aussi la présence de pente assez forte au niveau des basses altitudes qui indiquera la présence de plaines. La répartition altimétrique des surfaces est assez homogène et la courbe présente un état plutôt de jeunesse allant vers l'équilibre. On peut retirer de cette courbe l'altitude médiane qui se présente par la valeur 1130 m.

L'histogramme des fréquences altimétriques (fig. II.11) montre que l'altitude la plus fréquente est comprise entre 1300 et 1400m.

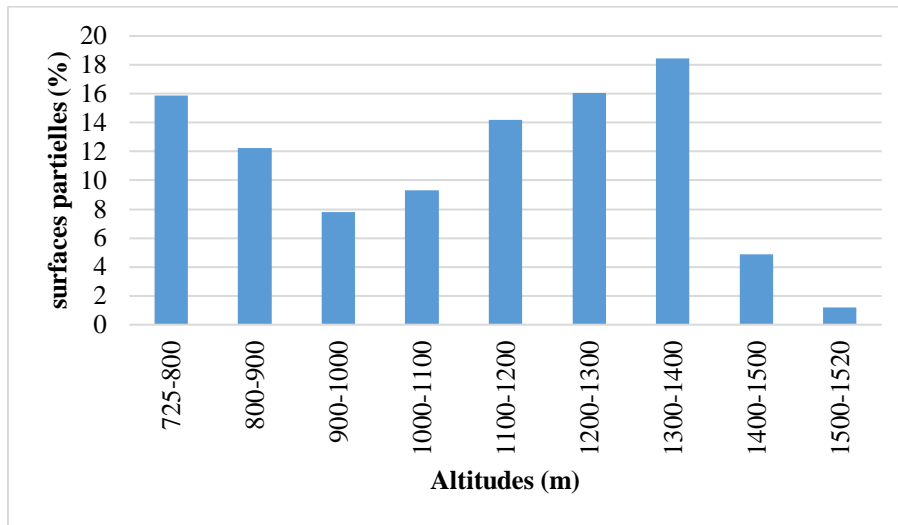


Figure II. 11: Histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

II.3.2.2 Indice de pente

Le relief joue un rôle important, car il commande en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains. On peut différencier les pentes comme suit :

a- Indice de pente de Roche(I_p)

Cet indice peut être calculé à l'aide de la relation suivante :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n X_i \sqrt{\beta_i (a_i - a_{i-1})} \quad (\text{eq. II.4})$$

avec:

β_i : Fraction de la surface totale du bassin comprise entre les côtes a_i et a_{i-1} , fonction donnée par le tableau hypsométrique,

X_i : Distance séparant les courbes de niveau sur le rectangle équivalent,

L : Longueur du rectangle équivalent,

$a_i - a_{i-1}$: Dénivelé entre deux courbes voisines (m).

$$I_p = 0.188 \approx 19\%$$

b- Indice de pente global (I_g)

Pour calculer l'indice de pente global, il faut d'abord tracer la courbe hypsométrique afin d'avoir la valeur $H_{5\%}$, $H_{95\%}$.

Sur la courbe hypsométrique déjà tracée, on prend les points tels que la surface supérieure ou inférieure soit égale à 5 % de la surface totale.

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (\text{eq.II.5})$$

avec :

D: dénivelée (m) : $H_{5\%}$, $H_{95\%}$ ($H_{5\%}$ et $H_{95\%}$ sont les altitudes entre lesquelles s'inscrivent 90% de la surface du bassin) (m),

L : longueur du rectangle équivalent (m),

I_g : indice de pente global.

$I_g = 2,67 \%$.

La valeur de I_g trouvée : $0.02 < I_g = 0.0267 < 0.05$ indique suivant la classification de l'O.R.S.T.O.M. (tabl. II.4) que le bassin de l'Oued Lakhdar a un relief assez fort.

Tableau II. 4: Classification des reliefs selon I_g par l'O.R.S.T.O.M.

Relief très faible	$I_g < 0.002$ m/km
Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$
Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0.01$
Relief modéré	$0.01 < I_g < 0.02$
Relief assez fort	$0.02 < I_g < 0.05$
Relief fort	$0.05 < I_g < 0.5$
Relief très fort	0.5 m/km $< I_g$

Le relief d'oued Chouly selon la classification de l'O.R.S.T.O.M est de type assez fort.

La carte de la répartition des pentes du bassin versant (%) établie par Gherissi (2017) (fig. II.12), montre que le bassin est caractérisé par des pentes très fortes dépassant les 60% aux abords de l'Oued. A l'Est et à l'Ouest du bassin les pentes sont moyennes à fortes (de 10% à 30%). Ce qui confirme que le relief de ce bassin est assez fort et abrupt.

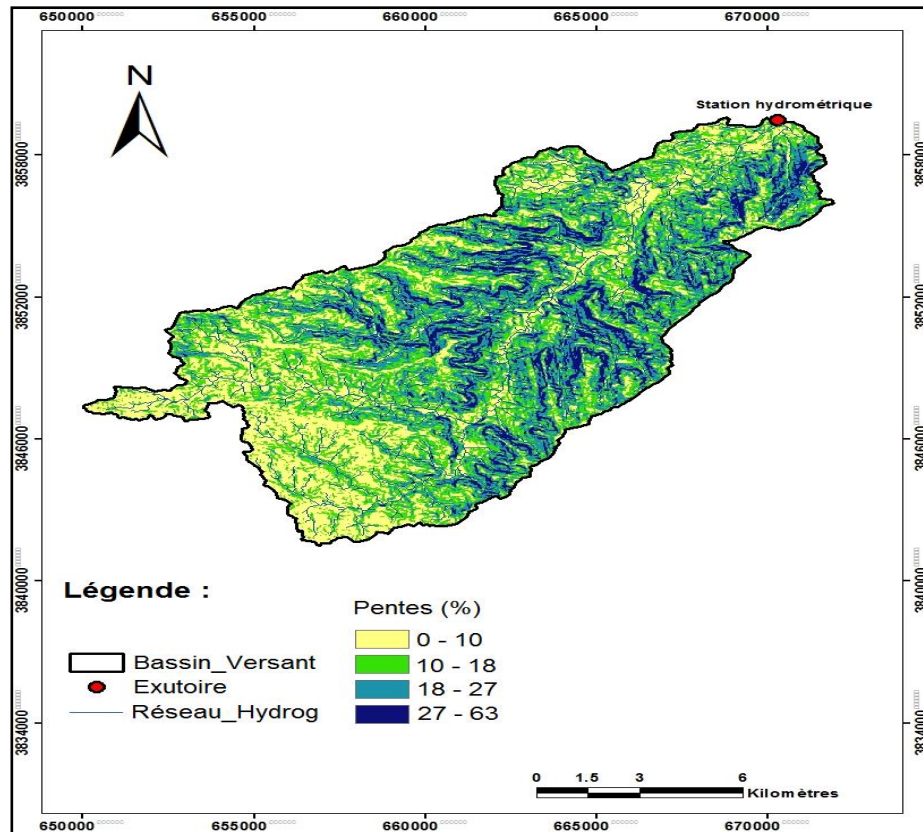


Figure II. 12: Carte des pentes (Gherissi, 2017).

c- Indice de pente moyenne (Im)

Cet indice montre le caractère montagneux de la zone de l'Oue dLakhdar. Il met en évidence que les pentes sont très élevées. Il est exprimé par la formule suivante :

$$I_m = \frac{H_{max} - H_{min}}{L_r} \text{ (eq.II.6)}$$

Avec:

$I_m = 35,44 \text{ m/km}$.

$I_m = 0,354\%$.

Avec :

H_{max} et H_{min} : Hauteur maximale et hauteur minimale du bassin versant (m),

L_r : Longueur du rectangle équivalent (m).

d- Dénivelée spécifique (Ds)

La dénivelée spécifique dépend de l'hypsométrie ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$) et de la forme du bassin ($1/L$). Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M, indépendante des surfaces des bassins (tabl. II.5). Elle est exprimée par la formule suivante :

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

$D_s = 352,04 \text{ m}$.

La valeur de Ds (tabl. II.5), traduit bien l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief.

Tableau II. 5: Classification du relief selon Ds.

Ds < 10 m	Relief très faible
10m < Ds < 25 m	Relief faible
25m < Ds < 50 m	Relief assez faible
50m < Ds < 100 m	Relief modéré
100m < Ds < 250 m	Relief assez fort
250m < Ds < 500 m	Relief fort
Ds > 500 m	Relief très fort

Nous avons résumé dans le tableau ci-dessous les résultats du relief de notre bassin versant :

Tableau II. 6: Indices de pentes et reliefs du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Sous bassin	Im	Ip	Ig	Relief selon Ig	Ds (m)	Relief selon Ds
Oued Lakhdar	0,354	0,19	2,67	Assez fort	352.07	Fort

II.3.3 Caractéristiques hydrographiques

La classification la plus utilisée est celle de Strahler (1957) qui se base sur les règles suivantes:

- Tout cours d'eau dépourvu de tributaires est d'ordre 1.
- Le cours d'eau formé par la confluence de deux cours d'eau d'ordres différents prend l'ordre le plus élevé des deux.
- Le cours d'eau formé par la confluence de deux cours d'eau du même ordre est augmenté de 1.

Nous obtenons donc les résultats exprimés sur le tableau II.7 :

Tableau II. 7: Classification des thalwegs (Gherissi, 2012).

Ordre	Nombre	Longueur Cumulée (Km)	Longueur moyenne (Km)
1	1058	19.78	0.018
2	152	115.75	0.761
3	61	89.2	1.462
4	15	37.9	2.526
5	3	16.4	5.466
6	1	30	30

Les paramètres importants qui régissent le régime hydrologique d'un cours d'eau sont : la densité de drainage (Dd), le rapport de confluence (Rc) et le rapport des longueurs (Rl).

II.3.3.1 Rapport de confluence

$$R_c = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad (\text{eq.II.8})$$

avec :

R_c : Rapport de confluence,

N_n : Nombre de thalwegs d'ordre n,

N_{n+1}: Nombre de thalwegs d'ordre n+ 1.

Les résultats sont consignés sur le tableau I. 8 :

Tableau II. 8: Résultats du rapport de confluence.

Ordre	Nombre	Rapport de confluence
1	1058	6,960
2	152	2,491
3	61	4,066
4	15	5
5	3	3
6	1	/
		Rc = 4,30

On peut calculer le rapport Rc à partir de la pente de la droite (fig.I.13) :

Rc=5,75.

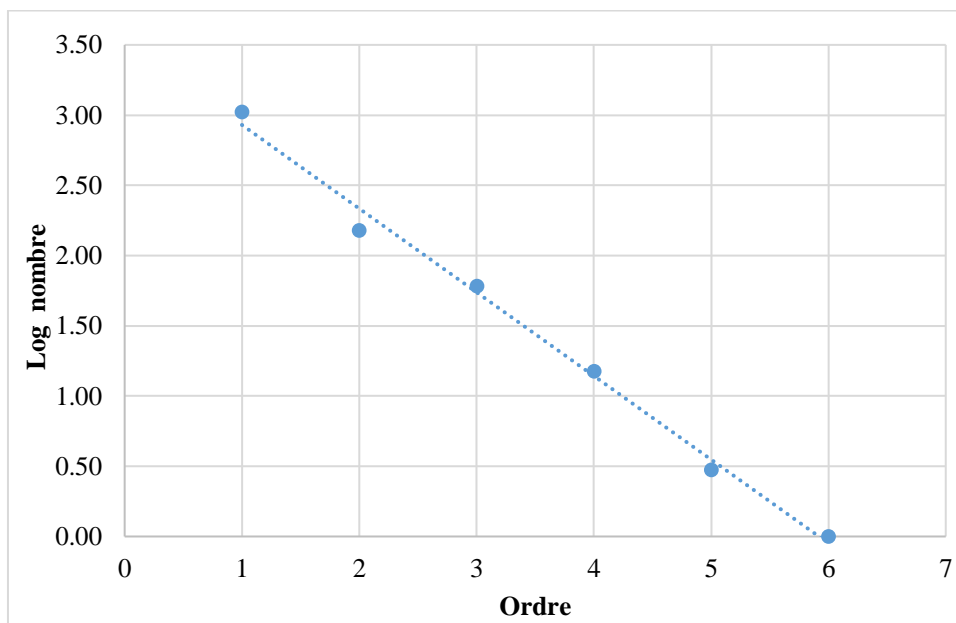


Figure II. 13: Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre.

II.3.3.2 Rapport des longueurs

Il est donné par la relation suivante :

$$R_1 = \frac{L_{n+1}}{L_n} \text{ (eq.II.9)}$$

avec :

R₁: Rapport des longueurs,

L_n: Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n (km),

L_{n+1}: Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n+ 1 (km).

Tableau II. 9: Résultats du rapport des longueurs.

Ordre	Nombre	Longueur Cumulée (Km)	Longueur moyenne (Km)	Rapport des longueurs
1	1058	19,78	0,018	42,277
2	152	115,75	0,761	1,921
3	61	89,2	1,462	1,727
4	15	37,9	2,526	2,163
5	3	16,4	5,466	5,488
6	1	30	30	-

R₁ = 10,715.

II.3.3.3 Profil en long du cours d'eau principal

Il est établi en portant en abscisse les distances horizontales et en ordonnée l'altitude selon les courbes de niveau de la région, (fig. II.13). La longueur de l'oued est de 30 km.

L'Oued Chouly présente des variations de pentes importantes, Une forte pente est observée dans les zones où l'altitude est comprise entre 1520 m et 1400 m, puis entre 1000 m et 900m. Pour les autres tronçons, la pente reste plus faible.

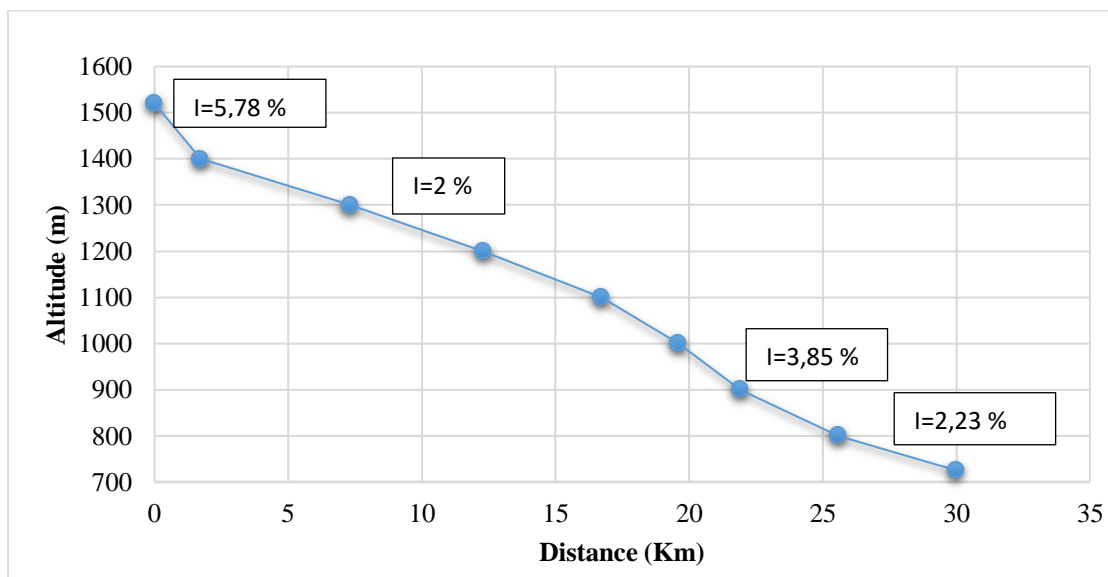


Figure II. 14: Profil en long du cours d'eau principal de l'Oued Lakhdar.

❖ Pente moyenne du thalweg principal

C'est le rapport de la dénivelée (ΔH) en fonction de la longueur totale du cours d'eau principal (ΔL):

$$I_{\text{moy}} = \frac{\Delta H}{\Delta L} \text{ (eq.II.10)}$$

$$I_{\text{moy}} = 2.67 \%$$

La pente du cours d'eau principal est donc importante.

On a calculé la moyenne pondérée selon quatre parties du profil puisque les pentes sont assez différentes, dont les résultats sont représentés dans le tableau ci-dessous

$$I_{\text{moy}_i} = \frac{\Delta H_i}{\Delta L_i} \text{ (eq.II.11)}$$

Tableau II. 10: Pentas au niveau du cours d'eau principal de l'oued Mellah.

Profil i	Pente partielle I_i (%)
1	5,78
2	2
3	3,85
4	2,23
I_{moy}	3,465

II.3.3.4 Densité de drainage

La détermination de la densité de drainage suppose d'adopter certaines conventions quant à la définition des chenaux de drainage :

- thalwegs nettement marqués et empruntés par des écoulements temporaires sur les rivières non pérennes,
- ou thalwegs toujours en eau des grands bassins versants.

C'est le quotient de la somme des longueurs de tous les cours d'eau à la superficie du bassin versant :

$$D_d = \frac{1}{A} \cdot \sum_{i=1}^m l_i \text{ (eq.II.12)}$$

Avec :

D_d : Densité de drainage (km/km^2),

$\sum l_i$: Longueur totale de tous les cours d'eau (Km),

A : Superficie du bassin versant (Km^2).

$$D_d = 0,073 \text{ km}/\text{km}^2$$

II.3.3.5 Fréquence des thalwegs d'ordre 1

C'est le rapport du nombre total de thalwegs d'ordre 1 à la surface du bassin versant :

$$F_1 = \frac{N_1}{A} \text{ (eq.II.13)}$$

avec :

F_1 : Fréquence des thalwegs d'ordre 1 (km^{-2}),

N_1 : Nombre total des cours d'eau d'ordre 1,

A: Surface (km^2).

$$N_1=1058$$

$$F_1 = 6,22 \text{ km}^{-2}$$

II.3.3.6 Fréquence des cours d'eau

Représente le nombre de cours d'eau par unité de surface

$$F_t = \frac{N_t}{A} \quad (\text{eq.II.14})$$

avec :

F_t : fréquence des cours d'eau (km^{-2}),

N_t : nombre total des cours d'eau,

A : la surface (km^2).

$$N_t= 1290$$

$$F_t = 7,59 \text{ km}^{-2}$$

II.3.3.7 Coefficient de torrentialité

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la fréquence des thalwegs d'ordre 1 et de la densité de drainage.

$$C_t = D_d \cdot F_1 \quad (\text{eq.II.15})$$

Avec :

C_t : Coefficient de torrentialité,

D_d : Densité de drainage,

F_1 : Fréquence des thalwegs d'ordre 1.

$$C_t = 0,45.$$

II.3.3.8 Estimation du temps de concentration du bassin

C'est le temps que fait une goutte d'eau de pluie pour qu'elle puisse aboutir jusqu'à l'exutoire à partir du point le plus éloigné d'un bassin.

Il existe en hydrologie plusieurs modèles pour calculer le temps de concentration des eaux que nous avons résumés dans le tableau II.11.

Tableau II. 11: Modèles de calcul du temps de concentration (Bendjema, 2020).

Nom de l'équation	Equation	Paramètres
Pasini-Turraza	$T_c = 0.108 \frac{(A \cdot L_{th})^{1/3}}{I_p^{1/2}}$	T _c (heure), A (km ²), L _{th} (km), I _p (m/m).
Ventura	$T_c = 0.1272 \sqrt{\frac{A}{I_p}}$	T _c (heure), A (km ²), I _p (m/m).
Kirpich-Tennessee	$T_c = 0.0663 \frac{L_{th}^{0.77}}{I_p^{0.385}}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).
Espagnole	$T_c = 0.3 \left(\frac{L_{th}}{I_p^{0.25}} \right)^{0.77}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).
Giandotti	$T_c = \frac{4 \sqrt{A} + 1.5 L_{th}}{0.8 \sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$	T _c (heure), A (km ²), L _{th} (km), H _{moy} (m), H _{min} (m).
Van Te Chow	$T_c = 0.1602 \left(\frac{L_{th}}{\sqrt{I_p}} \right)^{0.64}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).
California-Curvetts practice (CHPW)	$T_c = 0.95 \left(\frac{L_{th}^3}{H} \right)^{0.385}$	T _c (heure), L _{th} (km), H (m).
US Corps	$T_c = 0.191 \frac{L_{th}^{0.76}}{I_p^{0.19}}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).
Sogreah-ANRH	$T_c = 3 \left(\frac{A L_{th}}{(10 I_p)^{1.5}} \right)^{0.25}$	T _c (heure), L _{th} (km), A (km ²), I _p (%).
S.C.S	$T_c = 0.917 L_{th} \sqrt{I_p}$	T _c (heure), L _{th} (km), I _p (m/m).
Basso	$T_c = 0.957 \frac{L_{th}^{1.115}}{H_{moy}^{0.385}}$	T _c (heure), L _{th} (km), H _{max} (m), H _{min} (m).
Sokolovsky	$T_c = 4 \left(\frac{(A L_{th})^{0.333}}{\sqrt{I_p}} \right)^{0.75}$	T _c (heure), A (km ²), L _{th} (km), I _p (m/km).
Bransby Williams	$T_c = 0.605 \frac{L_{th}}{I_p^{0.2} A^{0.1}}$	T _c (heure), A (km ²), L _{th} (km), I _p (m/m).
Johnstone et Cross	$T_c = 0.0543 \left(\frac{L_{th}}{I_p} \right)^{0.5}$	T _c (heure), L _{th} (km),

		Ip (m/m).
Sheridan	$T_c = 2.2 L_{th}^{0.92}$	T _c (heure), L _{th} (km).
Dooge	$T_c = 0.365 \frac{A^{0.41}}{Ip^{0.17}}$	T _c (heure), A (km ²), Ip (m/m).
Carter	$T_c = 0.0977 \frac{L_{th}^{0.6}}{Ip^{0.3}}$	T _c (heure), L _{th} (km), Ip (m/m).
Témez	$T_c = 0.3 \left(\frac{L_{th}}{Ip^{0.25}} \right)^{0.76}$	T _c (heure), L _{th} (km), Ip (m/m).
Picking	$T_c = 0.088333 \frac{L_{th}^{0.667}}{Ip^{0.333}}$	T _c (heure), L _{th} (km), Ip (m/m)
Pickering	$T_c = \left(0.871 \frac{L_{th}^3}{H} \right)^{0.385}$	T _c (heure), L _{th} (km), H (m).
Espey	$T_c = 1.24 \left(\frac{L_{th}}{\sqrt{Ip}} \right)^{0.36}$	T _c (heure), L _{th} (mile), Ip (pied/mile)
Haktanir et Sezen	$T_c = 26.85 L_{th}^{0.841}$	T _c (min), L _{th} (km).
Pilgrim et Mac Dermott	$T_c = 0.76 A^{0.38}$	T _c (heure), A (km ²).
USBR	$T_c = \left(\frac{0.87 L_{th}^2}{1000 Ip} \right)^{0.385}$	T _c (heure), L _{th} (km), Ip (m/m).
Clark	$T_c = 0.335 \left(\frac{A}{100 \sqrt{Ip}} \right)^{0.593}$	T _c (heure), A(km ²), Ip (m/m)
Valencia y Zuluaga	$T_c = 1.7694 \frac{A^{0.325}}{L_{th}^{0.096} Ip^{0.29}}$	T _c (heure), A(km ²), L _{th} (km), Ip (%).
Snyder	$T_c = 1.2(L_{th} L_c)^{0.3}$	T _c (heure), L _{th} (mi), L _c (mi).
Arizona DOT	$T_c = 0.0097956 \frac{A^{0.1}(L_{th} L_c)^{0.25}}{Ip^{0.2}}$	T _c (heure), L _{th} (m), L _c (m), Ip(m/m).

avec:

T_c: Temps de concentration,

A : Superficie du bassin versant,

L_{th}: Longueur du plus long thalweg,

L_c: Distance de la sortie au centre de gravité du bassin (≈ 12 km),

Ip : Pente moyenne,

H_{max} : Altitude maximale,

H_{moy} : Altitude moyenne,

H_{min} : Altitude minimale,

H: Différence entre les altitudes les plus élevées et les altitudes les plus basses du cours d'eau.

Il existe de nombreuses équations similaires, dont la même équation peut prendre différentes formes selon les conventions et le système d'unités.

La propriété de ces formules est de ne faire participer que les paramètres topographiques du bassin.

Les résultats obtenus sont présentés au tableau II.12 :

Tableau II. 12: Valeurs du temps de concentration.

Nom de la formule	Temps de concentration T_c (heures)
Sheridan	50,278
Bransby Williams	21,185
Pasini-Turraza	9,88
Sokolovsky	8,850
Ventura	8,815
Espagnole	7,831
Haktanir et Sezen	7,817
Témez	7,506
Sogreah-ANRH	6,655
Giandotti	6,035
Pilgrim et Mac Dermott	5,35
Dooge	5,29
Snyder	5,273
S.C.S	5,176
US Corps	4,779
Valencia y Zuluaga	4,696
Van Te Chow	4,115
California Curvets practice (CHPW)	3,691
Pickering	3,584
USBR	3,294
Kirpich-Tennessee	3,293
Basso	2,834
Picking	2,59
Carter	2,049
Espey	1,707
Johnstone et Cross	1,581

Clark	1,236
Arizona DOT	0,782
Moyenne	5,112

Le temps de concentration du bassin versant a été estimé à environ 5h7min, à partir des différentes formules.

II.4 Occupation du sol

La végétation est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin. La présence de végétation va donc jouer le rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement. L'occupation végétale a une influence directe sur l'écoulement fluvial aussi bien comme facteurs orographiques que climatiques. La résistance à l'écoulement est d'autant plus grande que le couvert végétal est plus dense. Cette influence de la forêt sur le régime des eaux en domaine méditerranéen a un rôle considérable. Le paysage végétal du bassin de la Tafna a été largement dégradé et défriché en montagne par les incendies et par une petite agriculture extensive et un surpâturage endémique ce qui a entraîné une perte d'eau par évaporation et une accélération de l'érosion (Bouanani, 2004).

L'occupation du sol dans notre bassin est représentée dans le tableau II.13 et la figure II. 15.

Tableau II. 13: Distribution du couvert végétal du bassin d'Oued Lakhdar. (Gherissi, 2017).

Type d'occupation	Surface (Km ²)	Surface (%)
Forêt	6.43	3.78
Maquis	119.20	70.11
Urbain	0.90	0.53
Parcours	13.17	7.75
Agriculture	30.31	17.83

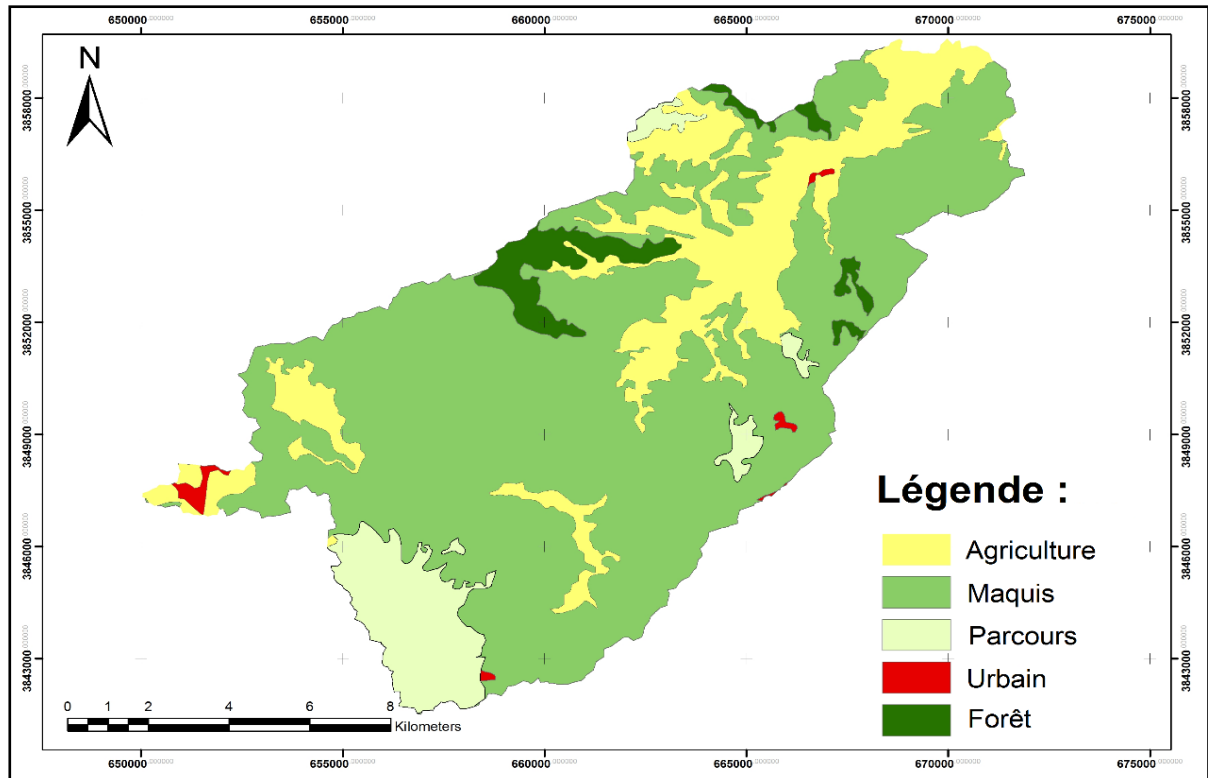


Figure II. 15: Carte d'occupation du sol du bassin d'Oued Lakhdar (Gherissi, 2017).

II.5 Aperçu géologique

La lithologie joue un rôle important sur le ruissellement, l'infiltration, l'érosion et le transport solide. Les matériaux géologiques se distinguent en formations meubles (sables, argiles, marnes) ou en formations consolidées (grès, calcaires, dolomies,...). La nature des affleurements a une influence sur l'hydrologie de surface et le type du dépôt alluvionnaire.

Nous allons présenter brièvement quelques caractères généraux sur la géologie de l'Oued Lakhdar.

La lithologie dominante est la formation calcaire, la formation des grès de Boumediene du Jurassique supérieur des monts de Tlemcen. Ainsi le bassin versant de l'Oued Lakhdar se caractérise par cinq principales formations géologiques comme on le voit sur la figure II.16. Citons à titre d'exemple :

- les argiles et les marnes du Callovo-oxfordien,
- les grès du Jurassique supérieur,
- les dolomies de Tlemcen,
- les marnes et les grès du Miocène,

- enfin, les alluvions du Quaternaire.

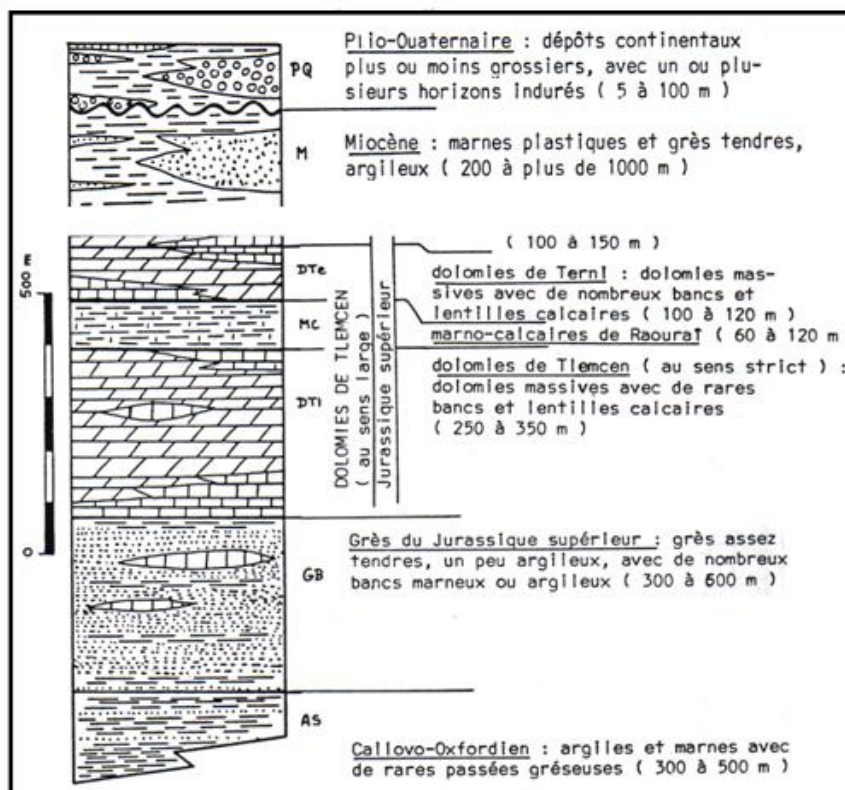


Figure II. 16: Log stratigraphique des principales formations affleurant dans le bassin d'oued Lakhdar (Collignon, 1986).

II.6 Conclusion

L'étude du milieu physique ou morphométrique permet souvent de voir l'influence de quelques paramètres hydromorphométriques.

Nous avons synthétisé dans le tableau qui suit les principales caractéristiques physiques du bassin versant d'oued Lakhdar

Tableau II. 14: Synthèse des caractères morphométriques du bassin d'oued Lakhdar.

Caractéristiques	Indices	Unité	Chiffres
Superficie	A	km ²	170
Périmètre	P	km	60
Indice de compacité de Gravelius	K _c	-	1.289
Longueur du rectangle équivalent	L _r	km	22,43
Largeur du rectangle équivalent	l _r	km	7.58
Longueur du thalweg principal	L _{th}	km	30
Altitude minimale	H _{min}	m	725
Altitude maximale	H _{max}	m	1520
Altitude médiane	H _{med}	m	1130

Dénivelée spécifique	D_s	m	352,04
Indice de pente de Roche	I_{pR}	%	1,88
Indice de pente global	I_{pg}	%	2,67
Indice de pente moyenne	I_{pm}	%	0,354
Indice de pente moyenne du thalweg principal	I_{moy}	%	2,67
Densité de drainage	D_d	km/km ²	0,073
Fréquence des thalwegs d'ordre 1	F_1	km ⁻²	6,22
Fréquence des cours d'eau	F_t	km ⁻²	7,59
Coefficient de torrentialité	C_t	-	0,45
Temps de concentration	T_C	heure	5,07

Chapitre III

Etude hydro-climatologique

Introduction

Après l'étude des facteurs morphologiques et géométriques, il existe d'autres facteurs qui ont un rôle très important permettant de comprendre et analyser le comportement hydrologique des cours d'eau. Ce sont les paramètres du climat en général et les précipitations en particulier.

Le climat est un ensemble des phénomènes météorologiques qui caractérisent l'état de l'atmosphère, et qui est influencé par une série de paramètres dans une zone précise durant une période donnée.

L'objectif de notre travail est d'étudier et d'analyser les différents facteurs hydrologiques et climatiques (les précipitations, la température et l'évapotranspiration) du bassin versant de l'oued Lakhdar menée sur une période d'observation plus ou moins longue qui permet d'évaluer la réponse des oueds aux variations du climat d'une part pour définir le type de climat du bassin versant et d'autre part pour établir son bilan d'eau.

Afin d'avoir une idée sur le climat du bassin versant d'oued Lakhdar (ex Chouly), on s'est basé sur la station climatique de Zenata aéroport et la station hydrométrique de Chouly présentées dans le tableau III.1 et figure III.1.

Tableau III. 1: Description des stations hydrométéorologiques du secteur d'étude.

Nom de la station	Zenata	Chouly
Latitude N	35°01'00''N	34°51'00''N
Longitude E	01°27'00''W	01°08'00W
Altitude (m)	247	725
Paramètres mesurés	T	Q et PP
Période d'enregistrement	1979-1980/2019-2020	Q 1970-1971/2011-2012 PP 1979-1980/2019-2020



Figure III. 1: Présentation des stations de mesure de la région d'étude.

III.1 Etude des précipitations

Le terme précipitation désigne toutes les eaux qui tombent à la surface de la terre tant sous forme liquide (pluie) ou sous forme solide (neige). Elles représentent la part essentielle de l'alimentation fluviale. Sa hauteur journalière, mensuelle ou annuelle est exprimée en millimètre par jour, par mois ou par an.

On peut dire que les précipitations ont une relation étroite avec le climat, elles varient selon la région.

Les données utilisées proviennent de l'organisme responsable du réseau pluviométrique A.N.R.H (l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique) observées au niveau de la station Chouly.

III.1.1 Etude des précipitations annuelles moyennes

Généralement le Nord-ouest algérien est soumis à une variation pluviométrique spatio-temporelle très irrégulière d'une année à une autre.

La figure III.2, visualise la variation de la pluviométrie annuelle sur une période de 41 ans allant de 1979/1980 à 2019/2020, 16 années ont enregistré des hauteurs pluviométriques supérieures à la moyenne annuelle qui est de 381,9mm. Les hauteurs maximales des précipitations qui atteignent 701,1mm ont été enregistrées au cours de l'année 2008/2009, tandis que les hauteurs minimales, elles sont égales à 189,24mm observées au cours de l'année 1981/1982.

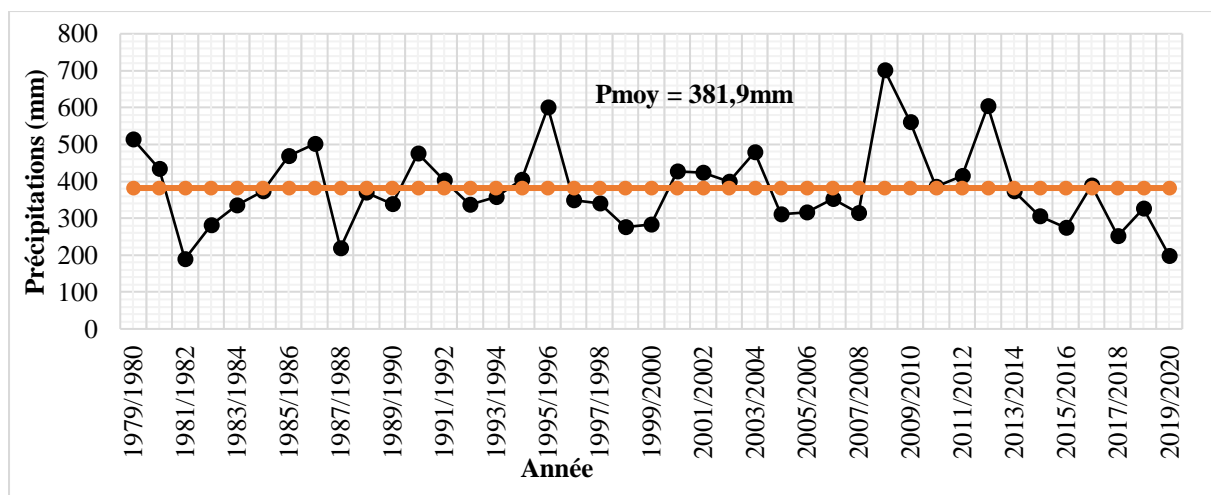


Figure III. 2: Variation interannuelle moyenne des précipitations à la station Chouly (1979/1980 -2019/2020).

III.1.2. Etude statistique des précipitations annuelles moyennes

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. (Gherissi, 2017)

L'ajustement des précipitations annuelles a été traité par le logiciel « HYFRAN » qui permet d'ajuster différentes lois statistiques. Ce travail a été appliqué à la série des précipitations sur la période allant de 1979/1980 à 2019/2020.

Nous avons soumis notre série à deux lois de probabilités :

- Loi Normale.
- Loi log Normale.

Dans une première étape nous calculons les paramètres statistiques grâce à la série pluviométrique qui nous donne les résultats présentés dans les tableaux III.2 et III.4 :

Tableau III. 2: Paramètres de position et de dispersion des précipitations du bassin versant d'oued Chouly.

/	Paramètres	Formules	Chouly
Paramètres de position	Moyenne	$\bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i$	381,9 mm
Paramètres de dispersion	Variance	$V^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i^2 - \bar{P}^2)$	12219,7
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{V^2}$	110,5
	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\bar{P}}$	0,29

P_i : Valeurs des précipitations de l'année i ,

N : Nombre d'années.

Le coefficient de variation des précipitations $Cv < 0.5$, cela nous autorise de faire un ajustement à une loi symétrique normale, toutefois nous essayons aussi la loi log normale à titre comparatif.

a- Ajustement à la loi normale

Le calcul des fréquences des valeurs des précipitations sera donné par la relation suivante :

$$F_i = \frac{i}{(N+1)} \quad (\text{eq.III.1})$$

F_i : Fréquence,

I : Rang,

N : Nombre d'années.

• Test graphique

Le test graphique montre une droite appelée droite d'Henry qui montre que la distribution des précipitations à la loi normale fournit un rangement des points acceptables (fig.III.3)

Donc, on peut dire que les précipitations suivent une loi normale représentée par l'équation suivante :

$$P = \bar{P} + \sigma \quad (\text{eq.III.2})$$

avec :

P : Précipitations = 381,9 mm,

σ : Ecart type = 110.5,

U : Variable réduite de Gauss.

Donc :

$$P = 381,9 + 110,5U$$

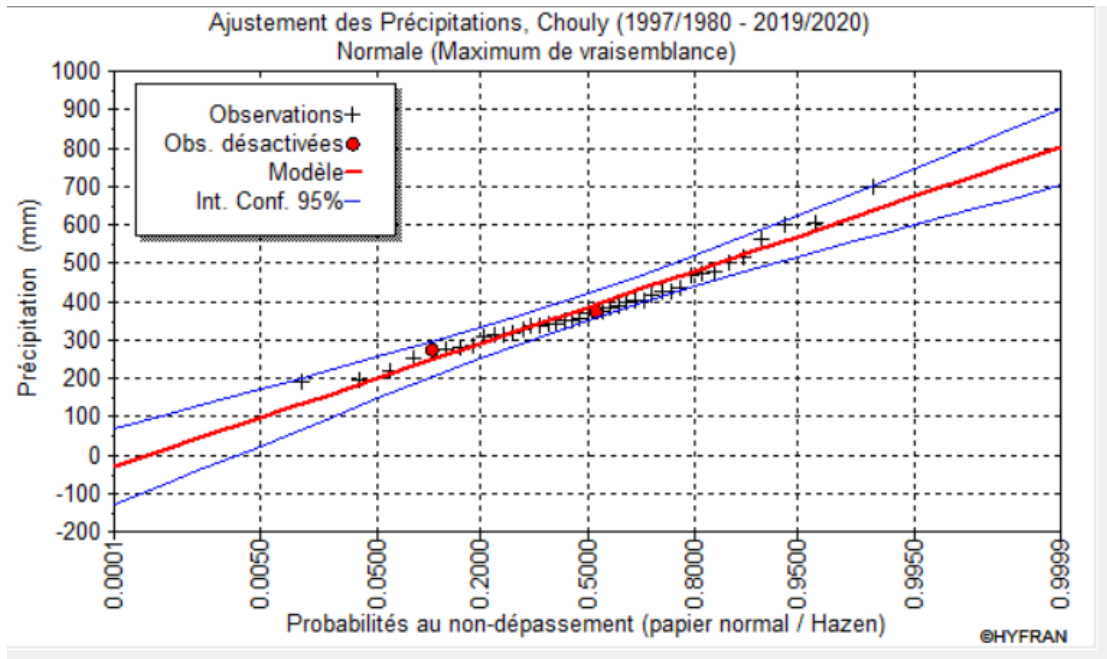


Figure III. 3: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.

• **Test du X²**

Pour déterminer la valeur du Khi², nous avons divisé la série observée en 5 (tabl. III.3) classes à partir de la loi suivante :

$$K = \sqrt{N} \quad (\text{eq.III.3})$$

Avec :

N : Effectif total égal à 41,

K : Nombre de classes.

Tableau III. 3 : Calcul du X² pour une loi normale.

K	Limite de classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (npi)	(ni - npi) ² /npi
1	[189,2-274,52[6	0,9756	5,8536	0,004
2	[274,52-359,83[15	0,8849	13,2735	0,225
3	[359,83-445,15[11	0,7157	7,8727	1,242
4	[445,15-530,47[5	0,9099	4,5495	0,045
5	[530,47-701,1[4	0,9981	3,9924	0,000

$$\chi^2_{\text{calculé}} = 1,515$$

$$\chi^2_{\text{tabulé}} = 5,99$$

$$\chi^2_{\text{cal}} = \sum_{i=1}^n \frac{(ni - npi)^2}{npi} \quad (\text{eq.III.4})$$

Avec un risque d'erreur tolérée de 5% (0.05), et à un degré de liberté égal à ddl=K-P-1 = 5-2-1=2, le χ^2 donné par la table du χ^2 de Pearson est de 5,99.

Le $\chi^2_{calculé}$ est égal à 1,515, il est inférieur au $\chi^2_{tabulé}$ égale à 5,99. L'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale des précipitations.

b- Ajustement à la loi log normale

$$\text{Log}P = \overline{\text{log}P} + \sigma \text{Log} \quad (\text{eq.III.5})$$

Tableau III. 4: Paramètres de position pour la loi normale des log des précipitations de la station Chouly

Paramètres	Formules	Précipitation moyenne
Moyenne	$\overline{\text{Log}P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{Log} P_i$	5,905 mm
Variance	$V^2 \text{Log} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\text{Log} P_i^2 - \overline{\text{Log} P}^2)$	0,083
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{V^2} \text{log}$	0.288
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\overline{\text{Log}P}}$	0.05

Donc :

$$\text{Log} P = 5,905 + 0,288U$$

- **Test graphique**

Le test graphique montre une grande convergence entre les points qui sont presque tous à l'intérieur de l'intervalle de confiance (fig.III.4).

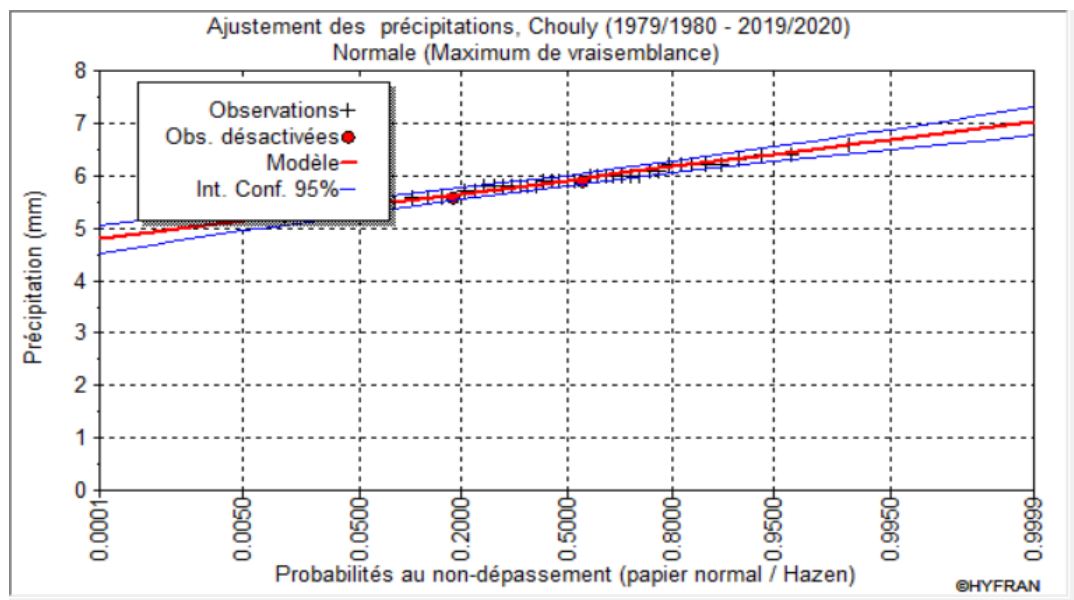


Figure III. 4: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.

- **Test du X²**

Tableau III. 5: Calcul du X^2 pour une loi normale des valeurs log des précipitations.

K	Limite de classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (npi)	$(ni - npi)^2/npi$
1	[5,2-5,6[4	0,9772	3,9088	0,0021
2	[5,6-5,8[6	0,9082	5,4492	0,0557
3	[5,8-6,0[13	0,6293	8,1809	2,8388
4	[6,0-6,2[4	0,8413	3,3652	0,1197
5	[6,2-6,4[6	0,9525	5,7150	0,0142
6	[6,4-6,6[3	0,9901	2,9703	0,0003

$$X^2_{\text{calculé}}=3,031$$

$$X^2_{\text{tabulé}}=7,81$$

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

Le $\chi^2_{\text{calculé}}$ est égal à 3,031, il est inférieur au $\chi^2_{\text{tabulé}}$ qui égal à 7,81. L'ajustement permet donc d'admettre une distribution log-normale des précipitations.

Concernant notre choix entre la loi normale et la loi log normale, nous avons choisi celle qui a le plus petit χ^2 . Aussi, l'adéquation la plus satisfaisante est celle donnée par la loi normale.

- **Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée**

A partir de résultat obtenus de l'équation d'ajustement à la loi normale de la station Chouly, On peut calculer les valeurs des précipitations pour une période de récurrence connue en remplaçant u par la valeur correspondante à la fréquence voulue (tabl.III.6).

$$P = 381,9 + 110,5U$$

Tableau III. 6: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.

Période de Retour	Type de précipitations	P (mm)
	humide	Précipitations décennales (u=1.28)
sèche	Précipitations de 50ans (u=2,05)	608,43
	Précipitations centennales (u= 2,33)	639,37
	Précipitations millénaires (u=3.29)	745,45
	Précipitations décennales (u=-1.28)	240,46
	Précipitations de 50 ans (u=-2,05)	115,38
	Précipitations centennales (u=-2,33)	124,44
	Précipitations millénaires (u= -3.29)	18,36

III.1.3 Etude des précipitations moyennes mensuelles

Les données des précipitations moyennes mensuelles durant la période 1979/1980 - 2019 /2020 sont présentées sur le tableau III.7 :

Tableau III. 7: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	20,6	30,3	49,2	51,8	47,9	48,6	47,1	34,5	33,6	9,3	5,1	4,1

La figure III.5 montre un histogramme qui visualise la variation des précipitations moyennes mensuelles.

On observe que les mois de Novembre à Mars sont les mois les plus pluvieux de l'année par contre pour les mois de Juin à Août, les précipitations sont beaucoup plus faibles (mois d'été).

- Le maximum des précipitations moyennes mensuelles est apparu en Décembre avec 51,8 mm, alors que le minimum est observé en Août avec 4.1 mm.

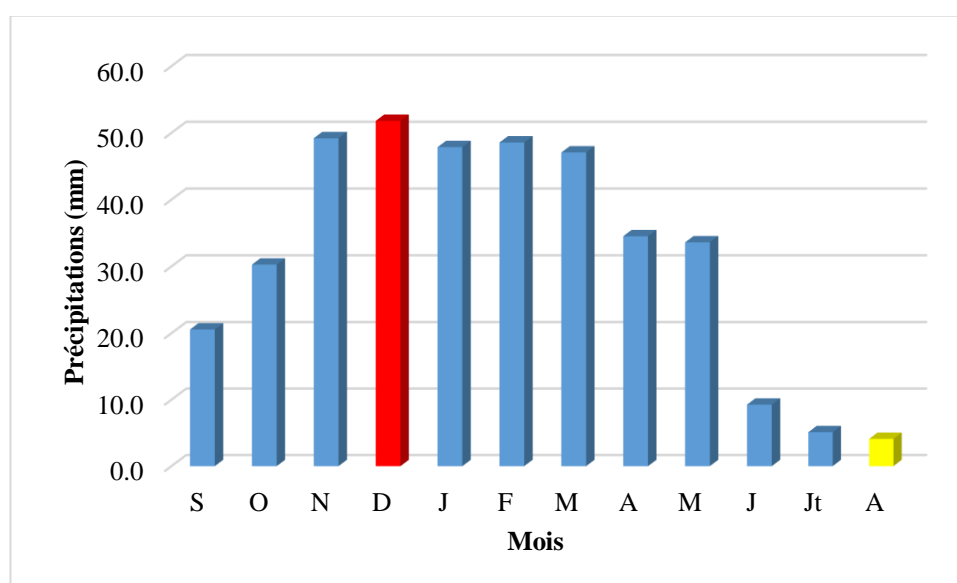


Figure III. 5 : Variation des précipitations moyennes mensuelles.

Les données des précipitations moyennes, minimales et maximales mensuelles durant la période 1979/1980 - 2019 /2020 sont présentées dans le tableau III.8 :

Tableau III. 8: Valeurs moyennes, minimales et maximales mensuelles des précipitations moyennes (1970/1971 - 2019/2020).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
moy	20,6	30,3	49,2	51,8	47,9	48,6	47,1	34,5	33,6	9,3	5,1	4,1
max	124,1	92,4	155,4	198,9	147,4	195,4	187,2	91,4	94,3	38	73	19,7
min	0	0	0	5,2	0	0	2,8	0	0,9	0	0	0
moy (max,min)	62,05	46,2	77,7	102,05	73,7	97,7	95	45,7	47,6	19	36,5	9,85

La figure III.6 représente la variation mensuelle des précipitations moyennes, maximales et minimales.

La courbe des précipitations minimales s’approche de l’axe tendant vers des valeurs très basses, par contre, les courbes des précipitations maximales et moyennes montrent clairement que les plus basses valeurs se présentent en Juin, Juillet et Août et les plus élevées correspondent aux mois de Décembre, Février et Mars.

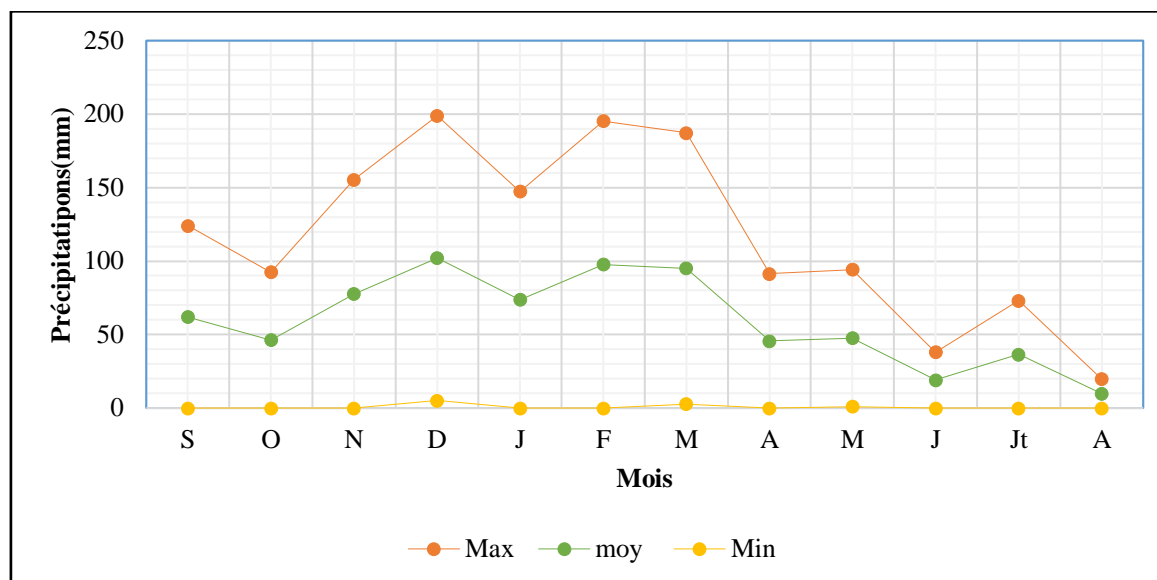


Figure III. 6: Variation des précipitations mensuelles minimales, moyennes et maximales enregistrées à la station de Chouly.

III.1.4 Etude des précipitations saisonnières

Les données des précipitations moyennes saisonnières durant la période 1979/1980 - 2019 /2020 sont présentées dans le tableau III.9 :

Tableau III. 9: Répartition des précipitations saisonnières.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté		
	100,1			148,3			115,2			18,5		

La variation des précipitations saisonnières (figure III.7) montre que les mois d’Hiver correspondent à la saison la plus humide avec 148,2 mm, par contre la saison la plus sèche est représentée par les mois d’été avec 18,5mm.

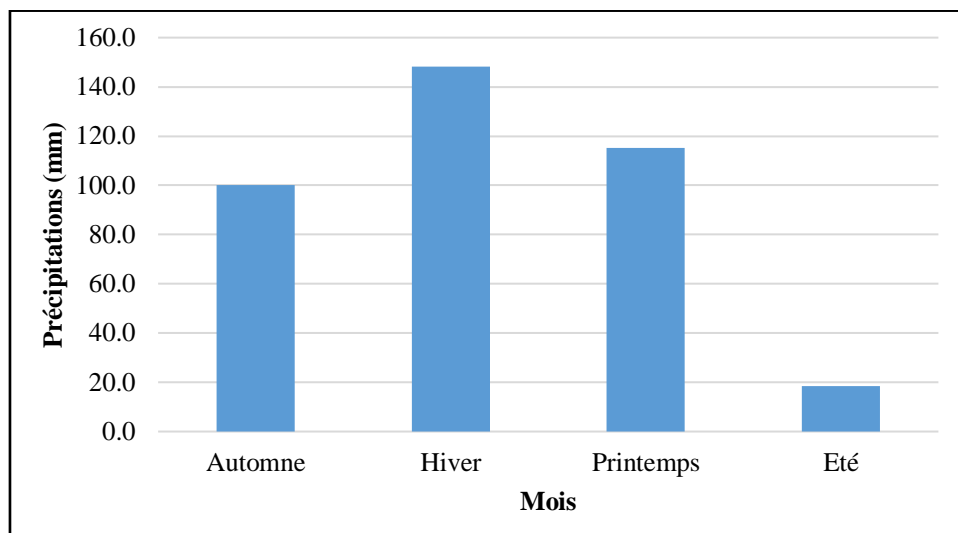


Figure III. 7: Variation des précipitations saisonnières à la station de Chouly.

III.1.5 Etude des précipitations journalières

La variation des précipitations moyennes journalières durant la période 1979/1980 – 2019/2020 présentée sur la figure III.8 indique que le régime journalier est irrégulier d’un jour à un autre, où on enregistre les plus fortes précipitations lors des mois de Décembre Janvier et Février correspondant la saison hivernale, et les faibles précipitations lors des derniers mois qui correspondent à la saison d’été. Toutefois, on peut observer des valeurs relativement importantes pendant les mois d’Automne (Octobre et Novembre).

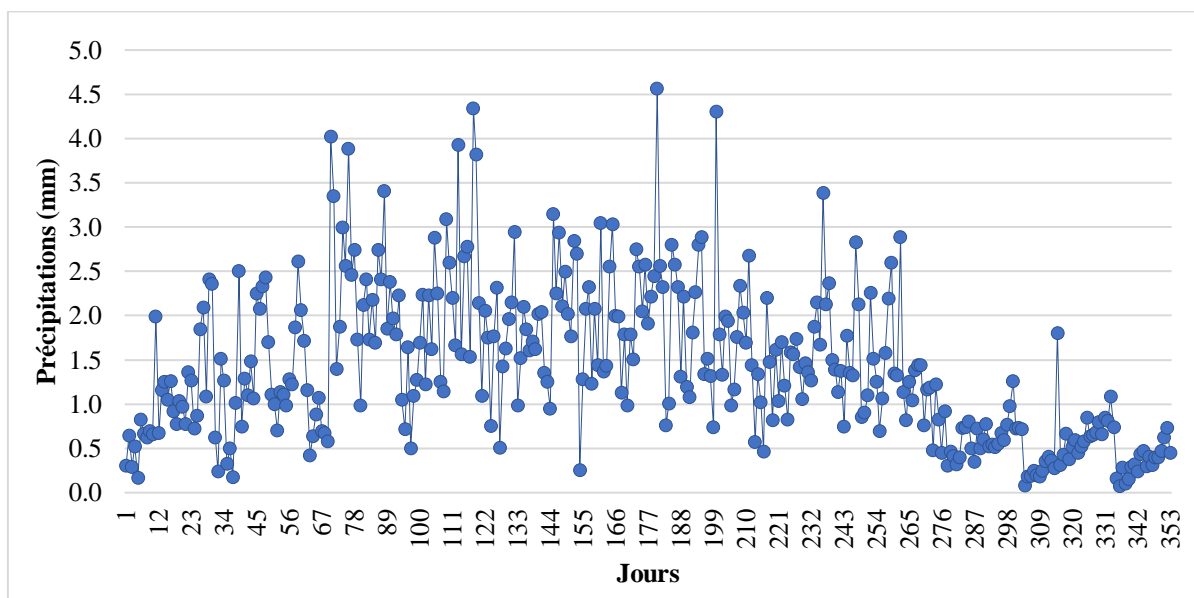


Figure III. 8: Variation des précipitations moyennes journalières à la station de Chouly.

III.2 Etude des écoulements

Généralement le climat de la région est le facteur principal du régime des précipitations qui engendrent l’écoulement des cours d’eau particulièrement en climat semi-aride et aride.

L'analyse du régime pluviale indique que les précipitations sont très irrégulières ce qui induit un régime des écoulements aussi très irrégulier.

L'évolution des écoulements sur l'Oued Lakhdar est connue par la station hydrométrique Chouly installée et surveillée par l'A.N.R.H sur une période d'étude de 1970/1971 à 2011/2012.

III.2.1 Etude des écoulements annuels moyens

La variation annuelle de l'écoulement dans le bassin versant de l'Oued Chouly durant la période 1970/1971 - 2011/2012 représentée par la figure III.9, indique un régime annuel d'écoulement très irrégulier durant toute la période d'étude, d'autre part, nous remarquons qu'il y a une diminution progressive de façon périodique entre 1973-1978, 1980-1985 et 2002-2007, et nous enregistrons quelques pics en 1972/1973 - 1986/1987 - 1990/1991 - 1995/1996 et 2008/2009.

La lame d'eau annuelle moyenne calculée durant la période d'étude est de 49,9 mm avec un minimum de 6.64 mm enregistrée en 2007/2008 et un maximum de 189.58 mm observée en 2008/2009.

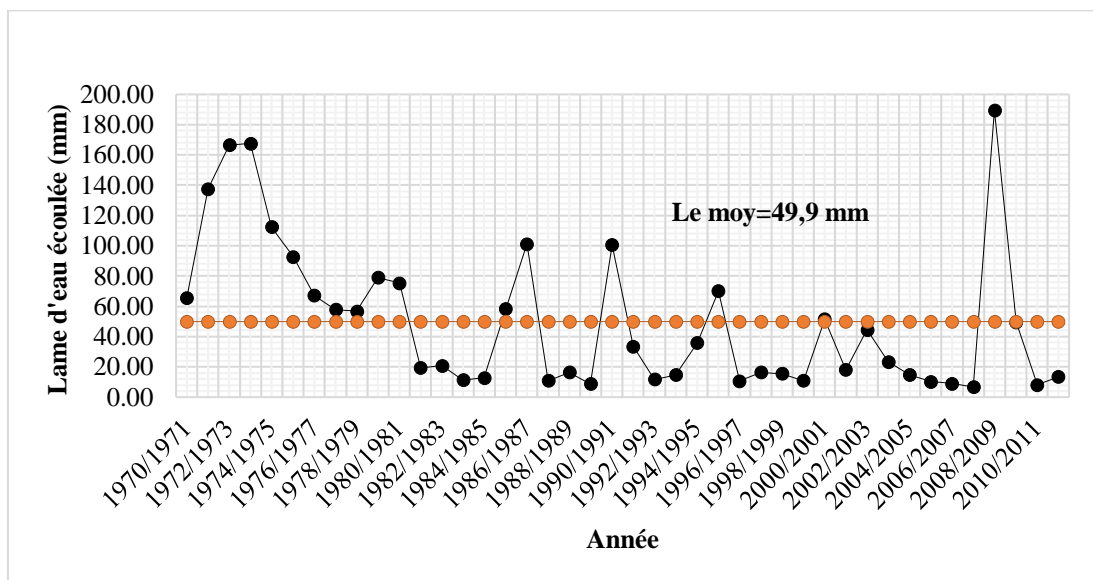


Figure III. 9: Variation interannuelle des lames d'eau écoulées.

III.2.2 Etude statistique des lames d'eau écoulées annuelles moyennes

L'ajustement des lames d'eau écoulées annuelles a été traité par le code de calcul « HYFRAN » qui permet d'ajuster différentes lois statistiques.

La distribution des lames d'eau écoulées annuelles est donnée par le tableau III.10.

Tableau III. 10: Paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées à la station Chouly.

Paramètres	Formules	Précipitation moyenne
Moyenne	$\bar{Le} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Le_i$	49,9 mm
Variance	$V^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Le_i^2 - \bar{Le}^2)$	2363,3
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{V^2}$	48,6
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\bar{Le}}$	0.97

$$Le = 49,9 + 48,6 U$$

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.

Tableau III. 11: Paramètres de position pour la loi normale des log des lames d'eau de la station Chouly.

Paramètres	Formules	Précipitation moyenne
Moyenne	$\overline{\log Le} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \text{Log } Le_i$	3,44
Variance	$V^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\text{Log } Le_i^2 - \overline{\log Le}^2)$	0,99
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\log V^2}$	0.99
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\overline{\log Le}}$	0.29

- **Test graphique**

Le test graphique ci-dessous montre que la distribution normale des log des lames d'eau écoulées s'ajuste mieux que les autres types de distribution.

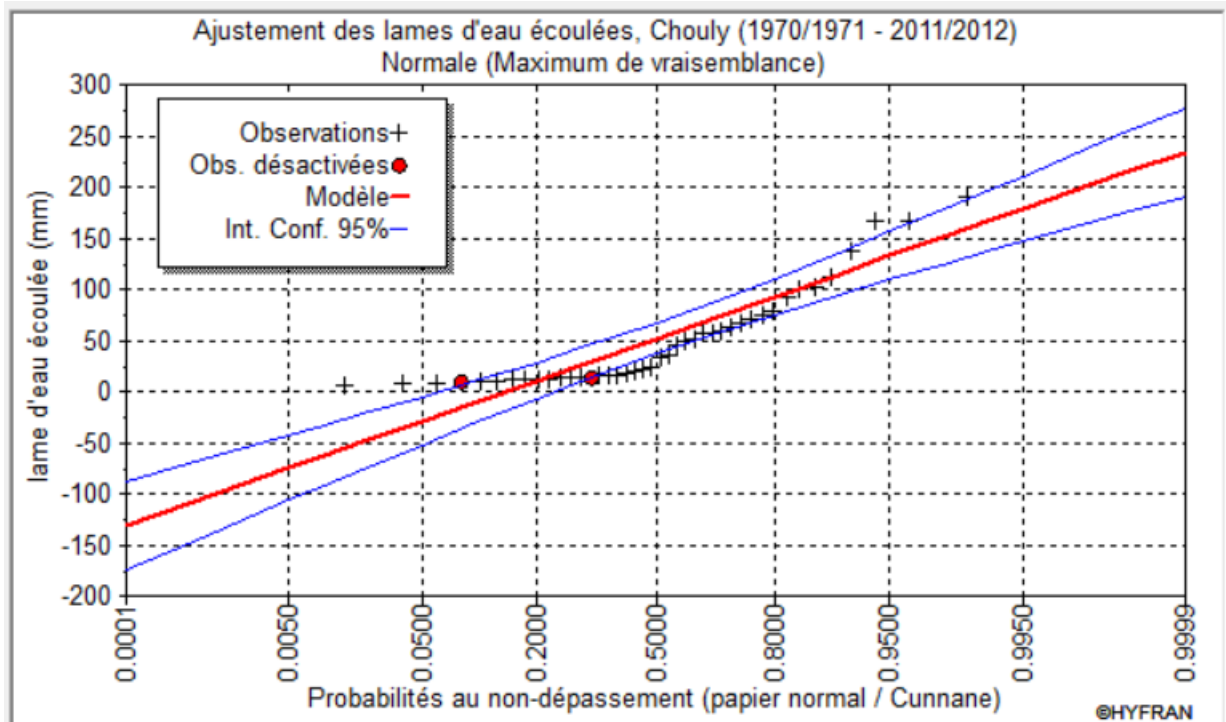


Figure III. 10: Ajustement graphique des lames d'eau écoulées annuelles à la loi de distribution normale.

- **Test numérique (khi²)**

Pour déterminer la valeur du Khi², nous avons divisé la série observée en 5 classes

Tableau III. 12: Calcul du X² pour une loi normale.

K	Limite de classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (npi)	(ni - npi) ² /npi
1	[1,89-2,45[9	0,9772	8,7948	0,0048
2	[2,45-3,01[10	0,9236	9,2360	0,0632
3	[3,01-4,13[10	0,758	7,5800	0,7726
4	[4,13-4,69[17	0,8962	15,2354	0,2044
5	[4,69-5,24]	5	0,9656	4,8280	0,0061

$$X^2_{calculé} = 1,0511$$

$$X^2_{tabulé} = 5,99$$

Avec un risque d'erreur tolérée de 5% (0.05) et un degré de liberté égal à 2, le $\chi^2_{calculé}$ est égal à 1,0511, il est inférieur au $\chi^2_{tabulé}$ qui est égal à 5,99. L'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale pour le logarithme des lames d'eau écoulées.

- **Calcul des lames d'eau pour une période de récurrence donnée**

A partir de l'équation d'ajustement à la loi normale pour le logarithme des lames d'eau écoulées de la station Chouly, on peut calculer les valeurs des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence connue et cela s'est fait par remplacement des «U» par la valeur correspondant à la fréquence voulue.

$$\text{Log Le} = 3,44 + 0,99 U$$

$$\text{Le} = 49,9 + 48,6 U$$

Tableau III. 13: Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée.

Période de retour humide	Type de lames d'eau écoulées	Le (mm)	Log Le (mm)
	Lames d'eau décennales (u=1.28)	112,11	4,71
	Lames d'eau de 50 ans (u=2,05)	149,53	5,47
	Lames d'eau centenaires (u=2,33)	163,14	5,75
	Lames d'eau millénaires (u=3.29)	209,79	6,70

III.2.3 Etude des lames d'eau écoulées moyennes mensuelles

Les données des lames d'eau écoulées mensuelles durant la période 1970/1971 - 2011 /2012 sont représentées sur le tableau III.14 :

Tableau III. 14: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations à la station Chouly.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Le (mm)	0,84	1,26	1,66	3,25	5,64	8,45	14,66	6,30	4,42	1,43	1,01	0,69

La figure III.11 visualise la variation des lames d'eau écoulées moyennes mensuelles. On constate que le régime hydrologique du bassin versant d'oued Chouly se subdivise en deux périodes : une période des hautes eaux qui renferme les mois de Décembre à Mai, et l'autre période des bases eaux les mois de Juin à Novembre.

- La lame d'eau maximale enregistrée au mois de Mars est de 14,66 mm, par contre la minimale est enregistrée au mois d'Août avec 0,69 mm.

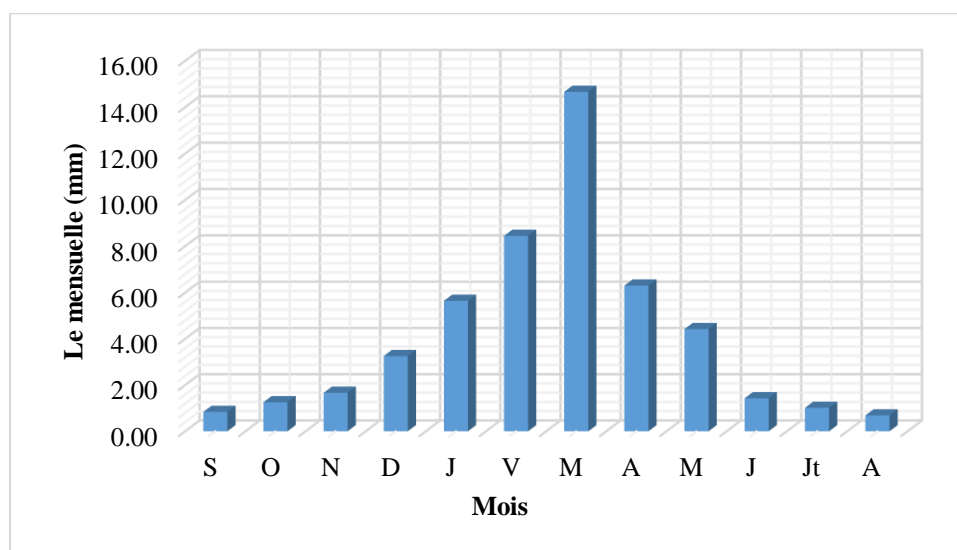


Figure III. 11: Variations mensuelles des lames d'eau écoulées.

- La variation des précipitations et des lames d'eau écoulées mensuelles

La figure III.12 montre que les variations des lames d'eau écoulées ne correspondent pas parfaitement à la variation des précipitations. Le maximum des pluies n'implique pas forcément le maximum de l'écoulement. L'état sec du sol lors des averses de l'Automne constitue la cause de la faiblesse de l'écoulement en cette période de l'année alors que le soutien des eaux souterraines et la neige éventuelle, pendant les mois d'Hiver et du Printemps permettent d'augmenter les écoulements de surface en Février et Mars.

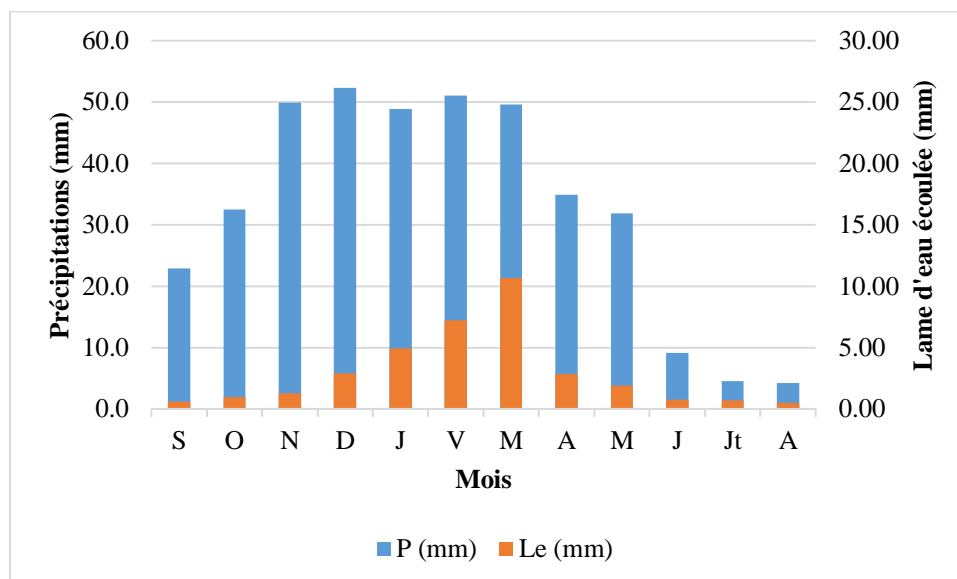


Figure III. 12: Variations mensuelles des lames d'eau écoulées et des précipitations (1997/1980 – 2011/2012).

III.2.4 Etude des lames d'eau écoulées saisonnières

Les données des lame d'eau moyennes saisonnières durant la période 1970/1971 - 2011 /2012 sont présentées dans le tableau III.15 :

Tableau III. 15: Répartition saisonnière des lames d'eau écoulées.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Saisons	Automne			Hiver			Printemps			Eté		
Le (mm)	3,76			17,34			25,38			3,13		

La figure III.13, montre la variation saisonnière des lames d'eau écoulées, elle fait apparaître que les mois d'Hiver et de Printemps correspondent aux saisons à plus fort écoulement. L'écoulement saisonnier enregistre son maximum au Printemps avec 25,38 mm et son minimum en été avec 3,13mm.

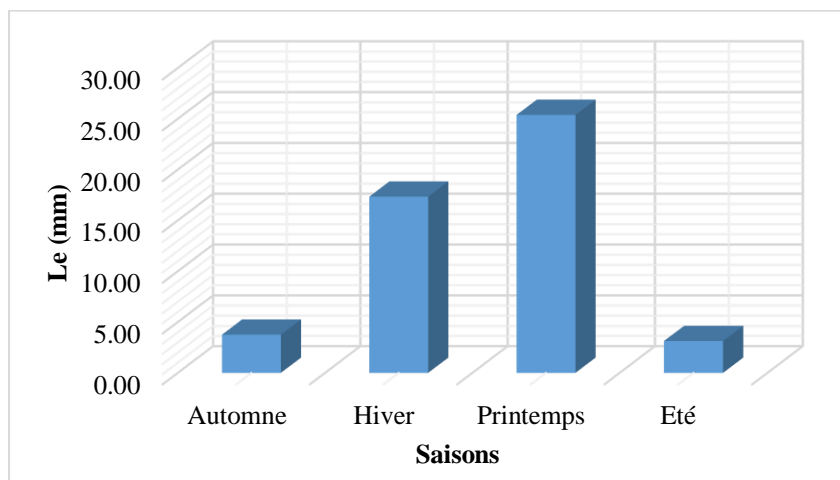


Figure III. 13: Variations saisonnières des lames d'eau écoulées.

III.2.5 Etude des lames d'eau écoulées journalières

La courbe des variations moyennes journalières des écoulements (fig. III.14), fait remarquer que la plupart des valeurs des lames d'eau journalières varient entre 0,01 mm/j et 0,25 mm/j, alors le pic atteint la valeur de 1,24 mm/j.

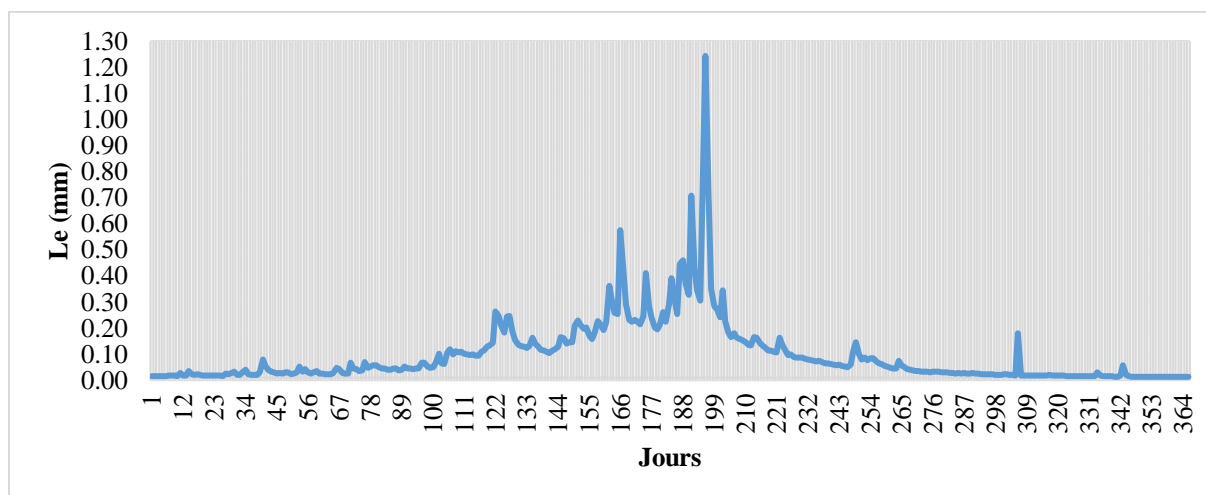


Figure III. 14: Variations journalières des lames d'eau écoulées.

III.3 Etude des températures

La température est un facteur primordial car elle conditionne en particulier l'ensemble des phénomènes et les paramètres du bilan hydrologique.

Afin de compléter notre étude de température, nous avons été confrontés aux difficultés de manque de données à la station de Chouly, nous avons donc dû prendre les données de la station de Zenata Aéroport durant une période allant de 1979 à 2019. Bien qu'elles ne soient pas parfaitement représentatives, les températures de Zenata nous permettent de pouvoir estimer les paramètres du bilan sans trop d'écarts.

III.3.1 Températures moyennes annuelles

La figure III.15 représente les variations interannuelles des températures qui montrent une irrégularité d’une année à une autre ou la température moyenne annuelle la plus basse est enregistrée durant l’année 2012/2013 (17,34 °C) et la température la plus élevée se manifeste durant l’année 2009/2010 (20,11 °C), avec une moyenne annuelle de 18,6°C.

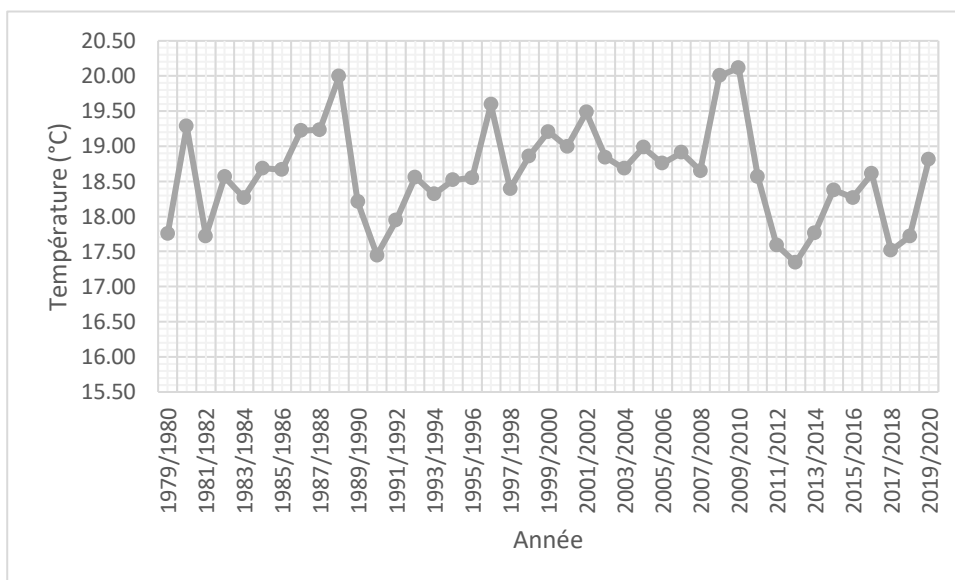


Figure III. 15: Variations des températures moyennes annuelles.

III.3.2 Températures moyennes mensuelles

Les données des températures moyennes mensuelles durant la période 1979/1980 - 2019 /2020 sont représentées dans le tableau III.16 :

Tableau III. 16: Valeurs moyennes mensuelles des températures à la station Zenata.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
T(°C)	25,01	20,58	14,88	11,38	9,95	11,10	13,42	15,51	19,45	24,31	28,50	29,23

La variation des températures moyennes mensuelles durant la période 1979 - 2020 au niveau de la station Zenata montre qu’elles varient entre 9,95 °C (Janvier) comme valeur minimum et 29.23°C (Août) comme valeur maximum, avec une moyenne mensuelle de 18,6 °C.

On constate que Janvier correspond au mois le plus froid, et les mois les plus chauds se manifestent de Mai à Octobre (fig. III.16).



Figure III. 16: Variation des températures moyennes mensuelles.

III.3.3 Températures saisonnières

Les données des températures moyennes saisonnières durant la période 1979/1980 - 2019 /2020 sont représentées dans le tableau III.17 :

Tableau III. 17: Répartition des températures saisonnières.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté		
	20,15			10,77			16,08			27,46		

D’après la figure III.17 on constate que les mois d’Hiver et du Printemps constituent les saisons les plus froides et les mois d’été et automne correspondent aux saisons les plus chaudes.

La température saisonnière enregistre son maximum de 27,46 °C en été et son minimum de 10,77 °C. en Hiver (fig.III.17).

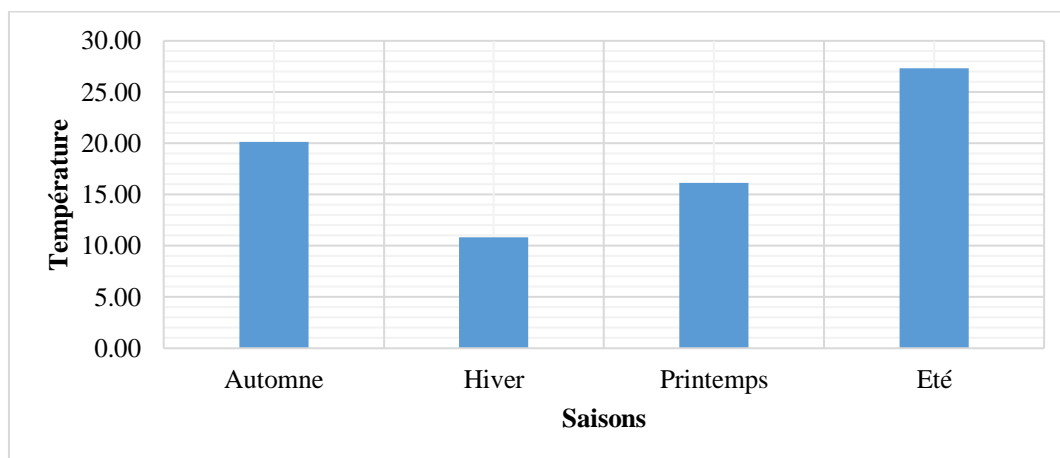


Figure III. 17: Variation saisonnière des températures à la station de Zenata.

III.4 Etude du régime climatique

Cette étude inclue les indices et les coefficients climatologiques qui sont des paramètres nécessaires pour le classement et la comparaison des types de climat à travers le monde, pour cela de nombreux auteurs ont proposé diverses formules, nous citerons les plus importantes.

Tableau III. 18: Précipitations et températures moyennes mensuelles.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	20,6	30,3	49,2	51,8	47,9	48,6	47,1	34,5	33,6	9,3	5,1	4,1
T (°C)	25,01	20,58	14,88	11,38	9,93	11,01	13,41	15,47	19,50	24,43	28,6	29,23

III.4.1 Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen

La figure III.18, représente le diagramme ombrothermique qui consiste à tracer les courbes des températures et des précipitations moyennes mensuelles en utilisant une échelle des précipitations double de celle des températures. Ce diagramme permet de distinguer deux périodes :

- Période sèche, celle où la moyenne mensuelle des précipitations est inférieure au double de la moyenne mensuelle des températures ($P < 2T$) c'est-à-dire que la courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations dans notre cas cette période se déroule de Novembre à Avril.
- Période humide, celle où la moyenne mensuelle des précipitations est supérieure au double de la moyenne mensuelle des températures ($P > 2T$) c'est-à-dire que la courbe des précipitations passe au-dessous de celle des températures dans notre cas cette période se déroule de Mai à Octobre.

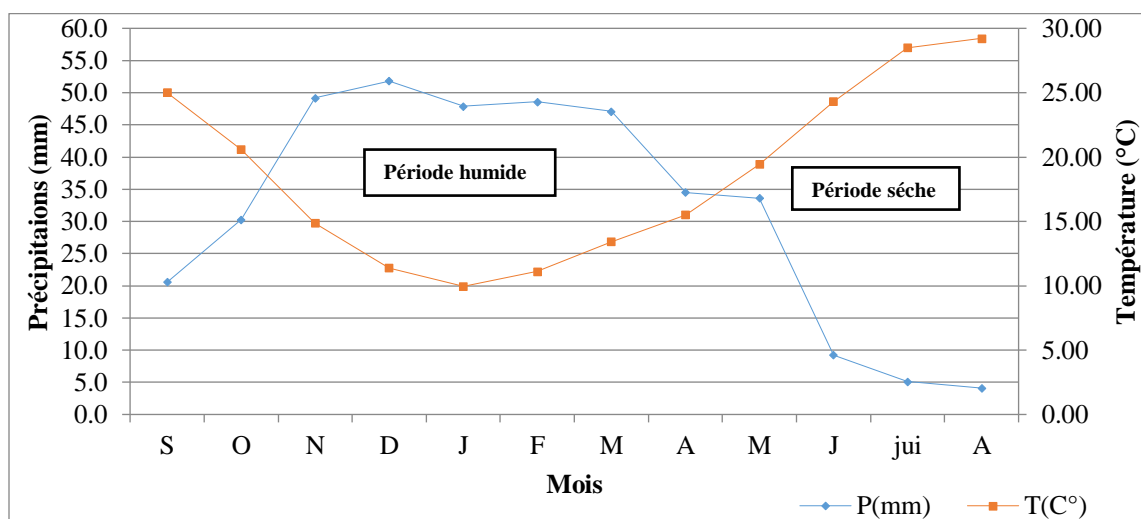


Figure III. 18: Diagramme Ombrothermique de la région d'étude (1979/1980 –2019/2020).

III.4.2 Indice d'aridité de De. Martonne (Lebourgeois, 2010)

a- Indice d'aridité annuel de De. Martonne 1923

L'estimation de l'indice d'aridité De Martonne, permet de déterminer le degré d'aridité d'une région, en utilisant deux principaux facteurs du climat, Il est donné par la formule suivante :

$$I = \frac{P}{10+T} \quad (\text{eq.III.6})$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles = 381,9 mm,

T : Température moyenne annuelle = 18,6 °C,

L'indice d'aridité I = 13,3.

D'après le calcul de l'indice d'aridité annuel de De. Martonne, on détermine le type de climat à partir du tableau suivant :

Tableau III. 19: Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne.

Indice d'aridité	Type de climat
I < 5	Climat hyperaride
5 < I < 7,5	Climat désertique
7,5 < I < 10	Climat steppique
10 < I < 20	Climat semi-aride
20 < I < 30	Climat tempéré

10 < I = 13,3 < 20, cette valeur indique que le type de climat de la station de Chouly est semi-aride.

Cet indice peut être déterminé à partir de l'abaque de De Martonne (figure III.19) par report des valeurs moyennes annuelles des températures et des précipitations. La lecture de l'abaque donne pour notre région un climat **semi-aride avec un écoulement temporaire**.

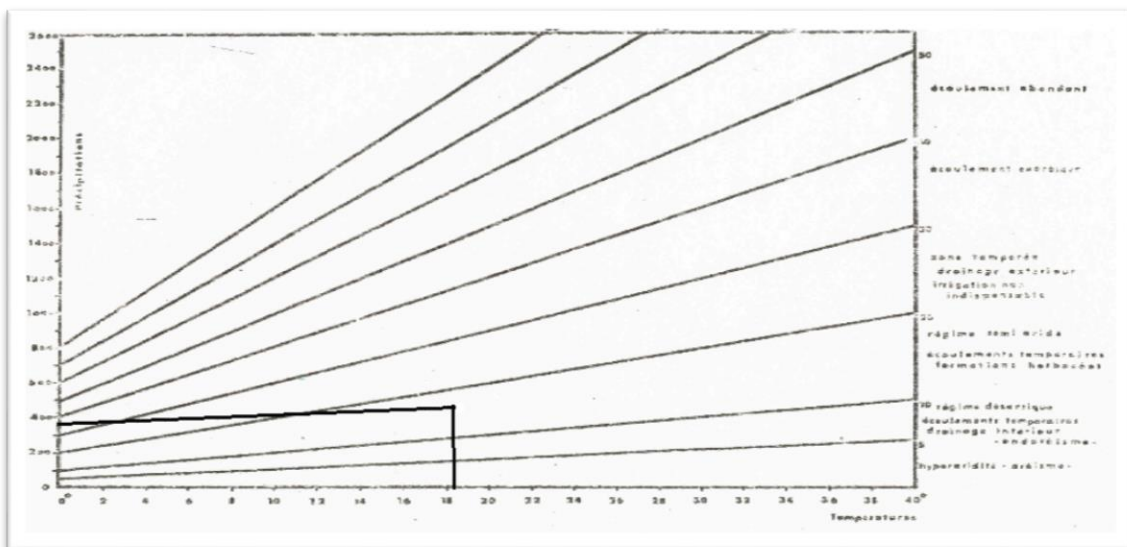


Figure III. 19: Abaque de De Martonne.

b- Indice d'aridité mensuel de De Martonne

Il est donné par la formule suivante :

$$i = \frac{12p}{t + 10} \quad (\text{eq. III. 7})$$

Avec :

p : Précipitations moyennes mensuelles (mm).

t : Température moyenne mensuelle (°C).

Tableau III. 20: Résultats de calcul de l'indice mensuel de De Martonne.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
p(mm)	20,6	30,3	49,2	51,8	47,9	48,6	47,1	34,5	33,6	9,3	5,1	4,1
t (°C)	25,01	20,58	14,88	11,38	9,93	11,01	13,41	15,47	19,50	24,43	28,6	29,39
i	7,05	11,88	23,73	29,07	28,79	27,63	24,12	16,24	13,70	3,24	1,59	1,25

III.4.3 Indice de Lang (Lebourgeois, 2010)**a- Indice de Lang annuel**

Il est défini au moyen de l'expression :

$$I = \frac{P}{T} \quad (\text{eq. III. 8})$$

P : Précipitations moyennes annuelles (mm),

T : Température moyenne annuelle (°C).

I= 20,5.

Les expériences de Lang distinguent six zones bioclimatiques :

Tableau III. 21: Classification climatique d'après Lang.

Valeur de I	Zone
0 -20	déserts
20 -40	Aride
40 -60	semi-aride (Steppe et la savane)
60 -100	Semi-humide (Forêt clair)
100 -160	Humide (Grandes forêts)
> 160	Hyper humide (prairies et toundras)

b- Indice de Lang mensuel

Il est défini au moyen de l'expression :

$$i = \frac{p}{t} \quad (\text{eq. III. 9})$$

Tableau III. 22: Résultats de calcul de l'indice mensuel de Lang.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
p (mm)	20,6	30,3	49,2	51,8	47,9	48,6	47,1	34,5	33,6	9,3	5,1	4,1
t (°C)	25,01	20,58	14,88	11,38	9,97	10,96	13,36	15,47	19,43	24,43	28,59	29,38
i	0,82	1,47	3,31	4,55	4,81	4,38	3,51	2,23	1,73	0,38	0,18	0,14

D'après la figure III.20, on conclut que de Juin à Septembre on a un climat aride, Octobre et Mai un climat aride, Avril un climat semi-aride, Novembre et Mars un climat déficent et un climat semi humide dans les mois restants.

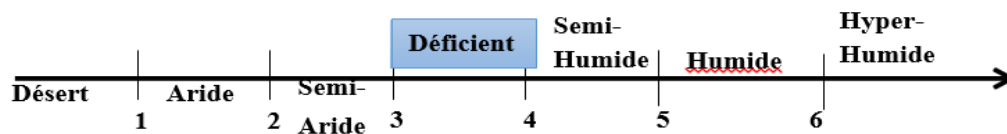


Figure III. 20: Classification climatique mensuelle d'après Lang.

III.4.3 Indice d'aridité d'Angström (1936-1937) (Lebourgeois, 2010)

En 1936, Angström suggère une modification de l'indice de De Martonne. Il montre que l'indice d'aridité est proportionnel à la durée des pluies, donc il est directement proportionnel à la somme des pluies et inversement proportionnel à une fonction exponentielle de la température. Il définit son coefficient par :

$$I = \frac{P}{1,07^T} \quad (\text{eq.III.10})$$

L'indice d'aridité $I = 108,5$.

III.4.4 Indice pluviométrique de Moral (1954)

➤ Indice mensuel de Moral

Cet indice est surtout adapté pour la classification des climats dans la zone intertropicale. Pour Moral, la limite entre l'humidité et la sécheresse est donnée par la hauteur des pluies (en mm).

$$I = \frac{P}{T^2 - 10T + 200} \quad (\text{eq.III.11})$$

Les indices de Moral annuels distinguent deux zones bioclimatiques :

$I < 1 \rightarrow$ climat sec,

$I > 1 \rightarrow$ climat humide.

L'indice d'aridité $I = 1,06$.

D'après le résultat trouvé, on peut dire que notre station appartient à un climat humide.

III.4.5 Indice de continentalité pluviométrique d'Angot (1906)

Cet indice caractérise le degré de continentalité pluviale de la station d'étude.

$$I = \frac{\sum P(6 \text{ mois les plus chauds})}{\sum P(6 \text{ mois les plus froids})} \quad (\text{eq.III.12})$$

On obtient : $I = \frac{102,9}{279} = 0,37$

III.4.6 Indice de continentalité thermique de Gorzinski (1920)

Cet indice nous donne une idée sur les variations pluvio-thermiques selon le degré de continentalité.

$$K' = \frac{1,7 A}{\text{Sin}(\gamma+10+9h)} - 14 \quad (\text{eq.III.13})$$

A = Amplitude thermique annuelle moyenne, c'est l'écart entre la température du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid (°C),

γ = Latitude (°),

h = altitude (Km).

$$K' = \frac{1,7 * 19,46}{\text{Sin}(35,02 + 10 + 9 * 0,247)} - 14 = 31,1$$

D'après les deux valeurs de calcul (la continentalité pluviale I qui est égale à 0,37 et la continentalité thermique k' qui est égale à 31,1%) et le diagramme de l'expression synthétique de la continentalité (fig.III.21), on peut préciser le type du climat correspondant dont le résultat est un climat semi- continentalité.

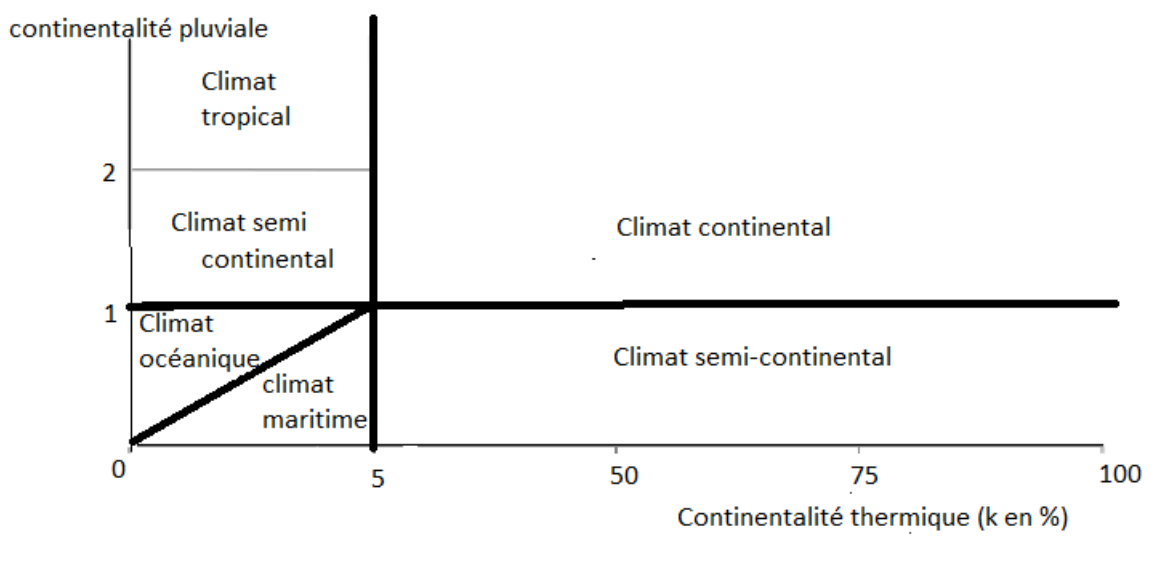


Figure III. 21: Diagramme de l'expression synthétique de la continentalité.

III.4.7 Coefficient pluviométrique relatif d'Angot

Le coefficient pluviométrique relatif d'Angot (C.P.R.) permet de définir les mois pluvieux et les mois non pluvieux :

$$\text{CPR} = \frac{\text{MPMR}}{\text{MPMF}} \quad (\text{eq.III.14})$$

Où :

MPMR : Moyenne pluviométrique mensuelle réelle,

MPMF : Moyenne pluviométrique mensuelle fictive, est calculée à l'aide de la formule suivante :

$$\text{MPMF} = \frac{\text{TPA}}{365} n_j \quad (\text{eq.III.15})$$

Où :

TPA : Total pluviométrique annuel (mm),

n_j : Nombre des jours du mois considéré.

Afin de calculer le CPR nous devons passer par une première étape, d'abord, il faut calculer la moyenne pluviométrique mensuelle fictive (M.P.M.F), qui varie selon le nombre de jours de chaque mois.

Pour les mois de 31 jours :

$$\text{MPMF} = \frac{381,9}{365} \cdot 31 = 32,44$$

Pour les mois de 30 jours :

$$\text{MPMF} = \frac{381,9}{365} \cdot 30 = 31,39$$

Pour les mois de 28 jours :

$$\text{MPMF} = \frac{381,9}{365} \cdot 28 = 29,29$$

Pour les mois de 31 jours (exemple de calcul pour le mois de Janvier) :

$$\text{CPR} = \frac{47,9}{32,44} = 1,48$$

Pour les mois de 30 jours (exemple de calcul pour le mois de Septembre) :

$$\text{CPR} = \frac{20,6}{31,39} = 0,66$$

Pour les mois de 28 jours (exemple de calcul pour le mois de Février) :

$$\text{CPR} = \frac{48,6}{29,29} = 1,66$$

Les résultats obtenus sont présentés sur le tableau suivant :

Tableau III. 23: Résultats de calcul de coefficient pluviométrique relatif d'Angot (C.P.R.).

Mois	Pluies (mm)	CPR	Mois	Pluies (mm)	CPR
Septembre	20,6	0,66	Mars	47,1	1,45
Octobre	30,3	0,93	Avril	34,5	1,1
Novembre	49,2	1,57	Mai	33,6	1,04
Décembre	51,8	1,6	Juin	9,3	0,3
Janvier	47,9	1,48	Juillet	5,1	0,16
Février	48,6	1,66	Aout	4,1	0,12

Angot distingue deux classifications climatiques

Tableau III. 24: Classification climatique selon d'Angot.

CPR	Mois
<1	Non pluvieux
>1	pluvieux

D'après le tableau on peut dire que :

Les mois pluvieux sont : Novembre, Décembre, Janvier, Février, Mars, Avril et Mai.

Les mois non pluvieux sont : Septembre, Octobre, Juin, Juillet et Août.

III.4.8 Moyenne pluviométrique relative

Cette méthode permet de distinguer les mois pluvieux et non pluvieux. Sachant qu'un mois est considéré pluvieux si le $X < 8,3\%$. Alors qu'un mois est considéré non pluvieux si le $X > 8,3\%$.

$$\text{MRP} = \frac{P}{p} \quad (\text{eq.III.16})$$

Où :

P : Total pluviométrique annuel en valeur relative, qui est de 100 %,

p : Total pluviométrique mensuel en valeur relative.

Exemple de calcul :

381,9 mm \longrightarrow 100%
20,6 mm \longrightarrow X

$$X = \frac{20,6 * 100}{381,9} = 5,39$$

Tableau III. 25: Résultats de calcul de la Moyenne pluviométrique mensuelle.

Mois	Pluies (mm)	Pluies (%)	Mois	Pluies (mm)	Pluies (%)
Septembre	20,6	5,38	Mars	47,1	12,33
Octobre	30,3	7,93	Avril	34,5	9,04
Novembre	49,2	12,88	Mai	33,6	8,80
Décembre	51,8	13,56	Juin	9,3	2,42
Janvier	47,9	12,54	Juillet	5,1	1,34
Février	48,6	12,72	Août	4,1	1,07

D'après les résultats obtenus, nous constatons que les mois pluvieux sont Novembre, Décembre, Janvier, Février, Mars, Avril et Mai, alors que les mois non pluvieux sont Septembre, Octobre, Juin, Juillet et Août.

III.4.9 Indice saisonnier de Peguy

Cet indice permet de faire ressortir les trois mois les plus pluvieux

Tableau III. 26: Résultat de calcul de l'indice saisonnier de Peguy.

Mois	P (mm)	Regroupement des mois trois par trois	Total P(mm)
Septembre	20,6	Septembre+Octobre +Novembre	100,1
Octobre	30,3	Octobre+Novembre +Décembre	131,3
Novembre	49,2	Novembre+Décembre+Janvier	148,9
Décembre	51,8	Décembre+Janvier+Février	148,3
Janvier	47,9	Janvier+Février+Mars	143,5
Février	48,6	Février+Mars+Avril	130,2
Mars	47,1	Mars+Avril+Mai	115,2
Avril	34,5	Avril+Mai +Juin	77,4
Mai	33,6	Mai+ Juin+ Juillet	48,0
Juin	9,3	Juin+Juillet+Août	18,5

D'après le tableau précédent, on constate que la saison d'Hiver n'est pas le trimestre le plus pluvieux, il existe un autre trimestre qui est plus pluvieux, et il se compose de Novembre, Décembre et Janvier. Ceci montre les limites de cet indice.

III.4.10 Indice de Coutagne

Cet indice permet de saisir l'influence continentale. Il s'écrit de la manière suivante :

$$R = \frac{\sum \text{CPR}(6 \text{ mois les plus chauds})}{\sum \text{CPR}(6 \text{ mois les plus froids})} \quad (\text{eq.III.17})$$

Coutagne distingue trois zones bioclimatiques :

Un climat non continental, correspondant à une valeur de R inférieure à 1 ($R < 1$),

Un climat semi-continental, correspondant à une valeur de R comprise entre 1 et 1,75 ($1 < R < 1,75$) ;

Un climat continental, correspondant à une valeur de R supérieure à 1,75 ($R > 1,75$).

- Les mois les plus chauds sont : Mai, Juin, Juillet, Août, Septembre et Octobre.

Donc la somme des CPR de ces mois est égale à 3,21.

- Les mois les plus froids sont : Novembre, Décembre, Janvier, Février, Mars et Avril.

Donc la somme des CPR de ces mois est égale à 8,86.

On obtient : $R = \frac{3,21}{8,86} = 0,36$

En fonction des résultats de l'indice (R) de Coutagne, on peut dire que notre station appartient à un climat non continental.

III.4.11 Coefficient d'aridité de Gorczynski

Ce coefficient permet de quantifier le déficit hygrométrique d'un lieu, il est donné par la formule suivante :

$$A = c(tw - tc) \frac{(Pw - Pd)}{Pa} \cos\varphi \quad (\text{eq.III.18})$$

Où :

c : Constante égale à 10,

tw : Température du mois le plus chaud (°C),

tc : Température du mois le plus froid (°C),

Pw : Quantité annuelle maximale des pluies (mm),

Pd : Quantité annuelle minimale des pluies (mm),

Pa : Quantité annuelle moyenne des pluies (mm),

Φ : Cosécante du degré latitude du lieu considéré (c'est l'inverse du sinus).

Elle est égale à $35^{\circ}02'$ pour la station de Zenata. Cosécante du degré latitude du lieu considérée est égale à l'inverse du sinus.

$$A = 10(29,39 - 9,93) \frac{(701,1 - 189,2)}{445,2} 1,74$$

A = 389,33.

Cette valeur indique que la sécheresse est prononcée.

III.5 Etude de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration est un phénomène qui va dans le sens contraire des précipitations, c'est la restitution de l'eau sous forme de vapeur de la surface terrestre, elle est fonction de la température et de la pression. Elle naît de deux réactions différentes, le **phénomène physique d'évaporation** d'une part, et la **transpiration des plantes** d'autre part.

III.5.1. Estimation de l'évapotranspiration potentielle

Depuis 1950, plusieurs formules ont été développées qui permettent d'évaluer la quantité d'eau qui peut être évaporée à partir d'un stock d'eau libre qui se fait à partir des différentes mesures climatologiques, pour notre cas nous retiendrons deux méthodes pour l'estimation des évapotranspirations potentielles mensuelles à savoir celles de Thornthwaite et de Turc.

a- Formule de Turc (1954)

Cette formule s'exprime de la manière suivante :

$$ETP = 0,40 \cdot \frac{T}{T+15} \cdot (I_g + 50) \cdot K \quad (\text{eq.III.19})$$

avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

0,40 : Paramètre d'échange au mois de Février seulement par 0,37,

T : Température moyenne mensuelle (°C),

K : Coefficient égal à 1 si l'humidité relative hr est supérieure à 50%.

Si non :

$$K = \left(1 + \frac{50 - hr}{70}\right) \quad (\text{eq.III.20})$$

hr : Humidité relative de l'air (%), pendant le mois considéré.

I_g : Radiation globale moyenne, d'origine solaire (cal/cm² j), pendant le mois considéré ;

$$I_g = I_{gA} \cdot \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H}\right) \quad (\text{eq.III.21})$$

I_{gA} : Energie de la radiation qui atteindrait le sol si l'atmosphère n'existait pas ($\text{cal/cm}^2 \text{ j}$),

h/H : Isolation relative,

h : Durée quotidienne moyenne d'insolation mesurée pendant le mois considéré (h/mois),

H : Durée astronomique du jour pendant le mois considéré (h/mois).

b- Formule de Thornthwaite (1957)

Cette formule s'exprime de la manière suivante :

$$ETP = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot T}{I}\right)^a \cdot K \quad (\text{eq.III.22})$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle du mois considéré corrigée (mm),

T : Température moyenne mensuelle du mois considéré ($^{\circ}\text{C}$),

I : Indice thermique annuel : somme des indices mensuels calculés à partir des températures moyennes mensuelles selon la formule :

$$i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1.514} \quad (\text{eq.III.23})$$

a : Constante fonction de l'indice thermique annuel :

$$a = (6.75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3) - (7.71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2) + (1.79 \cdot 10^{-2} \cdot I) + 0.49 \quad (\text{eq.III.24})$$

K : Coefficient de correction mensuel dépendant de la latitude et du mois, il est donné par une table. (tabl III.27)

Tableau III. 27: Coefficient de correction mensuel (Thornthwaite, 1948).

N. lat	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	0.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	0.99	1.02
10	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
15	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	0.95	0.97
20	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
25	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
26	0.92	0.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
27	0.92	0.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	0.99	0.90	0.90
28	0.91	0.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	0.98	0.90	0.90
29	0.91	0.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	0.98	0.90	0.89
30	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
31	0.90	0.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	0.98	0.89	0.88
32	0.89	0.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	0.98	0.88	0.87
33	0.88	0.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	0.97	0.88	0.86

34	0.88	0.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	0.97	0.87	0.86
35	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
36	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84
37	0.86	0.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83
38	0.85	0.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	0.84	0.83
39	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82
40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
41	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80
42	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
43	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77
44	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	0.95	0.80	0.76
45	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
46	0.79	0.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	0.94	0.79	0.74
47	0.77	0.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	0.93	0.78	0.73
48	0.76	0.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	0.93	0.77	0.72
49	0.75	0.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	0.93	0.76	0.71
50	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70

Les calculs de l'ETP par les deux méthodes sont établis par le programme élaboré par (Benadda, 2000).

Les résultats de calcul d'ETP sont présentés dans le tableau suivant :

Tableau III. 28: Calcul de l'ETP d'après la Méthode de Turc et Thornthwaite
(1979/1980-2019/2020).

Station	T (°C)	ETP(Turc)	ETP (Thornthwaite)
Zenata	18,62	997	991

D'après le tableau III.28 les résultats de calcul de l'ETP par les méthodes de Thornthwaite et Turc donnent des valeurs proches.

Les courbes (fig.III.22) montrent que les valeurs annuelles de l'ETP de Turc sont plus stables par rapport à celles de l'ETP de Thornthwaite avec des moyennes respectives de 997 mm et 991 mm.

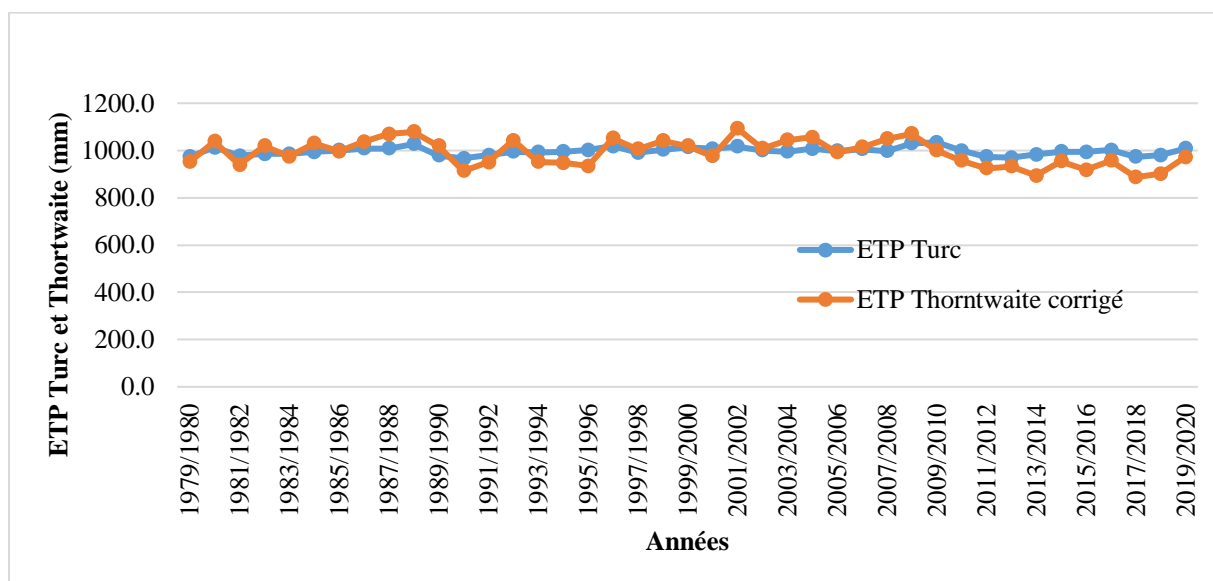


Figure III. 22: Variation des ETP Turc et Thornthwaite..

III.5.2 Estimation de l'évapotranspiration réelle

C'est un indice issu du calcul du bilan hydrique des sols, elle est considérée comme la somme des quantités de vapeur d'eau réellement évaporées par le sol, couvert végétal et par la transpiration des plantes. Selon les données disponibles nous avons fait premièrement un bilan moyen d'écoulement (annuelle, mensuelle), ensuite, nous avons utilisé quatre formules pour le calcul de ETR qui sont : la formule de Turc, de W.C.Thornthwaite, l'abaque de P. Verdeil et de Coutagne.

III.5.2.1 Bilan moyen de l'écoulement

Le bilan moyen d'écoulement est exprimé par deux paramètres qui sont les précipitations (P) et les lames d'eau écoulées (Le) et nous donne deux informations :

- Déficit moyen de l'écoulement « D » : c'est la différence entre P et Le (mm).
- coefficient moyen de l'écoulement « C ou bien ETR » : c'est le rapport entre E et P.

a- Bilan moyen annuel de l'écoulement

Les résultats sont présentés dans le tableau suivant :

Tableau III. 29: Bilan moyen annuel de l'écoulement.

Bassin	Période	P (mm)	E (mm)	D (mm)	C (%)
O. Lakhdar	1979-2011	392	35,24	356,76	9

La figure III.23, montre une courbe de quotient d'écoulement irrégulière d'une année à une autre.

Durant 32 ans, 10 années enregistrent des quotients d'écoulements supérieurs à la moyenne qui est égale à 9 % avec un pic enregistré en 2008/2009 de 26,89 %, cela implique que ces années sont humides. Les 22 autres années ont enregistré des quotients d'écoulements inférieurs à la moyenne avec un minimum de 2,11 % en 2006/2007, cela implique que ces années sont sèches.

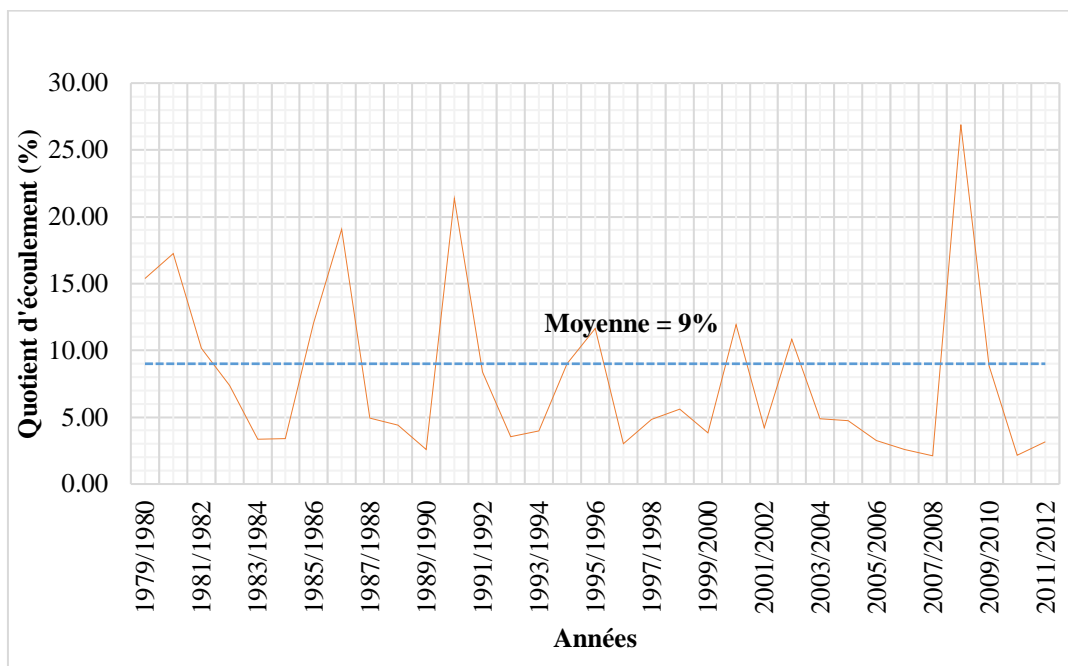


Figure III. 23: Variation du coefficient moyen annuel de l'écoulement.

b- Bilan moyen mensuel de l'écoulement

Les résultats sont présentés dans le tableau suivant :

Tableau III. 30: Bilan moyen mensuel de l'écoulement.

Mois	S	O	N	D	J	V	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	22,9	32,5	50,0	52,4	48,8	51,1	49,6	34,9	31,9	9,1	4,6	4,2
Le (mm)	0,59	0,98	1,26	2,88	4,95	7,23	10,65	2,86	1,90	0,77	0,71	0,48
D (mm)	22,29	31,52	48,70	49,47	43,89	43,88	38,99	32,01	30,01	8,38	3,87	3,74
C (%)	2,58	3,00	2,52	5,50	10,13	14,15	21,45	8,20	5,95	8,37	15,51	11,44

La figure III.24, montre que le quotient d'écoulement est minimum au mois de Septembre, Octobre, Novembre et Décembre c'est-à-dire au début de l'année hydrologique, et à partir du mois de Janvier le taux des quotients d'écoulements augmente avec un pic enregistré au mois de Mars (21,45 %).

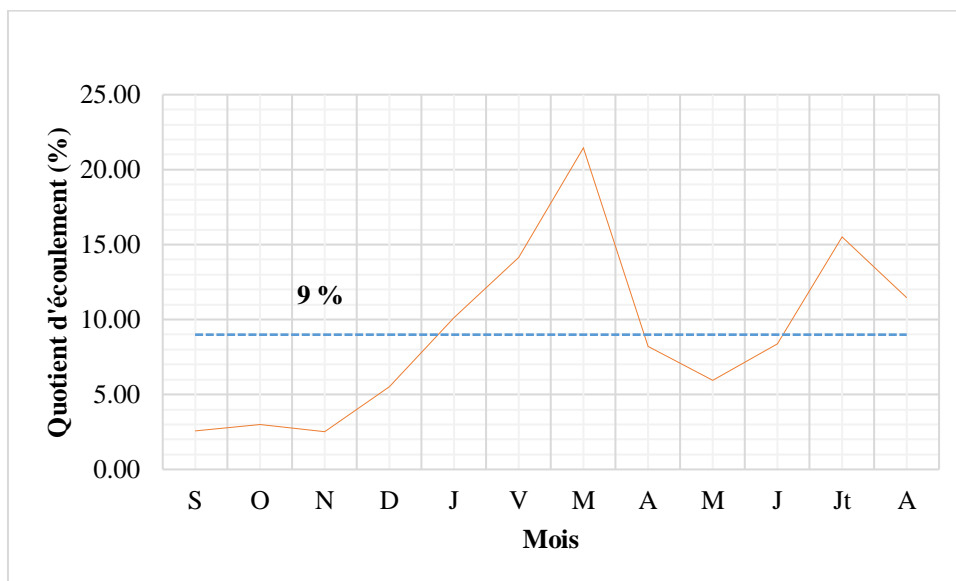


Figure III. 24: Variation du coefficient moyen mensuel de l'écoulement.

c- Calcul de l'ETR

➤ **Formule de Turc (1961)**

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (\text{eq.III.25})$$

Avec :

ETR: Evapotranspiration réelle (mm/an),

P : Hauteur annuelle de pluie (mm),

P: précipitations moyennes annuelles en (mm),

L: Pouvoir évaporant :

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3 \quad (\text{eq.III.26})$$

T: Température moyenne annuelle (°C).

Tableau III. 31: Calcul de l'ETR d'après la méthode de Turc à la station de Chouly.

Station \ Paramètres	P (mm)	T(°C)	L	ETR (mm/an)
Oued Chouly	381,9	18,6	1088,2	337,6

On constate que l'ETR est importante pour la période 1979/1980-2019/2020 constituant 88,4% des précipitations.

➤ **Abaque de P. Verdeil**

P. Verdeil a établi un abaque de calcul du déficit d'écoulement pour les régions semi arides (Algérie), nous trouvons ainsi pour notre région d'étude $ETR = D=330$ mm/an (fig.III.25).

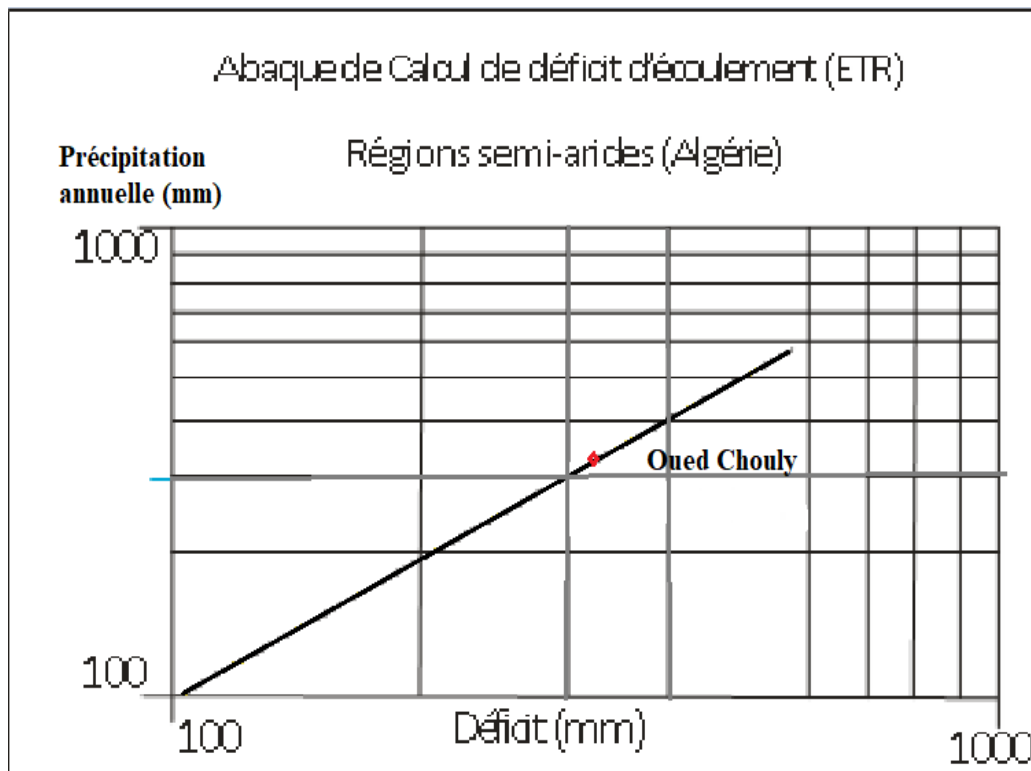


Figure III. 25: Déficit d'écoulement par la méthode de P. Verdeil.

➤ **Méthode du bilan hydrique selon Thornthwaite**

Cette méthode se base sur la notion de RFU (réserve en eau facilement utilisable). Nous pouvons l'étudier grâce à la présence des données des précipitations et des évapotranspirations potentielles.

Possibilité	ETR = ETP	ETR = ETP	ETR = P
Condition	$P > ETP$	$P < ETP$ et existence de réserve	$P < ETP$ et pas de réserve

D'après l'analyse du tableau III.30, nous distinguons deux saisons :

Une saison humide où les précipitations couvrent les besoins de l'ETP. Dès le mois de Mai la saison sèche commence, apparait un déficit agricole qui se poursuit jusqu'à l'épuisement de la RFU.

L'évapotranspiration réelle est de 314.6 mm/an, le déficit est égal à 671.5mm, avec un excédent de 67.3 sur la période d'étude. Nous remarquons aussi que le début de la réserve du sol se fait au mois de Novembre et atteint son maximum aux mois de Janvier, Février et Mars avec une valeur de l'ordre de 50mm.

Tableau III. 32: Bilan hydrique pour la région Chouly selon Thornthwaite
(1979/1980-2019/2020).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Année
P (mm)	20,6	30,3	49,2	51,8	47,9	48,6	47,1	34,5	33,6	9,3	5,1	4,1	381,9
ETP (mm)	122,9	78,2	36,1	20,8	16,3	19,3	34,8	49,5	86,9	137,8	192,2	191,5	986,2
RFU (mm)	0	0	13,1	44,1	50	50	50	35	0	0	0	0	50
ETR (mm)	20,6	30,3	36,1	20,8	16,3	19,3	34,8	49,5	68,6	9,3	5,1	4,1	314,6
Déficit agricole (mm)	102,3	47,9	0	0	0	0	0	0	18,3	128,5	187,1	187,4	671,5
Excédent (mm)	0, 0	0,0	0,0	0,0	25,7	29,3	12,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	67,3

➤ Méthode de Coutagne

Cette méthode permet d'estimer le déficit d'écoulement qui est l'équivalent de l'évapotranspiration réelle, cette dernière n'est applicable que pour P comprise entre $1/2\lambda$ et $1/8\lambda$, elle est déduite par la formule :

$$D = P - \lambda P^2 \quad (\text{eq.III.27})$$

Avec :

D: Déficit d'écoulement (m/an),

P: Précipitations moyennes annuelles (m/an),

T: Température moyenne annuelle (°C),

λ : Paramètre à déterminer à partir de la formule suivante :

$$\lambda = \frac{1}{\sqrt{0,8+0,14T}} \quad (\text{eq.III.28})$$

Tableau III. 33: Résultats de λ .

Station \ Paramètres	P (m)	T (°C)	λ	$1/2\lambda$	$1/8\lambda$
Chouly	381,9 mm 0.3819 m	18,62	0.54	0,93	0.23

$0,23 < 0,38 < 0,93$, Donc la méthode de Coutagne est applicable pour la station de Chouly.

Si par contre :

$P < 1/8\lambda$, le déficit d'écoulement égal aux précipitations et l'écoulement sera nul,

$P > 1/2\lambda$: $D = 0.20 + 0.35 T$

Tableau III. 34: Calcul du déficit d'écoulement (méthode de Coutagne).

Station \ Paramètres	P (m)	D (m/an)
Chouly	381,9 mm 0.3819 m	0.303

On constate que le déficit d'écoulement est important pour la période 1979/1980-2019/2020, où D représente 79,38% des précipitations.

III.5.3 Indice d'aridité de la FAO

C'est un indice permettant de distinguer les zones bioclimatiques à partir des valeurs des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle. Il est défini par la formule suivante :

$$I = \frac{P}{ETP} \quad (\text{eq.III.29})$$

$$I = 0,38.$$

Les expériences de la FAO distinguent quatre zones bioclimatiques :

$I < 0$	Zone désertique
$0.06 < I < 0.2$	Zone aride ou désertique atténuée
$0.2 < I < 0.5$	Zone semi-aride
$I > 0.7$	Zone subhumide

D'après le résultat d'aridité de la FAO, la station Chouly jouit d'un climat semi-aride.

III.5.4 Bilan hydrologique

Estimation du ruissellement

Le ruissellement est défini par l'écoulement de surface qui peut être déterminé à partir de deux formules :

a- La formule de Tixeront-Berkaloff(1969)

$$R = \frac{P^3}{3 ETP^2} \quad (\text{eq.III.30})$$

Où :

R : Ruissellement (mm),

P : Précipitations moyennes annuelles (mm),

ETP : Evapotranspiration potentielle (mm).

$$R = \frac{(381,9)^3}{3 (986,2)^2} \quad (\text{eq.III.31})$$

$$R = 19 \text{ mm.}$$

b- Formule de SOGREAH

Cette formule est établie pour les Oueds de l'Algérie du Nord.

$$L_r = 720 \left(\frac{P-250}{1000} \right)^{1,85} \quad (\text{eq.III.32})$$

Où :

L_r : Lamme ruisselée (mm),

P : Précipitations moyennes annuelles (mm).

$L_r = 17$ mm.

Estimation de l'infiltration

$$I = P - (\text{ETR} + R) \quad (\text{eq.III.33})$$

avec :

I : Infiltration (mm),

P : Lamme d'eau précipitée (mm),

ETR : Evapotranspiration réelle (mm),

R : Lamme d'eau ruisselée (mm).

-Par la méthode de Turc : $I = 25,3$ mm.

-Par la méthode de P. Verdeil : $I = 32,9$ mm.

-Par la méthode de Coutagne : $I = 60$ mm.

-Par la méthode de Thorntwaite : $I = 48, 3$ mm.

III.6 Indice de sécheresse (IS)

L'indice de sécheresse ou bien l'indice standardisé permet de mesurer la sécheresse météorologique, il repose sur les précipitations, les lames d'eau écoulées et les températures.

III.6.1 Indice Standardisé des Précipitations (SPI), et des lames d'eau (SSFI)

Il est calculé par la relation suivante :

$$\text{SPI}_i = \frac{X_i - \bar{X}}{E} \quad (\text{eq.III.34})$$

X_i : Précipitations annuelles (mm),

\bar{X} : Précipitations moyennes annuelles (mm),

E : Ecart type.

Les valeurs SPI et SSFI sont classées selon des règles représentées dans le tableau suivant :

Tableau III. 35: Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI, SSFI et du RDI (Svoboda et al., 2012).

Valeurs du SPI et de SSFI	Degré d'humidité ou de sécheresse
2.0 et plus	Extrêmement humide
de 1.5 à 1.99	Très humide
de 1.0 à 1.49	Modérément humide
de 0.1 à 0.99	Légèrement humide
0	Normalité absolue
de -0.1 à -0.99	Légèrement sec
de -1.0 à -1.49	Modérément sec
de -1.5 à -1.99	Très sec
-2 et moins	Extrêmement sec

III.6.1.1 Echelle annuelle

A l'échelle annuelle, durant 32 années les indices de variabilité enregistrent des années légèrement sèches majoritaires et humides, les autres classe existent mais leur nombre est limité (fig.III.26).

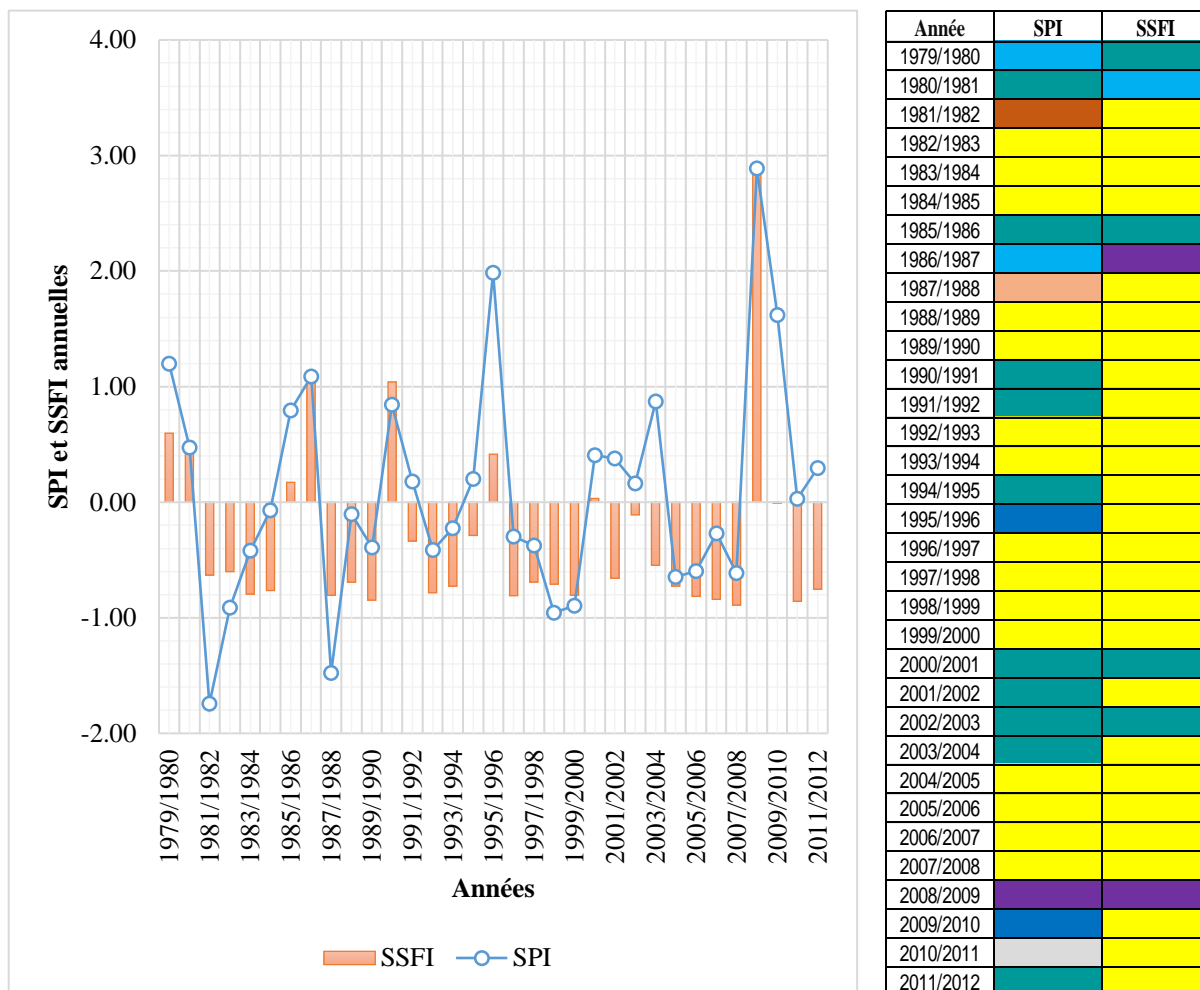


Figure III. 26: Indices de variabilité annuels des précipitations et des lames d'eau écoulées.

III.6.1.2 Echelle mensuelle

A l'échelle mensuelle, les indices de variabilité montrent que notre région d'étude durant 1979-2019 présente des mois légèrement secs ou légèrement humides.

Les mois extrêmement, très et modérément humides ainsi que modérément secs existent mais leur nombre est limité, par contre les mois extrêmement et très secs sont absents (fig.III.27).

Année	Septembre		Octobre		Novembre		Décembre		Janvier		Février		Mars		Avril		Mai		Juin		Juillet		Aout	
	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI
1979/1980																								
1980/1981																								
1981/1982																								
1982/1983																								
1983/1984																								
1984/1985																								
1985/1986																								
1986/1987																								
1987/1988																								
1988/1989																								
1989/1990																								
1990/1991																								
1991/1992																								
1992/1993																								
1993/1994																								
1994/1995																								
1995/1996																								
1996/1997																								
1997/1998																								
1998/1999																								
1999/2000																								
2000/2001																								
2001/2002																								
2002/2003																								
2003/2004																								
2004/2005																								
2005/2006																								
2006/2007																								
2007/2008																								
2008/2009																								
2009/2010																								
2010/2011																								
2011/2012																								

Figure III. 27: Indices de variabilité mensuels des précipitations et des lames d'eau écoulées.

III.6.1.3 Echelle saisonnière

A l'échelle saisonnière, les indices de variabilité montrent que les saisons légèrement sèches sont majoritaires pendant l'Eté et l'Automne pour les précipitations et les lames d'eau écoulées (fig.III.28).

Année	Automne		Hiver		Printemps		Été	
	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI	SPI	SSFI
1979/1980								
1980/1981								
1981/1982								
1982/1983								
1983/1984								
1984/1985								
1985/1986								
1986/1987								
1987/1988								
1988/1989								
1989/1990								
1990/1991								
1991/1992								
1992/1993								
1993/1994								
1994/1995								
1995/1996								
1996/1997								
1997/1998								
1998/1999								
1999/2000								
2000/2001								
2001/2002								
2002/2003								
2003/2004								
2004/2005								
2005/2006								
2006/2007								
2007/2008								
2008/2009								
2009/2010								
2010/2011								
2011/2012								

Figure III. 28: Indices de variabilité saisonnière des précipitations et des lames d'eau écoulées.

III.6.2 Indice Standardisé des Températures (STI)

Les valeurs STI sont classées selon des règles représentées dans le tableau suivant :

Tableau III. 36: Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du STI (Fasel, 2015).

Valeurs du STI	Degré de chaud et de froid
2.0 et plus	Extrêmement chaud
de 1.5 à 1.99	Très chaud
de 1.0 à 1.49	Modérément chaud
de 0.1 à 0.99	Légèrement chaud
0	Normalité absolue
de -0.1 à -0.99	Légèrement froid
de -1.0 à -1.49	Modérément froid
de -1.5 à -1.99	Très froid
-2 et moins	Extrêmement froid

III.6.2.1 Echelle annuelle

A l'échelle annuelle, les indices de variabilité montrent que notre région durant la période d'étude présente des années légèrement chaudes majoritaires et légèrement froides, les autres classe existent mais leur nombre est limité (fig.III.29).

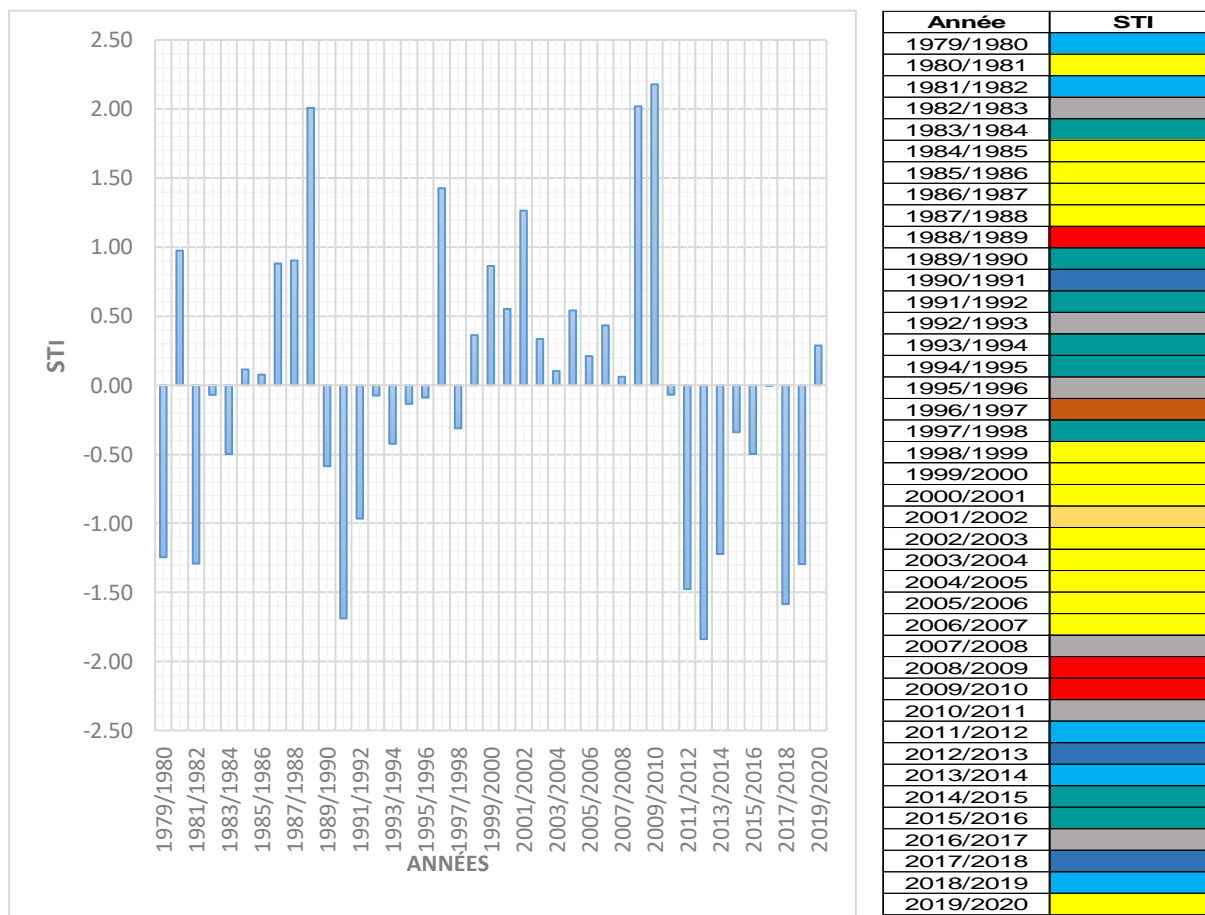


Figure III. 29: Indices de variabilité annuelle des températures.

III.6.2.2 Echelle mensuelle

A l'échelle mensuelle, les indices de variabilité montrent que notre région d'étude durant 1979-2019 présente des mois légèrement chauds, légèrement froids et modérément chauds.

Les mois extrêmement et très humides ainsi que très et modérément froids existent mais leur nombre est limité (fig.III.30).

Année	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout
1979/1980												
1980/1981												
1981/1982												
1982/1983												
1983/1984												
1984/1985												
1985/1986												
1986/1987												
1987/1988												
1988/1989												
1989/1990												
1990/1991												
1991/1992												
1992/1993												
1993/1994												
1994/1995												
1995/1996												
1996/1997												
1997/1998												
1998/1999												
1999/2000												
2000/2001												
2001/2002												
2002/2003												
2003/2004												
2004/2005												
2005/2006												
2006/2007												
2007/2008												
2008/2009												
2009/2010												
2010/2011												
2011/2012												
2012/2013												
2013/2014												
2014/2015												
2015/2016												
2016/2017												
2017/2018												
2018/2019												
2019/2020												

Figure III. 30: Indices de variabilité mensuelle des températures.

III.6.2.3 Echelle saisonnière

A l'échelle saisonnière, les indices de variabilité montrent que les saisons légèrement chaudes et froides sont majoritaires. Les saisons extrêmement, très et modérément chaudes existent mais en nombre limité (fig.III.31).

Année	Automne	Hiver	Printemps	Eté
1979/1980	Yellow	Blue	Teal	Teal
1980/1981	Yellow	Yellow	Teal	Yellow
1981/1982	Blue	Blue	Teal	Teal
1982/1983	Red	Blue	Blue	Yellow
1983/1984	Teal	Yellow	Blue	Yellow
1984/1985	Light Orange	Teal	Teal	Yellow
1985/1986	Grey	Teal	Yellow	Grey
1986/1987	Light Orange	Light Orange	Teal	Yellow
1987/1988	Brown	Teal	Teal	Light Orange
1988/1989	Brown	Brown	Yellow	Yellow
1989/1990	Yellow	Blue	Blue	Yellow
1990/1991	Teal	Teal	Blue	Blue
1991/1992	Teal	Teal	Teal	Grey
1992/1993	Purple	Teal	Grey	Brown
1993/1994	Grey	Grey	Grey	Teal
1994/1995	Grey	Yellow	Teal	Teal
1995/1996	Blue	Brown	Yellow	Teal
1996/1997	Light Orange	Brown	Teal	Yellow
1997/1998	Teal	Blue	Yellow	Yellow
1998/1999	Teal	Teal	Teal	Light Orange
1999/2000	Teal	Light Orange	Yellow	Yellow
2000/2001	Yellow	Yellow	Yellow	Teal
2001/2002	Yellow	Teal	Light Orange	Brown
2002/2003	Yellow	Teal	Blue	Yellow
2003/2004	Yellow	Purple	Light Orange	Yellow
2004/2005	Teal	Blue	Red	Yellow
2005/2006	Brown	Yellow	Blue	Teal
2006/2007	Teal	Yellow	Grey	Yellow
2007/2008	Teal	Blue	Yellow	Light Orange
2008/2009	Yellow	Brown	Yellow	Yellow
2009/2010	Teal	Yellow	Red	Brown
2010/2011	Yellow	Grey	Yellow	Blue
2011/2012	Teal	Blue	Teal	Teal
2012/2013	Teal	Grey	Teal	Teal
2013/2014	Blue	Yellow	Grey	Blue
2014/2015	Yellow	Teal	Yellow	Teal
2015/2016	Teal	Light Orange	Teal	Blue
2016/2017	Teal	Yellow	Yellow	Teal
2017/2018	Teal	Teal	Teal	Blue
2018/2019	Blue	Grey	Yellow	Blue
2019/2020	Teal	Yellow	Red	Teal

Figure III. 31: Indices de variabilité saisonnière des températures.

III.7 Détermination des périodes humides et sèches en comparaison aux moyennes

En comparant graphiquement (fig.32) les points des couples (précipitations et des lames d'eau écoulées annuelles) aux moyennes interannuelles des pluies et des écoulements, on distingue trois zones :

Zone 1 : les précipitations et les lames d'eau écoulées supérieures à leurs respectives.	Teal
Zone 2 : les Précipitations supérieures à la moyenne et les lames d'eau écoulées inférieures a la moyenne.	Purple
Zone 3 : les précipitations et les lames d'eau inférieures à leurs moyennes respectives.	Light Orange

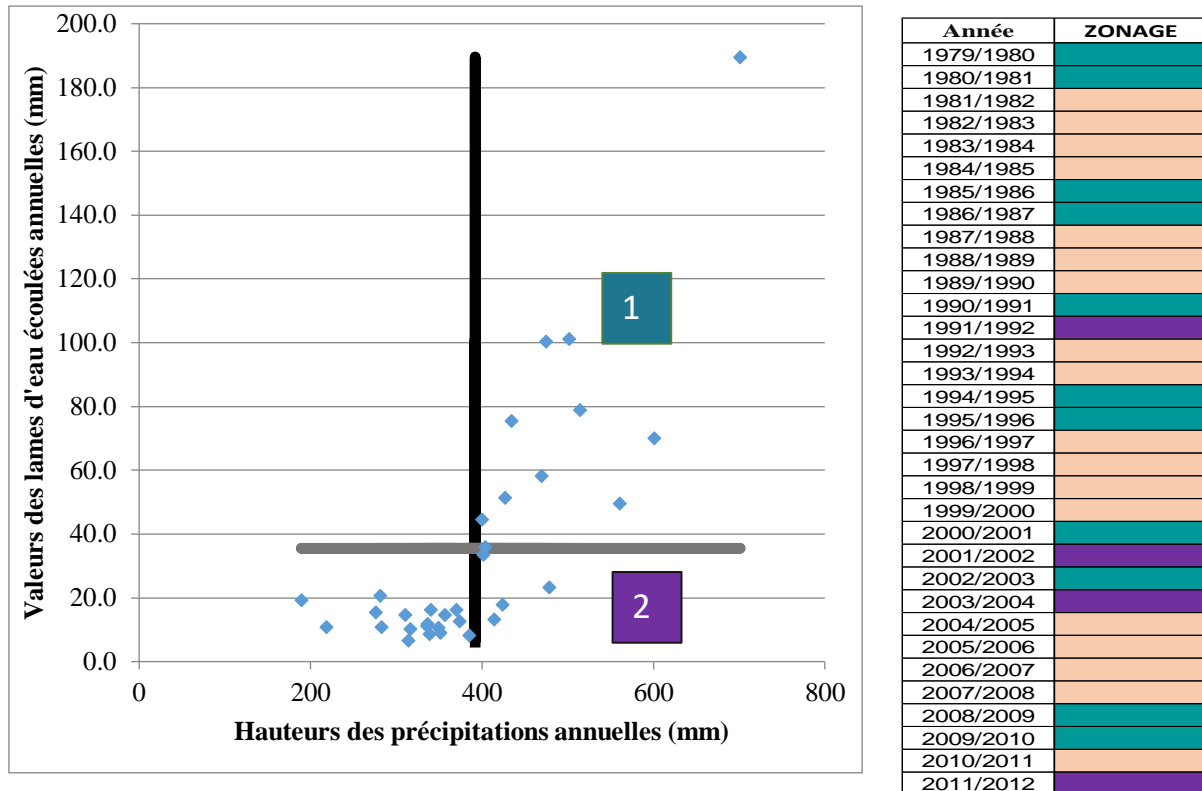


Figure III. 32: Précipitations et lames d’eau écoulées annuelles comparées aux moyennes (à gauche) et zonage des années (à droite).

Lorsque les précipitations sont abondantes et parfois soutenues par la neige, l’écoulement est important c’est ce qui apparaît pour en zone 1.

La zone 2 fait apparaître des précipitations moins importantes qu’en zone 1 et donc l’écoulement se voit affaiblir car l’évaporation est probablement plus importante.

Dans la dernière zone (zone 3), les précipitations inférieures à la moyenne, montrent un écoulement très faible ou nul car il y’a là une infiltration des eaux sachant que le terrain est très karstique.

III.8 Etude des débits

III.8.1 Etude des débits moyens annuels

La variation des débits dans le bassin versant de l’Oued Chouly pendant la période 1970/1971 - 2011/2012 (fig. III.33), se traduit par une irrégularité prononcée d’une année à une autre, et donc une transmission d’un débit de 0,27m³/s pour une surface drainée de 170 km².

Les modules annuels maximaux sont enregistrés en 1972/1974 avec 0,9m³/s et un pic de 1,02 m³/s est observé en 2008/2009, alors que le module minimal est enregistré en 2007/2008 avec 0,4 m³/s.

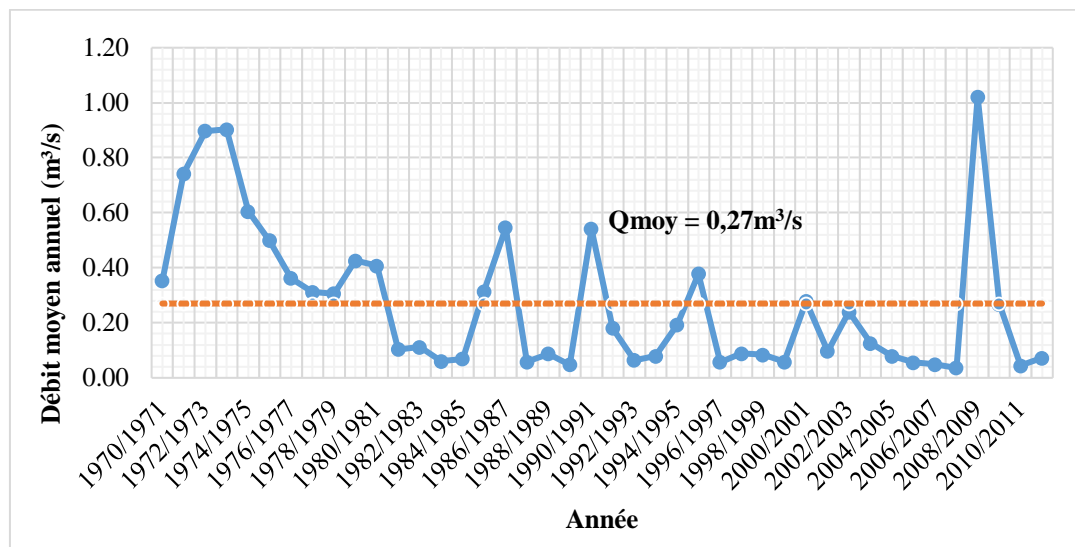


Figure III. 33: Variation interannuelle des débits dans le bassin d'oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).

III.8.1.1 Etude statistique des débits moyens annuels

La distribution des débits annuels est donnée par le tableau III.37.

Tableau III. 37: Paramètres de position et de dispersion des débits à la station Chouly

Paramètres	Formules	Valeurs
Moyenne	$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i$	0,27m³/s
Variance	$V^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_i^2 - \bar{Q}^2)$	0,07
Ecart-type	$E = \sqrt{V^2}$	0,26
Coefficient de variation	$Cv = \frac{E}{\bar{Q}}$	0.97

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 log débits est possible.

Tableau III. 38: Paramètres de position et de dispersion des log des débits à la station Chouly

Paramètres	Formules	Valeurs
Moyenne	$\overline{\log Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log Q_i$	5,13 L/s
Variance	$V^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\log Q_i^2 - \overline{\log Q}^2)$	0,99
Ecart-type	$E = \sqrt{V^2}$	0,99
Coefficient de variation	$Cv = \frac{E}{\overline{\log Q}}$	0,19

- **Test graphique**

Le test graphique des débits (figure III.34) montre que la distribution des débits à la loi de Normale fournit un rangement des points acceptables parce que la plupart des points sont dans l'intervalle de confiance. Nous pouvons dire que les débits moyens annuels suivent une loi Normale.

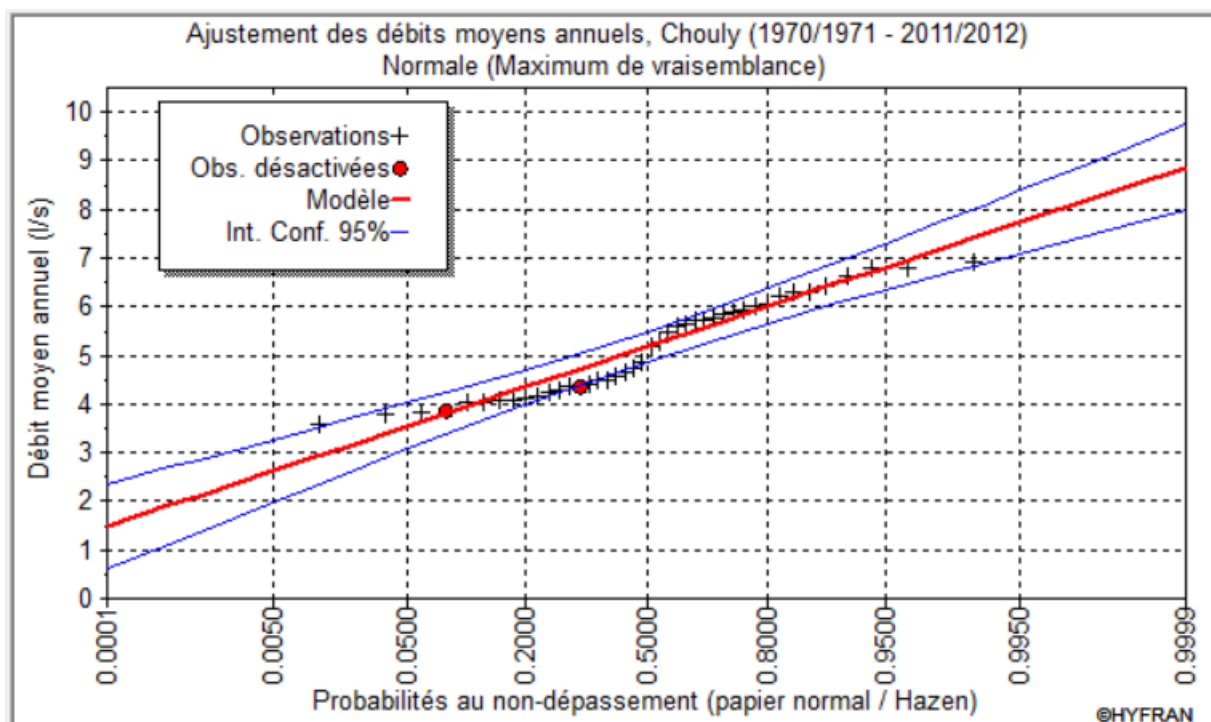


Figure III. 34: Ajustement graphique des débits moyens annuels à la loi Normale.

- **Test du χ^2**

Pour déterminer la valeur du χ^2 , nous avons divisé la série observée en 5 classes.

Tableau III. 39: Calcul du χ^2 pour une loi Normale.

K	Limite de classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (npi)	(ni - npi) ² /npi
1	[3,58 - 4,14[9	0,9772	8,79	0,005
2	[4,14-4,70[10	0,9251	9,25	0,061
3	[4,70-5,26[3	0,5517	1,66	1,093
4	[5,26- 5,82[7	0,7580	5,31	0,541
5	[5,82-6,36[8	0,8962	7,17	0,096

$$\chi^2_{\text{calculé}}=1,80$$

$$\chi^2_{\text{tabulé}}=5,99$$

Avec un risque d'erreur tolérée de 5% (0.05) et un degré de liberté égal à 2, le $\chi^2_{\text{calculé}}$ est égal à 1,80 il est supérieur au $\chi^2_{\text{tabulé}}$ qui est égal à 5,99, L'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale pour le logarithme des débits.

- **Calcul des débits pour une période de récurrence donnée**

A partir de résultat obtenu de l'équation d'ajustement à la loi normale pour le logarithme des débits de la station Chouly, On peut calculer les valeurs des débits pour une période de récurrence connue et cela s'est fait par compensation des «U» par sa valeur.

$$\text{Log } Q = 5,13 + 0,99 U$$

Tableau III. 40: Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée.

Période de retour humide	Type de débit	Q (L/s)	LogQ(L/s)
	Débits décennales (u=1.28)	622,39	6,4
	Débits de50 ans (u=2,05)	824,18	7,16
	Débits centenaires (u=2,33)	897,56	7,44
	Débits millénaires (u=3.29)	1149,14	8,39

III.8.2 Etude des débits moyens mensuels

Les résultats des débits moyens mensuels apparaissent sur le tableau III.41.

Tableau III. 41: Répartition des débits moyens mensuels.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Q (m ³ /s)	0,05	0,08	0,11	0,21	0,36	0,59	0,93	0,41	0,28	0,09	0,06	0,04

La figure III.35 de la variation des débits moyens mensuels montre une augmentation lente des débits dès les premières pluies d'Automne jusqu'au mois de Mars (0,93 m³/s), puis on assiste à une diminution assez rapide liée à la faiblesse des pluies dès le mois d'Avril pour atteindre son minimum en Août (0,04 m³/s).

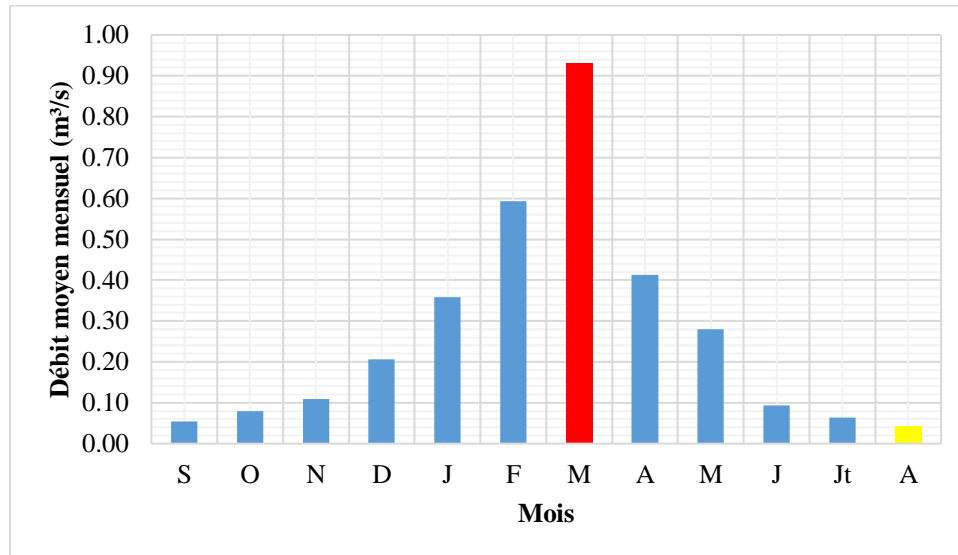


Figure III. 35: Variation mensuelle des débits dans le bassin d’oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).

III.8.3 Etude des débits moyens saisonniers

Tableau III. 42: Répartition des débits moyens saisonniers.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté		
	0,1			0,4			0,5			0,1		
%	8			39			54			7		

L’analyse de la figure III.36, montre que le Printemps et l’Hiver correspondent aux saisons humides cela s’explique par la présence de pluie, les autres mois de l’année constituent la saison sèche suite à la faiblesse des pluies en cette période de l’année.

Le débit saisonnier enregistre son maximum de 0.5m³/s au Printemps et son minimum en Eté et en Automne avec 0,1 m³/s.

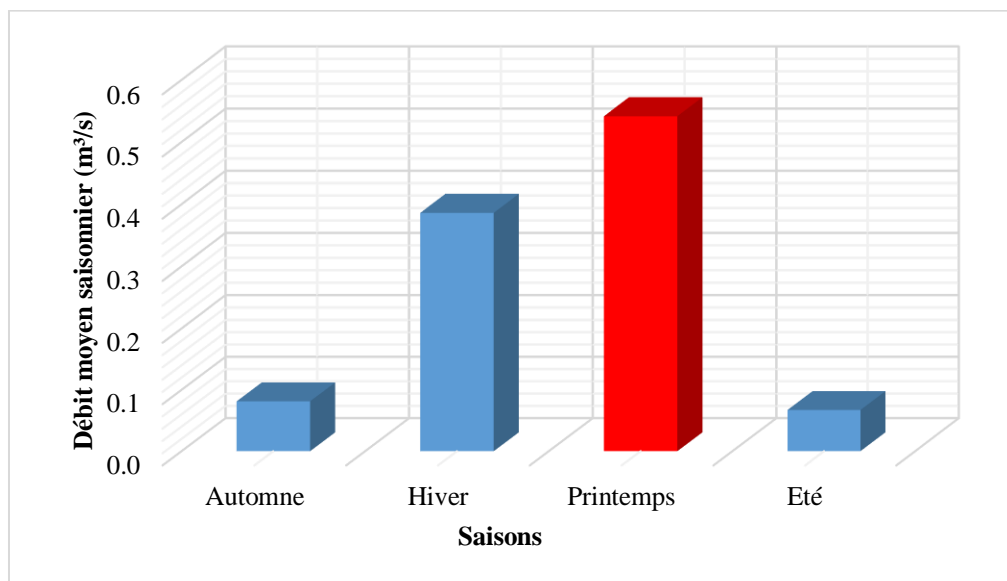


Figure III. 36: Variation saisonnière des débits dans le bassin d'oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).

III.8.4 Etude des débits moyens journaliers

La variation des débits moyens journaliers dans le bassin versant de l'Oued Lakhdar pendant la période 1970/1971 - 2011/2012 (fig. III.337), se traduit par une irrégularité prononcée d'un jour à un autre. On observe qu'au début et à la fin de l'année hydrologique les débits sont faibles et cela correspond aux saisons sèches, alors qu'au milieu de l'année hydrologique les débits sont importants et cela correspond aux saisons humides (Printemps et été).

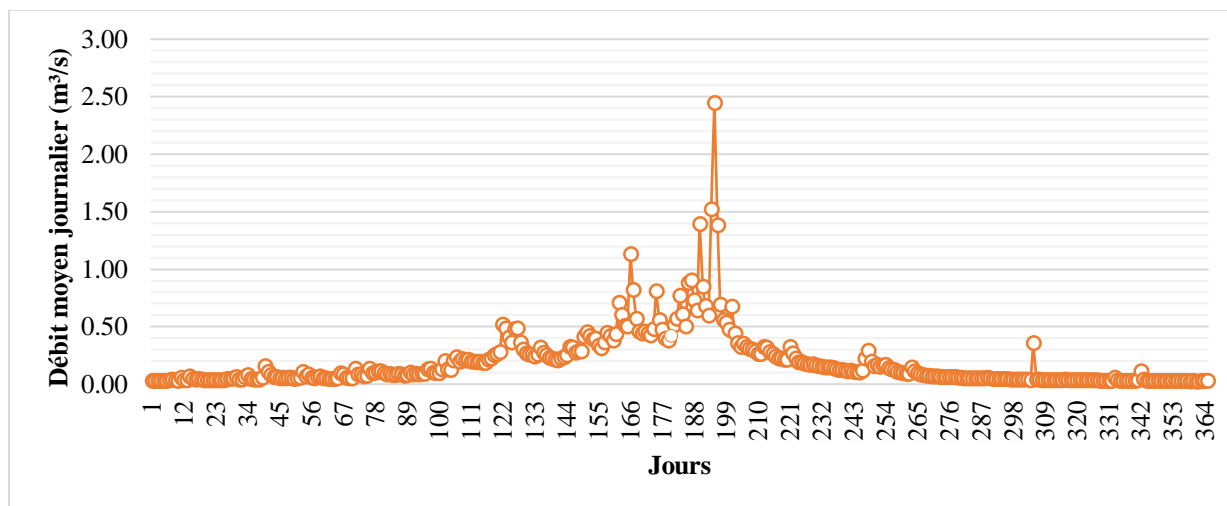


Figure III. 37: Variation journalière des débits dans le bassin d'oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).

III.8.5 Coefficient d'hydraulicité

Il exprime le caractère humide ou sec de l'année hydrologique. Il représente le débit d'une année donnée sur le débit moyen interannuel.

La figure III.38 illustre une variation annuelle des coefficients d'hydraulicité de l'Oued Lakhdar durant les 42 années d'observation. Dans dix sept (17) années, ces coefficients sont supérieurs à 1 cela signifie que ces années sont humides avec un écoulement relativement important, alors que pour le reste des années, l'hydraulicité est faible avec des coefficients inférieurs à 1 ce qui traduit un déficit en eau.

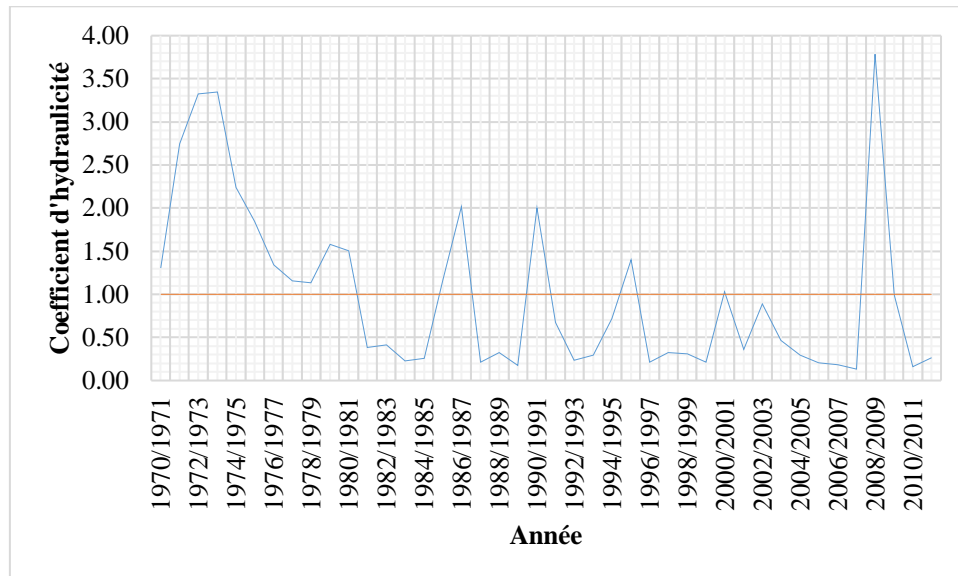


Figure III. 38: Variation annuelle des coefficients d'hydraulicité de l'Oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).

III.8.6 Coefficient mensuel de débit

Il exprime la répartition en pourcentage des débits mensuels au cours de l'année. Il représente le débit moyen mensuel donné sur le débit moyen interannuel.

La figure III.39 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.

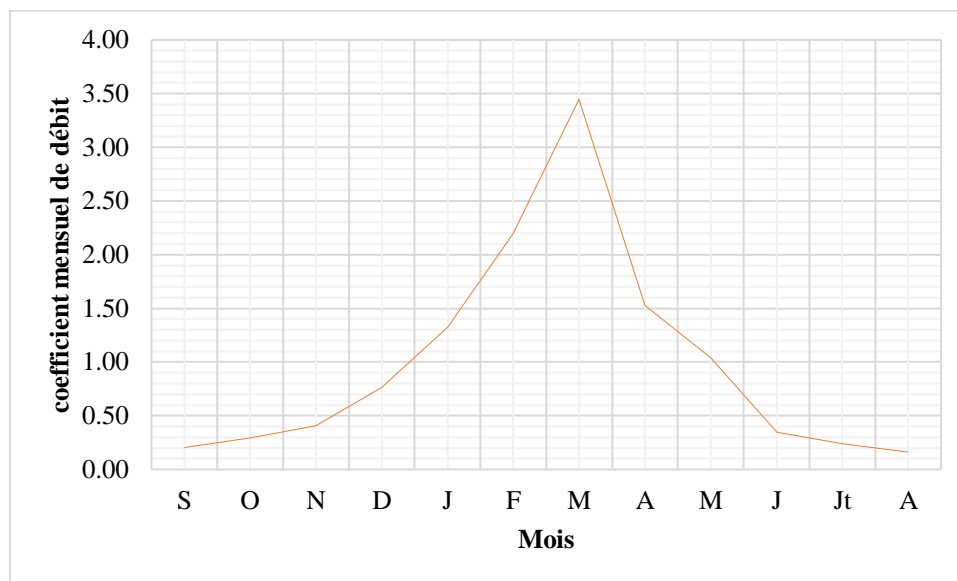


Figure III. 39: Variation mensuelle du coefficient de débit de l'Oued Lakhdar à la station Chouly (1970/1971-2011/2012).

III.8.7 Débit spécifique

Le débit spécifique est un débit rapporté à l'unité de superficie du bassin versant. Il représente le débit moyen interannuel exprimé en L/s sur la surface exprimée en Km².

A La station de Chouly l'oued Lakhdar draine une superficie de l'ordre de 170 km², son débit moyen interannuel est de 270 L/s et son débit spécifique Q_{SP} est de 1,59 L/s/km².

III.8.8 Courbe des débits classés

Pour une meilleure compréhension de la variation journalière des débits, nous avons établi la courbe des débits classés (fig.III.40) qui nous permet de tirer les débits caractéristiques suivants (tableau III.43) :

- Débit caractéristique maximal (DCM) : débit dépassé 10 jours par an,
- Débit moyen caractéristique (DC6) : débit dépassé 06 mois par an,
- Débit caractéristique de 01, 03 et 09 mois (DC1, DC3 et DC9) : débits dépassés respectivement 01, 03 et 09 mois par an.

Tableau III. 43: Débits caractéristiques moyens de l'Oued Chouly (1970/1971-2011/2012).

Année	Q_{max} (m ³ /s)	DCM (m ³ /s)	DC1 (m ³ /s)	DC3 (m ³ /s)	DC6 (m ³ /s)	DC9 (m ³ /s)	DCE (m ³ /s)	Q_{min} (m ³ /s)
1970/1971 – 2011/2012	9,91	0,81	0,5	0,26	0,1	0,04	0,03	0,27

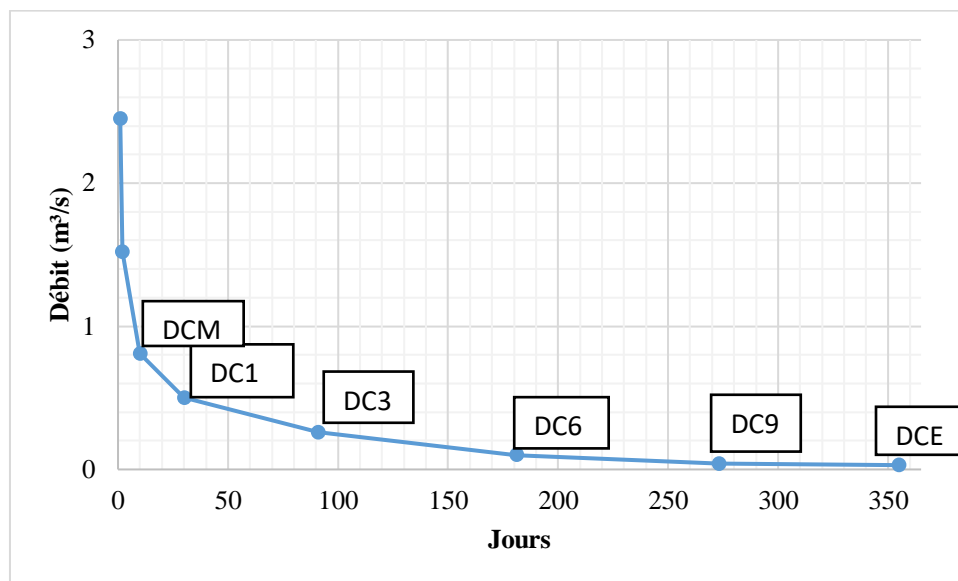


Figure III. 40: Courbe des débits classés de l'Oued Chouly.

III.9 Etude statistique des valeurs extrêmes (maximum) des débits et des pluies

La méthode graphique est la façon la plus efficace pour visualiser la série des données et vérifier si les distributions ajustées apparaissent en accord avec les données.

Dans cette étude nous avons testé l'ajustement à la loi de Gumbel qui a une forme limite de la distribution de la valeur maximale d'un échantillon.

III.9.1 Etude statistique des débits maximaux

La distribution des débits maximaux annuels est donnée par le tableau III.44.

Tableau III. 44: Paramètres de position et de dispersion des débits maximums journaliers à la station Chouly.

Paramètres	Formules	Valeurs
Moyenne	$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i$	9,91
Variance	$V^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_i^2 - \bar{Q}^2)$	231,1
Ecart-type	$E = \sqrt{V^2}$	15,20
Coefficient de variation	$Cv = \frac{E}{\bar{Q}}$	1,53

- Test graphique

Le test graphique des débits maximums montre que la distribution des débits maximums à la loi de Gumbel fournit un rangement des points acceptables. La plupart des points sont à l'intérieur de l'intervalle de confiance (fig. III.41). Les débits maximums s'ajustent bien à une loi de Gumbel.

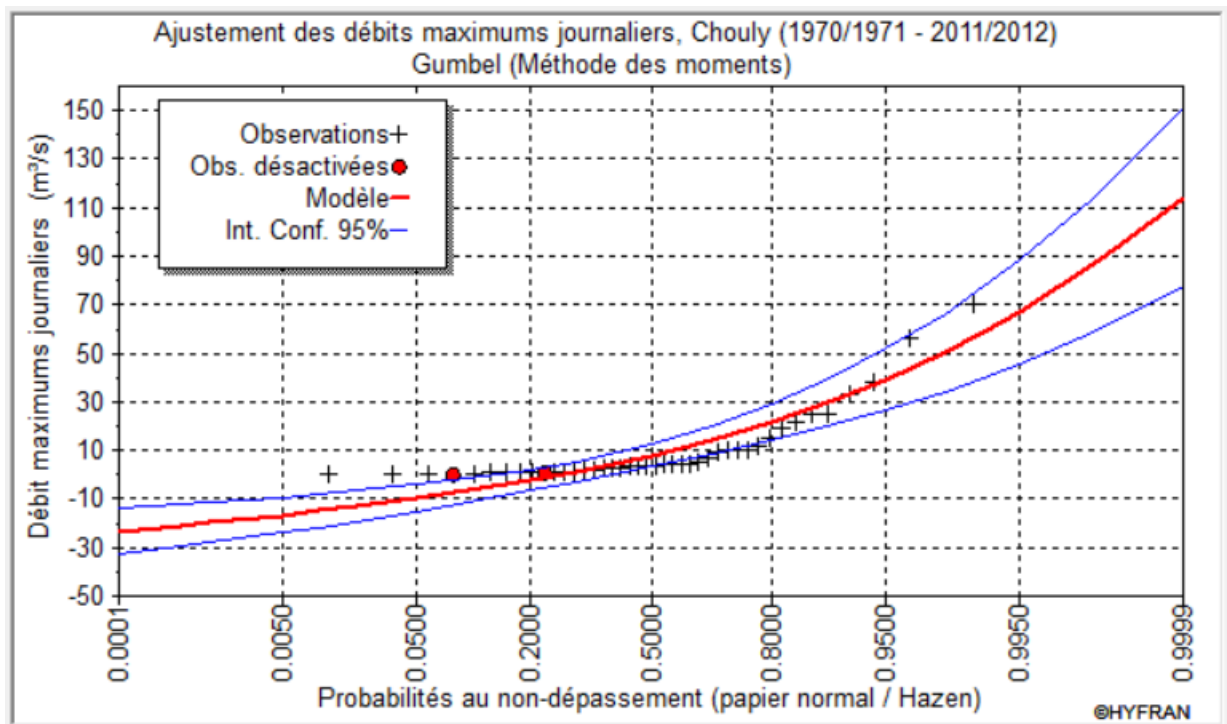


Figure III. 41: Ajustement graphique des débits maximums journaliers à la loi de Gumbel.

- **Test du χ^2**

Tableau III. 45: Calcul du χ^2 pour la loi de Gumbel

K	Limite de classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (npi)	(ni - npi)²/npi
1	[0,13-14,09[33	0,67	22,21	5,23912
2	[14,09-28,05[5,00	0,88	4,42	0,07582
3	[28,05-42,01[2,00	0,96	1,92	0,00293
4	[42,01-56[1,00	0,99	0,99	0,00014
5	[56-69,9[1,00	1,00	1,00	0,00001

$$X^2_{calculé} = 5,3180$$

$$X^2_{tabulé} = 5,99$$

Avec un risque d'erreur tolérée de 5% (0.05) et un degré de liberté égal à 2, le $\chi^2_{calculé}$ est égal à 5,32 il est inférieur au $\chi^2_{tabulé}$ qui est égal à 5,99, L'ajustement permet donc d'admettre une distribution de Gumbel pour la série des débits maximums journaliers.

III.9.2 Etude statistique des pluies maximales journalières

La pluie étant le facteur générateur de crues exceptionnelles, l'étude du phénomène d'inondation peut recourir à l'analyse statistique des pluies extrêmes. Dans ce qui suit nous

commençons par un ajustement à la série d'observation des précipitations maximales journalières à une loi de probabilité adéquate.

Tableau III. 46: Paramètres de position et de dispersion des précipitations maximales journalières du bassin versant Chouly

/	Paramètres	Formules	Valeurs
Paramètres de position	Moyenne	$\bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i$	40,9 mm
	Variance	$V^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i^2 - \bar{P}^2)$	503,52
Paramètres de dispersion	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{V^2}$	22,4
	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\bar{P}}$	0,55

• Ajustement graphique

L'ajustement graphique des pluies maximales journalières à une loi de Gumbel (fig. III.42) montre que l'alignement des points autour de la courbe est acceptable, la plupart des points sont dans l'intervalle de confiance. L'adéquation des pluies maximales journalières à la station de Chouly à une loi de Gumbel est donc acceptable.

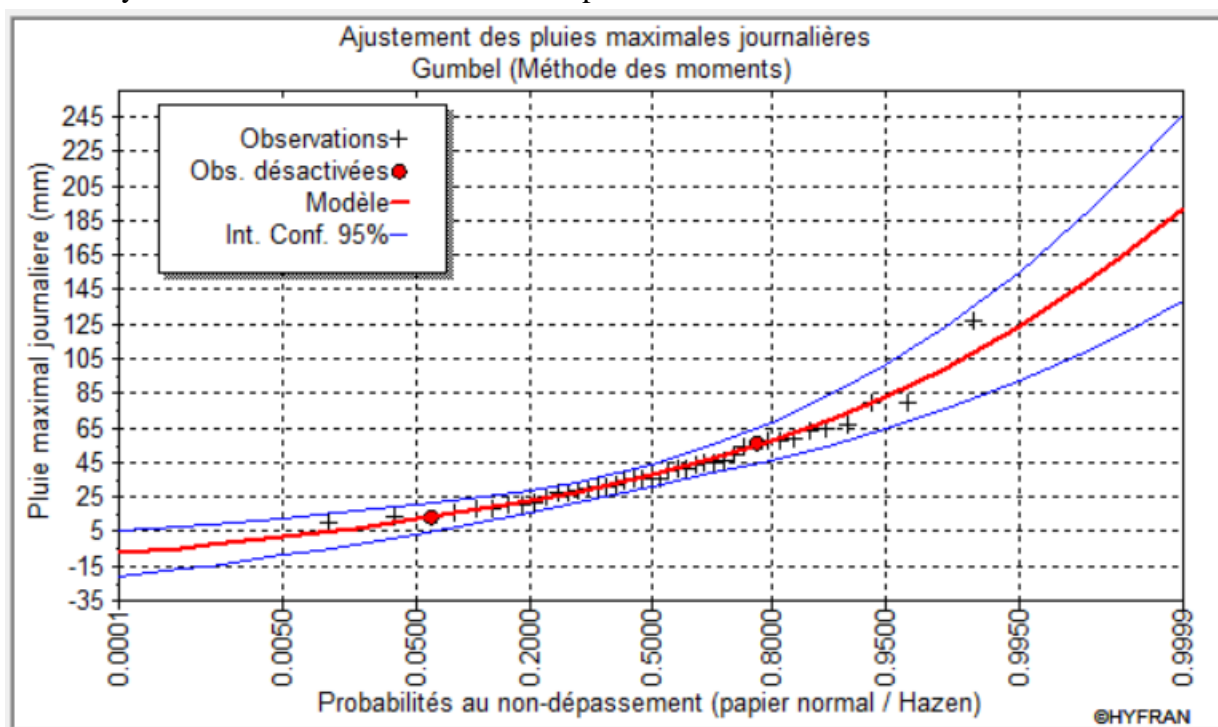


Figure III. 42: Ajustement graphique des pluies maximales journalières à la loi de Gumbel.

- Test du χ^2

Tableau III. 47: Calcul du χ^2 pour la loi de Gumbel.

K	Limite de classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (npi)	$(ni - npi)^2/npi$
1	[10,6-33,9[16	0,5729	9,166	5,0953
2	[33,9-57,2[14	0,8010	11,214	0,6920
3	[57,2-80,6[8	0,9426	7,541	0,0280
4	[80,6-103,9[2	0,9844	1,969	0,0005
5	[103,9- 127,2]	1	0,9958	0,9958	0,0000

$$\chi^2_{\text{calculé}} = 5,8158$$

$$\chi^2_{\text{tabulé}} = 5,99$$

Avec un risque d'erreur tolérée de 5% (0.05) et un degré de liberté égal à 2, le $\chi^2_{\text{calculé}}$ est égal à 5,82 il est inférieur au $\chi^2_{\text{tabulé}}$ qui est égal à 5,99, L'ajustement permet donc d'admettre une distribution de Gumbel pour la série des précipitations maximales journalières.

III.10 Pluies de courte durée

Cette méthode est nécessaire pour établir les relations entre les intensités, la durée et la fréquence qui peuvent être représentées sur une courbe caractéristique (courbe intensité-durée-fréquence), cette dernière nous permet de calculer les débits et d'estimer les débits de crue.

Pour calculer les pluies de courte durée on utilise la formule de K. Body pour une période de 24 heures et des différentes fréquences données.

$$P_t = P_{j\max\%} \left(\frac{t}{24}\right)^b \quad (\text{eq.III.35})$$

avec :

P_t : Pluie de courte durée de fréquence donnée (mm),

$P_{j\max\%}$: Pluie journalière de fréquence donnée (mm),

t: Temps (heure),

b: Exposant climatique, il est calculé par la formule suivante :

$$b = 1 + \frac{\ln\left(\frac{P_{j\max}}{24}\right) - \ln(25)}{\ln(24) - \ln(0,5)} \quad (\text{eq.III.36})$$

$\overline{P_{j\max}}$: Moyenne des pluies journalières maximales.

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

$$I_t = \frac{P_t}{t} \quad (\text{eq.III.37})$$

Les étapes suivantes ont été réalisées pour avoir les résultats qui suivent :

- Nous avons calculé l'exposant climatique par la formule précédente et nous obtenons $b = 0,653$.

- Nous avons utilisé la carte de LABORDE, qui donne $b = 0,64$, valeur que nous prendrons pour la suite des calculs.

L'intensité et la pluie de courte durée pour les différentes fréquences sont représentées dans le tableau III.48.

Tableau III. 48: Pluies de courte durée et l'intensité des différentes fréquences.

Période	1000		200		100		50		20		10		5	
Pmax (mm)	151,9		123,7		111,6		99,34		83,04		70,44		57,32	
T(h)	Pct mm	I mm/h	Pct mm	I mm/h	Pct mm	I mm/h	Pct mm	I mm/h	Pct mm	I mm/h	Pct mm	I mm/h	Pct mm	I mm/h
1	19,9	19,9	16,2	16,2	14,6	14,6	13,0	13,0	10,9	10,9	9,2	9,2	7,5	7,5
2	31,0	15,5	25,2	12,6	22,8	11,4	20,3	10,1	16,9	8,5	14,4	7,2	11,7	5,8
3	40,1	13,4	32,7	10,9	29,5	9,8	26,3	8,8	21,9	7,3	18,6	6,2	15,1	5,0
4	48,3	12,1	39,3	9,8	35,5	8,9	31,6	7,9	26,4	6,6	22,4	5,6	18,2	4,6
5	55,7	11,1	45,3	9,1	40,9	8,2	36,4	7,3	30,4	6,1	25,8	5,2	21,0	4,2
6	62,6	10,4	50,9	8,5	46,0	7,7	40,9	6,8	34,2	5,7	29,0	4,8	23,6	3,9
7	69,0	9,9	56,2	8,0	50,7	7,2	45,1	6,4	37,7	5,4	32,0	4,6	26,1	3,7
8	75,2	9,4	61,2	7,7	55,2	6,9	49,2	6,1	41,1	5,1	34,9	4,4	28,4	3,5
9	81,1	9,0	66,0	7,3	59,6	6,6	53,0	5,9	44,3	4,9	37,6	4,2	30,6	3,4
10	86,7	8,7	70,6	7,1	63,7	6,4	56,7	5,7	47,4	4,7	40,2	4,0	32,7	3,3
11	92,2	8,4	75,1	6,8	67,7	6,2	60,3	5,5	50,4	4,6	42,8	3,9	34,8	3,2
12	97,5	8,1	79,4	6,6	71,6	6,0	63,7	5,3	53,3	4,4	45,2	3,8	36,8	3,1
13	102,6	7,9	83,6	6,4	75,4	5,8	67,1	5,2	56,1	4,3	47,6	3,7	38,7	3,0
14	107,6	7,7	87,6	6,3	79,0	5,6	70,4	5,0	58,8	4,2	49,9	3,6	40,6	2,9
15	112,4	7,5	91,6	6,1	82,6	5,5	73,5	4,9	61,5	4,1	52,1	3,5	42,4	2,8
16	117,2	7,3	95,4	6,0	86,1	5,4	76,6	4,8	64,1	4,0	54,3	3,4	44,2	2,8
17	121,8	7,2	99,2	5,8	89,5	5,3	79,7	4,7	66,6	3,9	56,5	3,3	46,0	2,7
18	126,4	7,0	102,9	5,7	92,8	5,2	82,6	4,6	69,1	3,8	58,6	3,3	47,7	2,6
19	130,8	6,9	106,5	5,6	96,1	5,1	85,5	4,5	71,5	3,8	60,7	3,2	49,4	2,6
20	135,2	6,8	110,1	5,5	99,3	5,0	88,4	4,4	73,9	3,7	62,7	3,1	51,0	2,6
21	139,5	6,6	113,6	5,4	102,5	4,9	91,2	4,3	76,2	3,6	64,7	3,1	52,6	2,5
22	143,7	6,5	117,0	5,3	105,6	4,8	94,0	4,3	78,5	3,6	66,6	3,0	54,2	2,5
23	147,8	6,4	120,4	5,2	108,6	4,7	96,7	4,2	80,8	3,5	68,5	3,0	55,8	2,4
24	151,9	6,3	123,7	5,2	111,6	4,7	99,3	4,1	83,0	3,5	70,4	2,9	57,3	2,4

Pmax : Précipitations maximales journalières (mm), Pct : Précipitations de courte durée (mm), I : Intensité (mm/h), T : Temps (h).

I : Intensité (mm/h),

Les résultats représentant les courbes des pluies de courte durée et les courbes Intensité-Durée-Fréquence pour la station Chouly qui sont illustrés dans les figures III.43 et III.44.

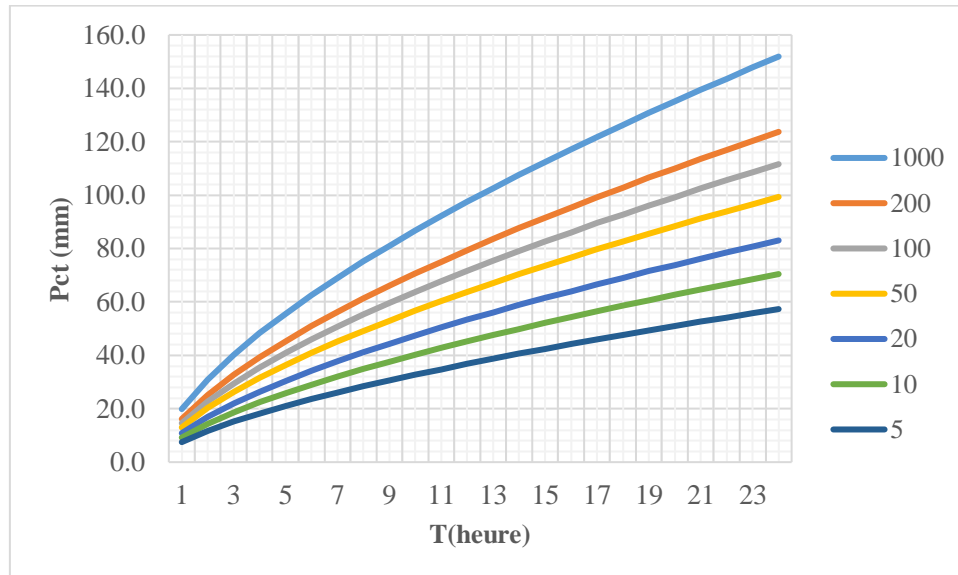


Figure III. 43: Les pluies de courte durée pour différentes périodes de retour.

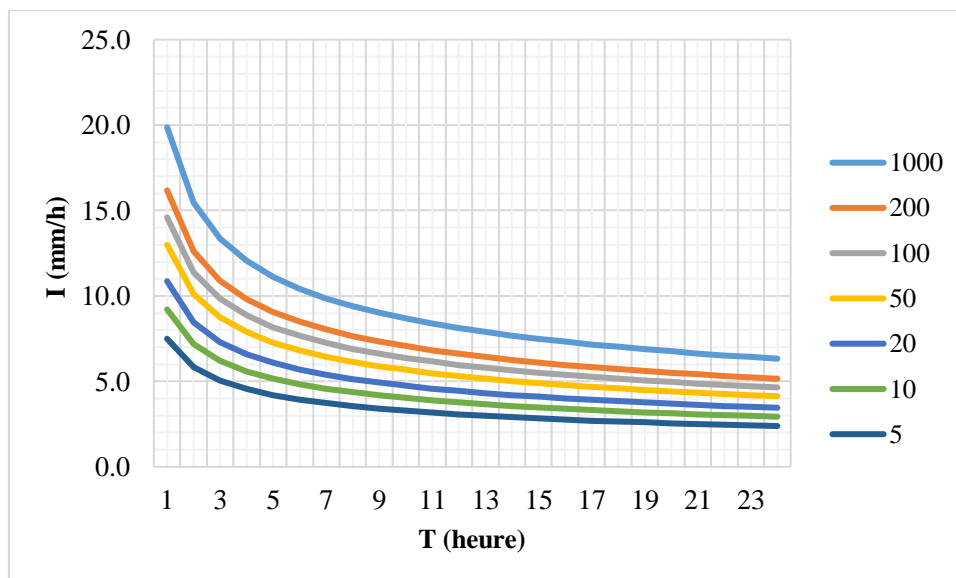


Figure III. 44: Courbe Intensité-Durée-Fréquence pour différentes périodes de retour.

A la station de Chouly, la pluie maximale journalière (figure III.43) correspondant au temps de concentration 5 h et pour une période de récurrence de 100 ans, est de 40,9 mm, et l'intensité maximale (figure III.44) est de 8,2 mm/h.

III.11 Conclusion

Les caractéristiques climatiques du bassin versant de l'oued Lakhdar sont étroitement liées à son climat semi-aride.

Les précipitations et les facteurs climatiques dans leur ensemble, sont des variables aléatoires spatio-temporelles qui permettent d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique dans sa conception la plus large.

La pluviométrie de l'Oued Lakhdar durant 41 ans est soumise à une variation spatio-temporelle très irrégulière d'une année à une autre, sa moyenne est de 381,9 mm. Cette série suit une loi Normale.

Sur un pas mensuel, les mois de Décembre à Mars sont les plus pluvieux et froids de l'année alors que les mois de Juin à Août sont les plus secs et chauds.

Au pas de temps saisonnier, l'Hiver et le Printemps définissent une période humide et froide, d'autre part l'Automne et l'Eté déterminent une période sèche et chaude.

D'une moyenne égale à 49,9 mm, la série annuelle des lames d'eau écoulées de l'Oued Lakhdar (1970/1971 – 2011/2012) suit une loi Log-normal.

L'étude de la température réalisée au niveau de la station Zenata donne une moyenne annuelle de 18,6 °C.

Avec une moyenne égale à 0,27 m³/s (268,98 L/s), les modules annuels de la série de l'Oued Lakhdar (1970/1971 – 2011/2012) suivent une loi Log-normal.

Sur un pas mensuel, les débits moyens mensuels atteignent leurs maximums en Mars alors que le minimum s'observe en Août.

L'étude des indices de sécheresse permet de détecter rapidement les situations de sécheresse climatique qu'a connues le bassin versant d'oued Lakhdar, durant la période de 32 ans 1997/1980 – 2011/2012. Le calcul de SPI annuel dénote 47% d'années légèrement sèches dont son indice varie entre -0,1 et -0,99 et 7% d'années modérément sèches et très sèches dont l'indice varie entre -1 et -1,99, par ailleurs le SSFI a donné 75% d'années légèrement sèches et 22% humides avec un indice compris entre le +0,1 et +2. D'autre part le calcul d'indice de température normalisé annuel dénote 65% d'années chaudes dont l'indice varie entre le +0,1 et +2. D'après ces résultats, cette étude fournit une base de données importante pour évaluer les risques de la variabilité climatique.

Avec une moyenne égale à 9,91 m³/s pour les débits, le débit maximum de la série de l'Oued Lakhdar suit une loi de Gumbel.

Aussi avec une moyenne égale à 40,9 mm, la pluie maximale journalière de la série de l'Oued Lakhdar suit une loi de Gumbel.

Chapitre VI

Etude des débits maximums



Introduction

La connaissance des débits de crue reste un axe de recherche important pour la conception des aménagements des cours d'eau. Il semble que la prévision et la prédétermination des crues sont imposées pour plusieurs raisons

L'objectif de cette étude est de proposer une méthodologie de calcul des crues pour les cours d'eau non jaugés.

On trouve dans la littérature plusieurs méthodes traitant ce problème, pour cela dans ce chapitre on applique deux méthodes très importantes qui sont les formules empiriques et la méthode du Gradex pour estimer le débit maximum.

L'estimation des crues est primordiale pour la conception des ouvrages de sécurité d'un barrage et pour toute étude d'aménagement des cours d'eau.

IV.1 Résultats et discussion des calculs des débits par deux méthodes

IV.1.1 Méthode du GRADEX

Les étapes de cette méthode sont :

- Ajustement de la série pluviométrique (P_{jmax}) à la loi de Gumbel :

T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance
1000.0	0.9990	151.9	20.77	111.2 - 192.6
200.0	0.9950	123.7	16.10	92.16 - 155.3
100.0	0.9900	111.6	14.10	83.91 - 139.2
50.0	0.9800	99.34	12.10	75.61 - 123.1
20.0	0.9500	83.04	9.476	64.46 - 101.6
10.0	0.9000	70.44	7.501	55.74 - 85.15
5.0	0.8000	57.32	5.554	46.43 - 68.20
3.0	0.6667	46.87	4.190	38.65 - 55.08
2.0	0.5000	37.49	3.298	31.02 - 43.95
1.4286	0.3000	27.83	3.030	21.89 - 33.77
1.2500	0.2000	22.75	3.225	16.43 - 29.07
1.1111	0.1000	16.49	3.730	9.173 - 23.80

Paramètres estimés

u : 31.0764

alpha : 17.4942

Niveau de confiance : 95 %

Figure IV. 1: Résultat d'ajustement de la série pluviométrique de la station de Chouly (1979/1980 – 2019/2020).

- Ecriture de l'équation de la droite de Gumbel qui est :

$$P = 17,49 U + 31,08$$

Le Gradex est : $a = 17,49\text{mm}$.

- Choix du pas de temps : on a estimé le temps de base qui est : $n=24$ heures.
- L'ajustement de la série des débits à la loi de Gumbel, nous a permis d'extraire le débit décennal :

$$Q_{10 \text{ ans}} = 30,51 \text{ m}^3/\text{s}$$

Exprimer le débit décennal en lame d'eau équivalente par la formule :

$$R = \frac{Q_{10 \text{ ans}} * 3,6 * n}{S} \quad (\text{eq.IV.1})$$

$$R = \frac{30,51 * 3,6 * 24}{170} = 15,51 \text{ mm}$$

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

$$Q_{U\%} = a \cdot U + b' \quad (\text{eq.IV.2})$$

Avec :

a : le gradex,

U : variable réduite de Gumbel, $U = -\ln(-\ln(F))$ (eq.IV.3)

$$b' = Q_T - a * U \quad (T=10 \text{ ans}) \quad (\text{eq.IV.4})$$

$$F = 1 - \frac{1}{10} = 0,9$$

$$U = 2,25$$

$$b' = -8,84.$$

Donc

$$Q_{U\%} = 17,49 U - 8,84$$

Ensuite on trace les deux équations dans un seul graphe pour chaque période de retour.

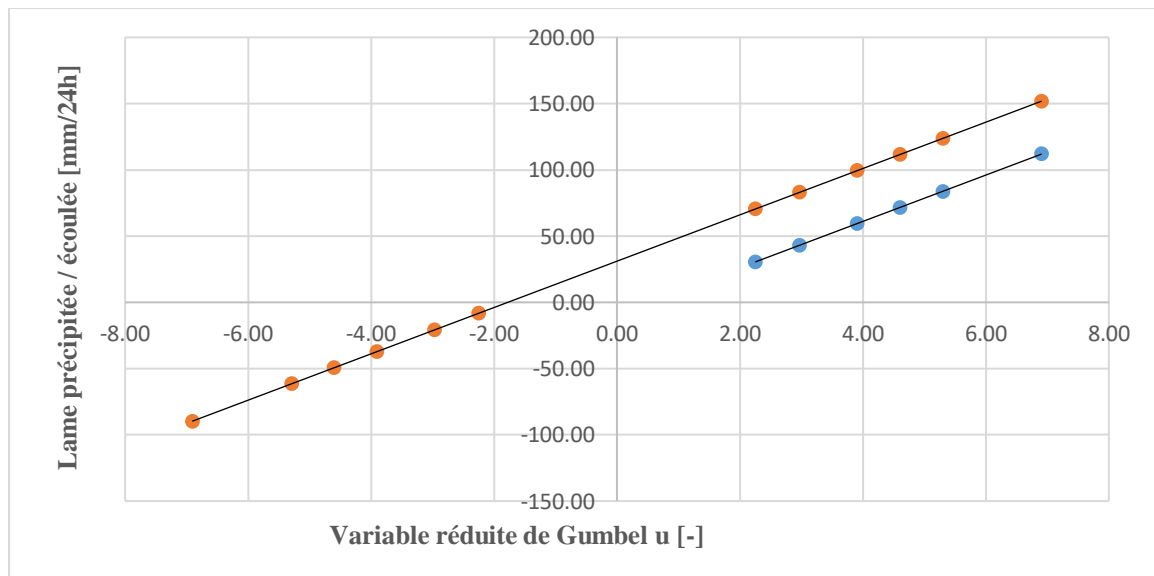


Figure IV. 2: Graphe de l'ajustement des pluies et la droite d'extrapolation des débits.

- Calcul des débits de pointe :

Après les calculs des débits extrapolés, on peut estimer les débits de pointe par la multiplication de tous les débits extrapolés par le coefficient P=1.

Tableau IV. 1 : Détermination des débits de pointe.

Période de retour (ans)	F(x)	U	Qr (mm)	Qr (m3/s)	Qp (m3/s)
10	0,9	2,25	30,52	60,05	60,05
20	0,95	2,97	43,11	84,82	84,82
50	0,98	3,90	59,40	116,88	116,88
100	0,99	4,60	71,62	140,91	140,91
200	0,995	5,30	83,78	164,85	164,85
1000	0,999	6,91	111,97	220,31	220,31

avec :

F : Fréquence,

U : Variable réduite de Gumbel,

Qr : Débit exploité (mm ou en m³/s),

Qp : Débit de pointe (m³/s).

IV.1.2 Méthode des formules empiriques

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

IV.1.2.1 Formule de MALLET-GAUTHIER

$$Q_{\max P\%} = 2K \log(1 + A. Pmoy) \frac{S}{\sqrt{L}} \sqrt{1 + 4. \text{Log}T - \text{Log}S} \quad (\text{eq.IV.5})$$

Tableau IV. 2: Résultats de débit de crue.

F%	99,9	99,5	99	98	95	90	80
T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
Q max (m ³ /s)	286,14	246,21	226,86	205,70	173,81	145,10	109,09

IV.1.2.2 Formule de MAC-MATH

$$Q(T) = k P_{24h}(T) S^{0,58} I^{0,42} \quad (\text{eq.IV.6})$$

Tableau IV. 3 : Résultats de débit de crue.

F%	99,9	99,5	99	98	95	90	80
T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
P _{24h}	174,685	142,255	128,34	114,241	95,496	81,006	65,918
Q max (m ³ /s)	928,73	756,31	682,33	607,37	507,71	430,68	350,46

IV.1.2.3 Formule de TURAZZA

$$Q_{\max P\%} = \frac{C I_t S}{3,6} \quad (\text{eq.IV.7})$$

Tableau IV. 4: Résultats de débit de crue.

F%	99.9	99.5	99	98	95	90	80
T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
C	0,29	0,28	0,27	0,26	0,24	0,22	0,19
I (mm/h)	11,10	9,10	8,20	7,30	6,10	5,20	4,20
Q max (m ³ /s)	151,83	118,59	103,69	88,87	69,07	54,06	37,77

IV.1.2.4 Formule de POSSENTI

$$Q_{\max P\%} = \frac{u.P_{\max j\%}.S}{L_p} \quad (\text{eq.IV.8})$$

Tableau IV. 5: Résultats de débit de crue.

F%	99.9	99.5	99	98	95	90	80
T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
Q max (m ³ /s)	645,575	525,725	474,3	422,195	352,92	299,37	243,61

IV.1.2.5 Formule de GIANDOTI

$$Q_{\max P\%} = \frac{C S (H_{\text{moy}} - H_{\text{min}})^{\frac{1}{2}}}{4S^2 + 1,5L} \quad (\text{eq.IV.9})$$

Tableau IV. 6: Résultats de débit de crue.

F%	99.9	99.5	99	98	95	90	80
T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
PCT(mm)	61,08	49,87	45,02	40,16	33,67	28,65	23,42
Q max (m ³ /s)	129,45	105,28	95,06	84,60	70,65	59,96	48,81

IV.1.2.5 Formule de SOKOLOVSKY

$$Q_{\max P\%} = \frac{0,28(P_{\text{ct}\%} - H_0) . \alpha p\% . F . s}{T_m} \quad (\text{eq.IV.10})$$

Tableau IV. 7 : Résultats de débit de crue.

F%	99.9	99.5	99	98	95	90	80
T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
PCT(mm)	61,08	49,87	45,02	40,16	33,67	28,65	23,42
αp%	0,450	0,408	0,387	0,362	0,322	0,285	0,237
Q max (m ³ /s)	128,84	91,55	76,50	61,76	43,35	30,47	18,50

IV.1.2.6 Formule de TAIBI-ANRH

$$Q_{\max P\%} = e^{0,95U} Q_p \quad (\text{eq.IV.11})$$

avec :

$$Q_p = 0,000781 S^{0,688} P_{moy}^{1,275} \quad (eq.IV.12)$$

Donc

$$Q_p = 52,83 \text{ m}^3/\text{s}$$

Tableau IV. 8: Résultats de débit de crue.

F%	99,9	99,5	99	98	95	90	80
T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
U	6,91	5,30	4,60	3,90	2,97	2,25	1,50
Q max(m ³ /s)	38102,92	8190,50	4217,79	2166,73	890,77	448,26	219,09

IV.2 Erreur relative

$$Err = \frac{Q_{maxP\%} - Q_{statistique}}{Q_{maxP\%}} 100 \quad (eq.IV.13)$$

Tableau IV. 9: Résultats des erreurs relatives.

T(ans)	Mallet-Gauthier	Giandotti	Possenti	Turazaa	Sokolovsky	Taibi-ANRH	Gradex	Mac -math
1000	69,75	33,1	86,59	43,0	32,8	99,49	49,19	90,7
200	72,72	36,2	87,22	43,4	26,6	98,16	53,81	91,1
100	74,08	38,1	87,60	43,3	23,1	96,88	56,89	91,4
50	75,50	40,4	88,06	43,3	18,4	94,81	58,27	91,7
20	77,46	44,5	88,90	43,3	9,6	90,26	59,25	92,3
10	78,97	49,1	89,81	43,6		85,07	60,70	92,9
5	80,31	56,0	91,18	43,1		78,87		93,9

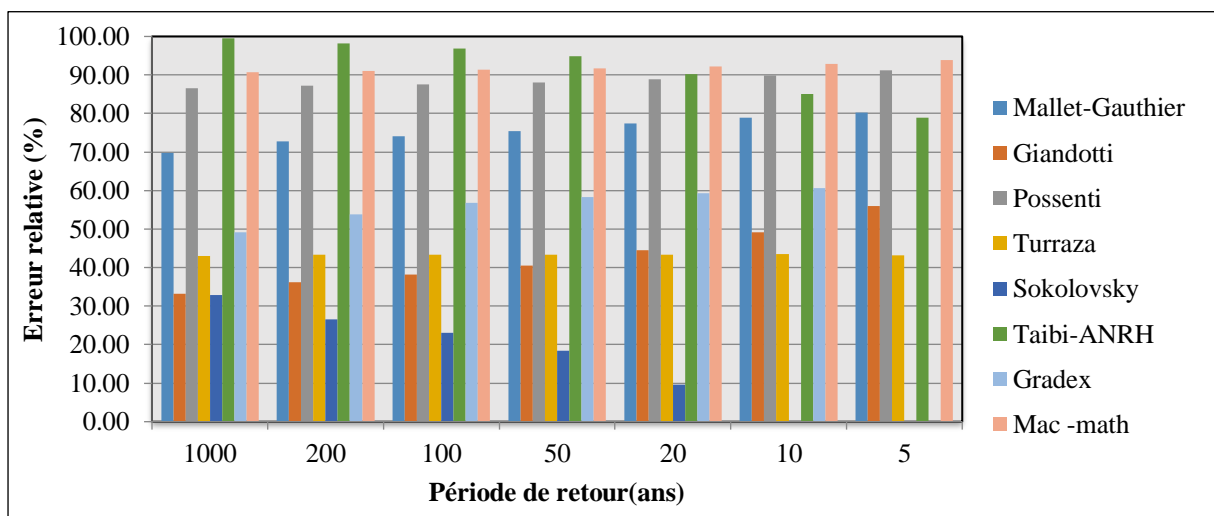


Figure IV. 3: Représentation graphique de l'erreur relative de l'estimation de débit de l'Oued Chouly.

IV.3 Discussion

A partir des valeurs obtenues ci-dessus (Tab.IV.9) et (Fig.IV.3), nous remarquons qu'il existe 4 formules dont le taux d'erreur minimum varie entre 9,6% et 61%, cela nous permet de dire que les calculs par les méthodes de Turazza, de Sokolovski, de Gumbel et de Giandotti ont donné des valeurs pratiquement égales aux débits de crues mesurés. Alors que le reste des formules ont des taux d'erreurs très importantes variant entre 70% et 97%.

Pour une période de retour de 20 ans la méthode la plus adéquate pour le bassin étudié est celle de Sokolovsky dont l'erreur qui est évaluée à 9,6%.

Pour une période de retour de 1000 ans, il existe deux méthodes dont les résultats paraissent être les plus réalistes, ce sont les méthodes de Sokolovsky et Giandotti avec des taux d'erreur respectivement de 32,8% et 33,1%.

IV.4 Construction des hydrogrammes de crues

Dans cette étude, nous avons utilisé les résultats d'un programme élaboré par Jean-Pierre LABORDE pour le compte de l'ANRH dans le cadre d'un projet « Les crues du Nord de l'Algérie ». Ces résultats se composent de trois cartes (carte de P_{j10} , carte de Gradex et carte des coefficients correctifs régionaux (Laborde, 2013).

IV.4.1 Présentation journalière décennale

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 sur la carte de Laborde (fig. IV.4) qui représente toutes les stations pluviométriques avec leur code et leur P_{j10} .

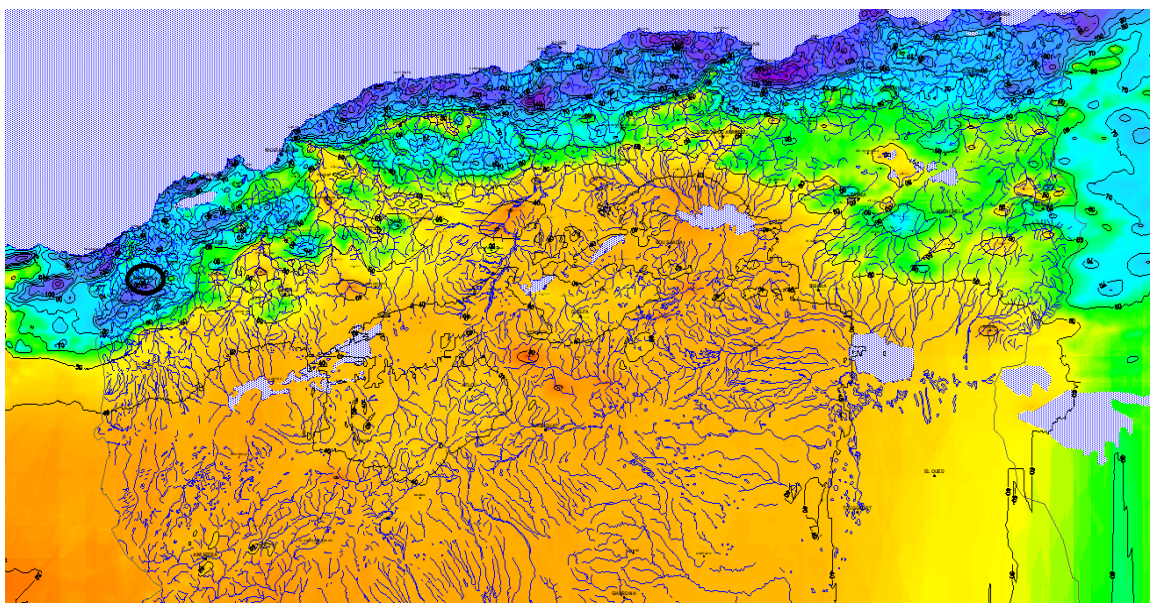


Figure IV. 4: Carte des pluies journalières décennales de l'Algérie (Laborde, 2013).

IV.4.2 Gradex des pluies journalières

Nous avons déterminé le Gradex des précipitations journalières à partir de la carte (fig. IV.5) de Laborde qui représente toutes les stations pluviométriques avec leurs codes et leurs Gradex.

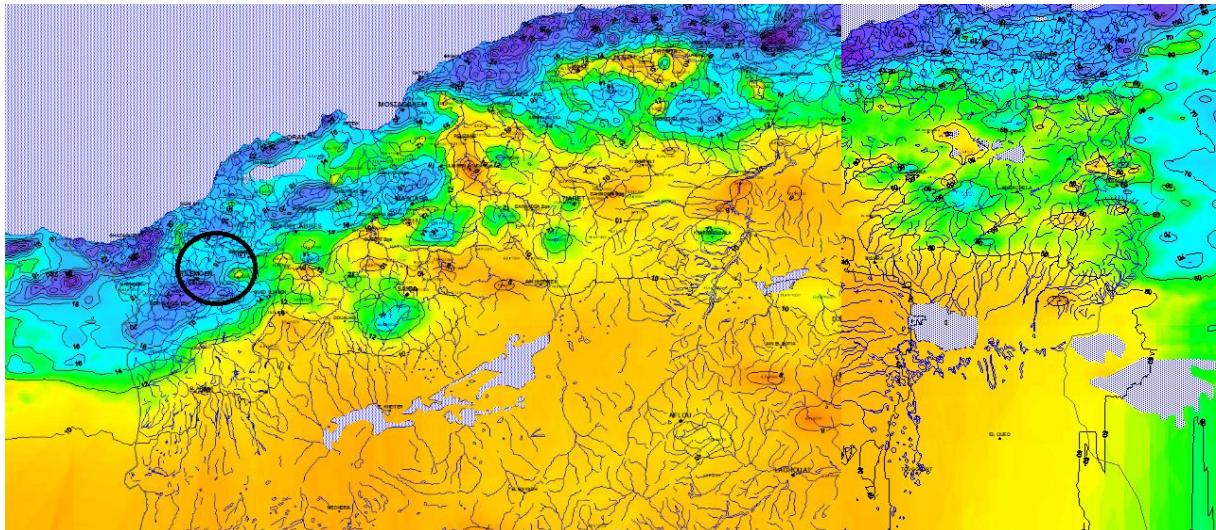


Figure IV. 5: Carte des gradex des pluies journalières de l'Algérie (Laborde, 2013).

IV.4.3 Coefficient de correction des quantiles de crue

Nous avons estimé le coefficient de correction des quantiles à partir de la figure ci-dessous.

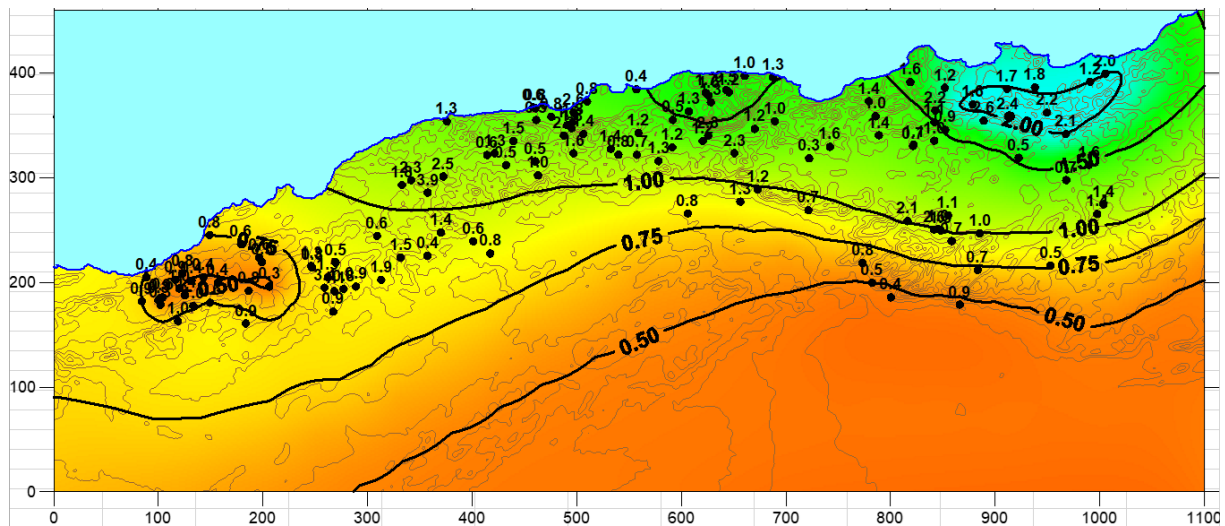


Figure IV. 6: Carte des coefficients de correction des quantiles de crue dans l'Algérie (Laborde, 2013).

Les résultats de P_{j10} , Gradex et coefficient de correction des quantiles sont donnés dans le tableau IV.10 :

Tableau IV. 10 : Résultats des paramètres pluviométriques du bassin versant d'oued Chouly.

Code de la station	Paramètres estimés.	Indices des paramètres	Résultats
160601	Pluie journalière décennale	P _{j10}	79mm/j
	Gradex des pluies journalières	g	17,2 mm/j
	Coefficient de correction Des quantiles de crue	r _{Qi} =r _{Qj}	0,9

IV.5 Paramètres pluviométriques dérivés

Dans ce tableau nous avons cité six paramètres pluviométriques :

Tableau IV. 11 : Paramètres pluviométriques dérivés du bassin versant d'oued Chouly.

Paramètres	Valeurs	Unité
Kab.	0,91	(sans unité)
P_{j10} BV	72	(mm/j)
gBV	16	(mm/j)
Surface	170	(km ²)
Pente	0,035	(sans unité)
Pj(10)	79	(mm/j)
g	16,8	(mm/j)
r_{Qj}=r_{Qi}	0,9	(sans unité)
α	2,73	(sans unité)

Où :

P_{j10} BV : Pluie journalière décennale du bassin versant (mm/j),

P_{j10} : Pluie journalière décennale (mm/j),

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

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

r_{Qj} et r_{Qi} : Coefficient de correction des quantiles de crue (sans unité),

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

Kab. : Coefficient représentatif de l'abattement des pluies, s'exprime par la formule suivante

$$Kab = 1 - 0,007 S^{0,5}$$

IV.6 Caractéristiques des crues

Le tableau IV.12 regroupe les caractéristiques des crues où :

Q_j : Débit journalier pour un temps de retour t en (mm/j) et (m³/s),

Q_i : Débit instantané pour un temps de retour T (mm/j) et (m³/s),

D: Durée caractéristique (heure),

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

V₂₄: Volume maximal de la crue pour un pas de temps de 24 heures (m³),

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

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

Tableau IV. 12: Caractéristiques des crues pour chaque période de retour T du bassin versant de l’oued Chouly.

Pamètres estimés	unité	5	10	20	50	100	200	1000
PjBV		60	72	83	98	109	119	145
Qj	mm/j	14	20	27	37	45	54	74
Qi	mm/j	48	63	53	119	145	172	237
Qj	m³/s	28	39	86	73	89	105	145
Qi	m³/s	95	124	170	234	285	388	466
D	heure	7	7	7	7	7	7	7
tm	heure	7	7	7	7	7	7	7
V24	m³	2849261	3917740	5350990	7368413	8975626	10642456	14698917
V. total	m³	3120277	4324775	5906934	8133959	9908154	11748161	16226070
Débit de pointe	m³/s	94,73	124,31	169,78	233,79	284,79	337,67	466,38
Débit 24h	m³/s	32,98	45,34	61,93	85,28	103,88	123,18	170,13

Pour tracer un hydrogramme, il faut calculer les débits des crues. Les résultats de cette analyse sont présentés dans le tab IV.13 et la figure IV.7.

Tableau IV. 13: Résultats des débits des crues pour différentes périodes de retour de l'oued Chouly.

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	1
1	1	1	2	2	3	3	5
1,5	3	4	5	7	8	10	14
2	7	8	11	15	18	22	30
2,5	13	15	20	28	34	40	55
3	21	24	33	45	55	65	90
3,5	32	36	49	68	83	98	135
4	44	51	69	95	116	138	190
4,5	58	67	92	127	154	183	252
5	71	84	115	159	194	229	317
5,5	83	100	137	189	230	273	377
6	91	113	155	213	259	308	425
6,5	94	121	166	228	278	330	455
7	94	124	170	234	285	338	466
7,5	90	123	167	230	281	333	460
8	84	117	160	220	268	318	440
8,5	77	110	150	206	251	298	411
9	70	101	138	190	231	274	379
9,5	63	92	126	173	211	250	345
10	57	83	114	157	191	226	312
10,5	51	75	103	141	172	204	282
11	45	68	93	127	155	184	254
11,5	41	61	83	115	140	166	229
12	37	55	75	104	126	150	207
12,5	33	50	68	94	114	135	187
13	30	45	62	85	103	123	169
13,5	27	41	56	77	94	111	154
14	25	37	51	70	85	101	140
14,5	22	34	46	64	78	92	128
15	20	31	42	58	71	84	117
15,5	19	29	39	54	65	77	107
16	17	26	36	49	60	71	98
16,5	16	24	33	45	55	66	91
17	15	22	30	42	51	60	84
17,5	14	21	28	39	47	56	77
18	13	19	26	36	44	52	72
18,5	12	18	24	33	41	48	67
19	11	16	23	31	38	45	62
19,5	10	15	21	29	35	42	58
20	9	14	20	27	33	39	54

20,5	9	13	18	25	31	36	50
21	8	13	17	24	29	34	47
21,5	8	12	16	22	27	32	44
22	7	11	15	21	25	30	42
22,5	7	10	14	20	24	28	39
23	6	10	13	18	23	27	37
23,5	6	9	13	17	21	25	35
24	6	9	12	16	20	24	33

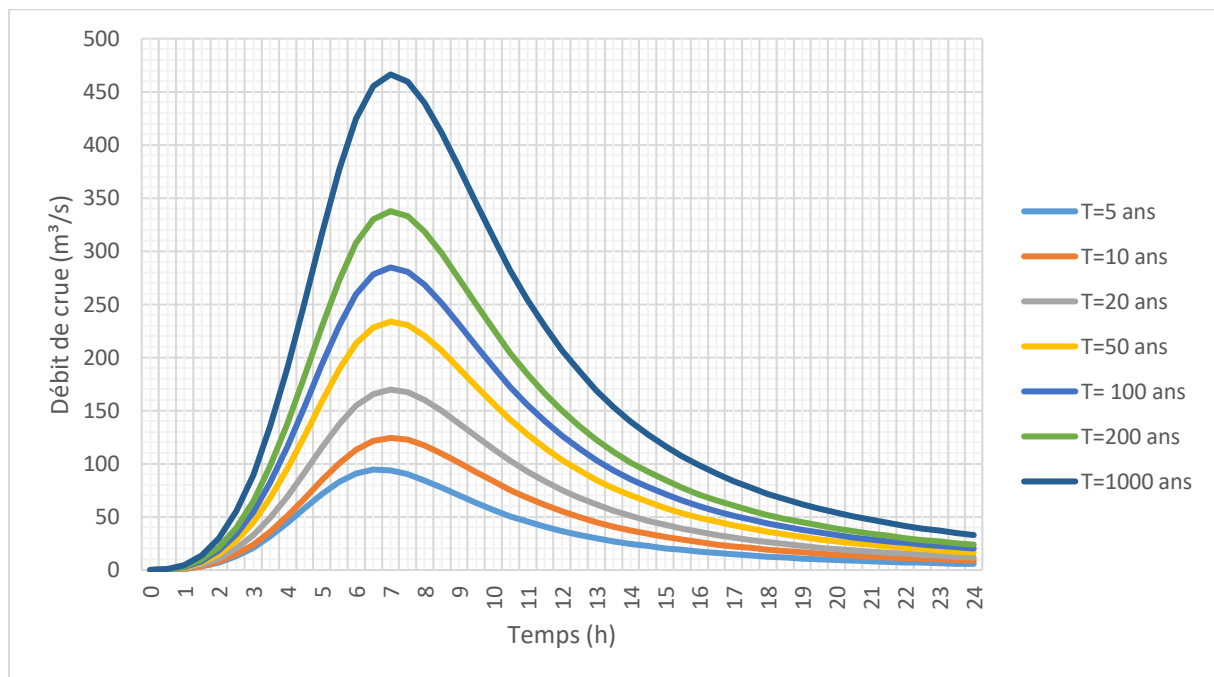


Figure IV. 7: Hydrogrammes fréquentiels des crues de l'Oued Chouly.

IV.7 Conclusion

La méthode du Gradex est une méthode d'estimation des débits des crues de projets les plus utilisées en Algérie. Elle repose sur les paramètres régionaux.

L'ajustement de la série des débits de la pluviométrie à la loi de Gumbel nous a permis d'extraire le débit décennal et deux équations qui sont :

$$Q_{U\%} = 17,49 U - 8,84$$

$$P = 17,49 U + 31,08$$

Concernant les formules empiriques nous avons fait les calculs par 7 formules qui sont les plus utilisées en Algérie à savoir : la relation de TAIBI-ANRH, SOKOLOVSKY, GIANDOTI, POSSENTI, TURAZZA, MAC-MATH et MALLET-GAUTHIER.

La comparaison des résultats des débits maximums calculés par différentes formules empiriques fait ressortir que la formule de SOKOLOVSKY est la plus adéquate parce que ses taux d'erreur relative sont les plus petites.

Pour l'élaboration de l'hydrogramme de crue, nous nous sommes basés sur les paramètres régionaux et le programme établis par Laborde pour le compte de l'ANRH.

Conclusion générale



Conclusion générale

Conclusion générale

L'estimation des événements hydrologiques extrêmes est primordiale en raison des risques importants associés à une mauvaise connaissance de ces variables. C'est pour cette raison que l'évaluation des événements dans les projets hydrauliques devient alors une tâche indispensable pour le dimensionnement, la sécurité et la bonne exploitation des ouvrages hydrauliques ainsi que l'élaboration des plans de prévention du risque d'inondation.

Ce mémoire fait l'objet de l'étude des débits maximums par l'utilisation des formules empiriques dans le bassin versant de l'Oued Lakhdar affluent de la Tafna situé au Nord ouest algérien.

Après avoir passé en revue les formules empiriques et les méthodes d'estimation des débits maximums et leurs domaines d'application. Nous avons essayé de faire une synthèse sur les caractéristiques physiques du bassin qui s'étend sur une superficie de 170km². Le relief est assez fort, dominé par des formations carbonatées du Jurassique.

L'étude climatologique : il ressort que le bassin versant de l'Oued Chouly est caractérisé par un climat semi-aride et un régime d'écoulement irrégulier. La série pluviométrique (1979/1980 -2019/2020) est caractérisée par une saison pluvieuse et froide et un Eté chaud et sec, sa moyenne est de 381,9mm/an. Cette série suit une loi normale. D'autre part, la moyenne de la série des débits (1970/1971 – 2011/2012) est égale à 0,27 m³/s et suit une loi Log-normal.

Pour une moyenne égale à 49,9 mm, la série des lames d'eau écoulée (1970/1971 – 2011/2012) suit une loi Log-normal.

La moyenne des températures est de 18,6 °C, le régime thermique est caractérisé par des amplitudes annuelles assez fortes qui permettent d'accentuer le phénomène de l'évapotranspiration.

Les résultats du bilan hydrologique (1979//1980 -2019/2020), nous donnent une idée sur l'importance des quantités reprises par l'évaporation.

Etude d'estimation du débit maximum : dans cette étude nous avons abordé le calcul du débit maximum en appliquant les formules empiriques classiques les plus utilisées en Algérie qui sont : TAIBI-ANRH, SOKOLOVSKY, GIANDOTI, POSSENTI, TURAZZA, MAC-MATH et MALLET-GAUTHIER, ainsi que la méthode du Gradex. D'après l'analyse des résultats nous avons découvert que la formule de SOKOLOVSKY est la plus adéquate avec une erreur relative de 9,6% pour (T=20ans).

Nous suggérons pour des études plus détaillées sur le Chouly, d'étendre les séries de données des précipitations et des débits.

Nous espérons aussi, que ce genre d'étude fasse l'objet d'autres travaux où, ces formules seront testées sur d'autres bassins du Nord algérien pour réussir à faire ressortir une formule adéquate dans le contexte algérien.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABOU, A., 1990 :de projet et modèles de transfert "pluie-débit" pour les petits bassins versants. Diplôme d'ingénieur de conception. École polytechnique de Thiès.

AHATTAB J., 2016 : Réadaptation des méthodes d'estimation de crues aux données hydrologiques extrêmes récentes des bassins versants de Tensift et Essaouira. Thèse de Doctorat, faculté des Sciences Semlalia Marrakech. 237p.

BENDJEMA, L., 2020 : Contribution de la modélisation hydrologique à l'évaluation de l'impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau. Cas du bassin versant d'oued mellah (NE algérien). Thèse Doctorat. Université de Tlemcen. 100 p.

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.

BENNIS, S., 2004 : Hydraulique et hydrologie. PUQ, université de Québec. Ecole de technologie supérieure.

BENMOUSSAT, A., 2011 :Impact de l'activité agricole sur la qualité des eaux souterraines à travers le bassin de la Tafna. Thèse Doctorat. Université de Tlemcen. 156p.

BOUANANI A., 2004 : Hydrologie, Transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérien). *Thèse de Doctorat d'état*, Université de Tlemcen.

BOUAKAZ, Z., 2018 :contribution au diagnostic des formules empiriques de calcul de débits maximums dans des bassins-versants non jauges. Cas de deux bassins-versants de nord de l'Algérie. Thèse de Master, école nationale supérieure d'hydraulique -arbaoui abdellah. 12p.

BOUTOUTAOU D., BELAGOUNE F., SAGGAI S., 2011 : Etude des crues des bassins versants arides et semi arides de l'Algérie. Bassins d'El Hodna, de Chott Melghir et des hauts plateaux. *Annales des Sciences et Technologies*.

CHITAOU, S & BERREK, I., 2019 :Estimation des débits de crues de différents temps de retour à l'aide de plusieurs méthodes D'un bassin versant MEDJEZ ELBGAR –Guelma. Thèse de Master, faculté des sciences BADJI MOKHTAR-ANNABA.

LABORDE, J. P., 2013 : Les crues du Nord de l'Algérie. Université de Nice-Sophia Antipolis, France.

COLLIGNON, B., 1986 : Hydrogéologie appliquée des aquifères karstiques des Monts de Tlemcen. *Thèse de Doctorat, Université Avignon, France*, 282 p.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

COUTAGNE, A., 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. 84p.

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.

FRANCOU, J. ET J. A. RODIER, 1969 : Essai de classification des crues maximales. AIHS Publication (Les crues et leur évaluation, Vol. 1), 84 p.

GALEA, G. & RAMEZ, P., 1995 : Maîtrise du ruissellement et de l'érosion en vignoble de coteau – Guide à l'usage des aménageurs. Antony : Cemagref Éditions.

GHENIM, O., 2020 : Analyse conjointe des régimes pluviométrique et hydrologique du bassin de l'Oued Chouly. *Mémoire de master*, Université de Tlemcen.

GHERISSI R., 2012 : Hydrologie et modélisation pluie-débit : cas du bassin versant de l'Oued Lakhdar (ex : Chouly) (Tafna, Nord-Ouest Algérien). *Mémoire de magister*, Université de Tlemcen.

GHERISSI R., 2017 : Validation des modèles hydrologiques GR2M et GR4J sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar (Tafna-NW Algérien). Thèse de doctorat, Université de Tlemcen.

GHORBEL, A., 1984 : Détermination des débits maxima à partir des paramètres régionaux. Publication du Ministère de l'Agriculture de la République Tunisienne (Direction des Ressources en Eau), 24 p.

HADDOU, K., 2019 : Importance relative des processus de transformation des nutriments à grande échelle (cas du bassin versant de la Tafna). Thèse de doctorat, Université de Tlemcen, 27 p.

MAHAMADOU KARIMOU B., ISSA O., CHARLES B., KARIMOU J.M.A. & BERNARD T., 2017 : Caractérisation morphologique des cuvettes oasiennes du Centre-Est du Niger, 26 p.

OUARDA, TAHA BMJ, GINGRAS, HUGO & BOBÉE, 2001 : Bernard. Synthèse des méthodes simples de régionalisation. INRS-Eau, 2001. Rapport de recherche N°R-600. 71p.

PERRODON A. 1957. Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Alger. 328 p.

ROCHE, M., 1963 : Hydrologie de surface- *Paris, Gauthier – Villars*, 430 p.

SERHIR, N., 2010 : Cours Hydrologie de L'ingénieur [Rapport]. - Casablanca : EHTP.

STRAHLER A.N., 1957 : Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology”, American Geophys. Union Trans.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

SVOBODA M., HAYES M., WOOD D., 2012: Guide d'utilisation de l'indice de précipitations normalisé. Organisation météorologique mondiale. Temps Climat-Eau. Geneva-Suisse. OMM-N°. 1090. 16 p. ISBN 978-92-63-21090-6.

TONINI, D., 1951 : Méthodes employées en Italie pour l'évaluation des crues maxima des cours d'eau. 77p.

TOUAIBIA B., 2004 : Manuel pratique d'hydrologie. Ed. Madani Blida.

ZAHAR, Y., 1986 : GRADEX-valeurs extrêmes Rapport bibliographique, Laboratoire d'Hydrologie mathématique. Diplôme d'études approfondies, académie de Montpellier, université des sciences et techniques du LANGUEDOC.