

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 أبو بكر بلكايد
Université Aboubakr Belkaïd – Tlemcen –
Faculté de TECHNOLOGIE



MEMOIRE

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

En: **Hydraulique**

Option: **Hydraulique urbaine**

Présenté par :

BOUDAUD Fatima & BENSALAH Fayza

Thème

**Impacts de la variabilité climatique sur l'écoulement du bassin
versant de l'oued Boumessaoud (Nord ouest algérien)**

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

| | | | |
|--------------------------|-------------------------|---------------|--------------------------|
| Mme ADJIM H. | Maître de conférences B | Univ. Tlemcen | Président |
| M BOUANANI A. | Professeur | Univ. Tlemcen | Directeur de mémoire |
| Mme BABA HAMED K. | Professeur | Univ. Tlemcen | Co-Directrice de mémoire |
| Mme GUASMI I. | Maître de conférences B | Univ. Tlemcen | Examinatrice |

2019-2020

Remerciements

Avant tout, On rend grâce à Dieu de nous avoir donné le courage et la volonté afin de rédiger ce modeste travail que nous souhaitons qu'il soit estimable et réussi.

*Tout d'abord, ce travail n'aurait pas pu voir le jour sans l'aide et l'encadrement du Monsieur **BOUANANI Abderrazak** et Professeur **BABA-HAMED Kamila** nous les remercions pour leur extrême gentillesse et leur patience, leur disponibilité durant toute l'élaboration de notre mémoire aussi pour la qualité de leur encadrement exceptionnel.*

*Nous tenons également à remercier Madame **ADJIM Hayet**, qui après nous avoir fait profiter de son enseignement, a accepté de présider ce jury.*

*Nos profonds remerciements vont également à Madame **GUASMI Imen**, pour ses conseils stimulants, ses remarques avisées et pour avoir accepté d'examiner ce travail.*

*Une motion particulière s'adresse à Monsieur **ZENNAKI Ahmed** et Melle **BENDJEMA Lina**, Pour leur aide inestimable et leurs encouragements et pour leurs riches informations et les efforts fournis pour nous.*

Nous ne saurons terminer sans penser à tous les enseignants 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 qui ont participé de près ou de loin dans l'élaboration de ce mémoire soient vivement remerciés.

Dédicacəs

Je dédie ce travail :

A tous ceux qui m'ont soutenu durant tout le chemin que j'ai dû passer pour en arriver ou j'en suis aujourd'hui.

Ma mère, source de tendresse et d'amour, pour tous les sacrifices consentis et ses précieux conseils et son soutien durant toute ma vie scolaire, pour toute son assistance et sa présence dans ma vie.

A mon père, pour sa bienveillance et ces bons conseils, Merci pour les valeurs nobles, l'éducation et le soutien permanent venu de toi.

A ma sœur Nawal et mon frère Abd Anor.

Ainsi qu'à tout le reste de la famille : mes tantes et oncles.

A mon binôme Fatima, qui a toujours été là à m'encourager et me pousser pour une bonne continuation. Ainsi qu'à tous mes collègues de ma promotion.

*Mes professeurs qui doivent voir dans ce travail la
Fierté d'un savoir bien acquis.*

BENSALAH FAYZA

Dédicacçs

Je dédie ce travail :

A ma très chère mère, qui n'a jamais cessé de m'encourager tout le long de mon parcours et qui s'est toujours sacrifiée pour faire de moi ce que je suis aujourd'hui. Que dieu la protège.

À mon cher père, qui m'a soutenu dans toutes les démarches pour réaliser ce travail.

A ma sœur Hind et mes frères Nabil, Alaa et Abd Eljalil.

A toute ma famille, pour leur précieuse aide et leurs encouragements.

A mon binôme Fayza, pour sa patience et qui ma aidée pour terminer ce travail.

A ceux qui me sont proches et chers, de près ou de loin.

Boudaoud fatima

RESUME

Pour une meilleure compréhension du comportement hydrologique du bassin versant de l'oued Boumessaoud, Nous avons tenté dans ce travail l'application de la modélisation pluie- débit en utilisant un modèle hydrologique semi-distribué HBV light permettant de simuler la transformation de la pluie en débit sur notre bassin pour une application pratique dans le domaine de la gestion de la ressource en eau.

Ce travail basé sur la modélisation pluie-débit à l'échelle journalière, est appliqué au bassin versant d'oued Boumessaoud affluent du bassin de la Tafna situé au Nord-ouest algérien et occupant une superficie de 118 Km².

Le bassin avec sa forme allongée reçoit en moyenne plus de 281.8mm/an de précipitations et appartient à un climat semi-aride à écoulement temporaire caractérisé par :

- Une moyenne annuelle des températures égale à 17.7 °C.
- Un débit moyen annuel sur le bassin est estimé à plus de 0.11m³/s.

La phase du calage du modèle HBV a donné des résultats très appréciables, représentés par un coefficient de Nash de 83% et un coefficient de détermination R²de 0.82. Pour tester la validité de l'ajustement obtenu du calage, il est nécessaire de juger les performances du modèle sur une période différente de celle ayant servi à ajuster les paramètres du modèle, cette phase nous a donnée des résultats satisfaisants à travers des coefficients de Nash et de détermination qui sont respectivement de 56% et 0.78.

Mots clés : Bassin versant, Tafna, Oued Boumessaoud, Modélisation pluie-Débit, HBV light.

Abstract

For a better understanding of the hydrological behavior of the Boumessaoud wadi watershed, We tried to apply rain-flow modelling using a semi-distributed hydrological model HBV light to simulate the transformation of rainfall into flow in our basin for practical application in water resource management.

This work is based on rainfall-runoff modelling at daily scale and is applied to the oued Boumessaoud watershed which is stream of the Tafna basin located in the North west of Algeria and covers an area of 118 km².

The basin with its elongated shape receives on average more than 281.8mm/year of rainfall and belongs to a semi-arid climate with temporary runoff. It's characterized by:

- An annual average temperature equal to 17.7°C.
- The average annual flow over the basin is estimated at more than 0.11m³/s.

The calibration phase of the HBV model has given very good results, represented by a Nash coefficient of 83% and a determination coefficient R² of 0.84. To test the validity of the adjustment obtained from the calibration, it is necessary to judge the performance of the model over a period different from that used to adjust the model parameters. This phase gave us satisfactory results with Nash and determination coefficients of 56 % and 0.78 respectively.

Key words: Basin, Tafna, Oued Boumessaoud, Rainfall-runoff modelling, HBV light.

الملخص

من أجل فهم أفضل للسلوك الهيدرولوجي لمستجمع مياه وادي بومسعود ، حاولنا في هذا العمل تطبيق نمذجة تدفق الأمطار باستخدام نموذج هيدرولوجي نصف موزع HBV Light يسمح بمحاكاة تحول المطر إلى تدفق على حوضنا قصد تطبيقه عمليا في مجال إدارة الموارد المائية .

هذا العمل ، الذي يعتمد على نمذجة جريان الأمطار على نطاق يومي ، يطبق على حوض واد بومسعود ، أحد روافد حوض تافنة الواقع في شمال غرب الجزائر و الذي يتسع على مساحة 118 كيلومتر مربع .

يستقبل الحوض بشكله الممدود أكثر من 281.8 مم / سنة من الأمطار وينتمي إلى مناخ شبه جاف مع تدفق مؤقت يتميز بما يلي:

- متوسط درجة الحرارة سنويا يساوي 17.7 درجة مئوية ،

- يقدر متوسط التدفق السنوي في الحوض بأكثر من 0.11 م³ / ثانية .

أعطت مرحلة المعايرة لنموذج HBV نتائج ملحوظة للغاية، ممثلة بمعامل ناش (Nash) بنسبة 83% ومعامل تحديد R² قدره 0.82. لاختبار صحة التعديل الذي تم الحصول عليه من المعايرة، من الضروري الحكم على أداء النموذج على مدى فترة مختلفة عن تلك المستخدمة لضبط معاملات النموذج، وقد أعطتنا هذه المرحلة نتائج مرضية من خلال معاملات ناش والتحديد وهي 56% و 0.78 على التوالي.

الكلمات المفتاحية : مستجمعات المياه ، تافنة ، واد بومسعود ، نمذجة المطر - تدفق ، HBV light.

Liste des abréviations

A : Aire.

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

Ct : Coefficient de torrentialité.

D.S.A. : Direction des Services Agricoles

D_a : Densité de drainage

ddl : Degré de liberté.

ETP : Evapotranspiration Potentielle

ETP_{cor} : Evapotranspiration Potentielle Corrigée

ETR : Evapotranspiration Réelle

H : Altitude

HBV: Hydrologiska Byråns Vatten balansavdelning

I : Indice d'aridité annuel de De Martonne.

I_g : Indice de pente global

I_p : Indice de pente.

K_c : Coefficient de compacité

l : Largeur

L : Longueur.

L_e : Lamme d'eau écoulée.

O.N.M : Office National de la Météorologie

O.R.S.T.O.M : Office de la recherche scientifique et technique outre-mer

P : Périmètre.

P : Précipitations

Q : Débit en m³/s.

R² : Coefficient de détermination

R_c : Rapport de confluence,

R_L : Rapport des longueurs

T : Température

T_c : Temps de concentration des eaux

U : Variable réduite de Gauss

δ : Ecart type

ε : Erreur moyenne absolue

Σ: Somme

χ² : Test de Khi deux.

σ²: Variance

Liste des figures

| | |
|--|----|
| Figure .I. 1: Cycle de l'eau | 3 |
| Figure .I. 2: Principaux objectifs de la modélisation..... | 4 |
| Figure .I. 3: Composants d'un modèle | 5 |
| Figure .I. 4: Composants d'un modèle | 6 |
| Figure. I. 5: Différentes approches de la modélisation | 9 |
| Figure. I. 6: Structure du TOPMODEL..... | 12 |
| Figure .I. 7: Architecture du TOPMODEL | 12 |
| Figure .I. 8: Structure du modèle SWAT | 13 |
| Figure .I. 9: Structure du modèle ATHYS | 14 |
| Figure .I. 10: Structure et paramètres du modèle pluie-débit GR4J..... | 14 |
| Figure .I. 11: Structure du modèle HBV Light | 15 |
| Figure .I. 12: Schéma simplifié du modèle HBV | 16 |
| Figure .I. 13: Structure générale du modèle HBV Light..... | 19 |
| Figure.I. 14: Structure générale du modèle HBV Light..... | 21 |
| Figure .I. 15: Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV Light | 22 |
| Figure .I. 16: Coefficient de ruissellement en fonction de l'humidité du sol et de la capacité maximale du stockage | 23 |
| Figure .I. 17: Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP | 25 |
| Figure .I. 18: Fonction de réponse..... | 26 |
| Figure .I. 19: Exemple des résultats graphiques de la simulation obtenus par le modèle HBV Light. | 27 |
| Figure .II. 1: Situation géographique du bassin versant de l'oued Boumessaoud | 30 |
| Figure. II. 2: Cadre géologique de la zone d'étude | 31 |
| Figure .II. 3: Carte géologique du bassin de l'oued Boumessaoud..... | 34 |
| Figure .II. 4: Réseau hydrographique d'Oued Boumessaoud | 37 |
| Figure .II. 5 : Courbe hypsométrique du bassin versant du bassin versant de l'oued Boumessaoud. | 40 |
| Figure .II. 6: Histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant de l'oued Boumessaoud. | 40 |
| Figure .II. 7: Carte des pentes du bassin versant d'oued Boumessaoud | 42 |
| Figure.II. 8: Profil en long du bassin versant de l'Oued Boumessaoud..... | 43 |
| Figure .II. 9: Carte d'occupation du sol du bassin versant de l'oued Boumessaoud | 44 |
| Figure III. 1: Variation interannuelle des précipitations à la station Zenata. | 47 |
| Figure III. 2: Variation des précipitations moyennes mensuelles à la station de Zenata | 48 |
| Figure III. 3: Variations saisonnières des précipitations à la station Zenata | 48 |
| Figure III. 4: Ajustement graphique des précipitations annuelles de la station Zenata la loi de distribution normale | 51 |
| Figure III. 5: Variation des températures moyennes annuelles à la station Zenata..... | 53 |

| | |
|--|----|
| Figure III. 6: Variation des températures moyennes mensuelles à la station Zenata | 54 |
| Figure III. 7: Courbe pluviothermique de la station Zenata | 55 |
| Figure III. 8: Abaque de De Martonne pour la station de Zenata | 56 |
| Figure III. 9: Variation de l'ETP Turc et l'ETP de Thornthwaite | 58 |
| Figure III. 10: Variation interannuelle des débits de l'oued Boumessaoud | 59 |
| Figure III. 11: Variation mensuelle des débits de l'oued Boumessaoud | 60 |
| Figure III. 12: Variation saisonnière des débits de l'oued Boumessaoud | 60 |
| Figure III. 13: Ajustement graphique des débits annuels de la station Zenata avec la loi de distribution log normal | 62 |
| Figure III.14: Variation interannuelle des lames d'eau écoulées de l'oued Boumessaoud..... | 64 |
| Figure III.15: Variation mensuelle des lames d'eau écoulées de l'oued Boumessaoud | 65 |
| Figure III. 16:Variation saisonnière des lames d'eau écoulées de l'oued Boumessaoud..... | 65 |
| Figure III. 17: Relation entre les précipitations et les lames d'eau écoulées | 67 |
| Figure IV. 1: Organigramme montrant le processus d'entrée et de sortie du modèle HBV Light. | 69 |
| Figure IV. 2: Simulation de la chronologie des débits du bassin d'oued Boumessaoud par le modèle HBV light lors du calage | 71 |
| Figure IV. 3: Corrélation entre le débit simulé et le débit observé après calage du modèle HBV Light dans le bassin d'oued Boumessaoud | 72 |
| Figure IV. 4: Simulation de la chronologie des débits du bassin de Boumessaoud par le modèle HBV light lors de la validation | 74 |
| Figure IV. 5: Corrélation entre les débits simulés et les débits observés lors de la validation du modèle HBV Light appliqué au bassin d'oued Boumessaoud | 75 |

Liste des tableaux

| | |
|--|----|
| Tableau . I. 1: Paramètres de captage | 20 |
| Tableau . I. 2: Paramètres de végétation | 20 |
| Tableau . I. 3: Liste des Graphes-options | 27 |
| Tableau .II .1: Rapports caractéristiques du bassin versant de l'oued Boumessaoud..... | 38 |
| Tableau.II . 2:Répartition altimétrique du bassin versant de l'oued Boumessaoud..... | 39 |
| Tableau .II .3: Classification des reliefs selon Ig par l'O.R.S.T.O.M..... | 41 |
| Tableau.II .4: Valeurs du coefficient de torrentialité et du temps de concentration | 43 |
| Tableau.II. 5:Distribution du couvert végétal dans le bassin d'oued Boumessaoud..... | 44 |
| Tableau .II. 6: Récapitulatif des caractéristiques physiques du bassin versant de l'oued Boumessaoud | 45 |
| Tableau III. 1: Présentation de la station pluviométrique. | 46 |
| Tableau III. 2: Précipitations annuelles enregistrées à la station de Zenata | 47 |
| Tableau III. 3: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations à la station Zenata. | 47 |
| Tableau III. 4: Répartition des précipitations saisonnières à la station de Zenata | 48 |
| Tableau III. 5: Distribution des précipitations moyenne annuelles en terme croissant de la station de Zenata sur la période 1980/1981-2015/2016 | 50 |
| Tableau III. 6: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station Zenata (loi normale)..... | 50 |
| Tableau III. 7: Calcul du χ^2 pour la station de Zenata (loi normale). | 52 |
| Tableau III. 8: Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée | 52 |
| Tableau III. 9: Variation interannuelle des températures à la station de Zenata | 53 |
| Tableau III. 10: Valeurs de la température moyenne mensuelle à la station Zenata | 53 |
| Tableau III. 11: Valeurs des précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Zenata | 54 |
| Tableau III. 12: Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne..... | 56 |
| Tableau III. 13: Valeurs d'ETP par la méthode de Thornthwaite | 57 |
| Tableau III. 14: Valeurs d'ETP par la méthode de Turc | 58 |
| Tableau III. 15: Présentation de la station hydrométrique. | 59 |
| Tableau III. 16: Débits annuels à la station hydrologique de Zenata | 59 |
| Tableau III. 17: Valeurs moyennes mensuelles des débits de l'oued Boumessaoud | 60 |
| Tableau III. 18: Répartition des débits saisonniers | 60 |
| Tableau III. 19: Distribution des débits moyenne annuels en terme croissant de la station de Zenata | 61 |
| Tableau III. 20: Paramètres de position et dispersion des débits (loi log normal) | 62 |
| Tableau III. 21: Calcul du χ^2 pour la station de Zenata (loi log normal)..... | 63 |
| Tableau III. 22: Calcul des débits pour des périodes de récurrence donnée | 63 |
| Tableau III. 23: Lames d'eau écoulées interannuelles à la station Zenata | 63 |
| Tableau III. 24: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées de l'oued Boumessaoud | 64 |
| Tableau III. 25: Répartition lames d'eau écoulées saisonnières | 65 |

| | |
|---|----|
| Tableau IV. 1:Résultats des paramètres d’optimisation du calage du modèle HBV light appliqué aux données du bassin d’oued Boumessaoud | 70 |
| Tableau IV.2:Résultats de la phase de validation du modèle HBV light appliqué aux données du bassin d'oued Boumessaoud | 73 |
| Tableau IV. 3: Résultats de la validation du modèle HBV Light appliqué au bassin d’Oued Boumessaoud | 75 |

Table des matières

REMERCIEMENTS

Dédicaces

RESUME

LISTE DES ABREVIATIONS

LISTE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|--|----------|
| Introduction générale..... | 1 |
| Chapitre I : Etat de l'art de la modélisation hydrologique | |
| I.1Introduction | 3 |
| I.2 Cycle de l'eau..... | 3 |
| I.3 Modélisation hydrologique..... | 4 |
| I.3.1Objectifs de la modélisation hydrologique | 4 |
| I.3.2 Structure d'un modèle hydrologique..... | 5 |
| I.3.2.1 Variables d'entrée..... | 5 |
| I.3.2.2 Variables de sortie..... | 5 |
| I.3.2.3 Variables d'état | 5 |
| I.3.2.4 Paramètres du modèle | 5 |
| I.3.2.5 Fonction de production | 5 |
| I.3.2.6 Fonction de transfert | 6 |
| I.4 Etapes d'élaboration d'un modèle hydrologique | 6 |
| I.4.1 Définir le modèle et ses objectifs en termes de précision..... | 6 |

| | |
|---|----|
| I.4.2 Identification | 6 |
| I.4.3 Elaboration..... | 6 |
| I.4.4 Calibration | 6 |
| I.4.4 la manière passive | 7 |
| I.4.4 la manière active | 7 |
| I.4.5 Evaluation..... | 7 |
| I.4.6 Limites d'utilisation | 7 |
| I.5 Calage d'un modèle hydrologique | 7 |
| I.5.1 Ajustement manuel des paramètres | 7 |
| I.5.2 Optimisation automatique des paramètres | 7 |
| I.5.3 Calage mixte | 7 |
| I.6 Critères d'évaluation des performances de calage des modèles hydrologiques..... | 7 |
| I.6.1 Coefficient de Nash | 8 |
| I.6.2 Erreur quadratique moyenne | 8 |
| I.6.3 Erreur moyenne absolue..... | 8 |
| I.6.4. Critère du bilan..... | 9 |
| I.7 Validation | 9 |
| I.8 Classification des modèles hydrologiques..... | 9 |
| I.8.1 Classification selon l'objet étudié..... | 10 |
| I.8.1.1 Modèle probabiliste | 10 |
| I.8.1.2 Modèle déterministe | 10 |
| I.8.2 Classification selon l'approche spatiale..... | 10 |
| I.8.2.1 Modèle global..... | 10 |

| | |
|---|----|
| I.8.2.2 Modèle distribute..... | 10 |
| I.8.3 Classification selon la représentation des processus hydrologique..... | 10 |
| I.8.3.1 Modèle de type boite noire | 10 |
| I.8.3.2 Modèle à base physique..... | 11 |
| I.8.3.3 Modèle empirique..... | 11 |
| I.8.3.4 Modèle à reservoirs..... | 11 |
| I.9 Exemples de quelques modèles hydrologiques | 11 |
| I.9.1 TOPKAPI | 11 |
| I.9.2 TOPMODEL | 11 |
| I.9.3 Modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tools) | 13 |
| I.9.4 Modèle ATHYS..... | 14 |
| I.9.5 Modèle pluie-débit GR4J | 14 |
| I.10 Présentation du modèle d'étude..... | 15 |
| I.10.1 Description des paramètres du modèle HBV Light..... | 17 |
| I.10.2 Fonte des neiges et accumulation de neige..... | 22 |
| I.10.3 Précipitations efficaces et humidité du sol..... | 22 |
| I.10.3 Relation entre l'humidité du sol et la capacité du champ des eaux de ruissèlement..... | 23 |
| I.10.4 Evapotranspiration..... | 24 |
| I.10.5 Réponse des eaux de ruissèlement..... | 25 |
| I.10.6 Etalonnage ou calibration du modèle..... | 26 |
| I.10.7 Résultat graphique..... | 27 |
| I.11 Conclusion..... | 28 |

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

| | |
|--|----|
| II.1 Introduction | 29 |
| II.2 Situation géographique..... | 29 |
| II.3 Aperçu géologique et hydrogéologique | 31 |
| II.3.1 Série stratigraphique (synthèse faite à partir des travaux de Abdellali, 1987) (fig. II.3)..... | 32 |
| II.3.1.1 Secondaire..... | 32 |
| a- Grès de Boumediene..... | 32 |
| b -Calcaires de Zarifet | 32 |
| c -Dolomies de Tlemcen | 32 |
| D-Marno-calcaires de Raourai..... | 32 |
| II.3.1.2 Tertiaire | 32 |
| a)Conglomérats de base du Miocène inférieur | 32 |
| b)Marnes du Miocène inférieur | 32 |
| c)Marnes du Miocène moyen | 33 |
| II.3.1.3 Quaternaire | 33 |
| a- Carapace calcaire | 33 |
| b- Alluvions anciennes | 33 |
| c- Alluvions récentes | 33 |
| II.3.2 Etude structural..... | 34 |
| II.3.3 Contexte hydrogéologique | 35 |
| II.4 Etude morphométrique..... | 35 |
| II.4.1 Caractéristiques de forme..... | 35 |

| | |
|--|----|
| II.4.1.1 Coefficient de compacité (Gravelius, 1914) | 35 |
| I.4.1.2 Rectangle équivalent (Roche, 1964)..... | 36 |
| II.4.2 Hydrographie | 36 |
| II.4.2.1 Paramètres du réseau hydrographique..... | 38 |
| II.4.2.1.1 Rapport de confluence | 38 |
| II.4.2.1.2 Rapport des longueurs | 38 |
| II.4.2.1.3 Densité de drainage | 38 |
| II.4.3 Etude du relief..... | 39 |
| II.4.3.1 Courbe hypsométrique..... | 39 |
| II.4.3.2 Etude des pentes..... | 41 |
| a) Indice de pente de Roche I_p | 41 |
| B)Indice de pente global | 41 |
| II.4.3.3 Etude du profil en long | 42 |
| II.4.4 Temps de concentration (T_c) et le coefficient de torrentialité..... | 43 |
| A)Temps de concentration (T_c)..... | 43 |
| B)Coefficient de torrentialité (C_t) | 43 |
| II.4.5 Occupation du sol..... | 44 |
| II.5Conclusion..... | 45 |

Chapitre III : Etude hydro-climatique

| | |
|---|----|
| III.1 Introduction | 46 |
| III.2 Etude des précipitations | 46 |
| III.2.1 Variation interannuelle des précipitations..... | 46 |
| III.2.2 Variation mensuelle des précipitations..... | 47 |
| III.2.3Variation des précipitations saisonnières..... | 48 |

| | |
|--|----|
| III.2.4 Analyse Statistique des précipitations..... | 49 |
| III.2.4.1 Test de normalité | 49 |
| a)Test graphique | 49 |
| b)Test analytique | 49 |
| III.2.4.2 Adéquation des données à une loi statistique | 49 |
| a)Test graphique..... | 51 |
| b)Test numérique (Test du χ^2 de Pearson) | 51 |
| Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée | 52 |
| III.3 Etude des temperatures..... | 52 |
| III.3.1 Variation interannuelle des températures..... | 52 |
| III.3.2 Variation des températures mensuelles..... | 53 |
| III.4 Etude du climat..... | 54 |
| III.4.1 Méthodes graphiques (courbe pluviothermique de Bagnouls et Gausсен) | 54 |
| III.4.2 Indices climatiques | 55 |
| III.5 Estimation de l'évapotranspiration potentielle | 56 |
| a)Méthode de Thornthwaite..... | 56 |
| b)Formule de L. Turc (1954)..... | 57 |
| III.6 Etude des débits | 58 |
| III.6.1 Variation interannuelle des débits..... | 58 |
| III.6.2 Variation mensuelle des débits..... | 59 |
| III.6.3 Variation saisonnière des débits | 60 |
| III.6.4 Analyse Statistique des débits | 61 |
| a)Test graphique | 61 |
| b) Test numérique (Test du χ^2 de Pearson) | 62 |

| | |
|--|----|
| III.7 Etude des lames d'eau écoulées | 63 |
| III.7.1 Variation interannuelle des lames d'eau écoulées..... | 63 |
| III.7.2Variation mensuelle des lames d'eau écoulées..... | 64 |
| III.7.3 Variation saisonnière des lames d'eaux écoulées..... | 65 |
| III.8Comparaison des précipitations et des lames d'eau écoulées..... | 66 |
| III.9 Conclusion | 68 |

Chapitre IV : Modélisation Pluie-Débit

| | |
|--|-----------|
| IV.1Introduction..... | 68 |
| IV.2 Résultats de l'application du modèle HBV Light..... | 69 |
| IV.2.1 Calage du modèle..... | 69 |
| IV.3 Validation..... | 72 |
| IV.4 conclusion..... | 75 |
| Conclusion Générale..... | 77 |
| Références bibliographiques..... | 79 |

Introduction générale

Si actuellement nous pensons que la ressource en eau est abondante, globalement de nombreux pays notamment en Afrique sont en situation de grande vulnérabilité. Avec le changement climatique et la croissance démographique, les risques d'instabilités sociales et politiques sont grands. Les pénuries en eau vont s'accroître dans bien des régions et avec elles leur dépendance alimentaire. Il faudra pourtant pouvoir d'ici 2050 nourrir 2 milliards d'habitants en plus, assurer l'accès à l'alimentation des plus pauvres et créer des emplois, plus particulièrement en Afrique. Que faire dans ce contexte pour mieux contrôler ces ressources en eau? Comment renforcer nos réseaux d'observation pour bâtir un bon système de gestion des eaux afin d'optimiser l'efficacité ?

C'est dans cette optique que la modélisation hydrologique a vu le jour. Elle consiste en effet en l'utilisation de modèles mathématiques qui représentent les divers processus du cycle hydrologique dont les précipitations, le ruissellement, l'évapotranspiration, l'infiltration, l'accumulation et la fonte de neige, la recharge et le drainage de la nappe, le routage en rivière et le gel du sol (Singh & Woolhiser, 2002).

Plusieurs types de modèles hydrologiques ont été conçus pour reproduire ces processus, ayant majoritairement comme objectif de pouvoir simuler efficacement les débits d'un bassin versant en se basant sur des informations de natures climatologique et physiographique (Berton-Dufour, 2017).

L'Algérie à l'instar des pays du monde est exposée au problème du manque d'eau. En effet, consciente de l'importance du facteur eau pour une meilleure stabilité politique du pays et pour tout développement économique et social, et dans un souci d'une meilleure maîtrise des différents aspects du manque d'eau, en général et dans le secteur de l'agriculture en particulier qui consomme environ 70% des eaux mobilisées annuellement, l'Algérie essaye d'établir des programmes pour une meilleure performance dans l'utilisation des ressources en eau afin d'assurer leur pérennité.

Pour atteindre ces objectifs, une composante de modélisation des ressources en eau a été introduite pour évaluer et analyser des ensembles de données hydrologiques disponibles pour estimer la variabilité spatiale et temporelle du potentiel en eau dans le pays. Cela a impliqué le choix d'un outil de simulation des ressources hydrologiques pour la modélisation dans le but de renforcer la capacité pour analyser de manière continue et efficace les ressources en eau dans la région, pour les conditions climatiques variées actuelles et futures.

Dans cet axe plusieurs projets de recherche ont vu le jour, pour essayer de conceptualiser et développer des modèles hydrologiques, hydrogéologiques ou couplés pour l'évaluation des ressources en eau des bassins versants.

Toujours dans ce contexte, 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.

Introduction générale

Cette étude concerne le bassin versant d'oued Boumessaoud sous bassin de la Tafna situé dans le Nord ouest algérien. Elle est structurée de quatre chapitres dont lesquels nous allons traiter :

- ❖ Le premier chapitre, englobera l'état de l'art de la modélisation pluie-débit.
- ❖ Dans le second chapitre, nous ferons un zoom sur le bassin d'oued Boumessaoud pour traiter ses caractéristiques physiques et morphologiques ainsi qu'un aperçu géologique pour comprendre son dynamisme.
- ❖ Le troisième chapitre abordera les composantes du cycle hydrologique à travers une étude hydroclimatique.
- ❖ Le quatrième chapitre comportera la mise au point de l'application du modèle HBV Light, et à l'issue de cette opération, les résultats de la simulation seront discutés.

Ce mémoire se terminera par un récapitulatif pour mettre au point les différents résultats auxquels nous sommes arrivés et les perspectives ouvertes dans l'application de la modélisation au bassin d'oued Boumessaoud.

Chapitre I

Etat de l'art de la modélisation hydrologique

I.1. Introduction

L'hydrologie est la science qui étudie les eaux sur la surface, elle traite aussi le mouvement de l'eau et sa répartition sur la planète. C'est la science qui étudie le cycle de l'eau dans la nature.

La modélisation pluie - débit est un outil capable de répondre aux questions que pose la dynamique des eaux, indispensable pour de nombreuses applications d'ingénierie et de gestion de la ressource en eau (la prévision des crues et des étiages, la détection des impacts de changements climatiques sur le cycle de l'eau, etc..).

Durant les dernières décennies, plusieurs modèles hydrologiques ont été développés pour apporter des solutions à des problèmes de génie civil, de gestion qualitative et quantitative des ressources en eau, etc.... (Singh & Woolhiser, 2002). L'objectif de cette partie consiste à faire le point sur l'état de l'art de la modélisation hydrologique et la description du modèle à utiliser dans notre étude.

I.2. Cycle de l'eau

Le cycle hydrologique est un concept qui englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre. 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.

Le cycle d'eau est donc sujet à des processus complexes et variés parmi lesquels nous citerons les précipitations, l'évaporation, la transpiration (des végétaux), le ruissellement, l'infiltration, l'emmagasinement et les écoulements souterrains (fig. I.1).

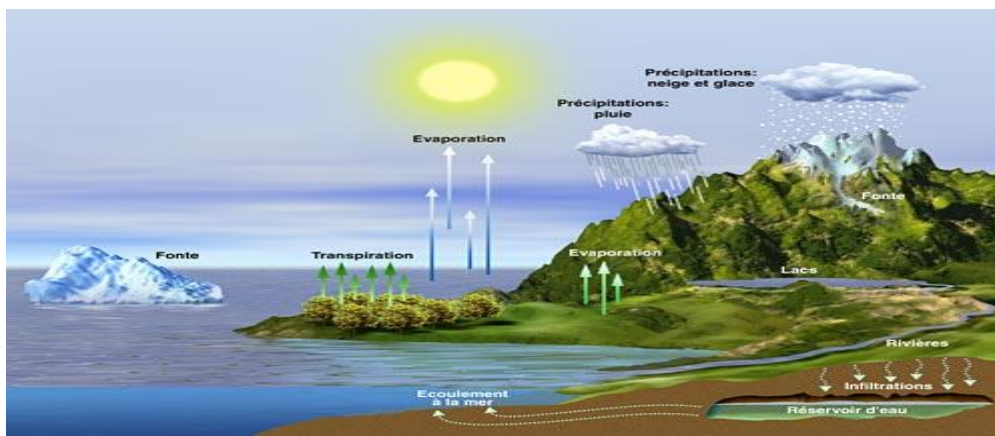


Figure I.1: Cycle de l'eau
(Document CILE : Compagnie Intercommunale Liégeoise des Eaux)

I.3. Modélisation hydrologique

Un modèle hydrologique, ou 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 (séries de précipitations et de températures par exemple, séries qui sont les entrées du modèle hydrologique) en une série de débits (sortie du modèle hydrologique).

Le modèle donc désigne un outil incontournable dans la compréhension d'un phénomène au niveau d'un bassin versant et dans l'utilisation rationnelle des ressources en eau de ce bassin permettant la prévision des crues et la prédiction d'une variabilité climatique. Grâce aux progrès importants réalisés dans le domaine de l'informatique et des Systèmes distribués on utilise une description de plus en plus complète du bassin versant et des termes du cycle hydrologique. L'apparition et l'essor des modèles pluie-débit ont commencé dans les années soixante (Nascimento, 1995).

Le choix du type de modèle à utiliser dépend généralement de l'objectif de la modélisation ainsi que des données d'entrées disponibles.

I.3.1. Objectifs de la modélisation hydrologique

La modélisation pluie-débit permet de répondre à de nombreuses questions centrées sur l'eau, sert à reproduire des débits, données relativement rares à partir de données plus facilement disponibles comme les pluies et certaines caractéristiques du bassin (Otmame, 2019).

Un modèle permet de simuler les débits en dehors du domaine d'observation, pourra être utilisé pour reconstituer la dynamique de la ressource en eau sur une longue période, pour prévoir les crues à court ou moyen terme (Fleury et al, 2009), pour la prédétermination des crues ou des étiages ainsi que les débits associés aux périodes de retour d'évènements extrêmes (Arnaud & Lavabre, 2000) (fig.I.2).

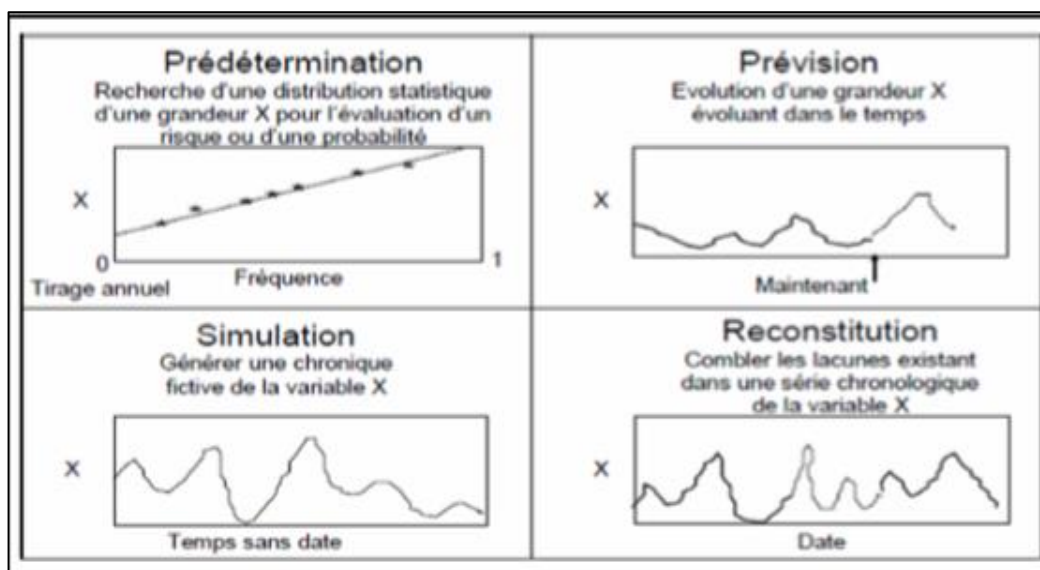


Figure I.2: Principaux objectifs de la modélisation(Chachoua, 2010).

I.3.2. Structure d'un modèle hydrologique

I.3.2.1. Variables d'entrée

Ce sont des variables indépendantes qui représentent essentiellement les chroniques de pluie, d'ETP ou de température.

I.3.2.2. Variables de sortie

Variation dépendantes, ce sont généralement les débits simulés à l'exutoire du bassin versant, mais qui peuvent parfois être aussi l'ETR, des niveaux piézométriques, etc.

I.3.2.3. Variables d'état

Elles permettent de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps (niveau de remplissage des réservoirs d'eau d'un bassin versant, taux de saturation des sols, profondeurs des sols, pentes, ...) (Mathevet, 2005) (fig. I.3).

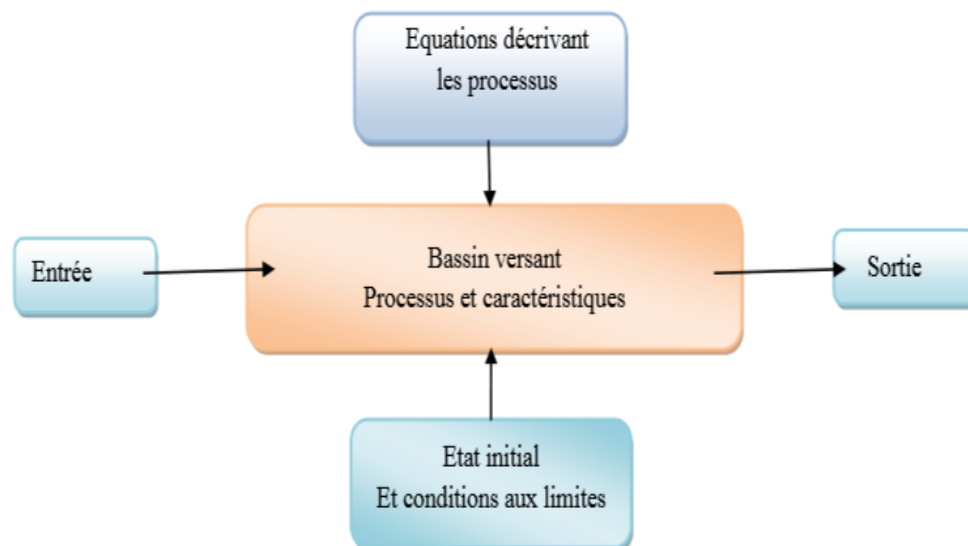


Figure I.3: Composants d'un modèle (Singh, 1995)

I.3.2.4. Paramètres du modèle

A pour but d'adapter le modèle aux caractéristiques particulières du bassin considéré. Ils correspondent soit à des grandeurs physiques (quantifiables sur le terrain), soit à une valeur déterminée par un calage ou une optimisation (non quantifiable sur le terrain) (Gaume, 2002).

I.3.2.5. Fonction de production

C'est une représentation simple mais réaliste, des différentes voies que suivra l'eau de pluie (Morin, 1991), elle exprime la transformation de la pluie brute en pluie nette, définit la fraction de la pluie brute qui contribue effectivement au ruissellement. D'une façon plus précise, elle permet de calculer la quantité d'eau qui va s'écouler à l'exutoire d'un bassin ou sous bassin versant.

I.3.2.6. Fonction de transfert

C'est une fonction qui permet de transférer la quantité d'eau déterminée par la fonction de production, vers le cours d'eau. Aussi elle permet de transférer la pluie nette en un hydrogramme à l'exutoire du bassin versant (*in* Otmane, 2019) (fig. I.4).

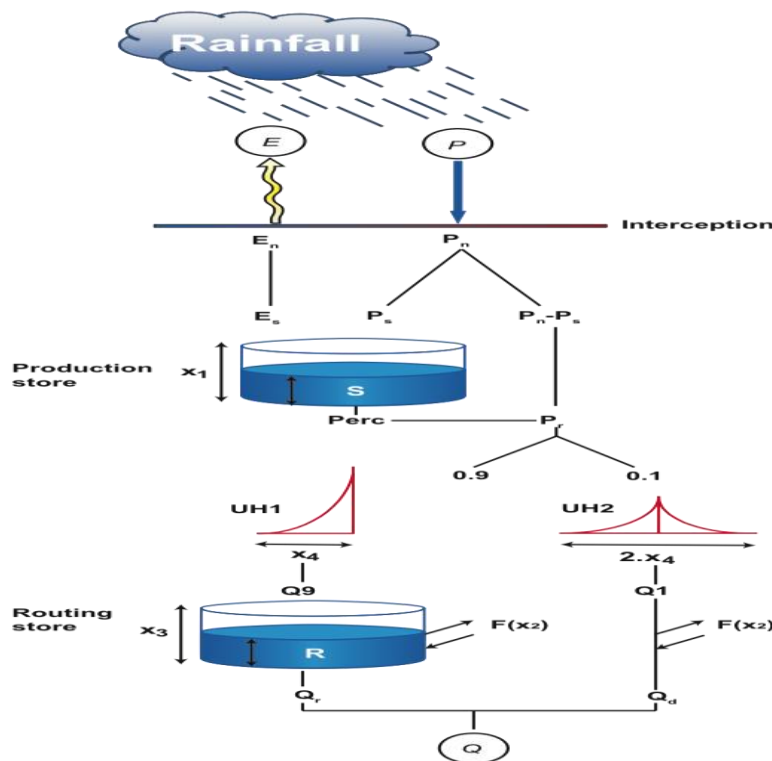


Figure I.4: Composants d'un modèle (Andréassian et al., 2009)

I.4. Etapes d'élaboration d'un modèle hydrologique

L'établissement d'un modèle requiert des étapes essentielles :

I.4.1. Définir le modèle et ses objectifs en termes de précision. Cette définition permettra de déterminer le choix à faire par la suite et donc de préciser les chemins à suivre dans l'élaboration des étapes suivantes (Ambroise, 1998).

I.4.2. Identification : c'est l'analyse de la structure du modèle et des liens internes entre ses éléments. A cette étape, on définit le nombre de variables et on pose les hypothèses simplificatrices du modèle.

I.4.3. Elaboration d'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) en fonction des objectifs visés et la précision des résultats.

I.4.4. Calibration : consiste à évaluer ou à estimer les paramètres du modèle à l'aide des observations faites sur les sollicitations et les réponses.

En général, il existe 2 façons d'estimer les paramètres à partir d'échantillons :

I.4.4.a. la manière passive : on prend tous les couples E-R disponibles et par des méthodes statistiques, on évalue les coefficients des équations.

I.4.4.b. la manière active : en donnant un poids spécifique plus grand à certaines observations ou groupe d'observations des débits extrêmes.

I.4.5. Evaluation : la qualité d'un modèle consiste à comparer les réponses théoriques obtenues par le passage à travers l'image du système. À partir de données différentes de celle utilisées pour le calage.

I.4.6. Limites d'utilisation : tout modèle mathématique doit spécifier très clairement le cadre dans lequel il a été élaboré et les objectifs visés.

I.5. Calage d'un modèle hydrologique

Chahinian (2004) a défini le calage en tant que processus d'ajustement des valeurs des paramètres du modèle pour optimiser la performance de celui-ci selon un ensemble de critères prédéfinis. L'opération de calage consiste à trouver des valeurs des paramètres du modèle qui minimise l'erreur de modélisation sur la période considérée.

Il existe trois méthodes de calage : calage manuel, calage automatique et calage mixte.

I.5.1. Ajustement manuel des paramètres

C'est la méthode la plus recommandée et la plus répandue (Refsgaard et al, 1996), il s'agit de fixer manuellement des valeurs aux paramètres et estimer l'erreur commise entre les valeurs observées et simulées. L'inconvénient de cette méthode réside dans sa subjectivité et sa non rapidité.

I.5.2. Optimisation automatique des paramètres

L'objectif de cette démarche c'est de chercher un ensemble de paramètres qui satisfait un critère donné de précision, suite à plusieurs combinaisons possibles, le calage automatique stigmatise les incertitudes inhérentes à toute analyse statistique (Todini, 1988).

I.5.3. Calage mixte

D'après (Refsgaard et al, 1996) cette combinaison n'est pas très répandue, mais peut être très utile. Aussi que, La combinaison des deux techniques est concevable, si possible de commencer par une méthode de calage et terminer par l'autre.

I.6. Critères d'évaluation des performances de calage des modèles hydrologiques

La performance se fait soit de manière quantitative par des critères numériques ou d'une manière qualitative qui consiste à représenter graphiquement les valeurs simulées et les valeurs mesurées. La qualité de l'ajustement est cependant, évaluée par une simple inspection visuelle.

I.6.1. Coefficient de Nash

On appelle critère de Nash et Sutcliffe (1970) Il est donné par la formule suivante :

$$Na(Q) = 100 \cdot \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \right\} \quad \text{eq. I.1}$$

n : Nombre d'observations
 $Q_{calc,i}$: Débit calculé
 $Q_{obs,i}$: Débit observé
 Q_{obs} : Débit moyen observé

Ce critère varie dans l'intervalle] -∞, 1], il tend vers 1 lorsque le débit calculé tend vers le débit observé. Une valeur du critère négative indique que le modèle donne des résultats moins bons que l'utilisation de la moyenne de l'échantillon.

I.6.2. Erreur quadratique moyenne

Se calcule comme étant la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre les débits observés et les débits calculés (Habaieb, 1992 in Boudahraa, 2007) :

$$EQM = \sqrt{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - Q_{obs,i})^2 \right)} \quad \text{eq. I.2}$$

n : Nombre d'observations
 $Q_{calc,i}$: Débit calculé
 $Q_{obs,i}$: Débit observé

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.

I.6.3. Erreur moyenne absolue

Elle est définie ε par la moyenne des écarts entre les débits mesurés et les débits simulés (Habaieb, 1992 in Boudahraa, 2007) :

$$\varepsilon = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - Q_{obs,i}) \quad \text{eq. I.3}$$

n : nombre d'observations
 Q_{ci} : débit calculé
 Q_{oi} : débit observé

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

I.6.4. Critère du bilan

Un autre critère utilisé est le critère du bilan

$$CB = 100 \cdot \left(1 - \left| 1 - \frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \right| \right) \tag{eq. I.4}$$

Par comparaison entre les débits moyens observé et calculé, ce critère indique la capacité du modèle à reproduire le volume d'eau total observé sur la période observée. Différemment aux critères précédents, ce critère ne fait plus référence à une adéquation temporelle à chaque pas de temps entre le débit calculé et le débit observé. Il ne pourrait donc être utilisé comme seul critère d'optimisation. Une valeur de 100 pour le critère de bilan indiquera un bilan parfait.

I.7. Validation

L'objectif de la validation est l'évaluation de la performance du modèle sur un ensemble de données non utilisées dans la phase du calage. La technique du double échantillon, est l'une des techniques les plus utilisées pour but d'évaluer la robustesse d'un modèle dans les situations les plus proches possibles (Mouelhi, 2003a). La procédure consiste à rassembler toutes les données disponibles pour le calage et les diviser en deux périodes de mêmes longueurs, le modèle est donc calé sur une période et contrôlé en utilisant la deuxième période.

I.8. Classification des modèles hydrologiques

D'après (Ambroise, 1998., Clarke, 1973., Andréassian et al. 2007., Perrin, 2002., Oudin, 2004b. Les classifications de modèles que l'on trouve dans la littérature sont nombreuses et peuvent être fonction de plusieurs caractéristiques.

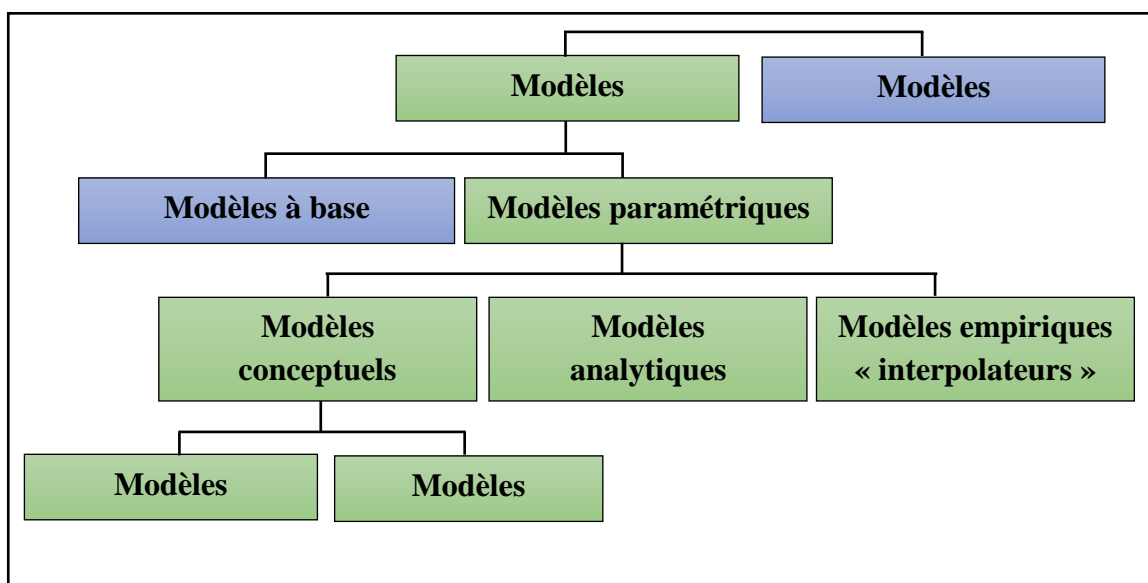


Figure I.5: Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002)

I.8.1. Classification selon l'objet étudié

I.8.1.1. Modèle probabiliste

Ce type de modèle sert à établir des critères de conception d'ouvrages ou à vérifier les performances d'ouvrages existants.

Au sein des modèles probabilistes, on distingue les modèles statistiques (ajustement de lois statistiques) ainsi que les modèles stochastiques qui permettent la représentation de la nature aléatoire des phénomènes hydrométéorologiques à l'aide de distributions statistiques.

D'après (Arnaud & Lavabre, 2000), le générateur stochastique de pluie horaire de la méthode SHYPRE permet ainsi la simulation de longues séries de précipitations par la connaissance de lois de probabilité.

I.8.1.2. Modèle déterministe

Un modèle est dit déterministe si aucune de ses grandeurs n'est considérée comme aléatoire. Ces modèles associés à chaque jeu de variables de forçage (variables indépendantes d'entrée du modèle, peuvent être essentiellement des mesures de pluie), de variables d'état (variable permettant de caractériser l'état du système modélisé, par exemple : le niveau de remplissage des différents « réservoirs » d'eau du bassin versant, taux de saturation des sols, profondeur des sols...etc.) 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) (Henine, 2005).

I.8.2. Classification selon l'approche spatiale

I.8.2.1. Modèle global

Ce type de modèle étudie globalement le comportement d'un bassin versant qui est considéré comme une seule entité homogène. On utilise dans ce type de modèles des valeurs représentatives moyennes. Un exemple de ce type de modèle est le modèle GR (Génie rural) pour les différents pas de temps (annuel GR1A, mensuel GR2M, journalier GR4j et horaire (GR3H) (Edijatno et al, 1999).

I.8.2.2. Modèle distribué

Modèles spatialisés (distribués) : ou modèle semi spatialisé qui utilisent des entrées et des sorties où les caractéristiques des bassins versants sont distribués dans l'espace.

I.8.3. Classification selon la représentation des processus hydrologique

I.8.3.1. Modèle de type boîte noire

Ce type de modèle propose un schéma sans lien direct avec la réalité, il ne fait appel qu'aux seuls variables d'entrée et de sortie d'un bassin sans faire intervenir de données sur sa nature physique. Son objectif est d'obtenir des sorties les plus proches possibles des débits d'un bassin

versant réel. Représenté principalement par les modèles linéaires d'analyse de séries temporelles (Box et Jenkins, 1976) et les réseaux de neurones (Anctil, et al.2004).

I.8.3.2. Modèle à base physique

Modèle basé sur les équations de physique (conservation de masse, quantité de mouvement, quantité d'énergie) et dont la forme finale simplifiée contient des paramètres qui ont un sens physique. Il existe des modèles sous forme physique comme le modèle KINEROS, LISEM, ABC,...)

I.8.3.3. Modèle empirique

L'objectif d'un modèle empirique est de reproduire le comportement global du bassin à partir d'une étude systématique de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin. Dans cette catégorie, On peut inclure les modèles GR (Makhlouf, 1994), ou encore les modèles régressifs.

I.8.3.4. Modèle à réservoirs

La transformation de la pluie en débit est décomposée en différentes composantes. Les équations qui les décrivent comportent des paramètres qui ne peuvent être mesurés et qui doivent être obtenus par calage (Fouchier, 2010). Ces procédures prennent souvent la forme de réservoirs qui se remplissent et se vident au cours du temps.

I.9.Exemples de quelques modèles hydrologiques

I.9.1. TOPKAPI

Signifie Topographic Kinematic Approximation and Intégration. Il a été conçu et développé par (Liu & Todini, 2002). Il s'agit d'un modèle hydrologique distribué à base physique. Les équations de l'onde cinématique sont intégrées à différentes échelles pour permettre une résolution de la transformation pluie-débit et de la propagation de la crue dans la rivière rapide. Il prend en compte l'évapotranspiration, la fonte des neiges et les transferts de l'eau dans le sol, en surface et dans les cours d'eau. Les paramètres de ce modèle sont invariants par changement d'échelle et se déterminent à partir de différentes données : le MNT, la carte des sols, la carte de la végétation, la carte d'occupation des sols. Il a été utilisé pour l'analyse de crues extrêmes, la détermination des impacts des changements climatiques, l'extension à des bassins non jaugés. TOPKAPI-X a déjà été mis en œuvre avec succès comme modèle hydrologique opérationnel et de recherche dans plusieurs bassins dans le monde (Liu and Todini, 2002., Bartholomes and Todini., 2005., Liu et al., 2005., Martina et al., 2006). Il peut être couplé avec des modèles hydrauliques et météorologiques.

I.9.2. TOPMODEL

TOPMODEL (Topography based hydrological MODEL) est un modèle hydrologique initialement développé par (Beven & Kirkby, 1979), (Beven, 1989), (Beven, 1992) à l'Université de Lancaster (fig. I.6 & I.7). Il s'agit d'un modèle pluie-débit qui suit une approche articulée autour de deux idées centrales :

- le ruissellement se produit sur des zones contributives variables,

- la topographie influence la manière dont se produit le ruissellement.

L'originalité de TOPMODEL réside dans la définition de l'indice topographique. Cet indice est un paramètre dynamique qui traduit la propension qu'a un pixel à se saturer plus ou moins vite.

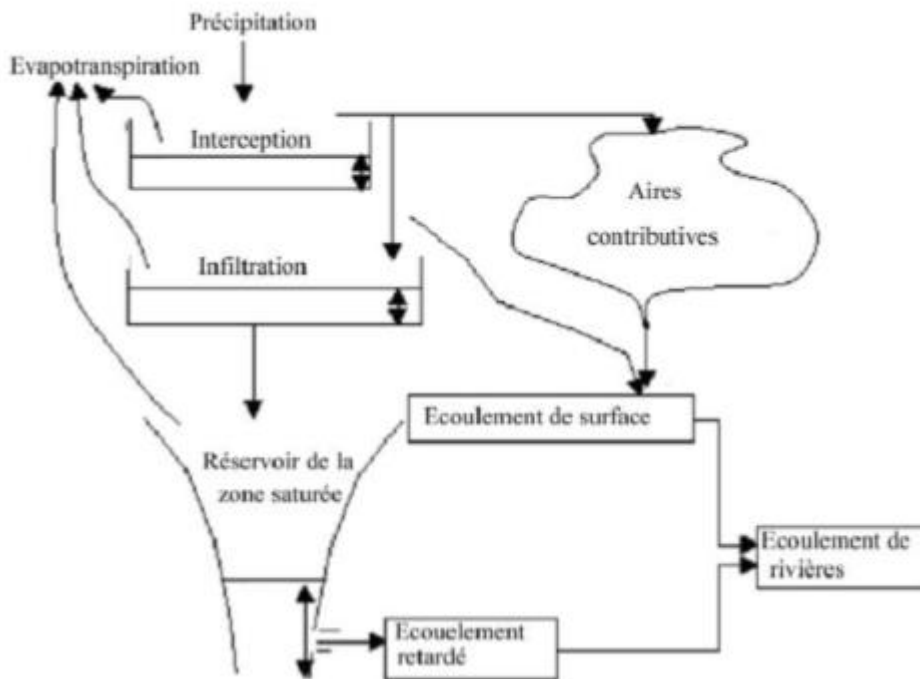


Figure I. 6: Structure du TOPMODEL

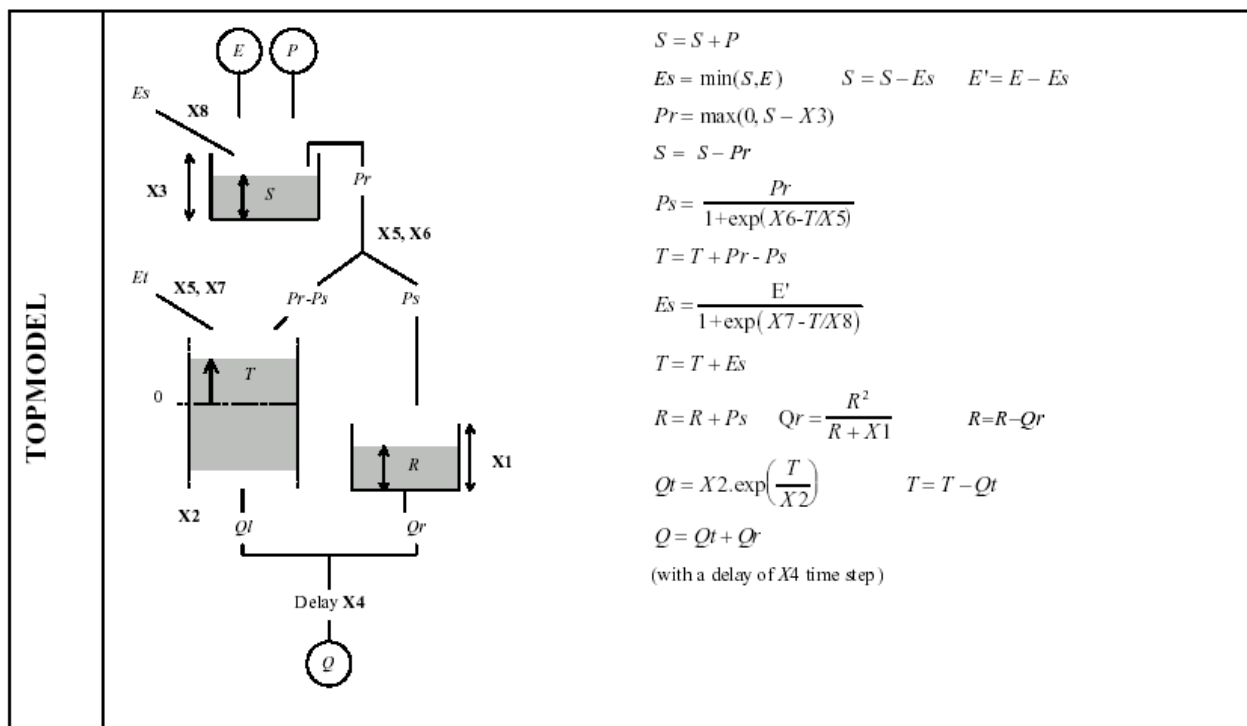


Figure I.7: Architecture du TOPMODEL

I.9.3. Modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tools)

SWAT est un modèle déterministe, l'un d'une série de modèles développés. Ce sont entre autres les modèles SWRRB (Simulator for water Ressources in Rural Basins) (Williams et al, 1985) et GLEAMS (Groundwater Loading Effects on Agricultural Management) (Leonard et al, 1987).

Deux modèles (SWRRB et ROTO) ont été fusionnées dans un modèle simple, appelé SWAT, pour permettre les simulations des grandes superficies.

C'est un modèle spatialisé qui permet de manipuler et d'analyser de nombreuses données hydrologiques et agronomiques en vue de prédire les effets de la gestion des terres sur la ressource hydrique. Il permet de simuler les transferts de nutriments, de sédiments et pesticides vers le réseau de drainage et vers les aquifères. SWAT simule également les rendements des cultures en présence, en fonction des conditions environnementales et des techniques de culture (fig. I.8).

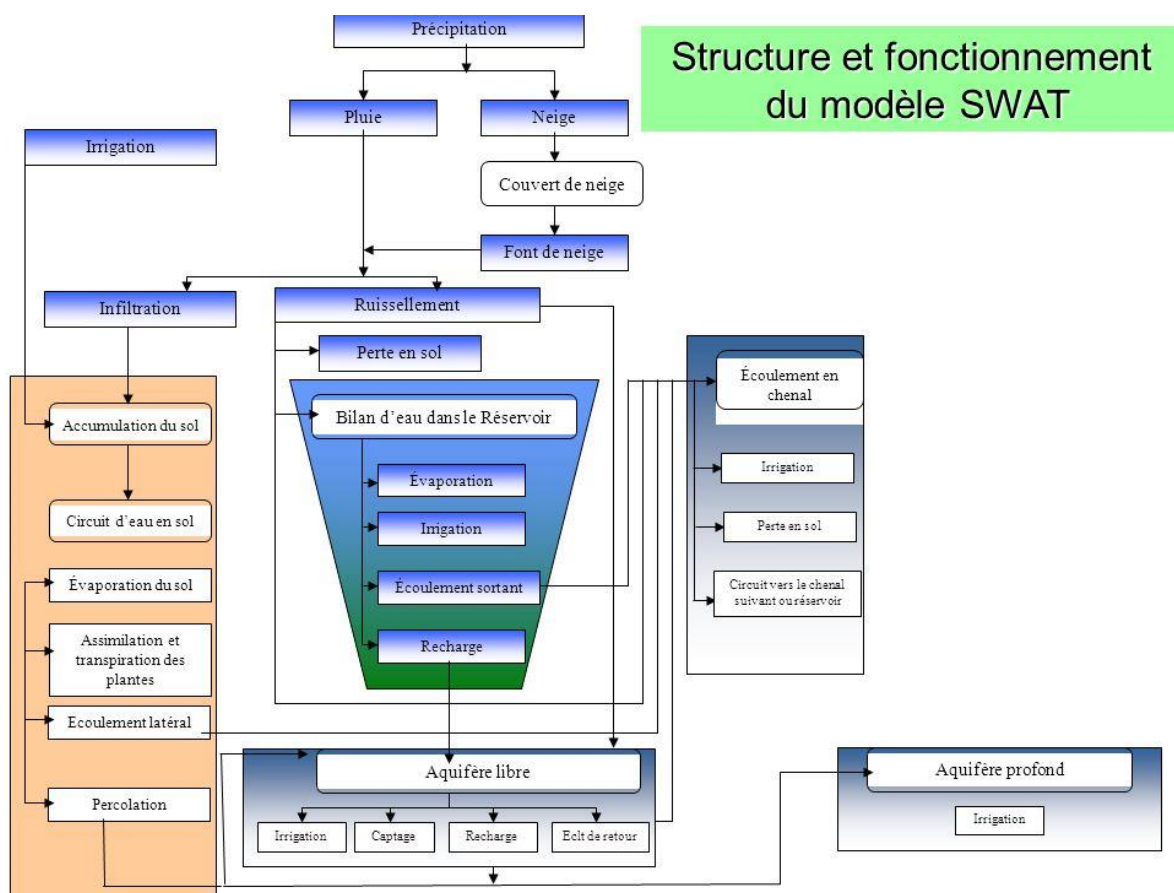


Figure I.8: Structure du modèle SWAT

I.9.4. Modèle ATHYS

C'est un modèle conceptuel distribué (Maillage d'Éléments Réguliers carrés pour l'étude des écoulements superficiels). Il généralise le principe de l'hydrogramme unitaire à une

structure maillée. Le bassin versant est discrétisé en mailles carrées régulières et les pluies sont interpolées par la méthode de Thiessen (fig. I.9).

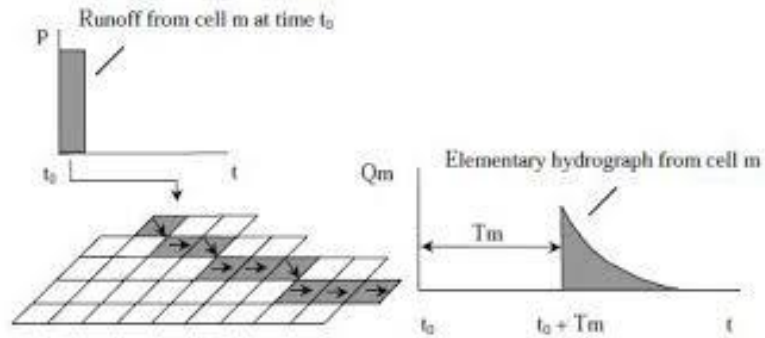


Figure I.9: Structure du modèle ATHYS

I.9.5. Modèle pluie-débit GR4J

Le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier) est un modèle pluie-débit global à quatre paramètres. Son développement a été initié au Cemagref au début des années 1980, a pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications de gestion de la ressource en eau et d'ingénierie (dimensionnement d'ouvrages, prévision des crues et des étiages, gestion de réservoirs...).

Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Edijatno et Michel (1989), Edijatno (1991), Nascimento (1995), Edijatno *et al.*, (1999), Perrin (2000), Perrin (2002) et Perrin *et al.*, (2003) qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle (fig. I.10).

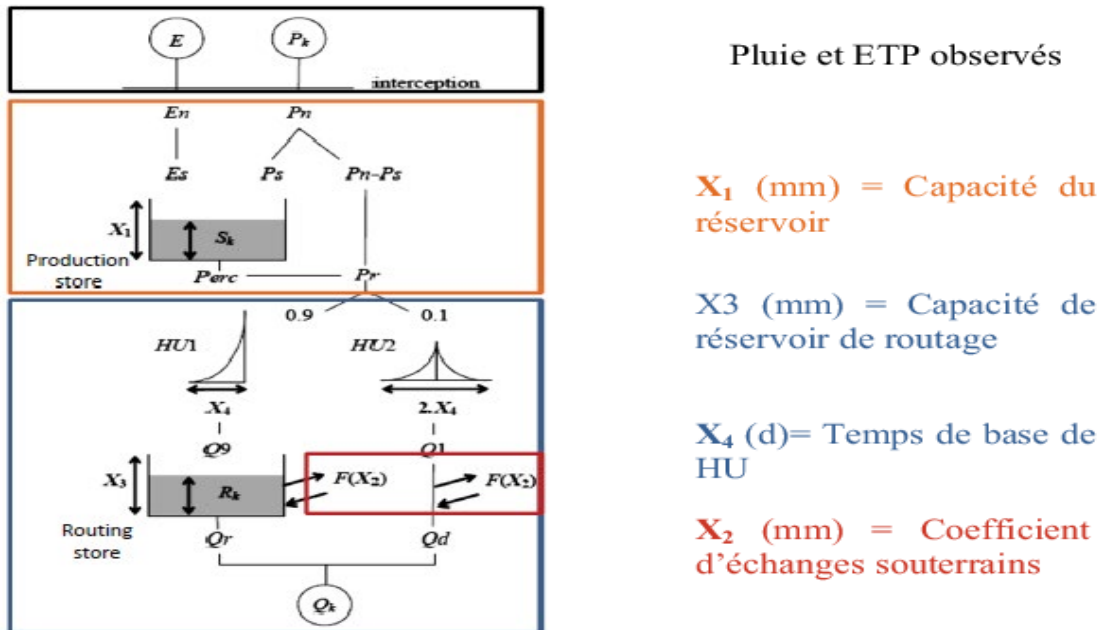


Figure I.10: Structure et paramètres du modèle pluie-débit GR4J

I.10. Présentation du modèle d'étude

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.

Le modèle hydrologique HBV Light (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning), (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.11).

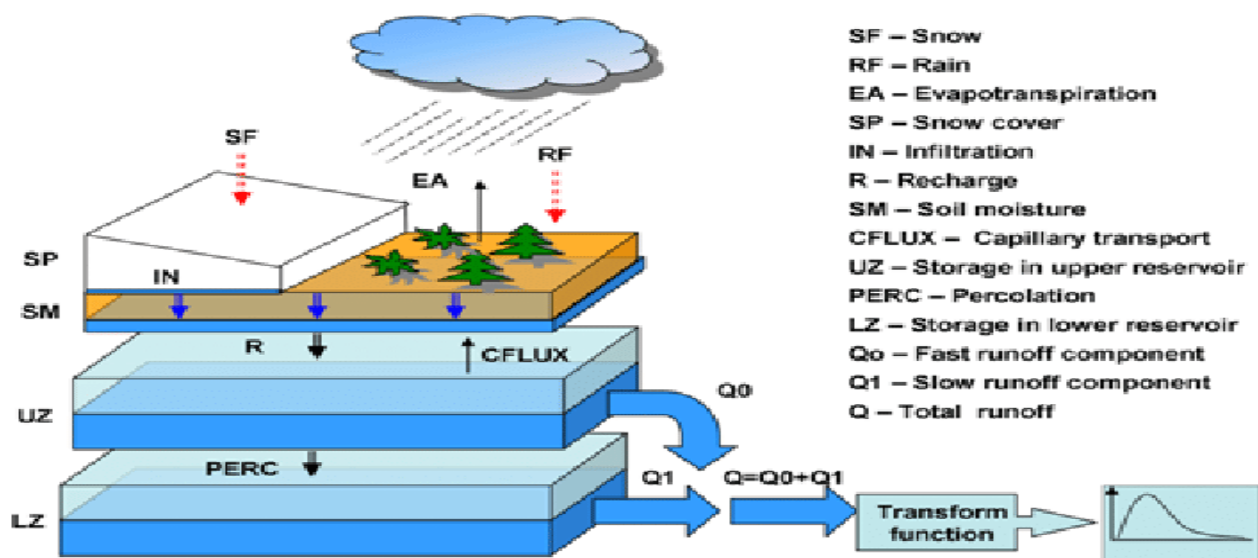


Figure I.11: Structure du modèle HBV Light

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 Sebdou (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.12).

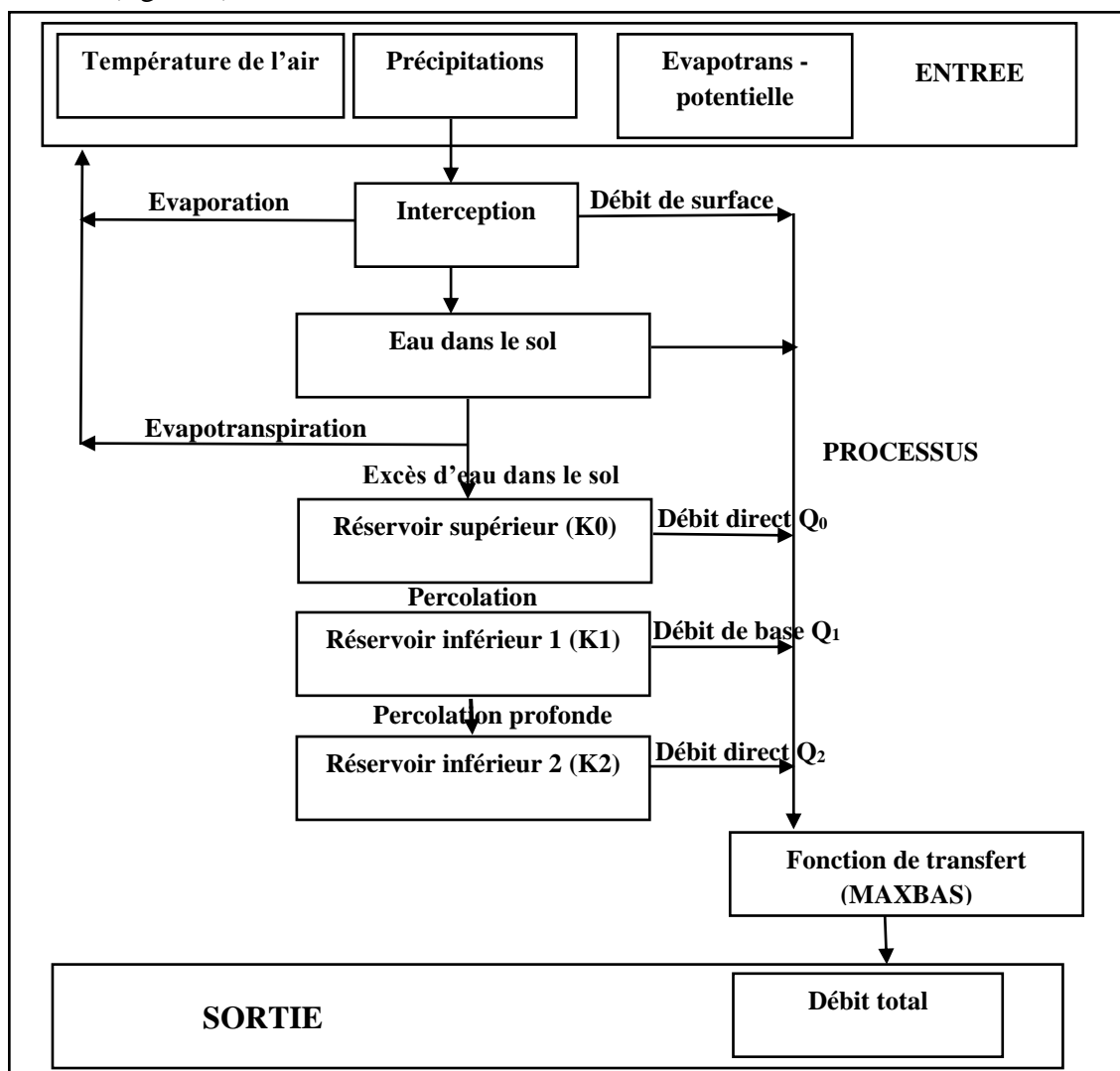


Figure I. 12: Schéma simplifié du modèle HBV (Abadie, 2006).

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.10.1. 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.5).

$$Eau\ de\ fonte = meltwater = CFMAX (T(t) - TT) \text{ en } (mm.j^{-1}) \quad \text{eq. I.5}$$

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.6.

$$Fonte\ de\ la\ congélation = refreezing = CFR CFMAX (TT - T(t)) \quad \text{eq. I.6}$$

Avec :

$CFMAX$: Facteur du degré-jour ($mm\ ^\circ C^{-1}j^{-1}$), 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.7).

$$\frac{recharge}{P(t)} = \left(\frac{SM(t)}{FC} \right)^{BETA} \quad \text{eq. I.7}$$

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.8).

$$E_{act} = E_{pot} \cdot \min\left(\frac{SM(t)}{FC \cdot LP}, 1\right) \quad \text{eq. I.8}$$

avec :

LP : Valeur d'humidité du sol au-dessus du quel Eact atteint Epot (mm)

Epot : Evapotranspiration (mm)

La recharge en eau souterraine est ajoutée à la zone des eaux souterraines supérieure (SUZ [mm]). PERC [mm j⁻¹] défini la percolation maximale prise à partir de la partie supérieure de la boîte en bas des eaux souterraines (SLZ [mm]). Les eaux de ruissèlement 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.12). Le débit de base (groundwater GW) (avec ou sans débit de ruissèlement) est calculé par l'équation I.9.

$$Q_{GW}(t) = K_2 SLZ + K_1 SUZ + K_0 \max(SUZ - UZL, 0) \quad \text{eq. I.9}$$

Avec :

SUZ : recharge des eaux souterraines supérieures (mm)

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

Ce ruissèlement est enfin transformé par une fonction de pondération triangulaire définie par le paramètre MAXBAS (équation I.10) pour donner le ruissèlement simulé Qsim(t) [mmd⁻¹].

$$\left. \begin{aligned} Q_{Sim}(t) &= \sum_{i=1}^{MAXBAS} C_i Q_{GW}(t-i+1) \\ ou C(i) &= \int_{i=1}^i \frac{2}{MAXBAS} \left| u - \frac{MAXBAS}{2} \right| \frac{4}{MAXBAS^2} du \end{aligned} \right\} \quad \text{eq. I.10}$$

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.11 et I.12) (fig. I.13).

$$P(h) = P_o \left(1 + \frac{PCALT(h - h_o)}{10000} \right) \quad \text{eq. I.11}$$

$$T(h) = T_o - \frac{TCALT(h - h_o)}{100} \quad \text{eq. I.12}$$

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, E_{pot} , pour un certain jour de l'année peut être corrigée à leur valeur au jour t, $E_{pot}(t)$, en utilisant les écarts de la température, $T(t)$, de sa moyenne à long terme T_M et C_{ET} [° C⁻¹] est un facteur de correction (équation I.13).

$$E_{pot}(t) = (1 + C_{ET}(T(t) - T_M)) \cdot E_{pot,M} \quad \text{eq. I.13}$$

avec :

- $E_{pot}(t)$: évaporation potentiel corrigé au jour j⁻¹
- C_{ET} : Facteur de correction (° C)
- $T(t)$: Température au jour t (°C)
- T_M : Température moyenne à long terme pour ce jour de l'année (°C)
- $E_{pot,M}$: Evaporation moyenne à long terme pour ce jour de l'année (mm.j⁻¹)

La figure I.13, 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).

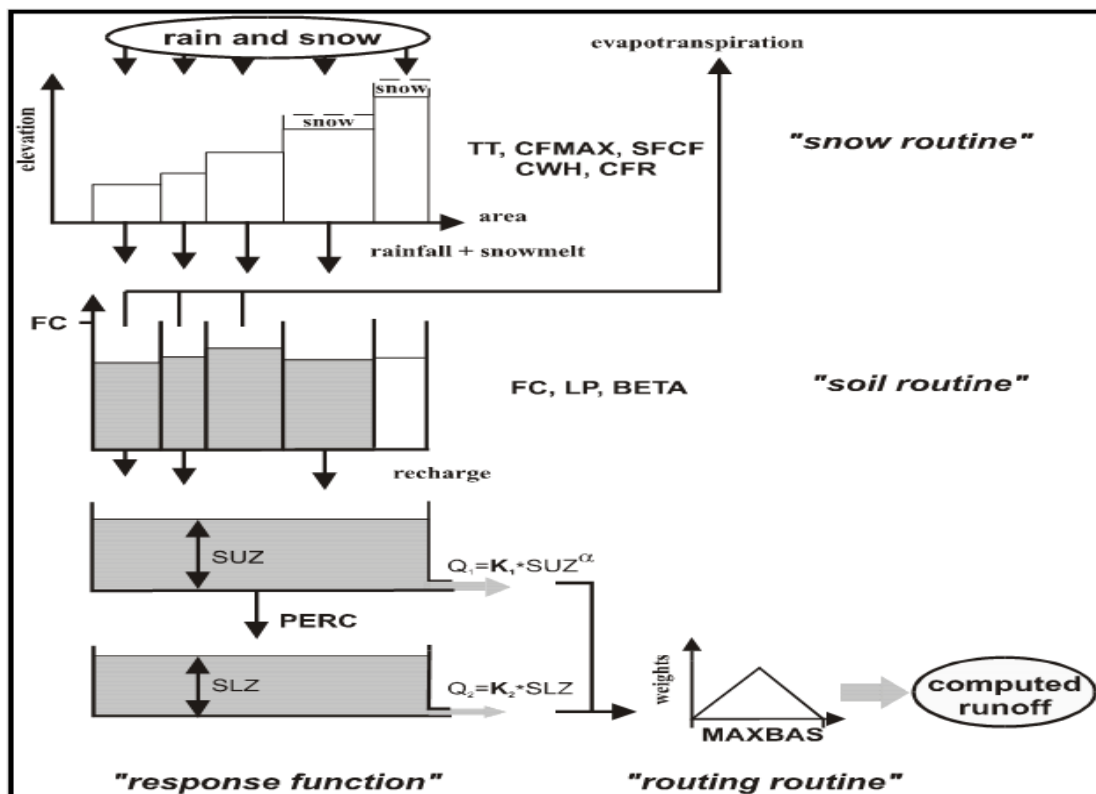


Figure I.13: Structure générale du modèle HBV Light

avec :

TM : Température moyenne à long terme (°C)

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 dans la zone du sous-sol j⁻¹)

Qi : Composante de ruissèlement (mm. jour⁻¹)

Ki : Coefficient de récession (j⁻¹)

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

N.B (fig. I.13) :

- SUZ n'a pas de limite supérieure,
- Q₂ ne peut jamais dépasser PERC/ ZSL et ne peut jamais dépasser PERC/K.
- Les 3 coefficients (K₀, K₁ et K₂) des 3 composantes du débit simulé, Q₀ : débit de ruissèlement pur, Q₁: débit hypodermique et Q₂ : débit de base qui font partie de l'optimisation manuel au cours du calage du modèle,
- MAXBAS : 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.1: 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.2: Paramètres de végétation (Végétation 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 ruissellement 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.14) ;

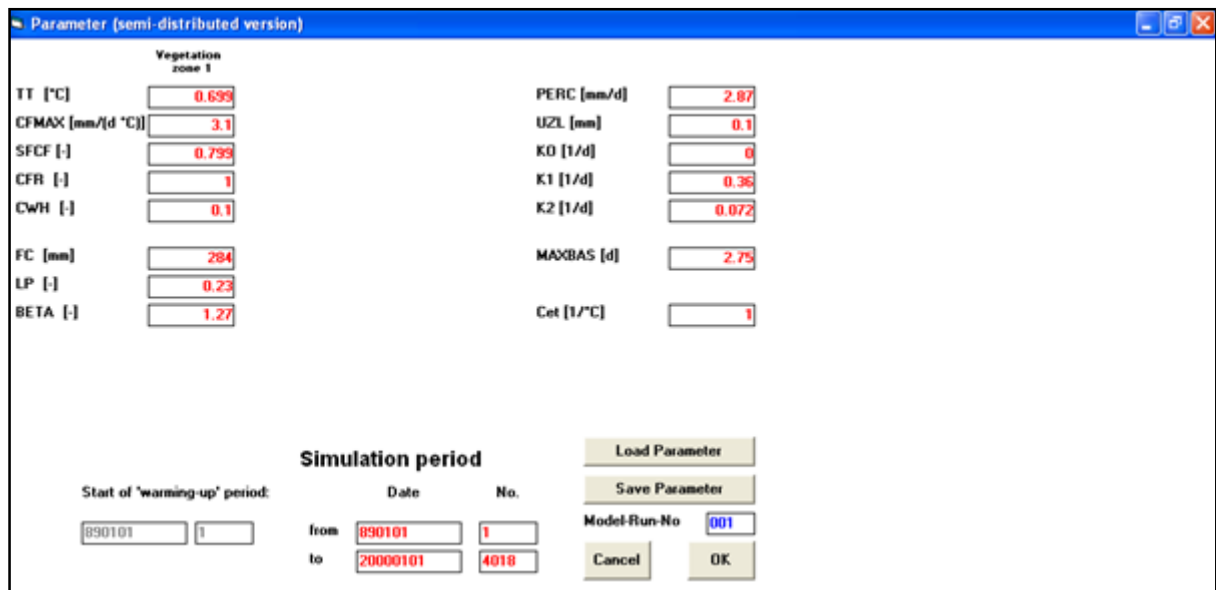


Figure I.14: Structure générale du modèle HBV Light.

La figure I.14, 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.15 (Bouguerne, 2014).

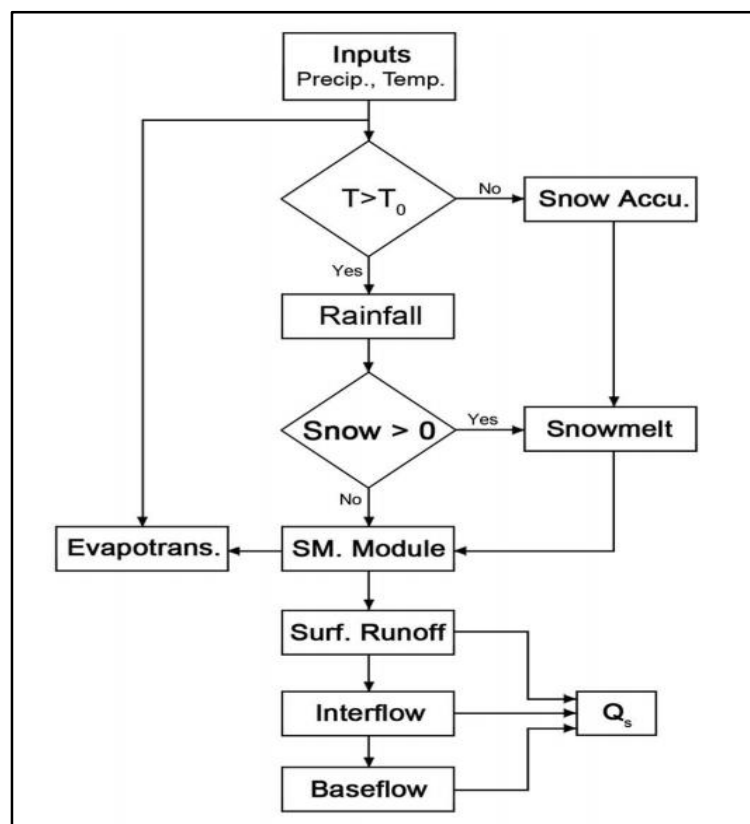


Figure I.15: Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV Light (Seibert, 2005).

I.10.2. 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.13), 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 (Fig. I.14) (Bouguerne, 2014).

I.10.3. 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.14, donne les précipitations efficaces en fonction de la teneur en humidité du sol.

$$P_{eff} = \left(\frac{SM}{FC}\right)^\beta (P + S_m) \quad \text{eq. I.14}$$

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.16, 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.

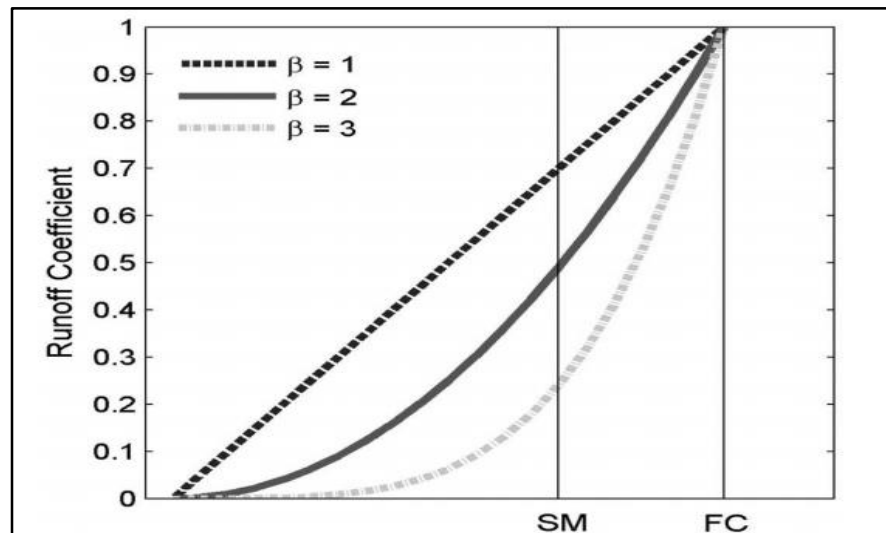


Figure I.16: Coefficient de ruissellement en fonction de l'humidité du sol et de la capacité maximale du stockage (Seibert, 2005).

La figure I.16 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.10.3. 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 ruissellement est faible (fig. I.16). En outre, l'humidité du sol (SM) se rapproche de la capacité du champ (FC), quand le coefficient de ruissellement β [-] augmente et tant que la capacité sur le terrain et le coefficient de forme FC sont utilisés comme paramètres d'étalonnage (fig. I.16). Il est à noter que le coefficient de ruissellement 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.14 et la valeur initiale de l'humidité du sol (SM) (Seibert, 2005).

Par exemple, si le coefficient de ruissellement est estimé à 0,7, les 70% des précipitations contribuent aux eaux de ruissellement 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.10.4. 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.15).

$$PEa = (1 + C(T - T_m)).PE_m \quad \text{eq. I.15}$$

avec :

PEa : Ajustement de l'évapotranspiration potentielle (mm)

T : Température quotidienne moyenne

T_m : 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.16 montre la relation entre l'humidité du sol et l'évapotranspiration réelle.

$$Ea = PEa \left(\frac{SM}{PWP} \right) \quad \text{si } SM < PWP \quad \text{eq. I.16}$$

$$Ea = PEa \quad \text{si } SM > PWP$$

avec :

Ea : Evapotranspiration réelle (mm)

PWP : Point de flétrissement permanent du sol (mm)

L'équation I.16 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.17 illustre la relation qui existe entre le rendement réel l'évapotranspiration et PWP décrit dans l'équation I.17.

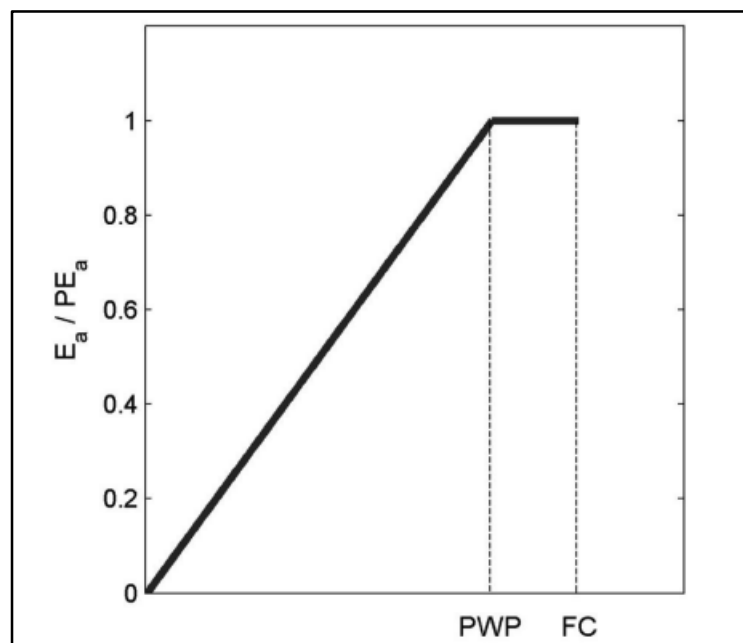


Figure I.17: Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP (Seibert, 2005).

Le figure I.17 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.10.5. 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.18 et I.12. 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).

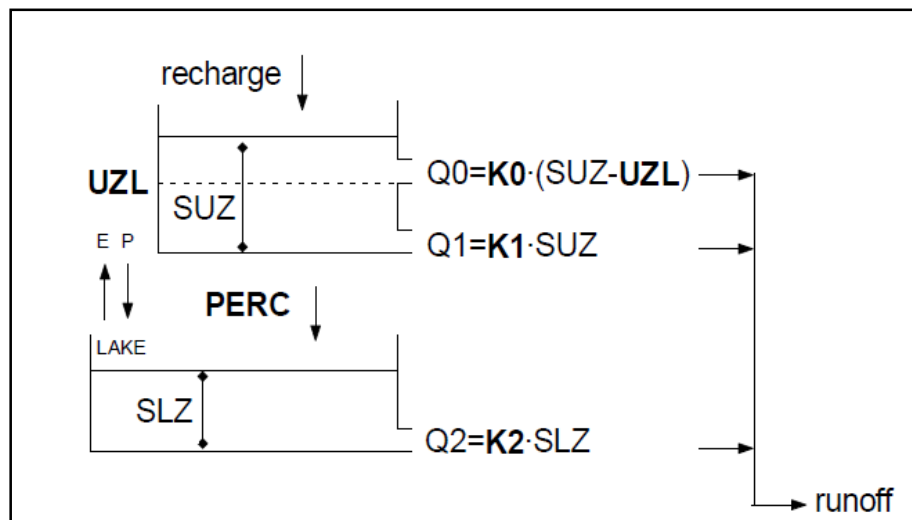


Figure I.18: Fonction de réponse.

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})

K_i = Coefficient de récession (jour^{-1})

Q_i = Composante ruissellement (mm / jour^{-1})

I.10.6. 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.

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad \text{eq. I.17}$$

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, $Q_{sim}(t) = Q_{obs}(t)$.

$R_{eff} = 0$ simulation aussi bonne (ou mauvaise) que la constante de la valeur de prédiction.

$R_{eff} < 0$ s'adaptent très pauvrement.

I.10.7. 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.19).

Tableau I.3: Liste des Graphes-options (Cette opération est optionnelle).

| 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) |

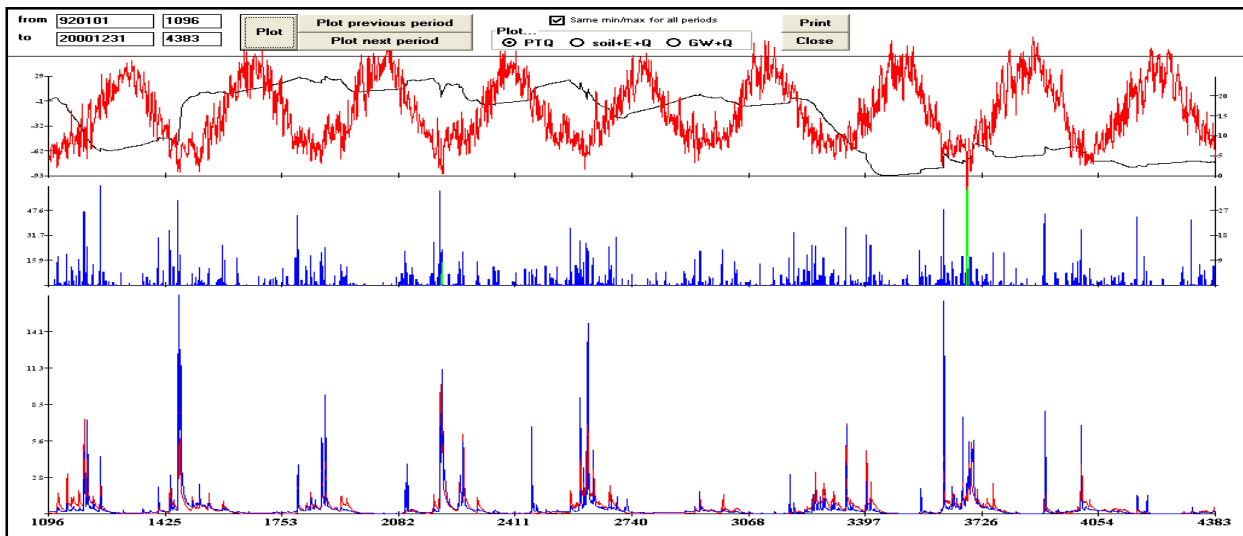


Figure I.19: Exemple des résultats graphiques de la simulation obtenus par le modèle HBV Light.

I.11. Conclusion

Les modèles pluie-débit sont des outils performants, répondant aux besoins de gestion des ressources en eau et de prévision de leur évolution.

L'application des modèles globaux sur un grand bassin est donc conseillée pour la simulation de débits sur plusieurs stations de jaugeage dans l'incapacité d'avoir des données spatialisées.

Sous réserve bien sûr de son adaptabilité, nous nous concentrons dans cette étude sur le modèle HBV Light.

Chapitre II

Présentation de la zone d'étude

II.1. Introduction

La modélisation actuellement considérée en hydrologie comme présentant le plus grand potentiel d'amélioration des connaissances sur notre environnement (Cohn,1997 & Daley, 1997), sera traitée au cours de ce travail par le biais de l'application du modèle hydrologique HBV Light sur l'oued Boumessaoud, un sous bassin de la Tafna. Cette étude ne pourra être abordée sans connaître les conditions initiales de l'entité hydrologique considérée, dont sa géométrie, ses caractéristiques morphométrique, géologiques, pédologiques ainsi que son couvert végétal pour appréhender le potentiel de sa ressource et sa vulnérabilité.

II.2. Situation géographique

Le bassin versant de l'Oued Boumessaoud est situé à l'Ouest de la ville de Tlemcen, il occupe une superficie de 118 km² pour un périmètre de 59 km. Il est limité (fig. II.1) :

- A l'Est, par la route nationale N98 reliant Tlemcen, Hennaya, Zenata,
- Au Nord, par la Tafna-Remchi,
- Au Sud, par le plateau de Terny,
- Et à l'Ouest par l'Oued Zitoun.

Long de 23.6 km, l'oued Boumessaoud prend naissance dans les massifs calcaréo-dolomitiques du Jurassique près de Ain El Hammam juste à l'endroit de passage du chemin de grande communication N°45 venant de Beni Master et qui mène vers Hennaya. L'oued est précédé sur son parcours en amont par l'oued Bou Ennag descendant des monts de Dahar Mendjel et de Djebel Tefatisset qui culmine à 867 m. Les petits cours d'eau qui l'alimentent se multiplient sur les hauteurs du plateau de Terny à l'Est de la forêt de Zarifet, au niveau de Djebel Tamesguida à 1154m et de Djebel Fernane à 1150m.

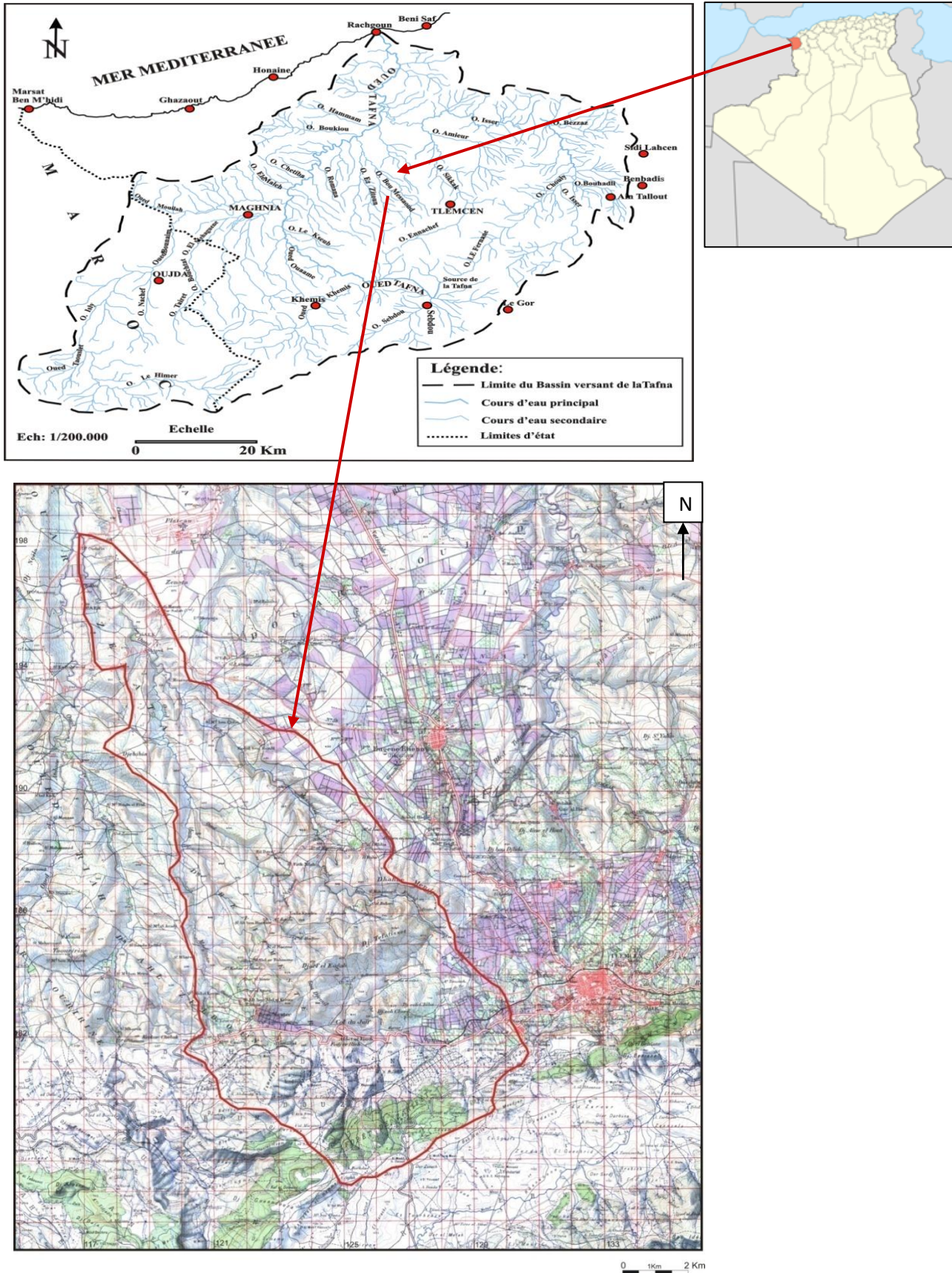


Figure II.1: Situation géographique du bassin versant de l'oued Boumessaoud (Meddane, 2012)

II.3. Aperçu géologique et hydrogéologique

Les monts de Tlemcen constituent un édifice régulier formé essentiellement de terrains mésozoïque et cénozoïque, les assises sédimentaires de la vallée de l'oued Boumessaoud attribuées au Jurassique supérieur sont principalement formées de roches carbonatées. Le bassin versant de l'oued Boumessaoud est occupé essentiellement, dans sa partie sud, par les séries du Jurassique recouvertes au Nord par des niveaux miocènes qui reposent en discordance sur les formations du Mésozoïque. En aval du bassin, le Miocène est recouvert par des colluvions comprenant des limons brique clairs, des poudingues durs à ciment calcaire (fig. II.2).

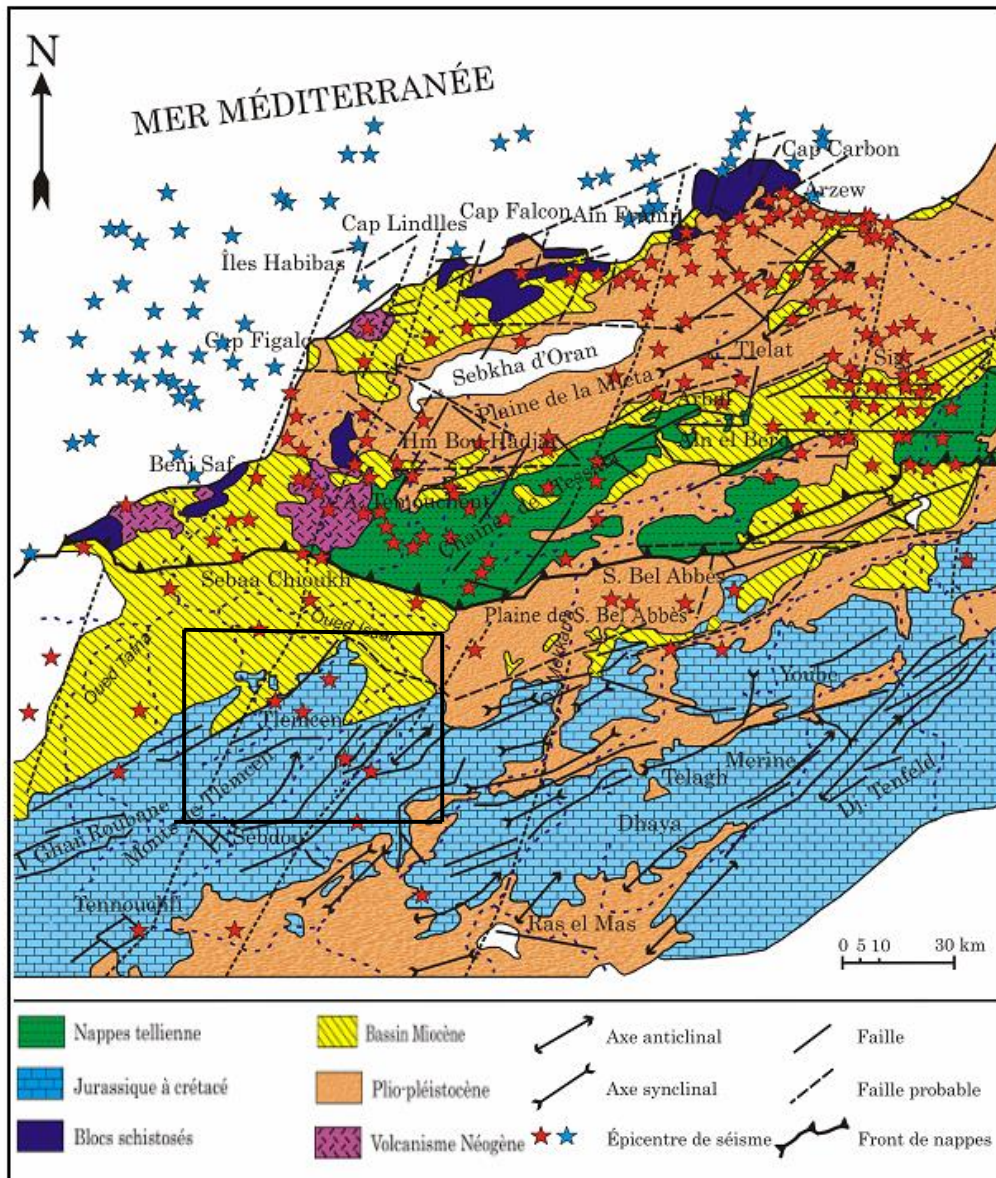


Figure II.2: Cadre géologique de la zone d'étude (Thomas, 1985)

II.3.1. Série stratigraphique (synthèse faite à partir des travaux de Abdellali, 1987) (fig. II.3)

L'évolution des terrains rencontrés de la base au sommet de la série est représentée par :

II.3.1.1. Secondaire

Forme l'ossature de la région étudiée, il est représenté par le Jurassique supérieur. On peut distinguer du bas vers le haut.

a- Grès de Boumediene

Ces grès affleurent sur une grande partie du bassin, ils se présentent en bancs bruns ferrugineux en surface, à élément fins à moyens, à ciment calcaire et quartziteux. Ils sont de couleur blanche, roussâtre à la cassure.

b- Calcaires de Zarifet

Il s'agit de bancs calcaires de position intermédiaire entre les grès de Boumediene et les dolomies. Ce sont des calcaires bleus et gris à grandes géodes de calcite avec quelques minces intercalations marneuses marquant, la base nette du Kimméridgien. L'épaisseur est d'environ 10 à 15 m.

c- Dolomies de Tlemcen

Les dolomies de Tlemcen affleurent largement sur le bassin (Djebel Tefatisset et la forêt de Zarifet). Ces dolomies donnent des reliefs massifs et ruiniformes dont la puissance varie entre 200 et 300 m.

d- Marno-calcaires de Raourai

Il s'agit d'un ensemble marneux et marno-calcaire avec intercalations de bancs de calcaire franc et blanc. Les niveaux marneux sont feuilletés de couleur grise claire. L'épaisseur varie entre 100 et 150 m (Djebel Tefatisset).

II.3.1.2. Tertiaire

Le tertiaire est représenté par le Miocène marneux et le Pliocène conglomératique.

a- Conglomérats de base du Miocène inférieur

Le Miocène débute par une assise conglomératique de base qui n'affleure pas dans le bassin de l'oued Boumessaoud mais est visible plus à l'Ouest sur le bassin de l'oued Zitoun. Ce sont des poudingues hétérométriques, polygéniques à élément calcaires, dolomitiques et gréseux et à ciment calcaire.

b- Marnes du Miocène inférieur

Ce sont des marnes de couleur verdâtre en surface, grise en profondeur présentant parfois une intercalation de lits limoneux. L'épaisseur varie entre 50 et 100m.

c- Marnes du Miocène moyen

Ce sont des marnes de très faible épaisseur se présentant en intercalation avec des bancs de grès jaunâtres très durs, comportant des traces de courant et d'épaisseur variant de quelques centimètres à 2 mètres. L'épaisseur de la série peut atteindre 150 m.

II.3.1.3. Quaternaire

On y distingue :

a- Carapace calcaire

La carapace calcaire s'étale sur une grande partie des marnes formant ainsi le plateau de Zenata. Son épaisseur varie entre quelques centimètres à un mètre et devient importante sur le plateau de Zenata où elle peut atteindre 4 à 5 mètres.

b- Alluvions anciennes

Ce sont des dépôts correspondant à des éboulis de pente provenant de la désagrégation des dolomies et calcaires kimméridgiens et des grès séquanais.

c- Alluvions récentes

Ce sont des dépôts limoneux nivelant les parties basses des plaines et des vallées et aux bords de cours d'eau qui se présentent généralement en 2 terrasses :

- Terrasse haute : formée de sable argileux,
- Terrasse basse : constituée par du sable argileux et des graviers

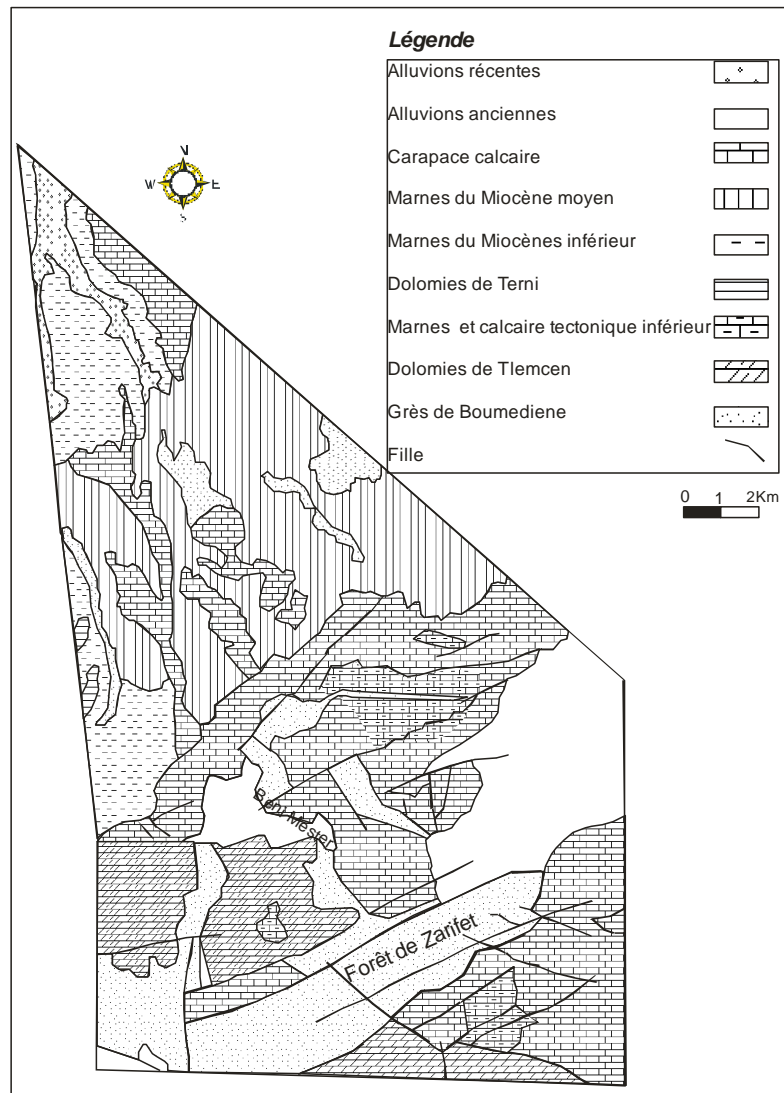


Figure II.3: Carte géologique du bassin de l'oued Boumessaoud (Abdellali, 1987 in Meddane, 2012)

II.3.2. Etude structurale

Le bassin de l'Oued Boumessaoud est affecté dans sa partie sud par les effets d'une tectonique cassante dominante qui a permis la mise en place d'un karst développé. On pourra noter, l'existence d'un système de failles d'effondrement de direction générale N60° telles que mentionnées par Benest (1985) :

- Les failles de la forêt de Zarifet,
- Les failles de Tefatisset.

Le pendage des formations du Jurassique varie entre 10° et 50° avec des directions N à NW (à Djebel Tefatisset) et SE (à la forêt de Zarifet). Les grès de Boumediene très fracturés à leur partie supérieure avec un pendage très faible.

Dans la région de l'Oued Boumessaoud, nous avons 3 principales directions de cassures : (des accidents S-N, WSW-ENE et SW-NE) (fig. II.2).

II.3.3. Contexte hydrogéologique

Il existe au Nord des monts de Tlemcen quelques nappes situées dans les épandages conglomératiques du Plio-Quaternaire (Hayane, 1983). Celles-ci acquièrent un intérêt particulier du fait des formations alluvionnaires datant de cette ère qui prédominent dans notre zone d'étude. Les écoulements souterrains transitant principalement par les alluvions plus ou moins cimentées et les conglomérats, forment ainsi une nappe libre ou de type captif.

L'étude géologique du bassin de l'Oued Boumessaoud a révélé l'existence aussi de formations carbonatées (dolomies de Tlemcen) dans la partie sud et marno-alluvionnaires dans la partie nord soit un comportement perméable à semi perméable des différentes couches lithostratigraphiques qui composent la grande majorité de la surface du bassin.

Le bassin versant de l'Oued Boumessaoud comporte deux parties dont les caractéristiques hydrogéologiques sont liées à la lithologie :

- Marnes du Miocène et alluvions quaternaires au Nord du bassin.
- Séries calcaréo-dolomitiques et gréseuses au Sud du bassin.

Peuvent être considérées comme semi perméables dans l'ensemble, Les alluvions quaternaires composées généralement des argiles et des galets. Le Miocène moyen et inférieur représentés par les marnes avec intercalations de quelques bancs de grès sont considérés comme niveau imperméable.

Les dolomies de Tlemcen fracturées et karstifiées constituent un important réservoir aquifère dont la vidange se fait par un ensemble de sources qui émergent au niveau du bassin de l'Oued Boumessaoud. Avec quelques intercalations de calcaires et de niveaux marneux l'ensemble gréseux est perméable et joue le rôle de drain.

II.4. Etude morphométrique

Les résultats de cette étude sont issus de la synthèse des travaux de Abdellali, 1987, Meddane, 2012, et Bouguerra, 2013.

II.4.1. Caractéristiques de forme

Il est difficile de décrire entièrement un bassin versant sans connaître sa forme. Pour faciliter cette description, on définit un certain nombre de paramètres permettant de le caractériser.

II.4.1.1. Coefficient de compacité (Gravelius, 1914)

Le coefficient de compacité de Gravelius est le rapport entre le périmètre (P) du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie que le bassin (S). Il est donné par la relation suivante :

$$Kc = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad \text{eq. II.1}$$

Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée.

avec :

A : Superficie du bassin versant (km²). 118 Km²

P : Périmètre du bassin versant en (km). 59 Km

Pour le bassin versant d'Oued Boumessaoud, $K_c = 1.52$, le bassin est donc relativement allongé traduisant une érosion linéaire et régressive.

I.4.1.2. Rectangle équivalent (Roche, 1964)

Le rectangle équivalent permet de comparer l'influence de la forme sur l'écoulement dans les différents bassins versants.

- Longueur du rectangle équivalent L (km)

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.128} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c}\right)^2} \right] \quad \text{eq. II.2}$$

- Largeur du rectangle équivalent l (km)

$$l = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.128} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c}\right)^2} \right] \quad \text{eq. II.3}$$

$$L = 24,53 \text{ km}, \quad l = 4,74 \text{ km}$$

II.4.2. Hydrographie

Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Il peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux : la structure géologique qui prédomine dans le bassin, le climat qui règne sur la région, la pente des terrains et l'influence de l'action humaine sur le tracé du réseau par l'implantation des différents aménagements hydrauliques.

La disposition du réseau hydrographique dans notre bassin est née suite à des mouvements tectoniques qui ont affecté les formations sédimentaires et karstiques durant le Plio-Quaternaire. Le chevelu hydrographique suit pratiquement les accidents importants qui ont affecté les formations carbonatées du Jurassique et se modifie avec l'évolution de la tectonique.

Le bassin versant de l'oued Boumessaoud est drainé par deux oueds principaux (Oued Boumessaoud et l'oued Boumadjmar). Il débute des monts de Tlemcen, des Djebels : Zarifet et Tamesguida. Il sillonne les communes de : Mansourah, les localités de Ain Douze et de Zeboun.

Le premier cours d'eau (Oued Boumessaoud) s'écoule vers le Nord suivant la direction SE-NW, le deuxième (Oued Boumadjmar) s'écoule également vers le Nord, mais surtout suivant une direction SSE-NNW. Ces deux Oueds confluent à Sidi Messaoud et vont déverser leur apport dans la Tafna, après avoir rencontrés l'Oued Zitoun (fig. II.4).

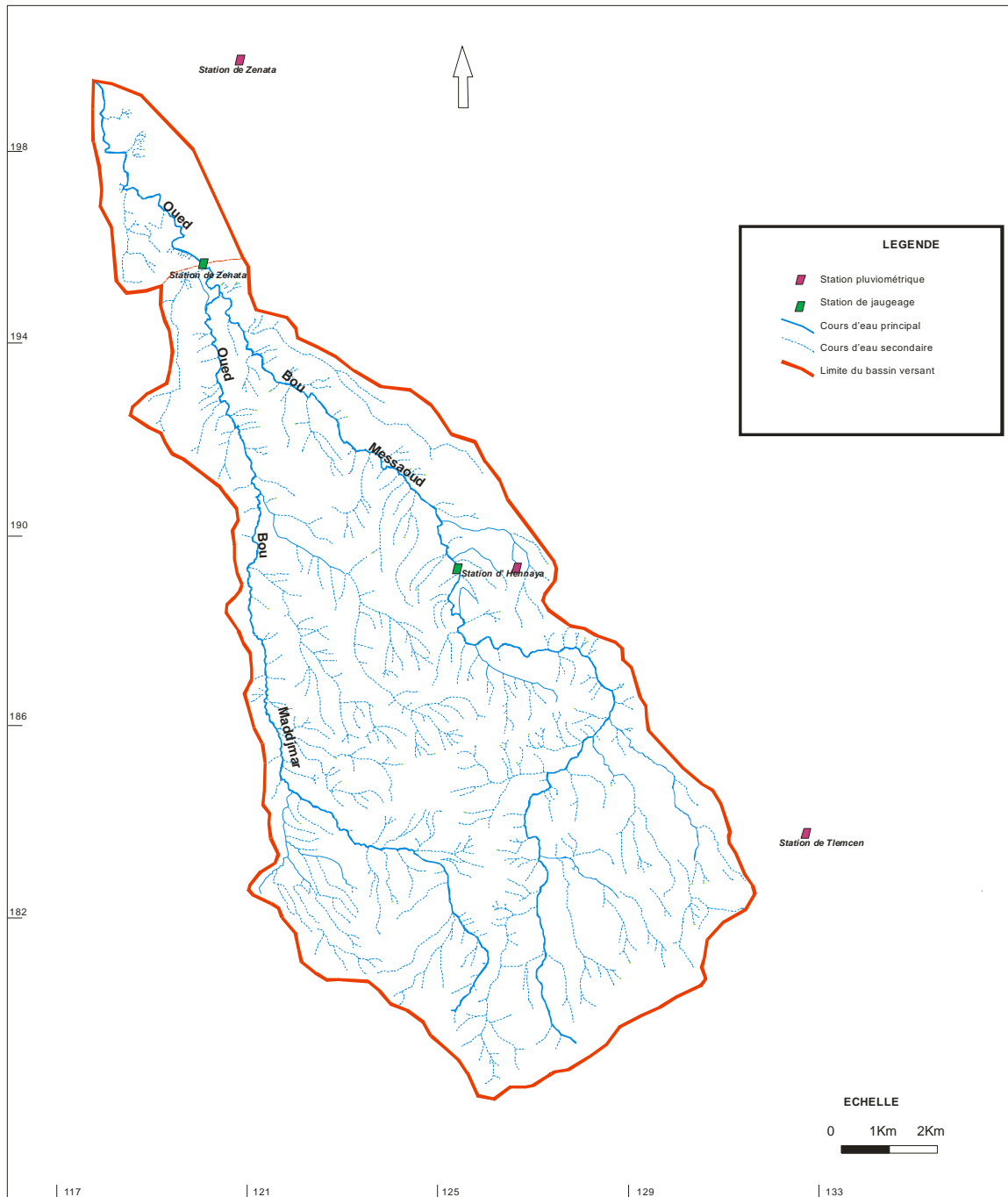


Figure II.4: Réseau hydrographique d'Oued Boumessaoud (Meddane, 2012).

Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour définir le réseau hydrographique parmi eux les plus importants sont : la densité de drainage (D_d), le rapport de confluence (R_c) et le rapport des longueurs (R_l).

II.4.2.1. Paramètres du réseau hydrographique

Pour déterminer le rapport de confluence (R_c) et le rapport des longueurs (R_L), on trace le nombre de cours d'eau d'ordre i (ou la longueur des cours d'eau d'ordre i) en fonction de l'ordre sur du papier semi-log et on peut procéder à un ajustement graphique :

II.4.2.1.1. Rapport de confluence

Il est défini par :

$$R_C = N_i / N_{i+1} \quad \text{eq. II. 4}$$

Le R_c , c'est le quotient du nombre de thalwegs d'ordre i par celui des thalwegs d'ordre supérieur ($i+1$), (tab. II.1).

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 ($n+1$).

R_c va permettre de différencier des réseaux en arêtes de poisson pour lesquels R_c est important et des réseaux dendritiques pour lesquels R_c est faible :

$$R_c = 4.39.$$

II.4.2.1.2. Rapport des longueurs

$$R_L = L_{n+1} / L_n \quad \text{eq. II.5}$$

L_n : Longueur des cours d'eau d'ordre n (Tab. II.1),

L_{n+1} : Longueur des cours d'eau d'ordre $n+1$.

$$R_L = 2,85$$

Tableau II.1: Rapports caractéristiques du bassin versant de l'oued Boumessaoud.

| Ordre | Nombre | Rapport de confluence | Longueurs cumulées (Km) | Longueur moyenne (Km) | Rapport des longueurs |
|-------|--------|-----------------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------|
| 1 | 343 | 4.57 | 142 | 0.41 | 2.27 |
| 2 | 75 | 5 | 70 | 0.93 | 1.86 |
| 3 | 15 | 5 | 26 | 1.73 | 6.17 |
| 4 | 3 | 3 | 32 | 10.67 | 1.08 |
| 5 | 1 | - | 11.5 | 11.5 | - |

II.4.2.1.3. Densité de drainage

La densité de drainage est définie par :

$$D_d = \sum L_i / A \quad \text{eq. II.6}$$

Où,

D_d : Densité de drainage (km/km²),

L_i : Longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin (km).

A : Aire du bassin (km²)

$$D_d = 2,38 \text{ km/km}^2$$

II.4.3. Etude du relief

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En effet la pente influe sur la vitesse d'écoulement.

II.4.3.1. Courbe hypsométrique

Nous nous intéresserons à la dispersion des altitudes plutôt qu'à l'altitude moyenne. Pour cela on trace la courbe hypsométrique, qui est la courbe de la surface (en km² ou en pourcentage du bassin versant) où les altitudes sont supérieures à une altitude h donnée.

Deux méthodes permettent d'obtenir cette courbe : on planimètre entre les courbes de niveau, - on échantillonne les altitudes selon un maillage et l'on considère que l'altitude au centre de la maille correspond à l'altitude de la maille. A partir de cette courbe il est possible de définir la dénivelée D par :

$$D = 95\% h - 5\% h \quad \text{eq. II.7}$$

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude (tab II. 2).

La courbe hypsométrique (fig. II. 5) donne des indications quant au comportement hydrologique du bassin et de son système de drainage. Elle nous fournit beaucoup de renseignements qualitatifs sur l'allure du relief. Une pente forte à l'origine (vers les plus basses altitudes) indique souvent des plaines ou des pénéplaines, si la pente est très forte, il y a des chances pour qu'on ait de vastes zones d'inondation. Une pente très faible dans la même région révèle au contraire une vallée encaissée. Une pente forte dans le milieu ou dans les hautes altitudes indique probablement un grand plateau.

Tableau II.2: Répartition altimétrique du bassin versant de l'oued Boumessaoud.

| Tranche d'altitudes (m) | Surface partielle (km ²) | Surface partielle % | Surface cumulée % |
|-------------------------|--------------------------------------|---------------------|-------------------|
| 1246-1200 | 1,725 | 1,463 | 1,463 |
| 1200-1100 | 5,125 | 4,347 | 5,810 |
| 1100-1000 | 5,175 | 4,309 | 10,199 |
| 1000-900 | 4,625 | 3,923 | 14,122 |
| 900-800 | 14,40 | 12,213 | 26,335 |
| 800-700 | 20,125 | 17,069 | 43,404 |
| 700-600 | 9,80 | 8,312 | 51,715 |
| 600-500 | 9,325 | 7,908 | 59,624 |
| 500-400 | 16,325 | 13,676 | 73,300 |
| 400-300 | 18,675 | 15,839 | 89,139 |

| | | | |
|---------|--------|-------|--------|
| 300-200 | 10,550 | 8,948 | 98,087 |
| 200-150 | 2,250 | 1,908 | 99,995 |

La courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques du bassin d'oued Boumessaoud (figures II. 5 & II.6) nous permettent de déterminer les altitudes caractéristiques suivantes :

- ❖ Altitude la plus fréquente : 700 - 800 m suivi d'un maximum secondaire entre 300 - 400 m.
- ❖ Altitude de fréquence ½ : 623m
- ❖ L'altitude maximale est de 1246 m et l'altitude minimale de 150 m.

L'analyse de la courbe hypsométrique met en évidence :

- L'existence d'une pente forte en haute altitude 920m indiquant la présence d'une zone sub-tabulaire correspondant au plateau de Terny.
- Aussi, l'Oued Boumessaoud est en état d'équilibre vis à vis de l'érosion.

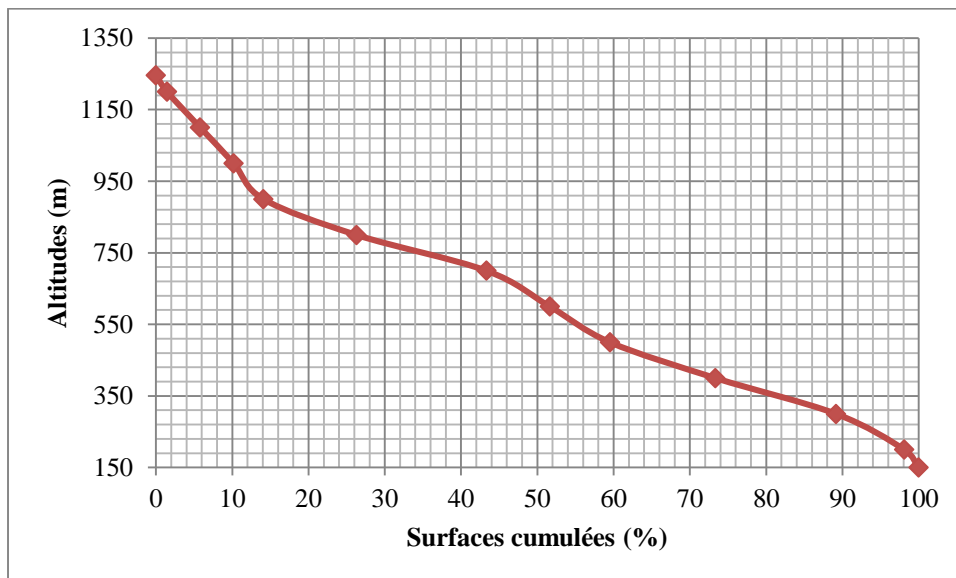


Figure II.5 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'oued Boumessaoud.

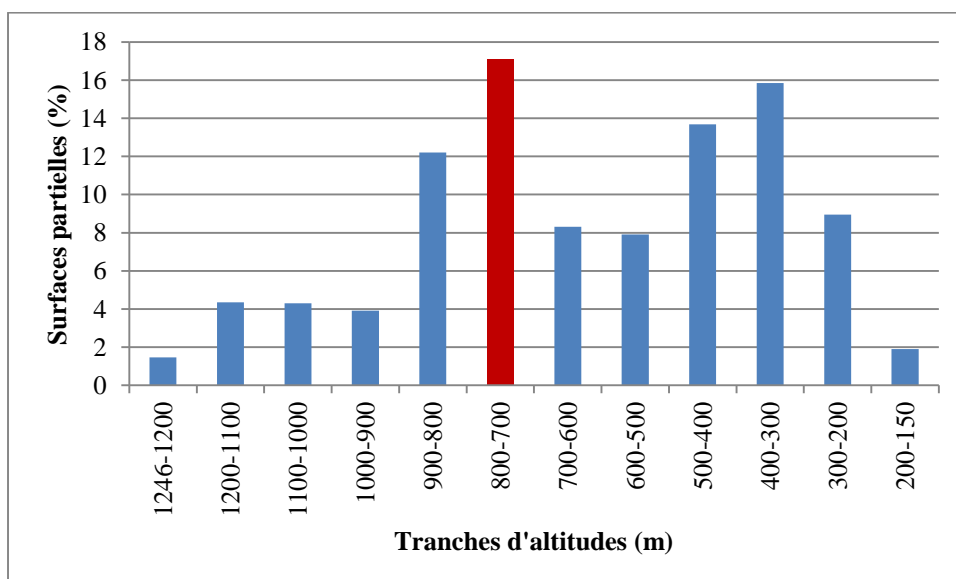


Figure II.6: Histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant de l'oued Boumessaoud.

II.4.3.2. Etude des pentes

a- Indice de pente de Roche Ip

Le relief joue un rôle important, car il commande en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains. Son appréhension peut être faite à l'aide de l'indice de pente de Roche Ip donné par la relation suivante :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n X_i \sqrt{\beta_i (a_i - a_{i-1})} \quad \text{eq. II.8}$$

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

X_i : Distance séparant des courbes de niveau sur le rectangle équivalent (m),

L : Longueur du rectangle équivalent (km),

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

$I_p = 1.96$

d- Indice de pente global

L'appréhension du relief peut être faite à l'aide de l'indice de pente global I_g donné par la relation :

$$I_g = D/L \quad \text{eq. II. 9}$$

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

L : Longueur du rectangle équivalent.

$I_g = 0,035$

La valeur de I_g trouvée : $0.02 < I_g = 0.035 < 0.05$ indique suivant la classification de l'O.R.S.T.O.M. (tab. II.3) que le bassin de l'Oued Boumessaoud a un relief assez fort.

Tableau II.3: Classification des reliefs selon I_g par l'O.R.S.T.O.M.

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

La carte de la répartition des pentes du bassin versant (fig. II.8) établie par Bouguerra en 2013, montre que plus de 90% du relief du bassin est supérieur à 5%, ce qui confirme que le relief de ce bassin soit assez fort.

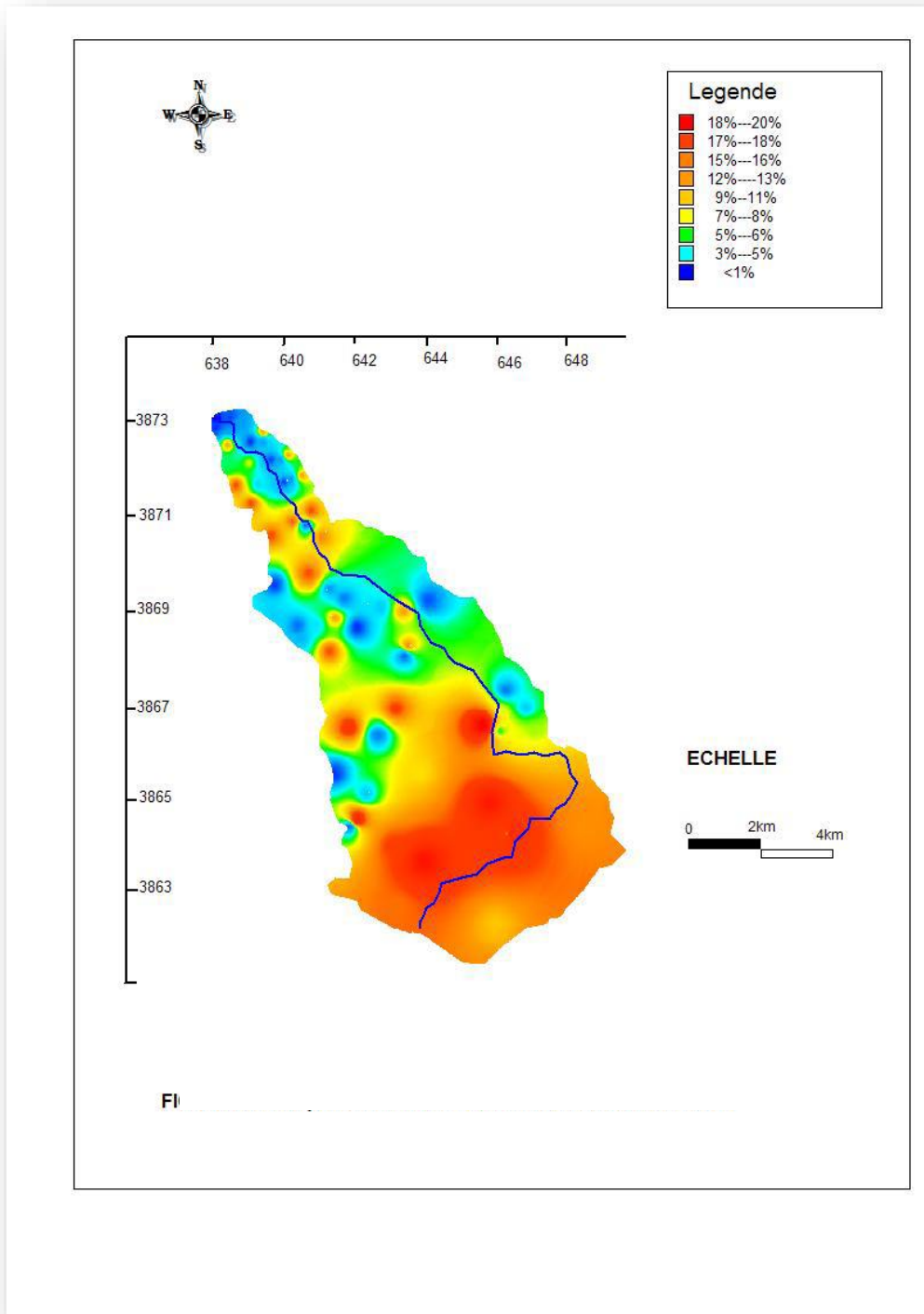


Figure II.7: Carte des pentes du bassin versant d'oued Boumessaoud (Bouguerra, 2013)

II.4.3.3. Etude du profil en long

Le profil en long de l'Oued Boumessaoud a été tracé depuis « Ain Zarifet » à 1200 m d'altitude jusqu'à sa rencontre avec l'Oued Zitoun, sur le tronçon (Ain Zarifet- Sidi Slimane), la pente est de

15% et s'adoucit dans le deuxième tronçon qui s'arrête avant Ain El Hammam, la pente est alors de l'ordre de 3% (fig. II.9).

La rupture de pente visible sur le graphique est liée à la présence de failles d'effondrement comme la faille NE-SW de Zarifet au niveau de Sidi Slimane, la faille de Beni Mester et la faille de Ain El Hammam (Benest, 1985).

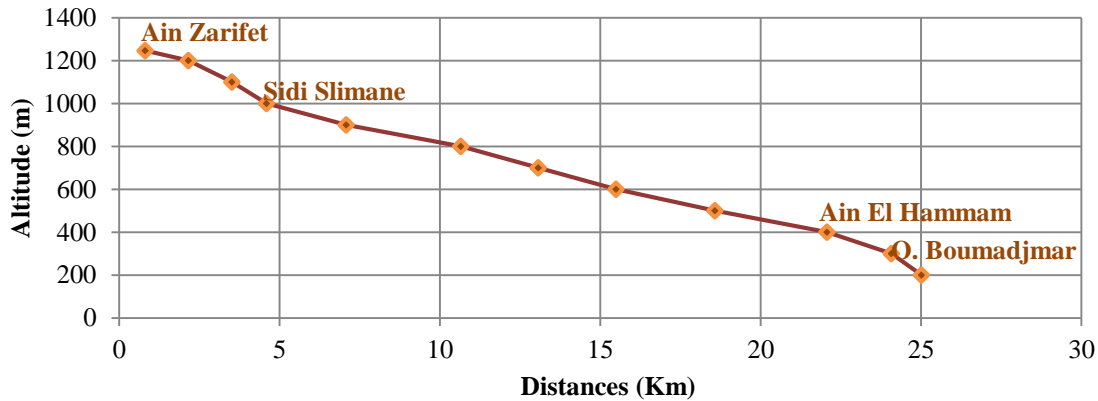


Figure II.8: Profil en long du bassin versant de l'Oued Boumessaoud.

II.4.4. Temps de concentration (Tc) et le coefficient de torrentialité

a- Temps de concentration (Tc)

C'est le Temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée "hydrologiquement" de l'exutoire pour parvenir à celui-ci. La formule de Giandotti donne :

$$T_c = 4 (A + 1.5 L)^{1/2} / 0.8 (H_{moy} - H_{min})^{1/2} \quad \text{eq. II. 10}$$

Tc : Temps de concentration (heures)

A : Superficie du bassin (km²)

L : Longueur du thalweg principal (km)

H_{moy} : Altitude moyenne (m)

H_{min} : Altitude minimale (m)

b- Coefficient de torrentialité (Ct)

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

$$C_t = D_d \cdot F_1 \quad \text{eq. II.11}$$

Dd : Densité de drainage,

F1 : Fréquence des thalwegs élémentaires, F1= N1 / A avec N1 : Nombre de cours d'eau d'ordre 1.

Les résultats sont indiqués sur le tableau qui suit :

Tableau II.4: Valeurs du coefficient de torrentialité et du temps de concentration

| Temps de concentration (Tc) | Coefficient de torrentialité (Ct) |
|-----------------------------|-----------------------------------|
| 4h30mn | 6.9 |

II.4.5. Occupation du sol

Le couvert végétal influe beaucoup sur les quantités d'eau disponibles pour l'écoulement de surface. En effet, l'évapotranspiration par les végétaux est très importante et elle varie selon la nature des végétaux (forêts, cultures, prairies, *etc.*). La végétation est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin. Donc la présence de végétation va jouer le rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement.

La carte d'occupation du sol (fig. II.10) montre que les sols du bassin de l'Oued Boumessaoud sont composés en grande partie de cultures annuelles, de forêts et maquis, avec une proportion non négligeable de terres improductives (tab.II.5).

Tableau 5: Distribution du couvert végétal dans le bassin d'oued Boumessaoud

| Occupation du sol | Surface (km ²) | % des surfaces |
|----------------------------------|----------------------------|----------------|
| Cultures extensives | 35.28 | 29.90 |
| Arboriculture | 5.12 | 4.33 |
| Vigne | 10.15 | 8.60 |
| Couvert forestier | 13.57 | 11.50 |
| Prairies et terrains de parcours | 15.87 | 13.45 |
| Couvert mort | 38 | 32.20 |

Source D.S.A.

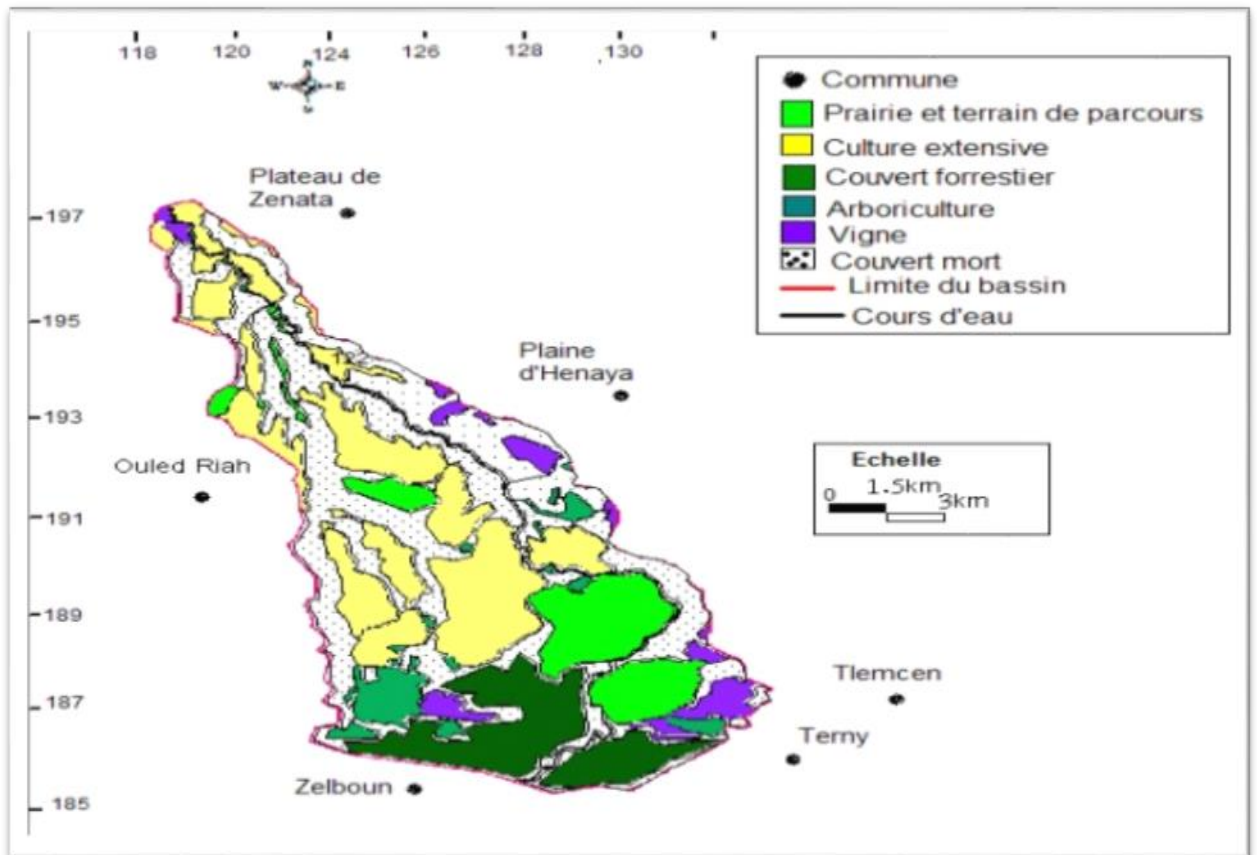


Figure II.9: Carte d'occupation du sol du bassin versant de l'oued Boumessaoud (Bouguerra, 2013)

II.5. Conclusion

Nous représentons sur le tableau un récapitulatif des différentes valeurs des caractères physiques du bassin, qui met en évidence le caractère allongé du bassin et un relief généralement fort

Tableau II. 6: Récapitulatif des caractéristiques physiques du bassin versant de l'oued Boumessaoud:

| Caractéristique physiographiques | Valeurs |
|---|----------------|
| Surface (km ²) | 118 |
| Périmètre (km) | 59 |
| Indice de Gravelius | 1,52 |
| Longueur (km) | 24,53 |
| Largeur (km) | 4,74 |
| Altitude maximale(m) | 1246 |
| Altitude minimale(m) | 150 |
| Altitude la plus fréquente(m) | 700 - 800 |
| Altitude moyenne (m) | 623 |
| Indice de pente | 1.96 |
| Indice de pente global Ig | 0,035 |
| Temps de concentration des eaux (Tc) (h) | 4h30mn |
| Densité de drainage(km/km ²) | 2,38 |
| Coefficient de torrentialité (Ct) | 6.9 |

Chapitre III

Etude hydro-climatique

III.1. Introduction

Le climat est défini par l'ensemble des phénomènes météorologiques (vents, précipitations, température, évaporation...) qui varient d'un lieu à un autre de la surface terrestre. Il est déterminé par la situation géographique du lieu (latitude, altitude, éloignement par rapport à la mer) et par la circulation atmosphérique globale. Les conditions climatiques jouent un rôle important dans les comportements hydrologiques des cours d'eau et des conditions de recharge des aquifères. Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés aux principaux facteurs, indispensables pour l'établissement du bilan hydrique, telles que, les précipitations, la température et l'évapotranspiration.

III.2. Etude des précipitations

Le terme précipitations désigne des cristaux de glace ou des gouttelettes d'eau qui, ayant été soumis à des processus de condensation et d'agrégation à l'intérieur des nuages, sont devenus trop lourds pour demeurer en suspension dans l'atmosphère et tombent au sol. 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. (Remanieras, 1986). Nous nous intéresserons dans cette partie à l'étude des précipitations, qui constituent le facteur primordial dans le comportement hydrologique de la région. Elles varient dans le temps et dans l'espace.

Pour ce faire, nous avons retenu la station de Zenata dont les caractéristiques sont consignées dans le tableau III.1.

Tableau III.1: Présentation de la station pluviométrique.

| | Code | Altitude (m) | Longitude | Latitude | Période d'observation |
|---------------|--------|-----------------|------------|-------------|--------------------------|
| Zenata | 605310 | 246 | 1°27'25''W | 35°00'50''N | 1980/1981 – 2015/2016 |

Source O.N.M.

III.2.1. Variation interannuelle des précipitations

L'examen de la figure III.1, montre l'évolution de la pluviométrie annuelle sur une période de 36 ans (1980/1981-2015/2016), où l'on remarque que le régime annuel est très irrégulier d'une année à une autre. Les hauteurs maximales des précipitations atteignent 418,4mm observées en 2003-2004, tandis que les hauteurs minimales, elles sont de l'ordre de 133,2 mm enregistrées en 2012-2013. La moyenne interannuelle est de 281.8mm.

Tableau III.2: Précipitations annuelles enregistrées à la station de Zenata

(1980/1981-2015/2016)

| Année | PP (mm) | Année | PP (mm) | Année | PP (mm) | Année | PP (mm) |
|-----------|---------|-----------|---------|-----------|---------|-----------|---------|
| 1980/1981 | 348.5 | 1989/1990 | 293.0 | 1998/1999 | 300.1 | 2007/2008 | 244.8 |
| 1981/1982 | 174.3 | 1990/1991 | 336.0 | 1999/2000 | 228.7 | 2008/2009 | 358.8 |
| 1982/1983 | 290.0 | 1991/1992 | 320.6 | 2000/2001 | 307.9 | 2009/2010 | 383.4 |
| 1983/1984 | 282.1 | 1992/1993 | 268.3 | 2001/2002 | 266.7 | 2010/2011 | 370.8 |
| 1984/1985 | 230.8 | 1993/1994 | 355.6 | 2002/2003 | 335.5 | 2011/2012 | 290.9 |
| 1985/1986 | 335.0 | 1994/1995 | 166.9 | 2003/2004 | 418.4 | 2012/2013 | 133.2 |
| 1986/1987 | 373.7 | 1995/1996 | 314.3 | 2004/2005 | 301.8 | 2013/2014 | 144.0 |
| 1987/1988 | 305.7 | 1996/1997 | 284.0 | 2005/2006 | 194.5 | 2014/2015 | 150.1 |
| 1988/1989 | 306.6 | 1997/1998 | 346.0 | 2006/2007 | 243.4 | 2015/2016 | 139.0 |

Précipitations moyennes = 281.8mm

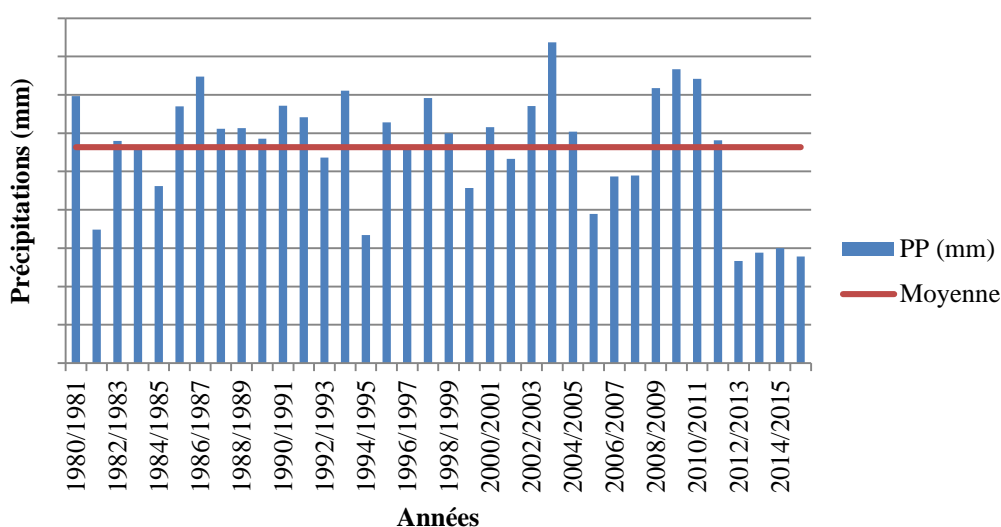


Figure III.1: Variation interannuelle des précipitations à la station Zenata (1980/1981-2015/2016)

III.2.2. Variation mensuelle des précipitations

Les valeurs moyennes mensuelles des précipitations enregistrées durant la période 1980/1981-2015/2016 sont consignées dans le tableau ci-dessous.

Tableau III.3: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations à la station Zenata

(1980/1981-2015/2016).

| Mois | S | O | N | D | J | F | M | A | M | J | Jt | A |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|
| P (mm) | 15.8 | 26.0 | 38.5 | 31.6 | 36.1 | 34.2 | 33.5 | 32.1 | 24.6 | 5.4 | 1.2 | 3.0 |

La répartition des précipitations moyennes mensuelles durant la période (1980/1981-2015/2016) (tableau III.3 et figure III.2), montre que le mois le plus sec est Juillet avec 1,2 mm, et le plus humide est Novembre avec 38,5 mm.

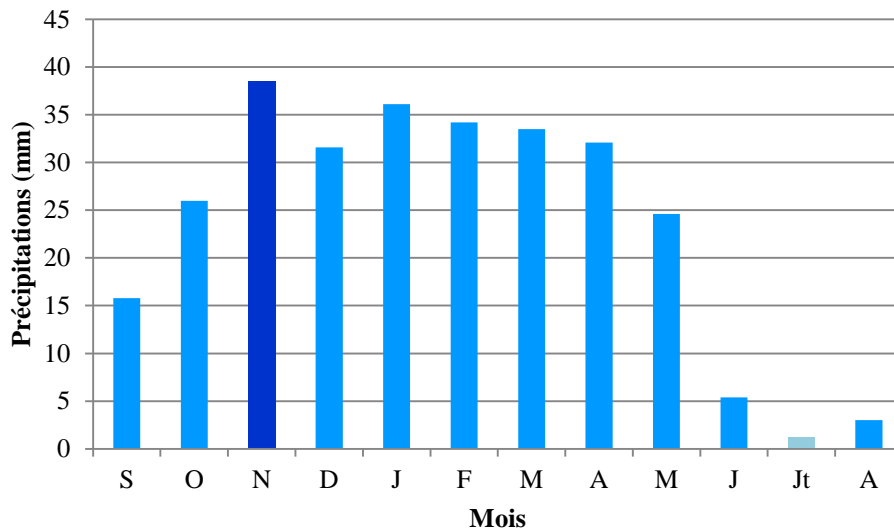


Figure III.2 : Variation des précipitations moyennes mensuelles à la station de Zenata (1980/1981- 2015/2016)

III.2.3. Variation des précipitations saisonnières

La distribution saisonnière des précipitations (fig.III.3& tab.III.4) montre, que l'Eté correspond à la saison la plus sèche, l'Hiver par contre, représente la saison la plus humide où s'effectueraient la plus grande partie des écoulements, suivi du Printemps.

Tableau III.4: Répartition des précipitations saisonnières à la station de Zenata (1980/1981- 2015/2016)

| Saisons | Automne | Hiver | Printemps | Eté |
|---------|---------|-------|-----------|-----|
| P(mm) | 80.3 | 101,9 | 90.2 | 9.6 |

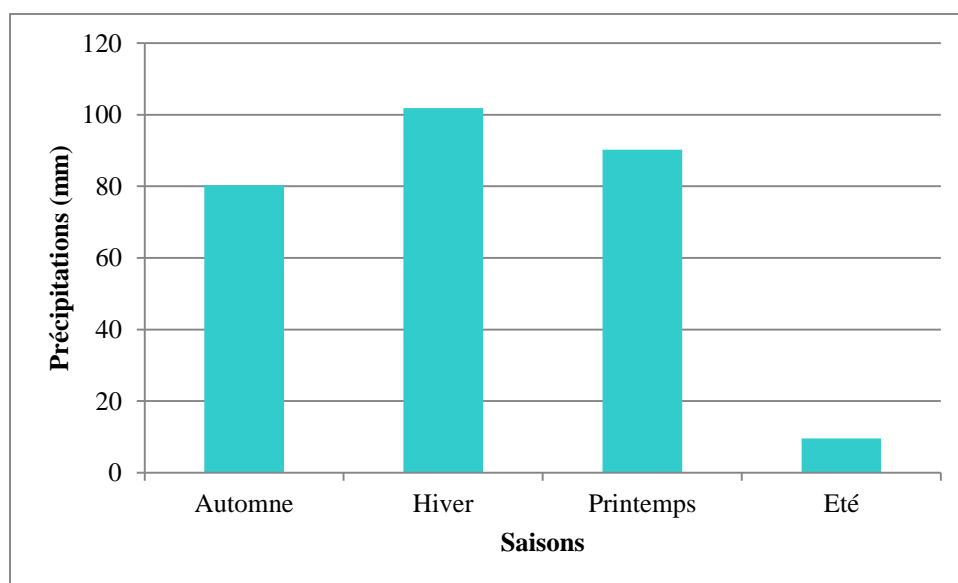


Figure III.3: Variations saisonnières des précipitations à la station Zenata (1980/1981-2015/2016)

III.2.4. Analyse 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 (Réménieras, 1986).

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 (Amiar, 2014).

III.2.4.1. Test de normalité

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

a- Test graphique : Consiste à tracer sur un papier de Gauss la courbe théorique et la courbe empirique et de les comparer.

b-Test analytique : Parmi les tests utilisés nous avons le test du Khi 2, le test de Kolmogorov, et on peut aussi utiliser un test qui considère les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement.

- Le test de Khi 2 mesure l'écart entre les fréquences observées et les fréquences théoriques, il est donné par la statistique du χ^2 .

-Il est utilisé pour déterminer si une distribution théorique comme la distribution normale, peut ajuster une distribution empirique, c'est-à-dire une distribution calculée à partir des données observées.

III.2.4.2. Adéquation des données à une loi statistique

L'analyse statistique des précipitations vise à définir les régimes à travers certaines valeurs représentatives. On peut déterminer de la sorte :

- Les valeurs moyennes, tendances centrales ou dominantes (moyenne, médiane), la dispersion ou fluctuation autour de la valeur centrale (écart-type, variance, quantiles),
- Les lois de distribution statistiques (loi normale, loi log normal, loi racine),
- Les valeurs extrêmes qui représentent les valeurs que prendront les précipitations pour une probabilité choisie à l'avance.

L'ensemble de ces valeurs ponctuelles, condensées sous forme statistique, est utilisé pour déterminer la fréquence et les caractéristiques d'un événement pluvieux isolé ou encore pour étudier la variabilité de la pluviométrie dans l'espace.

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 :

$$F = \frac{i}{N+1} \quad \text{eq. III. 1}$$

Fi : Fréquence.

i : Rang.

N : Effectif (nombre d'années).

Tableau III.5: Distribution des précipitations moyenne annuelles en terme croissant de la station de Zenata sur la période 1980/1981-2015/2016

| Années | P(mm) | Fréquences | Rang(i) | Années | P (mm) | Fréquences | Rang(i) |
|-----------|-------|------------|---------|-----------|--------|------------|---------|
| 2012/2013 | 133.2 | 0.0139 | 1 | 1998/1999 | 300.1 | 0.5139 | 19 |
| 2015/2016 | 139.0 | 0.0417 | 2 | 2004/2005 | 301.8 | 0.542 | 20 |
| 2013/2014 | 144.0 | 0.0694 | 3 | 1987/1988 | 305.7 | 0.569 | 21 |
| 2014/2015 | 150.1 | 0.0972 | 4 | 1988/1989 | 306.6 | 0.597 | 22 |
| 1994/1995 | 166.9 | 0.1250 | 5 | 2000/2001 | 307.9 | 0.625 | 23 |
| 1981/1982 | 174.3 | 0.1528 | 6 | 1995/1996 | 314.3 | 0.653 | 24 |
| 2005/2006 | 194.5 | 0.1806 | 7 | 1991/1992 | 320.6 | 0.681 | 25 |
| 1999/2000 | 228.7 | 0.2083 | 8 | 1985/1986 | 335.0 | 0.708 | 26 |
| 1984/1985 | 230.8 | 0.2361 | 9 | 2002/2003 | 335.5 | 0.736 | 27 |
| 2006/2007 | 243.4 | 0.2639 | 10 | 1990/1991 | 336.0 | 0.764 | 28 |
| 2007/2008 | 244.8 | 0.2917 | 11 | 1997/1998 | 346.0 | 0.792 | 29 |
| 2001/2002 | 266.7 | 0.3194 | 12 | 1980/1981 | 348.5 | 0.819 | 30 |
| 1992/1993 | 268.3 | 0.3472 | 13 | 1993/1994 | 355.6 | 0.847 | 31 |
| 1983/1984 | 282.1 | 0.3750 | 14 | 2008/2009 | 358.8 | 0.875 | 32 |
| 1996/1997 | 284.0 | 0.4028 | 15 | 2010/2011 | 370.8 | 0.903 | 33 |
| 1982/1983 | 290.0 | 0.4306 | 16 | 1986/1987 | 373.7 | 0.931 | 34 |
| 2011/2012 | 290.9 | 0.4583 | 17 | 2009/2010 | 383.4 | 0.958 | 35 |
| 1989/1990 | 293.0 | 0.4861 | 18 | 2003/2004 | 418.4 | 0.986 | 36 |

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 Zenata (Loi normale).

| | Paramètres | Formules | Valeurs de la station de Zenata |
|--------------------------|--------------------------|---|---------------------------------|
| Paramètres de position | Moyenne (mm) | $\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a p_i$ | 281.754 |
| Paramètres de dispersion | Variance | $\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a (p_i^2 - \bar{P}^2)$ | 5693.39 |
| | Ecart-type | $\sigma = \sqrt{\sigma^2}$ | 75.455 |
| | Coefficient de variation | $c_v = \frac{\sigma}{\bar{P}}$ | 0.268 |

avec :

N : Effectif (nombre d'années),

pi : Valeurs des précipitations de chaque année.

Le coefficient de variation $Cv < 0.3$, cela 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).

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

$$P = \bar{P} + \sigma u \qquad \text{eq. III.2}$$

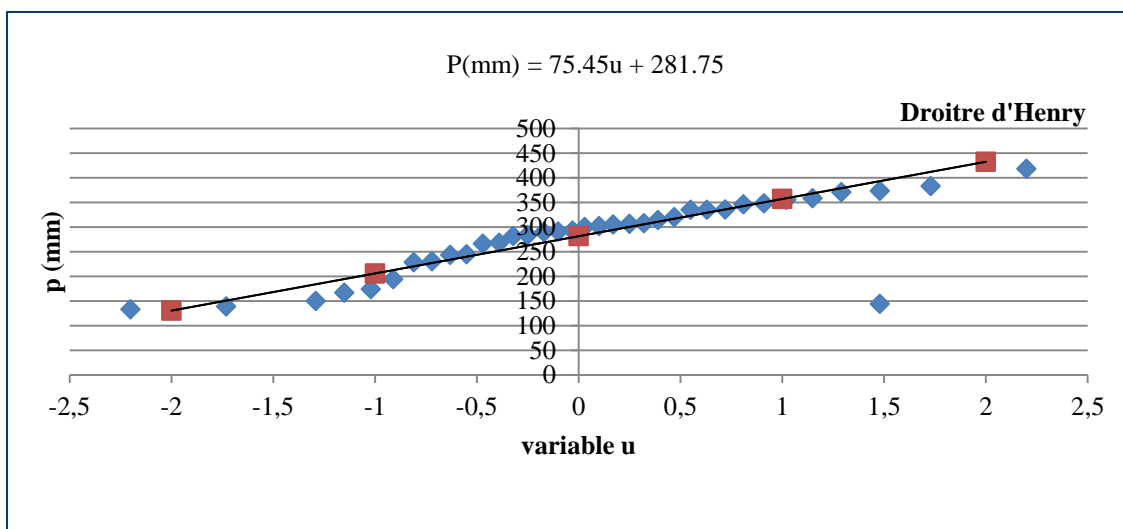


Figure III.4: Ajustement graphique des précipitations annuelles de la station Zenata la loi de distribution normale (1980/1981-2015/2016)

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 expérimental (tab17).

$$K = \sqrt{N} = \sqrt{36} = 6$$

avec :

K : Nombre de classes

N : Effectif.

L'effectif théorique des classes (np_i). Il est calculé par l'équation suivante :

$$np_i = N(F(K)) \qquad \text{eq. III. 3}$$

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

| K | Limites des classes | Effectifs observés (ni) | Fréquences de la classe | Effectifs théoriques (npi) | (ni - npi) ² / npi |
|---|---------------------|-------------------------|-------------------------|----------------------------|-------------------------------|
| 1 | [133.2 ; 180.73[| 6 | 0.902 | 5.4492 | 0.0557 |
| 2 | [180.73; 228.26 [| 2 | 0.7588 | 1.516 | 0.1545 |
| 3 | [228.26; 275.79 [| 6 | 0.5279 | 3.1674 | 2.5332 |
| 4 | [275.79 ; 323.32 [| 11 | 0.7088 | 7.7968 | 1.3160 |
| 5 | [323.32; 370.85] | 9 | 0.881 | 7.929 | 0.1447 |
| 6 | [370.85;418.38 [| 2 | 0.9649 | 1.9298 | 0.0026 |
| χ^2 calculé = 4.2066 | | | | | |

Pour un seuil de probabilité de 5% (0.05), le degré de liberté sera calculé par $\gamma = K - p - 1$,

avec :

$$\gamma = \text{ddl} = 6 - 2 - 1 = 3,$$

Donc χ^2 tabulé = 7,81

Le χ^2 calculé étant inférieur au χ^2 tabulé, l'adéquation de la série à une loi normale est acceptable.

- **Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée**

$$P = \bar{P} + \sigma u \quad \text{soit } P = 281.75 + 75.45 u \quad \text{eq. III.4}$$

avec :

P : Précipitations,

\bar{P} : Précipitation moyennes,

σ : Ecart type,

u : Variable réduite de Gauss.

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

| Station Zenata | |
|---|----------|
| Précipitations décennales (u = 1,28) | 378.3 mm |
| Précipitations centenaires (u = 2,32) | 456.7 mm |
| Précipitations millénaires (u = 3,29) | 530mm |

III.3. Etude des températures

III.3.1. Variation interannuelle des températures

La courbe de la figure III.5 et le tableau III.9, montrent que les températures moyennes annuelles sont irrégulières, elles ont tendance à augmenter d'une année à l'autre, on enregistre une température moyenne interannuelle de 17, 72°C. L'année la plus chaude est observée en 2009-2010 avec 18,58°C et relativement la plus froide a été observée en 1980-1981 avec 16,16 °C.

Tableau III. 9 : Variation interannuelle des températures à la station de Zenata (1980/1981-2015/2016)

| Année | Température | Année | Température | Année | Température | Année | Température |
|-----------|-------------|-----------|-------------|-----------|-------------|-----------|-------------|
| 1980-1981 | 16.16 | 1989-1990 | 18.43 | 1998-1999 | 17.66 | 2007-2008 | 17.77 |
| 1981-1982 | 17.93 | 1990-1991 | 17.28 | 1999-2000 | 17.90 | 2008-2009 | 18.03 |
| 1982-1983 | 16.58 | 1991-1992 | 16.94 | 2000-2001 | 18.34 | 2009-2010 | 18.58 |
| 1983-1984 | 17.03 | 1992-1993 | 17.04 | 2001-2002 | 17.72 | 2010-2011 | 18.17 |
| 1984-1985 | 17.33 | 1993-1994 | 17.65 | 2002-2003 | 18.15 | 2011-2012 | 17.58 |
| 1985-1986 | 17.44 | 1994-1995 | 18.45 | 2003-2004 | 17.64 | 2012-2013 | 17.11 |
| 1986-1987 | 17.33 | 1995-1996 | 18.07 | 2004-2005 | 17.18 | 2013-2014 | 18.29 |
| 1987-1988 | 17.94 | 1996-1997 | 17.63 | 2005-2006 | 18.02 | 2014-2015 | 18.37 |
| 1988-1989 | 17.64 | 1997-1998 | 18.19 | 2006-2007 | 17.90 | 2015-2016 | 18.27 |

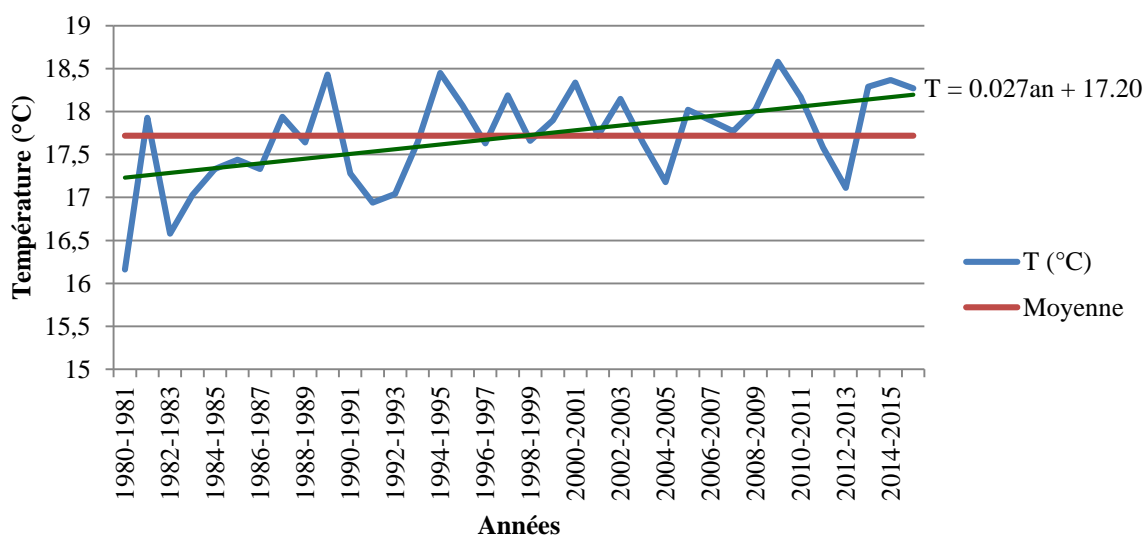


Figure III.5: Variation des températures moyennes annuelles à la station Zenata (1980/1981-2015/2016).

III.3.2. Variation des températures mensuelles

La variation de la température moyenne mensuelle à la station Zenata durant la période allant de 1980/1981 à 2015/2016, 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 (10,4 °C) et le mois d'Août comme le plus chaud de l'année (>26°C).

Tableau III.10 : Valeurs de la température moyenne mensuelle à la station Zenata (1980/1981-2015/2016).

| Mois | S | O | N | D | J | F | M | A | M | J | Jt | A |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| T | 23.07 | 19.37 | 14.78 | 11.54 | 10.39 | 11.34 | 13.50 | 15.42 | 18.54 | 22.72 | 25.73 | 26.24 |

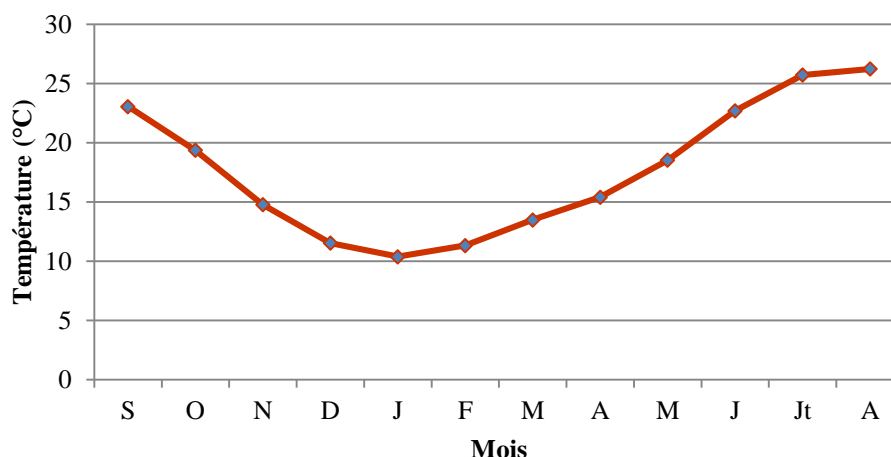


Figure III. 6: Variation des températures moyennes mensuelles à la station Zenata (1980/1981-2015/2016)

III.4. 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.4.1. 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 ($P \geq 2T$)

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.11 Valeurs des précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Zenata (1980/1981 – 2015/2016).

| Mois | S | O | N | D | J | F | M | A | M | J | Jt | A |
|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| P (mm) | 15.8 | 26.0 | 38.5 | 31.6 | 36.1 | 34.2 | 33.5 | 32.1 | 24.6 | 5.4 | 1.2 | 3.0 |
| T | 23.07 | 19.37 | 14.78 | 11.54 | 10.39 | 11.34 | 13.50 | 15.42 | 18.54 | 22.72 | 25.73 | 26.24 |

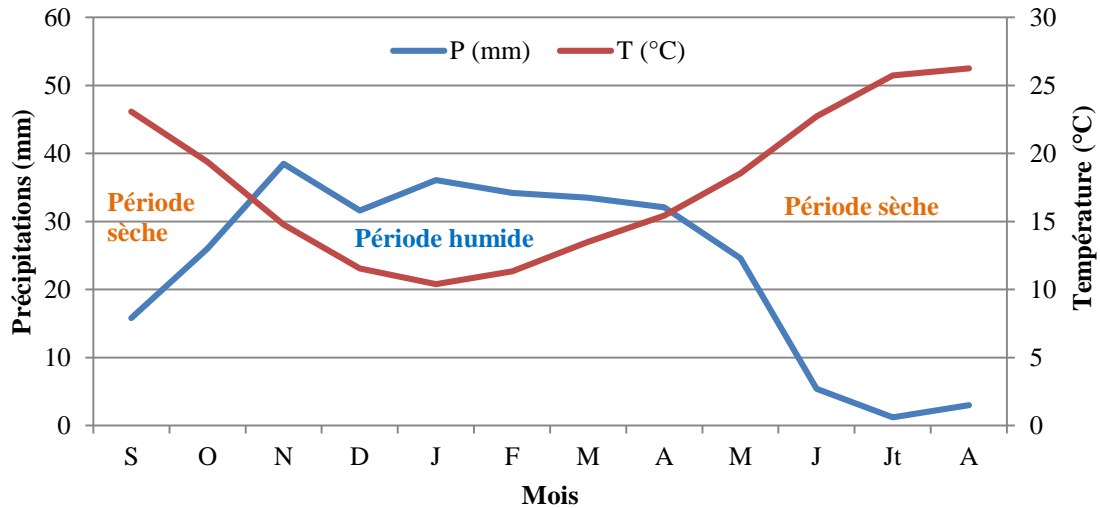


Figure III.7: Courbe pluviothermique de la station Zenata (1980/1981 – 2015/2016).

Nous y distinguons :

- Une période humide s'étalant entre le mois de Novembre et mois d'Avril.
- Une période sèche occupant les autres mois de l'année.

III.4.2. Indices climatiques

L'utilisation des indices climatique définis par les différents auteurs est très intéressante, car elle permet de mieux visualiser le type de climat d'une région. Pour ce faire, nous utiliserons l'indice d'aridité de De Martonne

De Martonne a établi en 1923 un indice d'aridité dont les variations correspondaient aux changements des conditions d'écoulement de l'eau. Cet indice est défini comme suit :

$$I = \frac{P}{10+T} \quad \text{eq. III.5}$$

avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm)

T : Température moyenne annuelle (°C)

I : indice d'aridité = 10,16

Le calcul du coefficient d'aridité annuel de De Martonne pour la station de Zenata (1980/1981-2015/2016) et selon la figure III.8 et le tableau III. 12, la région d'étude jouit d'un climat semi-aride avec un écoulement temporaire.

Tableau III.12: Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne

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

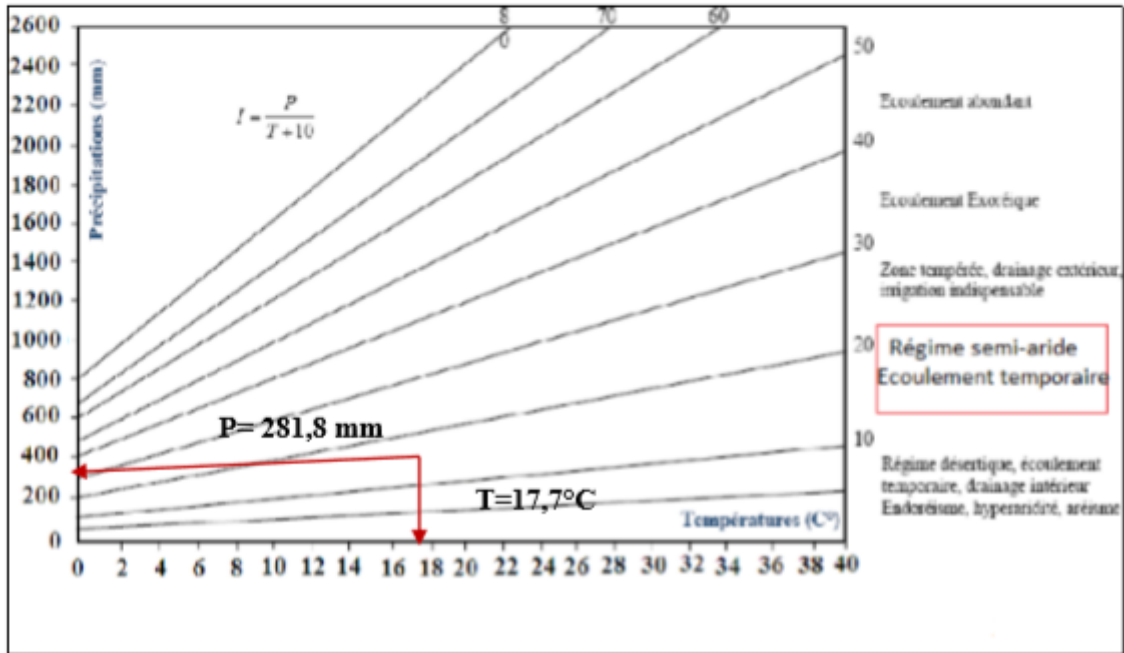


Figure III. 8: Abaque de De Martonne pour la station de Zenata(1980/1981-2015/2016)

III.5. Estimation de l'évapotranspiration potentielle

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

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

a. Méthode de Thornthwaite

Pour estimer l'ETP, en 1948 Thornthwaite a établi une corrélation entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration potentielle mensuelle par la formule suivante :

$$ETP_{noncorrigée} = 1,6 \left(\frac{10T}{I} \right)^a \quad \text{eq.III.6}$$

- $I = \sum_1^{12} i$
- $i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1.514}$
- $a = ((1.6 \times I)) / (100 + 0.5)$
- $K = 0.49 + 1.8(I/100) - 0.77(I/100)^2 + 0.67(I/100)^3$

$$\text{ETP}_{\text{corrigée}} = 1.6 \left(\frac{10T}{I}\right)^a \times K \quad \text{eq.III.7}$$

avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle (mensuelle) (mm),

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

I : Somme des 12 indices thermiques mensuels,

K : Coefficient de correction liée à la latitude (durée max d'ensoleillement).

b. Formule de L. Turc (1954)

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de la formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'insolation. Cette formule est la suivante :

$$\text{ETP} = 0,4(Ig + 50)k \frac{t}{t+15} \quad \text{eq. III.8}$$

avec :

Etp : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

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 %.

Si non :
$$K = 1 + \frac{50-hr}{70}$$

Si la radiation globale Ig n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation h par la formule suivante : $lg = IgA \left(0,18 + 0,62 \frac{h}{H}\right)$.

avec :

IgA : Radiation globale théorique (calorie/cm² /jour);

H : Durée théorique des jours du mois.

Les résultats de calcul d'ETP de Thornthwaite et Turc sont données aux tableaux qui suivent :

Tableau III.13: Valeurs d'ETP par la méthode de Thornthwaite (1980-1981/2015-2016).

| Année | ETP (mm) | Année | ETP (mm) | Année | ETP (mm) | Année | ETP (mm) |
|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| 1980-1981 | 814.1 | 1989-1990 | 919.9 | 1998-1999 | 907.9 | 2007-2008 | 894.9 |
| 1981-1982 | 890.7 | 1990-1991 | 842.8 | 1999-2000 | 901.9 | 2008-2009 | 899.2 |
| 1982-1983 | 839.1 | 1991-1992 | 858.9 | 2000-2001 | 916.4 | 2009-2010 | 933.4 |
| 1983-1984 | 849.7 | 1992-1993 | 859.8 | 2001-2002 | 926.9 | 2010-2011 | 927.7 |
| 1984-1985 | 890.6 | 1993-1994 | 908.2 | 2002-2003 | 890.6 | 2011-2012 | 924.2 |
| 1985-1986 | 876.0 | 1994-1995 | 944.9 | 2003-2004 | 930.1 | 2012-2013 | 862.8 |
| 1986-1987 | 868.8 | 1995-1996 | 887.1 | 2004-2005 | 819.2 | 2013-2014 | 930.2 |
| 1987-1988 | 894.3 | 1996-1997 | 863.0 | 2005-2006 | 892.9 | 2014-2015 | 954.7 |
| 1988-1989 | 900.5 | 1997-1998 | 824.0 | 2006-2007 | 917.7 | 2015-2016 | 918.6 |

Tableau III.14: Valeurs d'ETP par la méthode de Turc (1980-1981/2015-2016).

| Année | ETP (mm) | Année | ETP (mm) | Année | ETP (mm) | Année | ETP (mm) |
|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| 1980-1981 | 941.3 | 1989-1990 | 995.3 | 1998-1999 | 990.2 | 2007-2008 | 983.2 |
| 1981-1982 | 983.4 | 1990-1991 | 934.2 | 1999-2000 | 979.5 | 2008-2009 | 982.8 |
| 1982-1983 | 952.0 | 1991-1992 | 959.7 | 2000-2001 | 984.9 | 2009-2010 | 987.0 |
| 1983-1984 | 958.0 | 1992-1993 | 962.8 | 2001-2002 | 996.7 | 2010-2011 | 992.2 |
| 1984-1985 | 986.7 | 1993-1994 | 978.9 | 2002-2003 | 980.4 | 2011-2012 | 973.1 |
| 1985-1986 | 970.0 | 1994-1995 | 998.3 | 2003-2004 | 990.0 | 2012-2013 | 968.6 |
| 1986-1987 | 971.9 | 1995-1996 | 986.9 | 2004-2005 | 976.4 | 2013-2014 | 990.6 |
| 1987-1988 | 984.9 | 1996-1997 | 980.2 | 2005-2006 | 961.8 | 2014-2015 | 994.4 |
| 1988-1989 | 976.0 | 1997-1998 | 940.2 | 2006-2007 | 987.5 | 2015-2016 | 994.0 |

D'après la figure III.9, nous pouvons dire que la méthode de Turc surestime l'évapotranspiration potentielle en comparaison avec celle de Thornthwaite.

Le maximum d'ETP est enregistré en 2014-2015 avec 954.7 mm pour Thornthwaite et 998.4 mm pour Turc (1994-1995). Quant au minimum, il est observé en 1980-1981 avec 814.1 mm pour Thornthwaite et en 1990-1991 et est estimé à 934.2 mm pour Turc.

La moyenne interannuelle de l'évapotranspiration potentielle sur la série allant de (1980-1981/2015-2016) est égale à 891.2mm pour Thornthwaite et est de 977.1mm pour Turc.

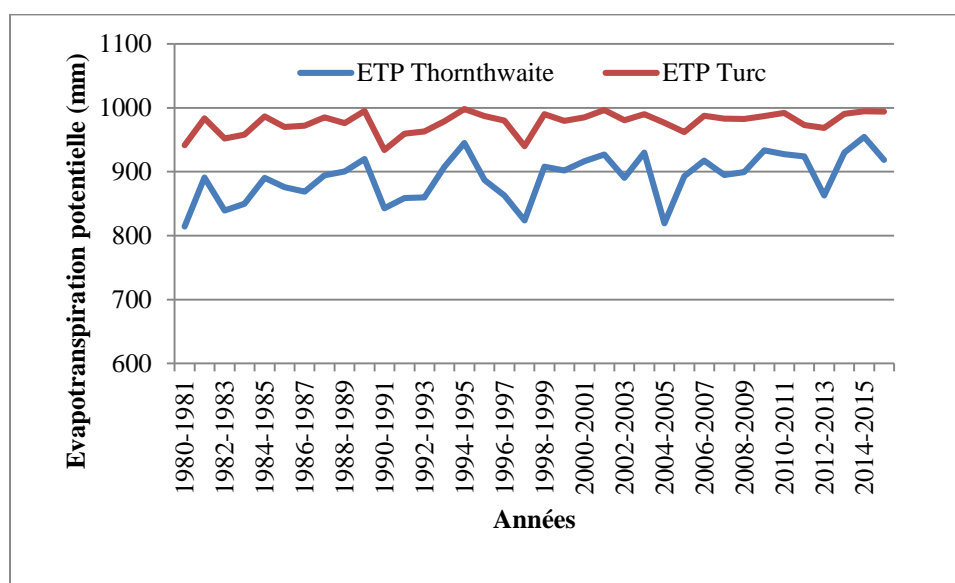


Figure III.9: Variation de l'ETP Turc et l'ETP de Thornthwaite (1980-1981/2015-2016).

III.6. Etude des débits

III.6.1. Variation interannuelle des débits

Pour cette étude, nous disposons des données de la station hydrométrique Zenâta située en aval est hors service depuis 2005 (table. III.15).

Tableau III.15 : Présentation de la station hydrométrique.

| | Code | Altitude (m) | X (km) | Y (km) | Période d'observation |
|--------|--------|--------------|---------|---------|-----------------------|
| Zenata | 160507 | 270 | 120,150 | 194,600 | 1972/1973 – 2011/2012 |

Nous avons représenté sur le tableau III.16, les valeurs des débits annuels à la station Zenata durant la période (1972/1973-2011/2012).

Tableau III. 16 : Débits annuels à la station hydrologique de Zenata (1972/1973-2011/2012)

| Année | Q (m ³ /s) | Année | Q (m ³ /s) | Année | Q (m ³ /s) | Année | Q (m ³ /s) |
|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|-----------|------------------------------------|
| 1972-1973 | 0.37 | 1982-1983 | 0.04 | 1992-1993 | 0.04 | 2002-2003 | 0.05 |
| 1973-1974 | 0.51 | 1983-1984 | 0.04 | 1993-1994 | 0.03 | 2003-2004 | 0.05 |
| 1974-1975 | 0.42 | 1984-1985 | 0.05 | 1994-1995 | 0.18 | 2004-2005 | 0.03 |
| 1975-1976 | 0.14 | 1985-1986 | 0.05 | 1995-1996 | 0.22 | 2005-2006 | 0.02 |
| 1976-1977 | 0.10 | 1986-1987 | 0.06 | 1996-1997 | 0.27 | 2006-2007 | 0.05 |
| 1977-1978 | 0.04 | 1987-1988 | 0.02 | 1997-1998 | 0.05 | 2007-2008 | 0.09 |
| 1978-1979 | 0.04 | 1988-1989 | 0.27 | 1998-1999 | 0.08 | 2008-2009 | 0.18 |
| 1979-1980 | 0.06 | 1989-1990 | 0.13 | 1999-2000 | 0.01 | 2009-2010 | 0.08 |
| 1980-1981 | 0.11 | 1990-1991 | 0.15 | 2000-2001 | 0.03 | 2010-2011 | 0.08 |
| 1981-1982 | 0.03 | 1991-1992 | 0.13 | 2001-2002 | 0.12 | 2011-2012 | 0.16 |
| | | | | | | | Qmoy = 0.11 m³/s |

Source A.N.R.H.

La variation interannuelle des débits enregistrés au niveau de la station de Zenata, durant la période d'étude (fig.III.10), montre un module interannuel de 0,11 m³/s. Nous observons que sur cette série il y a une période exceptionnelle (1972/1975), ayant enregistré des valeurs nettement supérieures à la moyenne, atteignant jusqu'à 0.51m³/s qui pourront influencer le calcul de la moyenne interannuelle. Le minimum a été observé en 1999/2000 avec une valeur de 0.01 m³/s.

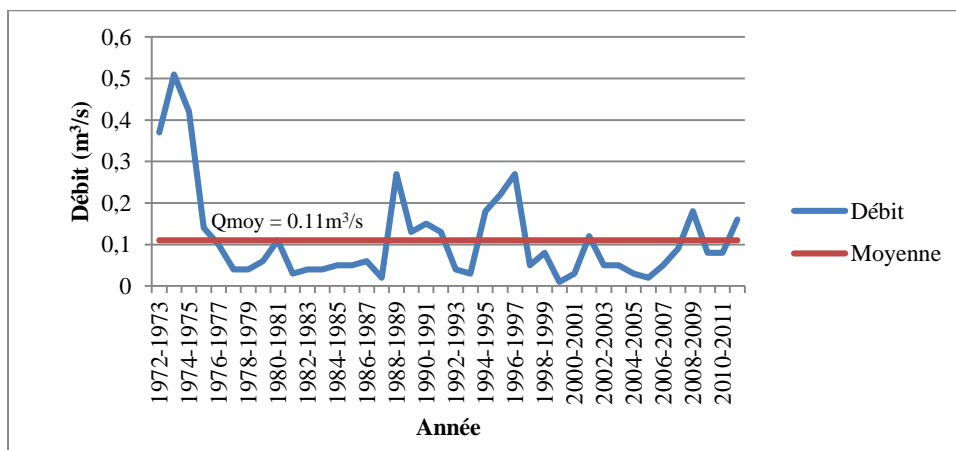


Figure III.10 ; Variation interannuelle des débits de l’oued Boumessaoud (1972/73-2011/2012)

III.6.2. Variation mensuelle des débits

Les débits moyens mensuels enregistrés durant la période 1972/1973-2011/2012 sont consignés dans le tableau ci-dessous. Juillet et Août accusent les valeurs les plus faibles (0.02 m³/s), par contre le mois de Mars enregistre la valeur maximale de l’ordre de 0,33m³/s.

Tableau III.17: Valeurs moyennes mensuelles des débits de l'oued Boumessaoud (1972/1973-2011/2012)

| Mois | S | O | N | D | J | F | M | A | M | J | Jt | A |
|----------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Q(m ³ /s) | 0.05 | 0.09 | 0.11 | 0.11 | 0.13 | 0.13 | 0.33 | 0.23 | 0.10 | 0.05 | 0.02 | 0.02 |

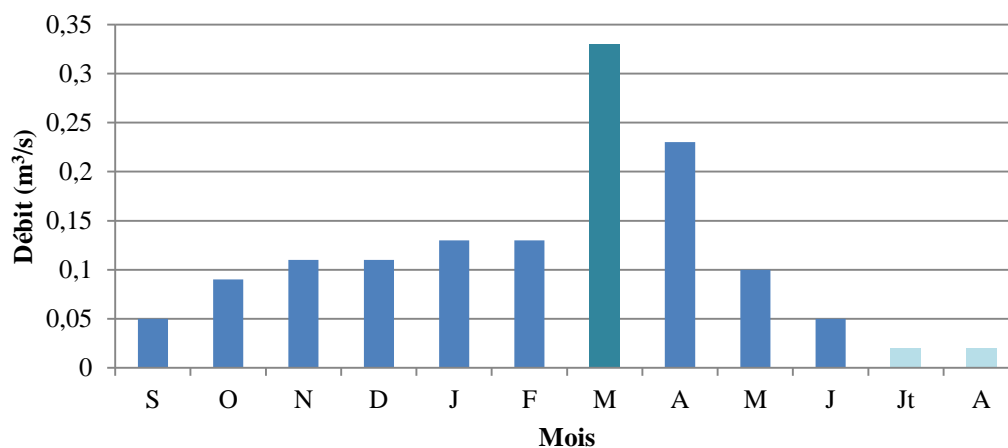


Figure III.11: Variation mensuelle des débits de l'oued Boumessaoud (1972/1973-2011/2012)

III.6.3. Variation saisonnière des débits

La distribution saisonnière des débits (fig. III. 12&tab. III. 18), montre que c'est au Printemps que s'effectue l'essentiel des écoulements où le débit est de 0.22 m³/s et s'explique par la présence de fortes pluies durant le Printemps et l'état de saturation du sol en Hiver.

Tableau III. 18: Répartition des débits saisonniers

| Saisons | Automne | Hiver | Printemps | Eté |
|-----------------------|---------|-------|-----------|------|
| Q (m ³ /s) | 0.08 | 0.12 | 0.22 | 0.03 |

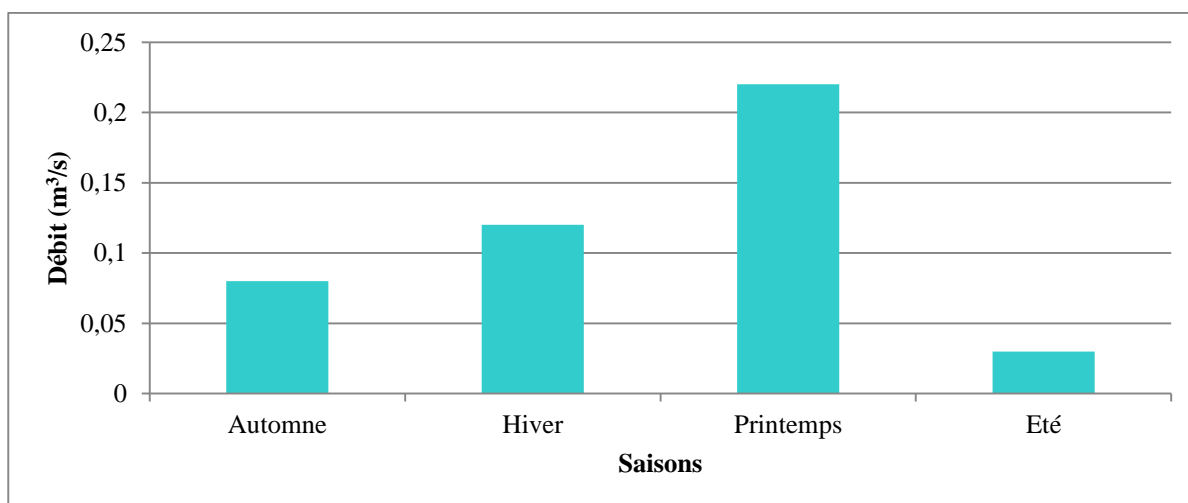


Figure III.12: Variation saisonnière des débits de l'oued Boumessaoud (1972/1973-2011/2012)

III.6.4. Analyse Statistique des débits

Nous avons reporté sur le tableau III.19, les valeurs des débits moyens annuels qui sont classées suivant une distribution ordonnée en terme croissant.

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

$$F = \frac{i}{N+1} \quad \text{eq. III. 9}$$

F_i : Fréquence.

i : Rang.

N : Effectif (nombre d'années).

Tableau III.19: Distribution des débits moyenne annuels en terme croissant de la station de Zenata (1972/1973-2011/2012)

| Années | Q (L/s) | LogQ | Fréquences | Rang (i) | Années | Q (L/s) | LogQ | Fréquences | Rang (i) |
|-----------|---------|------|------------|----------|-----------|---------|------|------------|----------|
| 1999-2000 | 10 | 1,00 | 0,0125 | 1 | 1998-1999 | 80 | 1,90 | 0,5125 | 21 |
| 1987-1988 | 20 | 1,30 | 0,0375 | 2 | 2009-2010 | 80 | 1,90 | 0,5375 | 22 |
| 2005-2006 | 20 | 1,30 | 0,0625 | 3 | 2010-2011 | 80 | 1,90 | 0,5625 | 23 |
| 1993-1994 | 30 | 1,48 | 0,0875 | 4 | 2007-2008 | 90 | 1,95 | 0,5875 | 24 |
| 2000-2001 | 30 | 1,48 | 0,1125 | 5 | 1976-1977 | 100 | 2,00 | 0,6125 | 25 |
| 2004-2005 | 30 | 1,48 | 0,1375 | 6 | 1980-1981 | 110 | 2,04 | 0,6375 | 26 |
| 1981-1982 | 30 | 1,48 | 0,1625 | 7 | 2001-2002 | 120 | 2,08 | 0,6625 | 27 |
| 1992-1993 | 40 | 1,60 | 0,1875 | 8 | 1989-1990 | 130 | 2,11 | 0,6875 | 28 |
| 1978-1979 | 40 | 1,60 | 0,2125 | 9 | 1991-1992 | 130 | 2,11 | 0,7125 | 29 |
| 1983-1984 | 40 | 1,60 | 0,2375 | 10 | 1975-1976 | 140 | 2,15 | 0,7375 | 30 |
| 1977-1978 | 40 | 1,60 | 0,2625 | 11 | 1990-1991 | 150 | 2,18 | 0,7625 | 31 |
| 1982-1983 | 40 | 1,60 | 0,2875 | 12 | 2011-2012 | 160 | 2,20 | 0,7875 | 32 |
| 1984-1985 | 50 | 1,70 | 0,3125 | 13 | 2008-2009 | 180 | 2,26 | 0,8125 | 33 |
| 2006-2007 | 50 | 1,70 | 0,3375 | 14 | 1994-1995 | 180 | 2,26 | 0,8375 | 34 |
| 1997-1998 | 50 | 1,70 | 0,3625 | 15 | 1995-1996 | 220 | 2,34 | 0,8625 | 35 |
| 2003-2004 | 50 | 1,70 | 0,3875 | 16 | 1996-1997 | 270 | 2,43 | 0,8875 | 36 |
| 2002-2003 | 50 | 1,70 | 0,4125 | 17 | 1988-1989 | 270 | 2,43 | 0,9125 | 37 |
| 1985-1986 | 50 | 1,70 | 0,4375 | 18 | 1972-1973 | 370 | 2,57 | 0,9375 | 38 |
| 1979-1980 | 60 | 1,78 | 0,4625 | 19 | 1974-1975 | 420 | 2,62 | 0,9625 | 39 |
| 1986-1987 | 60 | 1,78 | 0,4875 | 20 | 1973-1974 | 510 | 2,71 | 0,9875 | 40 |

❖ Ajustement par la loi log normal

a. Test graphique

Les résultats de calcul sont illustrés sur le tableau qui suit :

Tableau III.20: Paramètres de position et dispersion des débits (loi log normal)

| | Paramètres | Formules | Valeurs de la station de Zenata |
|--------------------------|--------------------------|--|---------------------------------|
| Paramètres de position | Moyenne | $\overline{\log Q} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a \log Q_i$ | 1,91 |
| Paramètres de dispersion | Variance | $\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a (\log Q_i^2 - \overline{\log Q}^2)$ | 0,14 |
| | Ecart type | $\sigma = \sqrt{\sigma^2}$ | 0,37 |
| | Coefficient de variation | $c_v = \frac{\sigma}{\overline{Q}}$ | 0,19 |

La distribution représentée par la droite d’Henry (fig.III.15) pour la loi log normale est calculée par l’équation suivante :

$$\log Q = \overline{\log Q} + \sigma u \tag{eq. III.10}$$

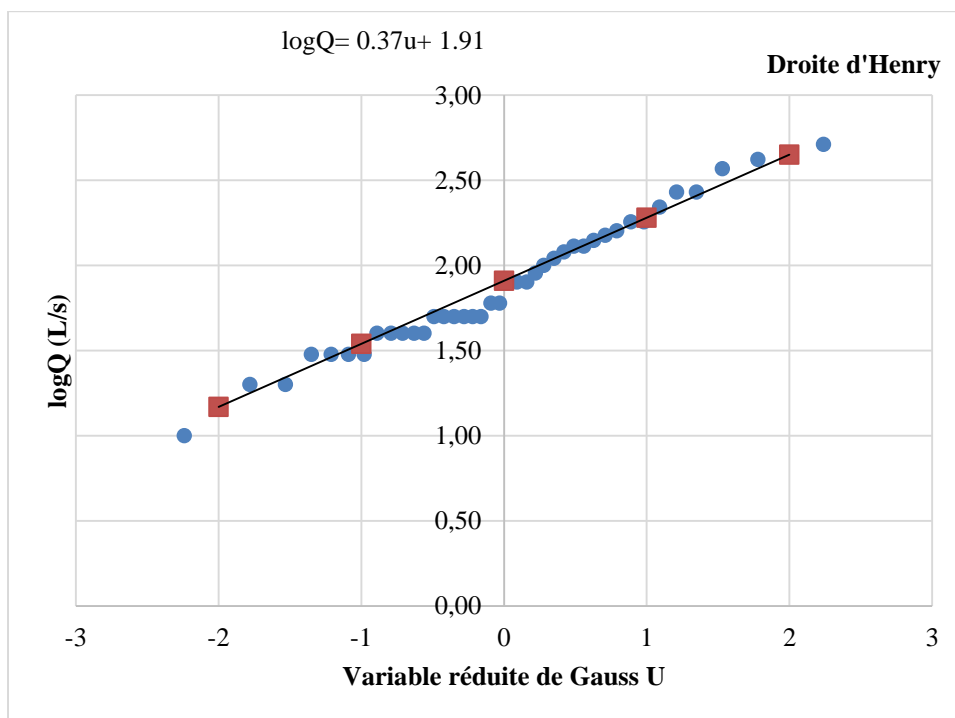


Figure III.13: Ajustement graphique des débits annuels de la station Zenata avec la loi de distribution log normale (1972/1973-2011/2012)

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

Le calcul du χ^2 est donné au tableau suivant :

Tableau III.21: Calcul du χ^2 pour la station de Zenata (loi log normal).

| K | Limites des classes | Effectifs observés (ni) | Fréquences de la classe | Effectifs théoriques (npi) | (ni - npi) ² / npi |
|---|---------------------|-------------------------|-------------------------|----------------------------|---|
| 1 | [1 ; 1,68[| 12 | 0,6915 | 8,298 | 1,6515 |
| 2 | [1,68; 2[| 12 | 0,9788 | 11,7456 | 0,0055 |
| 3 | [2; 2,14[| 5 | 0,7324 | 3,662 | 0,4888 |
| 4 | [2,14 ; 2,30[| 5 | 0,8531 | 4,2655 | 0,1264 |
| 5 | [2,30 ; 2,61[| 4 | 0,9656 | 3,8624 | 0,0049 |
| 6 | [2,61 ; 2,89[| 2 | 0,9949 | 1,9898 | 5,2287E-05 |
| | | | | | χ^2 calculé = 2.27 |

Avec un seuil de probabilité de 5% (0.05), le degré de liberté est égal à : ddl = 6-2-1 = 4, $\chi^2_{\text{tabulé}} = 7.81$.

Le χ^2_{cal} est inférieur au χ^2_{tab} l'ajustement des débits annuels à une loi log normal est acceptable

• Calcul des débits pour des périodes de récurrence donnée

$$\log Q = \overline{\log Q} + \sigma u$$

eq. III.11

avec :

Q : Débit annuel

$\overline{\log Q}$: Moyenne des log Q,

σ : Ecart type,

u : Variable réduite de Gauss.

Tableau III.22: Calcul des débits pour des périodes de récurrence donnée

| Station Zenata | |
|-----------------------------|-----------------------|
| Débit décennal (u = 1,28) | 0.24m ³ /s |
| Débit centenaire (u = 2,32) | 0.59m ³ /s |
| Débit millénaire (u = 3,29) | 1.34m ³ /s |

III.7. Etude des lames d'eau écoulées

III.7.1. Variation interannuelle des lames d'eau écoulées

Tableau III. 23: Lames d'eau écoulées interannuelles à la station Zenata

(1972/1973-2011/2012)

| Année | Le (mm) | Année | Le (mm) | Année | Le (mm) | Année | Le(mm) |
|---|---------|-----------|---------|-----------|---------|-----------|--------|
| 1972-1973 | 98.9 | 1982-1983 | 10.7 | 1992-1993 | 10.7 | 2002-2003 | 13.4 |
| 1973-1974 | 136.3 | 1983-1984 | 10.7 | 1993-1994 | 8.0 | 2003-2004 | 13.4 |
| 1974-1975 | 112.2 | 1984-1985 | 13.4 | 1994-1995 | 48.1 | 2004-2005 | 8.0 |
| 1975-1976 | 37.4 | 1985-1986 | 13.4 | 1995-1996 | 58.8 | 2005-2006 | 5.3 |
| 1976-1977 | 26.7 | 1986-1987 | 16.0 | 1996-1997 | 72.2 | 2006-2007 | 13.4 |
| 1977-1978 | 10.7 | 1987-1988 | 5.3 | 1997-1998 | 13.4 | 2007-2008 | 24.1 |
| 1978-1979 | 10.7 | 1988-1989 | 72.2 | 1998-1999 | 21.4 | 2008-2009 | 48.1 |
| 1979-1980 | 16.0 | 1989-1990 | 34.7 | 1999-2000 | 2.7 | 2009-2010 | 21.4 |
| 1980-1981 | 29.4 | 1990-1991 | 40.1 | 2000-2001 | 8.0 | 2010-2011 | 21.4 |
| 1981-1982 | 8.0 | 1991-1992 | 34.7 | 2001-2002 | 32.1 | 2011-2012 | 42.8 |
| Lame d'écoulée moyenne = 30.6 mm | | | | | | | |

La variation interannuelle des lames d'eau enregistrées au niveau de la station Zenata, au cours de la période (1972/1973 - 2011/2012) (fig.III.14), montre une lame d'eau interannuelle moyenne de 30.6 mm avec une période exceptionnelle entre(1972/1975), ayant enregistré des valeurs nettement supérieures à la moyenne, atteignant jusqu'à 136.3mm. Le minimum d'écoulement a été observé en 1999/2000 avec une lame de 2.7mm.

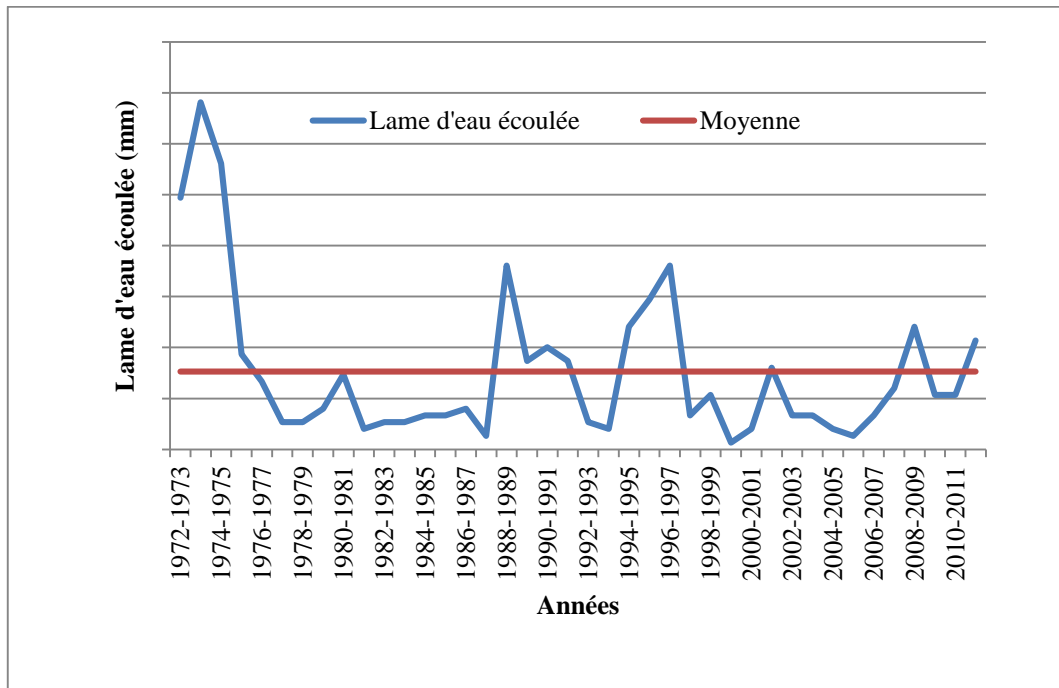


Figure III.14: Variation interannuelle des lames d'eau écoulées de l'oued Boumessaoud (1972/1973-2011/2012)

III.7.2. Variation mensuelle des lames d'eau écoulées

Les valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau enregistrées durant la période 1972/1973-2011/2012 sont consignées dans le tableau III.24.

Tableau III.24: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées de l'oued Boumessaoud (1972/1973-2011/2012)

| Mois | S | O | N | D | J | F | M | A | M | J | Jt | A |
|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Le (mm) | 1.1 | 2.0 | 2.4 | 2.5 | 3.0 | 2.7 | 7.5 | 5.1 | 2.3 | 1.1 | 0.5 | 0.4 |

Les lames d'eau moyennes mensuelles oscillent entre 0.4mm observées en Août et 7.5mm enregistrée au mois de Mars.

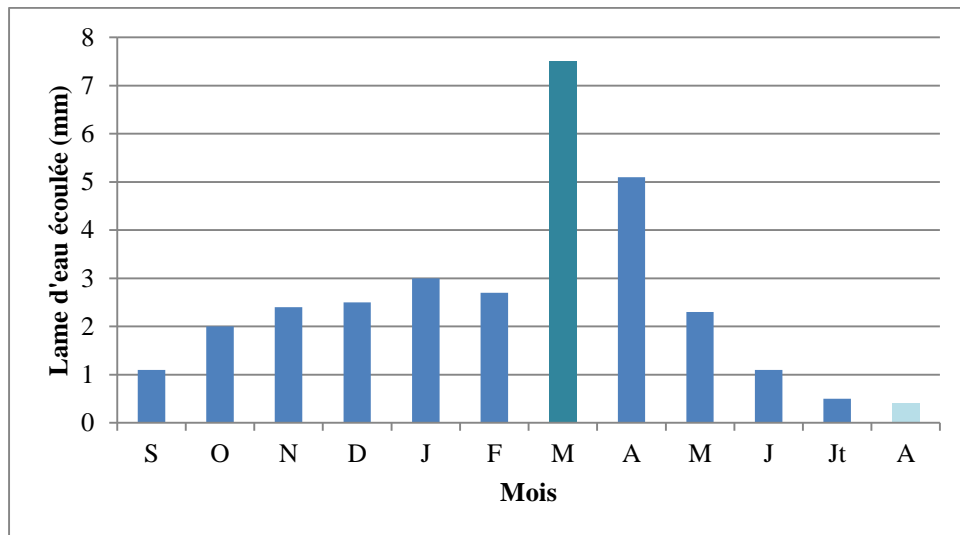


Figure III.15: Variation mensuelle des lames d'eau écoulées de l'oued Boumessaoud (1972/1973-2011/2012)

III.7.3. Variation saisonnière des lames d'eaux écoulées

La distribution saisonnière des lames d'eau écoulées montre que c'est au Printemps que s'effectue l'essentiel des écoulements (tab. III. 25&fig. III. 16). La lame d'eau durant cette saison est de 4.84mm et s'explique par la présence de fortes pluies durant le Printemps sur un sol saturé par les pluies d'Hiver.

Tableau III.25: Répartition lames d'eau écoulées saisonnières

| Saisons | Automne | Hiver | Printemps | Eté |
|---------|---------|-------|-----------|-----|
| Le (mm) | 5.5 | 8.2 | 14.9 | 2.0 |

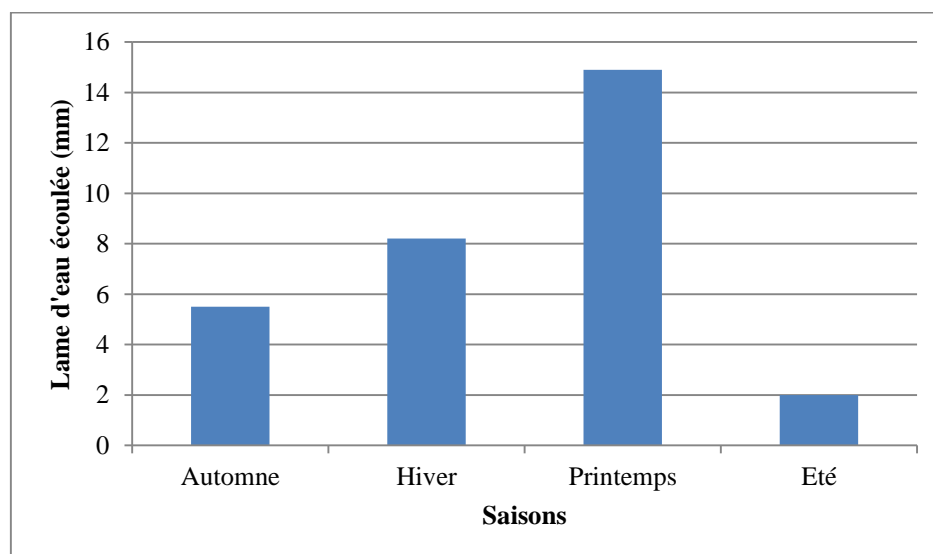


Figure III. 16: Variation saisonnière des lames d'eau écoulées de l'oued Boumessaoud (1972/1973-2011/2012)

III.8. Comparaison des précipitations et des lames d'eau écoulées

Les figures (III.17.a, b et c) permettent d'appréhender la réaction du cours d'eau vis-à-vis des précipitations.

La figure III.17 (a), montre que le maximum de précipitations n'engendre pas forcément le maximum d'écoulement, comme c'est le cas pour l'année 2003/2004 qui a assisté à des précipitations abondantes (418,4mm) et pourtant l'écoulement est plus faible (13,4mm), contrairement aux années (1988/1989) et (1996/1997) où les précipitations enregistrées n'étaient que respectivement de 306,6mm et de 284mm alors que la lame d'eau écoulée a gagné de l'ampleur avec une valeur maximale de 72,2mm observée pendant la période. Nous pourrions émettre l'hypothèse d'un soutien à partir de la fonte de la neige au cours de ces deux années ou des intensités pluviométriques plus intenses.

Quant à la figure III. 17(b), le mois de Novembre qui est le plus pluvieux enclenche une lame d'eau écoulée moyenne (2,4mm) relativement plus faible à ceux qui le suivent. On assiste là à une reconstitution des réserves et le soutien par les sources. Quant au mois de Mars qui enregistre une valeur importante (7,5mm) (presque le triple du mois de Novembre) nous pourrions vraisemblablement attribuer ce fait au soutien par les eaux souterraines et la fonte des neiges connue dans la région en cette période de l'année. On observe aussi une décroissance progressive des débits à partir du mois d'Avril jusqu'au tarissement.

L'analyse de la figure III. 17(c), montre qu'à partir de l'Automne l'écoulement est important, on assiste là à la reconstitution des réserves au niveau du bassin. L'écoulement croît en Hiver à cause des pluies non négligeables en cette période de l'année et atteint son maximum au Printemps confirmant ainsi l'apport considérable des sources et la fonte de la neige quand elle existe.

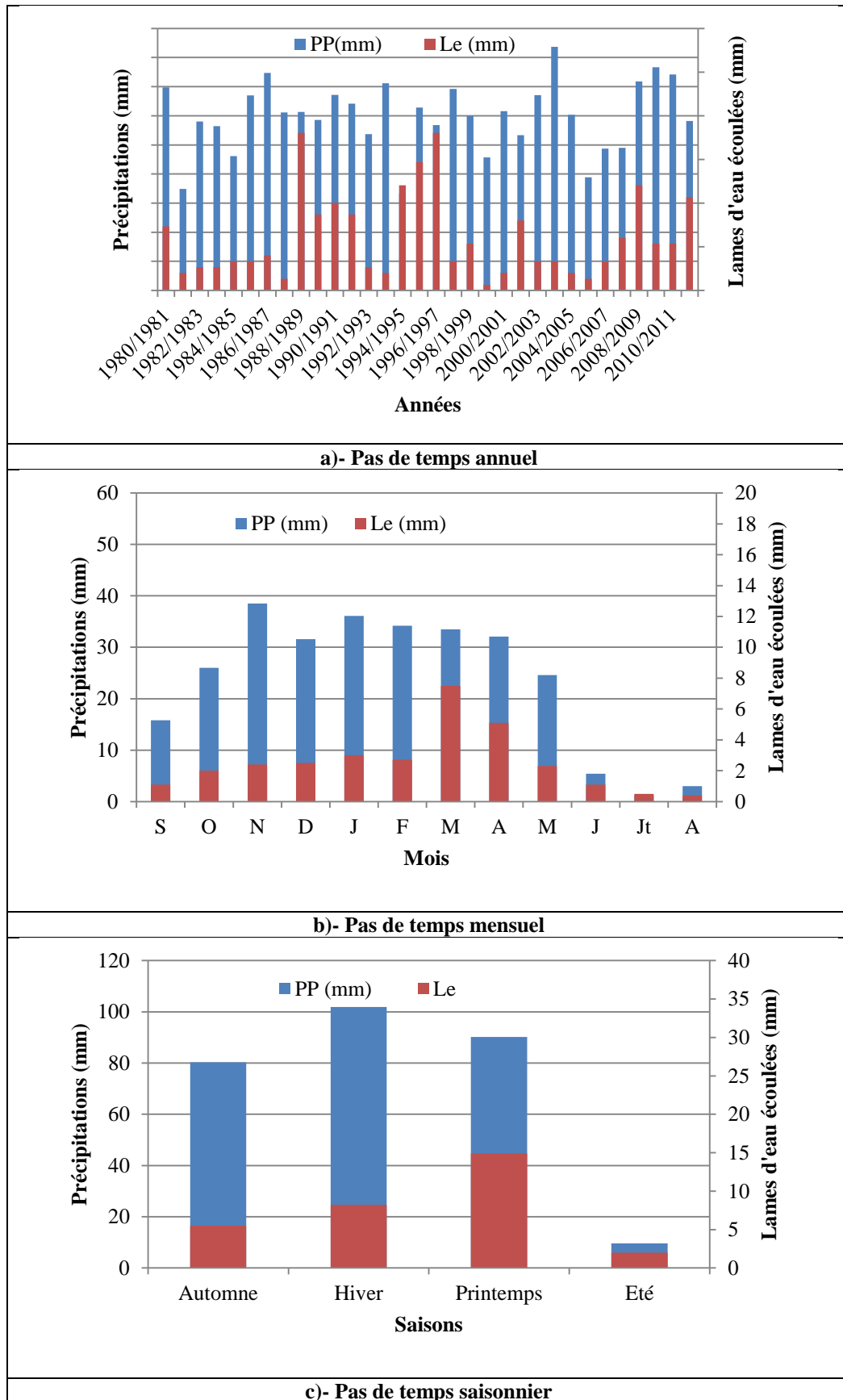


Figure III. 17: Relation entre les précipitations et les lames d'eau écoulées des stations pluviométrique et hydrométrique de Zenata (1980/1981 – 2011/2012)

III.9. Conclusion

Les données climatiques amassées par la station de Zenata au cours de 36 ans s'étendant de 1980/1981 jusqu'à 2015/2016, basées principalement sur deux paramètres, précipitations et températures, ont mis en évidence un climat semi-aride caractérisé par :

- Une moyenne pluviométrique de 281,8 mm/an.
- Sur le plan mensuel, le mois de Janvier est généralement le plus humide, Juillet étant le plus sec.
- La température moyenne annuelle enregistrée est de 17,7°C.
- Le mois de Janvier est le plus froid avec 10,39°C, Août est le mois le plus chaud avec 26,24°C.
- L'évapotranspiration potentielle est importante et est égale à 891.2mm/an calculée par la méthode de Thornthwaite et à 977.1 mm donnée par la formule de Turc.
- Le débit moyen annuel calculé pour la période (1972/1973-2011/2012) est estimé à 0,11 m³/s correspondant à une lame d'eau écoulée de 30.6mm.
- Le maximum d'écoulement ne correspond pas forcément aux pluies les pluies fortes, ceci est dû à l'état du sol, les caractères physiques du bassin et sa géologie, l'intensité pluvial et l'apport occasionnel de la neige.

Chapitre IV

Modélisation Pluie-Débit

IV.1. Introduction

Le modèle suédois HBV est un modèle conceptuel semi distribué utilisé dans le monde pour la simulation du ruissellement appliqué sur les bassins versants non jaugés. Il divise le bassin versant en sous bassins versants ou en zones homogènes (Audrey, 2002) et calcule le débit pour divers sous bassins. C'est la première utilisation de ce modèle sur le sous bassin versant d'oued Boumessaoud et où nous allons faire une application du modèle avec son option globale HBV.

Le modèle HBV Light a de nombreuses applications (Seibert, 2005) parmi lesquelles on peut citer :

- Étendre les séries de données de ruissellement (ou combler les lacunes),
- Le contrôle de la qualité des données,
- Effectuer les études de bilan hydrique,
- La prévision du ruissellement (alerte d'inondation et réservoir opération),
- Calculer les inondations de conception pour la sécurité des barrages,
- Étudier les effets des changements dans le bassin versant,
- Pour simuler une décharge à partir de captages non jaugés,
- Pour simuler les effets du changement climatique.

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) mesurées à la station de Zenata (fig. IV.1).

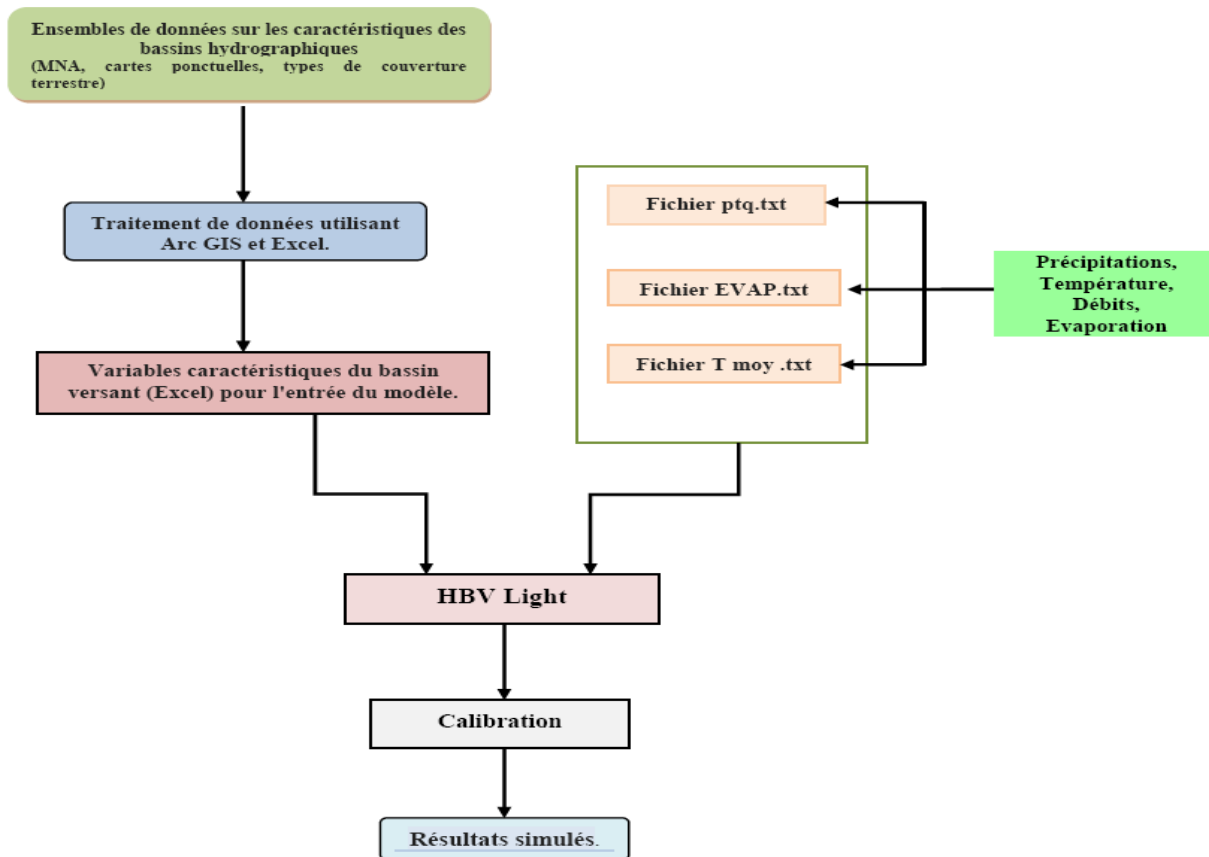


Fig. IV.1 : Organigramme montrant le processus d'entrée et de sortie du modèle HBV Light.

IV.2. Résultats de l'application du modèle HBV Light

IV.2.1. Calage du modèle

Le modèle comprend des éléments, appelés paramètres qui sont des caractéristiques du site de prévision : que ces paramètres aient une signification physique plus ou moins précise, ils permettent d'ajuster le modèle aux différentes configurations d'écoulement.

L'étape de **calage**, encore appelée **calibration** est une phase « **d'apprentissage** » par le modèle dans le but de l'ajuster aux spécificités du site de prévision, c'est-à-dire de déterminer les valeurs de ses paramètres qui lui permettent d'obtenir les meilleures performances au sens d'un critère donné (dans notre cas le coefficient de performance de Nash, le coefficient de détermination ainsi que la visualisation graphique entre les débits calculés et les débits simulés. Certains paramètres sont souvent impossibles à mesurer ou à évaluer.

Le processus du **calage manuel** peut être une tâche très pénible et très longue, dépendant du nombre de paramètres libres du modèle 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 période choisie pour le calage s'étale du 01/09/1989 au 31/08/1999. On opère des changements des valeurs des paramètres TT, CFMAX, SFCE, CFR., 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 les critères de performance sont représentés dans le tableau IV.1 et la figure IV.2.

Tableau IV.1: Résultats des paramètres d'optimisation du calage du modèle HBV light appliqué aux données du bassin d'oued Boumessaoud (1989/1990-1998/1999).

| Paramètres du modèle | | Bassin versant d'oued Boumessaoud | | |
|----------------------|------------------------------|--|------------------------------------|------------|
| Paramètre | Description | Unité | Valeurs | |
| Routine de neige | TT | Température critique de fonte de la neige | °C | 0.5 |
| | CFMAX | Facteur du degré-jour | mm C ⁻¹ J ⁻¹ | 1.0258 |
| | SFCF | Facteur de correction des chutes de neige | - | 0.5 |
| | CFR | Coefficient de réchauffement | - | 0.05 |
| | CWH | La capacité de rétention d'eau | - | 0.1 |
| Routine sol | FC | Seuil de saturation du sol | mm | 230 |
| | LP | Seuil à partir duquel l'évapotranspiration est potentielle | mm | 1 |
| | BETA | Paramètre puissance du modèle de teneur en eau du sol | - | 1 |
| | CET | Facteur de correction pour l'évaporation potentielle | - | 0.00002 |
| Routine de réponse | K0 | Coefficient de récession (réservoir supérieur) | j ⁻¹ | 0.1 |
| | K1 | Coefficient de récession (réservoir supérieur) | j ⁻¹ | 0.01 |
| | K2 | Coefficient de récession (réservoir inférieur) | j ⁻¹ | 0.005 |
| | UZL | Paramètre de seuil du débit Q ₀ à la sortie | mm | 0.09 |
| | PERC | Ecoulement maximal du réservoir supérieur au réservoir inférieur (percolation) | mm j ⁻¹ | 1 |
| | MAXBAS | Temps de base de l'hydrogramme unitaire | j | 1.2 |
| Reff | Efficacité de la simulation | - | 0.8376 | |
| R² | Coefficient de détermination | - | 0.8235 | |

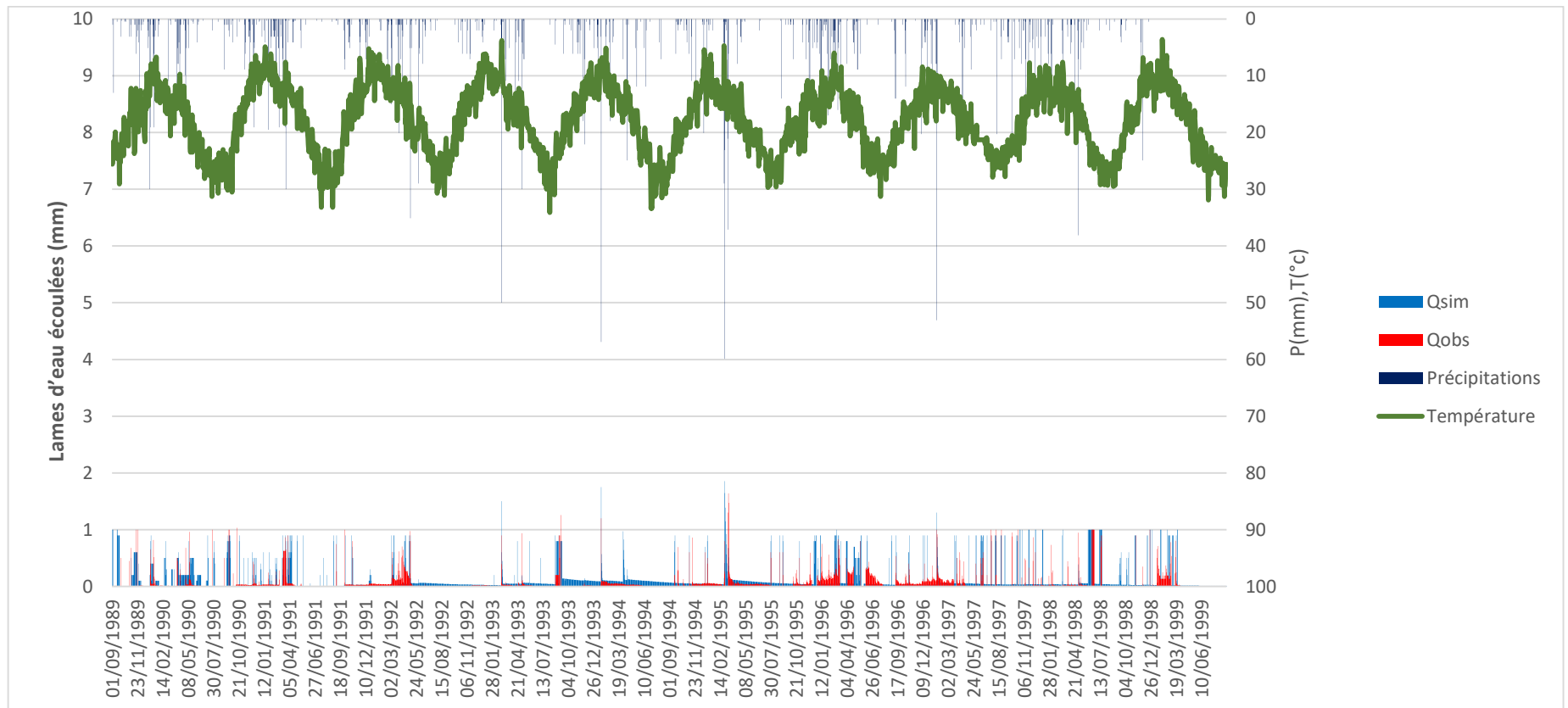


Figure IV.1: Simulation de la chronologie des débits du bassin d'oued Boumessaoud par le modèle HBV light lors du calage (01/09/1989-31/08/1999)

En analysant les hydrogrammes des débits observés et des débits simulés exprimés en lames d'eau écoulées pour la période de calage (fig. IV.2), nous assistons à une reconstitution des débits journaliers assez satisfaisante.

Avec une valeur de Nash égale à 83.76% (fig. IV.2 & tabl. IV.1), et un bon coefficient de détermination $R^2=0.823$ (fig. IV.3 & tabl. IV.1.), nous pouvons dire que le modèle est assez bien calé

En effet, l'allure des courbes des débits observés et des débits 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).

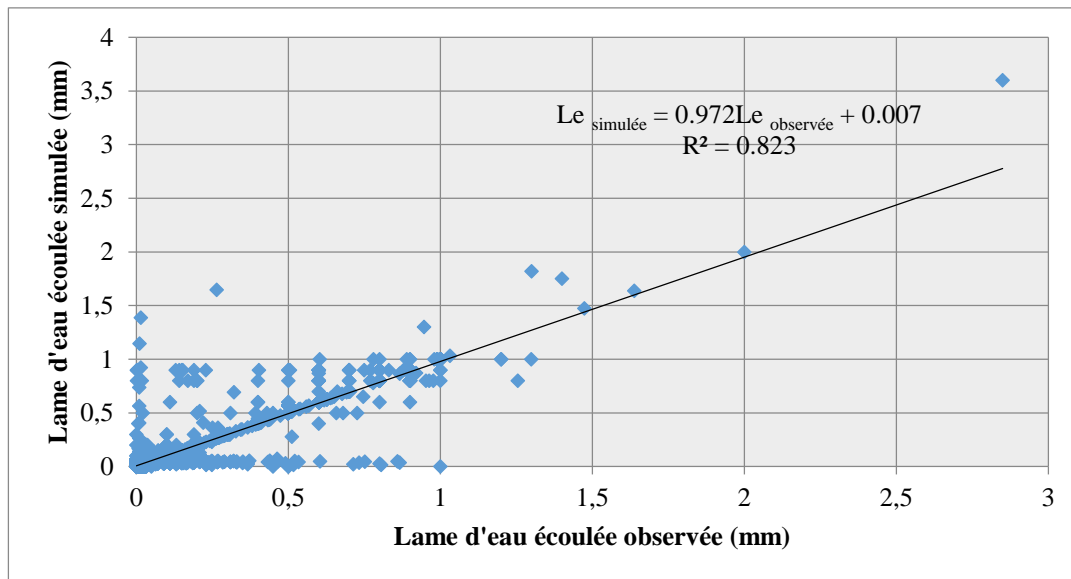


Figure IV.2: Corrélation entre le débit simulé et le débit observé (exprimé en lame d'eau écoulée) après calage du modèle HBV light dans le bassin d'oued Boumessaoud

IV.3. Validation du modèle

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 du 01/09/1999 au 31/08/2004. Les résultats de la validation sont résumés dans le tableau IV.2

Tableau IV.2: Résultats de la phase de validation du modèle HBV light appliqué aux données du bassin d'oued Boumessaoud (1999/2000-2003/2004).

| Critères | Station de Zenata |
|----------------|-------------------|
| TT | 0.5 |
| CFMAX | 1.0258 |
| SP | 1 |
| SFCF | 0.5 |
| CFR | 0.05 |
| CWH | 0.1 |
| FC | 230 |
| LP | 1 |
| BETA | 1 |
| PERC | 1 |
| UZL | 0.09 |
| K0 | 0.1 |
| K1 | 0.01 |
| K2 | 0.005 |
| MAXBAS | 1.2 |
| Cet | 0.00002 |
| Reff | 0.6528 |
| R ² | 0.789 |

Le résultat de la phase de validation (fig. IV.4) dans laquelle nous avons utilisé les valeurs des précipitations, des températures, des débits observés et les valeurs de l'évapotranspiration mensuelle moyenne (ETP) qui n'ont pas été utilisées lors du calage confirme que le modèle HBV light appliqué au bassin de l'oued Boumessaoud présente une validation acceptable confirmée par la valeur de Nash obtenue qui vaut 65,28%.

Toutefois, nous notons une dégradation du critère de performance de la phase de validation par rapport à la phase de calage qui pourra être attribuée à la variabilité climatique car la période de calage (01/09/1989 - 31/08/1999) présente moins de valeurs nulles par rapport à la période de validation (01/09/1999 - 31/08/2004) et nous notons une variabilité prononcée des valeurs de débits au cours de cette période.

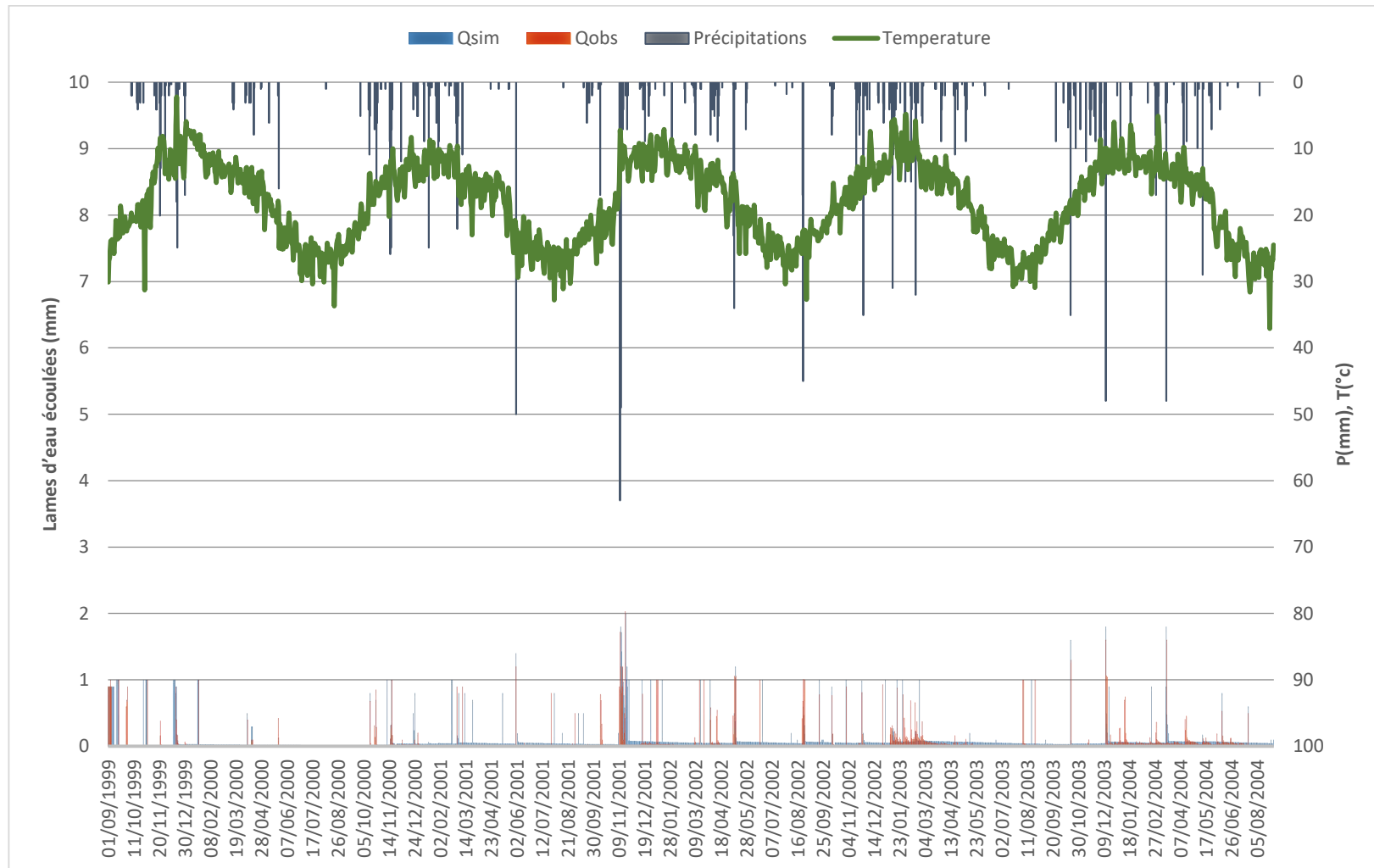


Figure IV.3: Simulation de la chronologie des débits du bassin de Boumessaud par le modèle HBV light lors de la validation (01/09/1999 - 31/08/2004)

Les critères de performance enregistrés lors de la validation apparaissent sur le tableau IV.3.

Tableau IV.3: Résultats de la validation du modèle HBV Light appliqué au bassin d'Oued Boumessaoud

| Critère | Station de Zenata |
|----------------|-------------------|
| Nash % | 65.28 |
| R ² | 0.789 |

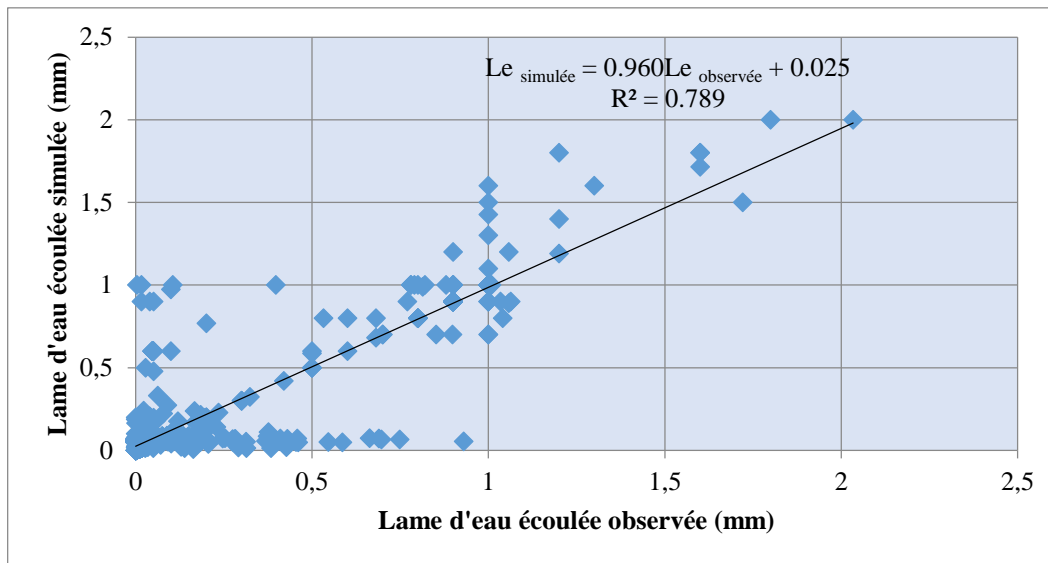


Figure IV.4: Corrélation entre les débits simulés et les débits observés lors de la validation du modèle HBV Light appliqué au bassin d'oued Boumessaoud

IV.5. 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 80% pour la phase de calage et de 65% pour la validation et des coefficients de détermination élevés.

Parmi l'ensemble des paramètres optimisés, il apparaît 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.

A travers l'analyse du critère de Nash et du coefficient détermination le HBV appliqué sur notre bassin d'étude le modèle a révélé de meilleurs résultats pour la phase de calage que pour la phase de validation.

Conclusion générale

Conclusion générale

L'objectif de cette étude était d'effectuer une étude de modélisation hydrologique Pluie - débit du bassin versant de l'Oued Boumessaoud occupant une superficie de 118km², c'est un affluent rive gauche de la Tafna situé au Nord ouest du territoire algérien.

Au début, nous avons commencé par une revue de littérature où nous avons mis en lumière l'état de l'art de la modélisation hydrologique pluie – débit. En effet, Il existe dans la littérature, de nombreux modèles hydrologiques de bassin versant ayant chacun leurs spécificités et leur domaine d'application. Une fois le modèle choisi, il faut évaluer sa capacité à représenter la réalité. Ceci se fait le plus souvent en comparant les résultats du modèle avec les observations.

Ensuite nous avons réalisé une étude générale sur le bassin d'oued Boumessaoud où, nous avons touché presque tous les points sensibles ayant une relation avec l'écoulement tels que la forme du bassin qui est allongé, l'étude du relief qui fait apparaître des altitudes allant de 700m à 800m et une altitude moyenne de 623m, permettant de classer le bassin avec un relief assez fort. Le bassin est caractérisé par la prédominance des formations massives calcaréo-dolomitiques du Jurassique.

L'étude hydro-climatique a permis d'attribuer au bassin un climat semi aride à écoulement temporaire caractérisé par :

- Une moyenne interannuelle des précipitations égale à 281.8mm durant la période de 1980/1981-2015/2016.
- Le mois de Novembre est le plus arrosé, par contre, Juillet est le mois le plus sec,
- Une moyenne annuelle des températures égale à 17.7 °C avec Janvier le mois le plus froid et Juillet le plus chaud.
- A l'échelle saisonnière, l'étude des précipitations montre que l'Hiver est la saison la plus humide et l'Été la plus sèche.
- Le régime climatique est caractérisé selon Bagnouls et Gaussen par une période pluvieuse s'étalant du mois de Novembre au mois d'Avril, le reste des mois appartient à la période sèche.
- Durant la période de 1972/1973-2011/2012 le bassin a enregistré un débit moyen annuel de 0.11m³/s avec un maximum observé durant l'année 1973/1974 ayant enregistré des valeurs nettement supérieures à la moyenne, atteignant jusqu'à 0.51m³/s qui pourront influencer le calcul de la moyenne interannuelle. Le minimum a été observé en 1999/2000 avec une valeur de 0.01 m³/s.

Dans le dernier chapitre **Modélisation de la fonction Pluie –Débit** d'Oued Boumessaoud, nous avons appliqué le modèle conceptuel global HBV Light fonctionnant au pas de temps journalier, les paramètres d'entrées sont les précipitations, température, débit définis par le fichier PTQ et l'évapotranspiration potentielle.

L'allure des courbes des débits observés et des débits 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). A travers l'analyse du critère de Nash (83% - 56%) et du coefficient de détermination (0.82 - 0.78) le HBV appliqué sur notre bassin d'étude a révélé de meilleurs résultats pour la phase de calage que pour la phase de validation due vrai semblablement à la variabilité climatique et l'irrégularité des précipitations durant les périodes retenues pour le calage et la validation.

La qualité des données représentent un élément majeur du processus de modélisation. En effet, elle peut influencer sensiblement les valeurs calées des paramètres, et donc les sorties du modèle. Elle dépend généralement de plusieurs facteurs d'ordre météorologique ou méthodologique.

Le modèle HBV Light a permis de montrer que les conditions climatiques jouent un rôle important dans les comportements hydrologiques de notre bassin versant.

A l'issue de tout ce qui a été démontré et pour une meilleure gestion de la ressource en eau nous proposons de:

- 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,
- Elargir la série de données afin de contrôler les valeurs extrêmes,
- Essayer une modélisation distribuée pour maîtriser la variation des flux au niveau du bassin,
- Utiliser 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

- 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.
- Abdellali M.** (1987). Contribution à l'étude hydrologique du bassin versant de l'Oued Boumessaoud. (W.de Tlemcen). Mem. Ing d'Etat. Univ. Oran. 169P.
- 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.
- Amiar S.** (2014) Modélisation pluie- débit : Outil de prévision des crues le mieux adapté par le modèle hydrologique GR. Mém. Magister en Hydraulique. Univ, Tlemcen. 159p
- Anctil F. Michel., C. Perrin, C. & Andréassian, V.** (2004) A soilmoisture index as an auxiliary ANN input for stream flow forecasting. J. Hydrol. 286(1), 155-167.
- Andréassian V., C. Perrin C., Berthet. L., Le Moine N., Lerat J., Loumagne C., Oudin L., Mathevet T., Ramos M.H., and Valéry A.** (2009), Crash tests for a standardized evaluation of hydrological models, Hydrol. Earth. Syst. Sci., 13, 1757-1764.
- Arnaud P., LavabreJ.** (2000) La modélisation stochastique des pluies horaires et leur transformation en débit pour la prédétermination des crues. Rev. Sci. Eau Journal Water Sci. 13(4), 441-462.
- Audrey O.** (2002) Intérêt d'une approche semi-distribuée par rapport une approche globale en modélisation plus-débit. DEA ULP Strasbg. Rapp. Cemagref 73.
- Bartholomes J., Todini E.** (2005) Coupling meteorological and hydrological model for flood forecasting, Hydrology and Earth System Sciences, 9, 333-346.
- Benest M.** 1985. Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord - Est Marocain au cours du Jurassique supérieur et au Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôts et dynamique sédimentaire. Document Laboratoire Géologique, Université de Lyon1. Fasc. I et II, 367 p.
- Benadda L.** (2000) -Etude d'un projet de mise en valeur pour l'irrigation du périmètre d'El Fhoul à partir d'Oued Sikkak. *Mémoire d'Ingénieur*, Université de Tlemcen (Algérie), 196p.
- Beven K.J.** (1992) The future of distributed modelling. *Hydrol. Processes*, n° 6, pp. 253-254.
- Beven K.J.** (1989) Changing ideas in hydrology, the case of physically-based models. *Journal of hydrology*, n° 105, pp. 157-172.
- 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.

Boudhraà, H. (2007) Modélisation pluie-débit a base géomorphologique en milieu semi-aride rural Tunisien : Association d'approches directe et inverse. Thèse de doctorat en sciences agronomiques. Institut National Agronomique de Tunisie : p193, Tunisie.

Bouguerne A. (2017). Relation pluie-débit et concentration des polluants dans les Oueds Boussalem et Rhumel. Est Algérien. Thèse de Doctorat, Université Batna 2, 264 p.

Bouguerra S (2013) Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud). Mém. Magister, Univ. Tlemcen, pp26-33.

Box, G.E., Jenkins, G. M. (1976) Time series analysis, control, and forecasting. San Franc. CA Holden Day 3226(3228), 10.

Breton-Dufour (2017) Étude de méthodes de régionalisation des paramètres des modèles hydrologiques et application à un bassin versant non jaugé au Mexique Mémoire la maîtrise avec mémoire en génie de la construction Université du Québec. p3

Chachoua A. (2010) - Gestion de crue dans un bassin versant. Etude hydrologique, hydraulique et aménagement. Mémoire de Magister, Univ. Tlemcen, 134 p.

Chahinian, N. (2004) Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole. Thèse de doctorat. Université de Montpellier 2.

Clarke, R. (1973) A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. J. Hydrol. 19(1), 1-20.

Cohn S.E., (1997) An introduction to Estimation Theory, J. Meteor. Soc. Japan, Vol.75, pp.257-288

Dakhlaoui H. (2014) Vers une procédure de calage automatique plus efficiente du modèle HBV. Thèse de doctorat, Université de Tunis El Manar, 249 p.

Daley R .(1997) Atmospheric Data Assimilation. J. Meteor. Soc. Japan, vol.75, pp.257-288.

Edijatno (1991). Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Univ. Louis Pasteur/ENGEES, Strasbourg, 242 p.

Edijatno, De Oliveira, Yang N., Makhlof Z., Michel C. (1999) GR3J :A daily watershed model with three free parameters. Hydrol. Sci. J. 44(2), 263-277.

Edijatno, Michel, C. (1989). Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche (2), 113-121.

Fleury P., Ladouche B., Conroux Y., Jourde H., Dorfliger N. (2009) Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management-the Lez spring. J. Hydrol. 365(3), 235-243.

- Fouchier C.** (2010) Développement d'une méthodologie pour la connaissance régionale des crues (PhDThesis). Montpellier 2.
- Gaume E.** (2002) Eléments d'analyse sur les crues éclair. ENGREF (AgroParisTech).
- Gherissi R.** (2017) Validation des modèles hydrologiques GR2M et GR4J sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar (Tafna-NW Algérien). *Revue Techniques Sciences Méthodes*, n° 5. doi.org/10.1051/tsm/20170587, pp. 87-103.
- 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, 100p.
- Hayane M.** (1983) .-contribution à l'étude géologique et hydrologique du bassin versant de l'oued SEKKAK (région de Tlemcen).-thèse 3ème cycle ,Univ. Oran, ISTB ,193p.
- Henine H.** (2005) Interfaçage entre un modèle hydrologique/modèle hydrodynamique au sein d'un système d'information intégré sous web incluent les SIG. Mémoire de magister. Ecole Nationale Polytechnique. 102p.
- Kadi W.** (2018). Étude de la performance du modèle hydrologique HBV appliqué au bassin versant d'oued Chouly (Tafna, Algérie). Mémoire de Master, Univ. Tlemcen, 96p.
- Leonard R., Knisel W. & Still D.** (1987) GLEAMS: Groundwater loading effects of agricultural management systems. *Trans. ASAE* 30(5), 1403-1418.
- 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.
- Liu Z., and E. Todini,** Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model, *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(5), 859-881, 2002
- Liu Z., L.V. Mario and E. Todini,** Flood forecasting using a fully distributed model: application of the TOPKAPI model to the Upper Xixian catchment, *Hydrology and Earth System Sciences*, 9, 347-364, 2005.
- Makhlouf Z.** (1994) -Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, Université de Paris XI Orsay, 426 p.
- Margat J.,**(1997).Evapotranspiration; C.N.F.S.H.(www.cig.ensmp.fr)
- Martina M.L.V., Todini E., Libralon A.,** (2006) A Bayesian decision approach to rainfall thresholds based flood warning, *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 413-426, 2006.

- 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.
- Medane K.** (2012). Hydrologie et modélisation pluie-débit. Cas du bassin versant de l'Oued Boumessaoud Tafna (NW-Algérien). Mém. Magister, Univ. Tlemcen, 150p.
- 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.
- Mouelhi S.** (2003) - Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat, École Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, Cemagref (Antony), France, 323 p.
- Nascimento N.O.** (1995) -Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. *Thèse de Doctorat*, CERGRENE/ENPC, Paris, 550 p.
- Otmane A.** (2019). Impacts de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau du bassin versant de l'Oued Mekerra (Nord-ouest algérien), Thèse de Doctorat, Univ. Tlemcen, 256 pp.
- Ouachani R.** (2003) Etude des ressources en eaux des bassins frontaliers de l'extrême nord-ouest de la Tunisie. Projet de fin d'études d'ingénieur, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis (ENIT), Tunisie.
- Ouachani, R.** (2004) Implémentation d'une procédure de mise à jour pour le modèle HBV.MScThesis, ENIT, Laboratoire de modélisation en hydraulique et environnement (LMHE), Tunis, Tunisie.
- Oudin L.** (2004) Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. *Thèse de Doctorat*, Cemagref. Ecole Nationale du Génie Rural, des eaux et des forêts, centre de Paris, 495 p., 13 fig.
- 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.
- Perrin C.** (2000) Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. *Thèse de Doctorat*, INPG (Grenoble) / Cemagref (Antony), 530 p., 112 fig.
- 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.

Refsgaard J.C., Knudsen J. (1996) Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resour. Res.* 32(7), 2189-2202.

Remenieras G. (1986). L'hydrologie de l'ingénieur. Collect. Dir. Etudes. Rech. Electr. France. Ed., Eyrolles. 465 p., 149 fig

Seibert J. (2005). User's manual. Department of physical geography and quaternary geology, Stockholm University. 32 p.

Singh V.P. 1995. Accuracy of kinematic and diffusion wave approximations for space independent flows on infiltrating surfaces. *Hydrological Processes*, Vol. 9, pp. 1-18.

Singh V.P., Woolhiser D.A. (2002) Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of hydrologic engineering*, 7(4), pp. 270-292.

Singh V.P., Woolhiser D.A. (2002) Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*. En ligne. Vol 7 issue4, p 270–292.

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

Williams, J. R., Nicks, A., Arnold J. G. (1985) Simulator for water resources in rural bassins. *J. Hydraul. Eng.* 111(6), 970-986.