

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

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



MEMOIRE

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

En: **Hydraulique**

Option: **Hydraulique urbaine**

Présenté par :

BEKADDOUR Meriem

Thème

Etude de la performance du modèle hydrologique HBV Light appliqué au bassin versant d'Oued Louza

Soutenu publiquement, le / 11 / 2020, devant le jury composé de :

| | | | |
|--------------------------|------------|-----------------|-------------------------|
| M GHENIM N.A | Professeur | Univ. Tlemcen | Président |
| Mme BABA HAMED K. | Professeur | Univ. Tlemcen | Directrice de mémoire |
| M DJELLOULI F | Docteur | Univ. EL Bayadh | Co-Directeur de mémoire |
| M MEGNOUNIF A. | Professeur | Univ. Tlemcen | Examinateur |

2019-2020

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

أَوَلَمْ يَرَ الَّذِينَ كَفَرُوا أَنَّ السَّمَوَاتِ وَالْأَرْضَ كَانَتَا
رَتْقًا فَفَتَقْنَاهُمَا^ط وَجَعَلْنَا مِنَ الْمَاءِ كُلَّ شَيْءٍ حَيٍّ^ط
أَفَلَا يُؤْمِنُونَ

صدق الله العظيم

REMERCIEMENTS

En préambule à ce mémoire, je remercie ALLAH qui m'a aidé et donné la patience et le courage durant ces longues années d'études.

La réalisation de ce mémoire a été possible grâce au concours de plusieurs personnes à qui je voudrais témoigner toute ma gratitude.

*Tout d'abord, ce travail n'aurait pas pu voir le jour sans l'aide et l'encadrement du Professeur **BABA-HAMED Kamila** que je remercie pour son extrême gentillesse et sa patience, sa disponibilité durant toute l'élaboration de mon projet de fin d'études aussi pour la qualité de son encadrement exceptionnel.*

*Une motion particulière à mon co-encadreur Docteur **DJELLOULI Fayçal** pour son aide inestimable et ses orientations.*

*Je tiens également à remercier le Professeur **GHENIM NEKKACHE Abderrahmane**, qui après m'avoir fait profiter de son enseignement, a accepté de présider ce jury.*

*Mes profonds remerciements vont également au Professeur **MEGNOUNIF Abdessalam**, pour avoir accepté de juger ce travail ces remarques ne pourront être que constructives pour moi.*

Je tiens particulièrement à remercier mes parents, pour leur soutien constant et leurs encouragements. Ils ont toujours été là pour me booster.

*Je ne pourrai oublier d'adresser mes remerciements à Monsieur **ZENNAKI Ahmed** et Melle **BENDJEMA Lina**, Pour leur aide, leurs encouragements, leurs riches informations et les efforts fournis pour m'aider.*

Je ne saurai terminer sans penser à tous les enseignants (es) du Département d'Hydraulique de l'Université de Tlemcen qui ont fait tout leur possible afin de faire de nous ce que nous sommes aujourd'hui.

Que tous ceux (amis(es), proches et collègues) qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire soient vivement remerciés.

Dédicaces

A ma chère mère,

*A celle qui a attendu avec patience les fruits de sa
bonne éducation et de ses sacrifices et de ses dévouements.*

A mon cher père.

*A celui qui sait changer la nuit en jour pour m'assurer les bonnes
conditions.*

A ma petite famille qui m'a toujours soutenue.

A mes sœurs Nour El Houda et Malek.

A mes frères Mohammed et Nour EL Islem.

A mon cousin Ashref.

A tous (tes) mes amis (es) et mes collègues.

Je dédie ce modeste travail.

Bekaddour Meriem.

Résumé

Les modèles pluie-débit peuvent être utilisés pour diverses applications comme la simulation ou la prévision des débits. Dans les deux cas, ils font intervenir des paramètres qui ne peuvent être directement mesurés et qui doivent donc être calés en optimisant la valeur d'un critère numérique appelé critère d'efficacité, basé sur l'erreur du modèle.

Ce travail est basé sur l'évaluation de la performance du modèle hydrologique semi-distribué HBVL Light appliqué au niveau du bassin versant d'oued Louza situé au Nord ouest algérien dont la superficie est de 746 km² et qui jouit d'un climat semi aride enregistrant en moyenne 297,1 mm de précipitations et une température annuelle d'environ 19°C.

Le débit moyen interannuel équivaut 0.16 m³/s observé durant la période (1975/1976 - 2005/2006).

La mise au point du modèle hydrologique conceptuel pluie-débit HBV Light a permis l'obtention de résultats satisfaisants pendant les phases de calage et de validation avec respectivement des coefficients de Nash de 73,95% et de 79,74% et des coefficients de détermination de 0.7584 pour la calibration et 0.8124 pour la validation.

Mots clés : Bassin versant, Oued Louza, modélisation pluie-débit, HBV Light, Performance, critère de Nash.

Abstract

Rainfall-runoff models can be used for various applications such as simulation or forecasting flows. In both cases, they involve parameters which cannot be directly measured and must be calibrated by optimizing the value of a numerical criterion highlighting the efficiency of simulation.

This work is based on the evaluation of the performance of the semi-distributed hydrological model HBV Light applied to wadi Louza watershed located in the North West of Algeria with an area of 746 km², characterized by a semi arid climate, an average annual precipitation of 297.1 mm and an annual temperature of 18.9 ° C.

The interannual average flow equal 0,16m³/s, observed during the period (1975/1976-2005/2006).

The development of the HBV Light conceptual rainfall-runoff hydrological model made it possible to obtain satisfactory results during the calibration and validation phases with respectively Nash coefficients of 73,95% and 79,74% and coefficients of determination of 0.7584 for calibration and 0.8124 for validation.

Keywords: Watershed, Wadi Louza, rainfall-runoff modelling, HBV Light, Performance, Nash criterion.

ملخص

يمكن استخدام نماذج تساقط - تدفق في تطبيقات مختلفة مثل محاكاة التدفقات أو التنبؤ بها. في كلتا الحالتين ، فإنها تنطوي على المعلمات التي لا يمكن قياسها مباشرة وبالتالي يجب معايرتها من خلال تحسين قيمة معيار رقمي يسمى معيار الكفاءة ، بناءً على خطأ النموذج .

يعتمد هذا العمل على تقييم أداء النموذج الهيدرولوجي نصف الموزع HBVLight المطبق على مستوى مستجمعات مياه واد اللوزة الواقعة في الشمال الغربي للجزائر بمساحة 746 كيلومتر مربع التي تتمتع بمناخ شبه جاف يبلغ متوسط هطول الامطار 297.1 ملم و درجة حرارة سنوية تبلغ 19 درجة مئوية. متوسط التدفق بين السنوات يعادل 0.16 متر مكعب / ثانية لوحظ خلال الفترة (1975/1976-2005/2006). اتاح تطوير النموذج الهيدرولوجي المفاهيمي تساقط - تدفق HBVLight الحصول على نتائج مرضية اثناء مرحلتي المعايرة و التحقق من صحة معاملي Nash بنسبة 73.95 % و 79.74 % و معاملات تحديد 0.7584 للمعبرة و 0.8124 للمصادقة.

الكلمات المفتاحية : مستجمعات المياه ، واد اللوزة ، نمذجة تساقط - تدفق ، HBVLight ، معيار ناش .

Liste des abréviations

A : Aire.

A.N.R.H : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.

Cv: Coefficient de variation

Ct : Coefficient de torrentialité.

Dd : Densité de drainage.

ETP : Evapotranspiration Potentielle

ETPcor : Evapotranspiration Potentielle Corrigée

ETR : Evapotranspiration Réelle.

EQM : Erreur quadratique moyenne.

HBV Light : Hydrologiska Byråns Vatten balansavdelning.

I : Indice d'aridité annuel de De Martonne.

Ip : Indice de pente.

Le : Lamme d'eau écoulée.

l : Largeur

L : Longueur.

P : Périmètre..

P : Précipitations .

Q : Débit en m³/s .

R² : Coefficient de détermination.

R : Ruissellement (mm). .

T : Température.

Tc : Temps de concentration.

χ² : Test de Khi deux. .

Σ : Somme .

π: 3,14 .

U : Variable réduite de Gauss.

δ : Ecart type.

σ^2 : Variance.

Liste des figures

| | |
|--|----|
| Figure I.1 : Représentation du cycle de l'eau..... | 4 |
| Figure I.2. Schéma d'un bassin versant | 6 |
| Figure I.3 : Principe de fonctionnement des modèles pluie – débit | 7 |
| Figure I.4 : Fonction de production et de transfert dans un modèle hydrologique | 8 |
| Figure I.5: Les quatre opérations de la modélisation..... | 9 |
| Figure I.6: Différentes applications de la modélisation pluie-débit selon le-Cemagref..... | 9 |
| Figure I.7: Processus de construction d'un modèle | 10 |
| Figure I.8. Classification des modèles hydrologiques | 12 |
| Figure I.9: Différentes approches de la modélisation | 13 |
| Figure I.10 : Structure de modèle IHCREs | 17 |
| Figure I.11 : Fonction de production du modèle hydrologique CEQUEAU..... | 18 |
| Figure I.12: Fonction de transfert du modèle hydrologique CEQUEAU..... | 20 |
| Figure I.13 : Structure du modèle GR2M | 20 |
| Figure I.14 : Structure du modèle GR4J | 20 |
| Figure I.15: Structure du modèle HBV Light | 22 |
| Figure I.16 : Schéma simplifié du modèle HBV | 23 |
| Figure I.17 : Structure générale du modèle HBV Light..... | 26 |
| Figure I.18 : Exemple du menu des paramètres de calage du modèle HBV Light..... | 28 |
| Figure I.19 : Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV | 29 |
| Figure I.20 : Coefficient de ruissellement en fonction de l'humidité du sol et de la capacité maximale du stockage | 30 |
| Figure I.21 : Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP..... | 32 |
| Figure I.22 : Fonction de réponse..... | 33 |
| Figure I.23 : Exemple des résultats graphiques de la simulation obtenus par le modèle | 35 |
| Figure II.1: Situation géographique du bassin versant de la Macta (a) et de l'oued Louza..... | 37 |
| Figure II.2: Rectangle équivalent du bassin versant d'Oued Louza..... | 39 |
| Figure II.3: Courbe hypsométrique du bassin versant d'Oued Louza..... | 41 |
| Figure II.4: Histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant d'Oued Louza..... | 41 |
| Figure II.5: Carte altimétrique du bassin versant d'Oued Louza | 42 |
| Figure II.6: Réseau hydrographique du bassin versant d'oued Louza..... | 45 |
| Figure II.7: Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre..... | 46 |
| Figure II. 8: Droite représentative du rapport des longueurs en fonction de l'ordre..... | 47 |
| Figure II. 9: Carte géologique du Nord-Ouest Algérien..... | 49 |
| Figure II. 10: Carte lithologique du bassin versant d'Oued Louza | 50 |

| | |
|--|----|
| Figure III.1 : Situation des stations hydro-pluviométrique utilisées | 53 |
| Figure III.2 : variation des précipitations moyennes annuelles au bassin de Louza..... | 54 |
| Figure III.3: Variation des précipitations moyennes mensuelles au bassin de Louza..... | 55 |
| Figure III.4: Histogramme des précipitations saisonnières au bassin de Louza | 56 |
| Figure III.5: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale..... | 58 |
| Figure III.6: Variation des températures annuelles au niveau du barrage Ouizert..... | 60 |
| Figure.III.7: Variation de la température mensuelle moyenne au niveau du barrage Ouizert..... | 61 |
| Figure III.8: Courbe pluviothermique au niveau du bassin d'oued Louza | 62 |
| Figure III. 9: Abaque de De Martonne pour le bassin de l'oued Louza | 63 |
| Figure III.10: Variation de l'ETP Turc et de l'ETP Thornthwaite au niveau de l'oued Louza..... | 65 |
| Figure III.11: Variation des débits annuels à la station Tenira | 67 |
| Figure III.12 : Variation mensuelle des débits | 68 |
| Figure III.13 : Variations saisonnières des débits | 69 |
| Figure III.14: Pourcentage des débits saisonniers | 69 |
| Figure III.15: Courbe d'ajustement à la loi log normale des débits..... | 71 |
| Figure III.16: Variation des lames d'eau écoulées annuelles à la station Tenira | 73 |
| Figure III.17: Variation moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées à la station Tenira..... | 73 |
| Figure III.18: Variation saisonnières des lames d'eau écoulées à la station Tenira..... | 74 |
| Figure III.19: Relation entre les précipitations et les lames d'eau écoulées de la station de Tenira | 76 |
| Figure IV.1: Organigramme montrant le processus d'entrée et de sortie du modèle HBV Light... | 79 |
| Figure IV.2: Exemple du menu des paramètres de calage du HBV Light..... | 80 |
| Figure IV.4: Visualisation du calage par le modèle HBV Light au niveau de l'oued Louza..... | 83 |
| Figure IV.5: Corrélacion entre la lame d'eau simulée et la lame d'eau observée (phase de calage)..... | 84 |
| Figure IV.6 : Visualisation de la validation par le modèle HBV Light de l'oued Louza..... | 85 |
| Figure IV.7: Corrélacion entre la lame d'eau simulée et la lame d'eau observée (phase de validation)..... | 86 |

Liste des tableaux

| | |
|--|----|
| Tableau I.1 : Variable des critères d'ajustement..... | 16 |
| Tableau I.2: Paramètres de captage (Catchment Parameters)..... | 27 |
| Tableau I.3: Paramètres de végétation (Vegetation Zone Parameters)..... | 27 |
| Tableau I.4: Liste des Graphes-options | 34 |
| Tableau II.1: Caractéristiques de forme du bassin versant de l'Oued Louza..... | 39 |
| Tableau II.2: Répartition hypsométrique du bassin d'oued Louza..... | 40 |
| Tableau II.3 : Altitudes caractéristiques du bassin versant d'Oued Louza..... | 42 |
| Tableau II.4: Classification des reliefs d'après l'ORSTOM..... | 43 |
| Tableau II.5 : Classification des bassins versants selon leur superficie..... | 43 |
| Tableau II.6: Paramètres morphométriques du bassin de l'Oued Louza..... | 44 |
| Tableau II.7: Caractéristiques morphométriques du bassin versant d'oued Louza..... | 51 |
| Tableau III.1:Présentation des stations météorologiques..... | 52 |
| Tableau III.2: Valeurs moyennes des précipitations annuelles au niveau du bassin Louza.... | 54 |
| Tableau III.3: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations au niveau du bassin Louza ... | 55 |
| Tableau III.4: Précipitations saisonnières au bassin de Louza..... | 56 |
| Tableau III.5: Distribution des précipitations moyenne annuelle en terme croissant de la station représentative de l'oued Louza sur la période | 57 |
| Tableau III.6 : Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station représentative de l'oued Louza (loi normale)..... | 57 |
| Tableau III.7 : Calcul du χ^2 pour la station moyenne (loi normale)..... | 59 |
| Tableau III.8 : Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée..... | 59 |
| Tableau III.9: Présentation de station barrage Ouizert..... | 59 |
| Tableau III. 10: Températures moyennes annuelles au niveau du barrage Ouizert..... | 60 |
| Tableau III.11 : Valeurs de la température moyenne mensuelle au niveau du barrage Ouizert..... | 61 |
| Tableau III.12: Précipitations et températures moyennes mensuelles enregistrées au niveau du bassin d'oued Louza | 62 |
| Tableau III.13: Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne..... | 63 |
| Tableau.III.14: Valeurs d'ETP par la méthode de Turc au niveau d'oued Louza | 65 |
| Tableau III.16: Présentation de station Tenira..... | 66 |
| Tableau III. 17 : Variation annuelle des débits à la station Tenira..... | 67 |
| Tableau III. 18 : Valeurs moyennes mensuelles des débits | 68 |
| Tableau III.19 : Répartition des débits saisonniers..... | 68 |

| | |
|--|----|
| Tableau III.20: Distribution des débits moyens interannuels (exprimés en L/s) en terme croissant de la station de Tenira..... | 69 |
| Tableau III.21 : Paramètres de position et de dispersion des débits de la station de Tenira.... | 70 |
| Tableau III.22: Paramètres de position et de dispersion pour la loi log normal..... | 70 |
| Tableau III.23 : Calcul du χ^2 pour la station de Tenira (loi log normal)..... | 71 |
| Tableau III.24: Calcul des débits pour une période de récurrence donnée..... | 72 |
| Tableau III. 25 : Valeurs des lames d'eau écoulées annuelles à la station Tenira | 72 |
| Tableau IV.1: Résultats des paramètres d'optimisation du calage du modèle HBV light appliqué pour l'oued Louza..... | 81 |
| Tableau IV.2: Résultats de la validation du modèle HBV Light appliqué à l'oued Louza | 84 |
| Tableau IV.3: Récapitulatif des résultats de calage et de validation modèle tels qu'ils apparaissent dans le logiciel HBV Light..... | 86 |

Tables des matières

Remerciements

Dédicaces

Résumé

Liste des abréviations

Liste des figures

Liste des tableaux

Introduction générale.....1

Chapitre I :Etat de l'art de la modélisation Pluie – Débit

| | |
|---|----|
| Introduction..... | 3 |
| I.1. Cycle de l'eau | 3 |
| I.2. Modélisation hydrologique | 6 |
| I.2.1. Objectifs de la modélisation hydrologique..... | 8 |
| I.2.2. Etapes de la modélisation hydrologique | 9 |
| I.2.3. Choix d'un modèle | 11 |
| - Objectif de l'étude hydrologique : | 11 |
| - Disponibilité des données :..... | 11 |
| - Nature du modèle :..... | 11 |
| I.2.4. Classification des modèles hydrologiques | 11 |
| I.2.4.1. Modèles stochastiques | 13 |
| I.2.4.2. Modèles déterministes | 13 |
| I.2.4.3. Modèles à base physique | 14 |
| I.2.4.4. Modèles paramétriques | 14 |
| I.2.4.5. Modèles empiriques..... | 14 |
| I.2.4.6. Modèles analytiques | 14 |
| I.2.4.7. Modèles conceptuels..... | 14 |
| I.2.4.8. Modèles globaux..... | 14 |
| I.2.4.9. Modèles spatialisés | 15 |
| I.2.5 Critères d'évaluation de la modélisation | 15 |
| a) Erreur moyenne | 15 |
| b) Erreur quadratique moyenne..... | 15 |
| c) Coefficient deNash-Sutcliffe..... | 16 |
| I.3. Typologie des modèles | 16 |

| | |
|---|----|
| I.3.1. Modèle global (IHACRES)..... | 16 |
| I.3.2. Modèle HEC-HMS..... | 17 |
| I.3.3. Modèle AIGA | 17 |
| I.3.4. Modèle CEQUEAU..... | 18 |
| I.3.5.Modèles du Génie Rural GR..... | 19 |
| I.4. Présentation du modèle choisi pour l'étude : modèle HBV Light..... | 20 |
| I.4.1. Description des paramètres du modèle HBV Light..... | 24 |
| I.4.2. Fonte des neiges et accumulation de neige | 29 |
| I.4.3. Précipitations efficaces et humidité du sol..... | 29 |
| I.4.4.Relation entre l'humidité du sol et la capacité du champ des eaux de ruissèlement | 31 |
| I.4.5. Evapotranspiration | 31 |
| I.4.6.Réponse des eaux de ruissèlement | 32 |
| I.4.7. Etalonnage ou calibration du modèle | 33 |
| I.4.8. Résultat graphique | 34 |

Chapitre II : Présentation du bassin versant d'oued Louza

| | |
|---|-----------|
| Introduction..... | 36 |
| II.1. Situation géographique du bassin versant de La Macta..... | 36 |
| II.2. Étude Morphométrique | 38 |
| II.2 .1 Caractéristiques géométriques | 38 |
| II.2.1.1. Superficie et Périmètre du bassin versant..... | 38 |
| II.2.1.2 Caractéristiques de forme | 38 |
| II.2.2. Etude du relief..... | 40 |
| II.2.2.1. Courbe hypsométrique..... | 40 |
| II.2.2.2. Indices de pente et relief | 42 |
| II.2.3. Etude du réseau hydrographique..... | 44 |
| II.2.3.1. Densité de drainage | 45 |
| II.2.3.2. Fréquence des cours d'eau..... | 45 |
| II.2.3.3. Rapport de confluence..... | 46 |
| II.2.3.4. Rapport des longueurs | 47 |
| II.2.3.5. Coefficient de torrentialité..... | 47 |
| II.2.3.6. Temps de concentration..... | 47 |
| II.3. Aperçu géologique sur le bassin versan | 48 |
| II.3.1. Cadre géologique du bassin | 48 |

| | |
|---|-----------|
| II.3.2. Géologie du bassin versant de la Macta..... | 48 |
| II.3.3. Géologie de la zone d'étude | 48 |
| II.3.4. Principales unités lithologique..... | 49 |
| II.3.5. Hydrogéologie de la zone d'étude..... | 50 |
| II.4 Conclusion..... | 51 |

Chapitre III : Hydro-climatologie

| | |
|---|-----------|
| Introduction..... | 52 |
| III.1. Etude des précipitations | 52 |
| III.1.1. Variation de la pluviométrie interannuelle..... | 53 |
| III.1.2. Variation des précipitations mensuelles | 54 |
| III.1.3. Précipitations saisonnières | 55 |
| III.1.4. Etude Statistique des précipitations | 56 |
| III.2. Etude des températures | 59 |
| III.2.1. Etude de la température annuelle..... | 59 |
| III.2.2. Températures moyennes mensuelles..... | 60 |
| III.3. Etude de climat | 61 |
| III.3.1. Méthodes graphiques (courbe pluviothermique de Bagnouls et Gaussen)..... | 61 |
| III.3.2. Indices climatiques | 62 |
| III.4. Evapotranspiration potentielle (ETP) | 63 |
| III.5. Evapotranspiration réelle (ETR) | 66 |
| III.6. Calcul du ruissellement « R » | 66 |
| III.7. Etude des débits..... | 66 |
| III.7.1 Variation annuelle des débits :..... | 67 |
| III.7.2. Variation moyenne mensuelle des débits : | 68 |
| III.7.3 Variation saisonnière des débits : | 68 |
| III.7.4. Etude statistique des débits..... | 69 |
| III.8. Etude des lames d'eau écoulées | 72 |
| III.8.1. Variations des lames d'eau écoulées annuelles | 72 |
| III.8.2. Variation mensuelles des lames d'eau écoulées | 74 |
| III.8.3. Variation saisonnière des lames d'eau écoulées | 74 |
| III.9. Relation entre les précipitations et les lames d'eau écoulées | 74 |
| III.10. Conclusion..... | 77 |

Chapitre IV : Application du modèle HBV Light

| | |
|---|----|
| Introduction..... | 78 |
| IV.1. Application du modèle HBV Light : | 79 |
| IV.2. Calage du modèle | 80 |
| IV.3 Validation du modèle | 85 |
| IV.4 Conclusion | 87 |
| Conclusion générale | 88 |
| Références Bibliographiques | |

Introduction générale

Introduction générale

Les ressources naturelles en eau douce de surface correspondent à une part minime des ressources en eaux totales de la Terre. Cependant, elles présentent une signification sociale particulière car leur gestion est d'une importance vitale pour les activités humaines. Les risques qui leur sont associés, tels que sécheresses ou inondations, entraînent des dégâts qui sont très élevés, d'où un enjeu économique incontournable justifiant les moyens mis en œuvre pour le perfectionnement des méthodes de quantification et de gestion de ces ressources.

L'Hydraulique intervient essentiellement pour examiner les conséquences des débits prévus par l'hydrologie sur le niveau des eaux dans le lit majeur du bassin versant. Les modèles hydrologiques conceptuels s'approchent de la réalité des fonctionnements hydrologiques. En effet, l'approche hydrologique pluie-débit utilise la connaissance de la pluviométrie et est applicable en tout point du réseau hydrographique. Elle permet de bénéficier d'un temps d'annonce supérieur en prenant en compte la totalité du temps de réponse du bassin à la pluie. De plus, elle peut être combinée à des prévisions de pluie et d'autres données hydrométéorologiques dans le bassin versant pour une plus grande anticipation. La majeure partie du délai de prévision disponible pour l'homme réside dans le laps de temps entre la chute d'une précipitation et l'occurrence de la crue qui lui est associée.

Dans un contexte de protection de la population contre les inondations provoquées par les crues, il faut pouvoir disposer d'outils opérationnels et fiables pour pouvoir prendre les dispositions nécessaires afin d'atténuer les dégâts éventuels. Le prévisionniste doit pouvoir prévoir qu'elle va être l'évolution du débit de la rivière dans un futur proche avant d'activer le système d'alerte des populations. Une amélioration de la prévision des débits amène donc à une amélioration des opérations de prévention. En général, le problème nécessite au préalable des prévisions météorologiques et par conséquent, les résultats sont souvent donnés sous forme conditionnelle en fonction des pluies à venir (Michel, 1989).

La modélisation pluie-débit aurait des applications immédiates dans les domaines suivants :

- Prévision des étiages, plus particulièrement pendant les périodes de sécheresse,
- Prévision des crues et lutte contre les inondations,
- Production de débits sur les bassins non jaugés,
- Reconstitution de débits pour combler les lacunes de mesures.

L'objectif de notre travail est de tester l'applicabilité du modèle HBV Light sur le bassin d'oued Louza situé au Nord ouest algérien. Il se compose de quatre chapitres :

- ❖ **Le premier chapitre:** consacré à l'état de l'art de la modélisation Pluie – Débit et c'est aussi dans ce chapitre que nous exposons le modèle utilisé dans notre travail,
- ❖ ce qui va permettre de le comprendre pour juger de sa capacité à reproduire les débits observés et à prévoir des débits futurs.

- ❖ **Le deuxième chapitre :** donne un aperçu général sur le bassin versant d'oued Louza en définissant ses caractéristiques physiques et géologiques.

- ❖ **Le troisième chapitre :** introduit la base de données climatique et hydrologique disponibles pour la caractérisation du régime climatique du bassin versant d'oued Louza.

- ❖ **Le quatrième chapitre :** Nous présenterons les résultats de l'application du modèle HBV Light sur notre bassin d'étude.

Nous terminons notre mémoire par une Conclusion Générale dans laquelle sera établie une synthèse des résultats obtenus durant cette étude et proposerons dans la mesure du possible quelques recommandations.

Chapitre I
Etat de l'art de la
modélisation

Introduction

Nous vivons ces dernières années un développement extraordinaire des moyens de calcul automatique avec des ordinateurs de plus en plus puissants et de plus en plus performants. Ces puissants outils informatiques, mis à la disposition des hydrologues, ont permis de réaliser des progrès considérables dans le domaine de la modélisation hydrologique. De nombreux modèles hydrologiques ont vu le jour au cours de ces trente dernières années, surtout en regard de la relation pluie - débit, offrant ainsi beaucoup de flexibilité dans la manipulation, beaucoup de gain en temps matériel, etc. Néanmoins, le bilan de l'exploitation et de l'utilisation opérationnelle de ces modèles reste en deçà des espoirs suscités par l'avènement de cette technique scientifique. En effet, la manipulation et l'utilisation d'un modèle par une personne autre que son concepteur s'avère souvent être une tâche délicate, parfois pénible et dans bien des cas impossible, car souvent, on se contente d'importer et d'adapter des modèles déjà existants conçus pour des milieux bien différents.

L'application des modèles mathématiques aux observations et aux expérimentations hydrologiques sur un bassin versant est le complément logique et nécessaire à l'interprétation de son fonctionnement et ses interactions avec le milieu extérieur. Le modèle sert à la fois à comprendre le fonctionnement actuel du système et prédire son comportement futur.

Les modèles doivent pouvoir décrire les différentes étapes de la transformation pluie-débit et en particulier les processus liés à la formation des crues et à l'apparition des étiages. Ils sont censés fournir des informations exploitables pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, de protection contre les crues ou pour la gestion hydrologique et écologique du bassin versant étudié.

Un modèle hydrologique n'est qu'une simplification d'un système complexe (Payraudeau, 2002). Tout choix d'un modèle requiert donc l'évaluation de sa capacité à représenter la réalité.

I.1. Cycle de l'eau

C'est un concept qui englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre (fig.I.1). Cette définition implique que les mécanismes régissant le cycle hydrologique ne surviennent pas seulement les uns à la suite des autres, mais sont aussi concomitants.

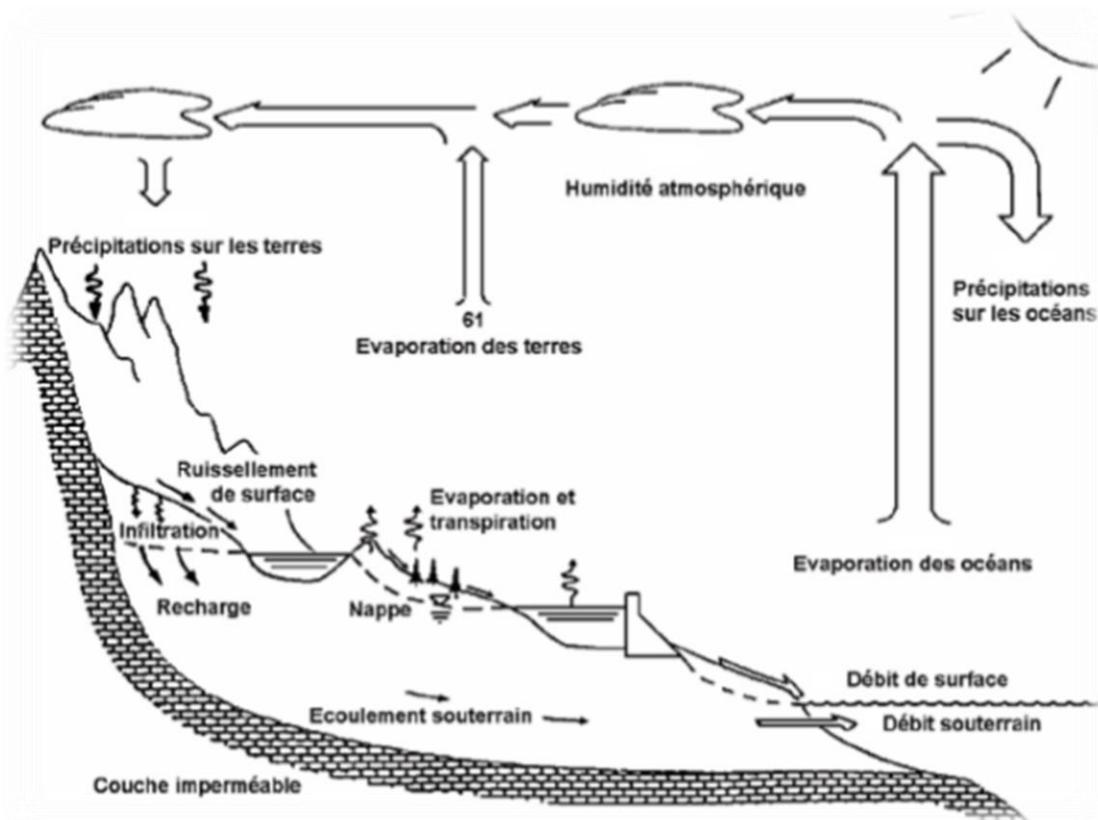


Figure I.1 : Représentation du cycle de l'eau (Maidment, 1992).

Sous l'effet du rayonnement solaire, l'eau évaporée à partir du sol, des océans et des autres surfaces d'eau, entre dans l'atmosphère. L'élévation d'une masse d'air humide permet le refroidissement général nécessaire pour l'amener à saturation et provoquer la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages, en présence de noyaux de condensation. Puis la vapeur d'eau, transportée et temporairement emmagasinée dans les nuages, est restituée par le biais des précipitations aux océans et aux continents. Une partie de la pluie qui tombe peut être interceptée par les végétaux puis être partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère. La pluie non interceptée atteint le sol. Suivant les conditions données, elle peut alors s'évaporer directement du sol, s'écouler en surface jusqu'aux cours d'eau (ruissellement de surface) ou encore s'infiltrer dans le sol. Il peut aussi y avoir emmagasinement temporaire de l'eau infiltrée sous forme d'humidité dans le sol, que peuvent utiliser les plantes. Il peut y avoir percolation vers les zones plus profondes pour contribuer au renouvellement des réserves de la nappe souterraine. Un écoulement à partir de cette dernière peut rejoindre la surface au niveau des sources ou des cours d'eau. L'évaporation à partir du sol, des cours d'eau, et la transpiration des plantes complètent ainsi le cycle.

Notions préliminaires

- **Précipitations**

Les précipitations sont une des composantes principales du cycle hydrologique. Elles représentent toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, sous forme

liquide ou solide en provenance directe ou indirecte de la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique. Elles sont mesurées en millimètres le plus souvent grâce à des pluviomètres. Il existe plusieurs formes différentes de précipitations: la pluie, la pluie verglaçante, le grésil et la neige, qui dépendent de l'épaisseur des nuages, de leur taux d'humidité, de la température de l'air ambiant et de celle du sol, mais aussi de la pression atmosphérique (Toudja, 2017).

- **Evaporation**

Grâce à l'énergie solaire, l'eau des mers et des océans s'évapore dans l'atmosphère en se débarrassant de son sel et de ses impuretés.

L'évaporation peut également provenir de la terre, nous parlerons alors d'évapotranspiration. C'est un phénomène qui transforme en vapeur d'eau les eaux des rivières, des lacs, des sols, des animaux, des hommes et surtout de la végétation. Cette vapeur d'eau viendra ensuite s'accumuler dans les nuages, de la même manière que l'évaporation des mers et océans.

- **Evapotranspiration**

L'évapotranspiration est la combinaison de l'évaporation directe à partir des surfaces d'eau libre, et de la transpiration végétale qui est un processus par lequel l'eau des végétaux est transférée dans l'atmosphère sous forme de vapeur. Elle dépend de cinq facteurs : la température, la pression atmosphérique, l'humidité, le vent, et la surface d'eau à l'air libre (Toudja, 2017).

- **Débit**

Le débit Q d'un cours d'eau, exprimé en m^3/s ou l/s , correspond au volume d'eau liquide traversant une section transversale de l'écoulement par unité de temps. Le débit reflète physiquement le comportement du bassin versant, et peut être interprété dans le temps et dans l'espace. À la station hydrométrique, on ne dispose pas d'une mesure directe et continue des débits, mais seulement d'un enregistrement des hauteurs d'eau en une section donnée. Le passage de la courbe des hauteurs d'eau en fonction du temps $H=f(t)$ appelée « limnigramme » à celle des débits $Q=f(t)$ appelée « hydrogramme » se fait par l'établissement d'une courbe de tarage $Q=f(H)$ à l'aide d'un jaugeage (Toudja, 2017).

- **Bassin versant**

Le bassin versant est l'échelle géographique adoptée pour gérer l'eau (fig. I.2). Il est délimité par les crêtes (ligne de points hauts d'un relief séparant deux versants opposés) au-delà desquelles les pentes dirigent les précipitations tombées vers un cours d'eau. Ces frontières sont appelées « lignes de partage des eaux ». Autrement dit, le bassin versant représente la zone irriguée par un réseau hydrographique dont toutes les précipitations reçues suivent une pente naturelle et se concentrent vers ce que l'on appelle un exutoire. Il est possible d'estimer les volumes et les distributions temporelles de ces précipitations à l'exutoire bien que le débit puisse techniquement être mesuré.

Il est caractérisé par :

- ses entrées (précipitations),
- sa géométrie (pentes des versants), sa composition (géologie, pédologie, occupation du sol etc...) et ses limites (lignes de partage des eaux),
- ses états internes (humidité du sol, piézométrie),
- ses sorties (évapotranspiration, débit à l'exutoire du bassin).

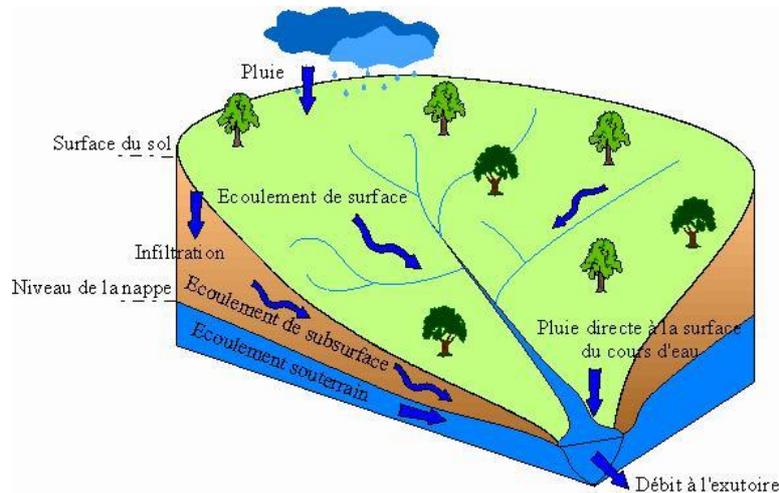


Figure I.2. Schéma d'un bassin versant

I.2. Modélisation hydrologique

La modélisation hydrologique est la représentation simplifiée sous forme physique ou mathématique d'un système complexe dans lequel les réponses reproduites par les sollicitations externes sont difficilement prévisibles à cause du très grand nombre de facteurs mis en jeu. C'est un outil essentiel pour la connaissance des phénomènes naturels, elle essaye d'établir un lien entre les variables d'entrée et de sortie par des relations mathématiques.

En hydrologie un modèle pluie-débit, est un outil numérique de représentation de la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant. Il permet de transformer des séries temporelles décrivant le climat d'un bassin versant donné.

Il est généralement défini par (fig. I.3) :

- **Variables d'entrée (variables indépendantes):** appelées aussi forçages en raison du rôle moteur qu'elles jouent sur un grand nombre de processus. Il s'agit généralement des chroniques de pluie et d'évapotranspiration ou de température.
- **Variables de sortie (variables dépendantes):** le modèle répond par un ensemble de variables (débits à l'exutoire, la piézométrie, flux ou concentration en polluants, etc ...).
- **Variables d'état:** qui correspondent aux variables internes du système et qui rendent compte de son état. Elles permettent de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps. Typiquement, ces variables sont les niveaux de remplissage des différents réservoirs (neige / production / routage).

- **Equations mathématiques** : qui relient les variables de sortie aux variables d'entrée et aux variables d'état. Celles-ci permettent de représenter de façon plus ou moins explicite les processus impliqués dans le fonctionnement du bassin versant étudié.
- **Paramètres de calage** : les paramètres des modèles hydrologiques, qu'ils aient une pseudo-signification physique ou qu'ils soient calés, servent à adapter la paramétrisation des lois régissant le fonctionnement du modèle, au bassin versant étudié.
- **Ses performances** : il s'agit d'estimer l'amplitude des erreurs de modélisation, calculées généralement sur la base d'une mesure de l'écart entre les valeurs simulées et les valeurs mesurées (Mathevet, 2005).

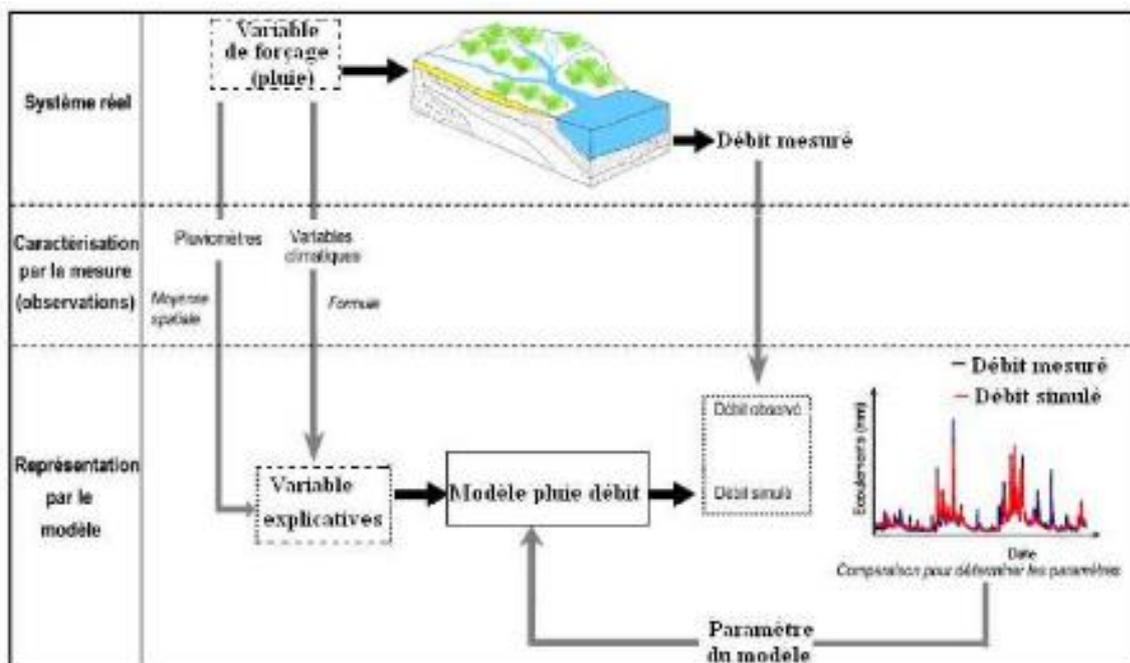


Figure I.3 : Principe de fonctionnement des modèles pluie – débit (Koffi, 2007)

Les variables citées ci-dessus interviennent dans la modélisation hydrologique par l'intermédiaire de deux fonctions: une fonction de production et une fonction de transfert (fig. I.4.) :

- **Fonction de production**: c'est une représentation simple mais réaliste, elle exprime la transformation de la pluie brute en pluie nette, définit la fraction de la pluie brute qui contribue effectivement au ruissellement (Morin, 1991). En d'autres termes, elle permet de calculer la quantité d'eau qui va s'écouler à l'exutoire d'un bassin ou sous bassin versant.
- **Fonction de transfert**: c'est la fonction qui permet de transférer, la quantité d'eau déterminée par la fonction de production, vers le cours d'eau. Elle permet la transformation de la pluie nette en un hydrogramme à l'exutoire du bassin versant, donc, de donner une forme à la crue dont le volume a été déterminé par la fonction de production, en simulant l'hydrogramme de crue à l'exutoire.

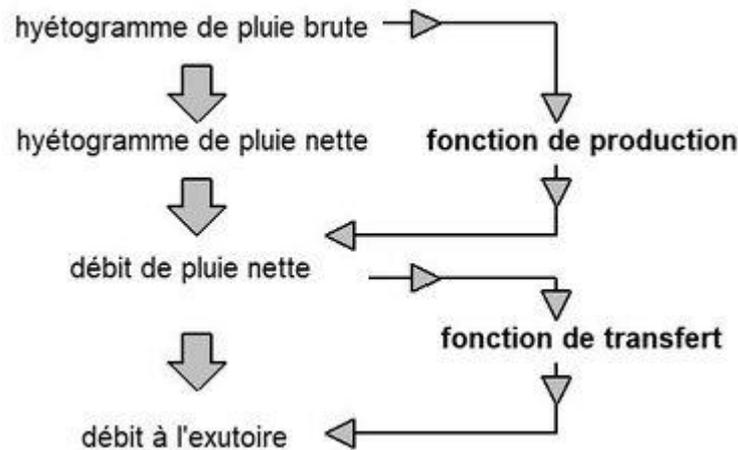


Figure I.4 : Fonction de production et de transfert dans un modèle hydrologique.

I.2.1. Objectifs de la modélisation hydrologique

Nombreux sont les objectifs de la modélisation tels que:

- **Simulation de débits:** Pour le comblement de lacunes dans des séries de données, la reconstitution de débits historiques (les données de pluie étant souvent disponibles sur des périodes beaucoup plus longues que les débits) ou pour permettre des traitements statistiques.
- **Prédétermination des débits de crue ou d'étiage :** On désire savoir avec quelle fréquence des débits de crue supérieurs à un seuil de risque ou des faibles débits risquent de se produire, et sur quelle durée. On se place ici dans une démarche d'analyse fréquentielle. Cette connaissance peut permettre le dimensionnement d'ouvrages et de réservoirs ou des aménagements dans le lit du cours d'eau.
- **Prévision des crues et des étiages :** Il s'agit d'évaluer par avance (avec un délai de quelques heures à quelques jours), en connaissant l'état du bassin, les débits de crues susceptibles de présenter des risques (inondation) ou les débits d'étiages pouvant demander de mettre en place une gestion particulière de la ressource (par des barrages-réservoirs par exemple) pour assurer l'approvisionnement en eau ou la préservation de la vie halieutique. On s'inscrit ici dans une démarche d'analyse en continu du bassin.
- **Influence des aménagements sur l'hydrologie :** On désire pouvoir prédire les changements de la réponse du bassin suite à des modifications d'origine humaine ou à des changements environnementaux. Ces problématiques font ressortir deux aspects importants, celui de l'évaluation du risque et celui de la gestion de la ressource. La pertinence des réponses que l'on peut leur apporter est conditionnée par celle du modèle dans sa représentation du bassin relativement aux objectifs fixés.

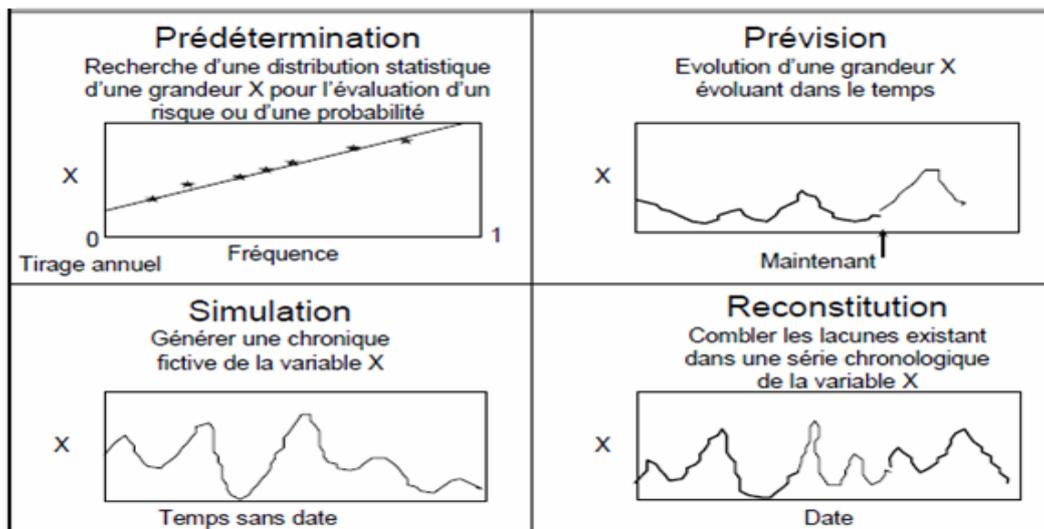


Figure I.5: Les quatre opérations de la modélisation (Perrin, 2002).

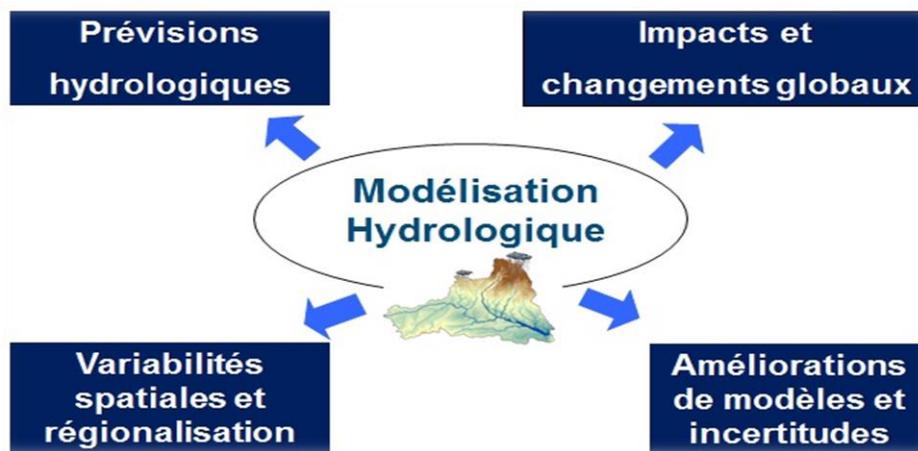


Figure. I.6 : Différentes applications de la modélisation pluie-débit selon le Cemagref.

La modélisation Pluie-Débit a pour but de rendre compte de la transformation des précipitations sur une aire donnée (bassin versant) en débit qui en résulte à l'exutoire de ce bassin, Il s'agit au départ d'un exercice de simulation répondant à un objectif de compréhension scientifique c'est-à-dire expliciter les différents flux et phénomènes associés, voire les réduire à des phénomènes physiques plus fondamentaux. La simulation hydrologique peut également être motivée par un objectif pratique : rendre compte des séries temporelles de débits. (Berthet, 2010)

I.2.2. Etapes de la modélisation hydrologique

L'élaboration d'un modèle hydrologique comporte certaines étapes essentielles:

- **Définir** le modèle et ses objectifs en termes de précision (Ambroise, 1998). Cette définition permettra de déterminer les choix à faire par la suite et donc de préciser les chemins à suivre dans l'élaboration des étapes suivantes.

- **Identifier** le modèle, pour pouvoir définir et caractériser le système, ses frontières et sa structure, définir l'événement, les variables et les paramètres et émettre les hypothèses et le choix des échelles de temps et d'espace caractéristiques des processus de base.
- **Elaborer** l'algorithme à incorporer dans un outil informatique capable de procéder aux instructions. Cet algorithme doit être suivi de la vérification du logiciel lui-même (De Marsily et Ambroise, 1998).
- **Caler** le modèle, par estimation des paramètres du modèle, non mesurables, selon des critères déductifs ou des observations des entrées et des sorties. Il existe deux façons d'estimer les paramètres à partir d'un échantillon:
 - **la méthode passive** (on prend tous les couples entrées-sorties disponibles, et par des méthodes statistiques, on évalue les coefficients des équations),
 - **la méthode active** (en donnant un poids spécifique plus grand à certaines observations ou groupe d'observations). Le calage peut être manuel ou automatique.
- **Evaluer** le modèle, en comparant la réponse simulée par le modèle à une sollicitation expérimentale et la réponse réelle, à partir de données différentes de celles utilisées pour le calage.
- **Définir** les limites d'application du modèle élaboré (Ambroise, 1998). La formulation mathématique du modèle est basée sur des équations simplifiées, selon certaines hypothèses concernant les conditions initiales et aux limites.

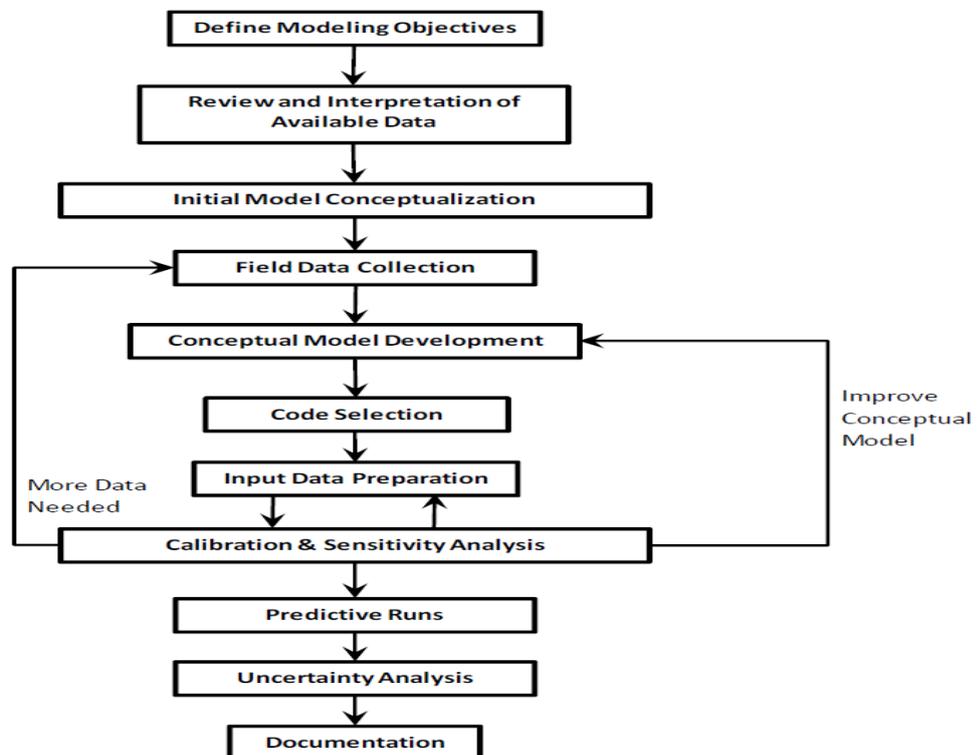


Figure I.7: Processus de construction d'un modèle (Wels, 2012)

I.2.3. Choix d'un modèle

Le choix d'un modèle hydrologique se fait en fonction des éléments suivants :

- **Objectif de l'étude hydrologique** : Les objectifs de l'étude hydrologique sont multiples selon lesquels, on peut négliger ou simplifier certains paramètres dans la modélisation.
- **Disponibilité des données** : En dépit des incertitudes que présentent des modèles par rapport à d'autres, le manque de données nous contraint à les utiliser.
- **Nature du modèle** : la robustesse et la simplicité du modèle influencent le choix en particulier dans le cas où le temps, où le coût présentent une contrainte.

I.2.4. Classification des modèles hydrologiques

Le premier modèle hydrologique est celui de Perreault paru en 1674. C'est un modèle annuel, global sur le bassin versant de la Seine à Paris. Il annonçait que l'écoulement correspondait au sixième de la pluie. Depuis, la modélisation hydrologique s'est largement développée et l'on peut différencier les modèles disponibles selon le type d'approche utilisé pour représenter le cycle hydrologique (fig. I.8 et I.9).

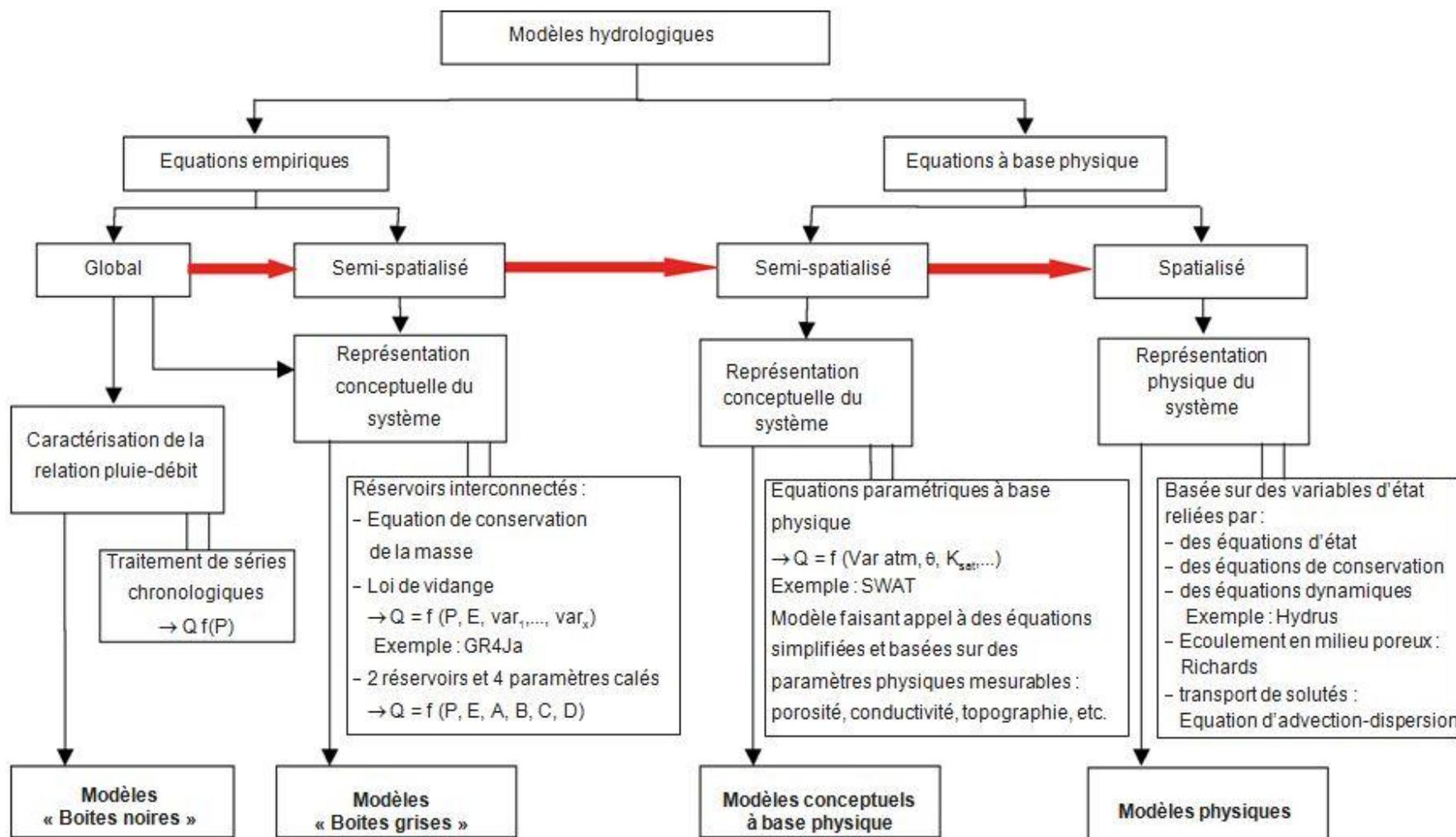


Figure I.8. Classification des modèles hydrologiques (Beckers E. & Degré A., 2011).

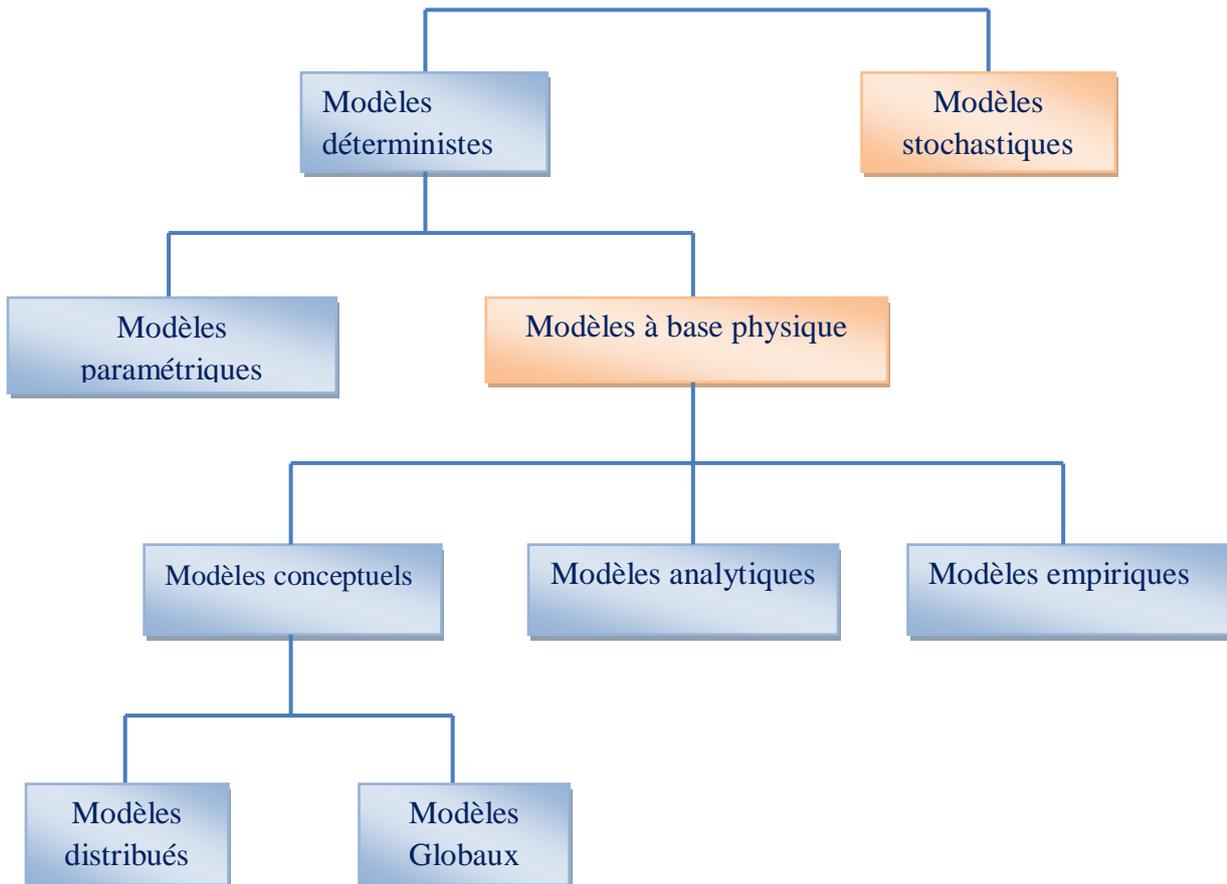


Figure I.9: Différentes approches de la modélisation.

I.2.4.1. Modèles stochastiques

La modélisation stochastique peut être envisagée en cas d'incertitudes sur les données ou parfois même sur les processus mis en jeu. On considère que l'approche stochastique est un moyen rationnel de traiter la caractérisation spatiale de la variabilité, et d'établir un lien entre les incertitudes des paramètres et celles des prédictions. Toutefois cette approche, bien qu'elle soit le meilleur moyen de caractériser la variabilité des grandeurs, nécessite la connaissance des lois de probabilité les plus courantes pour la variabilité considérée ou au moins de leurs premiers moments. (Makhlouf, 1994)

I.2.4.2. Modèles déterministes

Un modèle est dit déterministe (par opposition à stochastique) si aucune de ses grandeurs n'est considérée comme aléatoire, c'est à dire résultant soit de l'observation soit de grandeurs reconstituées. La plupart des modèles hydrologiques sont déterministes. Ces modèles sont associés à chaque jeu de variables de forçage, de variables d'état et de paramètres, une valeur de réalisation unique des variables de sortie (il s'agit essentiellement des débits simulés à l'exutoire d'un bassin versant. (Makhlouf, 1994)

I.2.4.3. Modèles à base physique

Le modèle à base physique est basé uniquement sur des équations de la physique, et ne comportant idéalement aucun paramètre. Il n'existe pas de modèle à base physique au sens strict en hydrologie. L'importance de l'hétérogénéité spatiale dans la réponse hydrologique des bassins versants rend cependant difficile voire impossible l'utilisation de tels modèles. La précision spatiale des données disponibles en particulier concernant les types de sols et leurs profondeurs n'est pas suffisante. Dans la pratique, les profondeurs et les conductivités moyennes des sols représentatifs de sous parties du bassin versant, doivent être évaluées par calage. (Clarke, 1981)

I.2.4.4. Modèles paramétriques

Ce sont des modèles qui incluent des paramètres dont la valeur sera estimée par calage. (Boursali, 2016)

I.2.4.5. Modèles empiriques

Les modèles empiriques reposent sur les relations observées entre les entrées et les sorties de l'hydro-système considéré. Ils expriment la relation entre variables d'entrée et de sortie du système (relation pluie-débit) à l'aide d'un ensemble d'équations développées et ajustées sur la base des données obtenues sur le système. Un modèle empirique ne cherche pas à décrire les causes du phénomène hydrologique considéré ni à expliquer le fonctionnement du système, le système est considéré comme une boîte noire. (Clarke, 1981)

I.2.4.6. Modèles analytiques

Ce sont des modèles pour lesquels les relations entre les variables de sortie et les variables d'entrée ont été établies par analyse de séries de données mesurées. L'exemple type est celui des modèles linéaires: les paramètres de ces modèles sont liés aux coefficients de corrélation entre les variables. Notons que l'analyse des données peut conduire au choix de relations non linéaires entre les variables. (Clarke, 1981)

I.2.4.7. Modèles conceptuels

Les modèles conceptuels considèrent en général le bassin versant, après quelques simplifications du cycle de l'eau, comme un ensemble de réservoirs interconnectés. Ce type de modèle reproduit donc au mieux le comportement d'un système, plutôt qu'il n'avance d'explications causales sur son comportement. (Makhlouf, 1994)

1.2.4.8. Modèles globaux

Dans un modèle global le bassin est considéré comme une entité unique. Des relations empiriques (issues de l'expérience) relient les entrées et les sorties sans chercher à se rapprocher d'une loi physique.

Les modèles globaux offrent à l'utilisateur un choix très attractif, car il présente une structure très simplifiée, il ne demande pas trop de données, faciles à utiliser et à calibrer. La représentation du processus hydrologique est très simplifiée. Il peut souvent mener à des résultats satisfaisants, et spécialement si l'objectif majeur est la prévision d'une crue. (Makhlouf, 1994)

I.2.4.9. Modèles spatialisés

Actuellement plusieurs modèles spatialisés correspondant aux différentes écoles hydrologiques sont en phase avancée de développement. En principe, les modèles spatialisés sont des modèles qui utilisent des entrées et des sorties où les caractéristiques des bassins versants sont distribuées dans l'espace. La spatialisation peut être arbitraire ou basée sur des divisions morphologiques naturelles ou hydrologiques. (Girard, 1972)

Nous pouvons classer les modèles spatialisés en trois grands types :

- ✓ Modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés,
- ✓ Modèles physiques spatialisés,
- ✓ Modèles physiques conceptuels semi-spatialisés.

I.2.5 Critères d'évaluation de la modélisation

Les modèles pluie-débit sont des outils pratiques pour la recherche en hydrologie, en génie hydraulique et dans les études de l'environnement. Dans les applications opérationnelles tout particulièrement, ils doivent être aussi robustes et fiables que possible (O'Donnell et Canedo, 1980).

Satisfaire les différents objectifs, plusieurs critères d'évaluation ont été développés, qui sont soit des critères graphiques, soit des critères analytiques. Les plus utilisés en hydrologie sont :

a) Erreur moyenne

Elle est définie par la moyenne des écarts entre les débits observés et les débits calculés (Habaieb, 1992) :

$$\varepsilon = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi}) \quad (\text{Eq.I.1})$$

n : Nombre d'observations

Q_{ci} : Débit calculé

Q_{oi} : Débit observé

Plus cette erreur se rapproche de zéro, plus l'estimation des débits est considérée meilleure.

b) Erreur quadratique moyenne

Elle est exprimée par la relation suivante :

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})^2} \quad (\text{Eq.I.2})$$

Plus cette erreur quadratique tend vers zéro, plus l'estimation est meilleure. C'est le critère le plus utilisé en hydrologie pour quantifier l'erreur.

c) Coefficient de Nash-Sutcliffe

$$NS = \left[1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_m)^2} \right] \quad (\text{Eq.I.3})$$

Q_m : Débit moyen observé

Cette formule traduit un certain rendement du modèle comparable au coefficient de détermination d'une régression. On considère généralement qu'un modèle hydrologique donne des résultats acceptables si la valeur du critère de Nash est supérieure à 0.8 (Gaume, 2002).

NS varie entre $(-\infty \text{ et } 1)$. Si NS est égal à 1, la simulation correspond parfaitement aux données mesurées. Ce critère accorde plus d'importance aux erreurs sur les forts débits au moment du calage sur Q. En pratique, il convient de garder cette propriété à l'esprit lors de l'interprétation des performances des modèles, ou encore de transformer les variables sur lesquelles on calcule le critère (Nash et Sutcliffe, 1970).

En attendant l'importance prise par les débits ces formules permettent de rééquilibrer le poids des débits en période d'étiage et en période de crue

Tableau I.1 : Variable des critères d'ajustement.

| Variation | Information |
|------------|----------------|
| Q | Débit moyens |
| \sqrt{Q} | débits Forts |
| Ln Q | Faibles débits |

I.3. Typologie des modèles

Les modèles pluie-débit cités ont pour objectif de procéder à la transformation de la pluie en débit à l'échelle d'un bassin versant en essayant de trouver un lien entre les débits et les phénomènes qui en sont la cause directe, en l'occurrence les pluies. Il permet de comprendre le fonctionnement du bassin, la nature et le rôle des processus mis en jeu, leur importance relative par rapport au phénomène étudié ou encore les liens spatiaux ou temporels entre ces processus (Perrin, 2000). Nous citerons dans ce qui suit quelques modèles très utilisés dans la littérature.

I.3.1. Modèle global (IHACRES)

Le modèle IHACRES (Identification of unit Hydrographs and Component flow from Rainfalls, Evaporation and streamflow data) est le résultat d'une collaboration entre le CEH (Centre for Ecology and Hydrology) du Royaume-Uni et l'Université Nationale de l'Australie (ANU). Ce logiciel peut être appliqué pour des investigations dans des petits bassins versants équipés pour des études spéciales ou pour des études régionales dans des grands bassins.

Ce modèle demande peu de données : les précipitations, un hyétogramme (pour le calage), la température ou l'ETP, et les dimensions du bassin versant. En sortie du modèle on

récupère : un hydrogramme de crue modélisé, l'humidité du bassin et les incertitudes indicatives associées aux paramètres d'hydrogramme unitaire (fig. I.10).

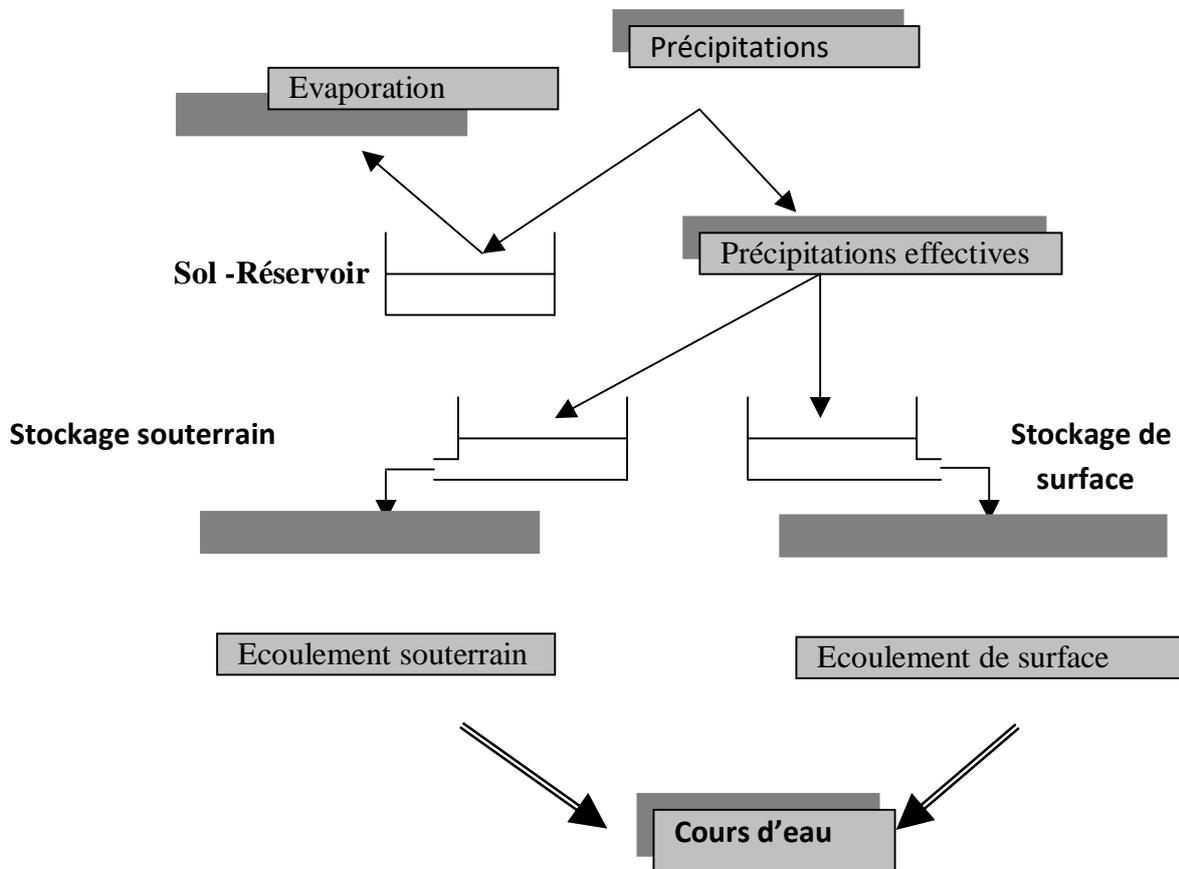


Figure I.10: Structure du modèle IHACRES (Maftai, 2002)

I.3.2. Modèle HEC-HMS

Le HEC-HMS (Hydrologic Modeling System) est un logiciel qui simule le comportement hydrologique d'un bassin versant suite à des événements pluvieux prédéterminés, développé par Hydrologic Engineering Center (HEC) du corps de l'armée américaine des ingénieurs.

I.3.3. Modèle AIGA

Il s'agit d'une méthode développée conjointement par Météo France et le Cémagref qui a pour vocation la prévision opérationnelle des crues éclair (Gregoris et al. 2001). Les pluies introduites dans le modèle sont d'une part les pluies du radar météorologique (reçues toutes les 15 minutes) et d'autre part des précipitations prévues à une heure. Le modèle hydrologique à l'échelle du bassin versant utilisé est la méthode du SCS (US Soil Conservation Service). Il faut fournir à cette méthode 2 paramètres ainsi qu'une condition initiale d'humidité. Cette dernière est fournie quotidiennement par ISBA. La sortie d'AIGA

est une évaluation du risque basé sur la période de retour de l'événement ainsi prévu (2 à 10 ans, 10 à 50 ans, au-delà de 50 ans).

I.3.4. Modèle CEQUEAU

CEQUEAU est un modèle hydrologique conceptuel spatialisé ou, comme le décrivent ses concepteurs, un modèle paramétrique matriciel à bilan développé depuis 1971 par l'Institut de la Recherche Scientifique Eau et environnement du Canada (Charbonneau et al. 1977 in Agosta, 2007).

Cela sous-entend trois choses :

- au sein de ce modèle, le cycle hydrologique est décomposé en éléments (précipitations, évapotranspiration, fonte des neiges, infiltration, ...),
- le bassin est subdivisé en éléments et les lames d'eau produites sur chacun d'eux sont transférées sur les suivants,
- le but de ce modèle est la représentation la plus réaliste possible des bilans des volumes d'eau.

Le bassin versant est doublement découpé. Un premier découpage en carreaux entiers homogènes et un second, permettant de tenir compte de la topographie, et donc du sens d'écoulement de l'eau. Les transferts sont assurés par la fonction de production (fig. I.11), qui transforme les précipitations réelles en précipitations utiles pour le bassin (Injectées dans le modèle, après épuración de l'évapotranspiration et répartition en fonction des différentes couches du sol), et par la fonction de transfert qui assure alors le cheminement de l'eau entre les carreaux partiels (fig. I.12).

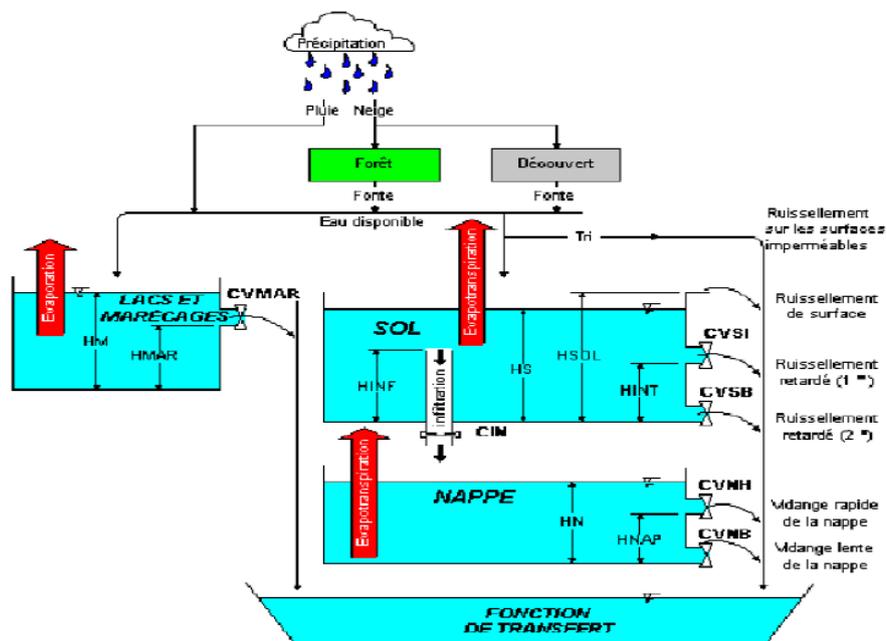


Figure I.11 : Fonction de production du modèle hydrologique CEQUEAU.

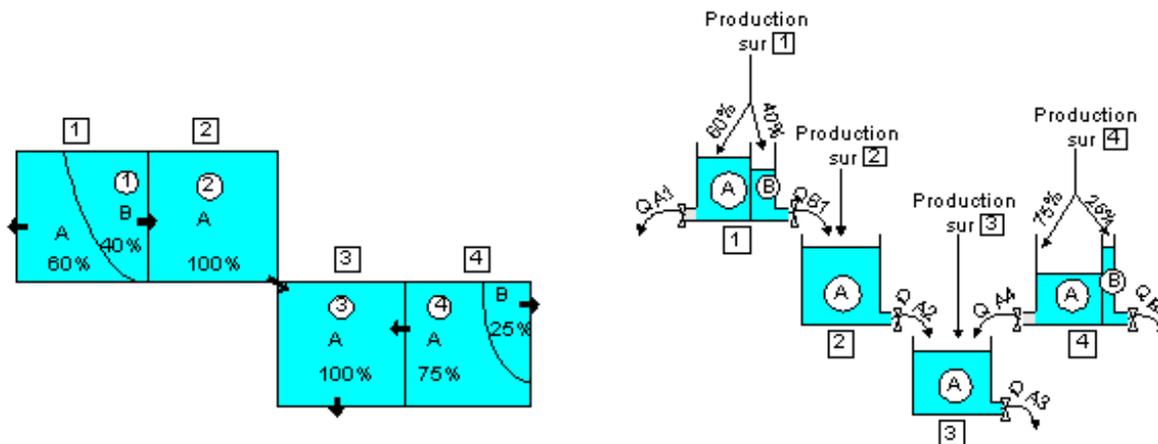


Figure I.12: Fonction de transfert du modèle hydrologique CEQUEAU.

I.3.5. Modèles du Génie Rural GR

Développés par le Cemagref au début des années 1980, ils permettent de faire le lien entre la lame d'eau précipitée sur un bassin versant et son débit à l'exutoire (Michel, 1983). Ces modèles soulèvent des questions essentielles sur la façon de représenter la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant.

Bien que ces modèles soient parfois apparentés à des modèles conceptuels du fait de leur structure à réservoirs, ce sont en fait des modèles empiriques: leur construction s'est faite sur la base de grands jeux de données et en découvrant progressivement la structure permettant de reproduire au mieux le comportement hydrologique du bassin versant (c'est-à-dire sa réponse aux pluies). Les idées suivantes se sont progressivement imposées au cours du développement de ces modèles pour permettre d'obtenir des modèles fiables et robustes (Mathevet, 2005):

- représentation globale du bassin versant,
- approche empirique de développement sans recours a priori à la physique des écoulements,
- augmentation progressive de la complexité de la structure du modèle en partant de structures simples,
- justification de la complexité de la structure d'un modèle par ses performances,
- recherche de structures de modèle générales (applicables à des bassins variés),
- utilisation de larges échantillons de bassins versants pour tester les performances des modèles (Andréassian et al., 2006),
- évaluation d'un modèle par comparaison à d'autres structures de modèle.

Les modèles de simulation du Génie Rural fonctionnent aux pas de temps annuel (GR1A), mensuel (GR2M), journalier (GR4J) et horaire (GR3H) (fig. I.13 et I.14).

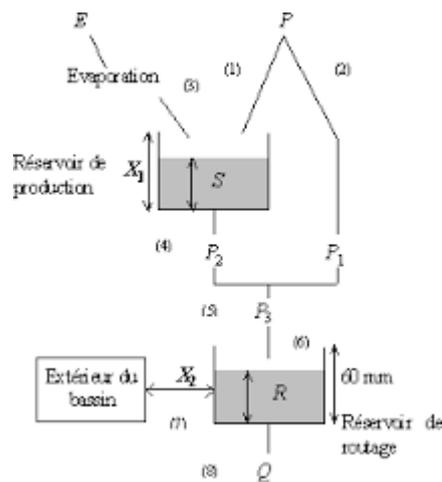
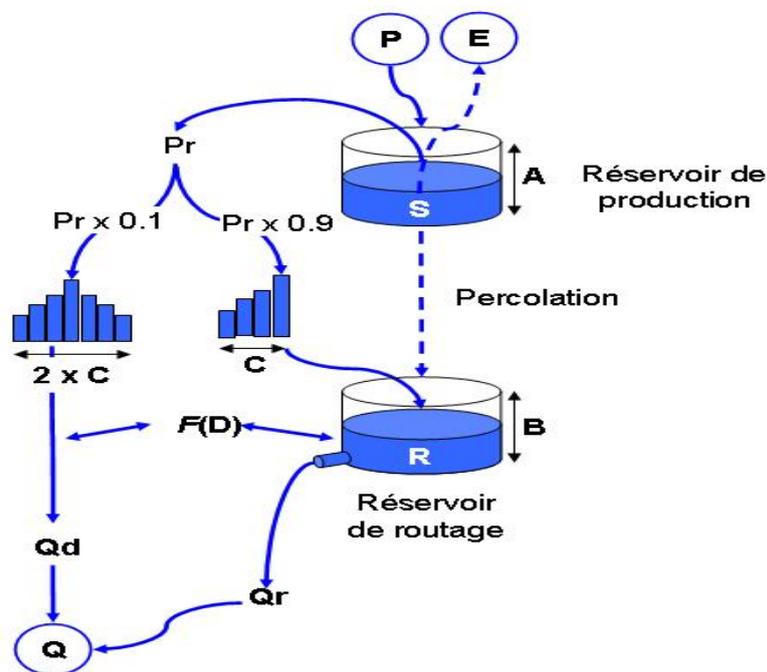


Figure I.13: Structure du modèle GR2M (Perrin et al., 2003)



Le modèle GR4j (Perrin et al., 2003)

- 4 paramètres :
 - A : capacité maximale du réservoir de production (en mm)
 - B : capacité maximale du réservoir de routage (en mm)
 - C : durée de l'hydrogramme unitaire (en jours)
 - D : échange inter-bassin (en mm)
- données d'entrée : précipitations et ETP journalières (mm/j)
- données produites : écoulements moyens journaliers (mm/j)

Figure I.14: Structure du modèle GR4J (Perrin et al., 2003)

I.4. Présentation du modèle choisi pour l'étude : modèle HBV Light

Le HBV est un modèle qui convertit, en simulant les processus hydrologiques naturels, les données sur les précipitations, l'évaporation potentielle et (le cas échéant) la fonte des neiges en valeurs de l'écoulement fluvial et/ou du débit entrant dans les réservoirs. Il fait partie du HBV/IHMS (Integrated Hydrological Modelling System), système informatisé servant à la prévision hydrologique, à la simulation des débits, au calcul des crues en vue de

projets et à l'étude des changements climatiques. Des versions spéciales (HBV-N et PULSE) du modèle peuvent être utilisées pour simuler la qualité de l'eau, par exemple sa teneur en azote, son pH et son alcalinité.)

Compte tenu de cette étude des modèles analysés et vu l'insuffisance de données spatialement réparties nous avons opté pour une approche conceptuelle globale par utilisation du modèle hydrologique HBV Light. En effet ce modèle a déjà fait l'objet d'études dans les régions semi-arides (Bouguerne, 2017, Baba Hamed et al, 2018, Gherissi, 2018, Ouissi, 2018, Kadi, 2018, Hamadi, 2018, Boucebha, 2018, Gherissi et al, 2019).

Le modèle hydrologique HBV Light (**H**ydrologiska **B**yråns **V**attenbalansavdelning), (Lindström *et al.*, 1997) est un modèle conceptuel global ou semi distribué à l'échelle du bassin versant et qui est capable de calculer le débit pour divers sous bassins. Son développement a été initié en 1972 par l'Institut Météorologique et Hydrologique Suédois SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute).

C'est un modèle simple, donc adapté théoriquement à n'importe quel type de climat et notamment à celui des zones semi arides.

Le modèle hydrologique universel HBV (Lindström, 1997) est un modèle conceptuel global à l'échelle du bassin, capable de calculer le débit pour divers forçages et mécanismes. Ce modèle est connu pour sa robustesse, malgré sa simplicité relative. Pour simplifier d'avantage le modèle, certaines composantes peuvent être rendues inactives. Ce modèle simule le débit horaire en utilisant comme entrées la température et les précipitations horaires, ainsi que les estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle. Il prend en compte les caractéristiques topographiques comme la superficie et l'altitude pour la discrétisation spatiale du domaine d'étude en zones homogènes. Le modèle HBV consiste en une fonction de production pour l'écoulement vertical où la fonte de la neige est calculée par la méthode des degrés-jours, où la recharge de la nappe et l'évapotranspiration réelle sont des fonctions du stockage en eau actuel dans le réservoir sol et où la formation de l'écoulement de surface se fait à travers trois réservoirs dont le premier est non-linéaire. Pour les fonctions de production neige et sol, les calculs sont réalisés pour chaque zone. Ainsi le modèle est semi-distribué alors que les paramètres de la fonction de transfert sont globaux par sous bassin (fig. I.15).

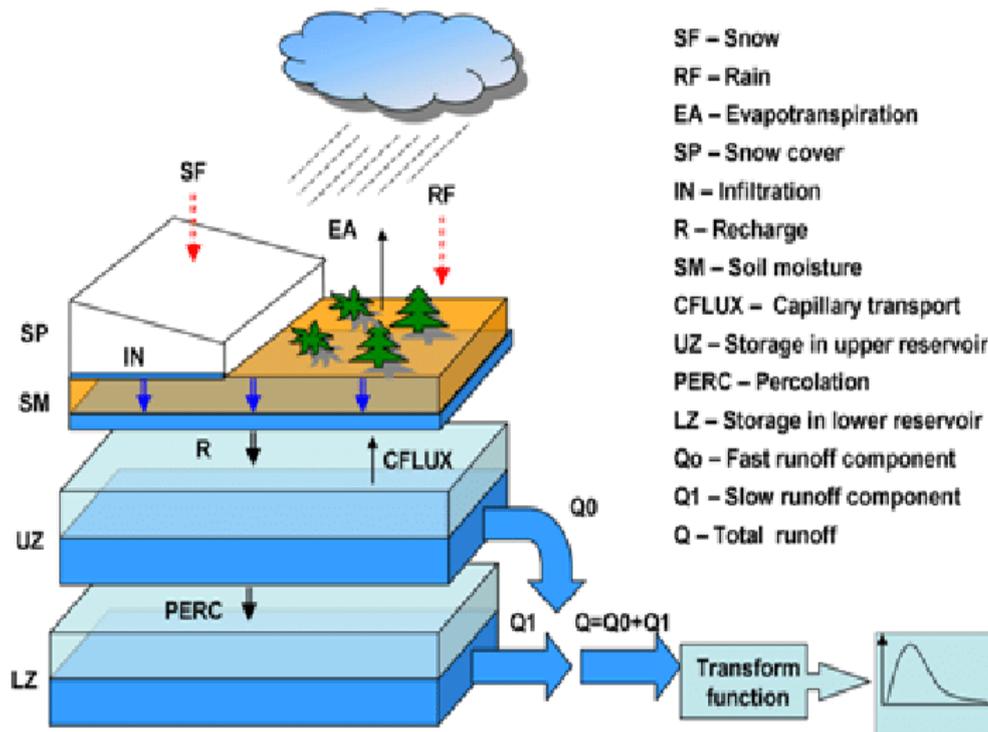


Figure I.15: Structure du modèle HBV Light

Le modèle HBV et ses variantes ont été appliqués dans un grand nombre de pays et d'environnements (Graham, 2000). Bergström (1992) mentionne des applications à plus de 200 bassins dans 30 pays, y compris des bassins nivaux et glaciaires des Alpes, de l'Himalaya, de Nouvelle-Zélande, du Groenland et d'Amérique du Nord, des bassins arctiques en Scandinavie et en Alaska du nord, et des bassins à environnements de basse latitude tant humides que semi-arides comme au Panama. Le modèle HBV a également été appliqué à des bassins de la Tunisie (Ouachani, 2003, 2004) (Dakhlaoui, 2014), aussi sur un bassin versant de l'Est algérien (Bouguerne, 2017), ainsi que certains sous bassins de la Tafna tels que l'oued Lakhdar (Gherissi, 2017) (Kadi, 2018), l'oued Sebdu (Ouissi, 2018), l'oued Sekkak (Hamidi, 2018) et l'oued Meffrouch (Boucebha, 2018).

Ce modèle simule le débit quotidien en utilisant comme entrées la température et les précipitations journalières, ainsi que les estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle (fig.I.16).

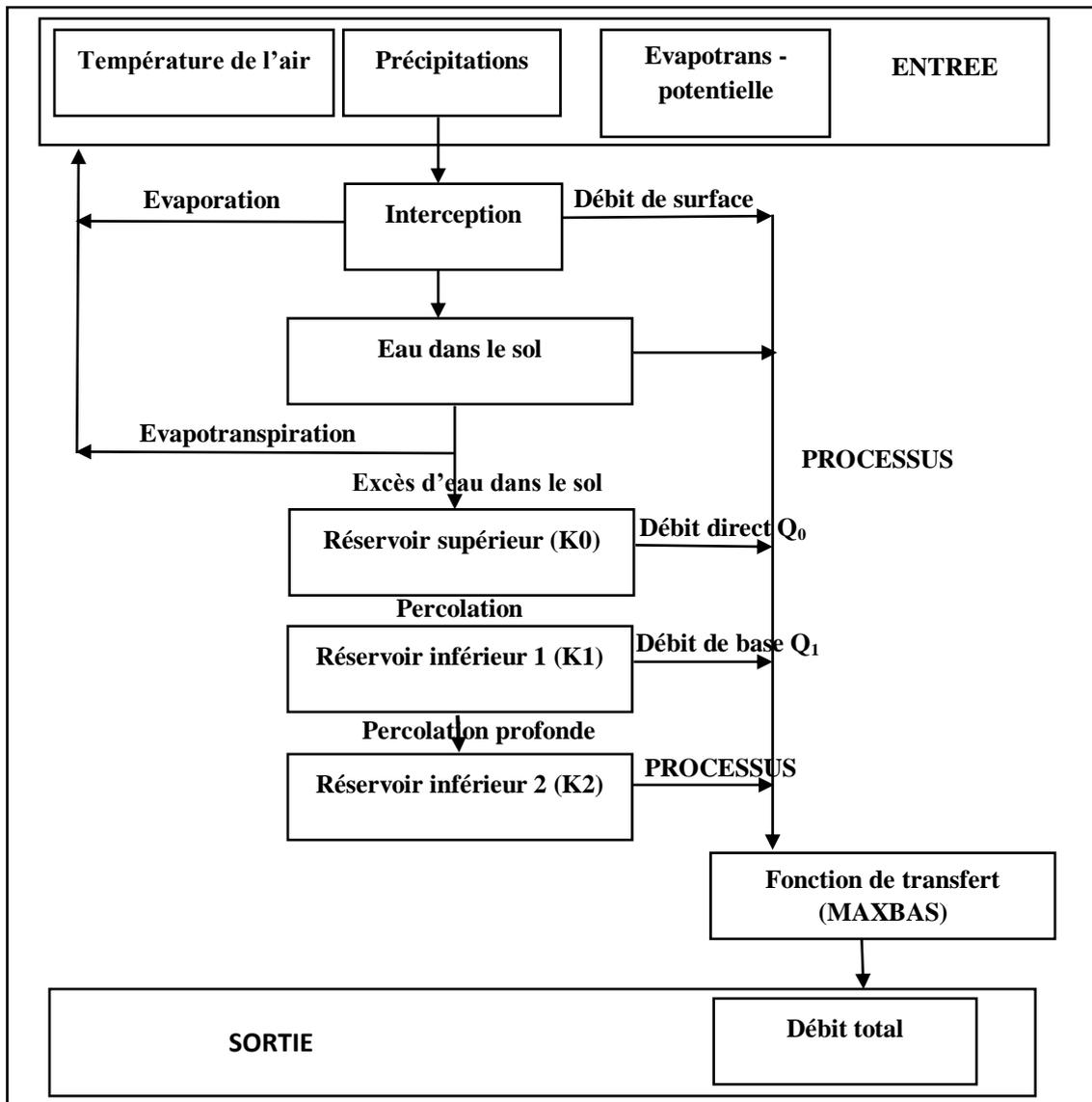


Figure I.16: Schéma simplifié du modèle HBV (Abadie, 2006).

Le Modèle HBV peut être utilisé comme un modèle entièrement global ou semi-distribué. Dans un modèle global, on suppose que la zone d'étude (bassin versant) est d'une seule unité (zone) et les paramètres ne changent pas dans l'espace du bassin versant. Le modèle HBV se compose de quatre principaux modules :

- La fonte des neiges et le module de l'accumulation de neige,
- Les précipitations efficaces, et le module de l'humidité du sol,
- Module de l'évapotranspiration,
- Module de la réponse des eaux de ruissellement.

Le modèle HBV (Bergström, 1976) a été appliqué dans de nombreuses études, par exemple, pour calculer les prévisions hydrologiques, et pour le calcul des crues de projet ou pour les études de changement climatique (Bergström, 1992).

I.4.1. Description des paramètres du modèle HBV Light

Le modèle simule le débit journalier moyen du quotidien de la pluie, la température et l'évaporation potentielle moyennes mensuelles comme entrées. Les précipitations sont simulées pour être soit de la neige ou de la pluie en fonction de la température t (°C) au-dessus ou en dessous de la température critique de la fonte de neige TT [°C]. Toutes les précipitations simulées à la neige, lorsque la température est inférieure à TT , est multiplié par un facteur de correction des chutes de neige, $SFCF$ [-]. La fonte des neiges est calculée avec la méthode des degrés-jours (Equation I.4).

$$\text{Eau de fonte} = \text{meltwater} = CFMAX (T(t) - TT) \quad \text{en (mm.j}^{-1}\text{)} \quad (\text{Eq. I.4})$$

L'eau de fonte de neige et les précipitations sont retenues dans le manteau neigeux jusqu'à ce qu'il dépasse une certaine fraction, CWH [-], de l'équivalent en eau de la neige. L'eau liquide dans le manteau neigeux regèle en fonction de l'équation I.5.

$$\text{Fonte de la congélation} = \text{refreezing} = CFR CFMAX (TT - T(t)) \quad (\text{Eq. I.5})$$

avec : $CFMAX$: Facteur du degré-jour ($\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1}\text{j}^{-1}$), TT et $T(t)$ en (°C)

C_{FR} : Coefficient de recongélation

TT : Température critique de fonte de la neige (°C)

$T(t)$: Température de départ (°C)

Les précipitations (P) et la fonte des neiges sont divisées par le remplissage en eau de la boîte du sol et de la recharge des eaux souterraines en fonction de la relation entre la teneur en eau dans le réservoir du sol (SM [mm]) et sa plus grande valeur (FC [mm]) (équation I.6).

$$\frac{\text{recharge}}{P(t)} = \left(\frac{SM(t)}{FC} \right)^{BETA} \quad (\text{Eq. I.6})$$

avec :

FC : Humidité maximale de stockage du sol (mm)

SM : Humidité du sol (mm)

Recharge en eau souterraine (mm)

$BETA$: Paramètre qui détermine la contribution relative à les eaux de ruissèlement de la pluie ou la fonte des neiges (-)

NOTE : FC est un paramètre du modèle et non pas nécessairement à mesurer.

L'évaporation réelle de la boîte sol est égale à l'évaporation potentielle si SM/FC est au-dessus LP [-] tout en linéarisant, alors que la réduction est utilisée lorsque SM/FC est inférieur à LP (équation I.7).

$$E_{act} = E_{pot} \cdot \min\left(\frac{SM(t)}{FC \cdot LP}, 1\right) \quad (\text{Eq. I.7})$$

avec :

LP : Valeur d'humidité du sol au-dessus du quel E_{act} atteint E_{pot} (mm)

Epot: Evapotranspiration (mm)

La recharge en eau souterraine est ajoutée à la zone des eaux souterraines supérieure (**SUZ** [mm]). **PERC** [mm j⁻¹] définit la percolation maximale prise à partir de la partie supérieure de la boîte en bas des eaux souterraines (**SLZ** [mm]). Les eaux de ruissellement des réservoirs des eaux souterraines sont calculées comme la somme de deux ou trois sorties d'équations linéaire selon que **SUZ** est supérieure à une valeur seuil, **UZL** [mm] (fig. I.17). Le débit de base (groundwater GW) (avec ou sans débit de ruissèlement) est calculé par l'équation I.8.

$$Q_{GW}(t) = K_2 SLZ + K_1 SUZ + K_0 \max(SUZ - UZL, 0) \quad (\text{Eq. I.8})$$

avec : SUZ : recharge des eaux souterraines supérieures (mm)

PERC : Percolation maximale (mm.j-1), j : jour

Ce ruissellement est enfin transformé par une fonction de pondération triangulaire définie par le paramètre **MAXBAS** (équation I.9) pour donner le ruissellement simulé QSim(t) [mm d⁻¹].

$$\left. \begin{aligned} Q_{Sim}(t) &= \sum_{i=1}^{MAXBAS} C_i Q_{GW}(t-i+1) \\ \text{ou } C(i) &= \int_{i=1}^i \frac{2}{MAXBAS} - \left| u - \frac{MAXBAS}{2} \right| \frac{4}{MAXBAS^2} du \end{aligned} \right\} \quad (\text{Eq. I.9})$$

Si on utilise les différentes zones d'altitude différentes, les précipitations et les températures changent avec l'altitude, celles-ci sont calculées en utilisant les deux paramètres **PCALT** [% /100 m et] et **TCALT** [° C/100 m] (Equation I.10 et I.11) (fig. I.17).

$$P(h) = P_o \left(1 + \frac{PCALT(h-h_o)}{10000} \right) \quad (\text{Eq. I.10})$$

$$T(h) = T_o - \frac{TCALT(h-h_o)}{100} \quad (\text{Eq. I.11})$$

avec :

Po et To : des précipitations mesurées (mm)

Pcalt : Précipitations calculées (mm) selon l'altitude h(m)

Tcalt : Températures calculées (°C) selon l'altitude h(m)

La moyenne à long terme de l'évaporation potentielle, Epot, pour un certain jour de l'année peut être corrigée à leur valeur au jour t, Epot(t), en utilisant les écarts de la température, T(t), de sa moyenne à long terme TM et C_{ET}[° C⁻¹] est un facteur de correction (équation I.12).

$$E_{pot}(t) = (1 + C_{ET}(T(t) - T_M)) \cdot E_{pot,M} \quad (\text{Eq. I.12})$$

avec :

E_{pot}(t) : Evaporation potentiel corrigé au jour j⁻¹

C_{ET} : Facteur de correction (° C)

$T(t)$: Température au jour t ($^{\circ}\text{C}$)

T_M : Température moyenne à long terme pour ce jour de l'année ($^{\circ}\text{C}$)

$E_{\text{pot},M}$: Evaporation moyenne à long terme pour ce jour de l'année ($\text{mm}\cdot\text{j}^{-1}$)

La figure I.17, résume l'ensemble des données des 15 paramètres optimisables du modèle HBV Light qui contribuent aux trois composantes de l'écoulement total (pur Q_1 , hypodermique Q_2 et de base Q_3).

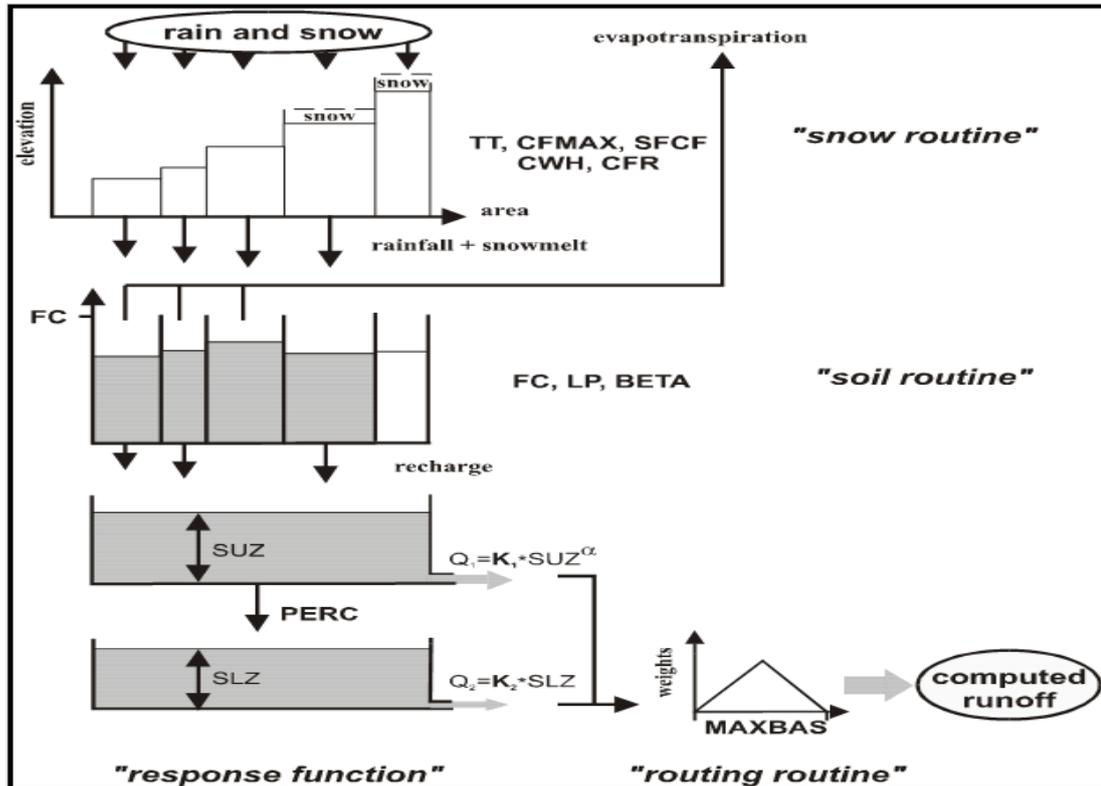


Figure I.17 : Structure générale du modèle HBV Light.

avec :

T_M : Température moyenne à long terme ($^{\circ}\text{C}$)

Recharge : Entrée de la routine du sol ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$)

SUZ : Stockage dans la zone supérieure (mm)

SLZ : Stockage dans la zone inférieure (mm)

UZL : Paramètre de seuil (mm)

PERC : max. percolation de zone inférieure ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$)

K_1 : Coefficient de récession (jour dans la zone du sous-sol j^{-1})

Q_1 : Composante de ruissèlement ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$)

K_2 : Coefficient de récession (j^{-1})

FC : Capacité de stockage maximale d'humidité du sol.

N.B (fig. I.17) :

- SUZ n'a pas de limite supérieure,
- Q_2 ne peut jamais dépasser PERC/ ZSL et ne peut jamais dépasser PERC/ K_2 .

• Les 3 coefficients (K_0 , K_1 et K_2) des 3 composantes du débit simulé, Q_0 : débit de ruissèlement pur, Q_1 :débit hypodermique et Q_2 : débit de base qui font partie de l'optimisation manuel au cours du calage du modèle,

- AXBAS : Temps de base de l'hydrogramme unitaire,
- FC : est la plus grande teneur en eau dans le réservoir supérieur.

On peut distinguer deux types de paramètres : les paramètres de captage et les paramètres de zone de végétation.

a- Paramètres de captage

Tableau I.2: Paramètres de captage (Catchment Parameters).

| Nom | Unité | Plage valide | Description |
|--------|------------|--------------|---|
| PERC | mm/d | [0,inf) | Paramètre de seuil |
| Alpha | - | [0,inf) | Coefficient de non linéarité |
| UZL | mm | [0,inf) | Paramètre de seuil |
| K0 | 1/d | [0,1) | Coefficient 0 de stockage (ou de récession) |
| K1 | 1/d | [0,1) | Coefficient 1 de stockage (ou de récession) |
| K2 | 1/d | [0,1) | Coefficient 2 de stockage (ou de récession) |
| MAXBAS | Δt | [1,100] | Longueur de pondération triangulaire de fonction |
| Cet | 1/°C | [0,1] | Facteur potentiel de correction de l'évaporation |
| PCALT | %/100m | (-inf,inf) | Changements de précipitations avec l'altitude Variables |
| TCALT | °C/100m | (-inf,inf) | Variation de la température avec l'altitude Variables |
| Pelev | m | (-inf,inf) | Elévation de données des précipitations dans les fichiers PTQ |
| Telev | m | (-inf,inf) | Elévation des données des températures dans les fichiers PTQ |
| PART | - | [0,1] | Partie de la recharge qui est ajouté à la boîte des eaux souterraines |
| DELAY | d | [0,inf) | Période de temps pendant laquelle la recharge est répartie |

b- Paramètres de zone végétation

Tableau I.3: Paramètres de végétation (Vegetation Zone Parameters).

| Nom | Unité | Plage valide | Description |
|-----------|--------|--------------|---|
| TT | °C | (-inf,inf) | Température de seuil |
| CFMAX | mm/d°C | [0,inf) | Facteur de degrés- Δt |
| SFCF | - | [0,inf) | Facteur de correction de chutes de neige |
| CFR | - | [0,inf) | Coefficient de regel |
| CWH | - | [0,inf) | Capacité de rétention d'eau |
| CFGlacier | - | [0,inf) | Facteur de correction de glacier |
| CFSlope | - | (0,inf) | Facteur de correction de pente |
| FC | mm | (0,inf) | Humidité maximale de stockage du sol |
| LP | - | [0,1] | Valeur de l'humidité du sol au-dessus duquel AET atteint PET |
| BETA | - | (0,inf) | Paramètre qui détermine la contribution relative aux eaux de ruissèlement de la pluie ou de la fonte des neiges |

L'ensemble des paramètres de simulation sont donnés arbitrairement au début du traitement après avoir enregistré les données journalières des précipitations, des températures, des débits mesurés et les 12 valeurs moyennes de l'ETP mensuelle (fig. I.18).

Parameter (semi-distributed version)

Vegetation zone 1

| | | | |
|--------------------|------|---------------------|--------|
| TT [°C] | 0.1 | PERC [mm/d] | 3.4 |
| CFMAX [mm/(d °C)] | 5.2 | UZL [mm] | 0.01 |
| SFCF [-] | 0.21 | KD [1/d] | 0.11 |
| CFR [-] | 2 | K1 [1/d] | 0.001 |
| CWH [-] | 0.01 | K2 [1/d] | 0.1 |
| FC [mm] | 511 | MAXBAS [d] | 2.2 |
| LP [-] | 0.47 | Cst [1/°C] | 0.0001 |
| BETA [-] | 2.7 | | |
| PCALT [% per 100m] | 10 | TCALT [°C per 100m] | 0.6 |

Simulation period

| Start of 'warming-up' period: | Date | No. |
|-------------------------------|-------------|------|
| 790101 | from 200101 | 7671 |
| 1 | to 250508 | 9625 |

Buttons: Load Parameter, Save Parameter, Model-Run-No: 002, Cancel, OK

Figure I.18 : Exemple du menu des paramètres de calage du modèle HBV Light.

La figure I.19, illustre le processus général de la version simplifiée du schéma d'utilisation du modèle HBV. Le modèle peut fonctionner à un pas de temps journalier ou mensuel, les données d'entrée requises comprennent des séries chronologiques de précipitations et des observations de température à chaque pas de temps journalier, et des estimations à long terme de la moyenne mensuelle de la température et de l'évapotranspiration potentielle.

Le modèle inclue aussi un module qui traite les précipitations d'entrée soit de la pluie ou de la neige, sur la base d'entrée de température à chaque pas de temps. Les précipitations et la fonte des neiges (si elle existe) sont ensuite traitées dans le module d'humidité du sol ou de la pluviométrie efficace qui contribue à l'écoulement de surface évalué. La partie restante de la pluie contribue au stockage de l'humidité du sol qui lui-même peut être évaporé tant qu'il y a assez d'eau dans le sous-sol.

Le résultat principal du modèle est le ruissellement à l'exutoire du bassin versant, qui est constitué de trois composantes (en millimètre par jour (mm.j^{-1})) : les eaux de ruissellement pur Q_0 , (mm.j^{-1}) hypodermique Q_1 (mm.j^{-1}) (contribution de l'écoulement près de la surface) et le débit de base Q_2 (mm.j^{-1}) (contribution de l'écoulement des eaux souterraines). Le modèle a un certain nombre de paramètres qui doivent être calibré en fonction des observations disponibles. Dans la suite, le détail de chaque module est brièvement décrit dans l'organigramme représenté par la figure I.13 (Bouguerne, 2014).

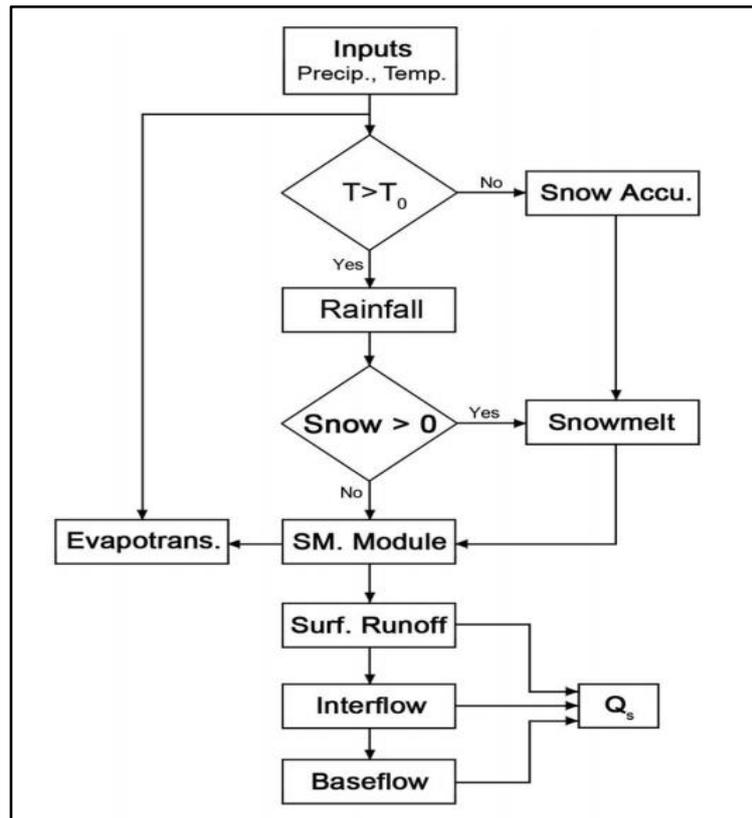


Figure I.19 : Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV Light (Seibert, 2005).

I.4.2. Fonte des neiges et accumulation de neige

La fonte des neiges et l'accumulation sont supposées être directement proportionnelles à la température. Le premier des paramètres du modèle est le seuil de, la température TT (fig. I.19), pour des températures supérieures à la neige fondue et si TT est au-dessous de celle-ci la neige s'accumule. Le réglage de la température initiale TT à zéro degrés Celsius est une hypothèse de départ raisonnable si un événement de précipitations P (mm) se produit lorsque la température est inférieure à TT puis les précipitations s'accumulent sous forme de neige, sinon les précipitations d'entrée sont supposées comme précipitations. Tant que la température $t(t)$ reste au-dessous du seuil de la température TT , les précipitations d'entrée ne contribuent pas au ruissellement. Cependant, dès que la température dépasse le seuil, c'est le début de la fonte des neiges qui contribue à l'écoulement (Bouguerne, 2014).

I.4.3. Précipitations efficaces et humidité du sol

Les précipitations tombant sur un bassin versant sont généralement divisées en deux volets :

- Le premier contribue à l'infiltration dans la zone des sols,
- et le deuxième volet contribue au ruissellement de surface.

La deuxième composante, généralement connue sous le nom des précipitations efficaces, estimées par le HBV qui contribuent à la teneur de l'humidité du sol au moment des

précipitations. La capacité (FC) est le paramètre qui décrit le stockage maximal d'humidité du sol dans la zone sous-sol. En général, la production devient plus concentrée en humidité du sol au moment des précipitations, et par la suite la contribution des précipitations au ruissellement. Lorsque l'humidité contenue dans le sol se rapproche de la capacité au champ d'infiltration, elle réduit la contribution des précipitations au ruissellement, c'est l'augmentation de la production.

L'équation I.13, donne les précipitations efficaces en fonction de la teneur en humidité du sol.

$$P_{eff} = \left(\frac{SM}{FC}\right)^\beta (P + S_m) \quad (\text{Eq. I.13})$$

avec :

P_{eff} : Précipitations efficaces [L]

SM : Humidité du sol (réelle) [L]

FC : Capacité de stockage (maximale dans le sol) [L]

P : Hauteur des précipitations quotidiennes [L]

β [-] Paramètre du modèle (coefficient de forme)

Pour un déficit d'humidité du sol donnée (mesuré par le rapport de (SM/CF), SM est le paramètre, connu sous le nom de coefficient de forme, (P + SM) contrôle la quantité de l'eau qui contribue au ruissellement. La figure I.20, montre la relation entre l'humidité du sol (SM), sur la capacité du terrain, le coefficient de forme β [-] et le coefficient de ruissellement qui est défini comme le rapport des précipitations effectifs à la profondeur d'eau totale disponible.

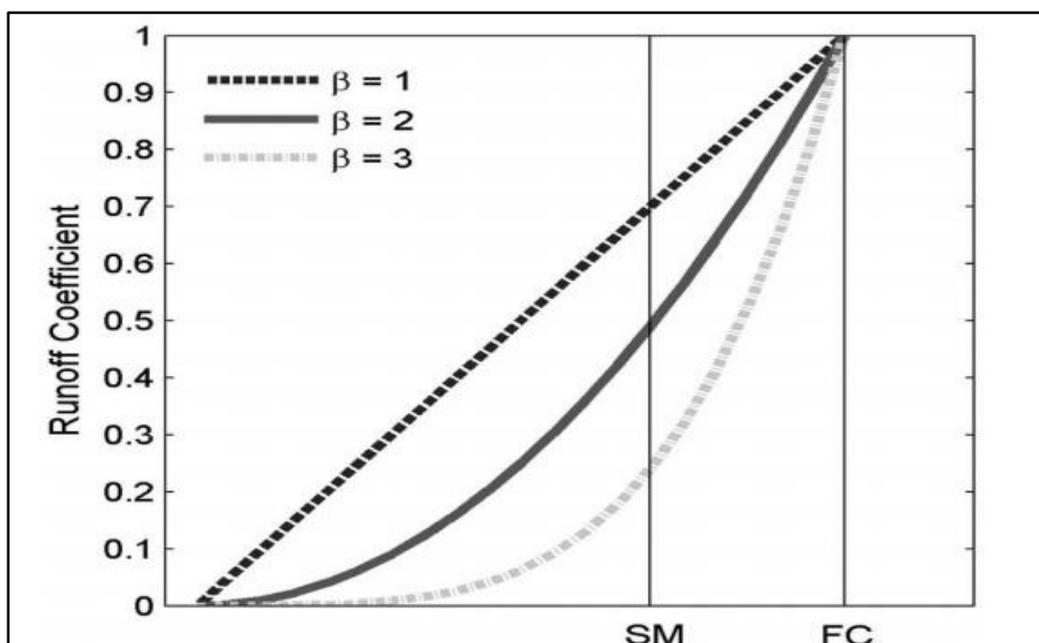


Figure I.20: Coefficient de ruissellement en fonction de l'humidité du sol et de la capacité maximale du stockage (Seibert, 2005).

La figure I.20 montre que l'humidité SM augmente avec le coefficient de forme β [-] et admet une valeur constante quel que soit la valeur β [-] pour une valeur de capacité maximale de stockage.

I.4.4. Relation entre l'humidité du sol et la capacité du champ des eaux de ruissèlement

Le montant particulier de l'humidité du sol sera plus élevé si le coefficient de ruissèlement est faible (fig. I.21). En outre, l'humidité du sol (SM) se rapproche de la capacité du champ (FC), quand le coefficient de ruissèlement β [-] augmente et tant que la capacité sur le terrain et le coefficient de forme FC sont utilisés comme paramètres d'étalonnage. Il est à noter que le coefficient de ruissèlement et l'humidité du sol ne sont pas constants et qu'ils changent de façon dynamique au cours des pas de temps de simulation. Pour commencer les calculs une valeur initiale pour l'humidité du sol est nécessaire. La pluie efficace est calculée par l'utilisation de l'équation I.13 et la valeur initiale de l'humidité du sol (SM) (Seibert, 2005).

Par exemple, si le coefficient de ruissèlement est estimé à 0,7, les 70% des précipitations contribuent aux eaux de ruissèlement et le reste (30%) s'infiltré dans le sous-sol. La valeur initiale de l'humidité du sol est ensuite mise à jour, fondée sur l'infiltration et l'évapotranspiration. Pour le prochain pas de temps, la nouvelle valeur de l'humidité du sol est utilisée et les calculs sont répétés en utilisant les nouvelles précipitations (Seibert, 2005).

I.4.5. Evapotranspiration

Pour calculer l'évapotranspiration réelle au niveau des bassins versants, l'utilisateur du modèle doit fournir à l'entrée et à long terme l'évapotranspiration potentielle mensuel. Ensuite, pour chaque jour dans la période de simulation, l'ajustement de l'évapotranspiration potentielle est calculé en réduisant la valeur potentielle basée sur la différence entre la température moyenne dans la journée et à long terme de la température moyenne mensuelle (équation I.14).

$$PEa = (1 + C(T - T_m)) . PE_m \quad (\text{Eq. I.14})$$

avec :

PEa : Ajustement de l'évapotranspiration potentielle (mm)

T : Température quotidienne moyenne

Tm : Température moyenne mensuelle à long terme

PE : Evapotranspiration potentielle moyenne mensuelle à long terme (paramètre du modèle).

Le paramètre C du modèle est utilisé pour améliorer la performance du modèle lorsque la température quotidienne moyenne s'écarte considérablement de son long terme. L'humidité du sol et l'évapotranspiration réelle calculées sont couplées grâce à l'utilisation du point de flétrissement permanent du sol (PWP). L'équation I.15 montre la relation entre l'humidité du sol et l'évapotranspiration réelle.

$$Ea = PEa \left(\frac{SM}{PWP} \right) \quad \text{si } SM < PWP$$

$$Ea = PEa \quad \text{si } SM > PWP \quad (\text{Eq. I.15})$$

avec :

E_a : Evapotranspiration réelle (mm)

PWP : Point de flétrissement permanent du sol (mm)

L'équation I.14 indique que lorsque l'humidité du sol SM est au-dessus, l'évapotranspiration réelle se produit au même rythme que l'évapotranspiration potentielle.

Le PWP est une limite pour l'évapotranspiration de l'humidité du sol, ce qui signifie que lorsque l'humidité du sol est inférieure à PWP, l'évapotranspiration réelle est inférieure à l'évapotranspiration ajustée.

La réduction du montant de l'évapotranspiration est due à l'absence de la disponibilité de l'humidité du sol en dessous de PWP. La figure I.21 illustre la relation qui existe entre le rendement réel l'évapotranspiration et PWP décrit dans l'équation I.15.

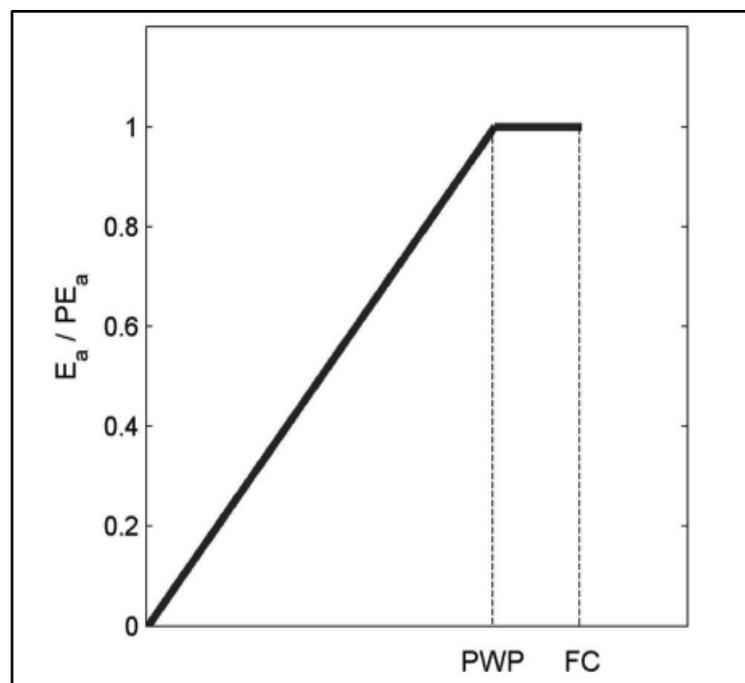


Figure I.21: Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP (Seibert, 2005).

Le figure I.21 montre que lorsque le PWP est proche de la capacité au champ, l'évapotranspiration réelle sera plus élevée, et vice-versa. Sur la base des observations, les paramètres du modèle FC et PWP peuvent être tous les deux estimés par l'étalonnage du modèle.

I.4.6. Réponse des eaux de ruissellement

Ce module évalue le ruissellement à l'exutoire du bassin en se reposant sur le concept de réservoir. Le système se compose de deux réservoirs conceptuels, l'un au-dessus de l'autre, comme représentés schématiquement sur les figures I.22 et I.23. Le premier réservoir est introduit dans le modèle de l'écoulement près de la surface, tandis que le second réservoir est utilisé pour simuler le débit de base (contribution en eau souterraine).

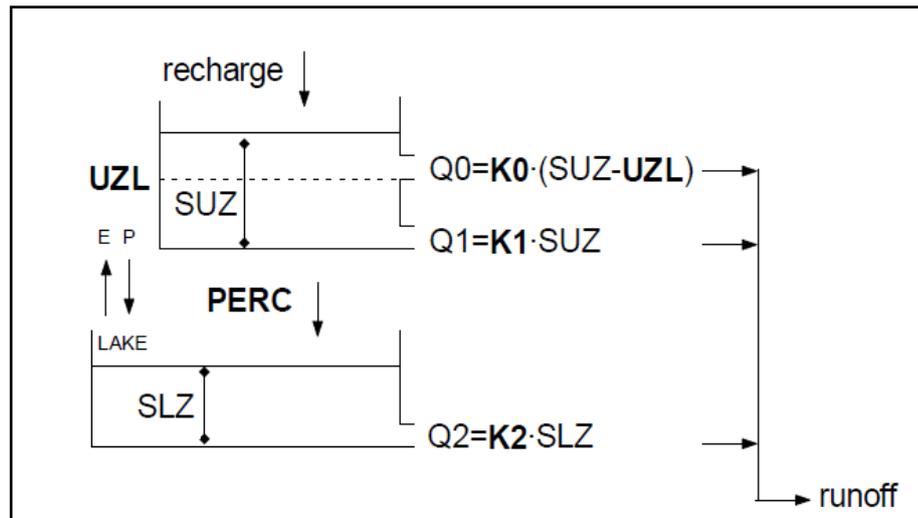


Figure I.22 : Fonction de réponse.

| | | |
|----------|---|--|
| recharge | = | Entrée de la routine du sol (mm jour ⁻¹) |
| SUZ | = | Stockage dans la zone supérieure (mm) |
| SLZ | = | Stockage dans la zone inférieure (mm) |
| UZL | = | (Paramètre de seuil mm) |
| PERC | = | Max. percolation de zone inférieure (mm jour ⁻¹) |
| Ki | = | Coefficient de récession (jour ⁻¹) |
| Qi | = | Composante ruissellement (mm / jour ⁻¹) |

I.4.7. Etalonnage ou calibration du modèle

L'étalonnage du modèle est généralement effectué par essai manuel selon l'erreur technique (Bergström, 1992).

Différents critères peuvent être utilisés pour évaluer l'ajustement du débit simulé à ruissellement observés :

- Inspection visuelle des parcelles avec Q_{sim} et Q_{obs} ,
- Différence accumulée,
- Des critères statistiques.

Le coefficient d'efficacité, R_{eff} est utilisée pour l'évaluation des simulations par le modèle HBV.

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (\text{Eq. I.16})$$

R_{eff} compare la prévision par le modèle le plus simple de prédiction possible, une valeur constante de la valeur moyenne observée sur toute la période.

$R_{eff} = 1$ ajustement parfait, $Q_{sim}(t) = Q_{obs}(t)$.

$R_{\text{eff}}=0$ simulation aussi bonne (ou mauvaise) que la constante de la valeur de prédiction.
 $R_{\text{eff}}<0$ s'adaptent très pauvrement.

I.4.8. Résultat graphique

Les résultats sont tracés en fonction de l'option choisie parcelle. Le tableau I.3 indique les moyens d'observer la simulation par superposition des débits simulés ainsi que les températures et les précipitations. Comme on peut voir sur le graphique le niveau des eaux souterraines, l'évaporation ainsi que d'autres écoulements contribuant à l'écoulement global au niveau de l'exutoire (fig. I.24).

Tableau I.4: Liste des Graphes-options (Cette opération est optionnelle) (Gherissi, 2018).

| Option Plot | Graphique | Plotted variable (s) |
|---------------------|-----------|---|
| PTQ | Haut | Différence accumulée entre la sortie simulées et observées (en noir) et la température mesurée (en rouge) |
| | Milieu | Précipitations mesurées (bleu) et la neige simulée (en équivalent d'eau, en vert) |
| | Bas | Débits enregistrés (bleu) et simulés (en rouge) |
| Soil + E + Q | Haut | Evapotranspiration potentielle (bleu) et actuelle (rouge) |
| | Milieu | Montant de l'eau dans la zone du sol, SM (en rouge) Débits enregistrés (bleu) et simulés (en rouge) |
| | Bas | Enregistrés (bleu) et simulés (rouge) de décharge |
| GW+Q | Haut | Montant de l'eau souterraine dans la zone supérieure, SUZ (en bleu) |
| | Milieu | Montant de l'eau dans la zone inférieure des eaux souterraines, ZSL (noir) |
| | Bas | Débit enregistrés (bleu) et simulés (rouge) |

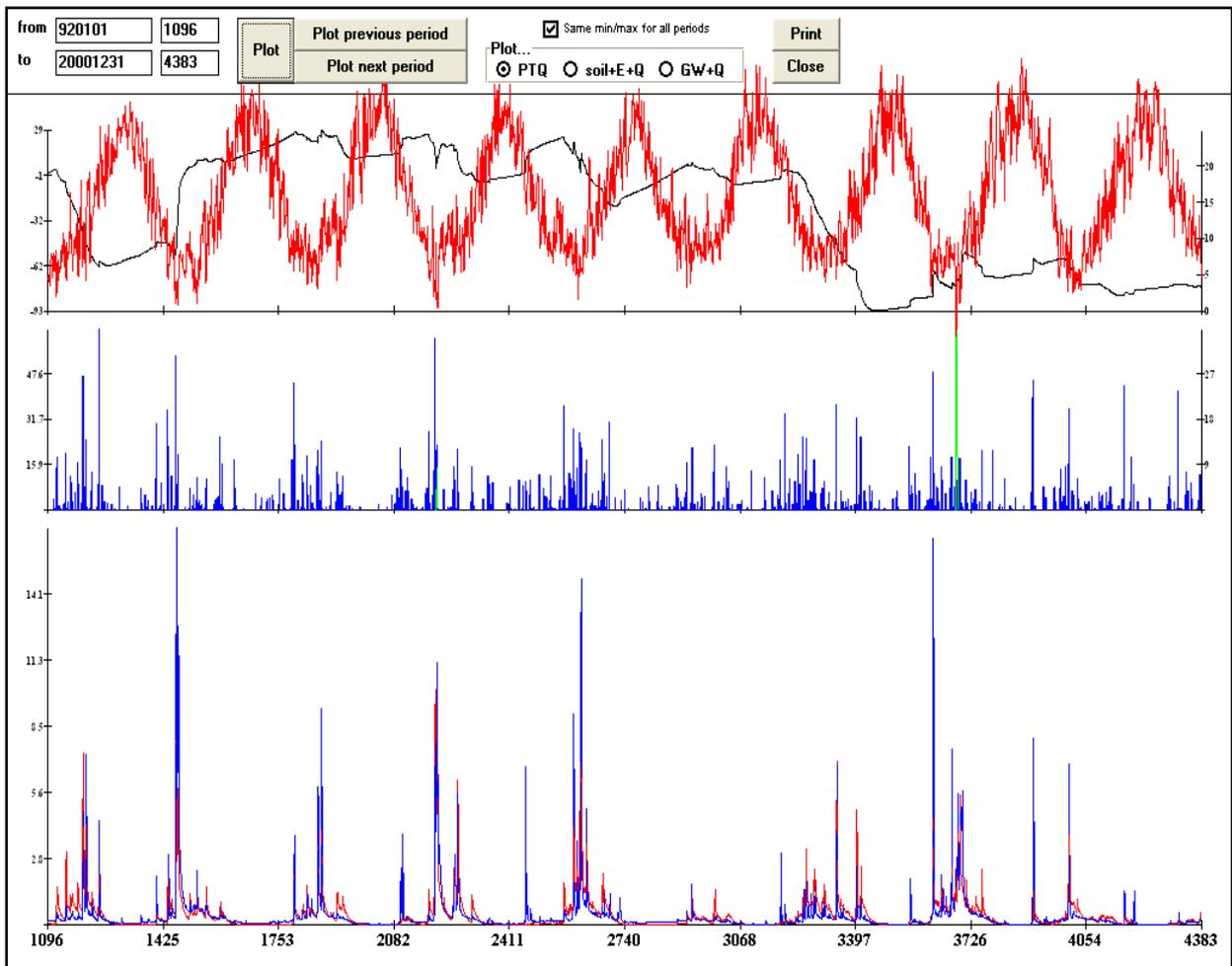


Figure I.23: Exemple des résultats graphiques de la simulation obtenus par le modèle HBV Light.

Chapitre II

Présentation du bassin versant d'Oued Louza

Introduction

Les indices morphométriques classiques ont été les toutes premières mesures créées par les géomorphologues afin de quantifier l'influence théorique de la morphologie des bassins versants sur leur réponse hydrologique de surface (Douvinet et al., 2007).

La plupart des méthodes se trouvent encore aujourd'hui dans les ouvrages d'hydrologie de référence (Lambert, 1996; Cosandey et Robinson, 2000). Les apports de ces indices sont considérables puisqu'ils ont constitué les premières formes de réflexion menées sur le transfert d'échelle en géomorphologie (Hauchard, 2001). Les indices morphométriques peuvent donc être un important sujet d'investigation dans la compréhension du dynamisme d'une rivière, tout comme l'hydrologie l'est pour l'analyse d'un bassin versant (Veltri et al., 1996).

L'utilisation de la morphométrie est l'un des moyens les plus importants pour comprendre l'influence des différents facteurs physico-géographiques.

II.1. Situation géographique du bassin versant de la Macta

Le bassin versant de la Macta, d'une superficie de 14390 km², est situé au Nord ouest de l'Algérie, Il est constitué de 16 sous-bassins selon la délimitation retenue par l'ANRH, drainé par deux principaux cours d'eau : l'oued Mebtouh à l'Ouest et l'oued El Hammam à l'Est (fig. II.1.b).

Le bassin versant d'oued Louza qui fait l'objet de notre étude s'étend sur une superficie de 746 km², est situé au Sudouest du bassin versant d'oued El-Hammam, entre les parallèles 34.68° N et 35.03°N et les méridiens 0.70° W et 0.37°W (fig. II.1.a). Il est limité :

- au NordEst par le bassin versant d'oued Melrhir,
- à l'Est par le bassin versant d'oued Sefioun,
- au Sud par le bassin d'oued Mezoua,
- à l'Ouest par le bassin d'oued Mekarra.

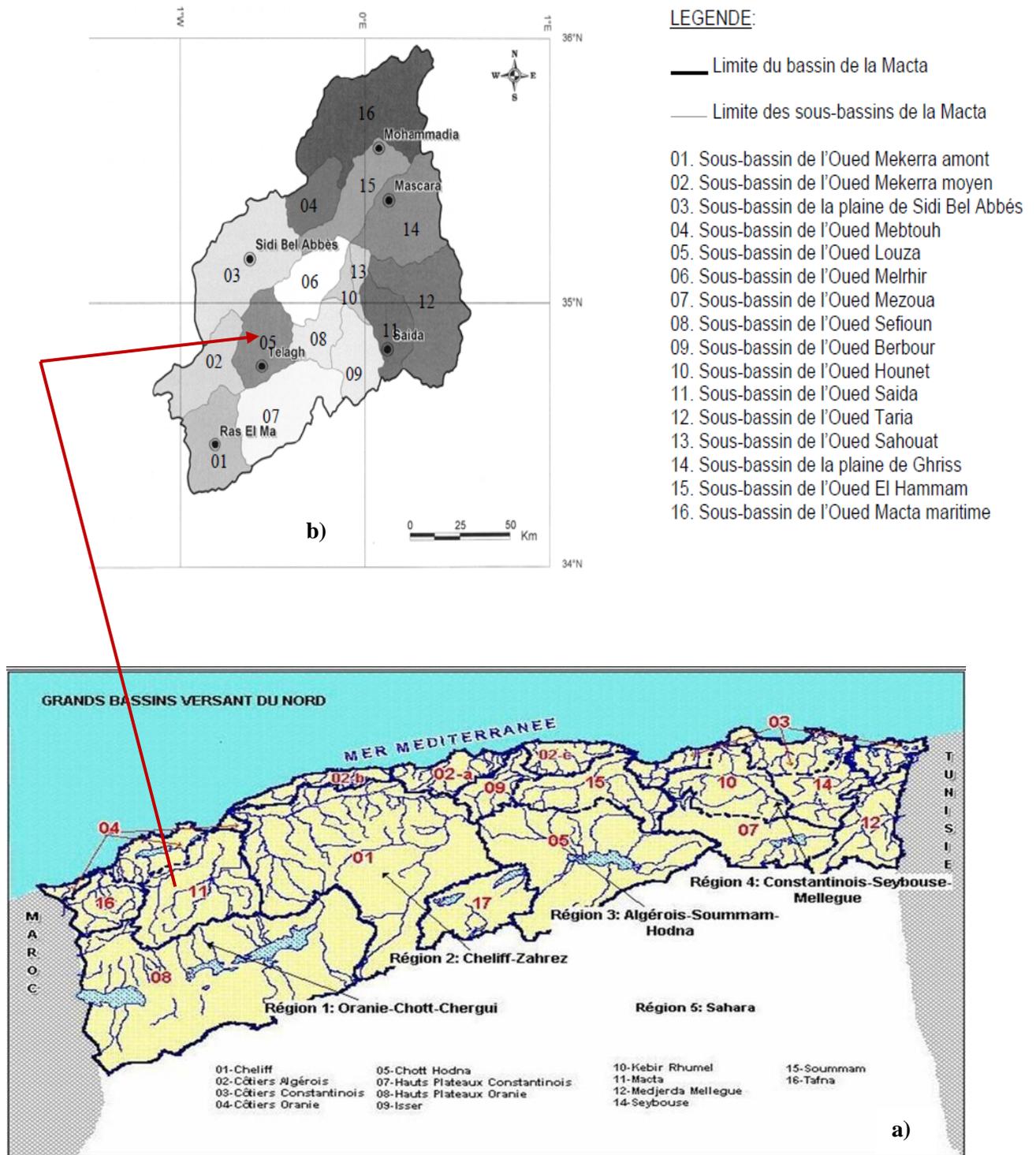


Figure II.1: Situation géographique du bassin versant de la Macta (a) et de l'oued Louza (b).

Les limites topographiques du bassin sont :

- au Nord la retombée des Djebels Bouietas et Ras El Ain,
- au Sud Djebels El Mezioud; Bou Zoulai et Djebel Taoutila,
- à l'Est le Djebel Mefleh, Tergou, Teniet El Tourk, Slétine et Djebel Er Remailia,

- à l'ouest Djebel Brouiga, EsSeigaa, Fred Atia, les collines de Bleds Fedjala et El Mekrifi.

La majorité de sa superficie (près de 70 %) appartient aux communes de Telagh, Teghalimet, Ben Hachiba Chelia et le reste se répartit entre les communes de : Merine, Oued Taourira, Dhaya, Ain Tindamine, El Hacaiba et Mezaorou.

Le cours d'eau principal du bassin versant d'Oued Louza prend naissance à une altitude de 1455m sur la retombée du Djebel Mezioud. Il forme l'oued Telzaa qui est renforcé par des affluents dont les plus importants descendent des Djebels où il change de nom et devient Oued Telagh, Oued Neksifia, Oued Teghalimet puis Oued Louza .

II.2. Étude Morphométrique

Les résultats de cette étude sont extraits des travaux de thèse de Djellouli (2017) et Djellouli et al 2016, 2019.

II.2.1. Caractéristiques géométriques

II.2.1.1. Superficie et Périmètre du bassin versant

Le bassin versant d'Oued Louza a une superficie (S) et un périmètre (P) de :
 $S = 746 \text{ Km}^2$
 $P = 124.5 \text{ km}$.

II.2.1.2 Caractéristiques de forme

Il y a deux caractéristiques

a- Indice de compacité de Gravelius (1914)

L'indice de compacité (K_C) renseigne sur la forme du bassin versant qui a une grande influence sur l'écoulement global du cours d'eau et surtout sur l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin résultant d'une pluie donnée. Il est établi en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle qui aurait la même surface. Il est exprimé par la formule suivante :

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

avec :

K_C : Indice de compacité de Gravelius,

P : Périmètre du bassin versant (km)

A : Superficie du bassin versant (km²)

Cet indice détermine la forme du bassin versant. Il est proche de 1 pour un bassin de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée.

b- Rectangle équivalent

Le rectangle équivalent permet de comparer l'influence de la forme sur l'écoulement dans les différents bassins versants (fig. II.2).

$$P = 2(L + l) = \frac{K_c \sqrt{A}}{0.28} \tag{Eq.II.2}$$

avec:

$$A = L * l$$

L : Longueur du rectangle équivalent (km).

l : Largeur du rectangle équivalent (km).

- Longueur (L)

$$L = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right] \tag{Eq. II.3}$$

L= 40.05 km

- Largeur (l)

$$l = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right] \tag{Eq. II.4}$$

l= 16.20 km

Tableau II.1: Caractéristiques de forme du bassin versant de l'Oued Louza

| Bassin | Superficie (Km ²) | Périmètre (Km) | Kc | Rectangle équivalent | |
|------------|-------------------------------|----------------|------|----------------------|--------------|
| | | | | Longueur (Km) | Largeur (Km) |
| Oued Louza | 746 | 124.5 | 1.28 | 40.05 | 16.20 |

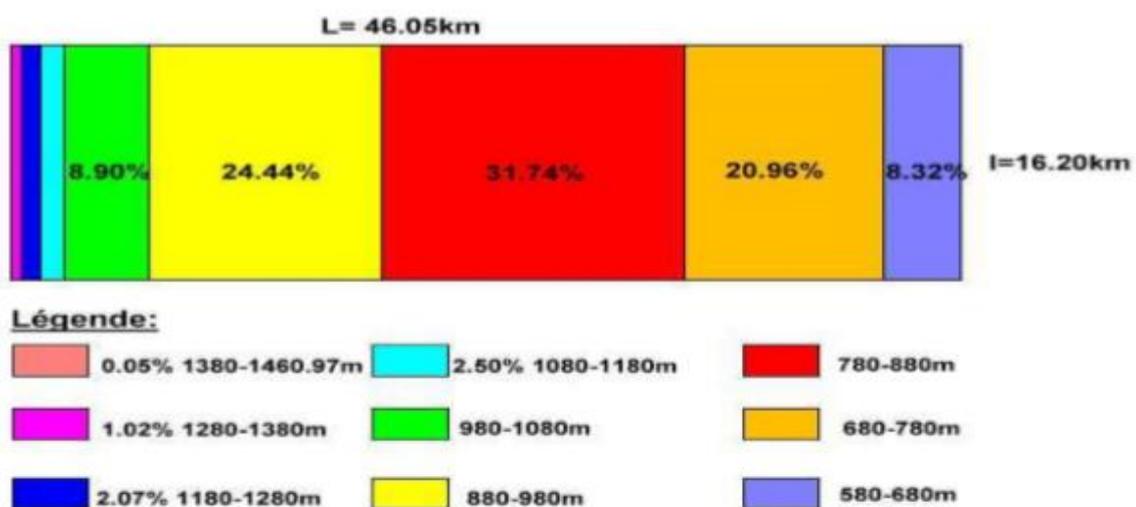


Figure II.2: Rectangle équivalent du bassin versant d'Oued Louza (Djellouli, 2016)

K_c étant supérieur à 1, ce qui indique une forme moyennement allongée de notre bassin versant et donc la prédominance d'une érosion linéaire et régressive.

II.2.2. Etude du relief

Le relief influe considérablement sur les différents paramètres hydro-climatiques d'une région donnée. C'est un facteur clé pour déterminer une grande partie de la capacité de ruissellement des terrains, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément critique du comportement hydrologique d'un bassin. Partant de la répartition par tranches d'altitudes du bassin nous avons établi la courbe hypsométrique et le diagramme des fréquences altimétriques.

II.2.2.1. Courbe hypsométrique

la courbe hypsométrique, c'est la courbe de surface en Km^2 ou en pourcentage du bassin versant où les altitudes sont supérieures à une cote h donnée. Nous avons établi la répartition par tranches d'altitudes du bassin d'oued Louza (tab. II.2), la courbe hypsométrique (fig. II.3), et l'histogramme des fréquences altimétriques (fig. II.4) ainsi que la carte altimétrique (fig. II.5).

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

| Tranches d'altitude (m) | Surface partielle | | Surface cumulée | |
|----------------------------|-------------------|-------|-----------------|--------|
| | Km^2 | % | Km^2 | % |
| 1380-1461 | 0.35 | 0.05 | 0.35 | 0.05 |
| 1280-1380 | 7.62 | 1.02 | 7.96 | 1.07 |
| 1180-1280 | 15.44 | 2.07 | 23.40 | 3.14 |
| 1080-1180 | 18.65 | 2.50 | 42.05 | 5.64 |
| 980-1080 | 66.39 | 8.90 | 108.44 | 14.54 |
| 880-980 | 182.35 | 24.44 | 290.79 | 38.98 |
| 780-880 | 236.80 | 31.74 | 572.59 | 70.72 |
| 680-780 | 156.35 | 20.96 | 683.94 | 91.68 |
| 580-680 | 62.05 | 8.32 | 746.00 | 100.00 |

La courbe hypsométrique (fig. II.3) montre que l'altitude maximale (H_{max}) est égale à 1461 m et l'altitude minimale (H_{min}) est de 580m. L'altitude moyenne est obtenue à partir de la relation suivante :

$$H_{moy} = \frac{\sum H_i \cdot a_i}{A} \quad \text{Eq. II.5}$$

avec:

- a_i : Aire comprise entre deux courbes de niveau (km^2),
- A : Superficie totale du bassin versant (km^2),
- H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m).

Altitude moyenne du bassin $H_{moy}=855.80$ m

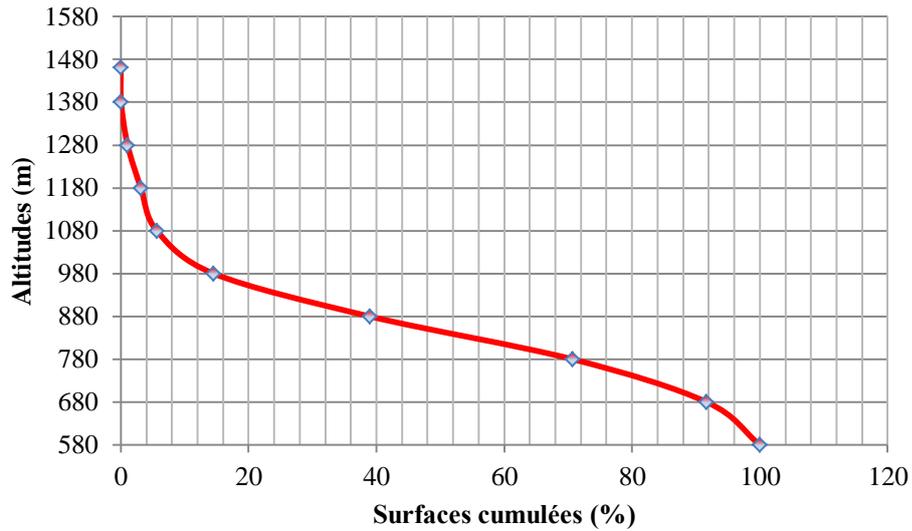


Figure II.3: Courbe hypsométrique du bassin versant d'Oued Louza.

A partir de la répartition altimétrique du bassin versant (fig.II.4), nous avons tiré l'altitude la plus fréquente qui se situe entre la tranche 780-880 m, elle correspond au maximum du diagramme des fréquences altimétriques égal 31.74%.

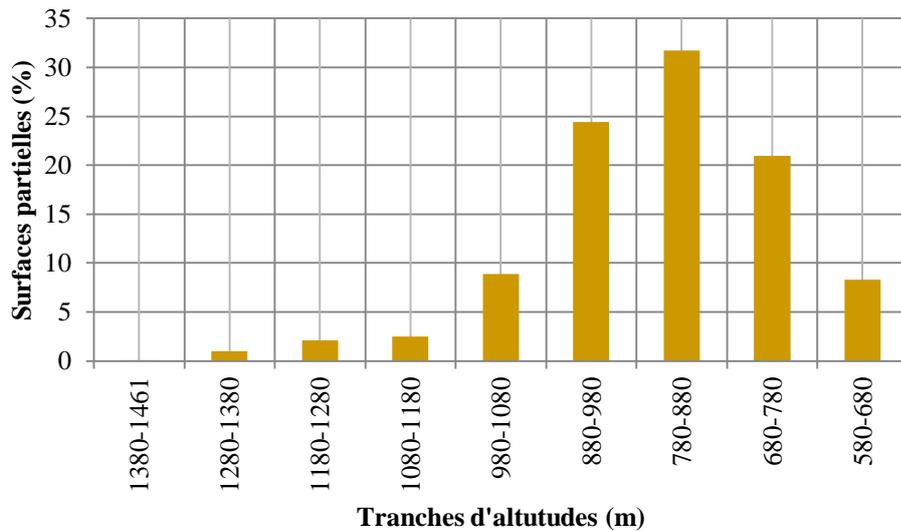


Figure II.4: Histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant d'Oued Louza.

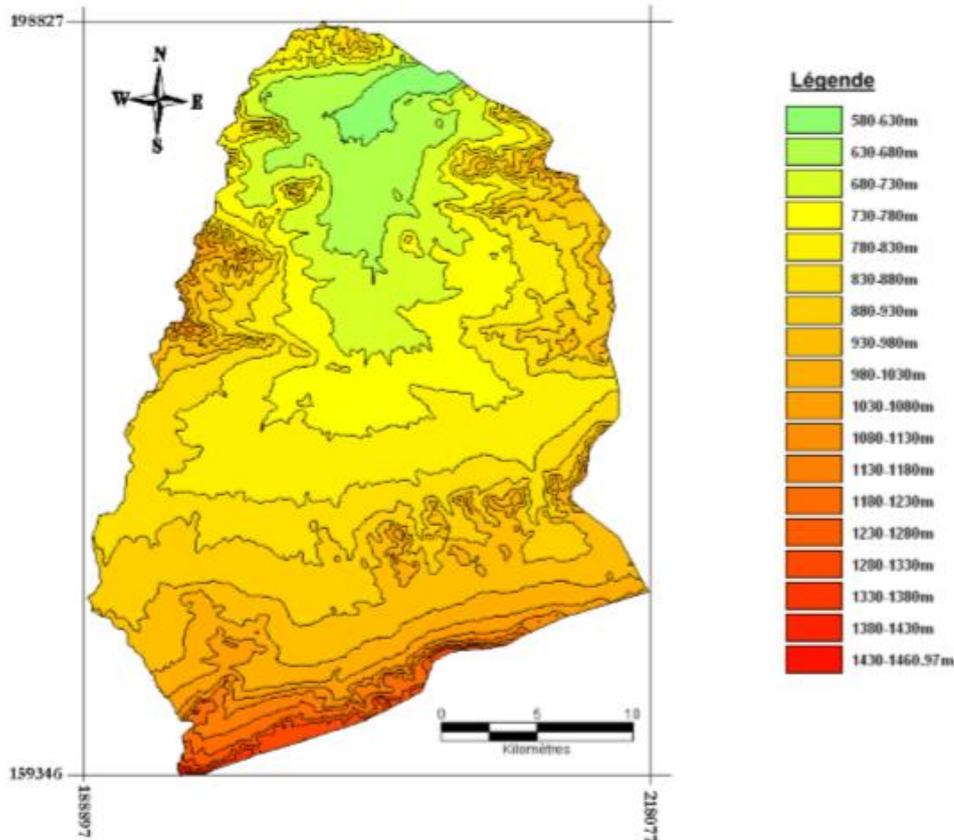


Figure II.5: Carte altimétrique du bassin versant d'Oued Louza (Djellouli, 2016).

La carte altimétrique du bassin versant d'Oued Louza représente les variations d'altitude d'une surface par rapport à une surface de référence

Tableau II.3: Altitudes caractéristiques du bassin versant d'Oued Louza.

| Altitudes | H max (m) | H min (m) | H moy (m) | H 5 % (m) | H50% (m) | H95% (m) |
|------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|----------|
| B.V d'Oued Louza | 1461 | 580 | 855.80 | 1155.60 | 895.28 | 690.10 |

II.2.2.2. Indices de pente et relief

❖ Indice de pente de Roche Ip

Indice de pente de Roche détermine par le rectangle équivalent, il également défini par Roche comme suit :

$$Ip = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{Xi(a_i - a_{i-1})} \tag{Eq.II.6}$$

avec :

Ip : Indice de pente.

L : Longueur du rectangle équivalent.

Xi : Portion de la surface du bassin comprise entre les courbes de niveau, côte ai et ai-1 (%).

(ai-ai-1) : Dénivelée entre deux courbes de niveau voisines.

$I_p = 1.18$.

❖ **Indice de pente global I_g**

$$I_g = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} = \frac{D}{L} \quad \text{Eq. II. 7}$$

avec:

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

D : Dénivelée $H_{5\%} - H_{95\%}$, définie sur la courbe hypsométrique.

L: Longueur du rectangle équivalent.

$I_g = 1.01\%$

Le relief selon la classification de l'ORSTOM, est modéré.

Tableau II.4: Classification des reliefs d'après l'ORSTOM.

| Relief | I_g (m/km) |
|---------------------|-----------------------|
| Relief très faible | $I_g < 0.002$ |
| 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 | $0.5 < I_g$ |

❖ **Pente moyenne**

La pente moyenne d'un cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration. Le calcul de la pente moyenne du cours d'eau s'effectue à partir du profil longitudinal du cours d'eau principal et de ses affluents.

Elle est définie comme étant le rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa longueur.

$$I_{\text{moy}} = D/L \quad \text{Eq. II.8}$$

donc :

$$I_{\text{moy}} = 1.91\%$$

On peut aussi classer les bassins versants selon leurs surfaces (tab.II.5) suivant :

Tableau II.5 : Classification des bassins versants selon leur superficie

| Très petit bassin | Petit bassin | Grand bassin | Très grand bassin |
|------------------------------|--------------------------------|----------------------------------|-------------------------|
| $0 < A \leq 10 \text{ km}^2$ | $10 < A \leq 200 \text{ km}^2$ | $200 < A \leq 2000 \text{ km}^2$ | $A > 2000 \text{ km}^2$ |

Alors, nous constatons que notre bassin versant est qualifié de grand.

II.2.3. Etude du réseau hydrographique

On désigne par réseau hydrographique un ensemble hiérarchisé et structuré de chenaux qui assurent le drainage superficiel, permanent ou temporaire, d'un bassin versant ou d'une région donnée.

La hiérarchie du réseau hydrographique se manifeste par l'importance croissante de ses éléments, depuis les ramifications originelles de l'amont dépourvues de tributaires (dites d'ordre 1 dans la classification de Horton - Strahler, 1952), jusqu'au collecteur principal. Le numéro d'ordre de celui-ci croît (ordre 2, ordres 3, 4, 5, etc.) avec la taille du bassin, le nombre de tributaires et la densité du drainage.

Le réseau hydrographique est d'autant plus dense que le climat est plus humide, que les pluies sont plus abondantes, les pentes plus fortes, les roches ou formations superficielles moins perméables.

Le tableau II.6, résume l'ordre, le nombre et la longueur des thalwegs ainsi que les rapports des longueurs et de confluence, il montre que les thalwegs d'ordre un (1) représentent plus de 50 % de réseau hydrographique (fig.II.6).

Tableau II.6: Paramètres morphométriques du bassin de l'Oued Louza.

| Ordre | Nombre | Rapport de confluence | Longueurs (km) | Longueurs moyennes (km) | Rapport des longueurs |
|--------------|--------|-----------------------|----------------|-------------------------|-----------------------|
| 1 | 66 | 4,4 | 199.2 | 3.018 | / |
| 2 | 15 | 3 | 99.36 | 6.624 | 2.19 |
| 3 | 5 | 5 | 34.71 | 6.942 | 1.05 |
| 4 | 1 | / | 22.292 | 22.929 | 3.30 |
| Total | 88 | Rc = 4.13 | 356.199 | 39.513 | R _L = 2.18 |

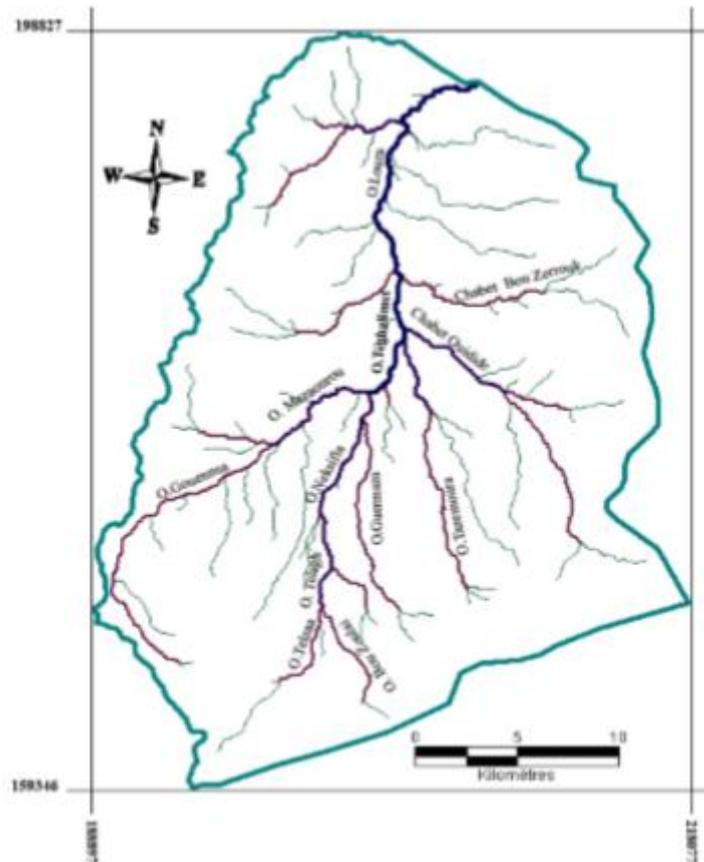


Figure II.6: Réseau hydrographique du bassin versant d'oued Louza (Djellouli, 2016).

II.2.3.1. Densité de drainage

La densité de drainage, introduite par Horton, est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant

$$Dd = \frac{\sum_{x=1}^4 Lx}{S} \quad \text{Eq.II.9}$$

avec :

Dd : Densité de drainage [km/km^2],

Lx : Longueur de cours d'eau [km],

S: Surface du bassin versant [km^2].

Dd = $0.477 \text{ km}/\text{km}^2 \approx 0.5 \text{ km}/\text{km}^2$.

La valeur de la densité de drainage de notre bassin est de l'ordre de $0.5 \text{ km}/\text{km}^2$. Cette valeur indique que notre bassin est mal drainé. Une valeur forte de la densité de drainage reflète une action érosive plus importante dans le bassin versant (Rose 1993).

II.2.3.2. Fréquence des cours d'eau

Elle est définie par l'équation suivante :

$$Fs = \frac{N}{S} \quad \text{Eq.II.10}$$

FS : Fréquence des cours d'eau ($1/\text{km}^2$),

N : Nombre de thalwegs ($N = 87$),

S : Surface du bassin (km^2).

$F_s = 0.116$.

II.2.3.3. Rapport de confluence

Il s'agit d'une adaptation de la méthode du nombre puisque le rapport de confluence R_c est obtenu en divisant le nombre N de cours d'eau d'ordre n par le nombre de cours d'eau d'ordre $n+1$ (Bravard & Petit, 2002).

$$R_c = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad \text{Eq.II.11}$$

avec :

R_c : Rapport de confluence,

N_n : Nombre de cours d'eau d'ordre n ,

N_{n+1} : Nombre de cours d'eau d'ordre $n+1$.

Sogreah (1967), révèle que les chevelus hydrographiques sont bien hiérarchisés si ($R_c = 2$). Pour notre bassin, la valeur du rapport de confluence ($R_c = 3.98$) indique que ce dernier est organisé et non torrentiel.

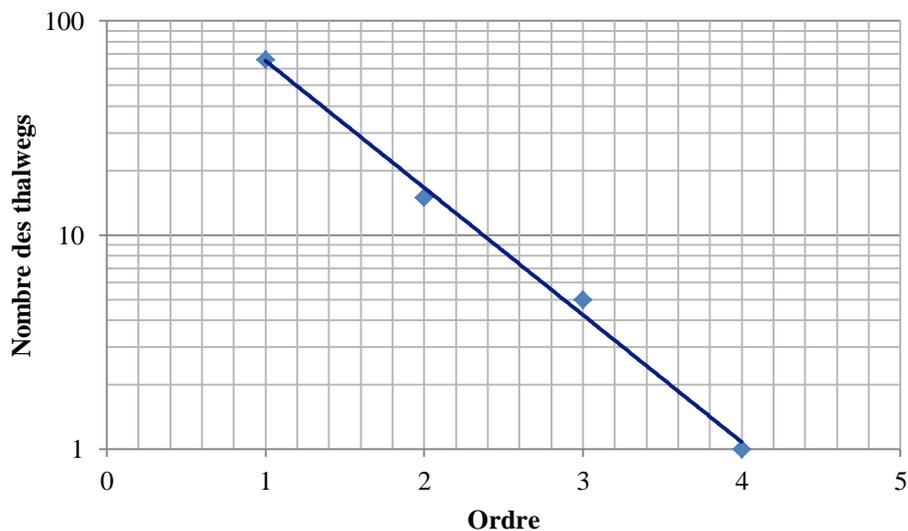


Figure II.7: Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre.

A partir de la droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre (fig. II.7), nous pouvons déduire que R_c est égal à 3, il représente l'inverse de la pente de la droite.

II.2.3.4. Rapport des longueurs

$$R_l = \frac{L_{n+1}}{L_n} \tag{Eq.II.12}$$

L_n : longueur de cours d'eau d'ordre n.

L_{n+1} : longueur de cours d'eau d'ordre n+1.

Le rapport des longueurs R_L déduit graphiquement (fig. II.8) est égal à 3,30.



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

II.2.3.5. Coefficient de torrentialité

Il est défini par la formule suivante :

$$C_T = D_d \cdot F_1 \tag{Eq. II.13}$$

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

avec :

D_d : Densité de drainage (Km/Km²)

F_1 : Fréquence des thalwegs élémentaires.

$$F_1 = \frac{N_1}{A} \tag{Eq. II.14}$$

N_1 : Nombre de cours d'eau d'ordre 1.

$$C_T = 0.0585$$

II.2.3.6. Temps de concentration

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour parvenir à l'exutoire. Ce temps est calculé par la formule de Giandotti dont la formule est donnée comme suit :

$$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5 \times L_p}{0.8 * \sqrt{H}} \quad \text{Eq. II.14}$$

avec:

T_c : Temps de concentration par heure.

L_p : Longueur du thalweg principal (Km).

A: Superficie du bassin versant (km²).

H: Dénivelée entre l'altitude moyenne et l'altitude minimale du bassin (m).

$H = H_{\text{moy}} - H_{\text{min}} = 275.8\text{m}$

Donc:

$T_c = 13.41$

II.3. Aperçu géologique sur le bassin versant

II.3.1. Cadre géologique du bassin

La structure actuelle de l'Algérie du Nord s'inscrit dans le processus de géodynamique globale de la tectonique des plaques qui a structuré l'Algérie en deux domaines:

- au Nord, l'Algérie alpine,
- au Sud, la Plate-forme saharienne.

II.3.2. Géologie du bassin versant de la Macta

Le centre de la plaine de Sidi Bel Abbes est une cuvette à substratum argilo-marneux, gris et vert, daté du Miocène ou du Pliocène. Les monts plissés du Tessala sont allongés du Sud Ouest au Nord Est avec une ossature crétacée et un recouvrement tertiaire très épais. Les monts de Tlemcen et de Saida sont formés essentiellement de matériaux jurassiques (moyen et supérieur) et crétacé (inférieur et moyen). Le prolongement des Beni Chougrane, par la série de Bouhanifia, atteint l'extrémité orientale de la plaine de Sidi Bel Abbes. Dans la vallée, on observe un important remblaiement argileux-sableux d'âge quaternaire (Khaldi, 2005).

II.3.3. Géologie de la zone d'étude

Les limites géologiques du bassin versant d'Oued Louza sont :

- ✓ Il est borné au Nord par les Djebels de Caïd Belarbi et Djebel Tènira,
- ✓ Le Sud du bassin est constitué par les Monts de Tlemcen-Saida,
- ✓ La bordure Est constitue la limite topographique entre le sous-bassin d'Oued Louza à l'Ouest et les sous bassins d'Oued Melrir et Sefioun à l'Est,
- ✓ la bordure Ouest correspond à la topographie élevée des terrains plio-quaternaire et miocène (fig. II.9).

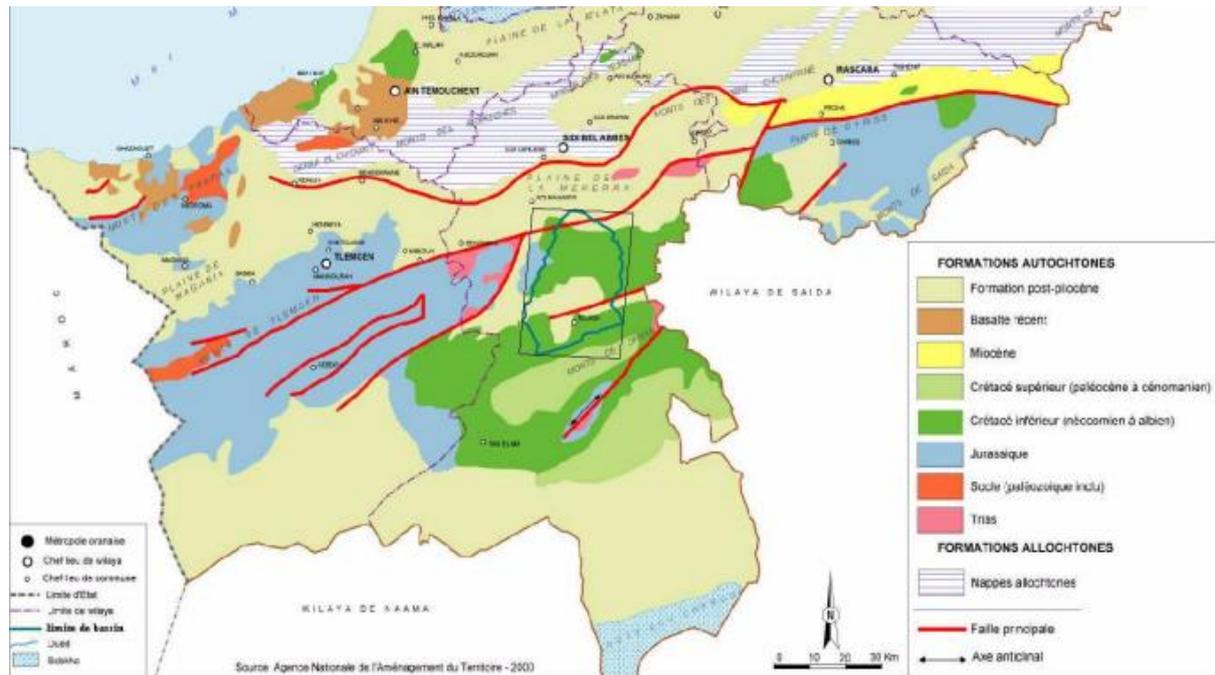


Figure II. 9: Carte géologique du Nord ouest algérien.
(Source : Agence Nationale de l'Aménagement du Territoire, 2000).

II.3.4. Principales unités lithologiques

Les principales unités lithologiques (fig. II. 9 et fig. II. 10) rencontrées sont représentées par :

- ❖ Alluvions et sable du Tensifien (Quaternaire) qui occupent 20% de la superficie totale. Ils sont localisés dans la partie centrale et nord du bassin,
- ❖ Croûte calcaire du Pliocène recouvre 19% du bassin et localisée dans les communes Mezaourou et Telagh,
- ❖ Marnes grises à bancs de grés et à lentilles de galets plus ou moins cimentés du Miocène qui constituent 1% de la superficie totale. C'est le substrat le moins représenté dans notre région d'étude. Elles affleurent dans la partie nord du bassin dans la commune de Tenira,
- ❖ Calcaire et dolomies dures de l'Eocène, occupant 58% de la superficie totale. Ils se trouvent dans la partie Est et Ouest du bassin avec un affleurement au centre du bassin au niveau de la commune de Teghalimet,
- ❖ Calcaire friable du Crétacé supérieur occupant 3% du bassin, ce substrat est localisé au Sud du bassin versant au niveau du Djebel Mezioud qui forme un anticlinal à cœur jurassique. (Djellouli, 2016).

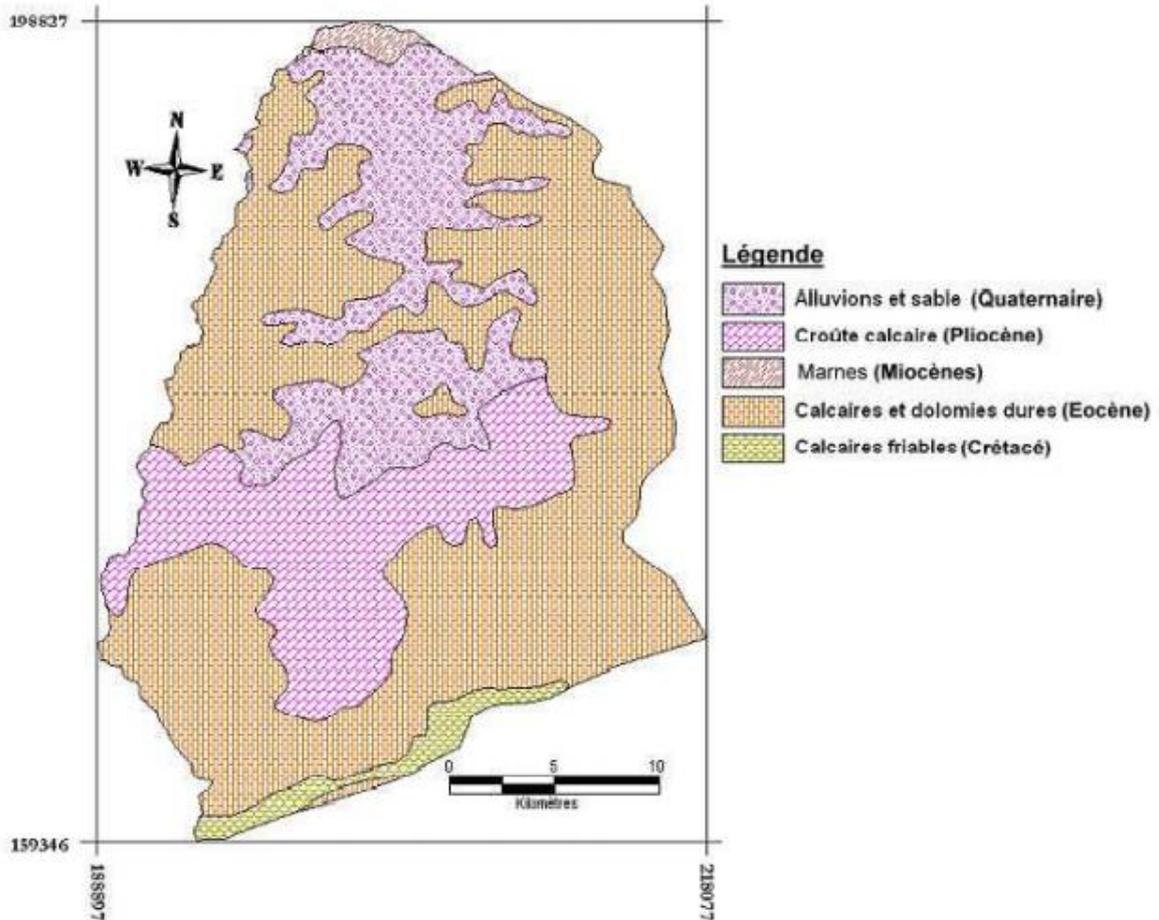


Figure II. 10: Carte lithologique du bassin versant d'Oued Louza (Djellouli, 2016).

II.3.5. Hydrogéologie de la zone d'étude

En se basant sur la carte lithologique (fig. II.10) (seule donnée acquise), nous pouvons constater que les potentialités hydrogéologiques (zone aquifère) de la zone d'étude sont situées au niveau des unités lithologiques suivantes :

- Alluvions et sable,
- Calcaire et dolomies dures,
- Calcaire friable.

2.4. Conclusion

L'étude morphométrique du bassin versant d'oued Louza, a permis de se renseigner sur les caractéristiques suivantes (tableau 2.10).

Tableau II.7: Caractéristiques morphométriques du bassin versant d'oued Louza:

| Paramètres | Symboles | Unités | Valeurs |
|----------------------------------|------------------|--------------------|---------|
| Surface | A | Km ² | 746 |
| Périmètre | P | Km | 124.5 |
| Coefficient de Gravelius | K _C | - | 1.28 |
| Longueur du rectangle équivalent | L | Km | 40.05 |
| Largeur du rectangle équivalent | l | Km | 16.20 |
| Altitude moyenne | H _{moy} | m | 855.80 |
| Altitude maximale | H _{max} | m | 1461 |
| Altitude minimale | H _{min} | m | 850 |
| Indice de pente global | I _g | m/Km | 1.01 |
| Indice de pente de Roche | I _p | m/Km | 1.18 |
| Indice de Pente moyenne | I _{moy} | % | 1.91 |
| Densité de drainage | D _d | km/km ² | 0.5 |
| Coefficient de circularité | R _{ci} | - | 2 |
| Temps de concentration | t _c | h | 13 |
| Coefficient de torrentialité | T _c | - | 0.0585 |

Chapitre III

Hydro-climatologie

Introduction

Le climat est la distribution statistique des conditions de l'atmosphère terrestre dans une région pendant une période donnée. Il est déterminé par la situation géographique du lieu (latitude, altitude, éloignement de la mer) et par la circulation atmosphérique.

Les conditions climatiques du bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement Hydrologique des cours d'eau (Roche 1963, Cosande, 2001).

III.1. Etude des précipitations

Les précipitations représentent l'élément le plus important du climat tant pour les êtres vivants que pour les milieux. Toutes les ressources en eaux superficielles ou souterraines sont conditionnées par les précipitations. L'analyse de la variabilité pluviométrique est très importante pour la prévision et la gestion des ressources hydriques.

On entend par précipitations, la hauteur de la lame d'eau recueillie par le pluviomètre, quel que soit l'origine de cette eau, pluie, neige, grêle, ou autres formes de condensation. (Réméniéras, 1986).

Pour cette étude nous avons utilisé trois stations pour caractériser les pluies de ce bassin (tableau III.1) (fig.III.1).

Tableau III.1:Présentation des stations météorologiques.

| Nom de station | Code | Altitude (m) | Cordonnées | | Date d'observation |
|-------------------|--------|--------------|------------|--------|--------------------------|
| | | | X(km) | Y (km) | |
| Merine | 110501 | 959 | 216,3 | 170,5 | 1978/1979 – 2018/2019 |
| Sidi Ahmed | 110509 | 653 | 204 | 190 | |
| Telagh | 110502 | 889 | 200,6 | 170,1 | |

Source A.N.R.H.

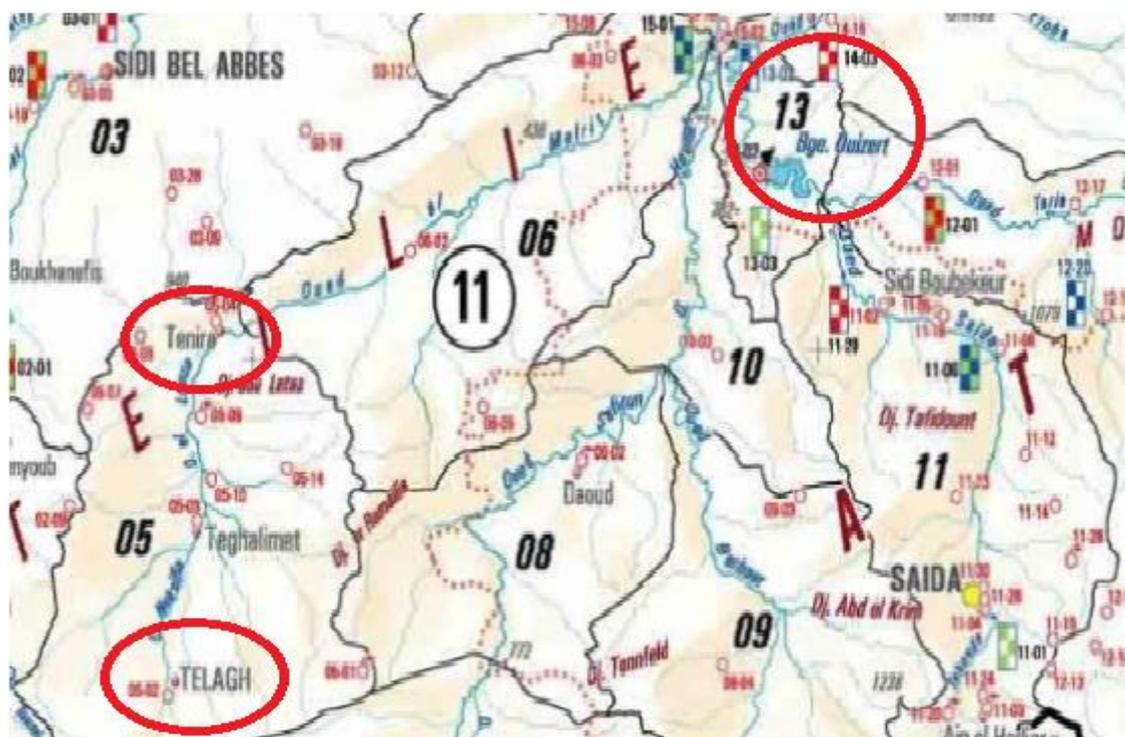


Figure III.1 : Situation des stations hydro-pluviométriques utilisées.

III.1.1. Variation de la pluviométrie interannuelle

Pour l'étude des précipitations annuelles, nous avons utilisé la moyenne arithmétique entre les trois stations pluviométriques (Merine, Sidi Ahmed et Telagh) (tab. III.2).

Tableau III.2: Valeurs moyennes des précipitations annuelles au niveau du bassin Louza (1978/1979 - 2018/2019).

| Année | PP (mm) | Année | PP (mm) | Année | PP (mm) | Année | PP (mm) |
|-----------|---------|--|---------|-----------|---------|-----------|---------|
| 1978/1979 | 305,7 | 1989/1990 | 251,9 | 1999/2000 | 207,2 | 2009/2010 | 298,5 |
| 1979/1980 | 359,1 | 1990/1991 | 400,6 | 2000/2001 | 300,2 | 2010/2011 | 399,8 |
| 1980/1981 | 288,5 | 1991/1992 | 343,7 | 2001/2002 | 277,8 | 2011/2012 | 310,0 |
| 1981/1982 | 194,3 | 1992/1993 | 206,7 | 2002/2003 | 323,9 | 2012/2013 | 248,0 |
| 1982/1983 | 254,4 | 1993/1994 | 225,2 | 2003/2004 | 406,0 | 2013/2014 | 378,5 |
| 1983/1984 | 194,0 | 1994/1995 | 290,4 | 2004/2005 | 229,5 | 2014/2015 | 364,3 |
| 1984/1985 | 274,6 | 1995/1996 | 495,6 | 2005/2006 | 344,3 | 2015/2016 | 300,5 |
| 1985/1986 | 258,4 | 1996/1997 | 201,7 | 2006/2007 | 312,8 | 2016/2017 | 345,0 |
| 1986/1987 | 338,4 | 1997/1998 | 222,2 | 2007/2008 | 225,7 | 2017/2018 | 276,7 |
| 1987/1988 | 208,0 | 1998/1999 | 192,8 | 2008/2009 | 458,0 | 2018/2019 | 394,4 |
| 1988/1989 | 273,6 | Précipitations moyennes = 297.1mm | | | | | |

L'examen de la figure III.2 montre la variation de la pluviométrie annuelle sur une période de 41 ans (1978/1979-2018/2019) calculée à partir de la moyenne arithmétique des trois stations citées précédemment. Les hauteurs maximales des précipitations atteignent 495,6 mm au niveau de la station au cours de l'année 1995/1996, tandis que la hauteur minimale 192,8 mm en 1998/1999. La moyenne enregistrée sur toute la période est de 297,1mm.

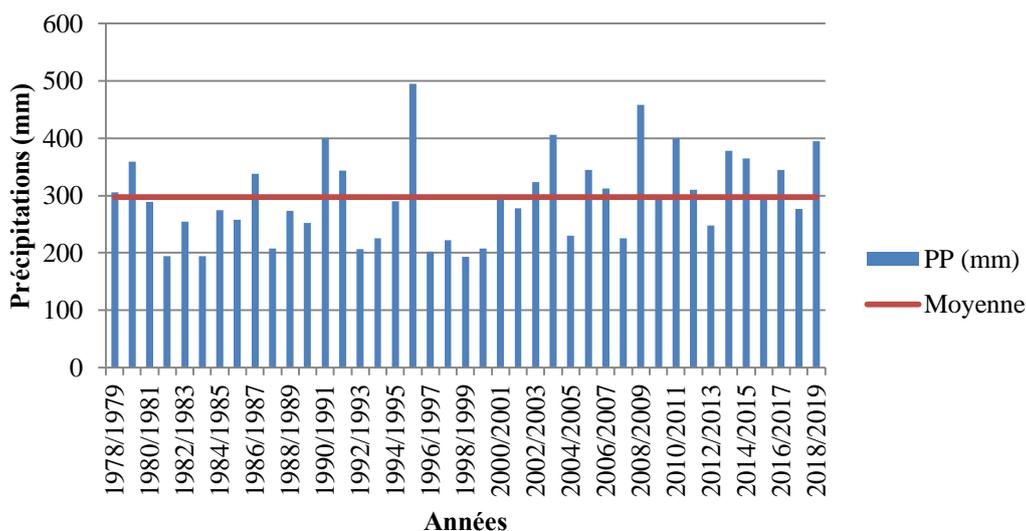


Figure III.2 : variation des précipitations moyennes annuelles au bassin de Louza (1978/1979 - 2018/2019).

III.1.2. Variation des précipitations mensuelles

Les données des précipitations mensuelles durant la période (1978/-1979) à (2018/2019) sont représentées sur le tableau III.3.

Tableau III.3: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations au niveau du bassin Louza (1978/1979 - 2018/2019).

| Mois | S | O | N | D | J | F | M | A | M | J | Jt | A |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|
| P (mm) | 17,5 | 29,8 | 37,8 | 31,9 | 39,3 | 31,0 | 37,4 | 29,5 | 22,9 | 7,5 | 4,4 | 8,0 |

La répartition des précipitations moyennes mensuelles durant la période (1978/1979 - 2018/2019) (tableau III.3 et figure III.3), montre que le mois le plus sec est Juillet avec 4,4 mm, et le plus humide est Janvier avec 39,3 mm suivi de Mars avec 37,4 mm.

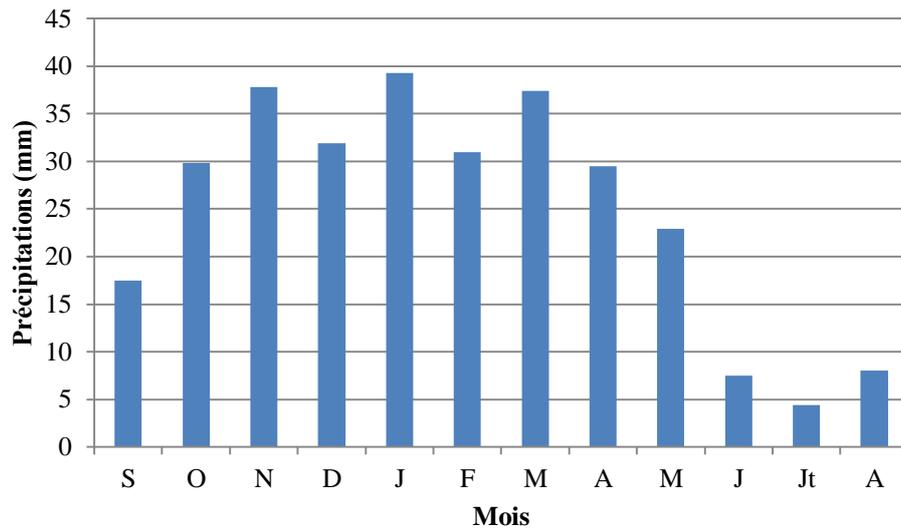


Figure III.3: Variation des précipitations moyennes mensuelles au bassin de Louza (1978/1979 - 2018/2019).

III.1.3. Précipitations saisonnières

Le tableau III.4 représente la répartition des précipitations saisonnières à la station moyenne au niveau du bassin d'oued Louza.

- Automne: (Septembre, Octobre, Novembre)
- Hiver : (Décembre, Janvier, Février)
- Printemps: (Mars, Avril, Mai)
- Été : (Juin, Juillet, Aout).

Tableau III.4: Précipitations saisonnières au bassin de Louza (1978/1979 - 2018/2019).

| Saison | Automne | Hiver | Printemps | Été |
|--------|---------|-------|-----------|------|
| P(mm) | 85,2 | 102,2 | 89,8 | 19,9 |

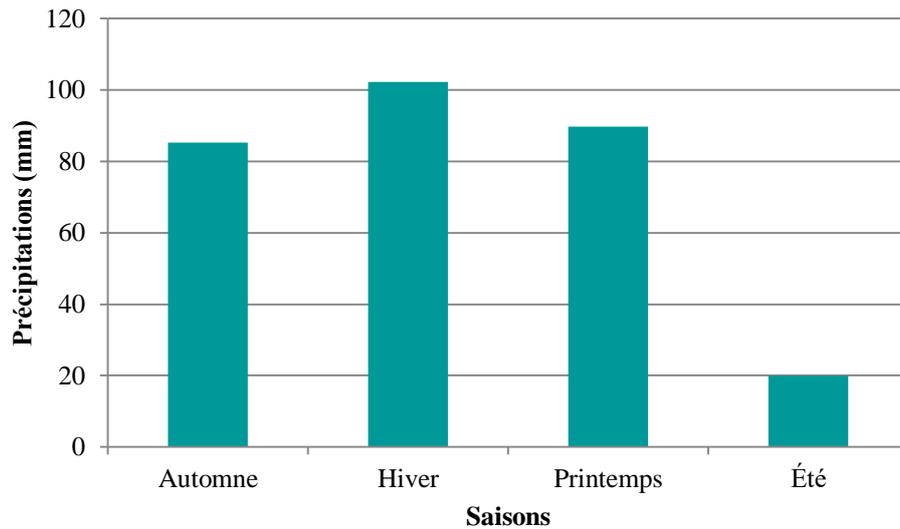


Figure III.4: Histogramme des précipitations saisonnières au bassin de Louza (1978/1979 - 2018/2019).

L'histogramme de distribution saisonnière des précipitations de la station moyenne montre que nous avons une bonne période pluvieuse durant l'Hiver, le Printemps et l'Automne, l'Été reste la saison la moins pluvieuse.

III.1.4. Etude Statistique des précipitations

Une série chronologique est dite homogène si elle présente le caractère aléatoire simple ce qui suppose l'absence de toute organisation à l'intérieur de la série ou si la propriété statistique de l'erreur de mesure affectant ces mesures est restée invariable au cours de la période d'observation. A cette fin, il existe de nombreux tests statistiques parmi lesquels on a employé le test graphique (loi normale et log normal) et le test de Khi ², qui nous permettront de déceler une estimation des paramètres d'ajustement.

L'ajustement graphique permet de vérifier si la forme de la loi retenue, ayant une valeur de test la plus petite, corrèle bien avec la distribution de la variable étudiée et représente mieux l'échantillon. Le calcul des différents paramètres de la loi ou les lois choisies permet enfin de déduire les variations futures de la variable pour une probabilité donnée.

Nous avons reporté sur le tableau III.5, les valeurs des précipitations moyennes annuelles qui sont classées suivant une distribution ordonnée en terme croissant.

Le calcul des fréquences de chaque valeur sera donné par la relation suivante :

$$F_i = \frac{R}{N+1} \quad \text{Eq. III. 1}$$

Fi: Fréquence.

R: Rang.

N: Effectif (nombre d'années).

Tableau III.5: Distribution des précipitations moyenne annuelle en terme croissant de la station représentative de l'oued Louza sur la période (1978/1979 - 2018/2019).

| Rang | Année | P (mm) | Fréquence | Rang | Année | P (mm) | Fréquence |
|------|-----------|--------|-----------|------|-----------|--------|-----------|
| 1 | 1998/1999 | 192,8 | 0,0238 | 22 | 2009/2010 | 298,5 | 0,5238 |
| 2 | 1983/1984 | 194,0 | 0,0476 | 23 | 2000/2001 | 300,2 | 0,5476 |
| 3 | 1981/1982 | 194,3 | 0,0714 | 24 | 2015/2016 | 300,5 | 0,5714 |
| 4 | 1996/1997 | 201,7 | 0,0952 | 25 | 1978/1979 | 305,7 | 0,5952 |
| 5 | 1992/1993 | 206,7 | 0,1190 | 26 | 2011/2012 | 310,0 | 0,6190 |
| 6 | 1999/2000 | 207,2 | 0,1429 | 27 | 2006/2007 | 312,8 | 0,6429 |
| 7 | 1987/1988 | 208,0 | 0,1667 | 28 | 2002/2003 | 323,9 | 0,6667 |
| 8 | 1997/1998 | 222,2 | 0,1905 | 29 | 1986/1987 | 338,4 | 0,6905 |
| 9 | 1993/1994 | 225,2 | 0,2143 | 30 | 1991/1992 | 343,7 | 0,7143 |
| 10 | 2007/2008 | 225,7 | 0,2381 | 31 | 2005/2006 | 344,3 | 0,7381 |
| 11 | 2004/2005 | 229,5 | 0,2619 | 32 | 2016/2017 | 345,0 | 0,7619 |
| 12 | 2012/2013 | 248,0 | 0,2857 | 33 | 1979/1980 | 359,1 | 0,7857 |
| 13 | 1989/1990 | 251,9 | 0,3095 | 34 | 2014/2015 | 364,3 | 0,8095 |
| 14 | 1982/1983 | 254,4 | 0,3333 | 35 | 2013/2014 | 378,5 | 0,8333 |
| 15 | 1985/1986 | 258,4 | 0,3571 | 36 | 2018/2019 | 394,4 | 0,8571 |
| 16 | 1988/1989 | 273,6 | 0,3810 | 37 | 2010/2011 | 399,8 | 0,8810 |
| 17 | 1984/1985 | 274,6 | 0,4048 | 38 | 1990/1991 | 400,6 | 0,9048 |
| 18 | 2017/2018 | 276,7 | 0,4286 | 39 | 2003/2004 | 406,0 | 0,9286 |
| 19 | 2001/2002 | 277,8 | 0,4524 | 40 | 2008/2009 | 458,0 | 0,9524 |
| 20 | 1980/1981 | 288,5 | 0,4762 | 41 | 1995/1996 | 495,6 | 0,9762 |
| 21 | 1994/1995 | 290,4 | 0,5000 | | | | |

Les résultats de calcul des paramètres de position sont donnés par le tableau suivant :

Tableau III.6 : Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station représentative de l'oued Louza (loi normale).

| | Paramètres | Formules | Valeurs de la station moyenne |
|--------------------------|--------------------------|---|-------------------------------|
| Paramètres de position | Moyenne (mm) | $\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a p_i$ | 297,1 |
| | Variance | $\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a (p_i^2 - \bar{P}^2)$ | 5561,59 |
| Paramètres de dispersion | Ecart-type | $\sigma = \sqrt{\sigma^2}$ | 74,58 |
| | Coefficient de variation | $c_v = \frac{\sigma}{\bar{P}}$ | 0,25 |

avec :

N : Effectif (nombre d'années),

pi : Valeurs des précipitations de chaque année.

Le coefficient de variation $C_v < 0.3$, laisse supposer que l'ajustement suit une loi symétrique normale, le test χ^2 permettra de vérifier cette adéquation.

❖ **Ajustement par la loi normale**

a. Test graphique

Pour représenter la fonction (où, $y = P$ pour la loi Normale), on reporte u : variable réduite de Gauss sur l'axe des x en échelle arithmétique. Sur l'axe des y en échelle arithmétique, on reporte P pour la loi Normale). Pour ce faire, nous avons utilisé le logiciel Hyfran version 1.1.

On obtient une distribution représentée par une droite appelée la droite d'Henry (fig. III.4) d'équation :

$$Y = \bar{P} + \sigma u \tag{Eq. III.2}$$

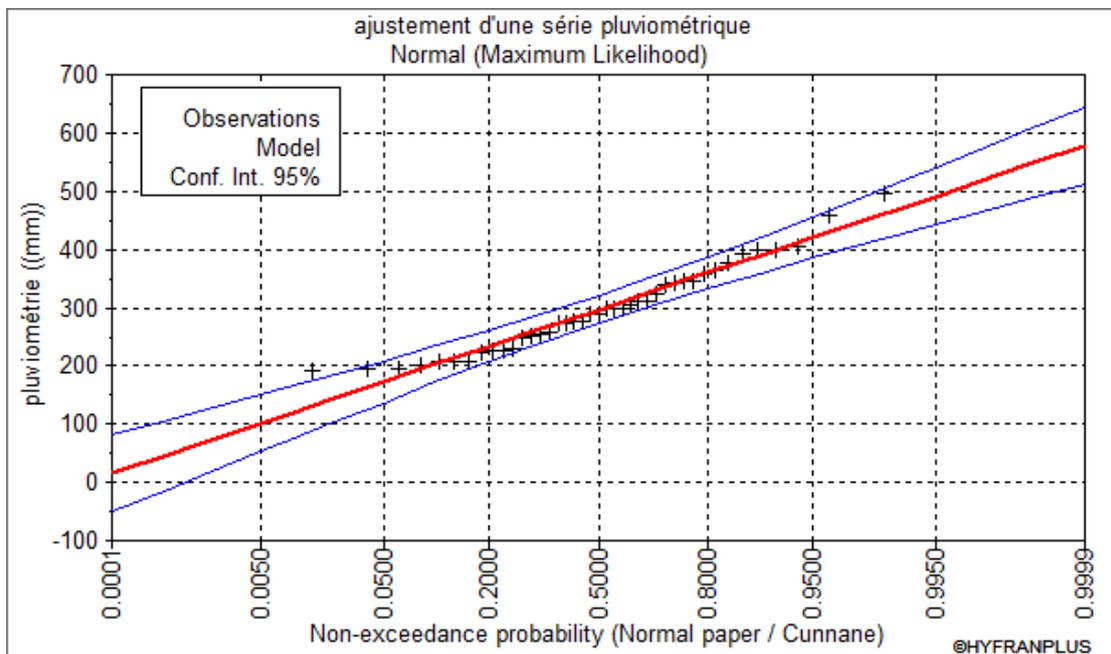


Figure III.5: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.

b. Test numérique (Test du χ^2 de Pearson)

Le test de Pearson ou encore appelé le test du khi-deux (χ^2), permet de juger de la qualité de l'ajustement d'une distribution théorique à une distribution expérimentale (tableau III.7).

$$K = \sqrt{N} = \sqrt{41} = 6.4 \approx 6$$

Le test du khi-deux (χ^2) est donné théoriquement par l'équation suivante :

$$\chi^2 = \sum \left(\frac{(ni - npi)^2}{npi} \right) \tag{Eq. III. 3.}$$

Tableau III.7 : Calcul du χ^2 pour la station moyenne (loi normale).

| K | Limites des classes | Effectifs observés (ni) | Fréquences de la classe | Effectifs théoriques (npi) | $(ni - npi)^2 / npi$ |
|---|---------------------|-------------------------|-------------------------|-----------------------------|----------------------|
| 1 | <243,3 | 11 | 0,2483 | 10,1803 | 0,0660 |
| 2 | [243,3 - 293,7[| 10 | 0,484 | 9,6637 | 0,0117 |
| 3 | [293,7 - 344,2[| 9 | 0,7224 | 9,7744 | 0,0613 |
| 4 | [344,2 - 394,6[| 6 | 0,8907 | 6,9003 | 0,1175 |
| 5 | [394,6 - 445,1[| 3 | 0,9693 | 3,2226 | 0,0154 |
| 6 | [445,1 - 495,6[| 2 | 0,9938 | 1,0045 | 0,9866 |
| | | | | $\chi^2_{calculé} = 1,2584$ | |

$\chi^2_{calculé} : 1.26$

Avec un seuil de probabilité de 5%, le degré de liberté est égal à :

Nombre de degré de liberté = nombre de classe – nombre de paramètre – 1

ddl = 6-2-1 = 3

Donc : $\chi^2_{tabulé} = 7.81$

Le $\chi^2_{calculé}$ étant inférieur au $\chi^2_{tabulé}$ ($\chi^2_{calculé} < \chi^2_{tabulé}$), nous confirmons l'adéquation de l'ajustement à une loi normale.

❖ Calcul des Précipitations pour une période de récurrence donnée

A partir de l'équation d'ajustement, on calcule les précipitations de chaque période de retour en remplaçant « U » par sa valeur (tabl. III.8).

Partant de l'équation de la loi normal : $P = 297.1 + 74.58 * U$.

Tableau III.8 : Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

| Type des précipitations | Station moyenne |
|-------------------------------------|-----------------|
| Précipitations décennales (u=1.28) | 392.6 mm |
| Précipitations centennales (u=2.33) | 470.9 mm |
| Précipitations millénaires (u=3.09) | 527.6 mm |

III.2. Etude des températures

III.2.1. Etude de la température annuelle

L'étude de la température a été réalisée à partir des données recueillies au niveau du barrage Ouizert sur une série de 30 ans (1989/1990 - 2018/2019) (tabl. III. 9).

Tableau III.9: Présentation de la station du barrage Ouizert.

| Nom de station | Code | Altitude (m) | Cordonnées | | Date d'observation |
|----------------|--------|--------------|------------|--------|-----------------------|
| | | | X (km) | Y (km) | |
| Ouizert | 110502 | 353 | 247,0 | 215,7 | 1989/1990 – 2018/2019 |

Tableau III. 10: Températures moyennes annuelles au niveau du barrage Ouizert (1989/1990 - 2018/2019)

| Année | T (°C) | Année | T (°C) | Année | T (°C) |
|----------------------------|--------|-----------|--------|-----------|--------|
| 1989/1990 | 19,8 | 1999/2000 | 19,8 | 2009/2010 | 18,1 |
| 1990/1991 | 19,0 | 2000/2001 | 20,0 | 2010/2011 | 18,1 |
| 1991/1992 | 18,8 | 2001/2002 | 19,6 | 2011/2012 | 19,0 |
| 1992/1993 | 18,7 | 2002/2003 | 19,8 | 2012/2013 | 18,1 |
| 1993/1994 | 19,3 | 2003/2004 | 18,0 | 2013/2014 | 19,2 |
| 1994/1995 | 19,6 | 2004/2005 | 19,9 | 2014/2015 | 19,3 |
| 1995/1996 | 19,4 | 2005/2006 | 18,0 | 2015/2016 | 19,5 |
| 1996/1997 | 19,2 | 2006/2007 | 17,4 | 2016/2017 | 19,7 |
| 1997/1998 | 20,3 | 2007/2008 | 16,6 | 2017/2018 | 18,4 |
| 1998/1999 | 19,6 | 2008/2009 | 17,2 | 2018/2019 | 18,9 |
| T moyenne = 18,9 °C | | | | | |

Les températures annuelles au niveau du barrage Ouizert durant la période (1989/1990 - 2018/2019) (fig. III.5), varient entre 16 °C et 20 °C. On assiste à un maximum de 20,3°C enregistré durant l'année (1997/1998) et un minimum de 16,6°C en (2007/2008). La température moyenne interannuelle est de 18,9 °C.

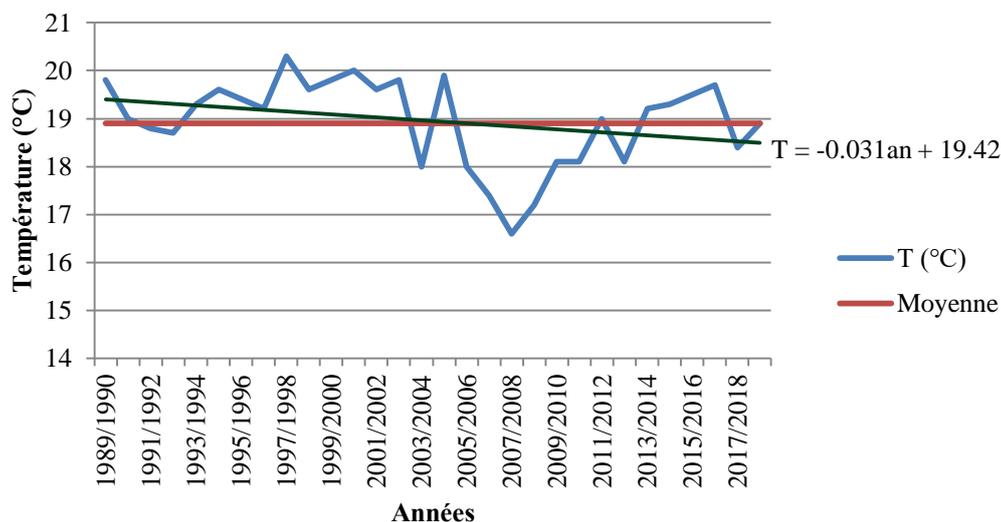


Figure III.6: Variation des températures annuelles au niveau du barrage Ouizert (1989/1990 - 2018/2019)

III.2.2. Températures moyennes mensuelles

La variation de la température moyenne mensuelle au niveau du barrage Ouizert (1989/1990 - 2018/2019), est représentée dans le tableau III.10 et la figure III.6.

Cette représentation permet de considérer le mois de Janvier comme le plus froid (9,9°C) et le mois de Juillet et Août comme étant les plus chauds de l'année (>28°C).

Tableau III.11 : Valeurs de la température moyenne mensuelle au niveau du barrage Ouizert (1989/1990 - 2018/2019)

| Mois | S | O | N | D | J | F | M | A | M | J | Jt | A |
|--------|------|------|------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|
| T (°C) | 24.3 | 20.4 | 13.8 | 10.9 | 9.9 | 11.4 | 13.5 | 17.2 | 21.3 | 25.9 | 29.0 | 29.4 |

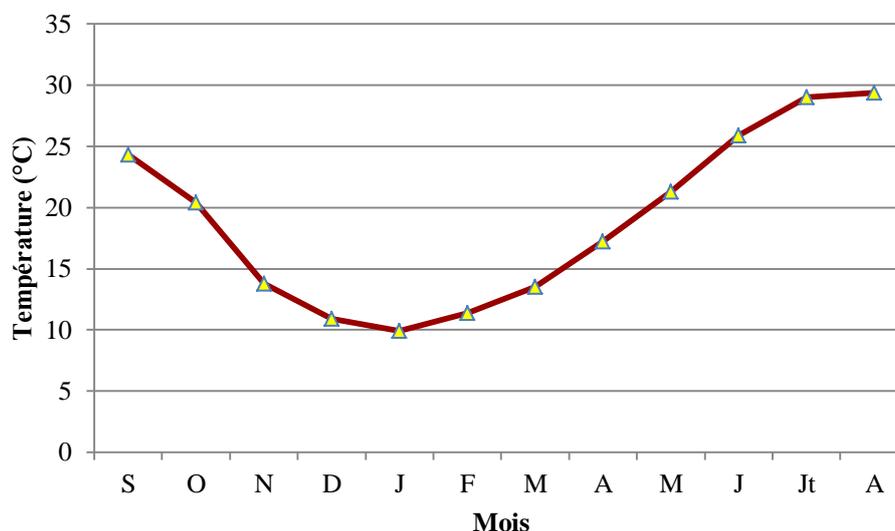


Figure.III.7: Variation de la température mensuelle moyenne au niveau du barrage Ouizert (1989/1990 - 2018/2019).

III.3. Etude du climat

Pour caractériser le climat de la région d'étude, nous disposons de différentes méthodes celles graphiques qui nous permettent de visualiser l'étendue des périodes sèches et humides ou encore celles basées sur le calcul d'indices.

III.3.1. Méthodes graphiques (courbe pluviothermique de Bagnouls et Gaussen)

Pour Bagnouls et Gaussen, un mois sec est celui où, le total moyen des précipitations exprimées en mm est inférieur ou égal au double de la température moyenne exprimée en degrés Celsius ($P \leq 2T$)

La courbe des températures passe au dessus de celles des précipitations pendant les mois secs alors que pour les mois humides, la courbe des précipitations passe au dessus de la courbe des températures.

Les valeurs des précipitations et températures mensuelles sont reportées sur le tableau III.11.

Tableau III.12: Précipitations et températures moyennes mensuelles enregistrées au niveau du bassin d'oued Louza (1989/1990 - 2018/2019).

| Mois | S | O | N | D | J | F | M | A | M | J | Jt | A |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| P (mm) | 19.3 | 31.3 | 35.8 | 31.6 | 44.6 | 28.5 | 40.2 | 29.8 | 24.8 | 7.7 | 3.9 | 10 |
| T (°C) | 24.3 | 20.4 | 13.8 | 10.9 | 9.9 | 11.4 | 13.5 | 17.2 | 21.3 | 25.9 | 29.0 | 29.4 |

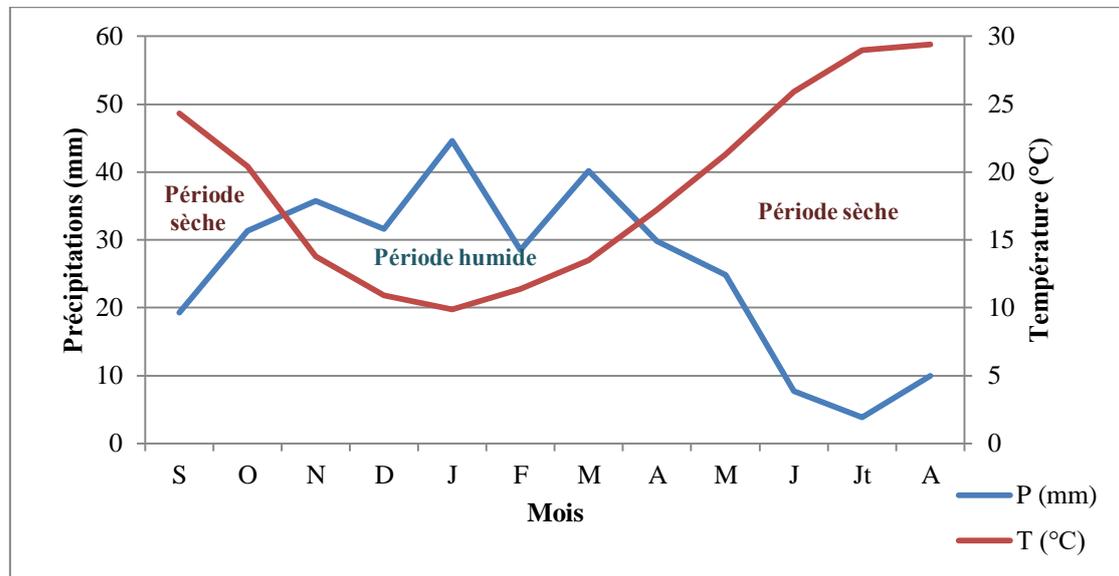


Figure III.8: Courbe pluviothermique au niveau du bassin d'oued Louza (1989/1990 - 2018/2019).

- Période humide entre le mois de Novembre à Avril.
- Une période sèche occupant les autres mois de l'année.

III.3.2. Indices climatiques

Pour étudier le climat de la région, nous avons utilisé l'indice d'aridité I de De Martonne qui est un indicateur numérique du degré de sécheresse du climat à un endroit donné, il est calculé par la relation suivante :

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

avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (307,7mm calculées pour la période (1989/1990 – 2018/2019).

T : Température moyenne annuelle (°C),

I : indice d'aridité = 10,63

Tableau III.13: 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 |
| $20 < I$ | climat tempéré |

La classification du climat suivant l'indice d'aridité de Martonne (tabl. III.13) et le report des données sur l'abaque de De Martonne (fig. III.9), le bassin versant d'oued Louza jouit d'un climat semi aride à écoulement temporaire.

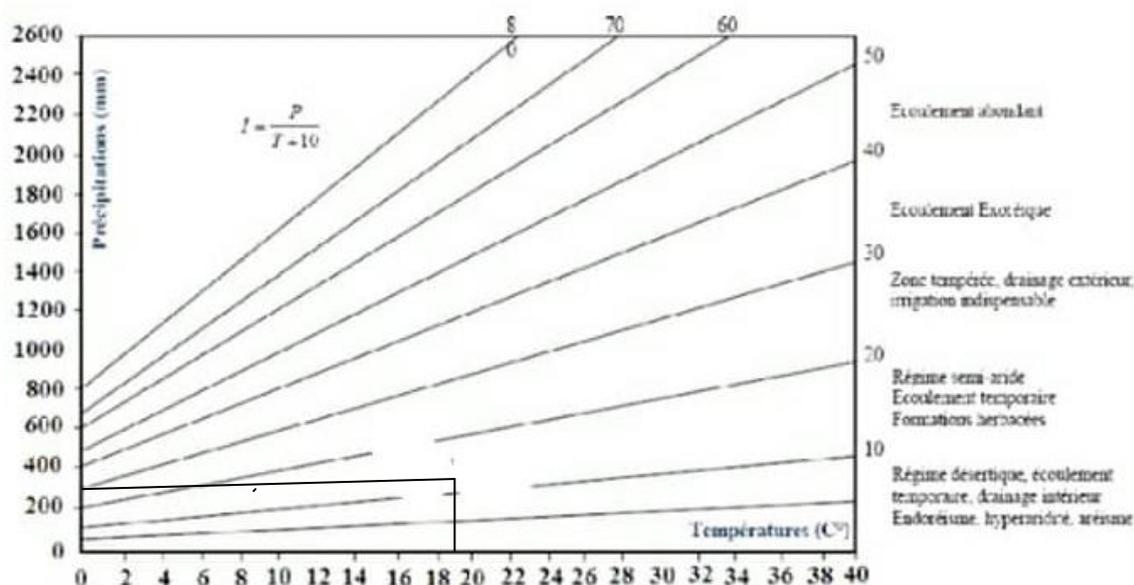


Figure III. 9: Abaque de De Martonne pour le bassin de l'oued Louza (1989/1990 - 2018/2019).

III.4. Evapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration est la somme de processus d'évaporation et de transpiration. Elle est estimée par différentes mesures. Dans notre cas, pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle, par la méthode de Thornthwaite et Turc, nous avons utilisé le programme élaboré par (Benadda, 2000).

a. Formule de Turc (1954)

Elle est donnée par la formule suivante :

$$Etp = 0.4(Ig + 50)K \frac{t}{t+15} \quad \text{Eq.III.5}$$

avec :

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

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

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

K : Coefficient égal à 1 si l'humidité relative hr est supérieure à 50% (généralement le cas sous nos climats),

$$\text{Si non } k = 1 + \frac{50-hr}{70} \quad \text{Eq.III.6}$$

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

$$I_g = I_g A (0.18 + 0.62 \frac{h}{H}) \quad \text{Eq.III.7}$$

avec :

IgA : Radiation globale théorique (cal/cm²/jour),

H : Durées théoriques des jours du mois.

Tableau.III.14: Valeurs d'ETP par la méthode de Turc au niveau d'oued Louza (1989/1990 - 2018/2019).

| Année | ETP (mm) | Année | ETP (mm) | Année | ETP (mm) |
|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| 1989/1990 | 1026,8 | 1999/2000 | 1025,1 | 2009/2010 | 989,8 |
| 1990/1991 | 1011,0 | 2000/2001 | 1027,4 | 2010/2011 | 987,6 |
| 1991/1992 | 1003,7 | 2001/2002 | 1022,9 | 2011/2012 | 1009,2 |
| 1992/1993 | 1001,1 | 2002/2003 | 1029,1 | 2012/2013 | 985,2 |
| 1993/1994 | 1013,8 | 2003/2004 | 985,5 | 2013/2014 | 1013,7 |
| 1994/1995 | 1020,9 | 2004/2005 | 1029,1 | 2014/2015 | 1014,6 |
| 1995/1996 | 1019,3 | 2005/2006 | 985,5 | 2015/2016 | 1019,4 |
| 1996/1997 | 1015,6 | 2006/2007 | 968,5 | 2016/2017 | 1025,0 |
| 1997/1998 | 1015,6 | 2007/2008 | 952,5 | 2017/2018 | 994,5 |
| 1998/1999 | 1039,3 | 2008/2009 | 963,9 | 2018/2019 | 1006,6 |

Le maximum d'ETP (1039.3 mm) est observé en 1998/1999 et le minimum (952.5 mm) est enregistré en 2007/2008.

b. Méthode de Thornthwaite (1948)

est définie par la formule suivante :

$$\text{ETP non corrigée} = 16 \left(\frac{10t}{I} \right)^a \quad \text{Eq.III.8}$$

avec :

t : Température moyenne mensuelle (°C),

I : Somme des 12 indices thermiques mensuels.

$$\text{avec : } i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1.514} \quad \text{Eq.III.9}$$

$$a = 675.10^{-9} \cdot I^3 - 771.10^{-7} + 179.10^{-4} + 0.49 \quad \text{Eq.III.10}$$

$$\text{ETP corrigée} = 16 \left(\frac{10t}{I} \right)^a \cdot K \quad \text{Eq.III.11}$$

K : Coefficient de correction

Les résultats de cette étude sont consignés dans le tableau suivant :

Tableau.III.15: Valeurs d'ETP par la méthode de Thornthwaite au niveau d'oued Louza (1989/1990 - 2018/2019).

| Année | ETP (mm) | Année | ETP (mm) | Année | ETP (mm) |
|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| 1989/1990 | 1004,5 | 1999/2000 | 1013,6 | 2009/2010 | 922,4 |
| 1990/1991 | 986,3 | 2000/2001 | 985,7 | 2010/2011 | 941,8 |
| 1991/1992 | 974,2 | 2001/2002 | 1001,1 | 2011/2012 | 956,8 |
| 1992/1993 | 995,2 | 2002/2003 | 1005,9 | 2012/2013 | 947,4 |
| 1993/1994 | 973,4 | 2003/2004 | 956,0 | 2013/2014 | 972,8 |
| 1994/1995 | 1005,1 | 2004/2005 | 961,3 | 2014/2015 | 984,1 |
| 1995/1996 | 1006,1 | 2005/2006 | 925,6 | 2015/2016 | 953,6 |
| 1996/1997 | 970,4 | 2006/2007 | 883,0 | 2016/2017 | 996,7 |
| 1997/1998 | 1011,7 | 2007/2008 | 865,5 | 2017/2018 | 977,4 |
| 1998/1999 | 1006,2 | 2008/2009 | 906,3 | 2018/2019 | 985,6 |

Le maximum d'ETP de Thornthwaite (1013.6 mm) est observé en 1999/2000 et le minimum (865.5 mm) est enregistré en 2007/2008.

D'après la figure III.10, nous pouvons dire que la méthode de Turc surestime l'évapotranspiration potentielle en comparaison avec celle de Thornthwaite.

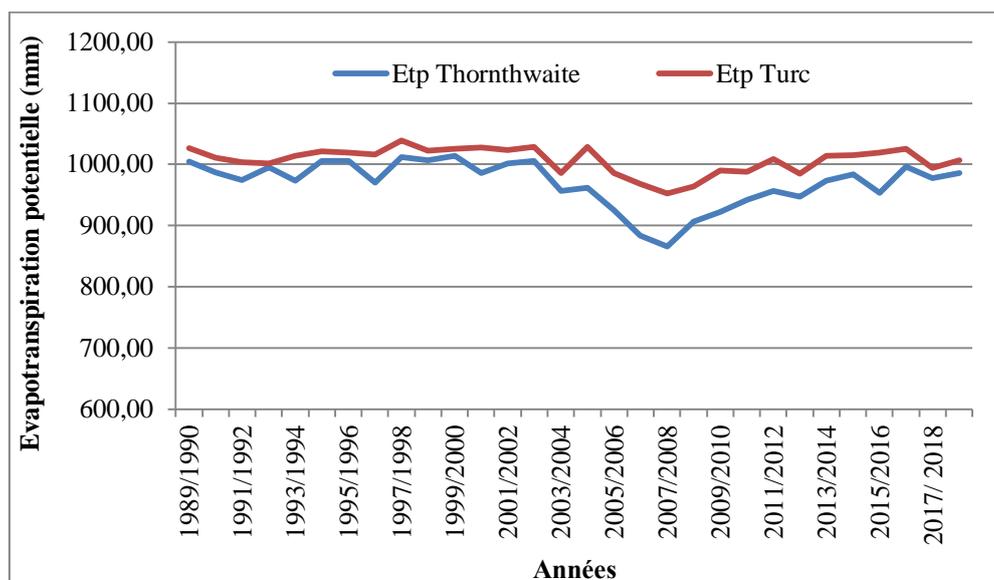


Figure III.10: Variation de l'ETP Turc et de l'ETP Thornthwaite au niveau de l'oued Louza (1989/1990 - 2018/2019).

III.5. Evapotranspiration réelle (ETR)

La valeur de l'évapotranspiration réelle est estimée à partir de la formule de Turc (1954) :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{Eq.III.12}$$

avec :

T : Température moyenne annuelle (°C)

P : Précipitations moyennes annuelles (mm)

$$L = 300 + 25t + 0.05t^3$$

Eq.III.13

$$L = 1113,26$$

$$ETR = 311,4 \text{ mm/an}$$

III.6. Calcul du ruissellement « R »

le ruissellement est l'écoulement des eaux à la surface de la terre. Il est calculé à partir de la méthode de Tixeront – Berkaloff :

$$R = \frac{1}{3ETP^2} P^3 \quad \text{Eq.III.14}$$

avec :

R : Ruissellement (m)

P : Précipitations moyennes annuelles (m)

ETP : Evapotranspiration potentielle (m).

$$\diamond P = 0,3077 \text{ m } ETP_{\text{Turc}} = 1,006 \text{ m } \quad T = 18,9^\circ\text{c}$$

$$R = 9.58\text{mm}$$

$$\diamond P = 0,3077 \text{ m } ETP_{\text{Thornthwaite}} = 0.969 \text{ m } \quad T = 18,9^\circ\text{c}$$

$$R = 10.34 \text{ mm}$$

Le ruissellement moyen estimé par les deux méthodes est approximativement égal à 10.34 mm.

III.7. Etude des débits

Pour l'étude des débits, nous disposons des données de la station de Tenira relatives à la période (1973/1974-2005/2006) (tabl. III.6).

Tableau III.16: Présentation de la station Tenira

| Station Tenira | Code | Altitude (m) | Cordonnées | | Date d'observation |
|-------------------|--------|-----------------|------------|-----------|--------------------------|
| | | | X (km) | Y (Km) | |
| | 110504 | 612 | 205.5 | 196.2 | 1973/1974 – 2005/2006 |

III.7.1. Variation annuelle des débits

La variation interannuelle des débits enregistrés au niveau de la station de Tenira durant la période (1975/1976 -2005/2006) apparait sur le tableau III.17 et la figure III.11

Tableau III. 17 : Variation annuelle des débits à la station Tenira (1975/1976-2005/2006)

| Années | Q (m ³ /s) | Années | Q (m ³ /s) |
|-----------|-----------------------|-------------------------------------|-----------------------|
| 1975/1976 | 0,42 | 1991/1992 | 0,0035 |
| 1976/1977 | 0,43 | 1992/1993 | 0,01 |
| 1977/1978 | 0,55 | 1993/1994 | 0,01 |
| 1978/1979 | 0,36 | 1994/1995 | 0,13 |
| 1979/1980 | 0,32 | 1995/1996 | 0,09 |
| 1980/1981 | 0,28 | 1996/1997 | 0,13 |
| 1981/1982 | 0,33 | 1997/1998 | 0,10 |
| 1982/1983 | 0,09 | 1998/1999 | 0,02 |
| 1983/1984 | 0,15 | 1999/2000 | 0,06 |
| 1984/1985 | 0,33 | 2000/2001 | 0,23 |
| 1985/1986 | 0,15 | 2001/2002 | 0,07 |
| 1986/1987 | 0,12 | 2002/2003 | 0,08 |
| 1987/1988 | 0,06 | 2003/2004 | 0,24 |
| 1988/1989 | 0,05 | 2004/2005 | 0,02 |
| 1989/1990 | 0,08 | 2005/2006 | 0,0045 |
| 1990/1991 | 0,10 | Q moy = 0,16 m³/s | |

La courbe de la variation des débits annuels à la station Tenira, montre que les valeurs maximales des débits atteignent 0.55 m³/s au cours de l'année (1977/1978) et des valeurs très faibles (presque nulles) observées en (1991/1992 et 2005/2006). La moyenne interannuelle est de 0.16 m³/s.

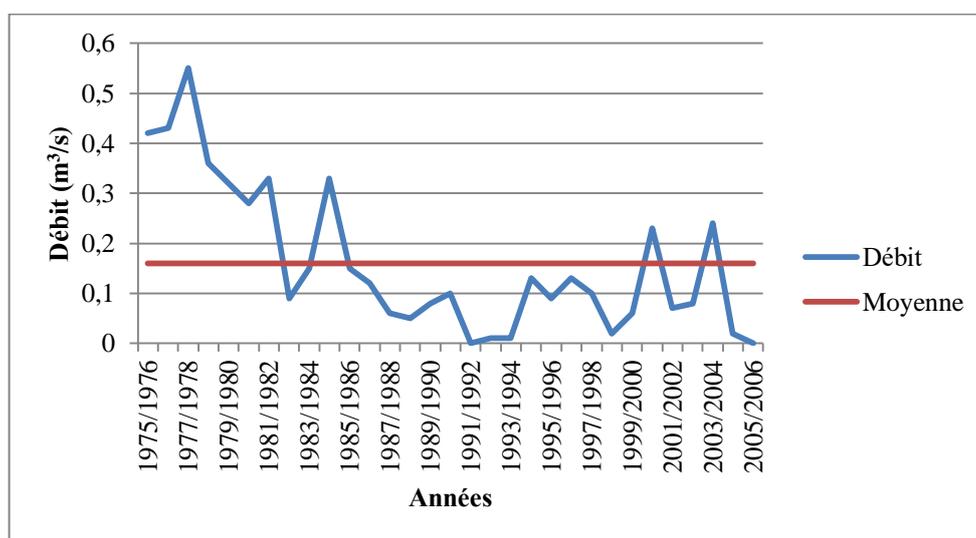


Figure III.11: Variation des débits annuels à la station Tenira (1975/1976-2005/2006)

III.7.2. Variation des débits moyens mensuels

Tableau III. 18 : Valeurs moyennes mensuelles des débits à la station de Tenira (1975/1976-2005/2006)

| Mois | S | O | N | D | J | F | M | A | M | J | Jt | A |
|-----------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Q (m ³ /s) | 0.26 | 0.27 | 0.17 | 0.15 | 0.14 | 0.14 | 0.16 | 0.14 | 0.13 | 0.09 | 0.11 | 0.18 |

L'histogramme des débits moyens mensuels (fig.III.12) à la station Tenira sur la période (1975/1976-2005/2006) montre que la valeur maximale du débit est enregistrée au mois d'Octobre (0.27 m³/s) et le mois à faible débit est celui de Juin avec 0.09 m³/s.

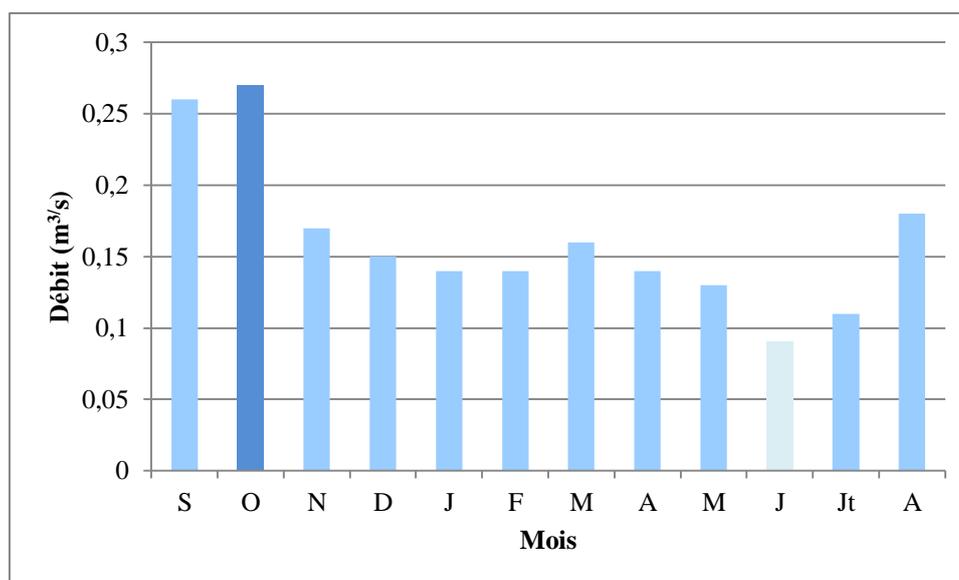


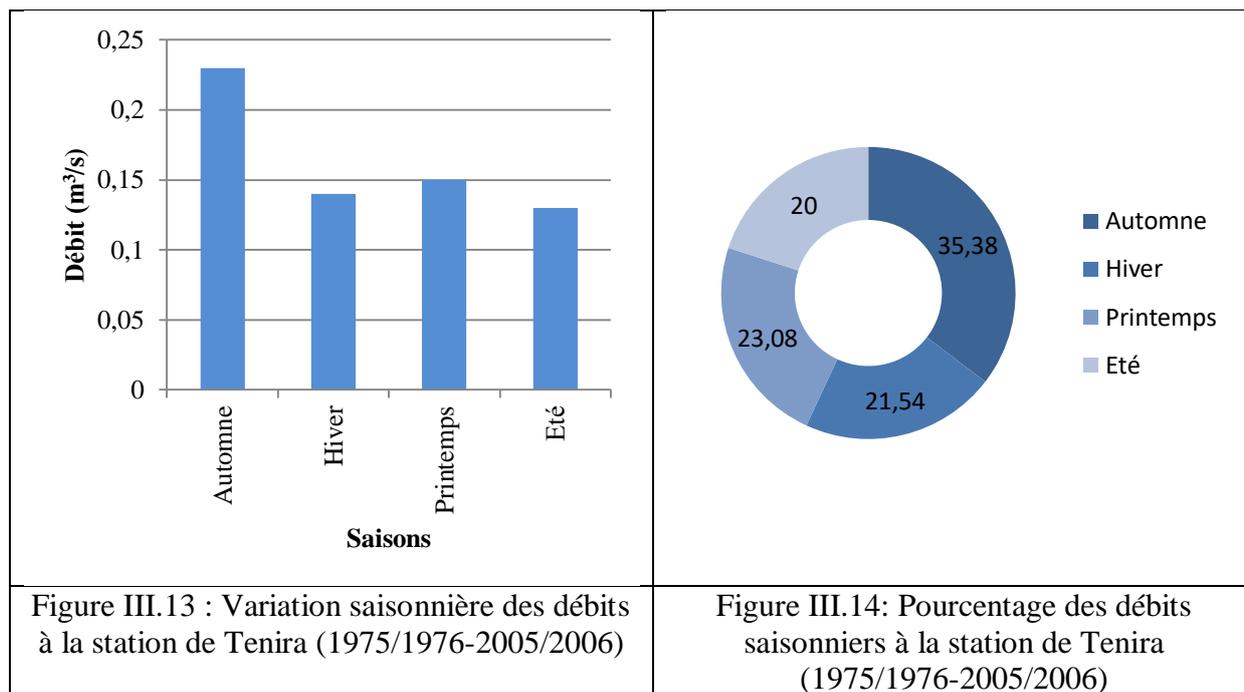
Figure III.12 : Variation mensuelle des débits à la station de Tenira (1975/1976-2005/2006)

III.7.3. Variation saisonnière des débits

Tableau III.19 : Répartition des débits saisonniers à la station de Tenira (1975/1976-2005/2006)

| Saison | Automne | Hiver | Printemps | Été |
|-----------------------|---------|-------|-----------|------|
| Q (m ³ /s) | 0.23 | 0.14 | 0.15 | 0.13 |
| % | 35.38 | 21.54 | 23.08 | 20 |

L'examen de la figure III.13, met en évidence un maximum saisonnier de 0.23m³ /s observé en Automne par contre le reste des saisons paraît relativement sec enregistrant une moyenne d'environ 0.14m³ /s.



III.7.4. Etude statistique des débits

La distribution des débits à la station de Tenira durant la période 1975/1976 à 2005/2006, est donnée dans le tableau III.20:

Tableau III.20: Distribution des débits moyens interannuels (exprimés en L/s) en terme croissant de la station de Tenira (1975/1976 – 2005/2006)

| Rang | Années | Q (L/s) | Log Q | F=R/(N+1) | Rang | Années | Q (L/s) | Log Q | F=R/(N+1) |
|------|-----------|---------|-------|-----------|------------------------------|-----------|---------------------|-------|-----------|
| 1 | 1991/1992 | 3,5 | 1,3 | 0,0313 | 17 | 1986/1987 | 120 | 4,8 | 0,5313 |
| 2 | 2005/2006 | 4,5 | 1,5 | 0,0625 | 18 | 1994/1995 | 130 | 4,9 | 0,5625 |
| 3 | 1992/1993 | 10 | 2,3 | 0,0938 | 19 | 1996/1997 | 130 | 4,9 | 0,5938 |
| 4 | 1993/1994 | 10 | 2,3 | 0,1250 | 20 | 1983/1984 | 150 | 5,0 | 0,6250 |
| 5 | 1998/1999 | 20 | 3,0 | 0,1563 | 21 | 1985/1986 | 150 | 5,0 | 0,6563 |
| 6 | 2004/2005 | 20 | 3,0 | 0,1875 | 22 | 2000/2001 | 230 | 5,4 | 0,6875 |
| 7 | 1988/1989 | 50 | 3,9 | 0,2188 | 23 | 2003/2004 | 240 | 5,5 | 0,7188 |
| 8 | 1987/1988 | 60 | 4,1 | 0,2500 | 24 | 1980/1981 | 280 | 5,6 | 0,7500 |
| 9 | 1999/2000 | 60 | 4,1 | 0,2813 | 25 | 1979/1980 | 320 | 5,8 | 0,7813 |
| 10 | 2001/2002 | 70 | 4,2 | 0,3125 | 26 | 1981/1982 | 330 | 5,8 | 0,8125 |
| 11 | 1989/1990 | 80 | 4,4 | 0,3438 | 27 | 1984/1985 | 330 | 5,8 | 0,8438 |
| 12 | 2002/2003 | 80 | 4,4 | 0,3750 | 28 | 1978/1979 | 360 | 5,9 | 0,8750 |
| 13 | 1982/1983 | 90 | 4,5 | 0,4063 | 29 | 1975/1976 | 420 | 6,0 | 0,9063 |
| 14 | 1995/1996 | 90 | 4,5 | 0,4375 | 30 | 1976/1977 | 430 | 6,1 | 0,9375 |
| 15 | 1990/1991 | 100 | 4,6 | 0,4688 | 31 | 1977/1978 | 550 | 6,3 | 0,9688 |
| 16 | 1997/1998 | 100 | 4,6 | 0,5000 | Q _{moy} = 161,9 L/s | | Moyenne Log Q = 4,5 | | |

Les calculs des paramètres de position et de dispersion des débits figurent sur le tableau III.21:

Tableau III.21 : Paramètres de position et de dispersion des débits de la station de Tenira

| | Paramètres | Formules | Valeurs de la station Tenira |
|--------------------------|--------------------------|---|------------------------------|
| Paramètres de position | Moyenne (mm) | $Q = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a Q_i$ | 161.9 |
| Paramètres de dispersion | Variance | $\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a (Q_i - Q)^2$ | 20905.29 |
| | Ecart-type | $\sigma = \sqrt{\sigma^2}$ | 144.59 |
| | Coefficient de variation | $c_v = \frac{\sigma}{Q}$ | 0.89 |

Le coefficient de variation $C_v > 0,5$, laisse fortement penser que l'ajustement suit une loi log normal

❖ **Ajustement des débits annuels à loi log normal :**

Les résultats de calcul sont représentés dans le Tableau III.22:

Tableau III.22: Paramètres de position et de dispersion pour la loi log normal.
(1975/1976-2005/2006).

| | Paramètres | Formules | Valeurs de la station Tenira |
|--------------------------|--------------------------|--|------------------------------|
| Paramètres de position | Moyenne (mm) | $\overline{\text{Log}Q} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a \text{Log}Q_i$ | 4.5 |
| Paramètres de dispersion | Variance | $\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a (\text{Log}Q_i - \overline{\text{Log}Q})^2$ | 1.73 |
| | Ecart-type | $\sigma = \sqrt{\sigma^2}$ | 1.31 |
| | Coefficient de variation | $c_v = \frac{\sigma}{\overline{\text{Log}Q}}$ | 0.29 |

a. Test graphique

On obtient une distribution représentée par la droite d'Henry, d'équation :

$$\text{Log}Q = \overline{\text{Log}Q} + \sigma U \quad \text{Eq. III.15}$$

avec :

$\overline{\text{Log}Q}$: Moyenne des Log des débits = 4.5 L/s.

σ : Ecart type = 1.31

U : Variable réduite de Gauss.

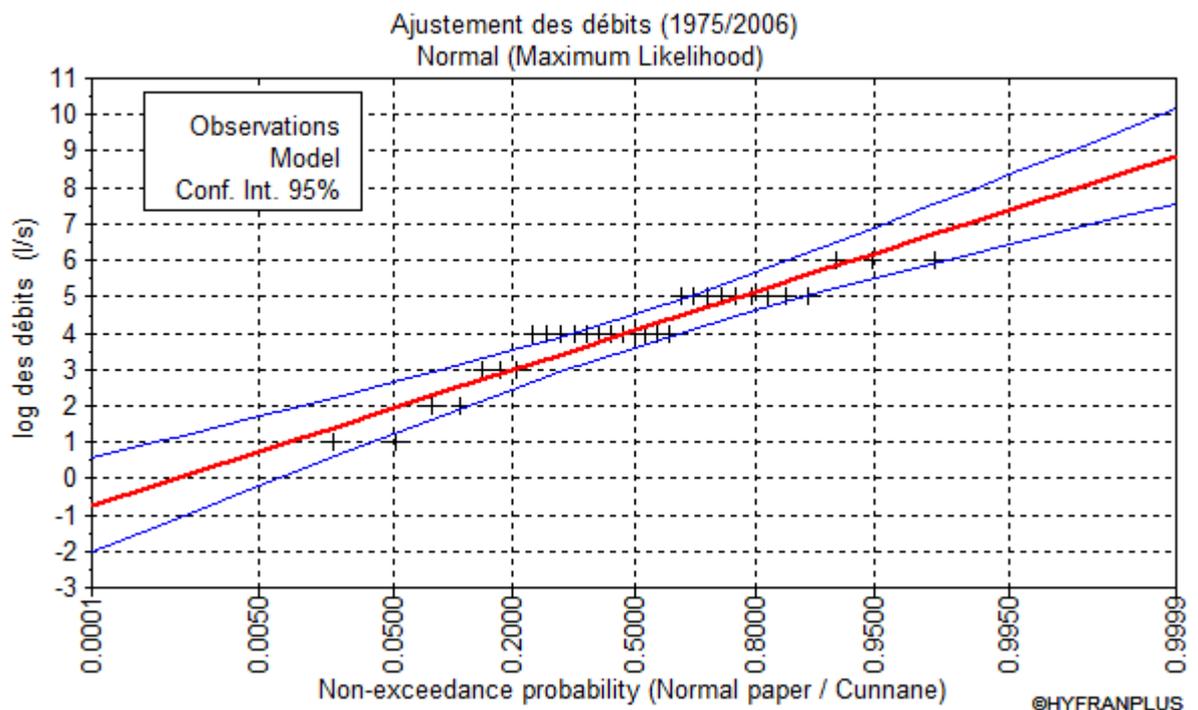


Figure III.15: Courbe d’ajustement à la loi log normale des débits (1975/1976-2005/2006).

a- Test numérique (Test du χ^2 de Pearson)

Le test du khi-deux (χ^2), permet de juger de la qualité de l’ajustement d’une distribution théorique à une distribution expérimentale.

$$K = \sqrt{N} = \sqrt{31} = 5.56 \approx 6$$

avec :

K : Nombre de classes,

N : Effectif

Tableau III.23 : Calcul du χ^2 pour la station de Tenira (loi log normal).

| K | Limites des classes | Effectifs observés (ni) | Fréquences de la classe | Effectifs théoriques (npi) | $(ni - npi)^2 / npi$ |
|---|---------------------|-------------------------|-------------------------|----------------------------|----------------------|
| 1 | <2.1 | 2 | 0,033 | 1.023 | 0.9331 |
| 2 | [2.1 – 2.9[| 2 | 0,117 | 2.6071 | 0,1414 |
| 3 | [2.9 – 3.8[| 2 | 0,2912 | 5.4002 | 2.1409 |
| 4 | [3.8 – 4.6[| 8 | 0,5359 | 7.5857 | 0.0226 |
| 5 | [4,6 – 5.5[| 8 | 0,7704 | 7.2695 | 0.0734 |
| 6 | [5,5 – 6.3[| 9 | 0,9162 | 4.5198 | 4.4409 |
| $\chi^2_{calculé} = 7.75$ | | | | | |

Le nombre de degré de liberté = nombre de classes – nombre de paramètres

$$ddl = K - p - 1 \text{ avec } p = 2 \quad \text{ddl} = 6 - 2 - 1 = 3$$

Donc : $\chi^2_{tabulé} = 7.815$

Les résultats du Tableau III.26 montrent que l’ajustement des débits annuels à une loi log normal est acceptable.

b- Calcul des débits pour une période de récurrence donnée

Nous pouvons calculer les débits pour des périodes de récurrences données selon l'équation de la droite d'ajustement de loi log normal :

$$\text{Log } Q = 4.5 + 1.31u$$

Tableau III.24: Calcul des débits pour une période de récurrence donnée

| Type de débits | Log Q | Q (m ³ /s) |
|------------------------------|--------|-----------------------|
| Débit décennales (u=1.28) | 6.1768 | 0.48 |
| Débits de 50 ans (u=2,05) | 7.1855 | 1.32 |
| Débits centenaires (u= 2,33) | 7.5523 | 1.91 |
| Débits millénaires (u=3.29) | 8.8099 | 6.70 |

III.8. Etude des lames d'eau écoulées

III.8.1. Variations des lames d'eau écoulées annuelles

Le Tableau III.25, illustre les valeurs des lames d'eau écoulées moyennes au niveau du bassin d'oued Louza durant la période (1975/1976 – 2005/2006).

Tableau III. 25 : Valeurs des lames d'eau écoulées annuelles à la station Tenira (1975/1976 – 2005/2006).

| Années | Le (mm) | Années | Le (mm) |
|-----------|---------|-----------------------------------|---------|
| 1975/1976 | 17,66 | 1991/1992 | 0,15 |
| 1976/1977 | 18,16 | 1992/1993 | 0,32 |
| 1977/1978 | 23,19 | 1993/1994 | 0,27 |
| 1978/1979 | 15,10 | 1994/1995 | 5,54 |
| 1979/1980 | 13,32 | 1995/1996 | 3,63 |
| 1980/1981 | 11,69 | 1996/1997 | 5,48 |
| 1981/1982 | 13,88 | 1997/1998 | 4,31 |
| 1982/1983 | 3,77 | 1998/1999 | 1,00 |
| 1983/1984 | 6,50 | 1999/2000 | 2,69 |
| 1984/1985 | 13,84 | 2000/2001 | 9,75 |
| 1985/1986 | 6,40 | 2001/2002 | 2,98 |
| 1986/1987 | 5,18 | 2002/2003 | 3,43 |
| 1987/1988 | 2,68 | 2003/2004 | 10,35 |
| 1988/1989 | 2,27 | 2004/2005 | 1,03 |
| 1989/1990 | 3,28 | 2005/2006 | 0,19 |
| 1990/1991 | 4,08 | Le_{mov} = 6,84 mm | |

La courbe des variations annuelles des lames d'eau écoulées à la station de Tenira sur la période (1975/1976 - 2005/2006)(fig.III.16), montre que la valeur maximale de la lame d'eau est enregistrée au cours de l'année 1977/1978 avec 23,19mm. La moyenne sur toute la série est de 6.84mm.

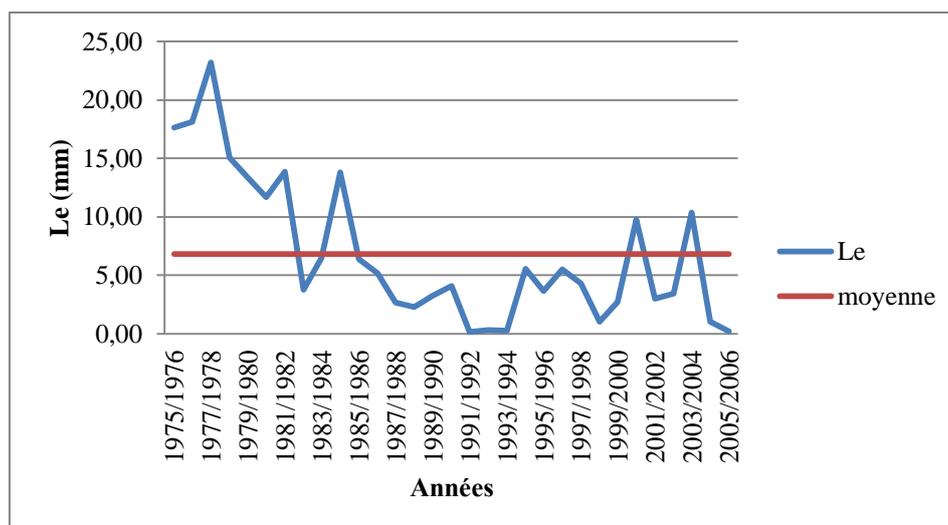


Figure III.16: Variation des lames d'eau écoulées annuelles à la station Tenira (1975/1976 – 2005/2006).

III.8.2. Variation des lames d'eau écoulées mensuelles

Nous avons reporté sur le tableau III.26, les valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées au niveau du bassin.

Tableau III.26: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées à la station Tenira (1975/1976 – 2005/2006).

| Mois | S | O | N | D | J | F | M | A | M | J | Jt | A |
|---------|------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Le (mm) | 0.89 | 0.96 | 0.6 | 0.52 | 0.49 | 0.48 | 0.57 | 0.51 | 0.47 | 0.33 | 0.38 | 0.65 |

L'histogramme des lames d'eau écoulées mensuelles à la station de Tenira (fig.III.17) montre que le mois d'Octobre est relativement concerné par la lame d'eau la plus importante (0.96 mm), par contre la minimale est enregistrée par le mois de Juin avec 0,33mm

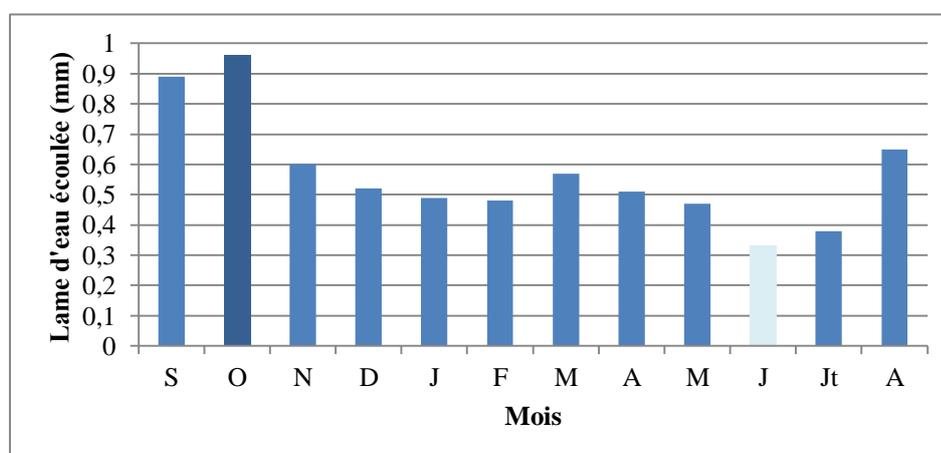


Figure III.17: Variation moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées à la station Tenira (1975/1976 – 2005/2006).

III.8.3. Variation saisonnière des lames d'eau écoulées

La distribution saisonnière des lames d'eau écoulées (tabl.III.27 & fig.III.18) montre que le maximum est enregistré en Automne 2.44 mm, coïncidant avec de fortes pluies durant cette saison.

Tableau III.27: Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières à la station de Tenira (1975/1976 – 2005/2006).

| Saisons | Automne | Hiver | Printemps | Été |
|---------|---------|-------|-----------|------|
| Le (mm) | 2,44 | 1,49 | 1,55 | 1,36 |

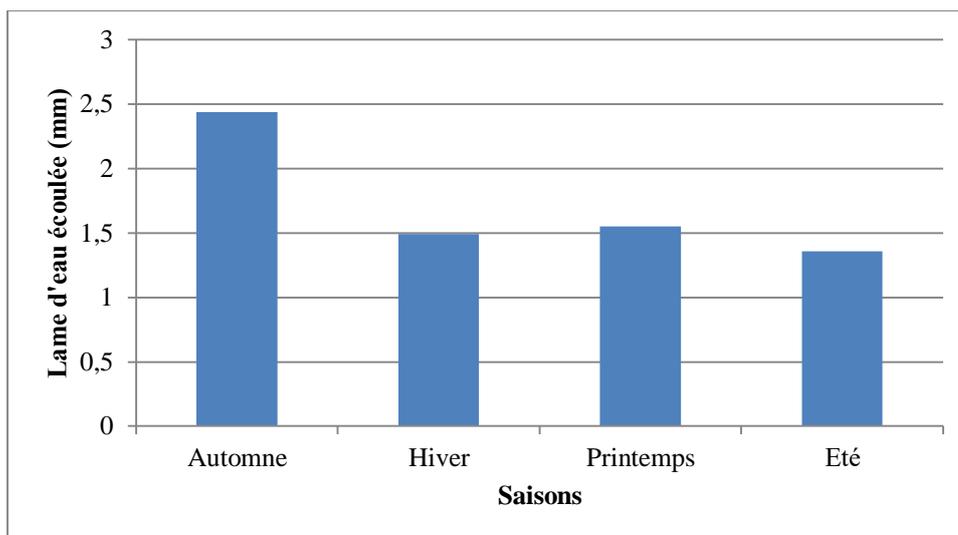


Figure III.18: Variation saisonnières des lames d'eau écoulées à la station Tenira (1975/1976 – 2005/2006).

III.9. Relation entre les précipitations et les lames d'eau écoulées

Afin de voir la relation entre les précipitations et l'écoulement, nous avons tracé les graphes (fig. III.19 (a, b, c)) et nous avons opté pour une période d'étude allant de (1978/1979 -2005/2006) pour mieux exprimer la comparaison et avoir des séries synchrones avec différents pas de temps (annuel, mensuel et saisonnier).

La figure III.19(a), montre que le maximum de précipitations n'engendre pas forcément le maximum d'écoulement, comme c'est le cas pour l'année 1995/1996 qui a assisté à des précipitations abondantes (495,6mm) et pourtant l'écoulement est plus faible (3,63mm), contrairement à l'année 1978/1979 où les précipitations enregistrées n'étaient que de 305,7mm et pourtant la lame d'eau écoulée a gagné de l'ampleur avec une valeur maximale de 15,1mm observée pendant la période.

Quant à la figure III. 19 (b), le mois de Novembre qui est le plus pluvieux enclenche une lame d'eau écoulée moyenne (0,6mm) relativement aux mois qui le précèdent (Septembre et Octobre : 0,9mm) dû aux pertes par infiltration (terrain karstique). Le mois d'Août considéré comme sec accuse une valeur importante d'écoulement dont nous sommes dans l'incapacité d'expliquer.

L'analyse de la figure III. 19 (c), montre qu'à partir de l'Automne, l'écoulement est important et commence à diminuer malgré les valeurs plus importantes des précipitations, ceci confirme l'état karstique du terrain et les pertes par infiltration confirmé par la présence des calcaire et dolomies dures de l'Eocène qui occupent 58% de la superficie totale localisés dans la partie Est et Ouest du bassin avec un affleurement au centre au niveau de la commune de Teghalimet et la présence du calcaire friable du Crétacé supérieur occupant 3% du bassin localisé au Sud du bassin versant au niveau du Djebel Mezioud qui forme un anticlinal à cœur jurassique.

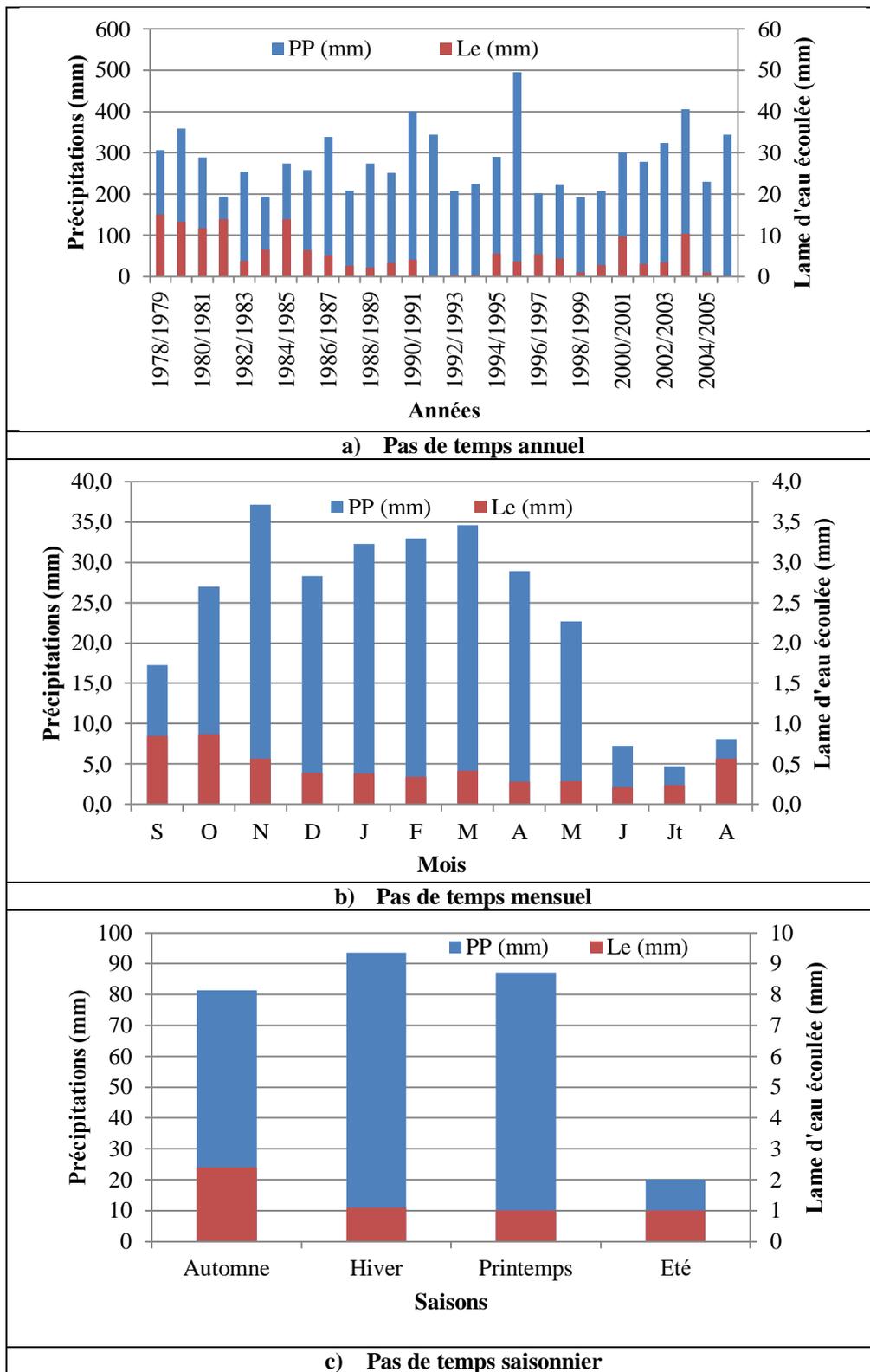


Figure III.19: Relation entre les précipitations et les lames d'eau écoulées de la station de Tenira (1975/1976 – 2005/2006) .

III.10. Conclusion

Nous concluons que le climat de la zone d'étude est caractérisé par :

- des précipitations moyennes annuelles égales à 297.1 mm, au niveau du bassin de l'oued Louza calculées à partir de la moyenne des trois stations Merine, Sidi Ahmed et Telagh durant la période (1978/1979-2018/2019).
- Une moyenne annuelle de température égale à 18,9 °C avec Janvier le mois le plus froid (9,9°C) et Août le plus chaud.
- L'Hiver est la saison froide et pluvieuse par rapport à l'Eté qui se distingue par un climat chaud et sec.
- Le climat est semi-aride.
- Une moyenne annuelle des lames d'eau écoulées égale à 6.84 mm à la station de Tenira (1975/1976 - 2005/2006).

Le régime général des pluies est celui des zones semi-arides méditerranéennes de l'Afrique du Nord caractérisé par son irrégularité induisant des écoulements temporaires.

Chapitre IV
Application du modèle
HBV Light

Introduction

Connaître l'évolution et la variabilité récentes du climat dans les régions arides et semi arides est une nécessité pour anticiper ce que pourraient être les conséquences sur les milieux et sur les sociétés de ces régions, et ainsi définir des méthodes stratégiques d'adaptation durables.

Ce chapitre a pour objectif d'analyser les relations pluie-débit via le coefficient de détermination et du critère de performance (Nash par exemple) par l'utilisation du modèle HBV Light qui donnera une idée sur les changements des états de surface et des niveaux de réserves souterraines.

Le HBV, comme d'autres modèles hydrologiques, représente une description mathématique simplifiée des processus contrôlant le cycle de l'eau dans un bassin versant (Payraudeau, 2002). Il s'agit d'une transformation qui, en ayant un record de précipitations et éventuellement d'autres variables climatiques telles que l'évapotranspiration potentielle et la température, peut reproduire la réponse d'un bassin versant en termes de débit et d'évapotranspiration réelle.

Le modèle hydrologique HBV (Lindström et al., 1997) est un modèle conceptuel global ou semi distribué à l'échelle du bassin versant et qui est capable de calculer le débit pour divers sous bassins. Ce modèle simule le débit journalier en utilisant comme entrées la température et les précipitations journalières, ainsi que les estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle. Ce dernier est basé sur un certain nombre de paramètres pour le calage (paramètres de captage et de végétation) (cf chapitre 1, tableau I.2 & I.3)

Le HBV peut être utilisé comme entièrement modèle global ou semi-distribué en divisant le bassin versant en sous-bassins.

Dans un modèle global, on suppose que la zone d'étude (bassin versant) est d'une seule unité (zone) et les paramètres ne changent pas dans l'espace du bassin versant.

Le modèle HBV se compose de quatre principaux modules :

- la fonte des neiges et le module de l'accumulation de neige,
- les précipitations efficaces et le module de l'humidité du sol,
- le module de l'évapotranspiration,
- et le module de la réponse des eaux de ruissellement.

Le modèle HBV (Bergström, 1976) a été appliqué dans de nombreuses études, par exemple, pour calculer les prévisions hydrologiques, et pour le calcul des crues de projet ou pour les études de changement de climat (Bergström, 1992).

Remarque : pour cette étude nous avons utilisé le HBV light à l'échelle globale du bassin versant.

IV.1. Application du modèle HBV Light

Pour mieux cerner le fonctionnement hydrologique de l’oued Louza, nous avons utilisé le modèle HBV Light pour essayer d’évaluer et quantifier la contribution des précipitations sur les écoulements en aval du bassin.

L’application de ce modèle a été effectuée sur les données journalières des précipitations P (mm), des températures T (°C), des débits Q observés exprimées en lames d’eau écoulées (mm.j⁻¹) et les valeurs de l’évapotranspiration mensuelle moyenne ETP (mm.mois⁻¹) (fig. IV.1 & fig. IV.2).

HBV utilisé comme modèle global considère le bassin comme une seule entité homogène. La variabilité spatiale des processus étudiés n’est donc pas explicitement prise en compte avec ce type de modèle.

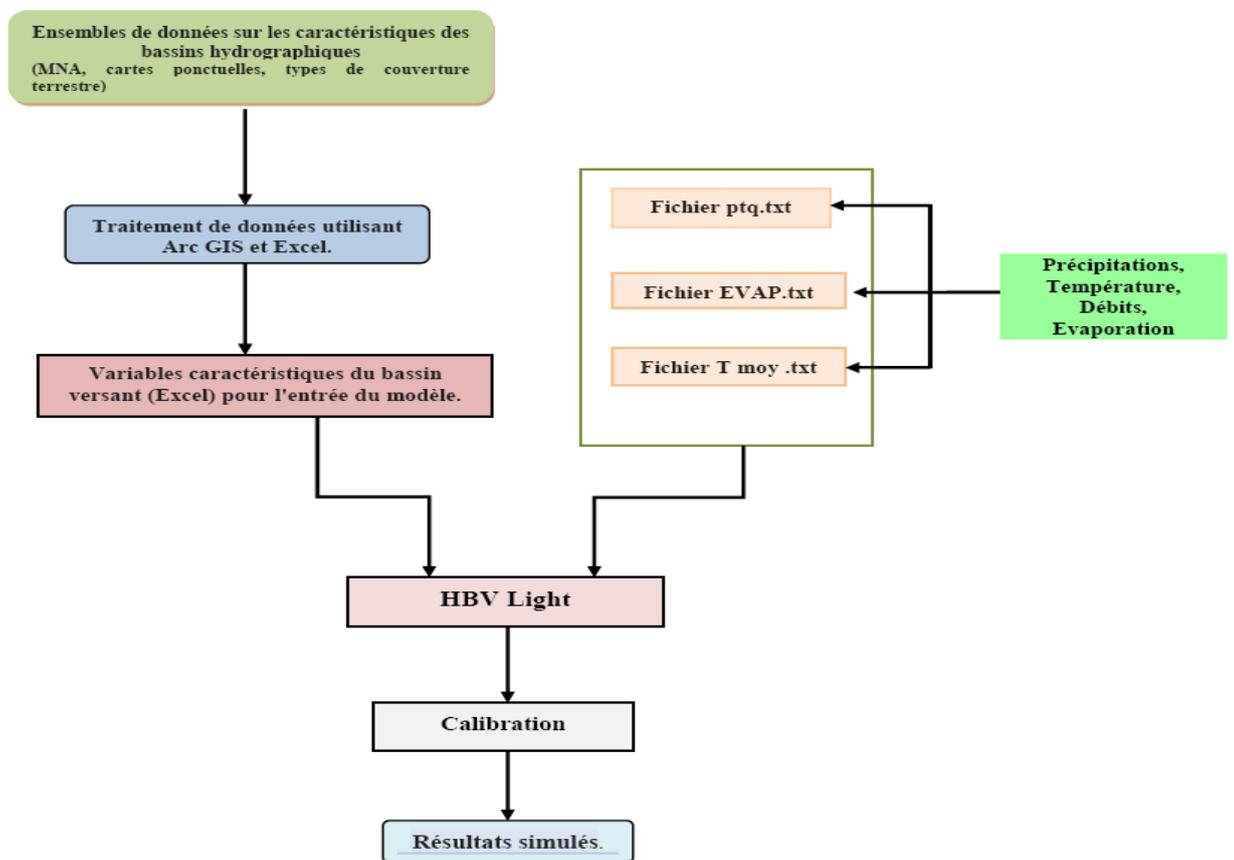


Figure IV.1 : Organigramme montrant le processus d'entrée et de sortie du modèle HBV Light.

Figure IV.2: Exemple de menu des paramètres de calage de HBV Light

Comme tout modèle son application requiert deux étapes :

- Calage du modèle (calibration),
- Validation du modèle.

IV.2. Calage du modèle

L'étape de calage encore appelée calibration permet de déterminer les valeurs de ses paramètres qui lui permettent d'obtenir les meilleures performances au sens d'un critère donné n après le passage par un certain nombre de simulations.

Le processus du calage manuel peut être une tâche très pénible et très longue, dépendant du nombre de paramètres libres du modèle (15 dans notre cas) et de leur degré d'interaction (Madsen et al, 2002).

Ça a été une rude tâche dans notre cas, car nous sommes passées par plusieurs simulations avant d'arriver à un optimum.

La calibration se concentre sur la qualité de l'ajustement entre les valeurs simulées obtenues par l'ensemble des équations qui forment la structure d'un modèle hydrologique et les observations à travers la sélection d'un jeu de paramètres.

Les critères que nous avons utilisés pour mesurer l'efficacité de notre travail sont:

- le coefficient de Nash (NASH),
- la représentation graphique du débit de sortie,

- et la corrélation entre le débit calculé et le débit observé.

La période choisie pour le calage s'étale du 01 Septembre 1989 jusqu'au 31 Août 2000. On opère des changements en ce qui concerne les valeurs des paramètres TT, CFMAX, SFCF, CFR, FC, LP.etc. du modèle entre les valeurs limites (Cf. chapitre 1) jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des coefficients de détermination et du critère de Nash ($N_s \geq 70\%$). Les résultats des paramètres de calage, coefficient de détermination (R^2), et le critère de performance sont représentés dans le tableau IV.1 et la figure IV.3.

Tableau IV.2: Résultats des paramètres d'optimisation du calage du modèle HBV light appliqué pour l'oued Louza (1990/1991-1999/2000).

| Paramètres du modèle | | Bassin versant d'oued Louza | | |
|---------------------------|-------------------------------------|--|------------------------------------|-------|
| Paramètre | Description | Unité | Valeurs | |
| Routine de neige | TT | Température critique de fonte de la neige | °C | 1.58 |
| | CFMAX | Facteur du degré-jour | mm C ⁻¹ J ⁻¹ | 1.85 |
| | SFCF | Facteur de correction des chutes de neige | - | 1 |
| | CFR | Coefficient de réchauffement | - | 1 |
| | CWH | La capacité de rétention d'eau | - | 1 |
| Routine sol | FC | Seuil de saturation du sol | mm | 474 |
| | LP | Seuil à partir duquel l'évapotranspiration est potentielle | mm | 0.95 |
| | BETA | Paramètre puissance du modèle de teneur en eau du sol | - | 1.8 |
| | CET | Facteur de correction pour l'évaporation potentielle | - | 0.015 |
| Routine de réponse | K0 | Coefficient de récession (réservoir supérieur) | j ⁻¹ | 0.35 |
| | K1 | Coefficient de récession (réservoir supérieur) | j ⁻¹ | 0.1 |
| | K2 | Coefficient de récession (réservoir inférieur) | j ⁻¹ | 5.10 |
| | UZL | Paramètre de seuil du débit Q ₀ à la sortie | mm | 33 |
| | PERC | Ecoulement maximal du réservoir supérieur au réservoir inférieur (percolation) | mm j ⁻¹ | 3.99 |
| | MAXBAS | Temps de base de l'hydrogramme unitaire | j | 2.1 |
| Reff | Efficacité de la simulation | - | 0.7395 | |
| R² | Coefficient de détermination | - | 0.7584 | |

L'examen des débits observés et des débits simulés durant la phase de calage (fig. IV.3), montre une reconstitution des débits journaliers assez satisfaisante avec généralement une tendance à la surestimation des pics (période humide).

Avec une valeur de Nash égale à 73.95 % et un coefficient de détermination R^2 égal à 0.7584, (fig. IV.4), nous pouvons dire que le modèle est assez bien calé.

En effet, l'allure des courbes des débits observés/simulés reproduit bien les impulsions des pluies qui produisent les débits écoulés. La courbe des températures explique bien les valeurs nulles des débits jaugés et calculés (période sèche).

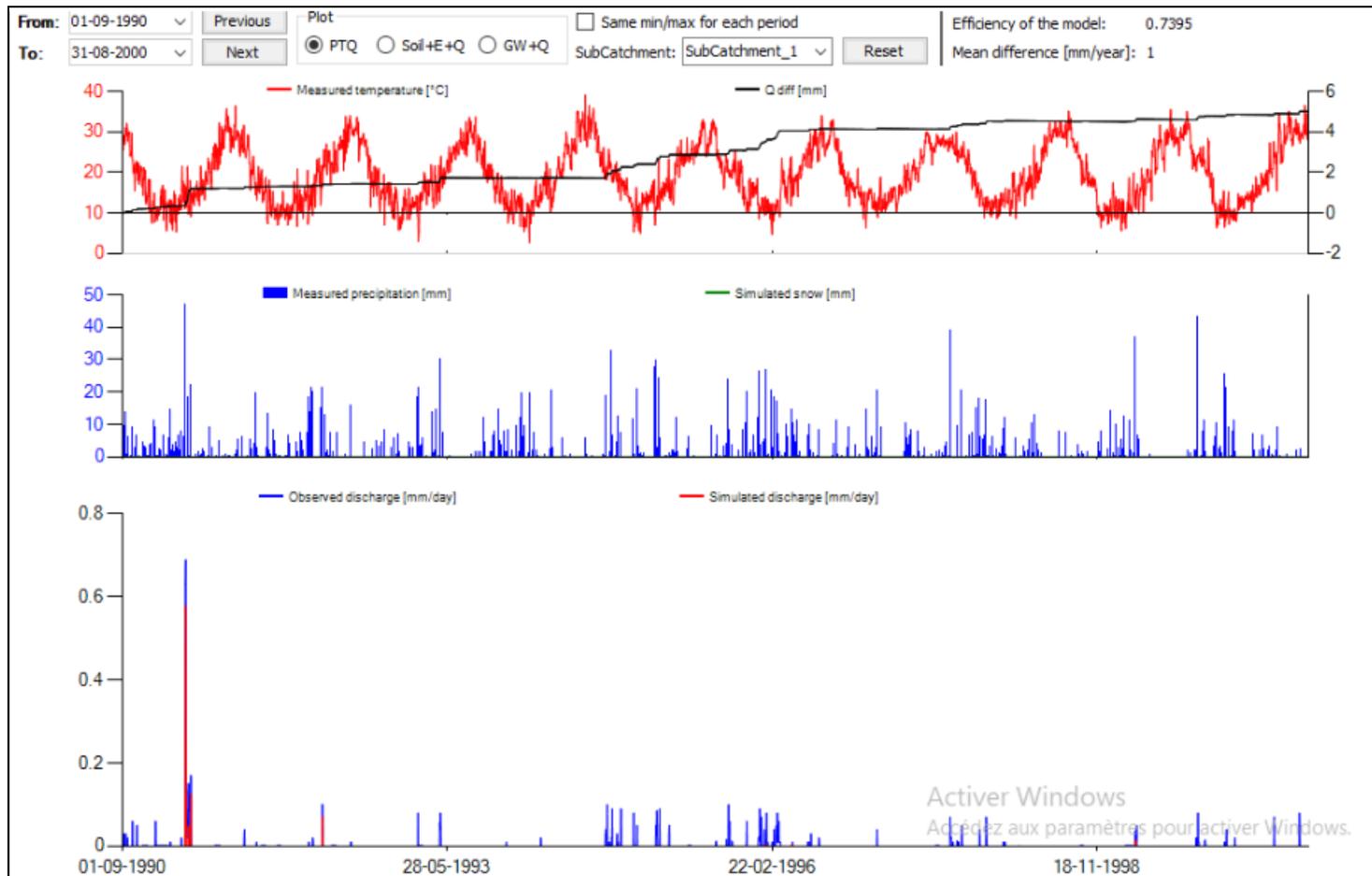


Figure IV.3: Visualisation du calage par le modèle HBV Light au niveau de l’oued Louza (1990/1991– 1999/2000).

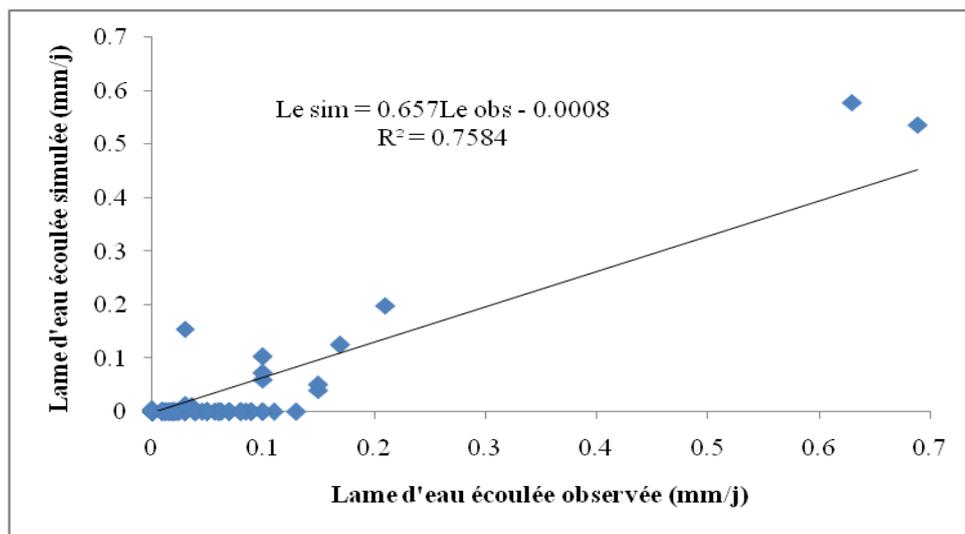


Figure IV.4: Corrélation entre la lame d'eau simulée et la lame d'eau observée (phase de calage).

IV.3. Validation du modèle

Des valeurs simulées semblables à l'observation ne garantissent pas que le modèle représente adéquatement l'hydrologie d'un bassin versant. Ceci nous ramène à l'importance de valider au préalable la structure du modèle et ce indépendamment de l'étape de la calibration qui sert à estimer les paramètres. L'estimation des paramètres d'un modèle est associée à différentes sources d'incertitudes (incertitude liée à la représentation simplifiée des mécanismes hydrologiques, incertitude sur les données...). La validation permettra de confirmer l'adéquation de la structure du modèle à décrire convenablement les échanges au niveau du bassin.

La validation porte sur l'application du modèle sur des données qui n'ont pas été utilisées dans le calage et qui correspondent à la période allant du 01 Septembre 2000 au 31 Août 2004, en gardant évidemment les mêmes paramètres trouvés lors du calage (tabl. IV.2) et (fig. IV. 5 & fig. IV.6)

Tableau IV.2: Résultats de la validation du modèle HBV Light appliqué à l'oued Louza (2000/2001 – 2003/2004).

| Critères | Valeurs |
|----------------|---------|
| Nash (%) | 79.74 |
| R ² | 0.8124 |

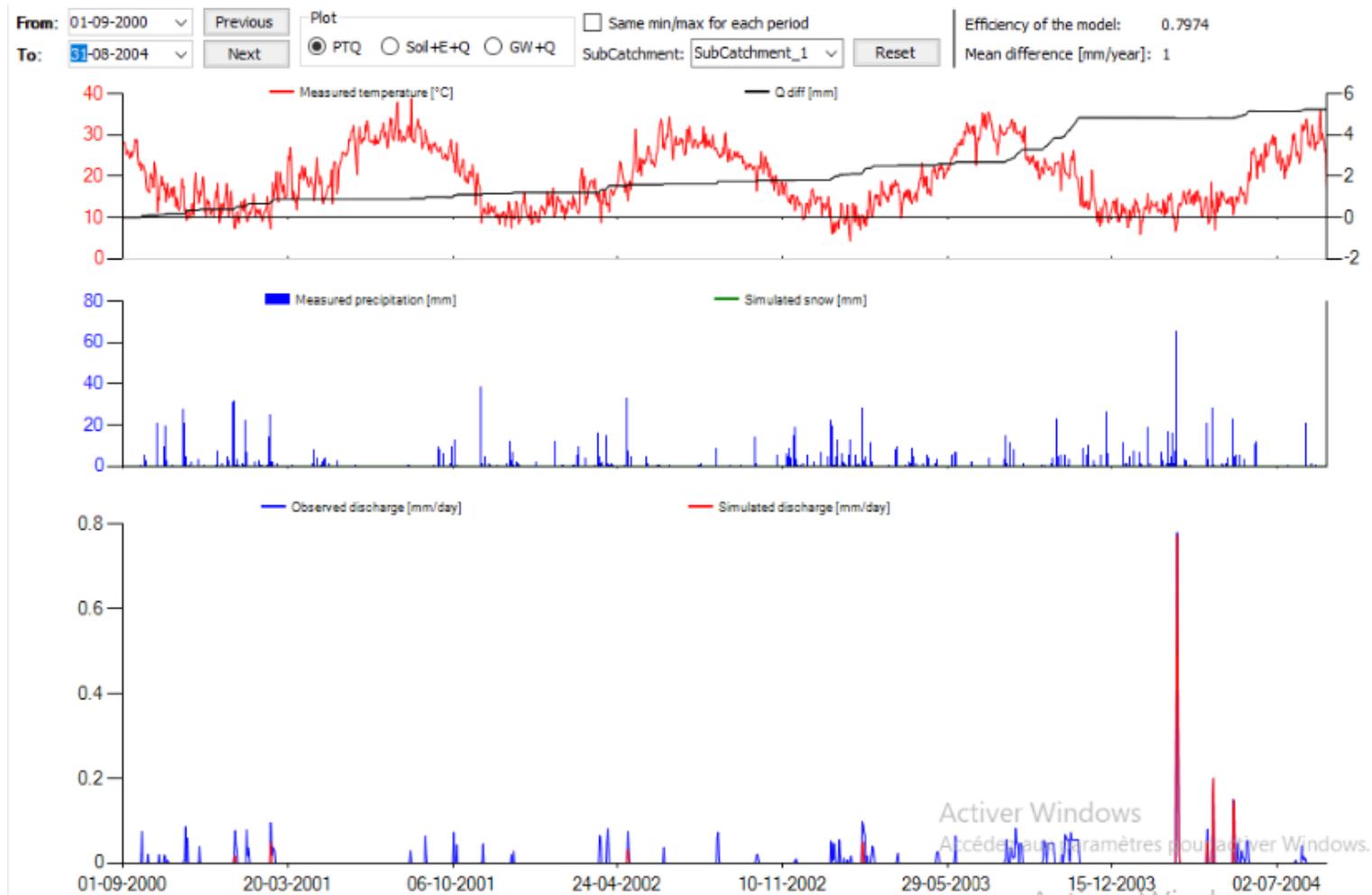


Figure IV.6: Visualisation de la validation par le modèle HBV Light de l’oued Louza (2000/2001 – 2003/2004).

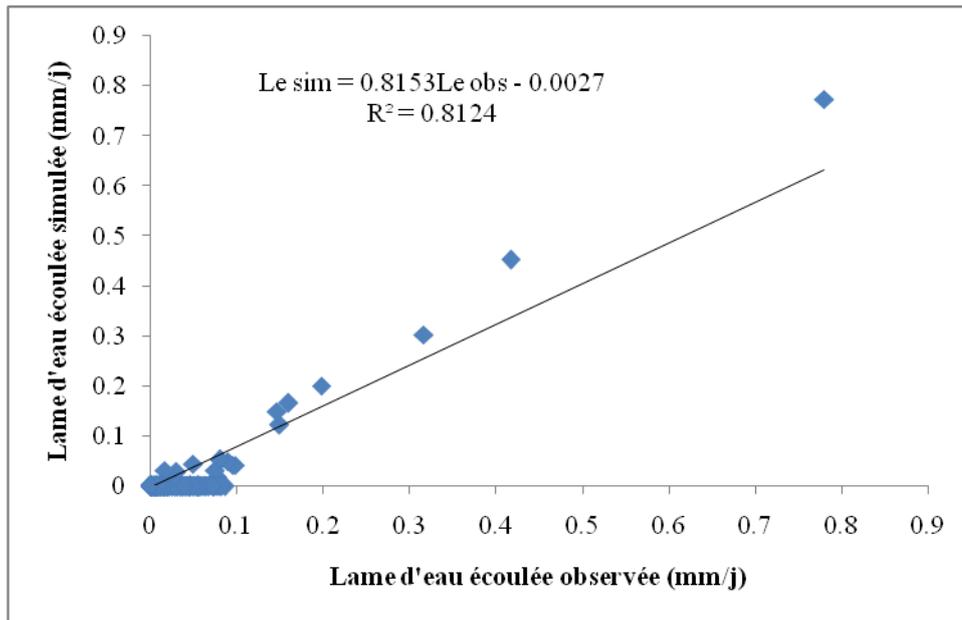


Figure IV.7: Corrélation entre la lame d'eau simulée et la lame d'eau observée (phase de validation)

Les résultats de la validation dans laquelle nous avons utilisé les valeurs des précipitations, des températures, des lames d'eau (Le) et les valeurs de l'évapotranspiration potentielle mensuelle (ETP) qui n'ont pas été utilisées lors du calage confirme que la validation du modèle est acceptable (tabl. IV.3).

Tableau IV.3: Récapitulatif des résultats de calage et de validation modèle tels qu'ils apparaissent dans le logiciel HBV Light.

| | |
|------------------------------|------------|
| <u>Goodness of fit</u> | |
| Coefficient of determination | : 0.7584 |
| Model efficiency | : 0.7395 |
| Efficiency for log(Q) | : -4.1512 |
| Flow weighted efficiency | : 0.9332 |
| Mean difference | : 1 |
| a) Phase de calage 1 | |
| <u>Goodness of fit</u> | |
| Coefficient of determination | : 0.8126 |
| Model efficiency | : 0.7974 |
| Efficiency for log(Q) | : -20.1599 |
| Flow weighted efficiency | : 0.9752 |
| Mean difference | : 1 |
| b) Phase de validation 1 | |

IV.4. Conclusion

La simulation par le modèle HBV Light est très sensible à l'optimisation des 15 paramètres qui peuvent altérer sensiblement le calage du modèle tels que:

- les erreurs dues à la structure du modèle, qui proviennent du peu de connaissance que nous avons, des processus en jeu dans la transformation des pluies en débit à l'échelle du bassin versant,
- les erreurs sur les données, qui peuvent provenir autant des outils de mesure que de l'interprétation spatiale de mesures ponctuelles,
- L'estimation de l'ETP, variable non mesurée, mais calculée par un modèle, est également source d'erreurs.
- Les erreurs dues aux procédures de calage (recherche d'optimum, valeurs initiales...).

Malgré les difficultés rencontrées lors du calage du modèle, nous estimons que le HBV light a donné des résultats satisfaisants distingués par des critères de performance supérieurs à 70% pour la phase de calage et la validation et des coefficients de détermination élevés.

Parmi l'ensemble des paramètres optimisés, il apparait globalement dans notre bassin, que les paramètres les plus sensibles, en valeurs identifiées sont : TT, FC, CWH, K2, BETA et MAXBAS.

Pour simuler les débits au niveau du bassin versant, il est indispensable de disposer d'une banque de données adéquate sur de longues durées, afin de mieux estimer les débits à l'horizon.

L'utilisation du calage manuel a été très pénible et nous a pris beaucoup de temps.

Conclusion générale

Conclusion générale

Une bonne gestion des ressources en eau est une nécessité à l'échelle planétaire. Ce constat général prend encore plus de sens dans les régions arides et semi arides, où le risque d'une pénurie d'eau lié à une mauvaise gestion des eaux aura des conséquences dramatiques pour les populations et l'activité socio-économique. Cependant, on ne peut bien gérer une ressource que lorsqu'elle est connue.

La connaissance avec précision de la disponibilité des ressources en eau revêt donc une importance considérable. Il nous a été proposé de faire usage du modèle HBV Light pour atteindre cet objectif de prise en compte des composantes du cycle de l'eau.

Cette étude a porté sur le bassin d'oued Louza situé au Nord ouest algérien s'étendant sur une superficie de 746 Km²

Après avoir passé en revue les travaux antérieures portant sur la modélisation, Il est évident qu'il faudra mettre le point sur une description physique du bassin car cette dernière met en jeu un nombre considérable de caractéristiques pertinentes pour expliquer certains résultats du modèle.

Cette étude a mis en évidence un coefficient de compacité de 1.28 expliquant la forme allongée du bassin, une altitude maximale de 1461 m et minimale de 850 m, une pente moyenne de 855.80 m, un temps de concentration des eaux de 13 h et un indice de pente global égal à 1.01 m/Km avec un relief classé modéré.

Le bassin d'oued Louza jouit d'un climat semi aride à écoulement temporaire, avec une moyenne interannuelle des précipitations de 297.1 mm calculée sur la série (1978/1979 - 2018/2019), avec Janvier le mois le plus pluvieux et Juillet le plus sec. La température moyenne enregistrée durant cette période est de 18.9 °C, avec Janvier le mois le plus froid et Août le plus chaud.

Le coefficient d'immodération montre le caractère irrégulier de ces précipitations durant la période d'étude.

A l'échelle saisonnière, l'étude des précipitations montre que l'Hiver est la saison la plus humide et l'Été est celui qui accuse le moins de pluie.

La lame d'eau écoulee interannuelle moyenne observée durant la période allant de 1975/1976 à 2005/2006, a été estimée à 6.84 mm.

Ainsi à la suite de ce travail, nous avons cherché à représenter la relation pluie-débit à partir d'un modèle global HBV Light utilisant le pas de temps journalier qui a permis de générer une série chronologique de débits sur la base des pluies connues. En termes de données inputs nous avons intégré les précipitations, la température les débits exprimés en lames d'eau écoulées au sein d'un fichier PTQ englobant aussi la valeur de l'évapotranspiration potentielle observées entre le 01 Septembre 1990 et le 31 Août 2000 pour la phase de calibration et entre le 01 Septembre 2000 et le 31 Août 2004.

Les critères que nous avons utilisés pour mesurer l'efficacité de notre travail sont: le coefficient de Nash, la représentation graphique du débit de sortie et la corrélation entre le débit calculé et le débit observé.

La modélisation faite sur les débits d'oued Louza est satisfaisante avec des valeurs de Nash égales à 73.95% pour la phase de calage et à 79.74% pour la validation.

En effet, l'allure des courbes des débits observés et simulés reproduit bien les impulsions des pluies qui produisent les débits écoulés. La courbe des températures explique bien les valeurs nulles des débits jaugés et calculés (période sèche). Toute fois, il reste difficile de parvenir à modéliser de manière très satisfaisante les écoulements de la saison humide, mais ce problème est dû principalement à certains éléments physiques que le modèle ne prend pas en compte dans l'option globale que nous avons utilisée tels que le couvert végétal et l'étude des sols, d'autant plus qu'il s'agit d'un bassin occupé de plus de 60 % de terrains fissurés (terrain perméable).

Les résultats trouvés nous permettent de conclure qu'on peut modéliser de manière plus cohérente les écoulements à l'exutoire pour que le schéma du modèle proposé soit plus satisfaisant avec des données plus complètes, avec des mesures de précipitations beaucoup plus représentatives du bassin en l'occurrence l'utilisation d'autres postes pluviométriques permettant un meilleur calcul de la lame d'eau précipitée autre que celle utilisée (moyenne arithmétique).

Par sa structure le HBV Light paraît comme un outil simple parcimonieux, ne demandant pas beaucoup de données d'entrée, il est important de souligner le rôle fondamental que joue la structure de la pluie tout au long de ce travail. L'alternance des états pluvieux et non pluvieux avec des durées caractéristiques du climat de la région imprime aux débits des caractères particuliers.

En guise de conclusion, nous proposons pour le bassin d'oued Louza deux pistes de recherche qui nous semblent intéressantes à explorer dans les travaux qui suivent :

- Se procurer des données d'autres stations climatiques pour avoir une moyenne des précipitations plus représentative et envisager une optimisation de l'information pluviométrique utilisée en entrée du modèle,
- Essayer une modélisation distribuée pour maîtriser la variation des flux au niveau du bassin,
- Utilisation de la technologie satellitaire pour avoir une information spatialisée qui pourra nous donner une idée sur l'hétérogénéité des pluies sur notre bassin et apporter une contribution à une meilleure connaissance des bilans hydriques pour la gestion des ressources en eau de surface.

Références
Bibliographiques

Références bibliographiques

- Abadie B.** (2006). Simulation des crues du Rhin par des modèles hydrologiques mettant en œuvre différentes stratégies d'agrégation. Master 2ème année, Sciences de la Terre spécialité Hydrologie, Hydrogéologie et Sols. Université Paris Sud, Orsay, France, 124 p.
- Ambroise B.** (1998) Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1-processus et facteurs. Rev. Sci. Eau Journal Water Sci. 11(4), 471-496.
- Andréassian V., Hall A., Chahinian N. et Schaake J.** (2006). Large sample basin experiments for hydrological model parameterization: Results of the Model Parameter Experiment - MOPEX. IAHS Publication n°30, 7, pp. 1-5.
- Baba Hamed K., Bouanani A., Ouissi F.** (2018). Caractérisation hydrologique et modélisation pluie –débit : Cas de l’oued Sebdou (NW algérien). 5^{ème} Séminaire sur l'eau et l'environnement édition internationale (SIEE' 2018), Chlef. 20-22 novembre 2018.
- Beckers El. & Degré A.** (2011). Revue bibliographique : la prise en compte des transferts horizontaux dans les modèles hydrologiques Revue Biotechnol. Agron. Soc. Environ. 2011 15(1), 143-151pp.
- Bergstrom S.** (1992) the HBV Model its structure and applications ISSN 0283-1104, SMHI Reports Hydrology.p2.
- Berthet L** « Prévision des crues à pas de temps fin : comment mieux assimiler l’information de débit dans un modèle Pluie-Débit », Paris, 2010.
- Bertrandias F, Bertrandias J-P.** (1994) - Mathématiques pour les sciences de la nature et de la vie, Collection Grenoble Sciences, 187 p .
- Bravard J.P. & Petit F.** 2000. Les cours d’eau. Dynamique du système fluviale, Armand Colin, 222 p.
- Boucebha F.** (2018). Etude de la performance du modèle hydrologique HBV appliqué au bassin versant d’oued Meffrouch (Tafna, Algérie). Mémoire de Master. Univ. Tlemcen, 94p.
- Bourasli I.** (2016) - Application de la fonction pluie-débit au bassin versant de la TAFNA Cas de l’oued Khemis-TLEMCEM (NW Algérie) .Mém. Magister, Univ. Tlemcen,128 p.
- Dassargues A.** (1995) - Modèles mathématiques en Hydrogéologie, Programme Tempus Sciences de l'eau et de l'environnement, 125p.

Djellouli F., Bouanani A., Baba Hamed K. (2016). Efficiency of some meteorological drought indices in different time scales, case study: wadi Louza basin (NW-Algeria). Journal of Water and Land Development. No. 31, pp 33-41. DOI : 10.1515/jwld-2016-0034.

Djellouli F. (2017). La Persistance de la variabilité climatique et occurrence de la sécheresse : La modélisation ‘’ pluie – débit’’ outil d’identification. Application à un bassin versant .

Djellouli F., Bouanani A., Baba Hamed K. (2019). Caractérisation de la sécheresse et du comportement hydrologique au niveau du bassin versant de l’oued Louza (Algérie occidentale). Revue Techniques Sciences Méthodes TSM. 2019 (6), pp 23-34.

Gaume E. (2002). Un parcours dans l’étude des phénomènes extrêmes en hydrologies. Mém. H.D.R., Ecole National des Ponts et Chaussées. 269 p

Gherissi R., Baba Hamed K., Bouanani A. (2019). Etude comparative de trois modèles hydrologiques. Cas du bassin versant de l’oued Lakhdar (Tafna – NW algérien). 23^{ème} Colloque International des Bassins Sédimentaires. (21-23 Novembre 2019). Fès, Maroc.

Girard G, Morin G, Charbonneau R. (1972) Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale. Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie.

Graham L.P. (2000) Large-scale hydrologic modeling in the Baltic basin. PhD Thesis, Dept of Civil and Environ. Engng, Division of Hydraulic Engineering. The Royal Inst. of Technology, Sweden.

Hamidi S.M . (2018) , Étude de la performance du modèle hydrologique HBV appliqué au bassin versant d’oued Sikkak (Tafna, Algérie), Mémoire de Master, Univ. Tlemcen ,p100.

Hauchard, E. (2001). De la dynamique non linéaire à la dynamique du relief en géomorphologie, Application aux bassins versants de la marge Nord-occidentale du Bassin de Paris, Thèse de Doctorat, MTG, Université de Rouen, 3 Volumes, 2001, 730 p.

Khaldi A.(2005), Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l’Ouest Algérien " Monts de Tlemcen - Saida".UNIVERSITE D’ORAN.p69.

- Koffi Y.B.** (2007). Etude du calage, de la validation et des performances des réseaux de neurones formels à partir des données hydro-climatiques du bassin versant du Bandama blanc en Côte d'Ivoire. Thèse Doctorat, Université de Cocody Abidjan. 219p.
- Lambert R.** (1996). Géographie du cycle de l'eau, Editions Presses Universitaires du Mirail (PUM), Toulouse. 350p.
- Lindström G., Johansson B., Persson M., Gardelin M., Bergström S.** (1997). Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, 201, 272-288.
- Maftic P.** (2002) – Etude concernant les écoulements superficiels, modélisation spatialisée de l'écoulement sur le bassin versant de Voinesti-Roumani, 75 p.
- Maidment D.R.** (1992). *Handbook of Hydrology*. Ed. McGraw-Hill Education. 280p.
- Makhlouf.Z.** (1994). Complément sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, à l'université de Paris Sud. p 14-16.
- Michel, C.** (1983). Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? *La Houille Blanche* (1), 39-44. doi.org/10.1051/lhb/1983004.
- Mathevet T.** (2005). Quels modèles pluie-débit globaux pour le pas de temps horaire ? développement empirique et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants. Thèse de Doctorat, ENGREF (Paris), Cemagref (Antony), France, 463 pp.
- Morin G.** (1991) Le modèle hydrologique CEQUEAU : exemples d'application. *Util. Ration. L'eau Petits Bassins Versants En Zone Aride* John Libbey Eurotext AUPELF-UREE Eds 23- 39.
- Nash, J.E. et Sutcliffe, J.V.** (1970) River Flow Forecasting through conceptual model. Partie 1 - Une discussion sur les principes. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290p.
- Ouici F.** (2018). Etude de la performance du modèle hydrologique HBV appliqué au bassin versant d'oued Sebdou (Tafna, Algérie). Mémoire de Master, Univ. Tlemcen, 103p.
- Peng G. Leslie L.M., Shao Y.** (2002). *Environmental Modelling and Prediction*. Springer, 480p.
- Perrin C.** (2002)- Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. *La Houille Blanche* (6/7), pp. 84-91.

Perrin C., Michel C., Andréassian V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279 (1-4), pp. 275-289.

Roche, M., 1963. *Hydrologie de surface*. Paris, Gauthier - Villars.

Roose E., Arabi M., Brahamia K., Chebbani R., Mazour M., Morsli B. (1993). Erosion en nappe et ruissellement en montagne algérienne. *Cahiers ORSTOM Pédol.* (28) (2). 289-208p.

Seibert J. (2005) *HBV light version 2 User's Manual*, Department of Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University PART 2 - The HBV model -1, Fig 8.

Sinha A.K. (2005) - *Groundwater Modelling - An Emerging Tool for Groundwater Resource Management. Numerical Simulation of Groundwater Flow and Solute Transport*. Ed. L. Elango. pp.15-28.

Sylvain Payraudeau. *Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens*. Sciences de la Terre. ENGREF (AgroParisTech), 2002. Français.

Toudja A. (2017) *Contribution sur modélisation pluie débit par le modèle GR sur bassin versant de l'Oued Sebaou (implementation sous logiciel R)*. Mémoire de Master, Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique -ARBAOUI Abdellah, p4-5.

Veltri M., Veltri P. et Maiolo M. (1996). On the fractal dimension of natural channel network. *Journal of Hydrology*, vol. 187, 137-144 p.

Wels, Ch., Mackie, D., Scibek, J. (2012) - *Guidelines for Groundwater Modelling to Assess Impacts of Proposed Natural Resource Development Activities*. British Columbia. Ministry of Environment. Water Protection and sustainable Branch, 289p.

Résumé

Les modèles pluie-débit peuvent être utilisés pour diverses applications comme la simulation ou la prévision des débits. Dans les deux cas, ils font intervenir des paramètres qui ne peuvent être directement mesurés et qui doivent donc être calés en optimisant la valeur d'un critère numérique appelé critère d'efficience, basé sur l'erreur du modèle.

Ce travail est basé sur l'évaluation de la performance du modèle hydrologique semi-distribué HBVL Light appliqué au niveau du bassin versant d'oued Louza situé au Nord ouest algérien dont la superficie est de 746 km² et qui jouit d'un climat semi aride enregistrant en moyenne 297,1 mm de précipitations et une température annuelle d'environ 19°C.

Le débit moyen interannuel équivaut 0.16 m³/s observé durant la période (1975/1976 - 2005/2006).

La mise au point du modèle hydrologique conceptuel pluie-débit HBV Light a permis l'obtention de résultats satisfaisants pendant les phases de calage et de validation avec respectivement des coefficients de Nash de 73,95% et de 79,74% et des coefficients de détermination de 0.7584 pour la calibration et 0.8124 pour la validation.

Mots clés : Bassin versant, Oued Louza, modélisation pluie-débit, HBV Light, Performance, critère de Nash.

Abstract

Rainfall-runoff models can be used for various applications such as simulation or forecasting flows. In both cases, they involve parameters which cannot be directly measured and must be calibrated by optimizing the value of a numerical criterion highlighting the efficiency of simulation.

This work is based on the evaluation of the performance of the semi-distributed hydrological model HBV Light applied to wadi Louza watershed located in the North West of Algeria with an area of 746 km², characterized by a semi arid climate, an average annual precipitation of 297.1 mm and an annual temperature of 18.9 ° C.

The interannual average flow equal 0,16m³/s, observed during the period (1975/1976-2005/2006).

The development of the HBV Light conceptual rainfall-runoff hydrological model made it possible to obtain satisfactory results during the calibration and validation phases with respectively Nash coefficients of 73,95% and 79,74% and coefficients of determination of 0.7584 for calibration and 0.8124 for validation.

Keywords: Watershed, Wadi Louza, rainfall-runoff modelling, HBV Light, Performance, Nash criterion.

ملخص

يمكن استخدام نماذج تساقط - تدفق في تطبيقات مختلفة مثل محاكاة التدفقات أو التنبؤ بها. في كلتا الحالتين ، فإنها تنطوي على المعلمات التي لا يمكن قياسها مباشرة وبالتالي يجب معايرتها من خلال تحسين قيمة معيار رقمي يسمى معيار الكفاءة ، بناءً على خطأ النموذج . يعتمد هذا العمل على تقييم أداء النموذج الهيدرولوجي نصف الموزع HBVLIGHT المطبق على مستوى مستجمعات مياه واد اللوزة الواقعة في الشمال الغربي للجزائر بمساحة 746 كيلومتر مربع التي تتمتع بمناخ شبه جاف يبلغ متوسط هطول الامطار 297.1 ملم و درجة حرارة سنوية تبلغ 19 درجة مئوية.

متوسط التدفق بين السنوات يعادل 0.16 متر مكعب / ثانية لوحظ خلال الفترة (1975/1976-2005/2006).

اتاح تطوير النموذج الهيدرولوجي المفاهيمي تساقط - تدفق HBVLIGHT الحصول على نتائج مرضية اثناء مرحلتى المعايرة و التحقق من صحة معاملى Nash بنسبة 73.95% و 79.74% و معاملات تحديد 0.7584 للمعايرة و 0.8124 للمصادقة.

الكلمات المفتاحية : مستجمعات المياه ، واد اللوزة ، نمذجة تساقط - تدفق ، HBVLIGHT ، معيار ناش .