

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة أبي بكر بلقايد - تلمسان

Université Aboubakr Belkaïd - Tlemcen -

Faculté de TECHNOLOGIE



MEMOIRE

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

En : **Hydraulique**

Spécialité : **Hydraulique urbaine**

Par :

HAMIDI Sidi Mohammed

Étude de la performance du modèle hydrologique HBV appliqué au bassin versant d'oued Sikkak (Tafna, Algérie).

Soutenu publiquement, le 25 / 09 / 2018, devant le jury composé de :

M GHENIM A.N	Professeur	Univ. Tlemcen	Président
M BOUANANI A.	Professeur	Univ. Tlemcen	Directeur de mémoire
Mme BABA HAMED K.	Professeur	Univ. Tlemcen	Co-Directeur de mémoire
M MEGNOUNIF A.	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur
M ROUSSAT B.	M.C.A.	Univ. Tlemcen	Examineur

2017 - 2018

REMERCIEMENTS

En préambule à ce mémoire je remercie ALLAH qui m'a aidé et donné la patience et le courage durant ces longues années d'études. Je souhaite adresser mes remerciements les plus sincères aux personnes qui m'ont apporté leur aide et qui ont contribué à l'élaboration de ce mémoire ainsi qu'à la réussite de cette formidable année universitaire. Ces remerciements vont tout d'abord au corps professoral et administratif de la Faculté de Technologie de l'université Aboubakr Belkaïd, pour la richesse et la qualité de leur enseignement et qui déploient de grands efforts pour assurer à leurs étudiants une formation actualisée.

Je tiens à remercier sincèrement Professeur **BOUANANI A** et Professeur **BABA HAMED K**, ils se sont toujours montrés à l'écoute et très disponibles tout au long de la réalisation de ce mémoire, ainsi que pour l'inspiration, l'aide et le temps qu'ils ont bien voulu nous consacrer et sans qui, ce mémoire n'aurait jamais vu le jour

Je tiens aussi à remercier les membres du jury Pr MEGNOUNIF A, Pr GHENIM A N et Mr Rouissat B qui ont accepté d'expertiser ce travail. Je n'oublie pas ma femme et mes parents pour leur contribution, leur soutien et leur patience.

Enfin, j'adresse mes plus sincères remerciements à tous mes proches et amis, qui m'ont toujours encouragé au cours de la réalisation de ce mémoire. Merci à tous et à toutes.

Dédicace

Ce projet fin d'étude est dédié à ma chère femme qui m'a encourager à aller de l'avant et qui m'a donné tout son amour pour reprendre mes études.

A mon père, ma mère pour leurs amour, leur bonté, leur sacrifice, leur encouragement perpétuels, leur soutien, puisse Dieu, le très haut prolonger leur vie dans le bonheur.

A mon beau père et ma belle mère qui me sont chers puisse Dieu, le tout puissant, l'avoir en sa santé miséricorde !

A mon cher frère Fessine et ma sœur Hanane et mes beaux frères.

Enfin, à mes chers amis et professeurs et à tous les gens qui m'ont aidé dans ma vie, je dédie ce mémoire.

Hamidi sidi mohammed

Résumé

Le travail réalisé dans ce mémoire est relatif au bassin versant d'oued Sikkak situé au Nord ouest algérien, d'une superficie (217.53 Km²) et affluent de la Tafna. L'objectif du travail réside dans l'application de la modélisation pluie-débit en utilisant le modèle global semi-distribué HBV Light. Nous avons aussi procédé à une comparaison entre les performances du HBV Light et du modèle GR4J. les résultats montrent que bien que le calage reste moyen, le modèle HBV Light peut donner de meilleurs résultats que le GR4J. Il semblerait que la présence de beaucoup plus de paramètres dans le HBV pourrait contribuer à améliorer les résultats des simulations.

Mots clés : Bassin versant, oued Sikkak, modélisation pluie-débit, HBV Light, GR4J,

Abstract

The work carried out in this memoir relates to the Sikkak wadi watershed located in northwestern Algeria, of an area (217.53 Km²) and tributary of the Tafna. The objective of the work lies in the application of rain-flow modeling using the semi-distributed HBV Light global model. We also compared the performance of the HBV Light and the GR4J model. the results show that although calibration remains average, the HBV Light model can give better results than the GR4J. It would appear that the presence of many more parameters in HBV could help to improve simulation results.

Key words: Watershed, wadi Sikkak, rainfall-flow modeling, HBV Light, GR4J,

المخلص

ويتعلق العمل المنجز في هذه المذكرات بمخطط مياه وادي سكاك الذي يقع في شمال غرب الجزائر ، بمساحة (217.53 كيلومتر مربع) وهو احد روافد تافنا. الهدف من العمل يكمن في تطبيق نمذجة تدفق المطر باستخدام النموذج العالمي HBV كما قمنا بمقارنة أداء HBV Light ونموذج GR4J. تظهر النتائج أنه على الرغم من أن المعاييرة تظل متوسطة ، فإن نموذج HBV Light يمكن أن يعطي نتائج أفضل من GR4J. يبدو أن وجود العديد من المعلمات في HBV يمكن أن يساعد في تحسين نتائج المحاكاة.

الكلمات المفتاحية:احواض المياه ، وادي السكاك ، نمذجة جريان المطر ، HBV Light ، GR4J،

Liste des abréviations

Critère EAM : L'écart arithmétique moyen

Critère EQM : L'écart quadratique moyen

ISMH : Institut Suédois de Météorologie et d'Hydrologie

HBV : Hydrologiska Byråns Vatten balansavdelning

Epot : Évaporation

Pcalt : Précipitation

Tcalt : Température

Q : Débit en m³/s.

R² : Coefficient de détermination.

R : Ruissellement (mm).

R : Réservoir de routage

RU : Réserve Facilement Utilisable.

S : Réservoir de production

T : Température

Tc : Temps de concentration.

χ² : Test de Khi deux.

Σ: Somme

Ip : Indice de pente.

Le : Lamme d'eau écoulee.

l : Largeur

L : Longueur.

P : Périmètre.

P : Précipitations

P : Précipitations annuelles.

π: 3,14

U : Variable réduite de Gauss

ε : Erreur moyenne absolue

PWP : Point de flétrissement permanent du sol

GR : Génie Rural

GR1A : modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel

GR2M : modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuel

GR4J : modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier

I : Indice de Moral annuel

I_m : Indice de Moral mensuel

Etp : évapotranspiration potentielle mensuelle

ETR : Évapotranspiration réelle annuelle moyenne

EQM : Erreur quadratique moyenne.

Liste des figures

Figure I.1 : Le cycle hydrologique (d'après Maidment, 1992).....	3
Figure I.2 : Classification des modèles proposée par Singh (1995).....	5
Figure I.3 : Schéma simplifié du modèle HBV (Abadie, 2006).....	12
Figure I.4 : Structure générale du modèle HBV Light.....	15
Figure I.5 : Exemple du menu des paramètres de calage du modèle HBV Light.....	17
Figure I.6 : Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV Light (Seibert, 2005).....	18
Figure I.7 : Coefficient de ruissellement en fonction de l'humidité du sol et de la capacité maximale du stockage (Seibert, 2005).....	19
Figure I.8 : Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP (Seibert, 2005).....	21
Figure I.9 : Fonction de réponse.....	22
Figure I.10 : Menu de l'efficacité du modèle HBV Light.....	23
Figure I.11 : Exemple des résultats graphiques de la simulation obtenue par le modèle HBV Light.....	24
Figure I.12 : Schéma conceptuel et le calcul effectué au sein du modèle IHACRES (D'après Oudin <i>in</i> Khalifa, 2011).....	26
 Chapitre II	
Figure II.1 : Le bassin versant de la Tafna dans l'ensemble Oranie Chott Chergui (ABH, 2009).....	27
Figure II.2 : Réseau hydrographique de la Tafna (Bouanani, 2004)	28
Figure II.3 : Réseaux Hydrographique du Bassin Versant d'Oued Sikkak. (Mémoire.Merkache, 2017).....	30
Figure II.4 : Courbes Hypsométriques et histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant de l'oued Sikkak.(Markache., 2017).....	32
Figure II.5 : Carte Hypsométrique du Bassin Versant d'Oued Sikkak.(Markache, 2017).....	33
Figure II.6 : Profil en long d'Oued Sikkak. (Berrezoug et Kissi, 2002).....	36
Figure II.7 : Carte d'occupation de sol du bassin versant d'oued Sikkak.(Markahe 2017)....	38
Figure II.8 : Carte lithologique du bassin versant de l'oued Sikkak (Bouanani. 2004).....	39
Figure II.9 : Colonne stratigraphique des monts de Tlemcen jusqu'aux hautes plaines (Benest M., Bensalah M.1999).....	40
 Chapitre III	
Figure III.1 : Localisation des stations hydroclimatiques retenues pour l'étude.....	44
Figure III.2 : Variation des précipitations annuelles a la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010).....	46
Figure III.3 : Histogramme des précipitations moyennes mensuelles de la station de Mefrouch (1970/1971-2012/2013).....	47
Figure III.4 : Histogramme des précipitations saisonnières de la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010).....	48
Figure III.5 : Variation des précipitations moyennes journalières (1970/1971-2009/2010).....	49

Figure III.6: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.....	51
Figure III.7: Variation des températures annuelles à la station de Mefrouche (1970/1971-2005/2006).....	53
Figure III.8: Variation des températures moyennes mensuelles (1970/1971-2005/2006).....	54
Figure III.9: Courbe pluviothermique de la station Mefrouche (1970/1971-2005/2006).....	55
Figure III.10: Abaque de Martonne.....	56
Figure III.11: Abaque de Martone.....	60
Figure III.12: Variation de l'ETP Turc et l'ETP Thornthwaite pour la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010).....	63
Figure III.13 : Variation du coefficient moyen annuel de l'écoulement (1988-2010).....	64
Figure III.14 : Variation du coefficient moyen Annuelle de l'écoulement (1988-2010).....	65
Figure III.15: Variation des débits annuels à la station de sikka (1999/2000-2009/2010).....	66
Figure III.16: Histogramme des débits mensuels à la station de sikkak (1999/2000-2009/2010).....	67
Figure III.17: Variation des l'âme d'eaux annuels à la station de sikkak (1999/2000-2009/2010).....	67
Figure III.18: Variations mensuelles des lames d'eau écoulées (1899/2000-2009/2010).....	68
Figure III.19: Variations saisonnières des lames d'eau écoulées (1999/2000-2009/2010).....	69
Figure IV.1 : Exemple du menu des paramètres de calage du HBV Light.....	72
Figure IV.2 : Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV Light (Manuel ISMH, 2005).....	73
Figure IV.3: Visualisation de la qualité du calage.....	75
Figure IV.4 : Corrélation entre le débit simulé et le débit observé.....	75
Figure IV.5 : Visualisation du tableau des résultats du calage.....	76
Figure IV.6: Visualisation de la qualité de la validation.....	77
Figure IV.7 : Corrélation entre le débit simulé et le débit observé.....	77
Figure IV.8 : Variations interannuelles des précipitations et des lames d'eau Écoulées (1988/1989- 2009/2010).....	78
Figure IV. 9 : Variations mensuels des précipitations et des lames d'eau écoulées(1970/1971-2012/2013).....	78
Figure IV.10 : Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Turc.....	80
Figure IV.11 : Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Thornthwaite.....	81
Figure IV.12: Validation du modèle GR1A selon l'ETP respectivement de Turc et Thornthwaite.....	82
Figure IV.13 : Résultats obtenus par le modèle GR2M avec l'ETP de Turc.....	84
Figure IV.14 : Résultats obtenus par le modèle GR2M avec l'ETP de Thornthwaite.....	86
Figure IV.15 : Validation du modèle GR2M selon l'ETP respectivement de Turc et Thornthwaite.....	87
Figure IV.16: Visualisation de la qualité du calage observés et les débits simules.....	88
Figure IV.17: Corrélation entre les débits	88
Figure IV.18: Courbe du niveau S du réservoir de production.....	89
Figure IV.19 : Courbe du niveau R du réservoir de routage.....	89

Figure IV.20: Validation du modèle GR4Jselon l'ETP de Oudin (1993/1995).....	89
Figure IV.21: Visualisation de la qualité du calage observés et les débits simules.....	90
Figure IV.22: Corrélation entre les débits.....	91
Figure IV.23: Courbe du niveau S du réservoir de production.....	91
Figure IV.24 : Courbe du niveau R du réservoir de routage.....	91
Figure IV.25 : Validation du modèle GR4Jselon l'ETP de Oudin (1990/1993).....	92
Figure IV.26: Visualisation de la qualité du calage observés et les débits simules.....	93
Figure IV.27: Corrélation entre les débits.....	93
Figure IV.28: Courbe du niveau S du réservoir de production.....	94
Figure IV.29 : Courbe du niveau R du réservoir de routage.....	94
Figure IV.30 : Validation du modèle GR4Jselon l'ETP de Oudin (1990/1995).....	94

Liste des tableaux

Tableau I.1: Paramètres de captage (Catchment Parameters).....	16
Tableau I.2: Paramètres de végétation (Vegetation Zone Parameters).....	16
Tableau I.3: Liste des Graphes-options (Cette opération est optionnelle).....	23
Tableau II.1: Caractéristique de la forme de sous bassins de Sikkak.....	29
Tableau II.2 : Rapport de Confluence.....	31
Tableau II.3 : Répartition hypsométrique du bassin d'oued Sikkak.(Markache 2017).....	31
Tableau II.4 : Les Altitudes Caractéristiques du Bassin Versant d'Oued Sikkak.....	33
Tableau II.5 : Classification du relief selon Ig par l'ORSTOM.....	34
Tableau II.6 : Classification du relief selon D _s par l'ORSTOM.....	35
Tableau II.7: Indice de pente et Relief du Bassin versant de Sikkak.....	35
Tableau II. 8: Valeurs du coefficient de torrencialité et du temps de concentration des eaux du Bassin Versant d'Oued Sikkak.....	35
Tableau II.9: calcul des pentes de chaque Tronçon. (Berrezoug. T et Kissi.S, 2002).....	36
Tableau II.10: Distribution du couvert végétal dans le bassin d'Oued Sikkak.....	37
Tableau II.11 : Principaux Paramètres du bassin versant d'oued Sikkak.....	41
Tableau III.1: Caractéristiques de la station de mesure pluviométrique.....	43
Tableau III.2 : Précipitations moyennes annuelles (mm) à la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010)	45
Tableau III.3: Précipitations moyennes mensuelles à la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010)	46
Tableau III.4 : Précipitations saisonnières moyennes à la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010).....	47
Tableau III.5: représente quelques valeurs Max de la précipitation journalière.....	48
Tableau III.6 : Distribution interannuelle des débits de la station Mefrouche.....	50
Tableau III.7 : Paramètres de position des précipitations de la station Mefrouche (1970/1971-2008/2009).....	50
Tableau III.8 : Calcul du χ^2 pour la station de Mefrouche (loi normale).....	52
Tableau III.9 : Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.....	52
Tableau III.10 : Températures moyennes annuelles à la station de Mefrouche (1970/1971-2005/2006).....	53
Tableau III.11 : Valeurs moyennes mensuelles des températures de la station d'El Mefrouche (1970/1971-2005/2006).....	54
Tableau III.12 : Précipitations et températures moyennes mensuelles (1970/1971- 2005/2006).....	54
Tableau III.13: Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne.....	56
Tableau III.14 : montrent que le régime climatique mensuel fluctue entre un climat hyper aride, steppique, désertique, semi-aride et tempéré.....	57
Tableau III.15 : Indice de moral à la station de Mefrouche.....	57
Tableau III.16 : Valeurs des indices mensuels de Moral à la station de Mefrouche.....	58
Tableau III.17 : Type de climat selon Moral.....	58
Tableau III.18 : Indice d'Emberger de la station de Mefrouche.....	59
Tableau III.19: Calcul d'Indice d'Emberger.....	59
Tableau III.20: Valeur l'ETP par la méthode de Turc à la station de Mefrouche (1970/1971- 2009/2010). (ANRH Tlemcen).....	61
Tableau III.21 : Valeur l'ETP par la méthode de Thornthwaite à la station de	

Mefrouche (1970/1971-2009/2010). (ANRH Tlemcen).....	62
Tableau III.22: Calcul d'ETR par la méthode de Turc.....	63
Tableau III.23: Calcul du déficit d'écoulement par la méthode de Coutagne.....	64
Tableau III.24: Bilan moyen annuel de l'écoulement au niveau de la station de Mefrouhe.....	64
Tableau III .25 : Bilan moyen mensuel de l'écoulement au niveau de la station de Sikkak...	65
Tableau III.26: Débits moyens mensuels à la station de sikkak (1999/2000-2009/2010).....	66
Tableau III.27: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.....	68
Tableau III.28: Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières.....	68
Tableau VI.1: Paramètres de captage.....	72
Tableau VI.2: Paramètres de végétation.....	72
Tableau VI.3: Résultats des paramètres d'optimisation du calage au pas de temps Journalier (1991/1992-1994/1995).....	74
Tableau IV.4: Résultats de validation du modèle de HBV Light.....	76
Tableau IV.5: Présentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR1A.....	79
Tableau IV.6 : Variation des coefficients de corrélation.....	81
Tableau IV.7 : Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR2M.....	83
Tableau IV.8 : Variation des coefficients de corrélation.....	86
Tableau IV.9: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-92 à 31-08-95).....	87
Tableau IV.10: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-90 à 31-08-93).....	89
Tableau IV.11: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-90 à 31-08-93).....	90
Tableau IV.12: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-90 à 31-08-93).....	92
Tableau IV.13: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-91 à 31-08-95).....	92
Tableau IV.14: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-95 à 31-08-98).....	94
Tableau IV.15: Résultats du modèle HBV light et GR4J.....	95

Tables des matières

REMERCIEMENTS

DEDICACES

RESUME

LISTE DES ABREVIATIONS

LISTE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

TABLES DES MATIERES

Introduction générale 1

CHAPITRE I. État de l'Art de la Modélisation

I. Modélisation Hydrologique et Modèle Pluies-Débit	2
I.1. Notions de l'Hydrologie	2
I.2. Objectifs de la modélisation	4
Simulation de débits	4
Prédétermination des débits de crue ou d'étiage	4
Prévision des crues et des étiages	4
Influence d'aménagements sur l'hydrologie	4
I.3. Classification des modèles	4
I.4.1. Le modèle déterministe	5
I.4.2. Le modèle stochastique	5
I.4.2.1. Le modèle statistique et stochastique	5
I.4.3. Le modèle global ou distribué	6
I.5. Classification basée sur la représentation des processus hydrologiques	6
I.5.1. La modélisation de type boîte noire	6
I.5.2. Un modèle hydrologique à base physique	6
I.5.3. Un modèle à réservoir	6
Variables d'entrées	7
Variables de sorties	7
Variables d'état	7
Paramètres de calage	7
La fonction de production	7
La fonction de transfert	7
I.6. Calage et performance d'un modèle hydrologique	7
I.6.1. Généralité sur le calage et la performance d'un modèle	7
I.6.2 Les méthodes automatiques de calage des modèles	8
I.6.2.1 Les méthodes locales	8
I.6.2.2 Les méthodes globales	8
I.6.3 L'évaluation de la performance	8
I.6.3.1 La performance potentielle en calage	8
I.6.3.2 La performance en validation	8
I.6.3.3 La performance en transposition spatiale	9
I.6.3.4 La performance en prévision	9
I.7 Les critères de performance	9
I.8 Modèle HBV Light	10

I.9. Introduction.....	10
I.10. Description de l'architecture du modèle HBV Light et ses paramètres.....	12
• Routine de neige.....	13
I.11. Paramètres de captage.....	16
I.11.1. Paramètres de zone végétation.....	16
I.11.2. Fonte des neiges et accumulation de neige.....	18
I.11.3. Précipitations efficaces et humidité du sol.....	18
I.11.4. Relation entre l'humidité du sol et la capacité du champ des eaux de ruissèlement.....	19
I.11.5. Évapotranspiration.....	20
I.11.6. Réponse des eaux de ruissèlement.....	21
I.11.7. Étalonnage ou calibration du modèle.....	22
I.11.8. Résultat graphique.....	23
I.12. Les Modèles utilisés dans ce travail.....	24
I.13. Le Modèle GR.....	24
I.14. Objectifs de développement.....	24
I.15. Mode de développement.....	24
I.15.1. Description du modèle pluie-débit annuel GR1.....	25
I.15.1.1 Introduction.....	25
I.15.2. Description du modèle pluie-débit mensuel GR2M.....	25
I.15.2.1. Introduction.....	25
I.15.3. Le modèle pluie-débit journalier GR4J.....	26
I.16. CONCLUSION.....	26

CHAPITRE II. Présentation de la zone d'étude

II-ETUDE MORPHOMETRIQUE.....	27
II.1. Introduction.....	27
II.2. Présentation de la zone d'étude.....	27
II.2.1. Bassin versant de la Tafna.....	27
II.3.1. Situation géographique du bassin versant de Sikkak.....	28
II.3.2. Caractéristiques de forme.....	28
II.3.2.1. Indice de compacité de Gravelius Kc (1914).....	28
II.3.2.2. Rectangle Équivalent.....	29
II.3.2.2. Coefficient de Circularité.....	29

II.3.3.Étude du Réseau Hydrographique	29
II.3.3.1 Densité de drainage.....	30
II.3.3.2 Rapport de confluence.....	30
II.3.4 Étude du Relief.....	31
II.3.4.1 Hypsométrie.....	31
II.3.4.2 Altitudes caractéristiques.....	32
II.3.5 Les indice de pente et relief.....	33
II.3.5.1 Étude des Pentes.....	33
II.3.5.1.1.Indice de pente de Roche I_p	33
II.3.5.1.2.Indice de pente globale I_g	34
II.3.5.1.3.Dénivelée spécifique D_s	34
II.3.5.2 Coefficient de torrentialité.....	35
II.3.5.3 Temps de concentration.....	35
II.3.5.4 Étude du profil en long.....	36
II.3.6 Sol et Végétation.....	36
II.4.Contexte Géologique.....	38
II.4.1.Introduction.....	38
II.4.1.1.Les formations secondaires.....	39
II.4.1.2.Les grés de Boumediene (Oxfordien supérieur-Kimméridgien supérieur).....	39
II.4.1.2.1 Les Dolomies de Tlemcen (Kimméridgien terminal).....	39
II.4.1.3.Les formations tertiaires.....	40
II.4.1.3.1 Le Miocène marin.....	40
II.4.1.4.Les formations quaternaires.....	41
II.4.1.4.1 les alluvions anciennes.....	41
• Le complexe de piémont.....	41
• Les travertins.....	41
• La croûte calcaire.....	41
II.4.1.5.Le glacis de pente Soltanienne.....	41
II.4.1.5.1.Les alluvions récentes.....	41
Conclusion.....	41

CHAPITRE III. Hydroclimatologie

Introduction.....	43
III.1. Étude des précipitations.....	43
III.1.1. Variation de la pluviométrie interannuelle.....	45

III.1.2. Précipitations mensuelles.....	46
III.1.3. Précipitations saisonnières.....	47
III.1.4. Variation des précipitations journalières.....	48
III.1.5. Étude statistique.....	49
▪ Test de normalité.....	49
▪ Test graphique.....	49
▪ Test analytique.....	49
III.1.5.1Ajustement par la loi normale.....	51
➤ Test graphique.....	51
➤ Test numérique (Test du χ^2 de PEARSON).....	51
III.1.5.2Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée	52
III.2.1- Étude des températures.....	52
III.2.2- Températures moyennes mensuelles.....	54
III.3. Étude du climat.....	54
III.3.1. Indices climatiques.....	55
III.3.1.1. Indice d'aridité de De Martonne.....	55
III.3.1.1.1 Indice d'aridité annuel	55
III.3.1.1.2 Indice d'aridité mensuel de De Martonne.....	56
III.3.1.2. Indice de Moral.....	57
III.3.1.2.1.Indice de Moral annuel I.....	57
III.3.1.2.2Indice mensuel de Moral.....	57
III.3.1.3 Climagramme d'Emberger.....	59
III.4.Étude de l'évaporation	60
III.4.1.Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle.....	60
III.4.1.1.Estimation de l'évapotranspiration	60
III.4.1.1.1- Formule de Turc	61
III.4.1.1.2- Formule de Thornthwaite (1948-1955)	62
III.4.2. Évapotranspiration réelle (ETR).....	63
III.4.2.1 Formule de L. Turc (1954)	63
III.4.2.2Formule de Coutagne.....	64
III.4.3.Calcul de l'ETR.....	64
III.4.3.1. Bilan moyen annuel de l'éboulement.....	64
III.4.3.2- Bilan moyen mensuel de l'éboulement.....	65
III.6.1. Étude des débits.....	65
III.6.1.1. Variation annuelle des débits.....	65
III.6.1.2. Débits moyens mensuels.....	66
III.6.2. Études des lames d'eau écoulées.....	67
III.6.2.1. Variation des lames d'eau moyennes interannuelles.....	67
III.6.2.2. Variation des lames d'eau écoulées mensuelles.....	68
III.6.2.3. Variations saisonnières des lames d'eau écoulées.....	68
III.7. Conclusion	69

CHAPITRE IV. Modélisation de la fonction Pluie-Débit D'oued Sikkak

IV. Modèle HBV Light	71
IV.1. Introduction.....	71
IV.1.2.Application du modèle HBV Light.....	71
IV.1.2.1.Résultat de la série longue	73
IV.1.2.1.1.Calage du modèle (longue).....	73

IV.1.2.1.2 Validation du modèle.....	76
IV.2. Application du model GR	78
IV.2.1. Relation Pluie-Débit	78
IV.2.1.1. Étude de la relation Pluie-Débit.....	78
IV.2.3. Modèle annuel GR1A.....	79
IV.2.3.1. Calage du modèle.....	79
➤ Interprétations des résultats	79
IV.2.3.2- Validation du modèle.....	81
➤ Interprétations des résultats de la validation.....	81
IV.2.4. Modèle Mensuel GR2M.....	82
IV.2.4.1 Résultats du calage du modèle mensuel en utilisant l'ETP par la méthode Turc et Thornthwaite.....	82
IV.2.4.2- Validation du modèle.....	86
IV.3. GR4J.....	87
IV.3.1. Résultats obtenus par le modèle GR4J avec l'ETP d'Oudin.....	87
IV.3.1.1. La validation croisée	87
• calage du modèle	87
• Validation du modèle	89
IV.3.1.2. Modèle journalier GR4J avec une période plus courte.....	90
IV.3.1.2.1. Résultats obtenus par le modèle GR4J avec l'ETP d'Oudin.....	90
➤ Calage (période Courte).....	90
➤ Validation du modèle (Période Courte).....	92
IV.3.1.3. Série longue.....	92
• Calage du model (longue).....	92
• Validation du modèle	94
IV.3.2. Comparaison entre les résultats du modèle HBV Light et le GR4J.....	95
IV.3.2.1. Pour la série longue.....	95
IV.4. Conclusion.....	95

Introduction générale

Introduction générale

Introduction générale :

Un modèle hydrologique est un outil numérique de représentation des relations pluies-débits à l'échelle du bassin versant. Les modèles conceptuels présentent le bassin versant sous forme d'un ensemble des réservoirs interconnectés après avoir simplifier le cycle de l'eau. La modélisation présentée dans ce rapport a été fait à l'aide des modèles GR4J et HBV Light.

Pour une meilleure compréhension du comportement hydrologique du bassin versant de l'oued sikkak, nous avons tenté dans ce travail l'application de la modélisation pluie-débit en utilisant deux modèles: le modèle du Génie rural « GR » et HBV Light.

Le but de cette étude a été de vérifier l'adéquation des modèles utilisés sur le bassin versant. Nous avons appliqué ces modèles sur le bassin versant expérimental d'Oued sikkak.

Et estimer la performance et la robustesse des **modèles GR et HBV Light**.

L'étude s'articule autour de 4 chapitres :

Chapitre I : s'attèle à décrire l'état de l'art de la modélisation Pluie – Débit.

Chapitre II : présentation du bassin versant, où seront décrites les principales caractéristiques géographiques, géologiques, hydrogéologiques et morphométriques.

Chapitre III : consacré à la détermination des paramètres hydrologiques et climatiques.

Chapitre IV : où seront appliqués les modèles GR avec des pas de temps différents allant de l'annuel au journalier.

Et enfin une Conclusion Générale qui présente une synthèse des résultats obtenus dans cette étude.

CHAPITRE I

État de l'Art de la Modélisation

I. Modélisation Hydrologique et Modèle Pluies-Débit

La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable dès lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire, ou à l'une des différentes facettes des risques hydrologiques. Elle doit pouvoir décrire les différentes étapes de la transformation pluie-débit et en particulier les processus liés à la formation des crues et à l'apparition des étiages. Elle est censée fournir des informations exploitables pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, de protection contre les crues ou pour la gestion hydrologique et écologique du bassin versant étudié.

Un modèle hydrologique n'est qu'une simplification d'un système complexe (Payraudeau, 2002) à chaque stade de la modélisation, des approximations sont réalisées : perception des phénomènes, formalisation en un cadre conceptuel, traduction dans un langage de programmation (Ambroise, 1999).

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.

I.1. Notions de l'Hydrologie

La définition de l'hydrologie reste difficile, car ce n'est pas une science unifiée, elle change d'une époque ou d'un hydrologue à l'autre. Étymologiquement elle est définie comme étant "une science qui traite des eaux". Penang (1961 in Yanoba, 2009) la définit comme la science qui cherche à répondre à la question « **Qu'arrive-t-il aux précipitations ?** ». Question simple en apparence mais sur laquelle les nombreux chercheurs qui s'y sont penchés n'ont pas trouvé une réponse entièrement satisfaisante. Cela s'explique par le fait que les éléments qui font l'objet d'études en hydrologie sont eux-mêmes sujets à de nombreuses incertitudes tant dans la connaissance théorique des chercheurs que dans leurs mesures en nature. Cette complexité a donné lieu à plusieurs branches de l'hydrologie: hydrologie maritime, côtière, des bassins versants. Dans les dictionnaires, elle est parfois définie comme la science qui étudie les eaux, leurs caractéristiques, leurs propriétés, s'appuyant sur des considérations physiques, météorologiques, géologiques ou chimiques (Perrin, 2000). L'objet fondamental d'étude de l'hydrologie est le cycle de l'eau. Ce cycle est illustré (Fig. 1).

L'hydrologie continentale, qui s'intéresse plus particulièrement à la partie du cycle de l'eau sur ou proche des terres émergées, peut être aussi définie comme la science de l'eau qui traite de la circulation, de la distribution, de la dynamique et des propriétés de l'eau sur Terre au travers du cycle hydrologique (Eagleson, 1991 in Perrin, 2000). Ses thèmes d'étude sont les précipitations, l'évaporation, l'infiltration, le ruissellement, les écoulements dans les nappes et les cours d'eau, et le transport de substances dissoutes ou en suspension.

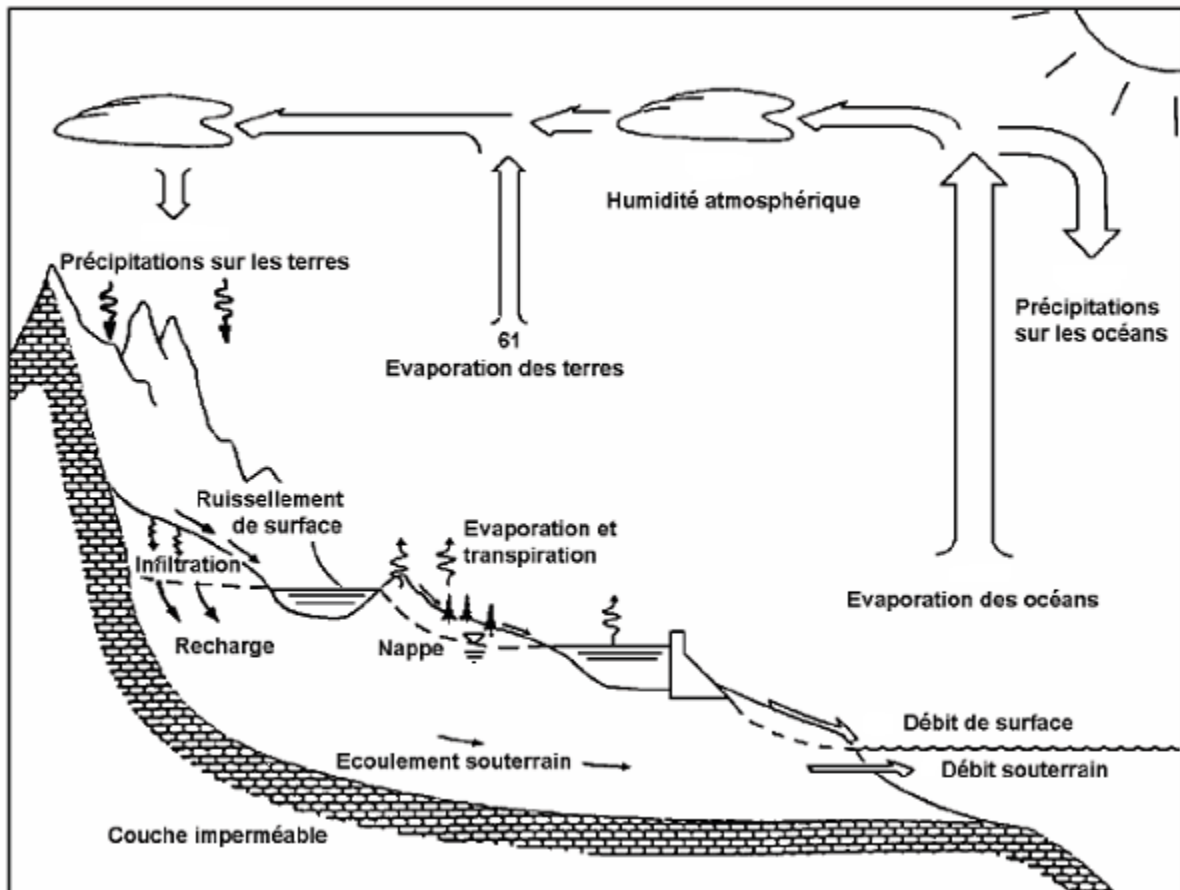


Figure I.1 : Le cycle hydrologique (d'après Maidment, 1992).

Pour ce qui nous concerne, nous nous intéressons à l'hydrologie des bassins versants qui peut être définie comme l'étude des processus intervenant dans le cycle de l'eau à l'échelle des bassins versants.

Afin de pouvoir mettre en relation les précipitations (pluie, neige) et les débits d'un cours d'eau, il est nécessaire de délimiter les surfaces qui contribuent à alimenter l'écoulement de ce cours d'eau. L'ensemble de ces surfaces constitue le **bassin versant** (Gaume, 2009) qui représente l'élément d'étude de base en hydrologie.

Le bassin versant en une section droite d'un cours d'eau, est défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de cette section. Les processus qui s'y déroulent sont essentiellement les précipitations, l'infiltration, le ruissellement et l'évapotranspiration. Ces processus sont régis par le climat, la végétation, la topographie, le sol, la géologie, l'utilisation et la taille du bassin versant (Singh et Woolhiser, 2002 in Yonaba, 2009).

I.2. Objectifs de la modélisation :

La modélisation pluie-débit peut réussir à répondre à de nombreuses questions centrées sur l'eau, gestion des risques et de la ressource notamment. Michel (1989) ; Refsgaard et Abbott (1996) répertorient l'essentiel de ces problématiques dont nous donnons quelques-unes.

- **Simulation de débits**, pour le comblement de lacunes dans des séries de données, la reconstitution de débits historiques (les données de pluie étant souvent disponibles sur des périodes beaucoup plus longues que les débits) ou pour permettre des traitements statistiques;
- **Prédétermination des débits de crue ou d'étiage**: on désire savoir avec quelle fréquence des débits de crue (supérieurs à un seuil de risque par exemple) ou des faibles débits (en deçà d'un débit réservé par exemple) risquent de se produire, et sur quelle durée. On se place ici dans une démarche d'analyse fréquentielle. Cette connaissance peut permettre le dimensionnement d'ouvrages et de réservoirs ou d'aménagements dans le lit (mineur à majeur) du cours d'eau;
- **Prévision des crues et des étiages**: il s'agit d'évaluer par avance (avec un délai de quelques heures à quelques jours), connaissant l'état du bassin, les débits de crues susceptibles de présenter des risques (inondation) ou les débits d'étiages pouvant demander de mettre en place une gestion particulière de la ressource (par des barrages-réservoirs par exemple) pour assurer l'approvisionnement en eau ou la préservation de la vie halieutique.
- **Influence d'aménagements sur l'hydrologie**: on désire pouvoir prédire les changements de la réponse du bassin suite à des modifications des caractéristiques du bassin d'origine humaine ou à des changements environnementaux.

Ces problématiques font ressortir deux aspects importants, celui de l'évaluation du risque et celui de la gestion de la ressource. La pertinence des réponses que l'on peut leur apporter est conditionnée par celle du modèle dans sa représentation du bassin relativement aux objectifs fixés.

I.3. Classification des modèles

Si la modélisation pluie-débit représente un étroit domaine de l'hydrologie, elle n'en est pas moins féconde en termes de production de modèles (fig.3). Le développement des moyens de calculs informatiques a certainement été l'un des facteurs majeurs ayant favorisé l'essor de ce secteur de recherche depuis le début des années 60, avec la création de dizaines de modèles. Encore aujourd'hui, de nouveaux modèles sont très souvent proposés dans la littérature. Ce foisonnement tient d'une part de la diversité des approches possibles, qui font appel à des concepts et des points de vue différents sur la manière de représenter la réponse d'un bassin versant à des événements de pluie.

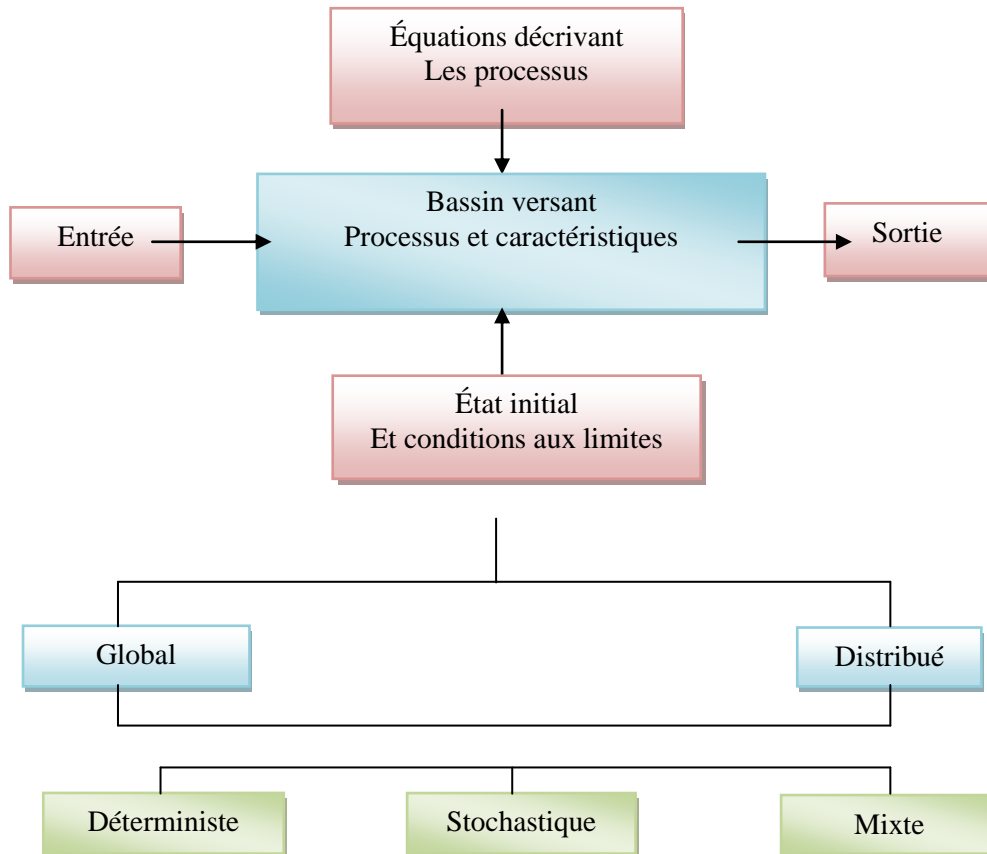


Figure I.2 : Classification des modèles proposée par Singh (1995).

I.4.1. Le modèle déterministe

S'appuie sur la description du bassin versant et prend en compte une ou plusieurs de ses caractéristiques physiques (pente, superficie, type de sol, occupation du sol, ...). Les modèles déterministes ont pour application la prévision hydrologique pour la gestion des ouvrages hydrauliques ou pour la prévision des crues, la délimitation des zones inondables, la gestion du territoire, la quantification des impacts potentiels des changements climatiques.

I.4.2. Le modèle stochastique

Sert à établir des critères de conception d'ouvrages (par exemple : dimensionnement des évacuateurs de crue des ouvrages hydrauliques grâce au calcul de la crue et de la cote de projet) ou à vérifier les performances d'ouvrages existants. La finalité du modèle probabiliste est de fournir des grandeurs statistiques de variables hydrologiques : débits maximum de pointe crue d'une occurrence donnée, précipitations minimales d'une durée donnée et d'une période de retour donnée.

I.4.2.1. Le modèle statistique et stochastique

Au sein des modèles probabilistes, on distingue les modèles statistiques – ajustement de lois statistiques, méthode du Gradex ... – et les modèles stochastiques qui représentent la nature aléatoire des phénomènes hydrométéorologiques à l'aide de distributions statistiques.

I.4.3. Le modèle global ou distribué

Selon comment sont considérés le territoire étudié et les processus hydrologiques, on parle de modèle global ou de modèle distribué. Le bassin est considéré comme une seule entité qui réagit dans son ensemble. Les caractéristiques physiques et les grandeurs météorologiques sont considérées comme uniformes à l'échelle du bassin versant assimilé à une unité ponctuelle. Il s'agit de valeurs moyennes applicables à tout le bassin versant. Les processus hydrologiques sont simulés pour l'ensemble du bassin versant.

I.5. Classification basée sur la représentation des processus hydrologiques :

Selon le degré de complexité avec lequel on souhaite traduire les processus hydrologiques, Perrin (2000) distingue trois types de modèles : ceux de type boîte noire, ceux à base physique et ceux à réservoirs.

I.5.1. La modélisation de type boîte noire :

Propose un schéma sans lien direct avec la réalité. Elle ne fait appel qu'aux seuls variables d'entrée et de sortie d'un bassin sans faire intervenir de données sur sa nature physique. Elle fournit une description purement mathématique et globale de la transformation pluie-débit sans chercher à la décomposer en processus. Son objectif est uniquement d'obtenir des sorties les plus proches possibles des débits d'un bassin versant réel. Elle est représentée principalement par les modèles linéaires d'analyse de séries temporelles (Box et Jenkins, 1976) et les réseaux de neurones artificiels RNA (Anctil, et al. 2004).

I.5.2. Un modèle hydrologique à base physique :

Met en œuvre des équations qui décrivent la physique des processus hydrologiques : infiltration avec l'équation de Green ou le modèle de Philip, évapotranspiration avec la formule de Pen man, écoulement dans les zones saturée et non saturée avec les équations de Bousines et de Richards ou encore écoulement à surface libre avec les équations de Barré de Saint-Venant. Ces équations s'appuient sur des paramètres physiques mesurables, comme la conductivité hydraulique des sols à saturation, qui ne nécessitent pas en théorie d'être calibrés.

On distingue aussi les modèles empiriques, conceptuels ou théoriques (fondés sur la physique), suivant les relations utilisées pour modéliser la transformation de la pluie en débit et suivant la représentation du système modélisé.

I.5.3. Un modèle à réservoir :

Dans un modèle hydrologique dit 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.

- ✓ **Variables d'entrées:** Le modèle fait appel à ces variables qui dépendent du temps et/ou de l'espace (pluie, ETP, caractéristiques et hydrodynamiques du milieu, ...).
- ✓ **Variables de sorties:** Le modèle répond par un ensemble de variables (débits, flux ou concentration en polluants, ...).
- ✓ **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, ...).
- ✓ **Paramètres de calage:** En plus des variables, la modélisation fait intervenir des variables dont la valeur doit être déterminée par calage (conductivité hydraulique à saturation, ...) (Gaume, 2002).

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

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

I.6. Calage et performance d'un modèle hydrologique: (Marchandise; 2007)

I.6.1. Généralité sur le calage et la performance d'un modèle:

Le calage d'un modèle consiste à déterminer, sur un échantillon d'événements de référence, un ou plusieurs jeux de paramètres avec lesquels les simulations du modèle approchent au mieux les hydrogrammes de la base de données de référence.

La plupart du temps, on utilise une méthode d'optimisation qui détermine un jeu «optimal », au sens où la distance entre les simulations du modèle et les hydrogrammes de référence est minimale. La nécessité de cette phase de calage des paramètres a plusieurs origines:

La schématisation du fonctionnement du bassin versant repose sur des objets conceptuels (de type réservoir) dont les paramètres n'ont pas de signification hydrologique et ne sont donc pas mesurables.

Le modèle repose sur des hypothèses physiques qui ne sont pas acceptables pour le fonctionnement du bassin considéré. Le calage aura donc tendance à identifier un comportement marginal du modèle, en forçant les paramètres vers des valeurs dont l'interprétation ne correspond pas à la physique du modèle.

La variabilité spatiale d'un descripteur du bassin versant n'est pas appréhendée par le modèle (faute de données ou mesures disponibles). Il s'agit alors de caler un paramètre qui sera représentatif de la valeur moyenne du paramètre sur le bassin.

Les données fournies à l'entrée et à la sortie des modèles sont soumises à des incertitudes de mesure. Le calage des paramètres du modèle doit permettre de compenser ces erreurs. Pour caler un modèle, il faut donc choisir:

- Une base de données d'événements (pluie et hydrogrammes de crue) de référence.
- Un critère ou indicateur pour évaluer l'ajustement des simulations du modèle aux données de calage pour un jeu de paramètres donné.
- Une méthode d'exploration de l'espace des paramètres du modèle.

Pour explorer les paramètres et pour évaluer les modélisations, on peut procéder « à la main », en testant des jeux de paramètres au hasard ou prédéfinis et en évaluant visuellement l'ajustement des simulations des modèles aux données de référence. Cette méthode s'appliquera si on a une bonne connaissance de la sensibilité des différents paramètres du modèle et/ou si le modèle est relativement parcimonieux. Dans le cas contraire, on utilisera une méthode d'optimisation automatique associée à des critères de performance.

On propose dans le paragraphe suivant des méthodes automatiques de calage des modèles. On présentera ensuite les critères d'évaluation des performances des simulations des modèles utilisés.

I.6.2 Les méthodes automatiques de calage des modèles

On distingue deux méthodes une méthode locale et l'autre globale :

I.6.2.1 Les méthodes locales

Une méthode d'optimisation locale part d'un vecteur de paramètres donné par l'utilisateur et se déplace de manière itérative, par variations infinitésimale du vecteur des paramètres, vers des zones de critère de performances croissant. Elle s'arrête lorsqu'elle ne trouve plus de jeux de paramètres plus performants dans le voisinage d'un jeu de paramètres considéré alors comme optimal.

I.6.2.2 Les méthodes globales : A l'opposé des méthodes locales, les méthodes globales de calage explorent une partie importante de l'espace des paramètres.

Dans la pratique, on couple souvent une méthode globale avec une méthode locale une analyse de sensibilité globale, avec un pas de balayage, permet d'identifier la ou les zones de critères optimaux.

I.6.3 L'évaluation de la performance

Quand on parle de la performance d'un modèle, il faut différencier:

I.6.3.1 La performance potentielle en calage:

On évalue alors les **capacités d'adaptation** du modèle sur un ou plusieurs événements. Cette performance est généralement toujours bonne et ne permet pas de différencier les modèles.

I.6.3.2 La performance en validation:

On évalue le modèle calé sur une base de données d'événements qui n'a pas servi pour le calage. Cette étape est nécessaire pour évaluer la **robustesse** du modèle qui nous intéresse dans une optique de simulation opérationnelle des crues. On peut s'intéresser à évaluer la

performance du modèle sur des événements de fréquence plus rare pour tester leur capacité d'extrapolation vers les extrêmes.

I.6.3.3 La performance en transposition spatiale:

On teste un modèle calé sur un bassin donné sur un autre bassin ou un sous bassin.

I.6.3.4 La performance en prévision:

Il s'agit d'évaluer la simulation du modèle à un pas de temps $t+dt$ à partir de la connaissance de la situation du système (pluie, débits, saturation du bassin) à l'instant t .

I.7 Les critères de performance:

Pour l'évaluation des modélisations, différents critères mesurant la distance entre les hydrogrammes simulés et les hydrogrammes reconstitués ont été calculés. Nous présentons les critères arithmétiques et quadratiques les plus couramment utilisés dans les études hydrologiques.

Équation 1: Valeur moyenne des écarts entre deux séries, notée $e\%$

$$e\% = \sum_i \frac{(X_i - Y_i)}{N}$$

Équation 2 : Valeur moyenne des écarts absolus entre deux séries notée $|e|\%$

$$|e|\% = \sum_i \frac{|X_i - Y_i|}{N}$$

Équation 3: Critère EAM : L'écart arithmétique moyen: Cet indicateur mesure le biais moyen absolu entre les deux séries, normé par la moyenne des observations.

$$EAM = \frac{\sum_i |X_i - Y_i|}{\sum_i Y_i}$$

Équation 4: Critère EQM : (L'écart quadratique moyenne)

$$EQM = \frac{\sqrt{\sum_i (X_i - Y_i)^2}}{\sum_i Y_i} \sqrt{N}$$

Ce critère est la mesure de la moyenne quadratique de toutes les erreurs commises, normées par la moyenne des observations.

Équation 5: Critère NASH : (Nash et Stedinger, 1970)

$$NASH = 1 - \frac{\sum_i (X_i - Y_i)^2}{\sum_i (Y_i - \bar{Y})^2}$$

Cet indicateur mesure la part de la variance du champ de départ Y_i expliqué par le champ simulé X_i . Pour une valeur de critère de 1, la simulation est parfaite. Pour des valeurs négatives de ce critère, la valeur moyenne de la série est un meilleur estimateur que la série des débits simulés.

Ces critères ont tous une valeur optimale atteinte si les hydrogrammes simulés coïncident parfaitement avec les hydrogrammes de crues reconstituées. Cette valeur optimale vaut 0 pour e%, l'EAM et l'EQM et 1 pour le critère de NASH.

Le critère de NASH est le critère le plus fréquemment utilisé. Il a l'avantage de donner un poids important à la restitution par le modèle des forts débits. Il présente également la qualité d'être normalisé par la variance du champ observé. Son principal inconvénient est son caractère dissymétrique: il peut prendre des valeurs fortement négatives pour des événements.

I.8. Modèle HBV Light

I.9. Introduction

Au cours des 20 dernières années, le modèle HBV (Bergström, 1976) élaboré par l'ISMH (Institut Suédois de Météorologie et d'Hydrologie) est largement utilisé pour les simulations des écoulements (Bergström, 1992). En outre, le modèle a été appliqué, parfois en versions modifiées, dans environ 30 pays. Le modèle hydrologique universel HBV (Lindström et al. 1997) est un modèle conceptuel global à l'échelle du bassin versant qui est capable de calculer le débit pour divers forçages et mécanismes. Ce modèle est connu pour sa robustesse, malgré sa simplicité relative modifiée en HBVx (Ouachani et al. 2010). Ce modèle simule le débit journalier en utilisant comme entrées les températures, les précipitations et les débits journaliers, 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 pour la version semi-distribuée.

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 de 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 (Seibert, 1997). 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.

Là-dérrière nouvelle version du modèle HBV, était de fournir un outil facile à utiliser. Les équations de base sont conformes à la ISMH version HBV (Bergström, 1992) avec seulement deux légères modifications. Dans la version originale, que des entiers des valeurs autorisées pour le paramètre de routage MAXBAS. Il est possible d'utiliser une correction de la moyenne à long terme de l'évaporation potentielle par des valeurs proposées par Lindström et al. (1997) et Bergström, (1992).

La version du HBV Light offre deux options qui n'existent pas dans l'ancienne version. Le premier est la possibilité d'inclure des niveaux d'eaux souterraines observés et la seconde est la possibilité d'utiliser une routine de réponse différente avec un paramètre retard.

Le but est de donner une description sur la façon d'utiliser le logiciel HBV. Le modèle HBV a été initialement développé par la section du bilan hydrique de l'Organisation de l'Institut

Suédoise de Météorologie et d'hydrologie (ISMH).

Ce modèle est disponible en tant que communauté modèles en plusieurs versions qui varient dans leurs caractéristiques selon la complexité et l'utilité. La principale structure et les représentations de processus présentés ici, sont basées sur la version modifiée du modèle HBV, développé à l'Institut de Génie Hydraulique, Université de Stuttgart (Allemagne).

Le HBV peut être utilisé comme modèle global ou semi-distribué en divisant le bassin versant en sous-bassins., aussi cette version est utilisée à des fins pédagogiques.

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 :

- (1) la fonte des neiges et le module de l'accumulation de neige ;
- (2) la précipitation efficace, et le module de l'humidité du sol ;
- (3) module de l'évapotranspiration ;
- (4) module de la réponse des eaux de ruissellement.

La fiabilité des modèles hydrologique est fortement tributaire de la procédure d'étalonnage, qui est normalement la recherche d'un ensemble de paramètre optimale. D'une autre part, dans la plupart des modèles ; les paramètres ne peuvent pas être estimés facilement (Jakeman et Hornberger, 1993). L'incertitude des paramètres, à savoir le problème pour trouver un ensemble unique de paramètre, augmente avec le nombre de paramètre du modèle et diminue avec des informations croissantes sur le système. Les informations qui sont normalement disponibles pour la calibration et la validation, à savoir, les séries chronologiques des variables d'entrée et de sortie, ne permettent pas souvent le bon choix du paramètre (Sorooshian et Gupta, 1983).

Les erreurs dans les deux structures du modèle et les données mesurées ainsi que le choix plus ou moins arbitraire de la fonction objective s'étend sur l'ensemble des paramètres (Beven et Binley, 1992).

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

Le modèle HBV est choisi principalement en raison de son approche conceptuelle dans lequel les processus hydrologiques sont simplifiés. Pour la meilleure compréhension de l'utilisation du modèle HBV Light, les étapes ci-après décrivent d'une manière très détaillée les étapes d'utilisation du modèle.

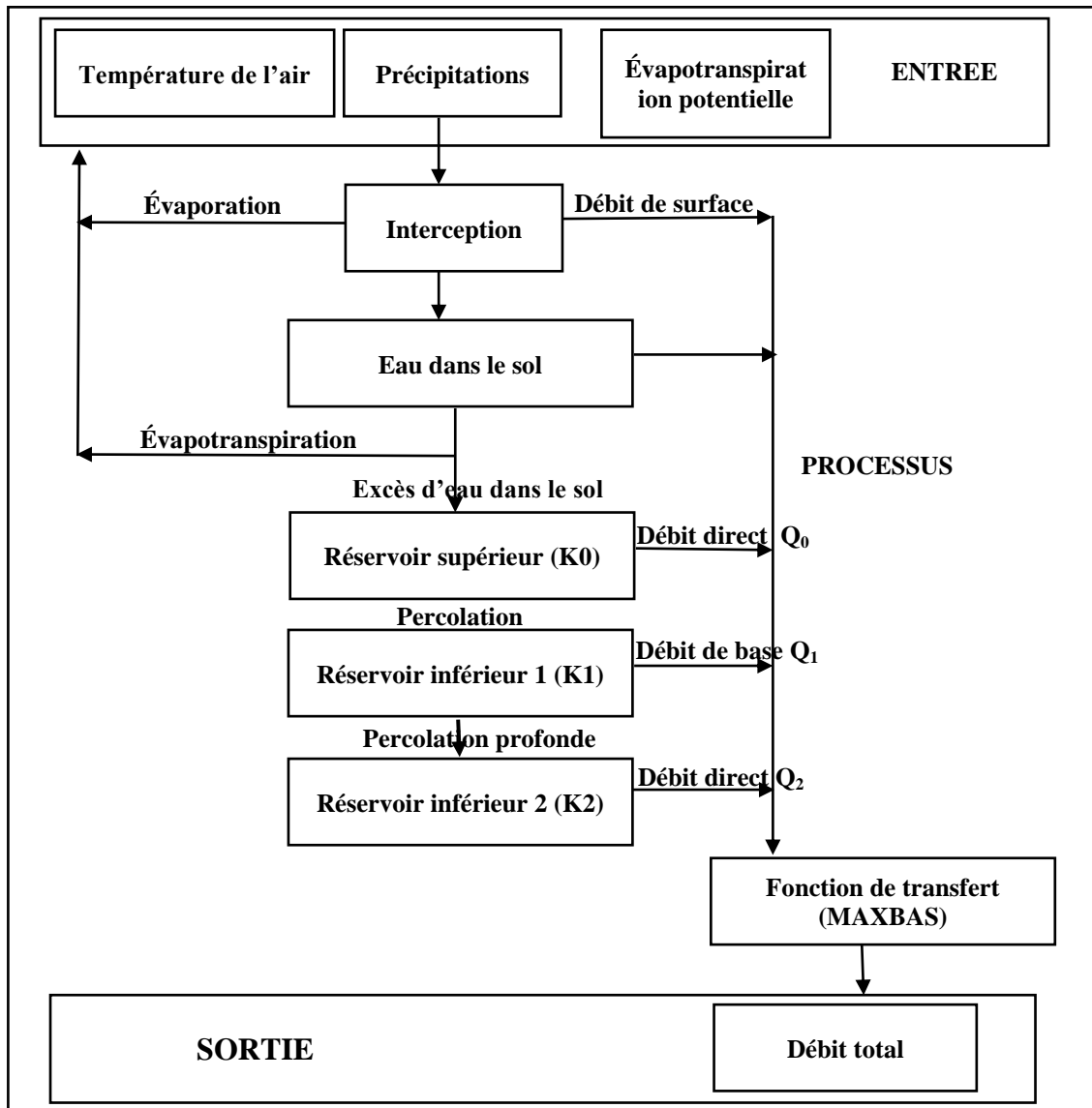


Figure I.3: Schéma simplifié du modèle HBV (Abadie, 2006).

I.10. Description de l'architecture du modèle HBV Light et ses paramètres

Avant l'application de ce modèle, nous ne pensons qu'une description détaillée des étapes d'application, l'injection des données et l'accès aux sorties est une nécessité pour le lecteur.

NB : Les équations de la modélisation présentées ici sont propres au modèle HBV Light Version 2.0

Le modèle simule le débit journalier moyen du quotidien de la pluie, la température et l'évaporation potentielle moyenne mensuelle 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** [-].

- **Routine de neige**

La fonte des neiges est calculée avec la méthode des degrés-jours (Équation 1).

$$\text{eau de fonte} = \text{meltwater} = \text{CFMAX}(T(t) - \text{TT}) \text{ en (mm.j}^{-1}\text{)}$$

Le paramètre CFMAX varie normalement entre (1,5 et 4) mm °C⁻¹ j⁻¹ (en Suède), avec des valeurs plus basses pour les zones boisées. Comme approximation les valeurs 2 et 3,5 peuvent être utilisées respectivement pour **CFMAX** dans le paysage boisé et ouvert.

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 2.

$$\text{congélation de la fonte} = \text{CFR.CFMAX} (\text{TT} - T(t)) \text{ } 2$$

CFMAX Facteur du degré-jour (mm °C⁻¹ j⁻¹), TT et T(t) en (°C).

CFR Coefficient de recongélation

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

T(t) la 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 3).

$$\frac{\text{recharge}}{P(t)} = \left(\frac{SM(t)}{FC} \right)^{\text{BETA}} \quad 3$$

FC : humidité maximale de stockage du sol (mm)

SM : Humidité du sol (mm)

Recharge en eau souterraine (mm)

NOTE : FC est un paramètre du modèle qui n'est pas nécessairement à mesurer

BETA : paramètre qui détermine la contribution relative aux eaux de ruissèlement de la pluie ou la fonte des neiges (-)

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 4).

$$\text{Eact} = \text{Epot} \cdot \min \left(\frac{SM(t)}{FC \cdot LP} \right) \quad 4$$

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

Epot: Évapotranspiration (mm)

La recharge en eau souterraine est ajoutée à la zone des eaux souterraines supérieure (**SUZ**

[mm]). **PERC** [mm j⁻¹] définit la percolation maximale prise à partir de la partie supérieure de la boîte en bas des eaux souterraines (**SLZ** [mm]). Les eaux de ruissellement des réservoirs des eaux souterraines sont calculées comme la somme de deux ou trois sorties d'équations linéaire selon que **SUZ** est supérieure à une valeur seuil, **UZL** [mm] (Figure 1.b). Le débit de base (groundwater GW) (avec ou sans débit de ruissèlement) est calculé par l'équation 4.8,

$$QGW(t) = K_2SLZ + K_1SUZ + K_0\max (SUZ - UZI, 0) \quad 8$$

SUZ : recharge des eaux souterraines supérieures (mm)

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

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

$$Q_{Sim}(t) = \sum_i^{MAXBAS} C_i Q_{GW}(t-i) \quad 9$$

Ou

$$C(i) = \int_{i-1}^i \frac{2}{MAXBAS} \left| u - \frac{MAXBAS}{2} \right| \frac{4}{MAXBAS^2} du$$

Si on utilise les différentes zones d'altitudes 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] (Équation 10 et 11) (Figure 1.a).

$$P(h) = P_0 \left(1 + \frac{PCALT(h-h_0)}{10000} \right) \quad 10$$

$$T(h) = T_0 - \frac{TCALT(h-h_0)}{100} \quad 11$$

Po et To se sont des précipitations et des températures 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 14).

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

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)

$E_{pot,M}$: Évaporation moyenne à long terme pour ce jour de l'année (mm.j⁻¹)

La figure 4 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).

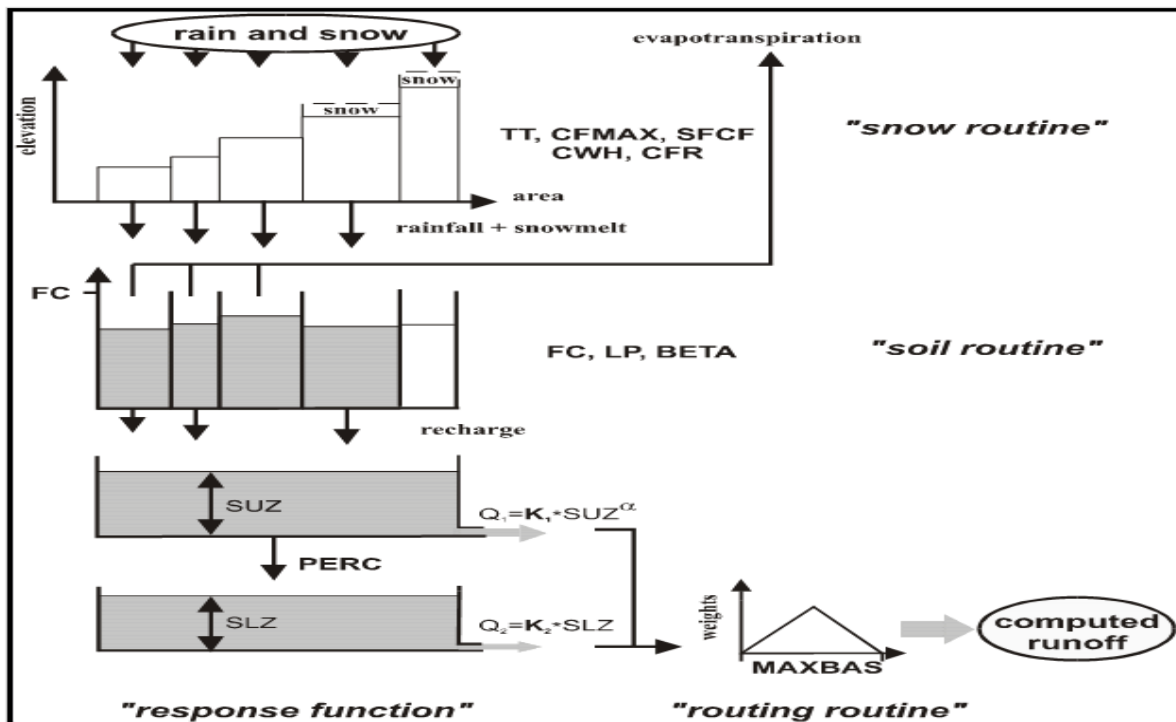


Figure I.4: Structure générale du modèle HBV Light.

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

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})

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

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

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

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

N.B (Fig. 4) :

- SUZ n'a pas de limite supérieure,
- Q_2 ne peut jamais dépasser PERC/ ZSL et ne peut jamais dépasser PERC/ K_2 .
- Les 3 coefficients (K_0 , K_1 et K_2) des 3 composantes du débit simulé, Q_0 : Débit de ruissèlement pur, Q_1 : Débit hypodermique et Q_2 : Débit de base qui font partie de l'optimisation manuel au cours du calage du modèle,
 - AXBAS : Temps de base de l'hydrogramme unitaire,
 - FC : 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.

I.11. 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

I.11.1. Paramètres de zone végétation

Tableau I.2: Paramètres de végétation (Vegetation Zone Parameters).

Nom	Unité	Plage valide	Description
TT	°C	(-inf,inf)	Température de seuil
CFMAX	mm/d°C	[0,inf)	Facteur de degrés- Δt
SFCF	-	[0,inf)	Facteur de correction de chutes de neige
CFR	-	[0,inf)	Coefficient de regel
CWH	-	[0,inf)	Capacité de rétention d'eau
CFGlacier	-	[0,inf)	Facteur de correction de glacier
CFSlope	-	(0,inf)	Facteur de correction de pente
FC	mm	(0,inf)	Humidité maximale de stockage du sol
LP	-	[0,1]	Valeur de l'humidité du sol au-dessus duquel AET atteint PET
BETA	-	(0,inf)	paramètre qui détermine la contribution relative aux eaux de 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. 5).

Vegetation zone 1			
TT [°C]	0.693	PERC [mm/d]	2.87
CFMAX [mm/(d °C)]	3.1	UZL [mm]	0.1
SFCE [-]	0.793	KO [1/d]	0
CFR [-]	1	K1 [1/d]	0.36
CWH [-]	0.1	K2 [1/d]	0.072
FC [mm]	284	MAXBAS [d]	2.75
LP [-]	0.23	Cst [1/°C]	1
BETA [-]	1.27		

Simulation period			
Start of 'warming-up' period:	Date	No.	
890101	1		
from	890101	1	
to	20000101	4018	

Buttons: Load Parameter, Save Parameter, Model-Run-No: 001, Cancel, OK

Figure I.5: Exemple du menu des paramètres de calage du modèle HBV Light.

La figure 5, 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 calibrés en fonction des observations disponibles. Dans la suite, le détail de chaque module est brièvement décrit dans l'organigramme représenté par la figure 6 établie par Bouguerne en 2014.

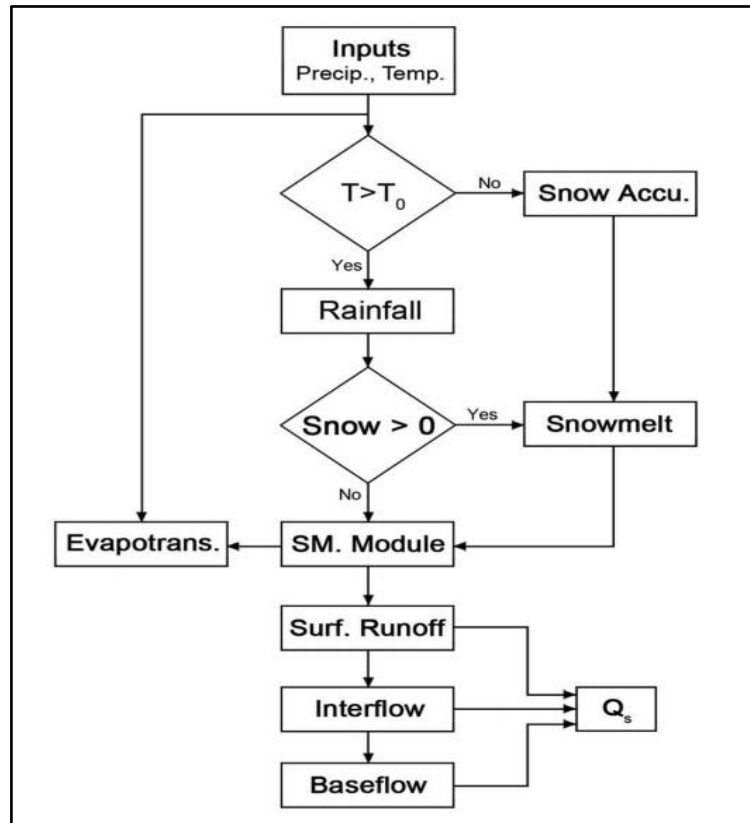


Figure I.6: Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV Light (Seibert, 2005).

I.11.2. 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. 6), 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. 6) (Bouguerne, 2014).

I.11.3. 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, estimée par le HBV qui contribue 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 15, donne les précipitations efficaces en fonction de la teneur en humidité du sol.

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

Avec : P_{eff} : Précipitations efficaces [L]
 SM : est réel l'humidité du sol [L]
 FC : est maximal dans le sol capacité de stockage [L]
 P : est la hauteur des précipitations quotidiennes [L]
 β [-] un 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.11, 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.

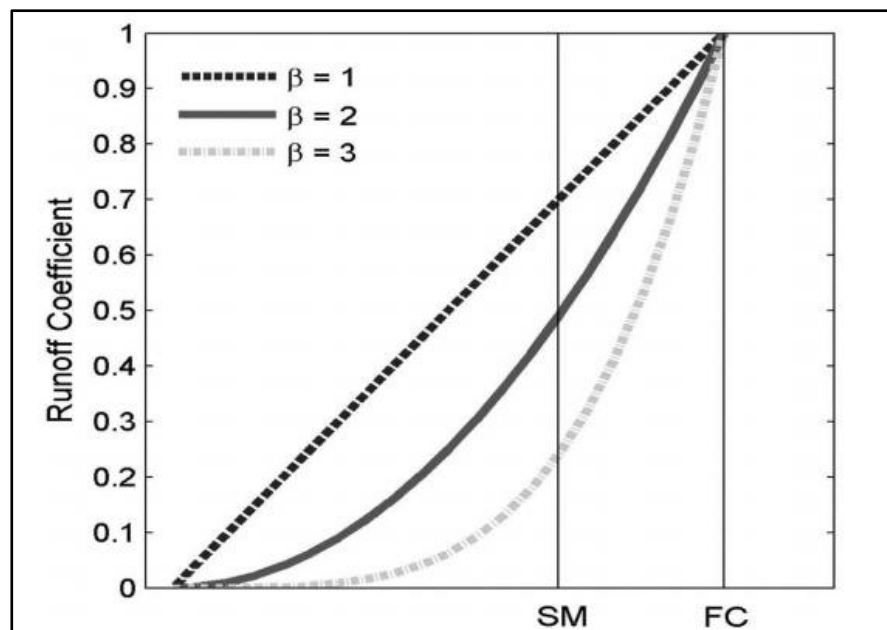


Figure I.7: Coefficient de ruissellement en fonction de l'humidité du sol et de la capacité maximale du stockage (Seibert, 2005).

La figure 7, 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.11.4. Relation entre l'humidité du sol et la capacité du champ des eaux de ruissèlement

Le montant particulier de l'humidité du sol sera plus élevé si le coefficient de ruissellement est faible (Fig. I.7). En outre, l'humidité du sol (SM) se rapproche de la capacité du champ (FC),

quand le coefficient de ruissellement $\beta[-]$ augmente et tant que la capacité sur le terrain et le coefficient de forme FC sont utilisés comme paramètres d'étalonnage .

Il est à noter que le coefficient de 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 15 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.11.5. Évapotranspiration

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 mensuelle. 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 (Equation 14).

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

Avec : PEa : Ajustement de l'évapotranspiration potentielle [mm]

T : Température quotidienne moyenne

Tm : Température moyenne mensuelle à long terme

PE : Évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle à long terme C'est un 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 calculés sont couplées grâce à l'utilisation du point de flétrissement permanent du sol (PWP). L'équation 15, montre la relation entre l'humidité du sol et l'évapotranspiration réelle.

$$Ea = PEa \left(\frac{SM}{PWP} \right) \quad \text{si } SM < PWP \quad \text{Eq. 15}$$

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

Avec : Ea : Évapotranspiration réelle [mm]

PWP : Point de flétrissement permanent du sol [mm]

L'équation 15, 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 8, illustre la relation qui existe entre le rendement réel l'évapotranspiration et PWP décrit dans l'équation 15.

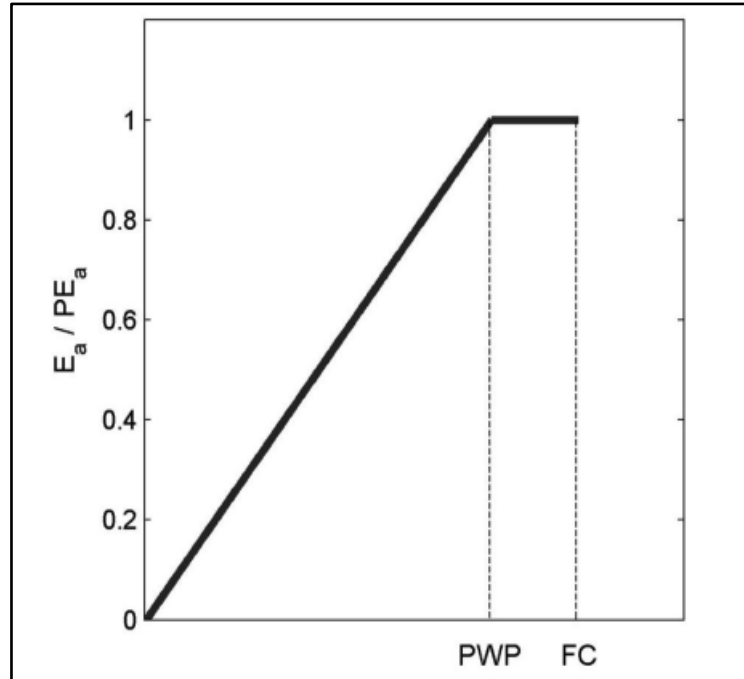


Figure I.8: Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP (Seibert, 2005).

La figure I.8, 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.11.6. Réponse des eaux de ruissellement

Ce module évalue le ruissellement à l'exutoire du bassin en se reposant sur le concept de réservoir. Le système se compose de deux réservoirs conceptuels, l'un au-dessus de l'autre, comme représentés schématiquement sur les figures 4 et 9. 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).

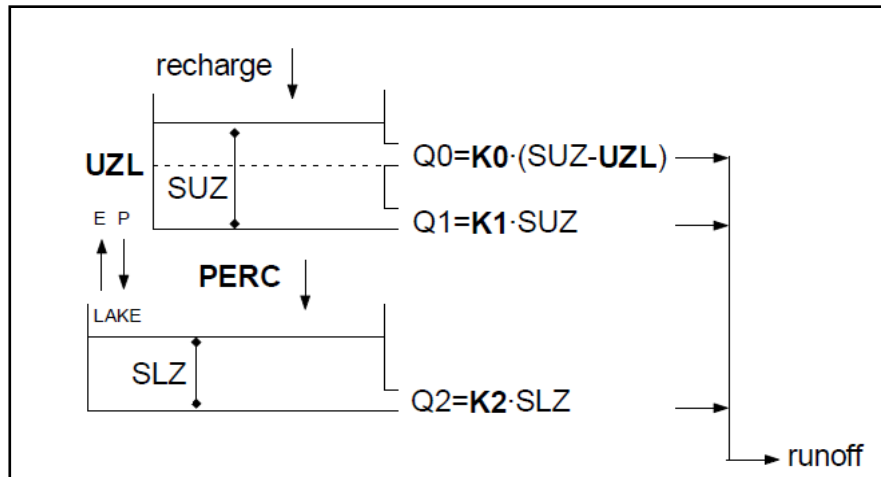


Figure I.9: Fonction de réponse.

- 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 inferieure (mm jour⁻¹)
- Ki = Coefficient de récession (jour⁻¹)
- Qi = Composante du ruissellement (mm/ jour⁻¹)

II.11.7. Étalonnage 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 au ruissellement observé :

- Inspection visuelle des parcelles avec Qsim et Qobs,
- Différence accumulée,
- Des critères statistiques.

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

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

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

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

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

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

code:0607 sous bassin:oued sikkak (217.53km²)

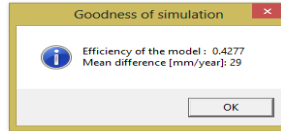


Figure I.10: Menu de l'efficacité du modèle HBV Light.

I.11.8. Résultat graphique

Les résultats sont tracés en fonction de l'option choisie. 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 contribuent à l'écoulement global au niveau de l'exutoire (Fig.11).

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

Option Plot	Graphique	Plotted variable (s)
PTQ	Haut	Différence accumulée entre la sortie simulée et observée (en noir) et la température mesurée (en rouge)
	Milieu	Précipitations mesurées (bleu) et la neige simulée (en équivalent d'eau, en vert)
	Bas	Débit enregistrées (bleu) et simulées (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) Débit enregistré (bleu) et simulé (en rouge)
	Bas	Enregistré (bleu) et simulé (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 enregistré (bleu) et simulé (rouge)

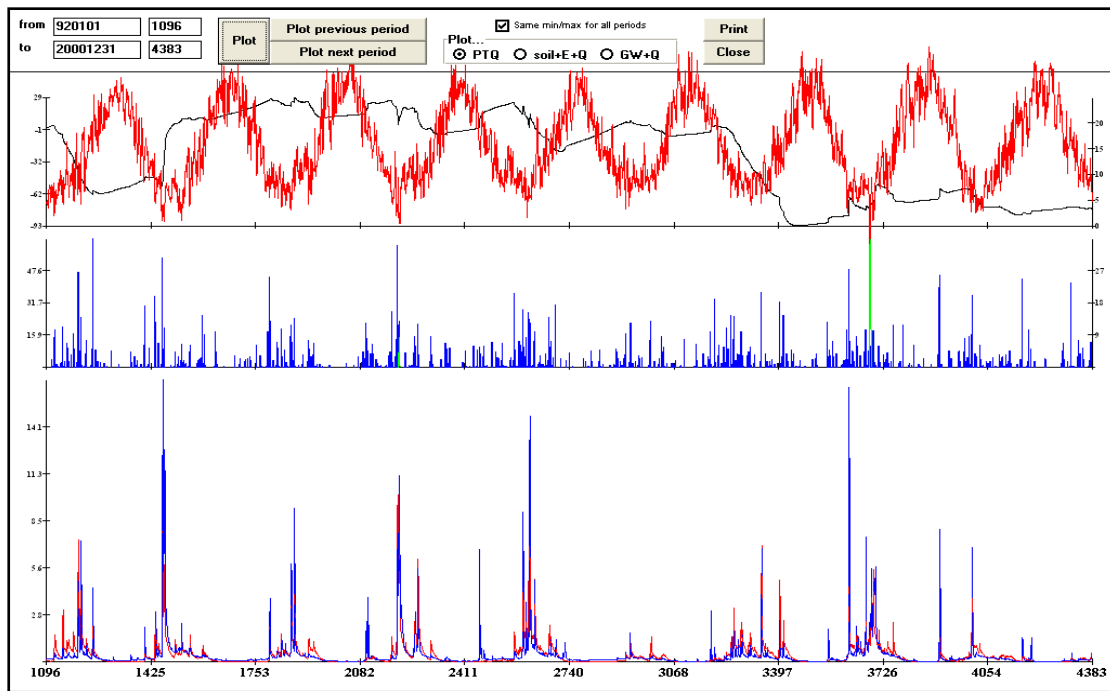


Figure I.11: Exemple des résultats graphiques de la simulation obtenue par le modèle HBV Light

I.12. Les Modèles utilisés dans ce travail

I.13. Le Modèle GR :

Les modèles de simulation du Génie Rural fonctionnent aux pas de temps annuel, mensuel et journalier.

I.14. Objectifs de développement:

La simulation du débit à l'exutoire d'un bassin versant est nécessaire voir indispensable pour de nombreuses applications d'ingénierie et de gestion de la ressource en eau, telles que le dimensionnement et la gestion d'ouvrages, la prévision des crues ou des étiages, la détection d'impact, etc. C'est pour répondre à ces questions que le Cemagref a commencé à développer au début des années 1980 des modèles hydrologiques (du Génie Rural - OR) permettant de faire le lien entre la lame d'eau précipitée sur un bassin versant et son débit à l'exutoire (Miche! 1983).

I.15. Mode de développement:

Bien que ces modèles soient parfois apparentés à des modèles conceptuels du fait de leur structure à réservoirs, ce sont en fait des modèles empiriques: leur construction s'est faite sur la base de grands jeux de données et en découvrant progressivement la structure permettant de reproduire au mieux le comportement hydrologique du bassin versant (c'est-à-dire sa réponse aux pluies).

Les idées suivantes se sont progressivement imposées au cours du développement de ces modèles pour permettre d'obtenir des modèles fiables et robustes (Mathevet 2005):

- Représentation globale du bassin versant,
- Approche empirique de développement sans recours a priori à la physique des écoulements,
- Augmentation progressive de la complexité de la structure du modèle en partant de structures simples,

- Justification de la complexité de la structure d'un modèle par ses performances,
- Recherche de structures de modèle générales (applicables à des bassins variés),
- Utilisation de larges échantillons de bassins versants pour tester les performances des modèles,
- Évaluation d'un modèle par comparaison à d'autres structures de modèle,

I.15.1. Description du modèle pluie-débit annuel GR1

I.15.1.1 Introduction:

Le modèle GR1A (modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1990, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue de l'utiliser pour des applications d'évaluation et de gestion de la ressource en eau. La version, que nous présentons ici et que nous utiliserons dans ce travail, est celle proposée par Mouelhi (2003) et Mouelhiet *al.* (2006a).

Le modèle ne comporte qu'un paramètre optimisable, le paramètre X adimensionnel, qui apparaît comme un coefficient modulateur de l'évapotranspiration potentielle.

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0.7 P_k + 0.3 P_{k-1}}{X \cdot E_k} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\}$$

I.15.2. Description du modèle pluie-débit mensuel GR2M:

I.15.2.1. Introduction:

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuel) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1980, avec des objectifs d'applications dans le domaine des ressources en eau et des étiages. Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Kabouya (1990), Kabouya et Michel (1991), Makhlouf (1994), Makhlouf et Michel (1994), Mouelhi (2003) et Mouelhi et *al.* (2006b), qui a permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. La version que nous utilisons par la suite pour notre bassin est celle de Mouelhi et *al.* (2006b) qui paraît la plus performante (Perrin et *al.* 2007).

Sa structure, bien qu'empirique, (voir schéma ci-dessous) l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui semble être le meilleur moyen de tenir compte des conditions antérieures et d'assurer un fonctionnement en continu du modèle. Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage ainsi qu'une ouverture sur l'extérieur autre que le milieu atmosphérique. Ces trois fonctions permettent de simuler le comportement hydrologique du bassin.

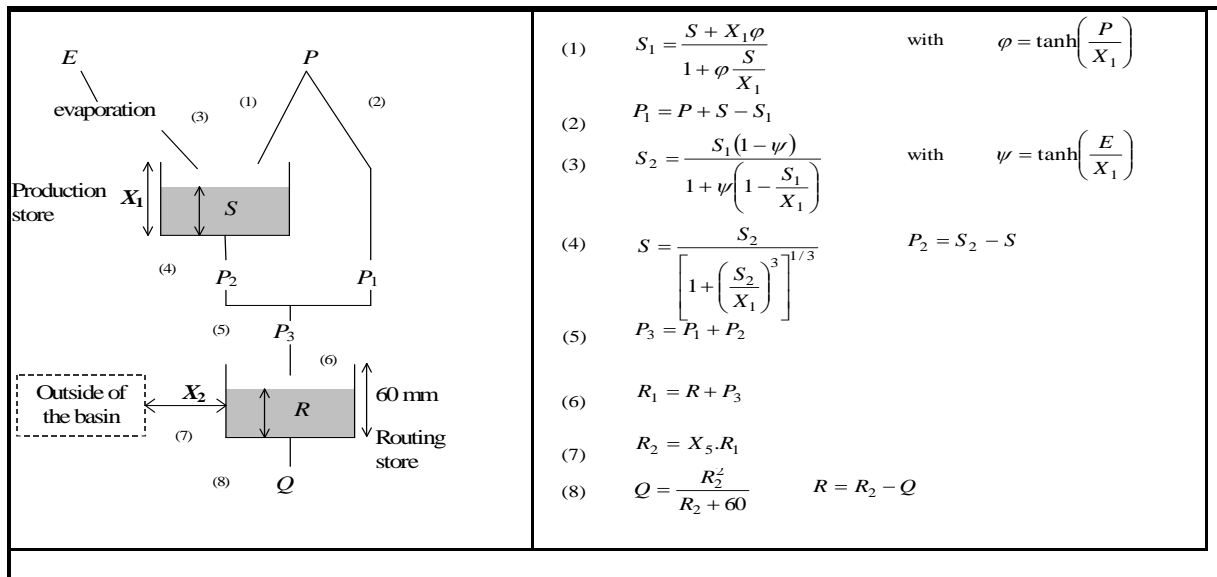


Figure I.12: Schéma conceptuel et le calcul effectué au sein du modèle IHACRES (D'après Oudin *in* Khalifa, 2011)

I.15.3 Le modèle pluie-débit journalier GR4J :

Le modèle GR4J est un modèle pluie-débit global à quatre paramètres. Son développement a été initié au Cemagref au début des années 1980. 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. C'est la version de Perrin *et al.* (2003) qui a été utilisée dans notre travail.

La structure du GR4J l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui permet de tenir compte des conditions antérieures et d'en assurer un fonctionnement en continu. Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage, des hydrogrammes unitaires ainsi qu'une fonction d'ouverture sur l'extérieur non atmosphérique permettant de simuler le gros du comportement hydrologique du bassin.

I.16. CONCLUSION

Grâce aux progrès importants réalisés dans le domaine de l'informatique et des Systèmes d'Informations Géographiques les modèles hydrologiques et en particulier distribués utilisent une description de plus en plus complète du bassin versant et des termes du cycle hydrologique. Cependant, du fait du grand nombre de paramètres qui interviennent dans les processus hydrologiques et la complexité de ces bassins, cette approche pointue n'apporte pas forcément des résultats meilleurs. C'est pourquoi nous avons choisi deux modèles hydrologiques globaux, comportant peu de paramètres et pouvant rendre compte du comportement hydrologique du bassin ; Les modèles GR et HBV. L'objectif est de déterminer les paramètres caractéristiques de ces modèles pour un bassin versant donné et de comparer les résultats obtenus et la performance relative de chacun d'eux.

CHAPITRE II

Présentation de la zone d'étude

II-ETUDE MORPHOMETRIQUE

II.1. Introduction :

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

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

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

II.2. Présentation de la zone d'étude :

II.2.1. Bassin versant de la Tafna :

Le bassin versant de Tafna situé au Nord-Ouest du territoire algérien, s'étend en grande partie dans la Wilaya de Tlemcen recoupant 37 communes (fig 1) et une partie du bassin versant de Tafna situé au Nord_Est du Maroc pour une superficie totale de 7245 Km².il porte le code 16 parmi les 17 bassins de l'Algérie et appartient à la région hydrographique Oranie Chott Chergui.



Figure II.1 : Le bassin versant de la Tafna dans l'ensemble Oranie Chott Chergui (ABH, 2009)

II.3.1. Situation géographique du bassin versant de Sikkak

Le bassin versant de l'oued Sikkak est un sous bassin de la Tafna. C'est un affluent rive gauche de l'oued Isser avec lequel il conflue au nord de Aïn Youcef (Fig. I-1). Le bassin versant d'Oued Sikkak occupe une surface de 217.52km², il est limité :

- Au sud par les Djebels Nador et Bouladour.
- A l'est par les Djebels Er Ramlya, Ouakrif et Tabeldaout.
- A l'ouest, par le Djebel Tiffatisset et le plateau de Zenata.
- Au nord par le Djebel Toutlait.

Le bassin versant de l'oued Sikkak, se situe sur les cartes topographiques au 1/50 000 de Tlemcen, de Terny et de Bensekrane.

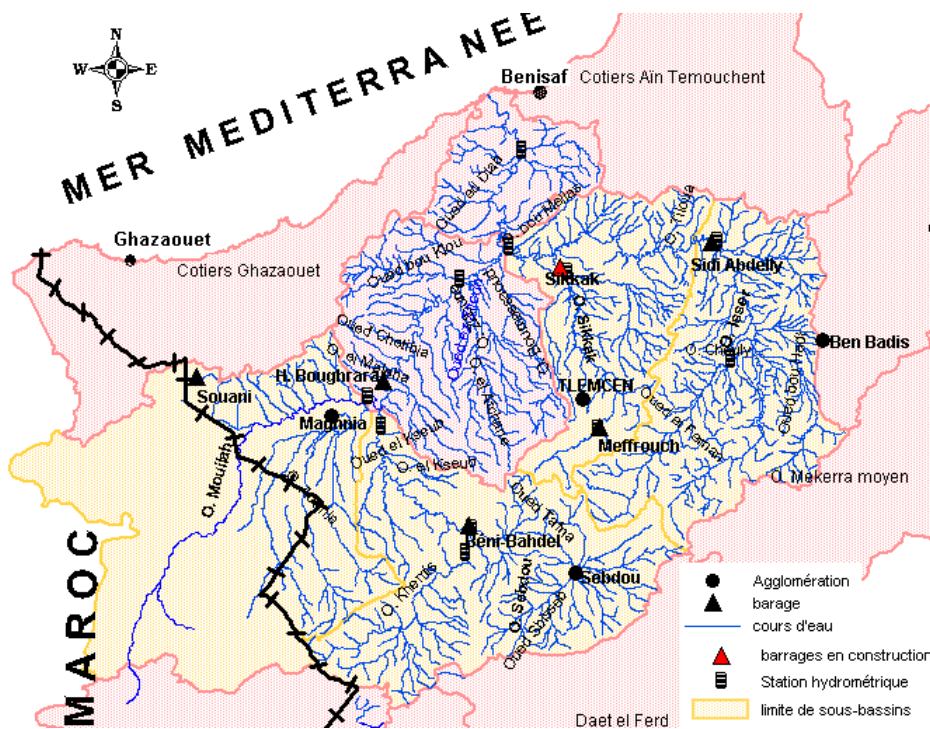


Figure II.2: Réseau hydrographique de la Tafna (Bouanani, 2004)

II.3.2 Caractéristiques de forme :

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme de crue à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de temps de concentration.

II.3.2.1. Indice de compacité de Gravelius Kc (1914) :

C'est le rapport entre le périmètre du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie que le bassin :

$$K_C = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad (I)$$

Ou : Kc : Indice de compacité de Gravelius.

P : Périmètre du bassin versant (km).

S : Aire du bassin versant (km²).

II.3.2.2. Rectangle Équivalent

Afin de pouvoir comparer le comportement hydrologique de deux bassins, on utilise la notion du rectangle équivalent ou le rectangle de Gravelius :

$$L : \text{longueur} = \frac{Kc \sqrt{A}}{1.128} \left[1 + \sqrt{\left(1 - \frac{1.12}{Kc}\right)^2} \right] \quad (2)$$

$$l : \text{largeur} = \frac{Kc \sqrt{A}}{1.128} \left[1 - \sqrt{\left(1 - \frac{1.12}{Kc}\right)^2} \right] \quad (3)$$

Tableau II.1: Caractéristique de la forme de sous bassins de Sikkak

Bassin	Superficie (km ²)	Périmètre (Km)	Kc	Rectangle Équivalent		Forme
				Longueur (km)	Largeur (Km)	
Oued Sikkak	217,52	85,91	1,64	37,48	5,8	Allongée

La valeur de l'indice de compacité indique que le bassin de l'oued Sikkak est Allongé, Favorisant une érosion linéaire et régressive.

II.3.2.2. Coefficient de Circularité

La circularité d'un Bassin versant, est le rapport entre l'aire du Bassin versant et l'aire d'un cercle ayant le même périmètre que ce dernier :

$$Rci = 4 A \pi / P^2 \quad (4)$$

Rci : Coefficient de Circularité.

A : la surface du bassin versant (km²).

P : le Périmètre du bassin versant (km).

Une valeur de 1 indique un cercle parfait, et une valeur tendant vers 0 caractérise une forme allongée.

Dans notre cas, Rci = 0.37 la forme de notre bassin est allongée.

II.3.3. Étude du Réseau Hydrographique

L'oued Sikkak, affluent rive gauche de l'oued Isser (lui-même affluent rive droite de la Tafna) avec lequel il conflue au Nord d'Ain Youcef, prend naissance sur le plateau de Terny au Sud de Tlemcen à la source d'Ain Rhannous.

L'oued Sikkak comporte lui-même une branche principale :

- L'oued Sikkak proprement dit, d'une longueur de 31.42 Km, il présente des variations de pente assez importantes. (Fig 3). (Fandi.W, 2010).

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

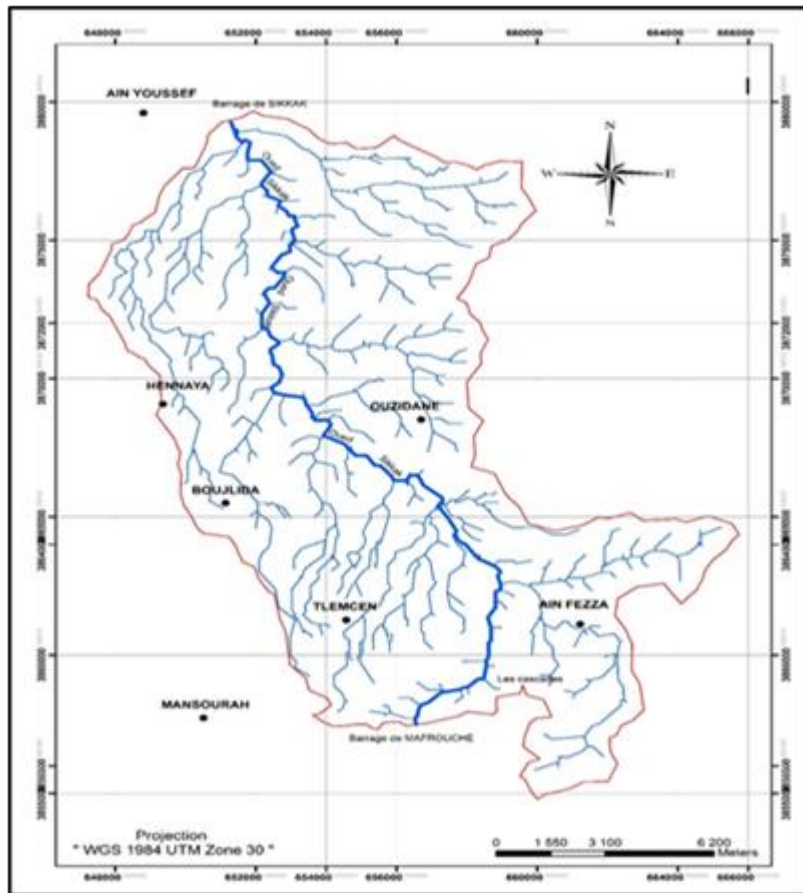


Figure II. 3: Réseaux Hydrographique du Bassin Versant d'Oued Sikkak.(Merkache, 2017)

II.3.3.1 Densité de drainage

La densité de drainage est définie comme le rapport entre la longueur des canaux d'écoulement et la superficie de bassin, elle est exprimé par :

$$D_d = \Sigma L / A \quad (5)$$

D_d : densité de drainage en (Km/Km²).

L : longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin en (Km).

A : aire du bassin en (Km²).

$$D_d = 1.48 \text{ km/km}^2$$

La valeur de densité de drainage obtenue indique que notre bassin est moyennement drainé. La caractéristique du drainage est due principalement à la nature des formations qui forment le bassin ainsi qu'aux pentes assez fortes des versants d'une part et d'autre part au régime climatique, caractérisé par son aridité et ses pluies irrégulières et violentes (Bouanani 2004).

II.3.3.2 Rapport de confluence

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

$$R_c = N_n / N_{(n+1)} \quad (6)$$

Où : R_c : Rapport de confluence.

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

Tableau II.2 : Rapport de Confluence.

Ordre	Nombre de Talwegs	R _c
1	291	2
2	145	1.25
3	116	8.9
4	13	13
5	1	-

Si l'on admet que, pour un bassin parfaitement organisé $R_C = 2$; donc le bassin de Sikkak est mal hiérarchisé avec une valeur de $R_C > 2$.

II.3.4 Étude du Relief

Le relief est un facteur essentiel, il détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement hydrologique d'un bassin. Partant de la répartition par tranches d'altitudes du bassin, on présente la courbe hypsométrique et le diagramme de fréquence altimétrique.

II.3.4.1 Hypsométrie

La répartition altimétrique par tranches (tableau 3) à partir de la carte (figure 5) permet d'établir La courbe hypsométrique et le diagramme des fréquences altimétriques (fig. 5)

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique sur la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude.

La courbe hypsométrique du bassin versant de l'oued Sikkak (fig. 5) présente des pentes fortes vers les hautes altitudes ceci implique que notre bassin commence par les falaises de El Ourit, et des pentes faibles vers les basses altitudes ça veut dire on a une vallée encaissée.

Aussi, la concavité vers le bas de la courbe hypsométrique indique que le bassin va vers l'état de vieillesse.

L'altitude la plus fréquente est de 300 – 400 m, comme le montre la Figure (fig. 4).

Tableau II.3 : Répartition hypsométrique du bassin d'oued Sikkak.(Markache 2017)

Altitudes	Ai (Km)	Ai cumulés (Km)	Ai (%)	Ai (%) cumulées	Hi _{moy}
1400 - 1458	0,64	217,52	0,29	100,00	1429,00
1300 - 1400	0,28	216,88	0,13	99,70	1350,00
1200 -1300	15,04	216,60	6,91	99,57	1250,00
1100 - 1200	14,64	201,56	6,73	92,66	1150,00
1000 - 1100	3,35	186,92	1,54	85,93	1050,00
900 - 1000	11,80	183,57	5,43	84,39	950,00
800 - 900	9,33	171,77	4,29	78,96	850,00
700 -800	23,53	162,44	10,82	74,67	750,00
600 - 700	7,53	138,91	3,46	63,86	650,00
500 - 600	23,52	131,38	10,82	60,40	550,00

400 - 500	29,29	107,86	13,47	49,58	450,00
300 - 400	53,71	78,56	24,69	36,11	350,00
182 - 300	24,85	24,85	11,42	11,42	241,00

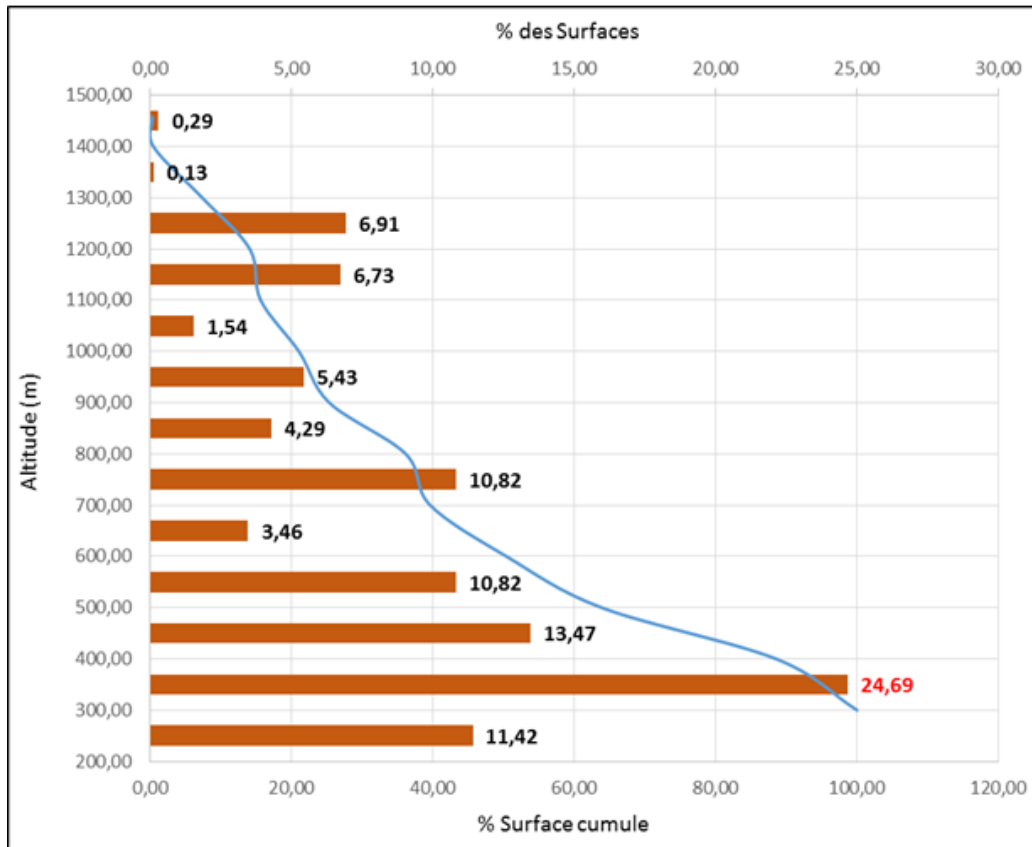


Figure II.4: Courbes Hypsométriques et histogramme des fréquences altimétriques du bassin versant de l'oued Sikkak.(Markache., 2017)

II.3.4.2 Altitudes caractéristiques

Certaines altitudes sont notées pour caractériser les bassins versants (Tableau 5). Elles nous donnent des indications supplémentaires sur le potentiel érosif du bassin. Ces altitudes sont :

- Altitude la plus fréquente : le maximum de la courbe des fréquences altimétriques,
- Altitude correspondant à 5% (H₅): au-dessus de laquelle se trouve 5% de la superficie totale du bassin versant,
- Altitude de fréquence à 95% (H₉₅) : c'est l'altitude dépassée par 95% de la surface totale du bassin versant,
- Altitude moyenne: l'altitude qui correspond à la moyenne de la courbe hypsométrique.

$$H_{moy} = \frac{\sum (A_i H_i)}{A} \quad (8)$$

Donc :

Avec : H_{moy} : Altitude moyenne du bassin [m.]

A_i: Aire comprise entre deux courbes de niveau [Km²].

H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m].

A : Superficie totale du bassin versant [km²].

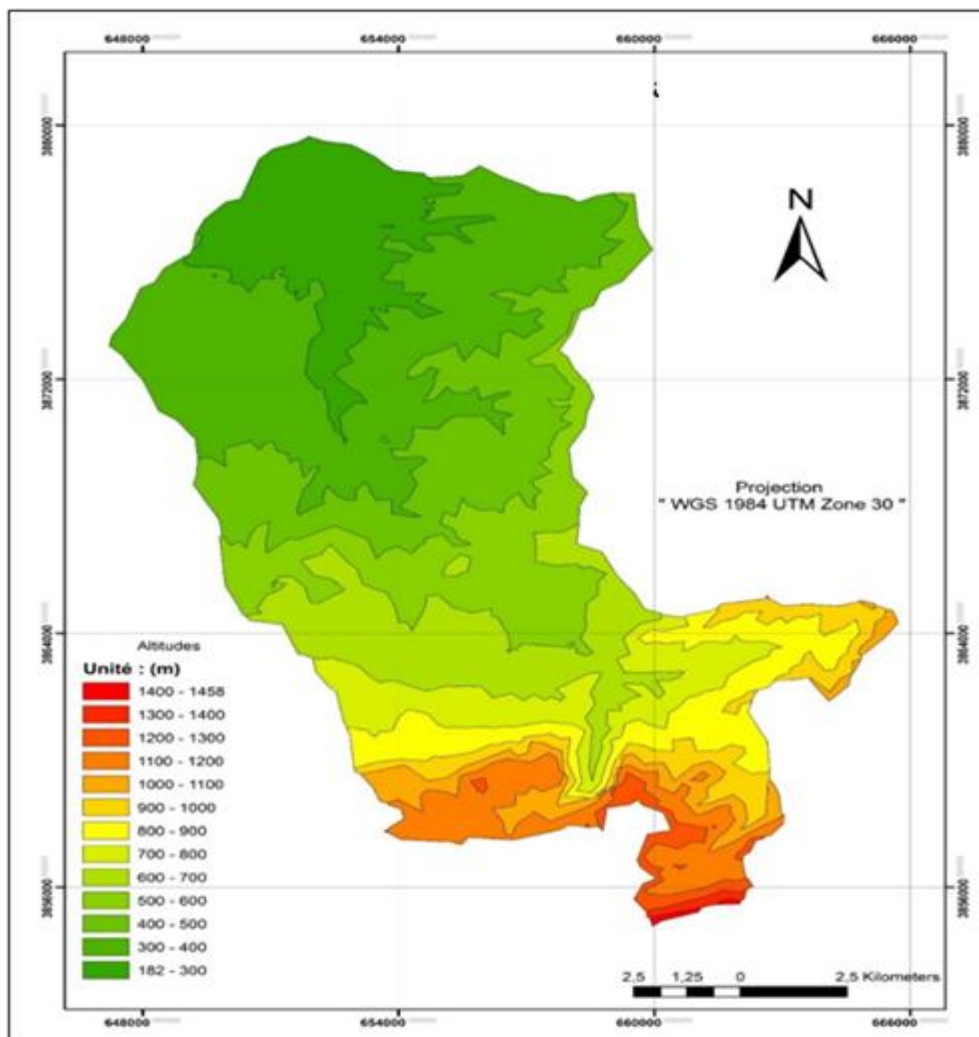


Figure II.5: Carte Hypsométrique du Bassin Versant d'Oued Sikkak.(Markache, 2017)

Tableau II.4 : Les Altitudes Caractéristiques du Bassin Versant d'Oued Sikkak.

Bassin versant	H _{Max} (m)	H _{Min} (m)	H _{Moy} (m)	H _{5%} (m)	H _{95%} (m)	Altitude la plus fréquente (m)	Observation
Sikkak	1458	182	611.6	1330	350	300 - 400	Vers vieillesse et potentiel érosif faible.

II.3.5. Les indice de pente et relief

II.3.5.1. Étude des Pentes

II.3.5.1.1. Indice de pente de Roche I_p

L'indice de pente I_p également défini par Roche à partir du rectangle équivalent est égal :

$$I_p = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n [X_i \cdot \beta_i \cdot (a_i - a_{i-1})] \quad (9)$$

$$I_p = 0.37$$

Avec β_i : fraction de la surface totale du bassin comprise entre les côtes a_i et a_{i-1}; fonction

Donnée par le tableau hypsométrique.

X_i : distance séparant deux courbes de niveau sur le rectangle équivalent.

L : longueur du rectangle équivalent.

$$X_i = A_i / l \quad \beta_i = A_i / A$$

A_i : surface partielle entre deux courbes de niveau. (km^2).

a_i : courbe de niveau de rang « i » compté à partir du sommet.

l : largeur du rectangle équivalent. (km).

A : surface totale du bassin versant. (km^2).

II.3.5.1.2. Indice de pente globale I_g :

Il se calcule à l'aide de la formule suivante :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (10)$$

$I_g = 0.026 \text{ m/km.}$

Avec

I_g : Indice de pente globale. (m/km).

D : la dénivelée $H_{5\%} - H_{95\%}$. (m)

L : la longueur du rectangle équivalent. (km).

Selon la classification de l'ORSTOM (tableau II.5), le bassin du Sikkak présente un relief assez fort.

Tableau II.5 : Classification du relief selon I_g par l'ORSTOM.

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

Pour atténuer l'influence de la surface sur l'indice de pente I_g , les chercheurs de l'ORSTOM ont introduit la dénivelée spécifique D_s

II.3.5.1.3. Dénivelée spécifique D_s

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{A} \quad (11)$$

$D_s = 385.67 \text{ m}$

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

A : aire du bassin (km^2).

En se rapportant à la classification de l'ORSTOM du relief selon D_s (tableau 6), le bassin du Sikkak présente un relief fort.

Tableau II.6 : Classification du relief selon D_s par l'ORSTOM.

Relief	D_s (m)
Relief très faible	$D_s < 10$
Relief faible	$10 < D_s < 25$
Relief assez faible	$25 < D_s < 50$
Relief modéré	$50 < D_s < 100$
Relief assez fort	$100 < D_s < 250$
Relief fort	$250 < D_s < 500$
Relief très fort	$500 < D_s$

Tableau II.7: Indice de pente et Relief du Bassin versant de Sikkak.

Bassin	I_p	I_g (m/km)	Relief selon « I_g »	D_s (m)	Relief selon « D_s »
Sikkak	0.37	0.026	Assez Fort	385.67	Fort

II.3.5.2 Coefficient de torrentialité

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

$$C_T = D_d \cdot F_1 \quad (12)$$

$$C_T = 1.98$$

Avec : D_d : densité de drainage (km/km^2).

F_1 : fréquence des thalwegs élémentaires $F_1 = N_1 / A$ avec N_1 : nombre de cours d'eau d'ordre 1

II.3.5.3 Temps de concentration

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

$$T_c = \frac{(4\sqrt{A} + 1.5L)}{0.8\sqrt{H}} \quad (13)$$

$$T_c = 3 \text{ h } 8 \text{ min.}$$

Où ; T_c : temps de concentration (heures).

A : superficie du bassin (km^2).

L : longueur du thalweg principal (km).

H : Dénivelée $H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}$. (m).

Tableau II.8: Valeurs du coefficient de torrentialité et du temps de concentration des eaux du Bassin Versant d'Oued Sikkak.

Bassin	C_T	T_c
Sikkak	1.98	3 h 8 min

II.3.5.4 Étude du profil en long

La longueur du cours d'eau principal est de 31.42 km, l'oued Sikkak présente des variations de pente assez importantes.

Tableau II.9: calcul des pentes de chaque Tronçon. (Berrezoug. T et Kissi.S, 2002).

Altitudes (m)	Distance (km)	Pente (%)
1100	0	-
770	1,75	18,85
651	2,5	15,86
520	10	1,74
400	14	3
300	18	2,5
260	23,8	0,68
200	33	0,65
182	35	0,025

Le profil en long (fig II.6), indique que :

- ✓ Forte pente de Ain El Ourit jusqu'à Aïn Sefra de l'ordre de 19 %.
- ✓ Rupture e pente au niveau d'Aïn Sefra à 650m d'altitude due probablement à un changement de facies accompagné d'une faille.
- ✓ Faible pente de Ain Safra jusqu'à Oued Boughrara de l'ordre de 3 %.
- ✓ Pente très faible d'Oued Boughrara jusqu'à Barrage Sikkak de l'ordre de 0.025 %.

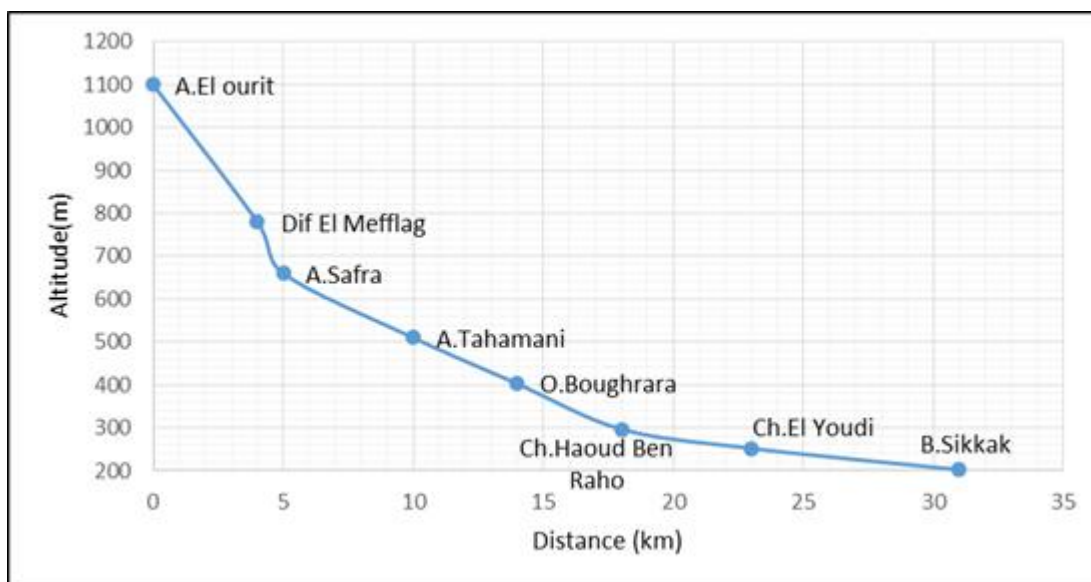


Figure II.6: Profil en long d'Oued Sikkak. (Berrezoug et Kissi, 2002)

II.3.6. Sol et Végétation

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 la végétation va jouer le rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement. (Fandi, 2010).

Les massifs jurassiques rocheux, calcaires et dolomitiques admettent une maigre couverture forestière. Les grès de Boumediene sont caractérisés par la présence des forêts

d'Hafir et Zarifet. Les marnes kimméridgiennes et miocènes et les alluvions quaternaires sont occupées par les céréales et les prairies naturelles. Les broussailles occupent une petite surface dans notre bassin, concentrées dans la région de la commune d'Ain Fezza et au djebel Ain El Hout.

Une plantation d'oliviers couvre une partie de la plaine qui s'étend de Tlemcen à Hennaya, de Saf Saf à Mansourah. A son abri s'étagent en gradins les jardins irrigués qui produisent des légumes et des fruits à côté de l'oued Sikkak (fig II.7).

Selon (Bouanani, 2004), la carte d'occupation du sol du bassin versant de l'oued Sikkak (fig. II-7) présente la diversité de cultures et d'occupations du sol, elle montre que les cultures extensives occupent plus de la moitié de l'espace du bassin versant, suivie par l'arboriculture qui occupe 12 % de la superficie totale (tableau II-10).

Dans le détail, les céréales occupent (58.16 %) de la surface du bassin versant ; les vignes (3.11 %), (10.47%) de culture maraîchère et le reste est occupé par les arboricultures (9.63 %), les broussailles (5.50 %) et les forêts (4.57 %). (Bouanani, 2004)

Tableau II.10: Distribution du couvert végétal dans le bassin d'Oued Sikkak.

Occupation des sols	Surfaces en km2	% des surfaces
Agriculture	141,97	65,27
Arboriculture	1,62	0,74
Forêt	7,39	3,40
Maquis	12,73	5,85
Maquis Arbor	9,67	4,45
Parcours	27,61	12,69
Plan d'eau	0,12	0,06
Urbain	16,41	7,54

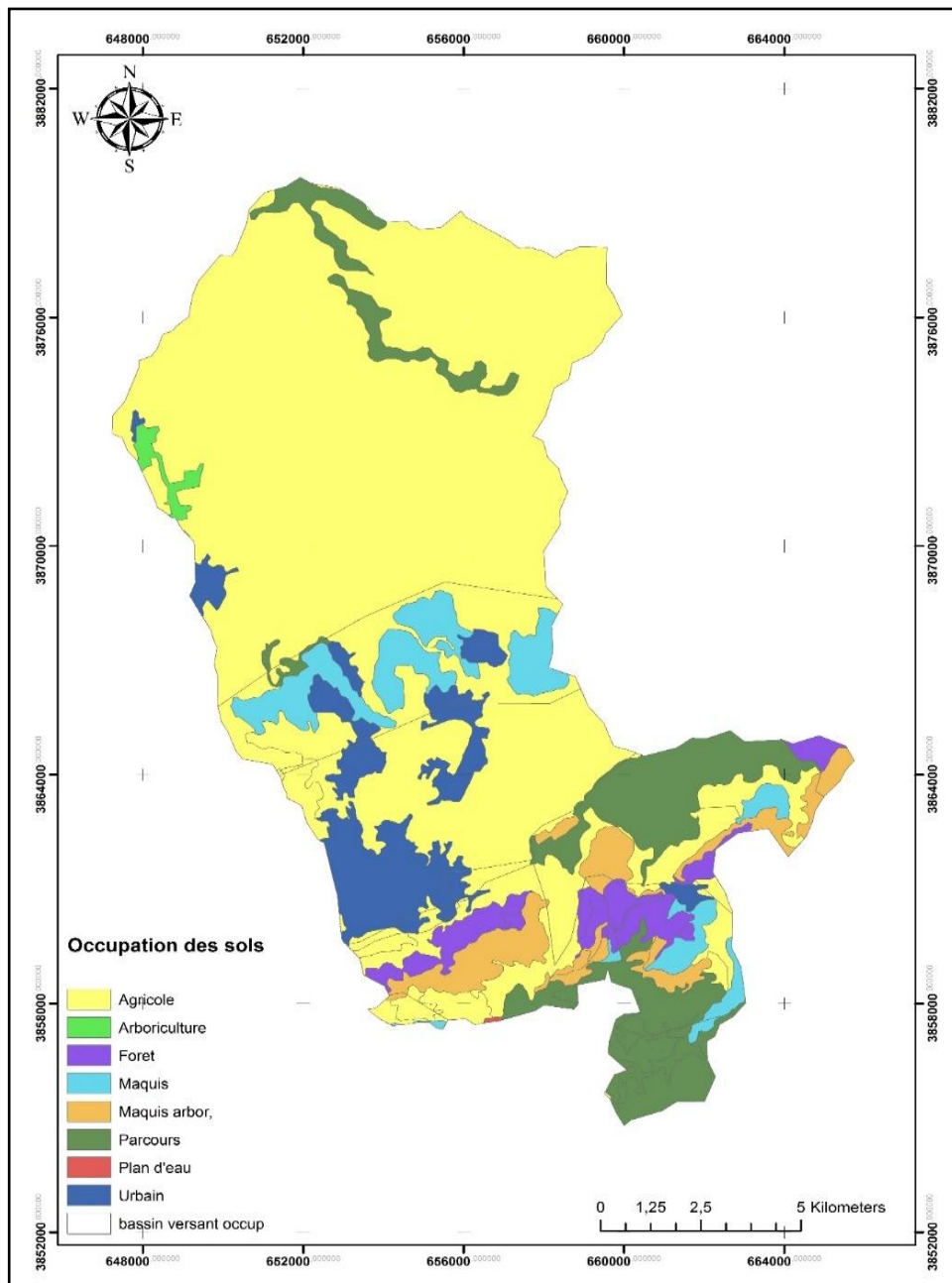


Figure II.7: Carte d'occupation de sol du bassin versant d'oued Sikkak.(Markahe 2017)

II.4.CONTEXTE GEOLOGIQUE

II.4.1.Introduction

La structure actuelle de l'Algérie du Nord est due aux mouvements hercyniens et alpins qui ont permis l'individualisation de plusieurs domaines. En Oranie, nous avons du Nord au Sud : le domaine Tellien, le domaine Tlemcenien, les hautes plaines oranaises, le domaine Atlasique, le domaine Saharien.

Les Monts de Tlemcen dessinent la bordure sud du bassin et s'interposent entre deux domaines bien définie :

- Le domaine des nappes du Tell au Nord.
- Le domaine stable des hautes plaines oranaises au Sud.

En 1983, Hayane ajoute d'autres précisions par sa contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du bassin versant de l'oued Sikkak. Cette étude est basée sur la synthèse des travaux de Hayane M. 1983

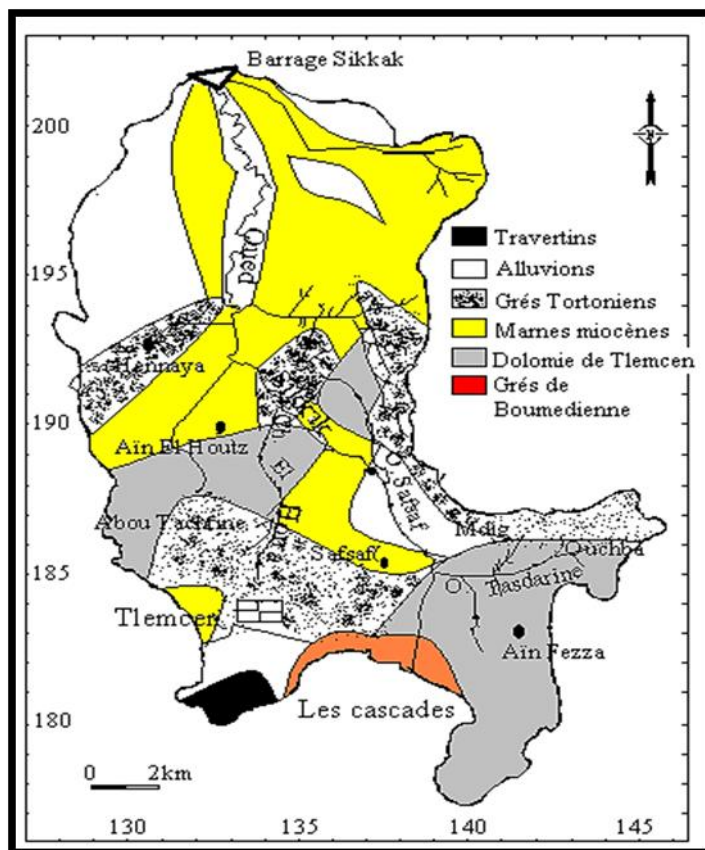


Figure II.8: Carte lithologique du bassin versant de l'oued Sikkak (Bouanani. 2004)

II.4.1.1. Les formations secondaires

II.4.1.2.2. Les grés de Boumediene (Oxfordien supérieur-Kimméridgien supérieur)

Ce sont des grés à éléments fins sous forme de gros bancs séparés par des inters lits argileux, le ciment presque toujours calcaire. L'épaisseur de cette formation est de 200 à 400m en moyenne.

II.4.1.2.3. Les Dolomies de Tlemcen (Kimméridgien terminal)

Cette formation correspond au grand escarpement dolomitique qui domine Tlemcen et couronne le cirque des cascades. Elle affleure au djebel Tefatisset, Ain El-Houtz et Oudjlida. L'épaisseur de cette formation peut atteindre 200m dans la région de Tlemcen.

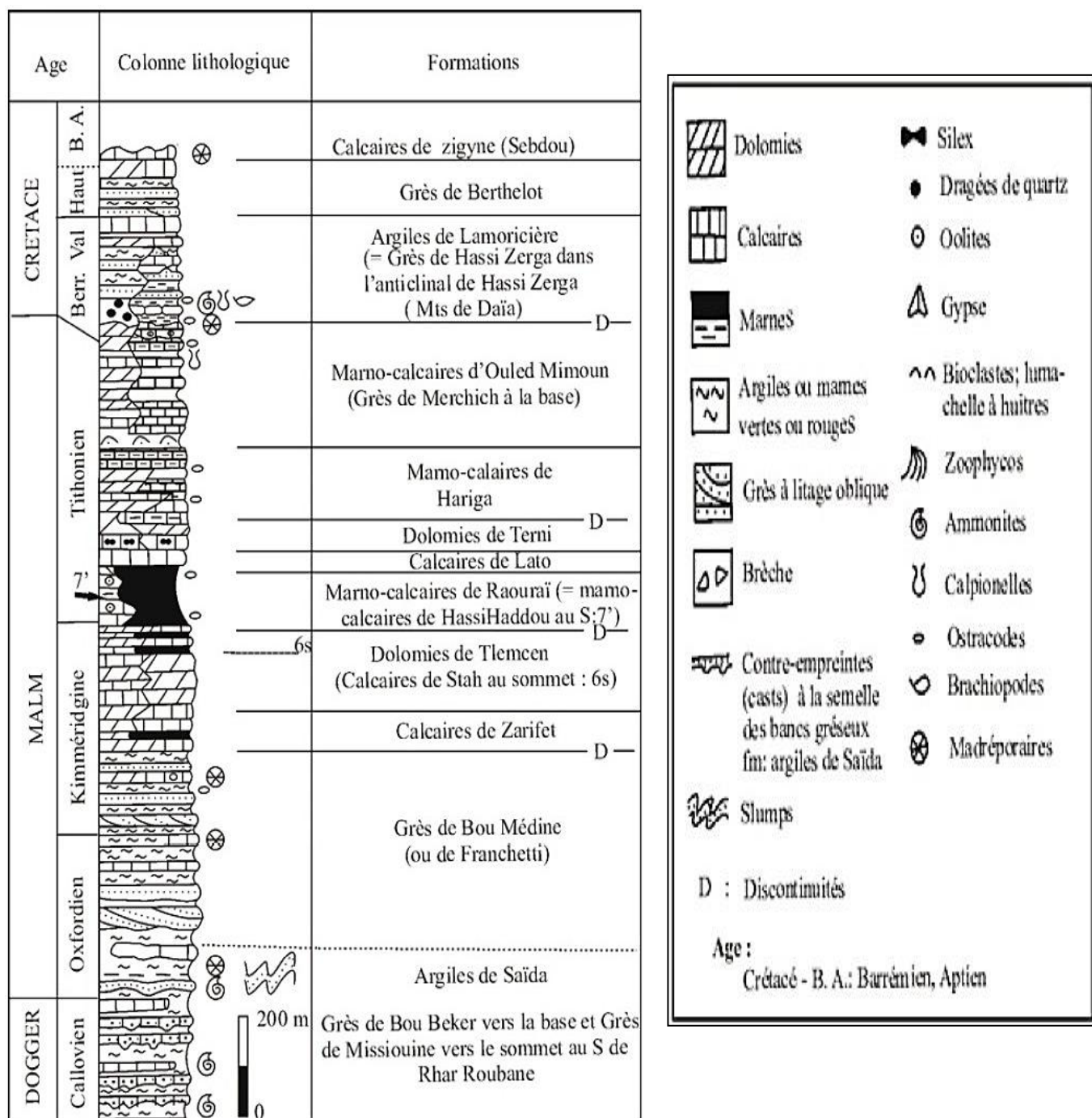


Figure II.9: Colonne stratigraphique des monts de Tlemcen jusqu'aux hautes plaines (Benest M., Bensalah M.1999).

II.4.1.3. Les formations tertiaires

Elles sont représentées comme suit :

II.4.1.3.1. Le Miocène marin

Le Miocène marin se développe presque uniquement sur le versant Nord des monts de Tlemcen. Il est discordant sur les niveaux carbonatés du Jurassique supérieur. Il s'agit de dépôt argilo-gréseux, autochtones.

II.4.1.4. Les formations quaternaires

II.4.1.4.1. les alluvions anciennes

- **Le complexe de piémont**

Ce complexe est représenté par des éboulis de piémonts plus ou moins en croûtes, d'épaisseur assez faible.

- **Les travertins**

Les dépôts des travertins proviennent de la dissolution interne des massifs calcairo-dolomitiques, grâce à la quantité de carbonate de calcium déposée par les eaux des émergences. Ils constituent de puissants dépôts pouvant atteindre 60m (Lalla-Setti au Sud de Tlemcen), et Ain Fezza) (Hayan,1983).

- **La croûte calcaire**

Cette croûte est formée par un encroûtement particulièrement bien marqué dans la plaine d'Henaya où il masque partiellement les grès Tortonien. Cette croûte de teinte claire et des croûtes lamellaires, est caractérisée par une petite épaisseur ne dépassant pas 1m.

- **Le glacis de pente Soltanienne**

Il s'agit de formation soltanienne, le plus souvent limono argileuse. La partie de marne non atteinte par les érosions récentes forme de grands glacis de sol rouges.

II.4.1.5.1. Les alluvions récentes

Ce sont des dépôts limoneux occupant les parties basses des plaines et des vallées aux abords des cours d'eau.

Conclusion

L'examen du tableau (Tableau 11) indique que :

- La valeur de l'indice de compacité permet que la forme du bassin versant d'oued Sikkak soit Allongée.
- Les valeurs d' I_p et I_g indiquent que le bassin versant d'oued Sikkak, présente un relief Assez Fort.
- La valeur de la densité de drainage indique que notre bassin est moyennement drainé.

Tableau II.11 : Principaux Paramètres du bassin versant d'oued Sikkak.

Paramètre	Bassin Sikkak
Superficie (km²)	217.52
Périmètre (km)	85.91
Indice de compacité (K_c)	1.64

Longueur du Rectangle équivalent (km)	37.48
Largeur du rectangle équivalent (km)	5.8
Densité de drainage (km/km²)	1.48
Rapport de confluence (R_c)	2
Rapport des longueurs (R_L)	1.78
Altitude maximale (m)	1458
Altitude minimale (m)	182
Altitude moyenne (m)	611.6
Indice de pente de Roche (I_p)	0.37
Indice de pente globale I_g (m/km)	0.026
Dénivelée spécifique D_s (m)	385.67
Coefficient de torrentialité (CT)	1.98
Temps de concentration T_C (heurs)	3 h 8 min

L'analyse lithostratigraphique des différentes formations nous permet de mettre en évidence leurs diversités ; ce sont surtout des marnes, des calcaires, des grés-calcaires et des dolomies.

CHAPITRE III

Hydroclimatologie

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.

Les conditions climatiques jouent un rôle important dans les comportements hydrologiques des cours d'eau et des conditions de recharge des aquifères.

Dans cette partie, nous nous sommes intéressés aux principaux facteurs, indispensables pour l'établissement du bilan hydrique, tels que, les précipitations, la température et l'évapotranspiration, afin de déterminer le type du climat caractéristique de notre secteur d'étude.

III.1. Étude 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.

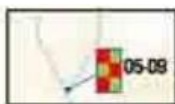
On entend par précipitations, la hauteur de la lame d'eau recueillie par le pluviomètre, quel que soit l'origine de cette eau, pluie, neige, grêle, ou autres formes de condensation.

(Réméniéras G, 1986).

Nous nous intéresserons dans ce chapitre 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. Nous avons utilisé les données de la station du Barrage Mefrouhe dont les caractéristiques sont consignées dans le tableau 1.

Tableau III.1: Caractéristiques de la station pluviométrique.

Nom	Longitude(Km)	Latitude (Km)	Altitude (m)	Code de la station	Période de renseignement	Paramètre mesurés
Mefrouche	135.55	180.2	1120	160701	1970/1971 2009/2010	Précipittions



Station hydrométrique automatisée et site de surveillance de la qualité de l'eau



Barrage



Station hydrométrique classique



Station hydrométrique automatisée



Station de surveillance de la qualité de l'eau



Station pluviométrique

Figure III.1: Localisation des stations hydroclimatiques retenues pour l'étude.

III.1.1. Variation de la pluviométrie interannuelle

La figure III.1, visualise l'évolution ou bien la variation de la pluviométrie annuelle sur une période de 40 ans 1970/1971-2009/2010, où l'on remarque que le régime annuel est très irrégulier d'une année à une autre. Les hauteurs maximales des précipitations atteignent 949.7mm au niveau de la station de Mefrouche au cours de l'année 1972/1973, tandis que la hauteur minimale de l'ordre de 342.4 mm a été enregistrée à la station en 1999/2000, la hauteur pluviométrique moyenne est de l'ordre de 586.4mm.

Tableau III.2 : Précipitations moyennes annuelles (mm) à la station de Mefrouch (1970/1971-2009/2010)

Année	P (mm)	Année	P (mm)
1970-1971	947,1	1990-1991	731,2
1971-1972	658,8	1991-1992	661,5
1972-1973	949,7	1992-1993	444,8
1973-1974	862,4	1993-1994	358,3
1974-1975	735,3	1994-1995	420,8
1975-1976	797,0	1995-1996	841,0
1976-1977	661,3	1996-1997	841,3
1977-1978	667,7	1997-1998	560,2
1978-1979	448,6	1998-1999	458,9
1979-1980	729,9	1999-2000	342,4
1980-1981	584,0	2000-2001	567,0
1981-1982	383,1	2001-2002	581,9
1982-1983	431,4	2002-2003	572,7
1983-1984	447,6	2003-2004	647,0
1984-1985	448,6	2004-2005	450,8
1985-1986	677,9	2005-2006	467,6
1986-1987	560,0	2006-2007	480,5
1987-1988	352,2	2007-2008	392,7
1988-1989	463,1	2008-2009	775,7
1989-1990	522,2	2009-2010	531,6

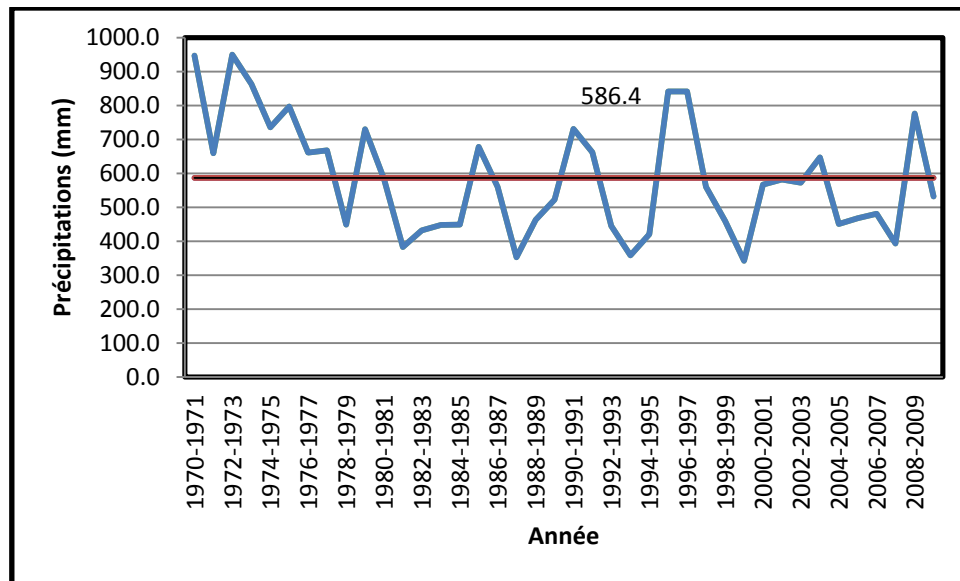


Figure III.2 : Variation des précipitations annuelles à la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010)

L'analyse de la variabilité interannuelle des précipitations mérite d'être complétée par une étude fréquentielle, c'est-à-dire l'estimation des valeurs limites atteintes ou dépassées pendant une période donnée. Ceci suppose de rechercher au préalable la loi d'ajustement adéquate.

III.1.2. Précipitations mensuelles

La répartition mensuelle des précipitations dans l'année et ses variations conditionnent en relation avec les facteurs thermiques, l'écoulement saisonnier et par la même le régime des cours d'eau ainsi que celui des nappes aquifères. Sa connaissance est donc forte utile dans l'optique de notre étude.

Tableau III. 3: Précipitations moyennes mensuelles à la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010)

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Aout
P (mm)	20,1	41,3	77,2	64,4	75,3	74,4	92,1	63,2	55,7	9,9	6,3	6,5

D'après l'histogramme des précipitations mensuelles à la station de Mefrouche (fig.2) nous remarquons que le mois le plus pluvieux est celui de mars avec 92.1 (mm) tandis que le mois de Juillet est le plus sec avec 6.3mm.

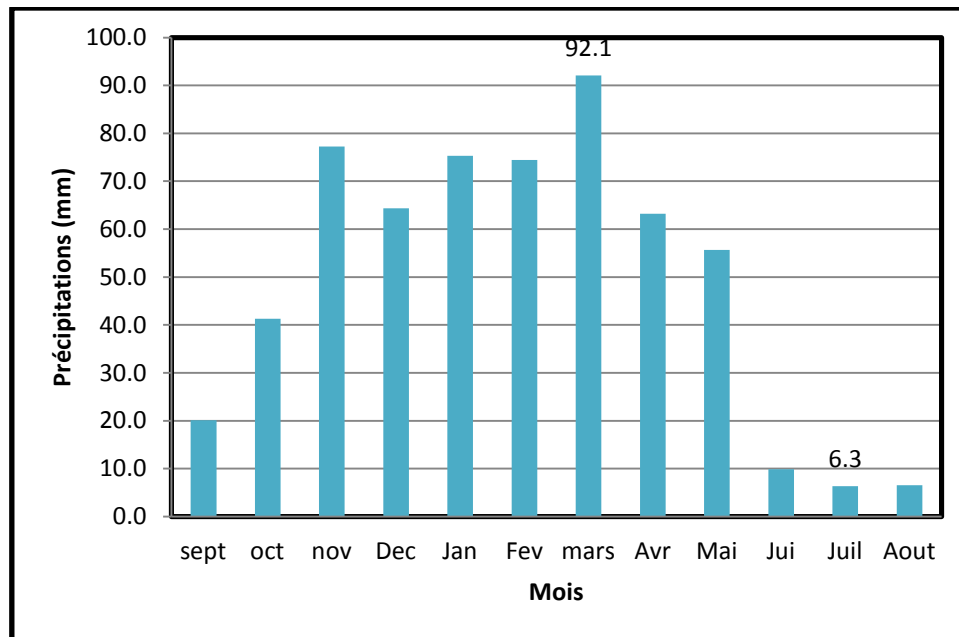


Figure III.3 : Histogramme des précipitations moyennes mensuelles de la station de Mefrouch (1970/1971-2012/2013).

III.1.3. Précipitations saisonnières

Les 4 saisons de l'année correspondent à :

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

Tableau III.4 : Précipitations saisonnières moyennes à la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010)

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Été
P (mm)	138.6	214.1	211	22.7

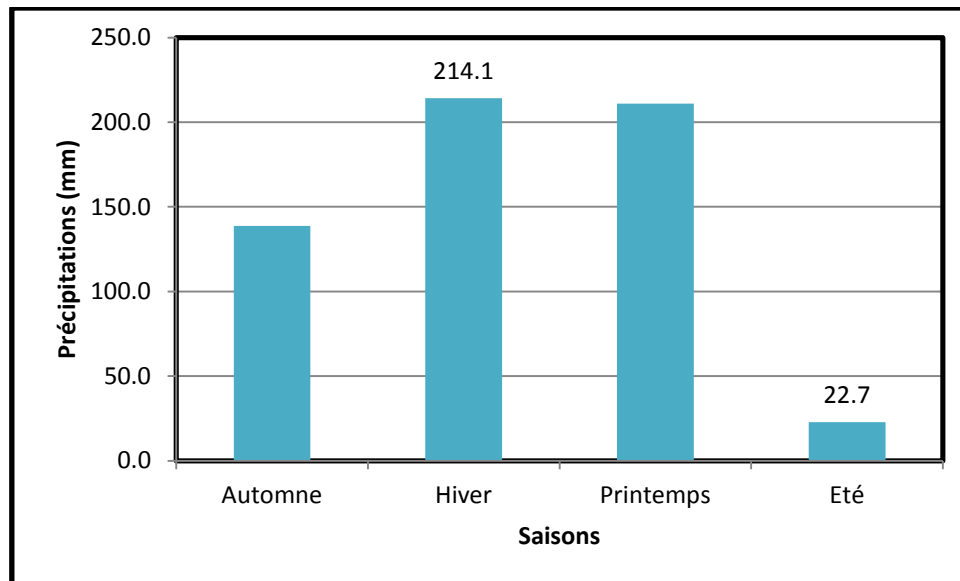


Figure III.4: Histogramme des précipitations saisonnières de la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010)

La distribution des précipitations saisonnières (fig.4), montre que nous avons une bonne période pluvieuse durant l'Hiver et le printemps qui enregistre en moyenne plus des 2/3 de la pluviométrie annuelle par contre l'Été est le moins pluvieux.

III.1.4. Variation des précipitations journalières

La variation des précipitations moyennes journalières de la station Mafrouche pendant 40 ans est illustrée par la figure 4, On enregistre des augmentations suivies de diminutions continues et progressives, qui mettent en évidence des variations importantes d'un jour à un autre.

Tableau III.5 : représente quelques valeurs Max de la précipitation journalière.

Saison	Période	Valeur Max
Hiver	19/03/1989	158.1
Printemps	08/05/1971	150.4

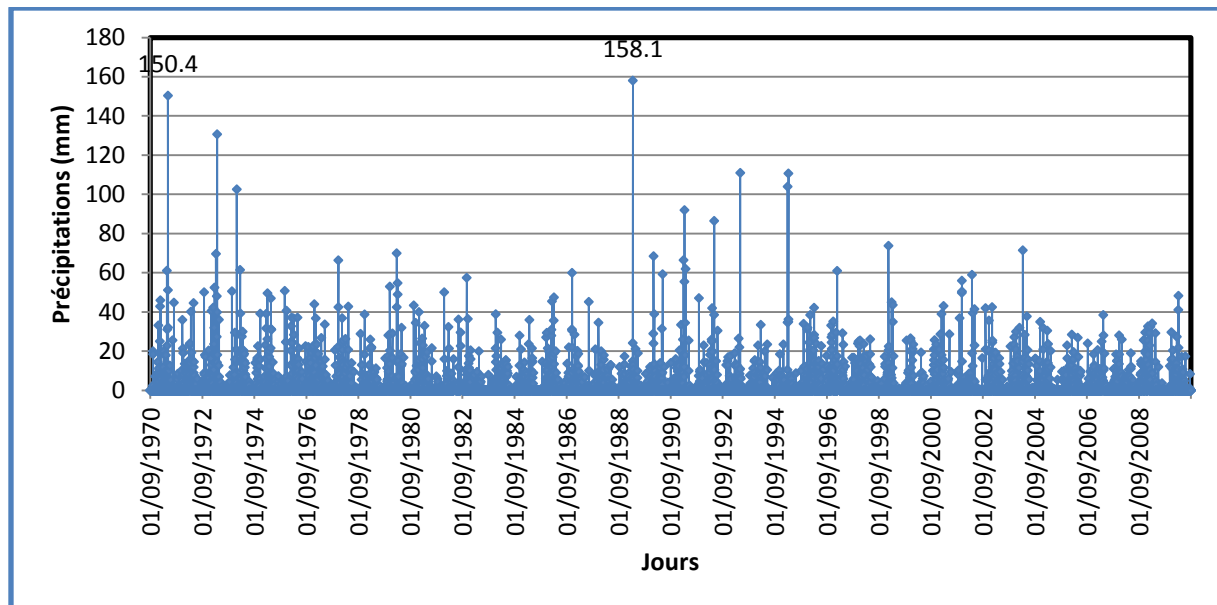


Figure III.5: Variation des précipitations journalières (1970/1971-2009/2010)

III.1.5. Étude statistique

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

Afin de découvrir la structure des variations des précipitations annuelles et pour faire une analyse détaillée de ces données, l'ajustement statistique a été réalisé grâce au logiciel Statistica. Ce dernier propose les ajustements statistiques et détermine le modèle d'une loi ou plus qui ajustent au mieux l'ensemble des données. La méthode de calcul choisie pour l'estimation des paramètres du modèle est la méthode du maximum de vraisemblance.

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.

- **Test de normalité**

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

- **Test graphique**

Consiste à tracer sur un papier de Gauss la courbe théorique et la courbe empirique et de les comparer.

- **Test analytique**

Parmi les tests utilisés nous avons le test du Khi^2 , le test de Kolmogorov, et nous pouvons aussi utiliser un test qui considère les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement. Le test de Khi^2 mesure l'écart qu'il y a entre les fréquences observées et les fréquences théoriques, il est donné par la statistique du χ^2 . Il est utilisé pour déterminer si une distribution théorique comme la distribution normale, peut ajuster une distribution empirique, c'est-à-dire une distribution calculée à partir des données observées.

De plus, de nombreuses autres lois statistiques peuvent être approchées par la loi normale. Pour notre cas, nous allons appliquer les tests graphiques et le test du χ^2 sur les données de notre bassin versant.

Nous avons reporté sur le Tableau.6, les valeurs des précipitations moyennes annuelles qui sont classées suivant une distribution ordonnée en terme croissant.

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

$$F_i = \frac{1}{N+1}$$

Avec :

i : Rang

N : Période d'observation (nombres d'années)

Tableau III.6 : Distribution interannuelle des débits de la station Mefrouche

Rang (l)	Année	P (mm)	Fi=l/N+1	Rang(l)	Année	P (mm)	Fi=l/N+1
1	1999-2000	342,4	0,03	21	2000-2001	567,0	0,53
2	1987-1988	352,2	0,05	22	2002-2003	572,7	0,55
3	1993-1994	358,3	0,08	23	1980-1981	584,0	0,58
4	1981-1982	383,1	0,10	24	2001-2002	581,9	0,60
5	2007-2008	392,7	0,13	25	2003-2004	647,0	0,63
6	1994-1995	420,8	0,15	26	1971-1972	658,8	0,65
7	1982-1983	431,4	0,18	27	1976-1977	661,3	0,68
8	1992-1993	444,8	0,20	28	1991-1992	661,5	0,70
9	1983-1984	447,6	0,23	29	1977-1978	667,7	0,73
10	1978-1979	448,6	0,25	30	1985-1986	677,9	0,75
11	1984-1985	448,6	0,28	31	1979-1980	729,9	0,78
12	2004-2005	450,8	0,30	32	1990-1991	731,2	0,80
13	1998-1999	458,9	0,33	33	1974-1975	735,3	0,83
14	1988-1989	463,1	0,35	34	2008-2009	775,7	0,85
15	2005-2006	467,6	0,38	35	1975-1976	797,0	0,88
16	2006-2007	480,5	0,40	36	1995-1996	841,0	0,90
17	1989-1990	522,2	0,43	37	1996-1997	841,3	0,93
18	2009-2010	531,6	0,45	38	1973-1974	862,4	0,95
19	1986-1987	560,0	0,48	39	1970-1971	947,1	0,98
20	1997-1998	560,2	0,50	40	1972-1973	949,7	1,00

Tableau III.7 : Paramètres de position des précipitations de la station Mefrouche (1970/1971-2008/2009)

Paramètres	Formules	Valeurs
Moyenne	$P = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a p_i$	586.4
Variance	$S^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a (P_i^2 - P^2)$	27635,3
Écart-type	$\delta = \sqrt{S^2}$	166.2

Coefficient de variation	de	$Cv = \frac{\delta}{P}$	0.28

Le coefficient de variation $Cv < 0,5$, laisse fortement penser que l'ajustement suit une loi normale ou une loi log normale.

Le test du χ^2 permettra de vérifier cette adéquation.

III.1.5. Ajustement par la loi normale

$$P = P + \sigma_u$$

➤ **Test graphique**

L'ajustement graphique de la série pluviométrique de la station Mefrouche (fig.5) montre que la pluie s'ajuste en général suivant une loi normale de Gauss

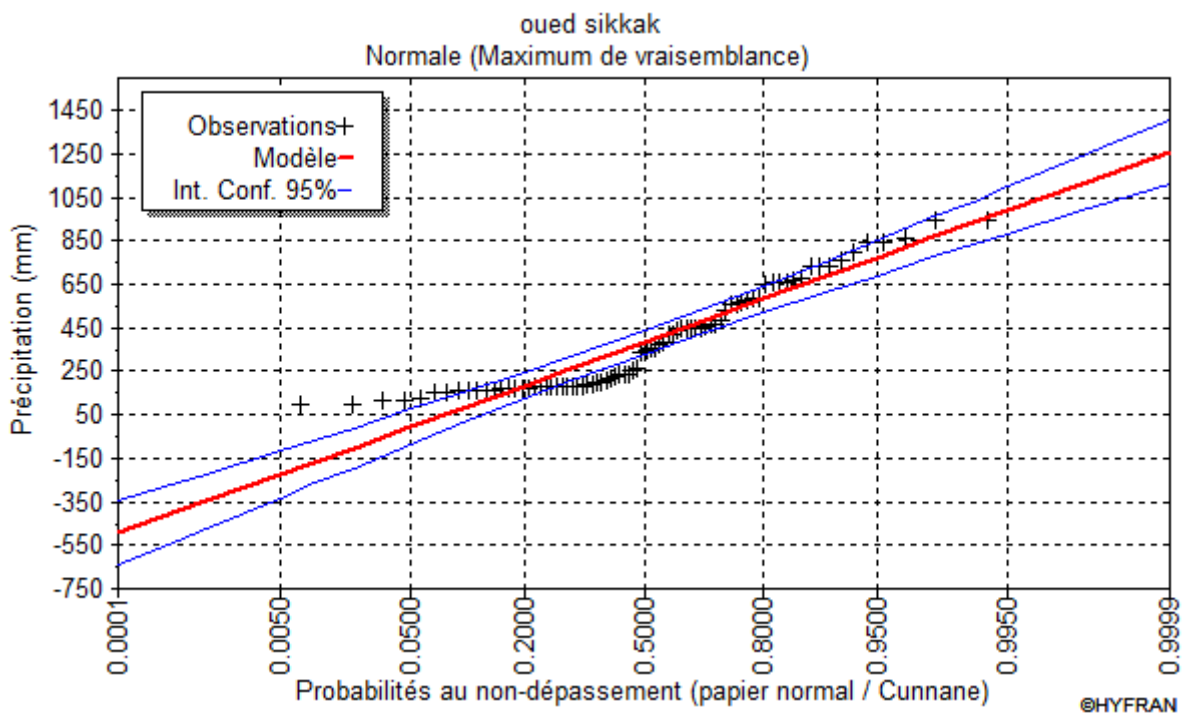


Figure III.6: Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.

➤ **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 (tab.6).

$$K = \sqrt{N} = \sqrt{40}$$

$$K = 6.32 = 6$$

Avec :

K : Nombre de classes,

N : Effectif.

Tableau III.8 : Calcul du χ^2 pour la station de Mefrouche (loi normale) :

Nombre de classes (K)	limites des classes	effectifs observés (ni)	bornes standardisés	fréquences cumulés a la borne >	fréquences simples théoriques	effectifs théoriques (npi)	(ni-npi) ² /npi
1	< 443.62	7	<-0.86	0.1948	0.1948	7.7920	0.0805
2	[443.62 – 544.84 [11	[-0.86 ; -0.25 [0.4013	0.2065	8.2600	0.9089
3	[544.84 – 646.06 [6	[-0.25 ; 0.35 [0.6368	0.2355	9.4200	1.2416
4	[646.06 – 747.28 [9	[0.35 ; 0.96 [0.8315	0.1947	7.7880	0.1886
5	[747.28 – 848.5]	4	[0.96 ; 1.57 [0.9418	0.1103	4.4120	0.0385
6	[848.5 – 949.72]	3	[1.57 ; 2.19 [0.9857	0.0439	1.7560	0.8813
		40			1	<i>χ^2 calculé</i>	3.3394

X^2 Calculé : 3.3394

X^2 Tabulé : 7.81

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

ddl = n-m-1 m=2

ddl = 6-2-1 = 3 et pour une probabilité de 0.05

Donc : X^2 tabulé = 7.81

Le χ^2 calculé étant inférieur au χ^2 tabulé (χ^2 calculé < χ^2 tabulé).

III.1.5.2. Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

A partir des résultats obtenus de l'ajustement on peut conclure que l'adéquation la loi normale est satisfaisante et c'est-elle que nous retiendrons pour effectuer les calculs des volumes de pluies correspondants à des récurrences données.

Partant de l'équation de la loi normal : $P = 586.4 + 166.2.U$

On peut calculer un certain nombre de précipitations types, en remplaçant « U » par sa valeur. Les résultats sont donnés au tableau 9.

Tableau III.9 : Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

Type des précipitations	Station Mefrouche
Précipitation décennale (u=1.28) (mm)	799.14
Précipitation centennale (u=2.33) (mm)	973.65
Précipitations milléniale (u=3.09) (mm)	1099.56

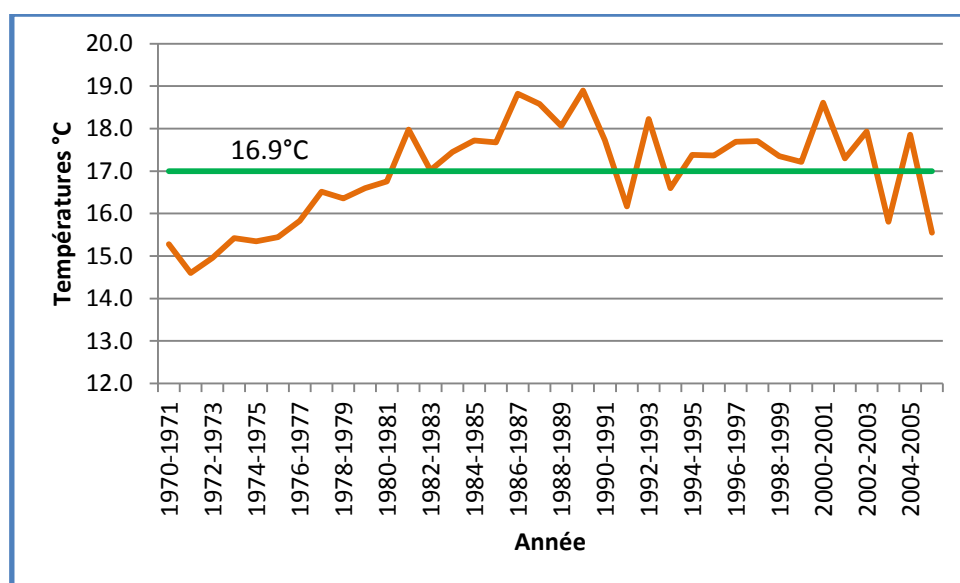
III.2.1- Étude des températures

La température est un facteur important qui détermine le climat en interaction avec les autres facteurs météorologiques. Elle permet avec les précipitations le calcul du déficit d'écoulement et des indices climatiques.

On a une série de données de températures annuelles et mensuelles de la station de Mefrouche sur la période (1970/1971-2005-2006)

Tableau III. 10 : Températures moyennes annuelles à la station de Mefrouche (1970/1971-2005/2006)

Année	Température °C	Année	Température °C
1970-1971	15,3	1988-1989	18,1
1971-1972	14,6	1989-1990	18,9
1972-1973	15,0	1990-1991	17,7
1973-1974	15,4	1991-1992	16,2
1974-1975	15,3	1992-1993	18,2
1975-1976	15,4	1993-1994	16,6
1976-1977	15,8	1994-1995	17,4
1977-1978	16,5	1995-1996	17,4
1978-1979	16,4	1996-1997	17,7
1979-1980	16,6	1997-1998	17,7
1980-1981	16,8	1998-1999	17,4
1981-1982	18,0	1999-2000	17,2
1982-1983	17,0	2000-2001	18,6
1983-1984	17,5	2001-2002	17,3
1984-1985	17,7	2002-2003	17,9
1985-1986	17,7	2003-2004	15,8
1986-1987	18,8	2004-2005	17,9
1987-1988	18,6	2005-2006	15,5

**Figure III.7**: Variation des températures annuelles à la station de Mefrouche (1970/1971-2005/2006).

On peut distinguer une tendance générale à la hausse et assez prononcée de 1970 à 1991. Au-delà on assiste à une diminution et une certaine stabilité de la température autour de la valeur moyenne avec toutefois un pic de 18.6 °c en 2000/01.

III.2.2- Températures moyennes mensuelles

Les températures moyennes mensuelles de la station d'El Meffrouch sont portées dans le Tableau 11.

Tableau III.11 : Valeurs moyennes mensuelles des températures de la station d'El Meffrouch (1970/1971-2005/2006).

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avril	Mai	Jui	Juil	Aout
T °C	22,4	18,1	13,8	11,4	9,7	10,8	13,0	14,1	17,1	21,9	25,5	25,8

Les variations des températures moyennes mensuelles à la station d'El Meffrouch (Fig. 8) : montrent que le mois de Janvier avec 9,7°C est le plus froid, et les mois de Juillet et d'Août avec 25,5°C et 25,8°C sont les plus chauds. La température moyenne annuelle est de 16,9°C.

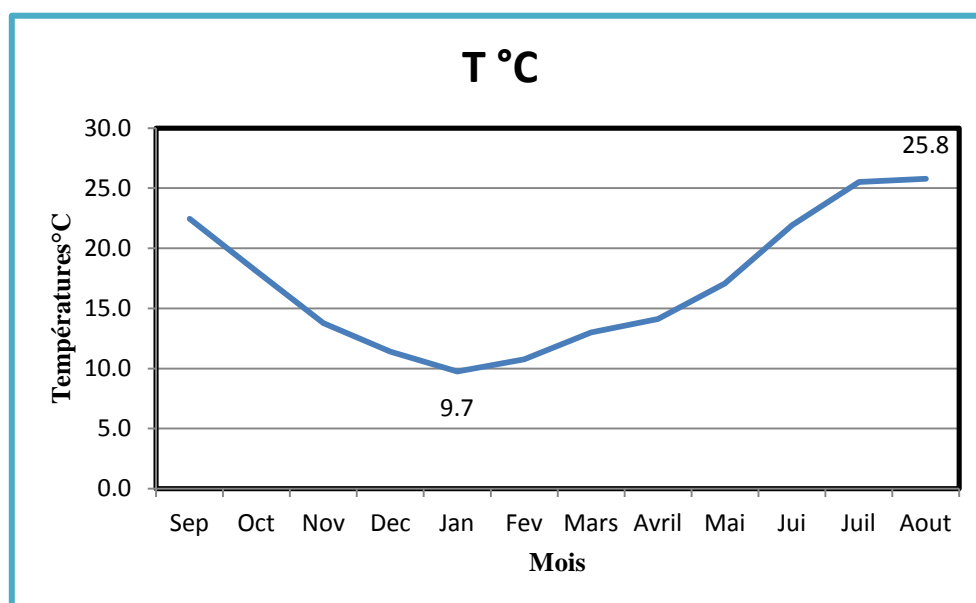


Figure III.8: Variation des températures moyennes mensuelles (1970/1971-2005/2006).

III.3. Étude du climat

L'étude du climat par des indices climatiques se fera à partir des données de températures et des précipitations moyennes mensuelles pour la période de (1970/1971-2005/2006) (Tab.12).

Tableau III.12 : Précipitations et températures moyennes mensuelles (1970/1971-2005/2006).

Mois	P (mm)	T °C	2T °C
Sept	19,3	22,4	44,9
Oct	39,6	18,1	36,2
Nov	76,5	13,8	27,5
Dec	64,4	11,4	22,8
Jan	73,7	9,7	19,5
Fev	75,9	10,8	21,5

Mars	93,6	13	26
Avr	64,6	14,1	28,2
Mai	57,1	17,1	34,2
Juin	9,8	21,9	43,8
Juil	6,6	25,5	51
Aout	6,7	25,8	51,6

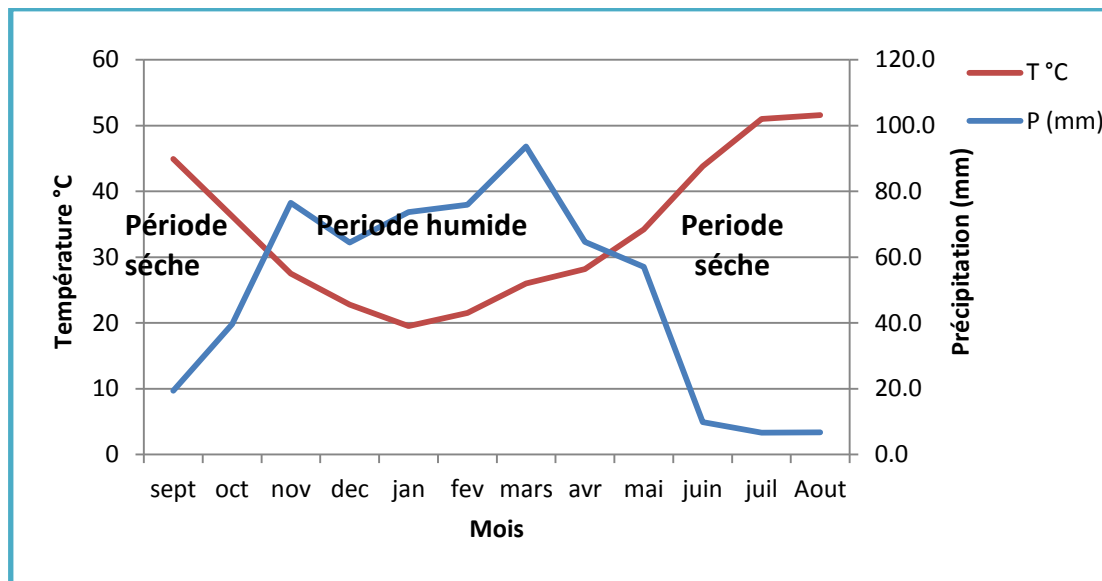


Figure III.9: Courbe pluviothermique de la station Mefrouhe (1970/1971-2005/2006).

- Une période humide entre le mois de Novembre et mois de Mai.
- Une période sèche occupant les autres mois de l'année.

III.3.1. Indices climatiques

III.3.1.1. Indice d'aridité de De Martonne

III.3.1.1.1. Indice d'aridité annuel

Cet indice est fonction des températures et des précipitations, il est calculé par la relation suivante :

$$I = \frac{P}{10+T}$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm)= 586.4mm.(1970/1971-2005/2006)

T : Température moyenne annuelle (°C)= 16.9°C (1970/1971-2005/2006)

I : indice d'aridité = 21.79

Le calcul du coefficient d'aridité annuel De Martonne pour la station Mefrouche (1970/1971-2005/2006) et selon la figure III.13 et le tableau figure 11, la région d'étude jouit d'un climat tempéré avec un écoulement temporaire.

Tableau III.13: Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne

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

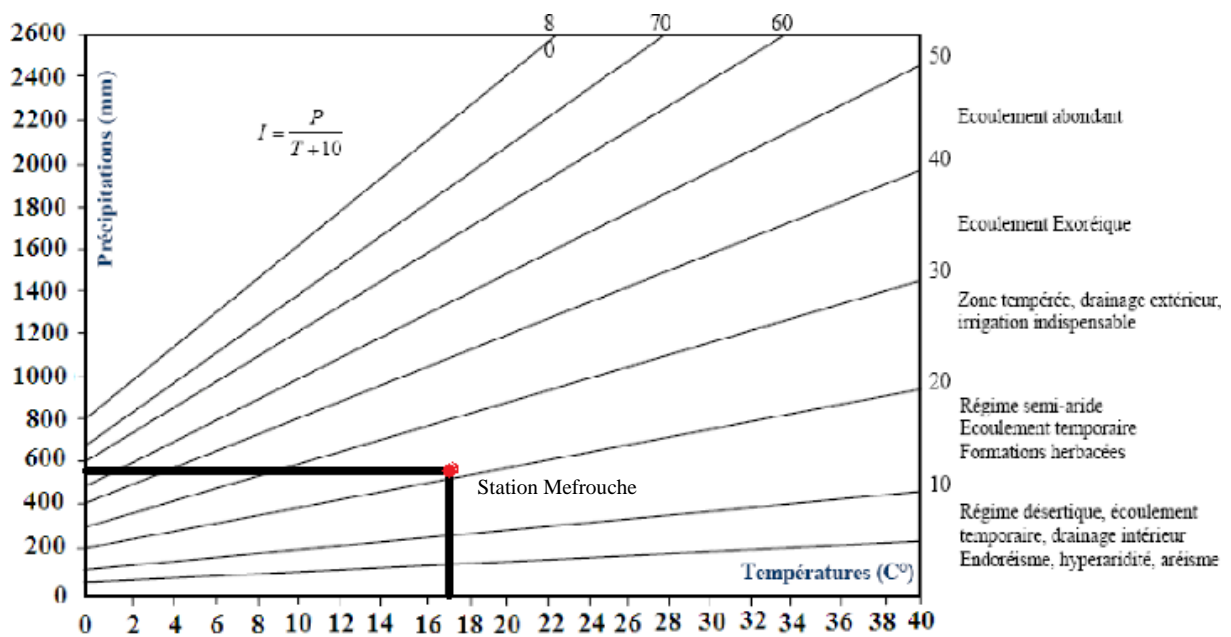


Figure III.10: Abaque de Martonne

III.3.1.1.2.Indice d'aridité mensuel de De Martonne

Défini par : $i = \frac{12P}{T+10}$

Avec :

p : Précipitations moyennes mensuelles (mm).

T : Température moyenne mensuelle (°C).

Tableau III.14 : montre que le régime climatique mensuel fluctue entre un climat hyper aride, steppique, désertique, semi-aride et tempéré.

Mois	P (mm)	T °C	I
Sept	19,3	22,4	7,16
Oct	39,6	18,1	16,91
Nov	76,5	13,8	38,58
Dec	64,4	11,4	36,13
Jan	73,7	9,7	44,88
Fev	75,9	10,8	43,78
Mars	93,6	13	48,85
Avr	64,6	14,1	32,19
Mai	57,1	17,1	25,27
Juin	9,8	21,9	3,69
Juil	6,6	25,5	2,25
Aout	6,7	25,8	2,26

En détail, nous constatons :

- les mois de Novembre jusqu'à Mai sont considérés comme des mois tempérés, et le mois de Septembre comme désertique.
- Le mois d'octobre est considéré comme un mois semi-aride.
- Les mois Juin, Juillet et Aout sont considérés comme des mois hyperaride.

III.3.1.2. Indice de Moral

III.3.1.2.1 Indice de Moral annuel I

L'Indice pluviométrique annuel est donné par :

$$I = \frac{P}{T^2 - 10T + 200}$$

Avec

P : Précipitations moyennes annuelles (mm)

T : Température moyenne annuelle (°C)

Tableau III.15 : Indice de moral à la station de Mefrouche

P (mm)	586.4
T (°C)	16,9
I_a	1,85

III.3.1.2.2. Indice mensuel de Moral

Pour préciser le type du climat de chaque mois, on utilise l'indice mensuel de Moral qui est donné par la formule suivante :

$$I_m = \frac{P}{0.1t^2 - t + 20}$$

Avec :

p : Précipitations moyennes mensuelles (mm).

T : Température moyenne mensuelle (°C).

A partir du tableau de l'indice de Moral mensuel, nous remarquons que les mois de Novembre jusqu'à Avril présentent un caractère pluvieux. Le mois de Mai présente un caractère Sec, par contre le reste de l'année marque un régime sec et aride.

Tableau III.16: Valeurs des indices mensuels de Moral à la station de Mefrouche

Mois	P (mm)	T °C	Im
Sept	19,3	22,4	0,40
Oct	39,6	18,1	1,14
Nov	76,5	13,8	3,03
Dec	64,4	11,4	2,98
Jan	73,7	9,7	3,74
Fev	75,9	10,8	3,64
Mars	93,6	13	3,92
Avr	64,6	14,1	2,51
Mai	57,1	17,1	1,78
Juin	9,8	21,9	0,21
Juil	6,6	25,5	0,11
Aout	6,7	25,8	0,11

✚ Les types de mois indiqués par Moral sont :

- Mois pluvieux : $P > 0,1 T^2 - T + 30$
- Mois humide : $0,1 T^2 - T + 30 > P > 0,1 T^2 - T + 20$
- Mois sec : $0,1 T^2 - T + 20 > P > 0,05 T^2 - T + 10$
- Mois aride : $P < 0,05 T^2 - T + 10$

✚ Chaque mois est affecté d'un certain poids en fonction de son type:

- Mois pluvieux : $P = 6$
- Mois humide : $h = 0$
- Mois sec : $s = 1$
- Mois aride : $a = 5$

Tableau III.17 : Type de climat selon Moral

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
$0,1T^2+T+30$	102,58	80,86	62,84	54,40	49,11	52,46	59,90	63,98	76,34	99,86	120,53	122,36
$0,1T^2+T+20$	92,58	70,86	52,84	44,40	39,11	42,46	49,90	53,98	66,34	89,86	110,53	112,36
$0,05T^2+T+10$	57,49	44,48	33,32	27,90	24,40	26,63	31,45	34,04	41,72	55,88	68,01	69,08
Type	A	A	P	P	P	P	P	P	S	A	A	A

S : Sec, P : Pluvieux, A : Aride

III.3.1.3. Climagramme d'Emberger

La méthode basée sur les limites des aires occupées par les différentes associations végétales, consiste à reporter sur un climagramme établie par L Emberger, en ordonnée la valeur de Q2 et en abscisse la moyenne des minima du mois le plus froid en °C.

Avec :

$$Q_2 = \frac{P}{\frac{M+m}{2}(M-m)} * 1000 \quad \text{où} \quad Q_2 = \frac{2000P}{M^2 - m^2}$$

P : Précipitations moyennes annuelles (mm)

M : moyenne des maxima de la température en (°K) du mois le plus chaud,

m : moyenne des minima de la température en (°K) du mois le plus froid,

Q₂ : quotient pluviométrique d’Emberger.

$$M = 25.8 + 273 = 298.8^\circ\text{K}$$

$$m = 9.7 + 273 = 282.7^\circ\text{K}$$

Tableau III.18 : Indice d’Emberger de la station de Mefrouche

P (mm)	586.4
M (°K)	298,8
m(°K)	282,7
Q ₂	125.27

Tableau III.19 : Calcul d’Indice d’Emberger

Station	P (mm)	T° (C) max	T° (C) min	T° (K) max	T° (K) min	Q ₂
Mefrouche	586,4	25.8	9.7	298,8	282,7	125,27

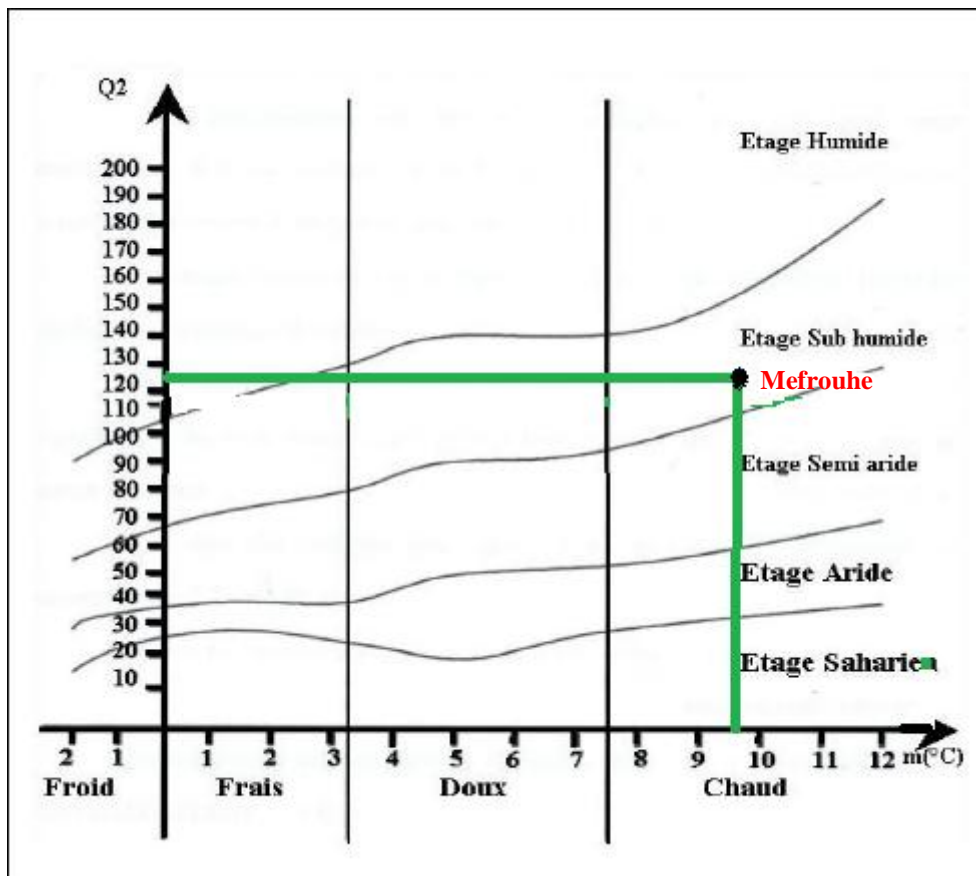


Figure III.11: Abaque de Martone

Le rapport sur l'abaque d'Emberger (fig 11) de Q2 sur l'axe des ordonnées et de la température minimale sur l'axe des abscisses, caractérise la région de Mefrouche, par un climat sub humide.

III.4.Étude de l'évaporation

On désigne sous le nom d'évaporation une perte en eau subie par les surfaces d'eau libres. L'évapotranspiration est la somme de toutes les pertes par retour à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. Elle résulte de deux phénomènes l'un est physique (évaporation) l'autre biologique (transpiration).

III.4.1.Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle

On appelle évapotranspiration réelle (notée ETR), la quantité d'eau généralement exprimée en millimètres, évaporée ou transpirée par le sol, les végétaux et les surfaces libres d'un bassin versant.

L'évapotranspiration potentielle (notée ETP) est la quantité d'eau qui serait évaporée ou transpirée à partir d'un bassin versant si l'eau disponible pour l'évapotranspiration n'était pas un facteur limitant.

III.4.1.1.Estimation de l'évapotranspiration

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

III.4.1.1.1- Formule de Turc

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 :

$$E_{tp} = 0.4 (I_g + 50) k \frac{t}{t+15}$$

Avec :

E_{tp} : évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm d'eau) ;

T : température moyenne mensuelle de l'air (en °C) ;

I_g : radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm²/jour) ;

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

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

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

$$I_g = I_g A \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right)$$

Avec :

I_gA : radiation globale théorique (en cal/cm²/jour) ;

H : durées théoriques des jours du mois.

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

Tableau III.20: Valeur l'ETP par la méthode de Turc à la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010). (ANRH Tlemcen)

Année	ETP Turc	Année	ETP Turc
1970-1971	914.14	1990-1991	972.75
1971-1972	889.77	1991-1992	934.17
1972-1973	901.84	1992-1993	980.28
1973-1974	913.74	1993-1994	947.99
1974-1975	904.59	1994-1995	971.96
1975-1976	914.72	1995-1996	969.07
1976-1977	932.83	1996-1997	980.84
1977-1978	944.77	1997-1998	977.34
1978-1979	943.17	1998-1999	971.90
1979-1980	950.34	1999-2000	967.01
1980-1981	955.17	2000-2001	1000.62
1981-1982	985.57	2001-2002	969.24
1982-1983	962.85	2002-2003	972.85
1983-1984	968.50	2003-2004	918.48
1984-1985	978.95	2004-2005	976.89
1985-1986	975.67	2005-2006	912.54
1986-1987	1001.66	2006-2007	930.72
1987-1988	999.42	2007-2008	984.62
1988-1989	1005.47	2008-2009	875.22
1989-1990	1005.47	2009-2010	905.16

III.4.1.1.2- Formule de Thornthwaite (1948-1955)

Thornthwaite a proposé également une formule basée essentiellement sur les températures de l'air :

$$ETP = 1.6 \left(\frac{10t}{I}\right)^a \cdot K \quad \text{et}$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad \text{Avec } i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.514}$$

$$a = \frac{1.6}{100} I - 0.5$$

Où :

ETP : Évapotranspiration potentielle du mois considéré (en m d'eau) ;

t : température moyenne mensuelle du mois considéré en °C ;

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

Tableau III.21: Valeur l'ETP par la méthode de Thornthwaite à la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010). (ANRH Tlemcen)

Année	ETP Thorn (mm)	Année	ETP Thorn (mm)
1970-1971	769.4	1990-1991	907.2
1971-1972	752.9	1991-1992	816.8
1972-1973	778.5	1992-1993	941.3
1973-1974	796.1	1993-1994	849.0
1974-1975	788.7	1994-1995	859.7

1975-1976	800.9	1995-1996	848.0
1976-1977	786.1	1996-1997	874.3
1977-1978	812.9	1997-1998	880.8
1978-1979	814.2	1998-1999	877.6
1979-1980	829.2	1999-2000	877.7
1980-1981	836.0	2000-2001	922.3
1981-1982	888.0	2001-2002	859.5
1982-1983	849.7	2002-2003	915.8
1983-1984	863.7	2003-2004	801.1
1984-1985	863.7	2004-2005	968.6
1985-1986	873.9	2005-2006	831.5
1986-1987	924.5	2006-2007	840.2
1987-1988	919.8	2007-2008	865.6
1988-1989	922.2	2008-2009	763.3
1989-1990	941.2	2009-2010	783.2

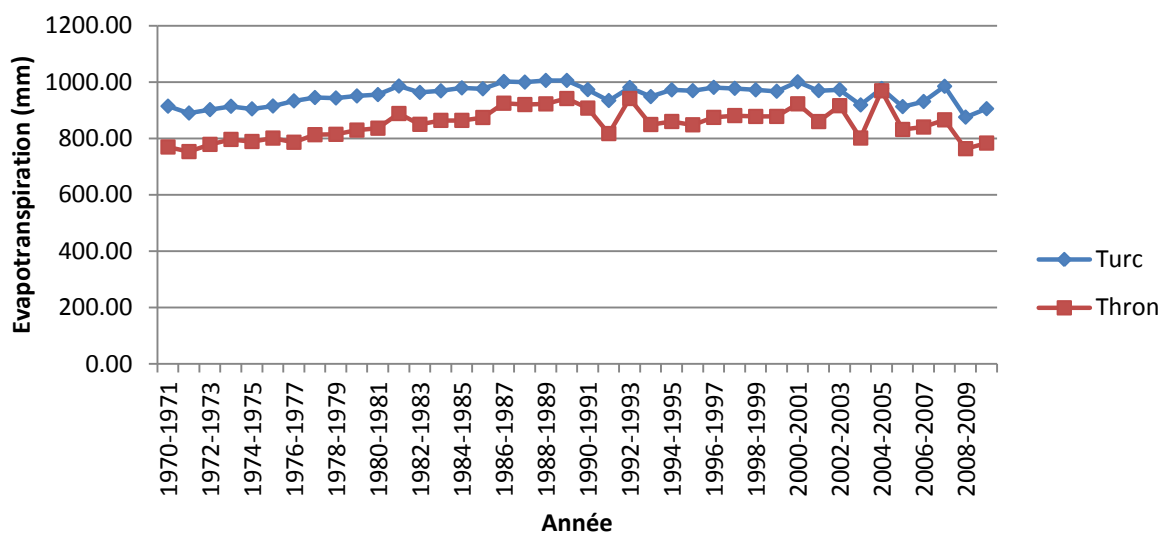


Figure III.12: Variation de l'ETP Turc et l'ETP Thornthwaite pour la station de Mefrouche (1970/1971-2009/2010).

Les courbes de la figure 14, montrent que les valeurs annuelles de l'ETP de Turc sont supérieures à celles de l'ETP de Thornthwaite avec des moyennes respectives de 954.74mm/an et 852mm/an.

III.4.2. Évapotranspiration réelle (ETR)

L'estimation de ce paramètre peut se faire à l'aide de plusieurs méthodes :

III.4.2.1. Formule de L. Turc (1954) : qui s'écrit:

$$\text{ETR} = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{Avec} \quad L = 300 + 25T + 0.05T^3$$

ETR : Évapotranspiration réelle annuelle moyenne (mm/an),

P : Précipitations moyennes annuelles (mm),

T : Température moyenne annuelle de l'air (°C).

Les résultats sont illustrés dans le tableau ci-dessous :

Tableau III.22: Calcul d'ETR par la méthode de Turc

Station	P (mm)	T° (c)	L	ETR (mm/an)
Mefrouche	587,80	16,9	963,84	520.32

III.4.2.2. Formule de Coutagne

Le déficit d'écoulement qui est l'équivalent de l'évapotranspiration réelle est donné par :

$$\text{ETR} = D = P - \lambda P^2 \quad \text{Avec} \quad \lambda = 1 / (0,8 + 0,14T)$$

D : Déficit d'écoulement (m/an).

P : Précipitations moyennes annuelles (m/an).

T : Température moyenne annuelle (°C).

Remarque : Cette formule n'est applicable que pour P comprise entre $\frac{1}{8\lambda} \leq P \leq \frac{1}{2\lambda}$

Selon nos résultats, nous constatons que la formule est applicable pour ce cas. (Tab.III.23)

Tableau III.23: Calcul du déficit d'écoulement par la méthode de Coutagne.

Station	P (m)	λ	$1/8\lambda$	$1/2\lambda$	D (m)	P-D (m)
Mefrouche	0.53	0.31	0.40	0.61	0.44	0.09

III.4.3- Calcule de l'ETR

III.4.3.1- Bilan moyen annuel de l'éboulement

Nous exprimons par P la tranche d'eau précipitée et par E la lame d'eau écoulee équivalente en mm. La différence de ces deux notions P-E donne ce qu'on appelle : déficit moyen annuel de l'écoulement (D) en mm.

Le rapport E / P est appelé, coefficient moyen annuel de l'écoulement "C" (ETR). Les résultats sont présentés dans le tableau suivant (Tab. 24) :

Tableau III.24: Bilan moyen annuel de l'écoulement au niveau de la station de Mefrouche.

Bassin	Période	P (mm)	E (mm)	D (mm)	C (mm)
Sekkak	1988-2010	587,80	102.6	485.19	0.79

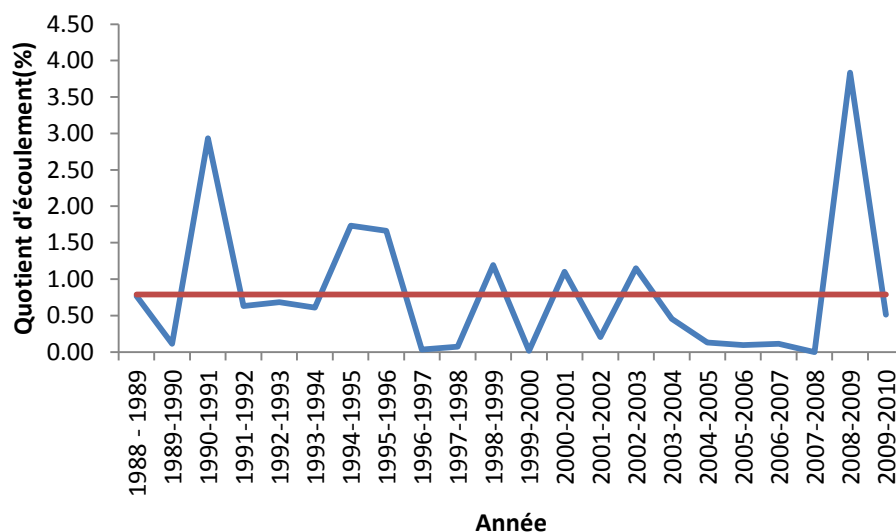


Figure III.13 : Variation du coefficient moyen annuel de l'écoulement (1988-2010).

Le régime annuel du coefficient de l'écoulement est très irrégulier d'une année à une autre. Sur une période de 21 ans (Fig.III.13), 10 années ont enregistré des coefficients d'écoulements supérieurs à la moyenne qui est de 0.79%.

Entre 1989/1990 – 1991/1992, les écoulements sont supérieurs à la moyenne avec un maximum en 1990/1991 de 2.31 %, ceci caractérise une période relativement humide.

A partir de 1996/1997, et pour le reste de la série d'observation, règne une période relativement sèche avec un minimum de 00 % en 2003/2004 à l'exception de l'année 2008/2009 où les écoulements étaient supérieurs à la moyenne suite à des pluies irrégulières, orageuses et violentes qui ont provoqué des écoulements brefs et temporaires après l'averse.

III.4.3.2- Bilan moyen mensuel de l'éboulement

Les résultats sont présentés dans le tableau suivant (Tab. 25) :

Tableau III .25 : Bilan moyen mensuel de l'écoulement au niveau de la station de Sekkak

	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Ac
P (mm)	19.3	39.6	76.5	64.4	73.7	75.9	93.6	64.6	57.1	9.8	6.6	
Le (mm)	0.21	1.05	1.11	8.44	17.7	15.15	48.38	2.44	7.9	0.23	0	
D (mm)	19.09	38.55	75.39	55.96	56	60.75	45.22	62.16	49.2	9.57	6.6	
C (%)	1.09	2.65	1.45	13.11	24.02	19.96	51.69	3.78	13.84	2.35	0.00	

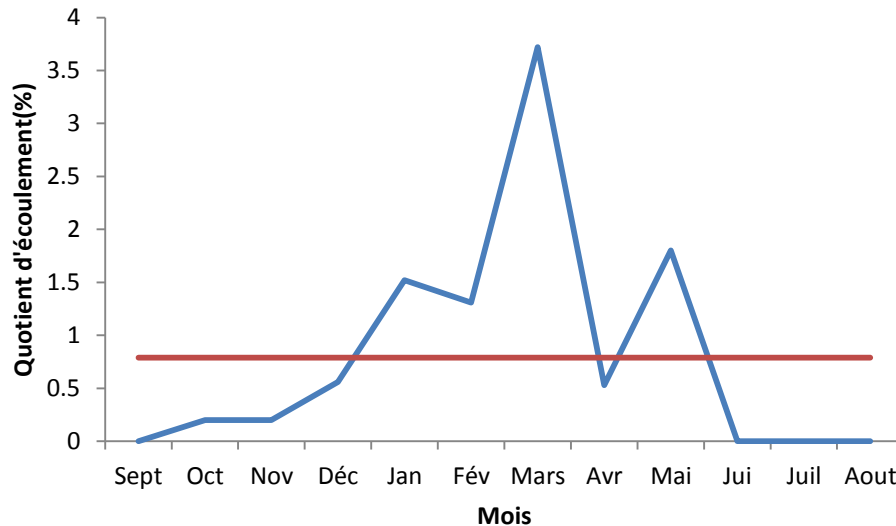


Figure III.14 : Variation du coefficient moyen mensuelle de l'écoulement par la méthode du Bilan (1988-2010).

Le régime mensuel du coefficient de l'écoulement (Fig. 14), montre que le minimum des écoulements s'observe au mois de Septembre, Octobre, Novembre, (1,45 %), donc les pluies du début de l'année climatique (Septembre- Août) n'interviennent pas efficacement au soutien de l'écoulement superficiel. A partir du mois de Décembre le taux des écoulements augmente et dépasse la moyenne avec un pic enregistré au mois de Mars (51,69 %) survenue sûrement à la suite d'orages violents. L'intensité des pluies orageuses entraîne un écoulement plus important que les précipitations hivernales.

III.6.1. Étude des débits

III.6.1.1. Variation annuelle des débits

La variation interannuelle des débits enregistrés au niveau de la station de sikkak depuis l'année 1988/1989 jusqu'à 2009/2010, (Fig.III.13).

La courbe de la variation des débits annuels à la station de sikkak montre que la moyenne interannuelle des débits est de $1,22\text{m}^3/\text{s}$, le maximum est enregistrée en 2002/2003 avec $3,58\text{m}^3/\text{s}$ par contre, le minimum est observée en 1999/2000.

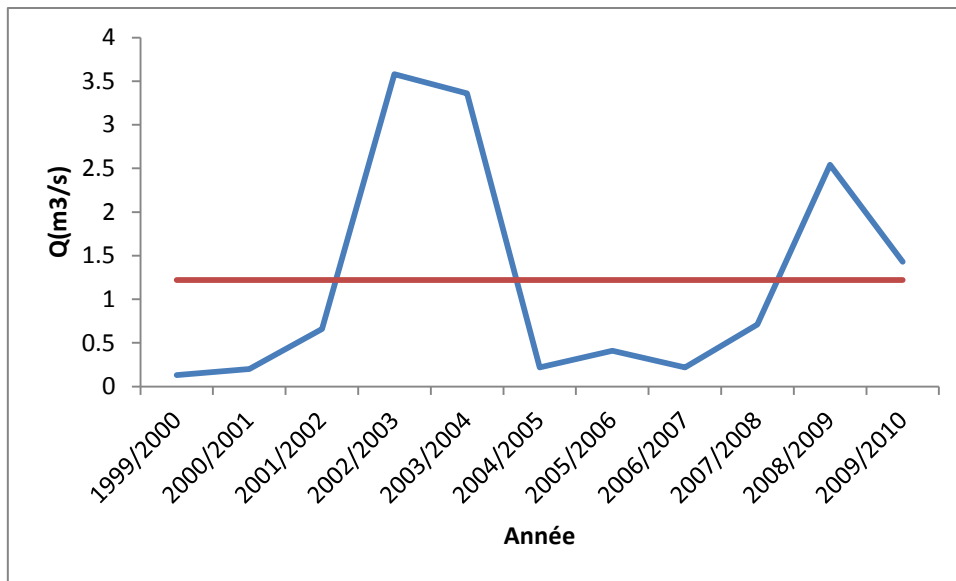


Figure III.15: Variation des débits annuels à la station de sikkak (1999/2000-2009/2010).

III.6.1.2. Débits moyens mensuels

Les débits moyens mensuels sur la période (1999/2000-2009/2010) sont consignés sur le tableau III.26.

Tableau III.26: Débits moyens mensuels à la station de sikkak (1999/2000-2009/2010).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Q (m ³ /s)	1.326	1.29	1.466	1.211	2.8	4.21	0.732	0.69	0.833	0.077	0.02	0.029

Source A.N.R.H.

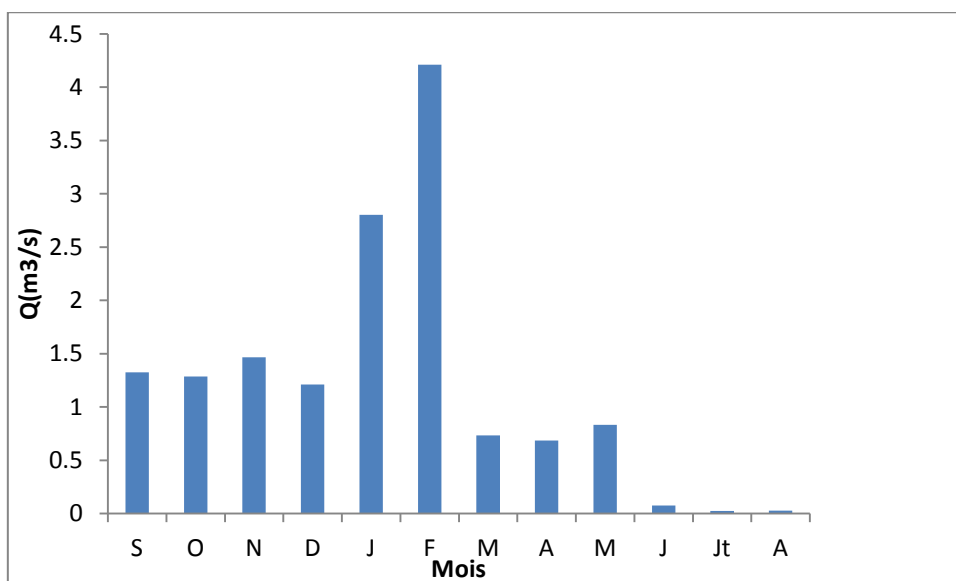


Figure III.16: Histogramme des débits mensuels à la station de sikkak (1999/2000-2009/2010).

III.6.2. Études des lames d'eau écoulées

III.6.2.1. Variation des lames d'eau moyennes interannuelles

Nous remarquons sur la figure suivante une variabilité remarquable au cours de la période d'étude, les valeurs des années 2002/2003 et 2003/2004 étant exceptionnelles, Peuvent influencer le calcul de la moyenne interannuelle. La valeur moyenne annuelle est de 174.3mm

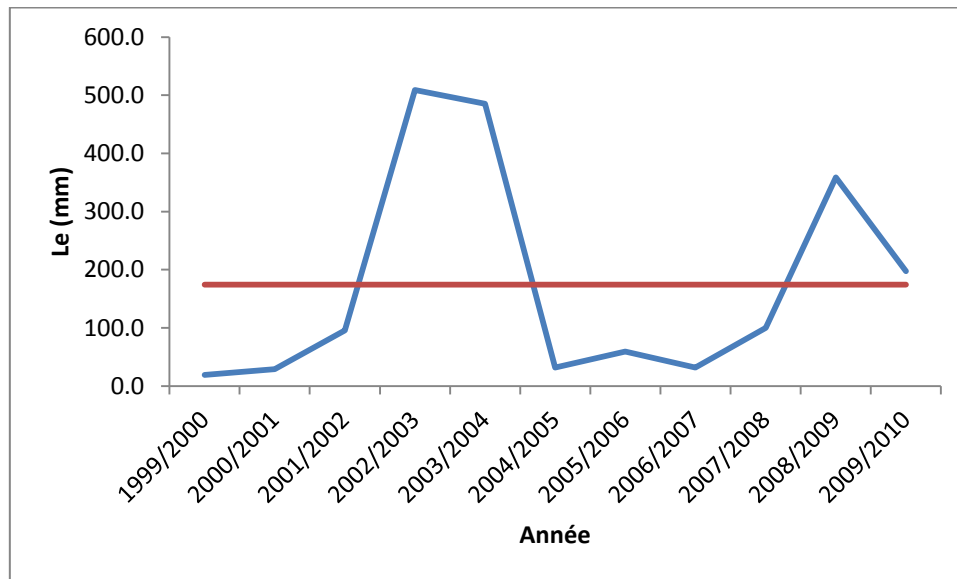


Figure III.17: Variation des l'âme d'eaux annuels à la station de sikkak (1999/2000-2009/2010).

III.6.2.2. Variation des lames d'eau écoulées mensuelles

Tableau III.27: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Le (mm)	15.79	15.84	17.46	14.91	34.48	46.82	9.01	8.16	10.25	0.92	0.3	0.36

L'histogramme des lames d'eau écoulées mensuelles de la station de Sikkak (Fig.III.18) montre que le mois qui a la plus grande lame d'eau est le mois Février 46.82 mm, contre un débit minimum en Juillet.

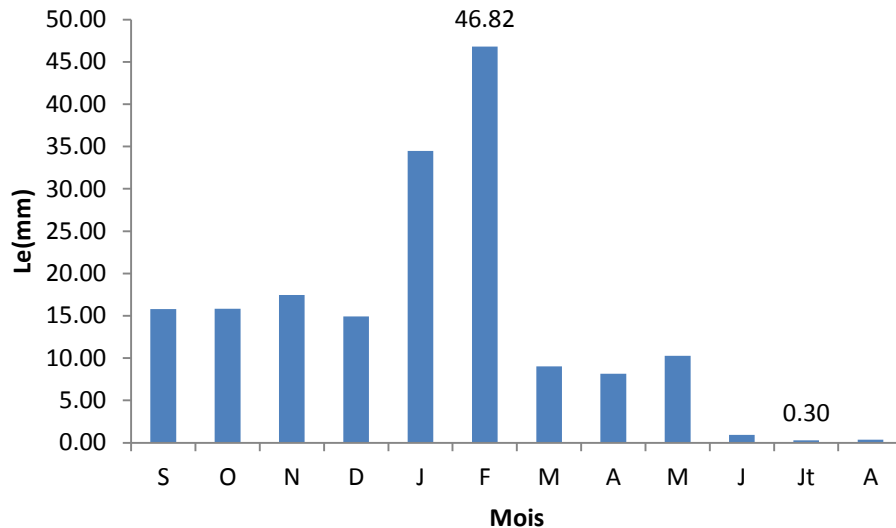


Figure III.18: Variations mensuelles des lames d'eau écoulées (1999/2000-2009/2010).

III.6.2.3. Variations saisonnières des lames d'eau écoulées

-La distribution saisonnière des lames d'eau écoulées montre que c'est en Hiver que s'effectue l'essentiel des écoulements (Fig.III.19).

-Le maximum est enregistré en Hiver cela explique que l'intensité de la pluie sera forte durant cette saison et le soutien à partir des sources et la fonte de la neige se fait sentir aisément.

Tableau III.28: Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Le (mm)	49.09	96.20	27.42	1.58

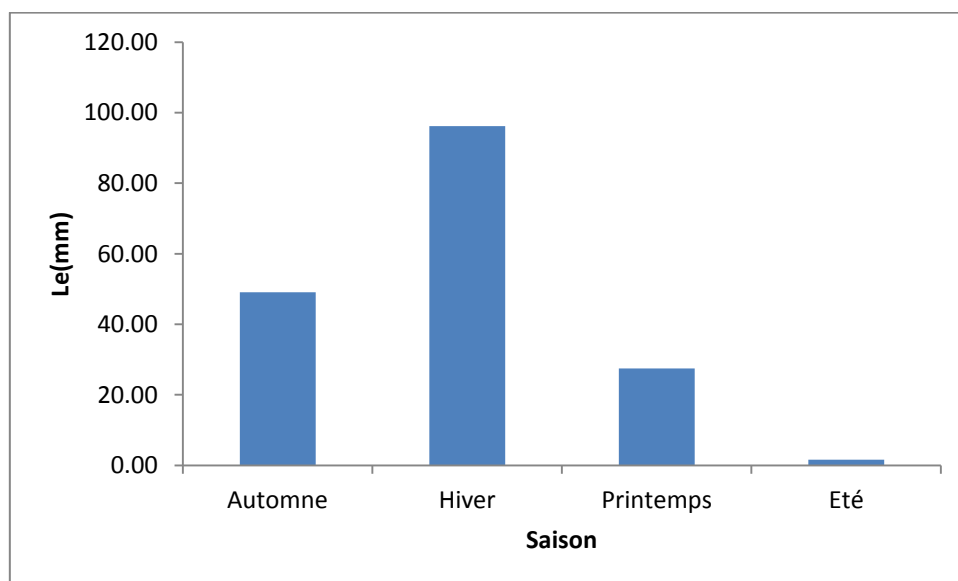


Figure III.19: Variations saisonnières des lames d'eau écoulées (1999/2000-2009/2010)

III.7. Conclusion

Cette étude: nous amène à conclure que le climat de la zone d'étude est caractérisé par

- des précipitations moyennes annuelles égales à 586.4 mm, à la station de sikkak (1970/1971-2009/2010).
 - Une moyenne annuelle des lames d'eau écoulées égales 174.3mm à la station de sikkak (1999/2000-2009/2010).
 - Une moyenne annuelle de température égale à 17 °C avec Janvier le mois le Plus froid et Août le plus chaud.
 - A l'échelle saisonnière, l'étude des précipitations montre que le printemps est la Saison la plus humide et l'Été la plus sèche.
 - Les indices climatiques permettent de préciser qu'il s'agit d'un climat semi-aride.
- L'étude hydrologique de l'Oued sikkak nous montre que ce cours d'eau est caractérisé par un régime d'écoulement irrégulier dans l'ensemble.

CHAPITRE IV

Modélisation de la fonction Pluie- Débit d'Oued Sikkak

IV. Modèle HBV Light

IV.1. Introduction

Au cours des 20 dernières années, le modèle HBV (**H**ydrologiska **B**yråns **V**atten balansavdelning) (Bergstöm, 1976) élaboré par le SMHI (Institut Suédois de Météorologique et d'Hydrologie) est largement utilisé pour les Simulations des eaux de ruissellement (Bergstöm, 1992). En outre, le modèle a été appliqué, parfois en versions modifiées, dans environ 30 pays. Ce modèle est disponible en tant que communauté modèles en plusieurs versions qui varient dans leurs caractéristiques selon la complexité et l'utilité.

IV.1.2. Application du modèle HBV Light

La fiabilité des modèles hydrologiques est fortement tributaire de la procédure d'étalonnage, qui est normalement la recherche d'un ensemble de paramètres optimaux. D'une autre part, la plupart des modèles ; les paramètres ne peuvent pas être estimés facilement (Jakeman et Hornberger, 1993), depuis des différents ensemble de propagation tout au long de l'espace peuvent fournir des paramètres qui s'adaptent presque d'une manière acceptable (Duan et al, 2002 ; Freer et al, 1996), ce phénomène a été observé au moment de la simulation de la chronologie des débits calculés des sous-bassins de dénivelés faibles de l'Oued Boussalem et Rhumel . L'incertitude des paramètres, à savoir le problème pour trouver un ensemble unique de paramètre, augmente avec le nombre de paramètre du modèle et diminue avec des informations croissantes sur le système.

Le modèle hydrologique universel HBV (Lindström et al., 1997) est un modèle conceptuel global à l'échelle du bassin versant qui est capable de calculer le débit pour divers forçages et mécanismes. Ce modèle est connu pour sa robustesse, malgré sa simplicité relative modifié en HBVx (Ouachani et al., 2010). Ce modèle simule le débit journalier en utilisant comme entrées les températures, les précipitations et les débits journaliers, 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 pour la version semi-distribuée. Le modèle HBV consiste en une fonction de production pour l'écoulement vertical (Figure IV.1, Tab. IV.1 et Tab. IV.2) T 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 (Seibert, 1997). 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.

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 :

- (1) la fonte des neiges et le module de l'accumulation de neige ;
- (2) la précipitation efficace, et le module de l'humidité du sol ;
- (3) module de l'évapotranspiration ;
- (4) module de la réponse des eaux de ruissellement

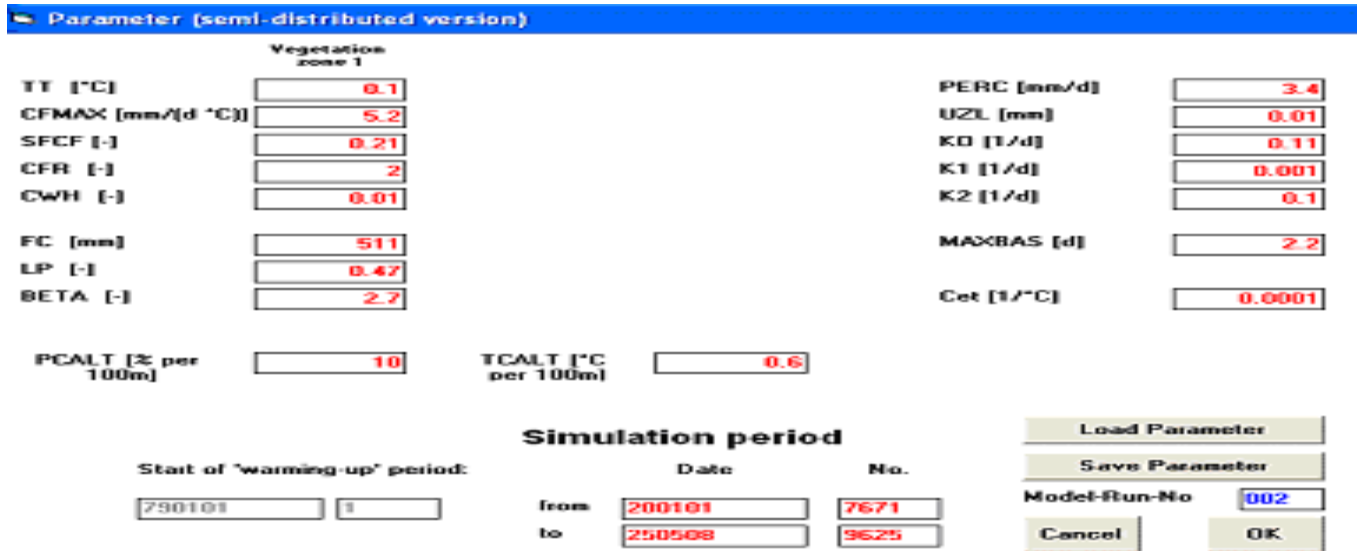


Figure VI.1 : Exemple du menu des paramètres de calage du HBV Light

Tableau VI.1: Paramètres de captage

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)	Élévation de données des précipitations dans les fichiers PTQ
Telev	m	(-inf,inf)	Élévation 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

Tableau VI.2: Paramètres de végétation

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

Dans la suite, le détail de chaque module est brièvement décrit dans l’organigramme représenté par la figure. IV.2

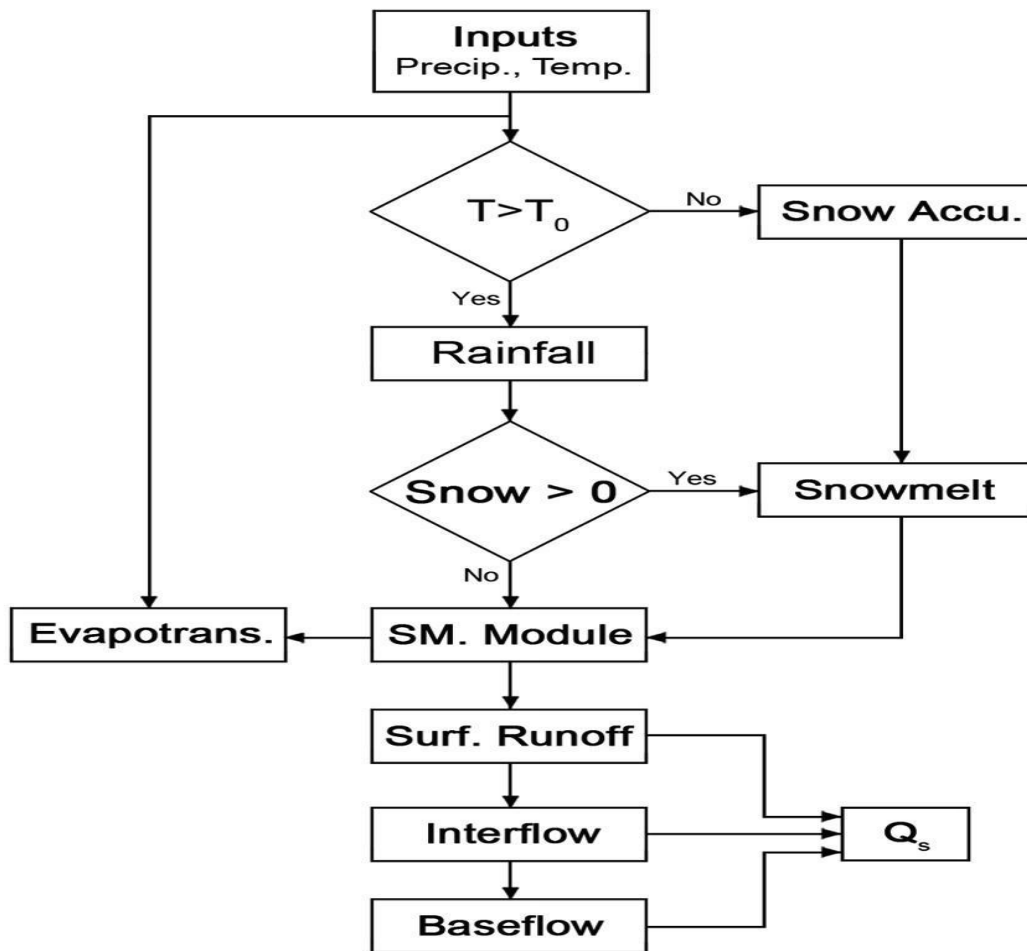


Figure IV.2 : Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV Light (Manuel ISMH, 2005)

IV.1.2.1. Résultat de la série longue :

IV.1.2.1.1. Calage du modèle (longue)

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**. Le calage 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. 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 paramètre libre du modèle et de leur degré d'interaction (Madsen et al., 2002).

Les résultats des paramètres de calage, coefficient de détermination R^2 , et les critères de performance sont représentés dans le tableau IV. 3:

Tableau VI.3: Résultats des paramètres d'optimisation du calage au pas de temps Journalier (1991/1992-1994/1995).

Critères	Station de Sikkak
TT	8
CFMAX	0.001
SFCF	10
CFR	0.8
CWH	4.5
FC	1800
LP	1
BETA	0.3
PERC	1.4
UZL	28.6
K0	0.46
K1	0.011
MAXBAS	0.0066
Cet	2.35
Nash%	54.20
R ²	0.7164
ε	-0.06
EQM	0.14
C2M	0.37
CB%	60

ε : Erreur moyenne absolue

EQM : Erreur quadratique moyenne

$$\mathbf{C2M} = \frac{Nash}{2 - Nash}$$

CB : Critère du bilan

En analysant les hydrogrammes des débits observés et ceux des débits simulés pour la période de calage (Fig. IV.3), nous assistons à une reconstitution des débits journaliers assez satisfaisante avec généralement une tendance à la surestimation des pics. Avec une valeur de Nash égale à 54.20 %, un critère de bilan de 60% et un bon coefficient de détermination $R = 0.85$ (Fig. VI.4), nous pouvons dire que le modèle est assez bien calé.

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

Les résultats obtenus par le modèle HBV Light (Tableau IV.3, 4) reflètent la faculté du modèle à représenter les débits observés dans des conditions meilleures.

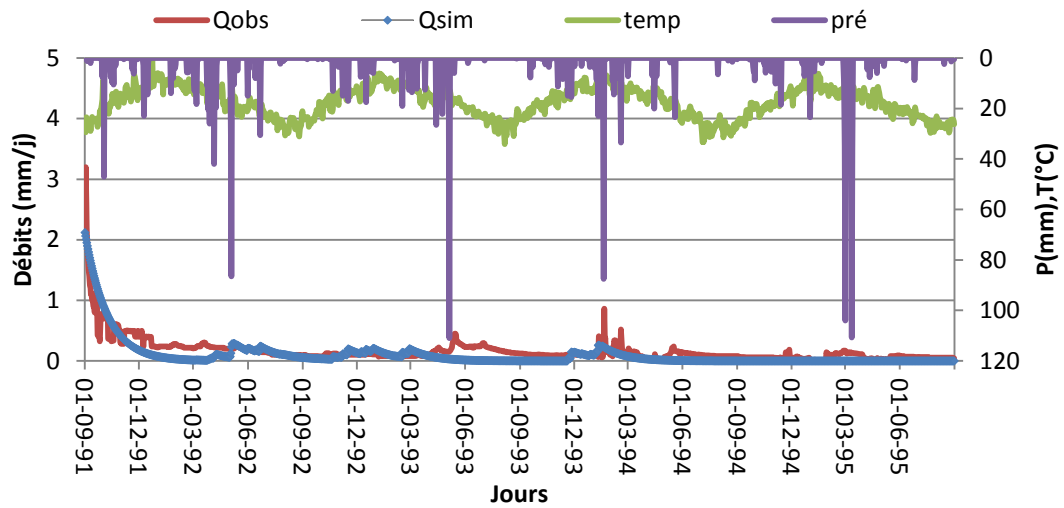


Figure. IV.3: Visualisation de la qualité du calage

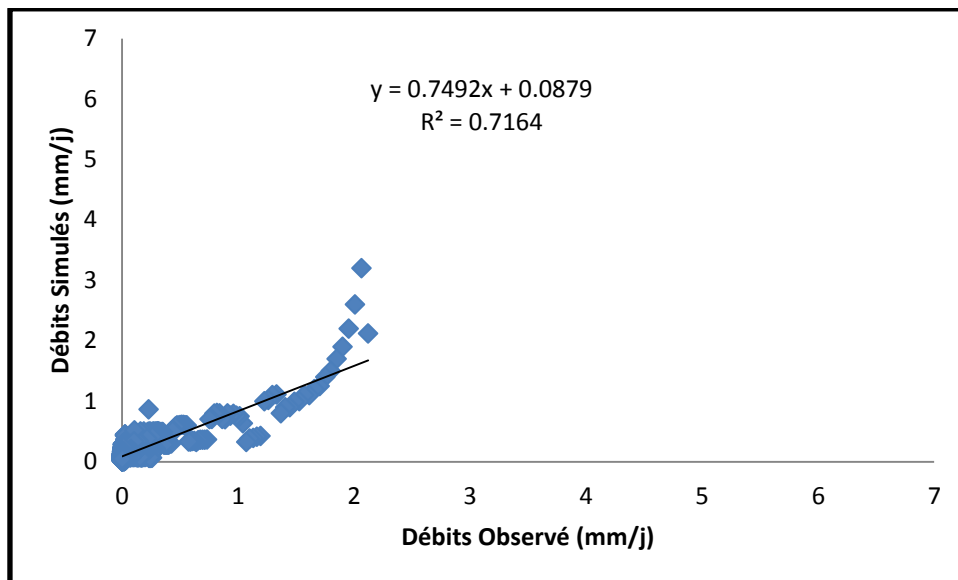


Figure IV.4 : Corrélation entre le débit simulé et le débit observé

code:0607 sous bassin:oued

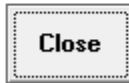
```

Water Balance [mm/year]
Sum Qsim           = 36
Sum Qobs           = 59
Sum Precip.       = 520
Sum act. ET       = 91
Sum pot. ET       = 54923
Contribution of Q2 [-] = 1.000
Contribution of Q1 [-] = 0.000

Goodness of simulation

r^2                : 0.7163
Efficiency of the model : 0.5420
Efficiency (using ln(Q)) : -42.1876
Mean difference [mm/year]: 23
Efficiency(seasonal)  : 0.5420
Peak-goodness measure : 0.0000

```

**Figure IV.5** : Visualisation du tableau des résultats du calage**IV.2.3.2. Validation du modèle**

Dans la phase de la validation on remarque une amélioration dans les valeurs des paramètres d'optimisation a été enregistrée (voir Tab.IV.4) dans la quelle la valeur de Nash égale à 75.77 et le coefficient de détermination $R= 0.90$ (voir Fig.IV.5).

La forme des deux courbes (Débits simulé et observé) au niveau de station d'oued sikkak est sensiblement la même, avec une coïncidence des temps de montée des crues aussi bien au niveau de la simulation que dans l'hydrogramme mesuré.

Tableau IV.4:Résultats de validation du modèle de HBV Light

critère	station de Sikkak
Nash %	75.77
R^2	81.44

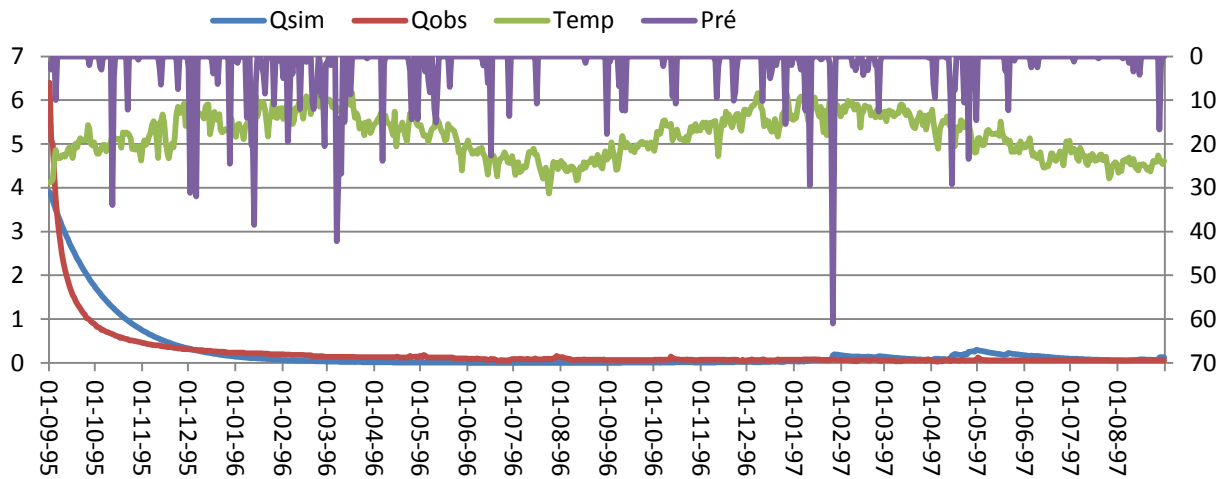


Figure IV.6: Visualisation de la qualité de la validation

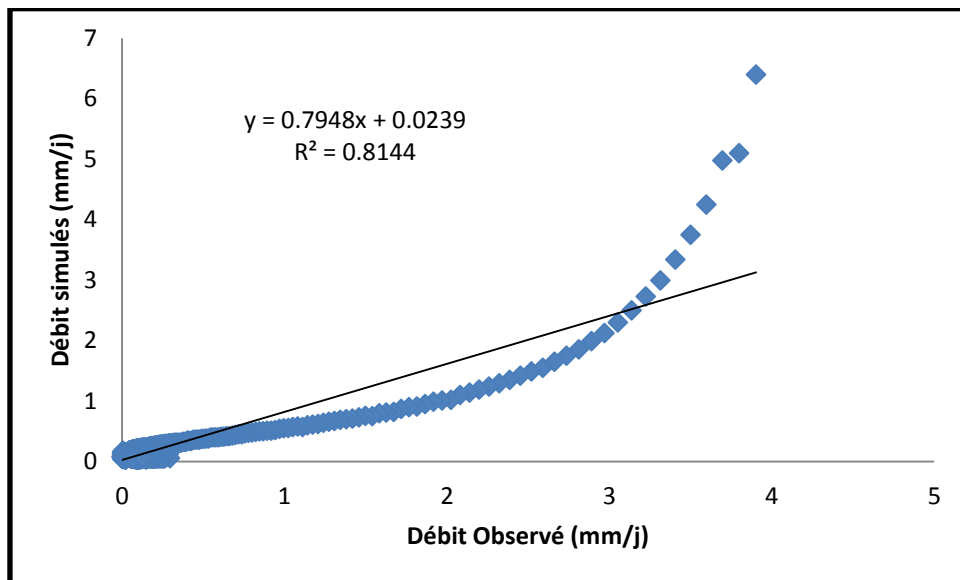


Figure IV.7 : Corrélation entre le débit simulé et le débit observé

IV.2. Application du model GR :

IV.2.1 .Relation Pluie-Débit

IV.2.1.1.Étude de la relation Pluie-Débit

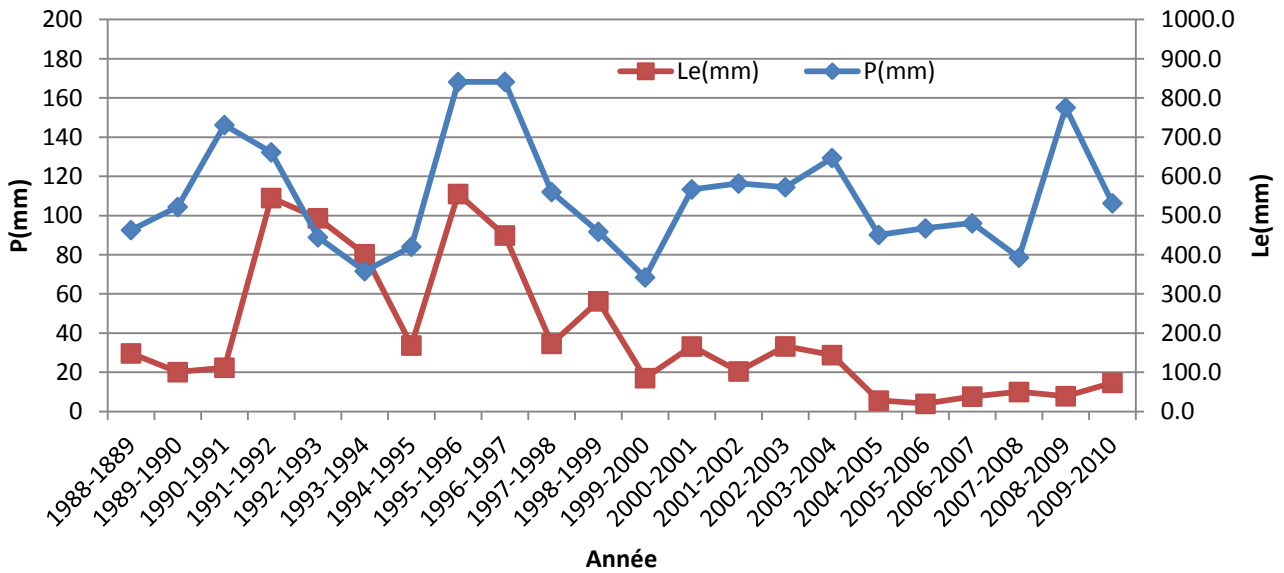


Figure IV.8 : Variations interannuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées (1988/1989-2009/2010)

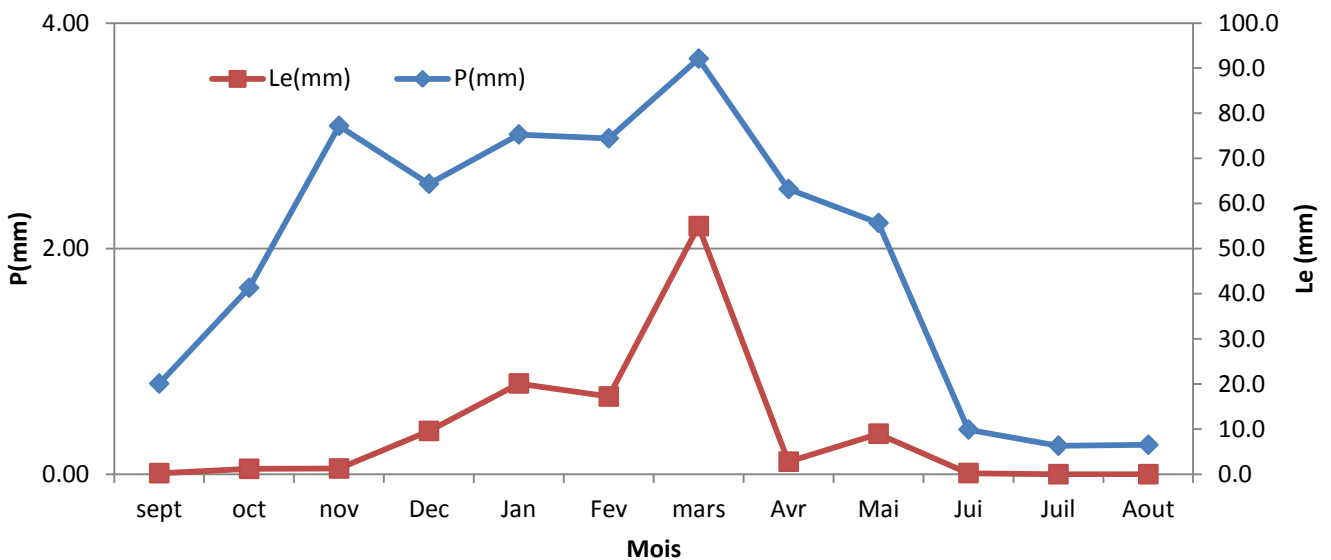


Figure IV. 9 : Variations mensuels des précipitations et des lames d'eau écoulées (1970-2013).

IV.2.3. Modèle annuel GR1A

Dans cette étude, pour prédire le débit a une année donnée, nous utilisons à l'entrée du modèle des valeurs de pluies annuelles observées (mm) à la station de Mefrouhe, des ETP calculées par la méthode de Turc et la méthode de Thornthwaite en (mm) et des débits annuels (exprimés en lames d'eau écoulées) observés au niveau de la station d'Oued Sikkak de 1988 au 1989.

IV.2.3.1. Calage du modèle

Le calage du modèle a été réalisé manuellement en procédant au changement de la valeur du paramètre X du modèle plusieurs fois, en commençant par la valeur 0,13 (valeur minimale donnée par le concepteur du GR1A) et faisant accroître successivement avec un intervalle de 0,01 jusqu'à la valeur supérieure limite 3,5. Nous avons obtenu le meilleur calage avec des valeurs du paramètre X présentées dans le tableau. La validation du calage est effectuée en appliquant le test de performance du modèle de coefficient de détermination R^2 (Tableau IV.5)

Tableau IV.5:Présentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR1A.

Données annuelles	ETP (Turc)				ETP (Thornthwaite)			
	X	Nashe	Bilan	Coef de corrélation (R^2)	X	Nashe	Bilan	Coef de corrélation (R^2)
Oued Sikkak (1988-2003)	1.45	81.6	84.2	0.809	1.35	90.3	95.9	0.797

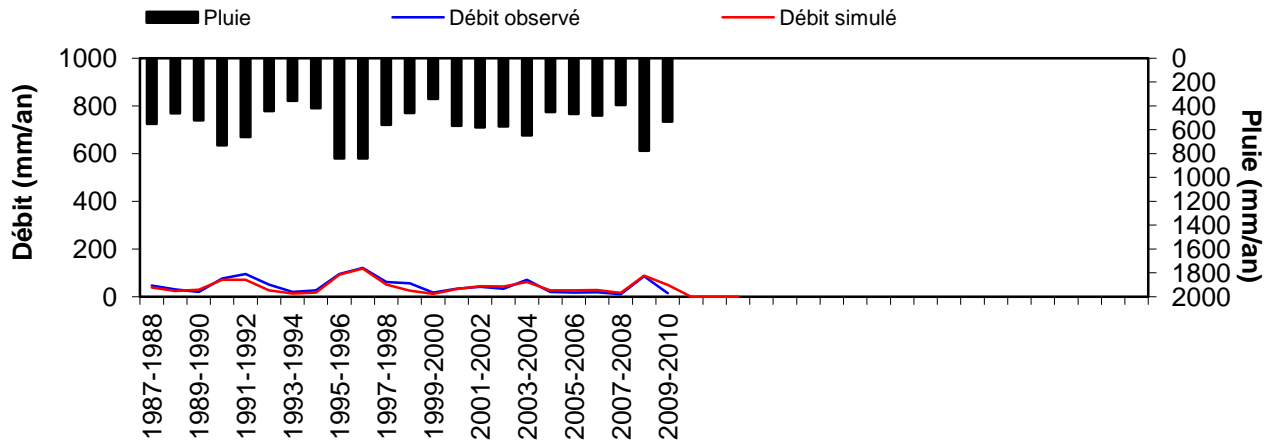
R^2 : Coefficient de correction de l'ETP (mm) (évapotranspiration potentielle)

➤ Interprétations des résultats

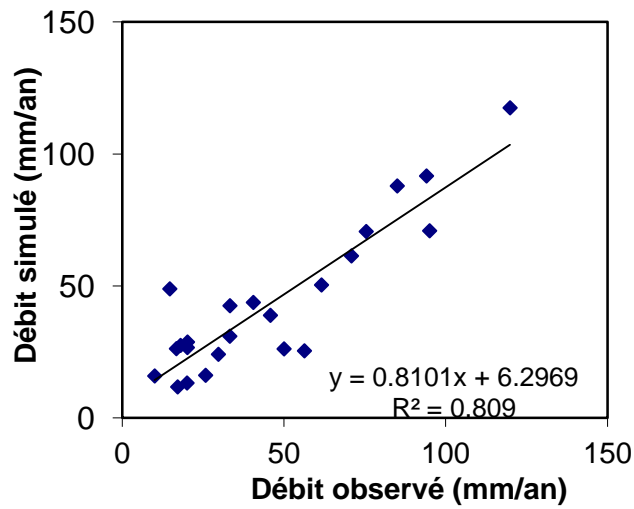
Au regard des valeurs des coefficients de détermination, le calage paraît correcte. Les valeurs de Nash après calage sont satisfaisantes. D'après les résultats Tableau (10) et la superposition des débits simulés et calculés figure (10 et 11), nous pouvons dire que le modèle d'évapotranspiration calculée par la méthode de Thorntwaite donne de meilleurs résultats que celui basée sur l'ETP de Turc.

Le critère de Nash après calage est compris entre 80% et 91% Tableau (5). Le bilan est équilibré.

Le coefficient de correction de l'évapotranspiration X est supérieur à 1, il traduit des échanges avec des nappes profondes, donc le système perd de l'eau en profondeur tout au long de l'oued Sikkak ; cela paraît évident vu le caractère karstique de la région (voir présentation de la zone d'étude).

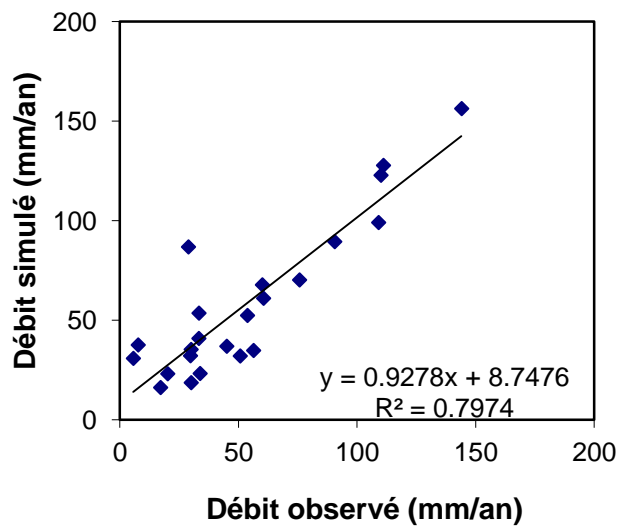


a : Corrélation entre le débit observé et les débits simulés

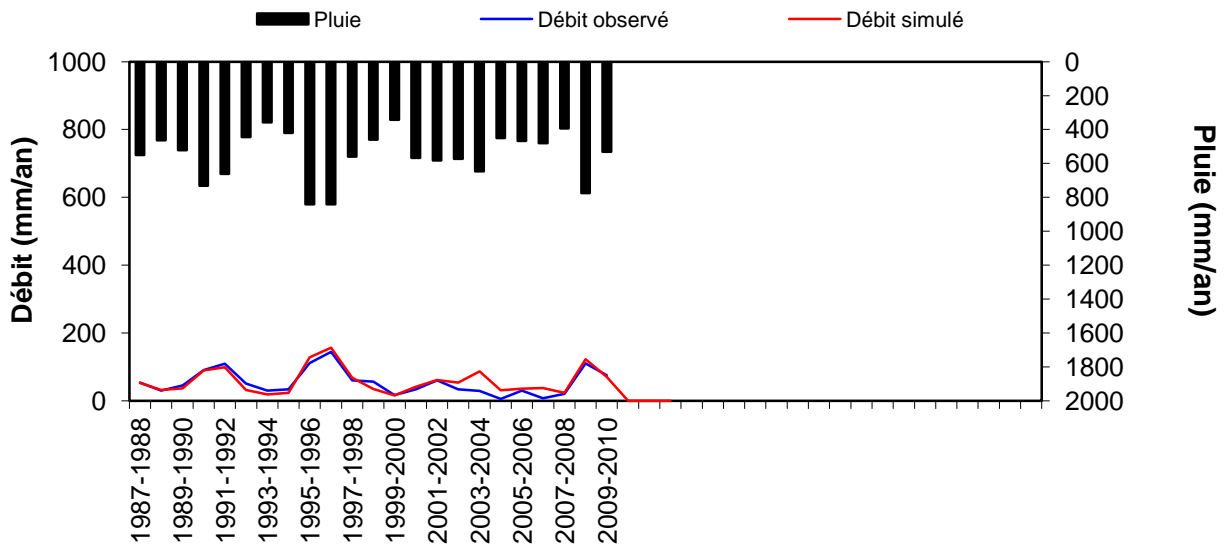


b: Visualisation de la qualité du calage

Figure IV.10 : Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l'ETP de Turc.



b: Visualisation de la qualité du calage



a : Corrélation entre les débits observés et les débits simulés

Figure IV.11 : Résultats obtenus par le modèle GR1A avec l’ETP de Thornthwaite.

IV.2.3.2- Validation du modèle

La validation porte sur l'application des modèles sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage, elle est relative à la période (2002-2010). Le Tableau IV.6 et la Figure IV.12 présentent les résultats de cette validation.

Le tableau ci-dessous donne les variations du coefficient de corrélation avec l'utilisation des deux méthodes (Turc, Thornthwaite) pour l'évapotranspiration.

Tableau IV.6 : Variation des coefficients de corrélation

Données annuelles	coefficient de corrélation (R ²)	
	ETP (Turc)	ETP(Thornthwaite)
Oued Sikkak	0.82	0.8

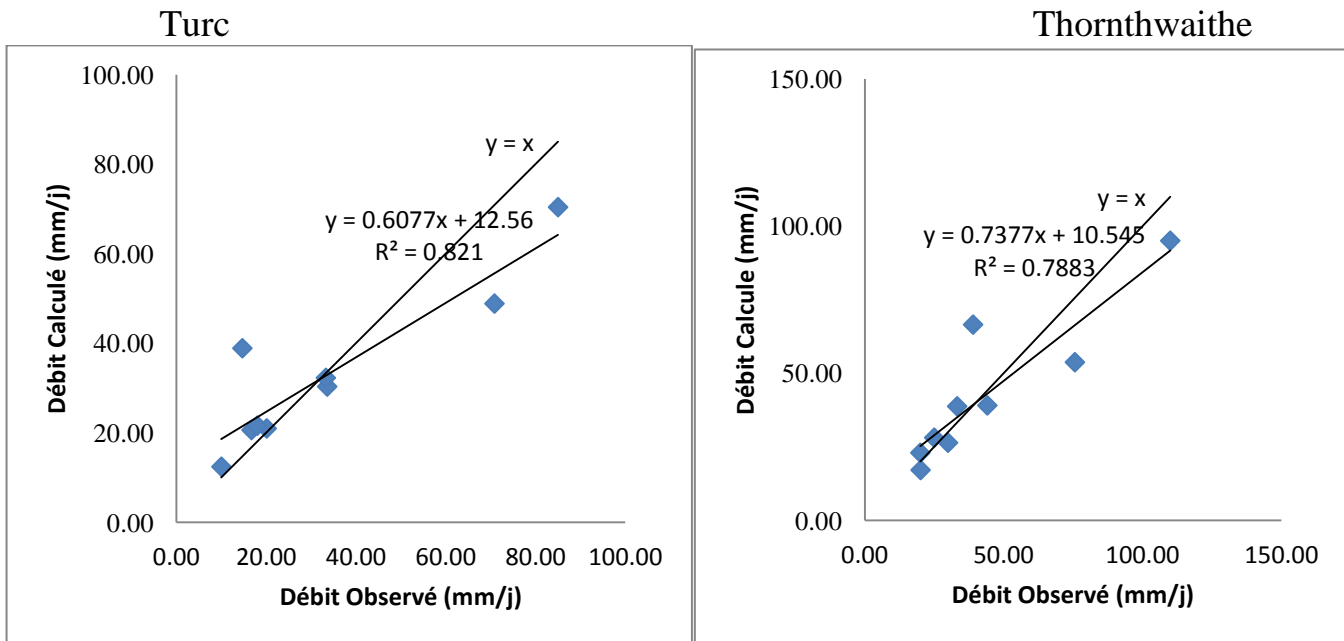


Figure IV.12: Validation du modèle GR1A selon l'ETP respectivement de Turc et Thornthwaite.

➤ Interprétations des résultats de la validation

Les valeurs de R^2 qui sont obtenus à partir des débits simulés en fonction des débits observés (tableau IV.6) et la répartition des points (Lobs- Lcal) autour de la droite $y=x$ (fig IV.12) indiquent que les modèles peuvent être validés

IV.2.4.Modèle Mensuel GR2M

Dans cette étude, pour prédire le débit a un mois donne, nous avons utilisé à l'entrée du modèle des valeurs de pluies mensuelles observées (mm), des ETP calculées par la méthode de Turc et Thornthwaite (mm) et des débits mensuels observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm) de (1988-2009)

IV.2.4.1 Résultats du calage du modèle mensuel en utilisant l'ETP par la méthode Turc et Thornthwaite

Pour le calage des modèles, nous avons procédé manuellement aux changements des valeurs des paramètres $X1$ et $X2$ entre les valeurs limites comprises entre 140 et 2640 (mm) plusieurs fois jusqu'à l'obtention des valeurs optimales du coefficient du critère de qualité de Nash et du coefficient de détermination R^2 de la corrélation entre les débits calculés et ceux observés.

Les résultats du calage, coefficient de détermination et le critère de Nash sont représentés dans le Tableau 7.

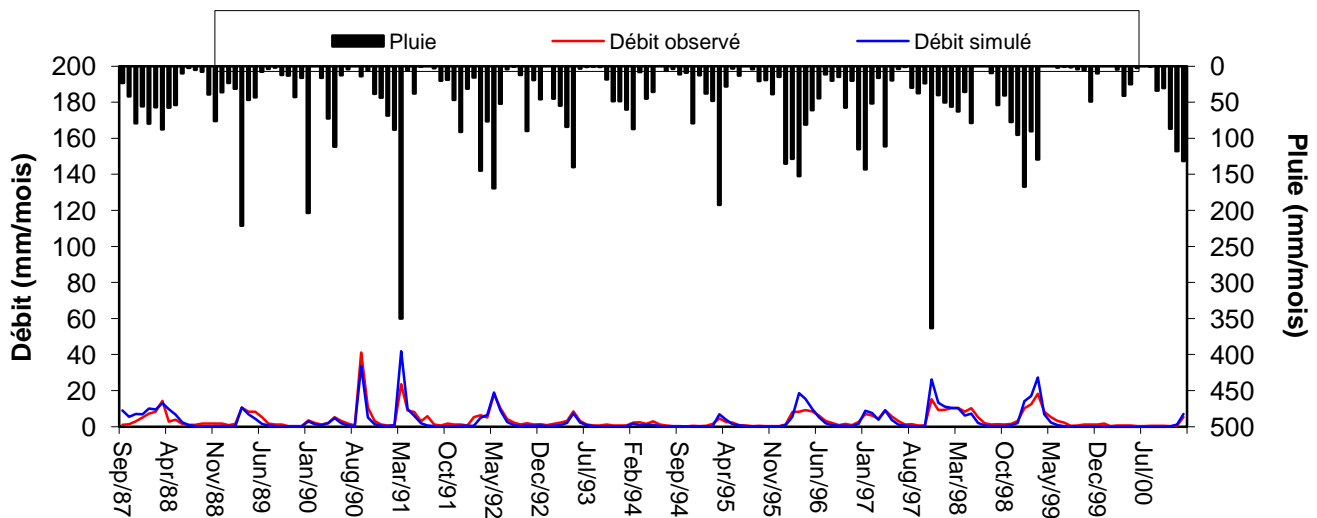
Tableau IV.7 : Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR2M

Données annuelles	ETP (Turc)						ETP (Thorntwaithe)					
	X1	X2	Nashe %	Bilan %	R0	R ²	X1	X2	Nashe %	Bilan %	R0	R ²
Oued Sikkak	678.58	0.65	69.9	91.5	30	0.80	1480.3	0.65	90	93.7	30	0.77

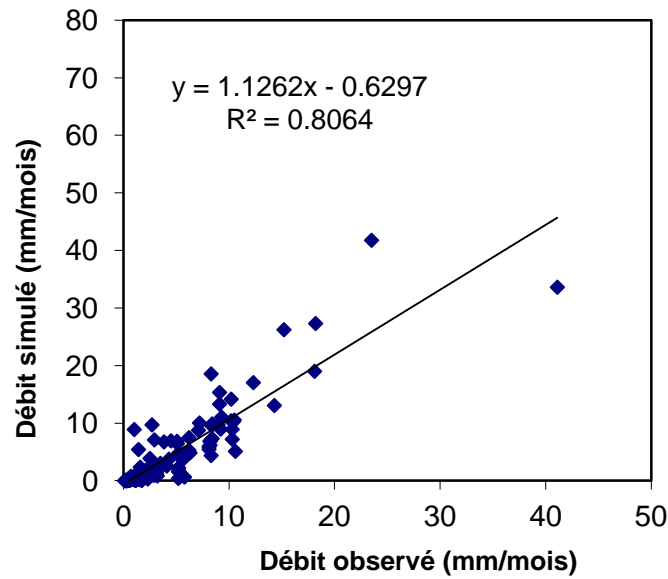
D’après les valeurs du critère de Nash et les coefficients de détermination, ainsi que la bonne superposition des courbes des lames d’eaux écoulées calculées et mesurées (Tableau IV.7 et les figures IV.13 et 14), nous pouvons dire que les modèles sont bien calés. Là aussi, nous remarquons que l’évapotranspiration résultant de la formule de Thorntwaite donne de meilleurs résultats que celle de Turc.

Selon le graphe de l’évolution du taux de remplissage du réservoir de production, nous pouvons dire qu’une partie importante reste sous forme de pertes au niveau du réseau de failles caractérisant le bassin et qui contribue à faire retarder la réponse au niveau de la station hydrométrique. Ainsi l’évolution du taux de remplissage du réservoir de routage, peut expliquer un échange avec les formations adjacentes.

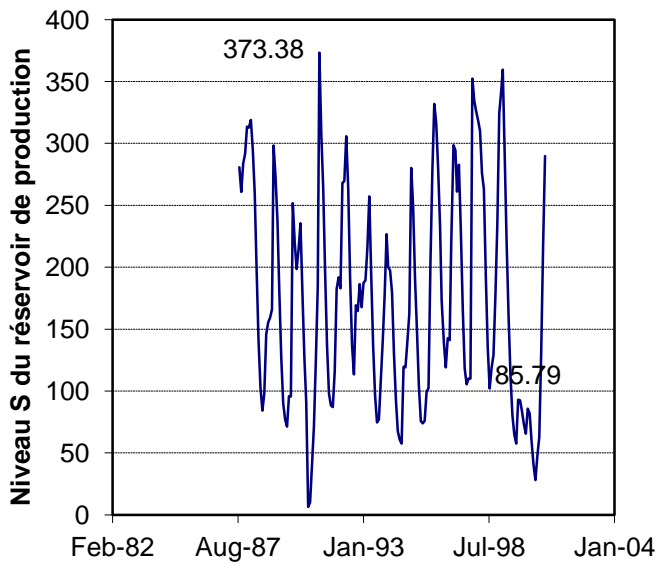
La variation du réservoir de production varie entre 85.79 mm et 373.38 mm (Fig.13) et la capacité du réservoir de routage qui varie entre 8.69 mm et 50.16 mm (Fig 13 d) pour Turc et pour Thornthwaite, la capacité de réservoir de production varie entre 0.68 mm et 33.36 mm (Fig. 14) et la capacité du réservoir de routage qui varie entre 2.97 mm et 27.31 mm (Fig.14) confirme la réponse des pluies plus lente due aux formations karstiques.



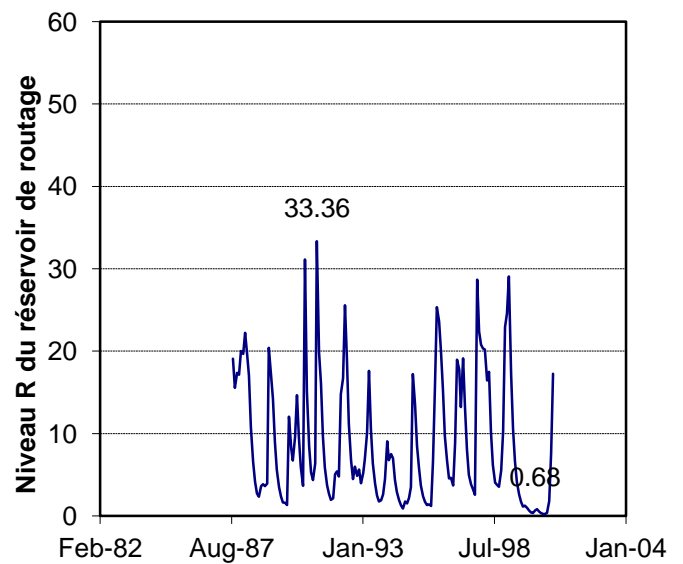
a. Visualisation de la qualité du calage



b : Corrélation entre les débits observés et simulés

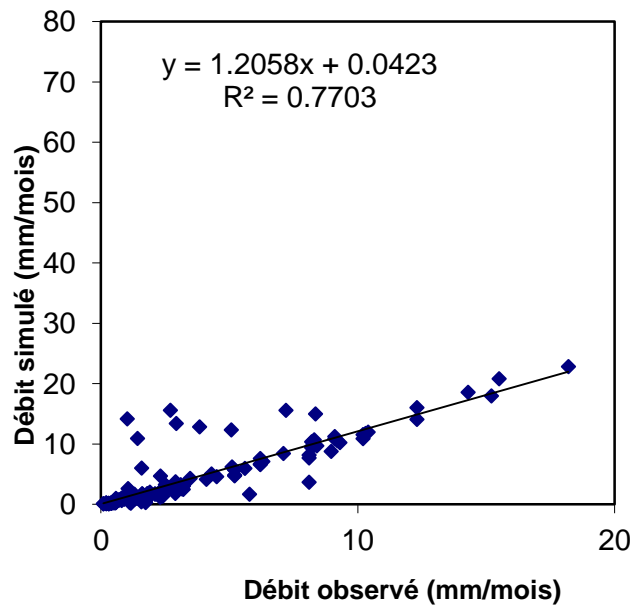


c : Niveau S du réservoir production.

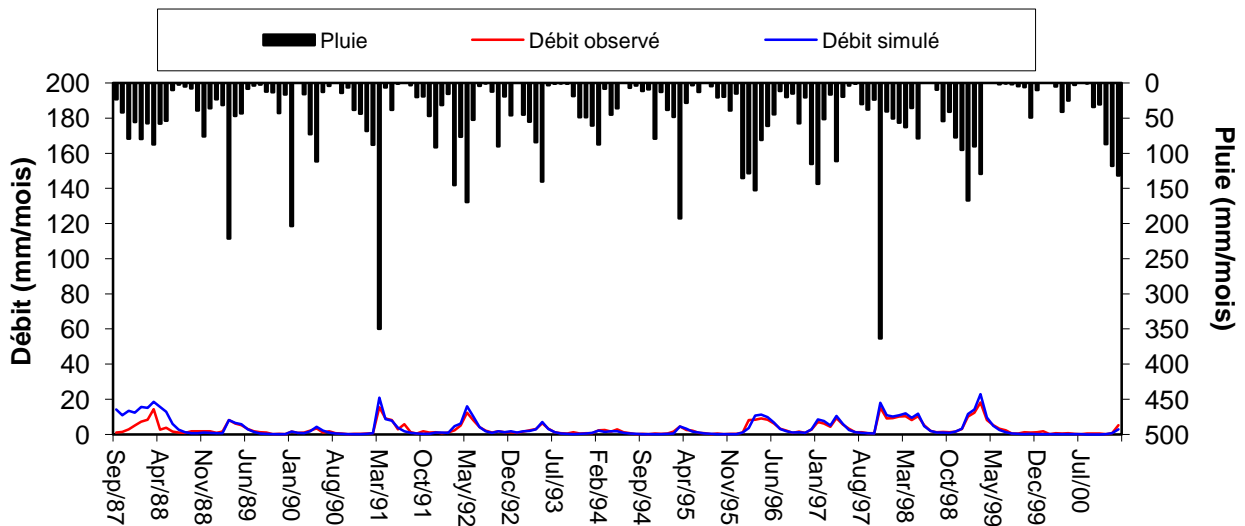


d : Niveau R du réservoir de routage.

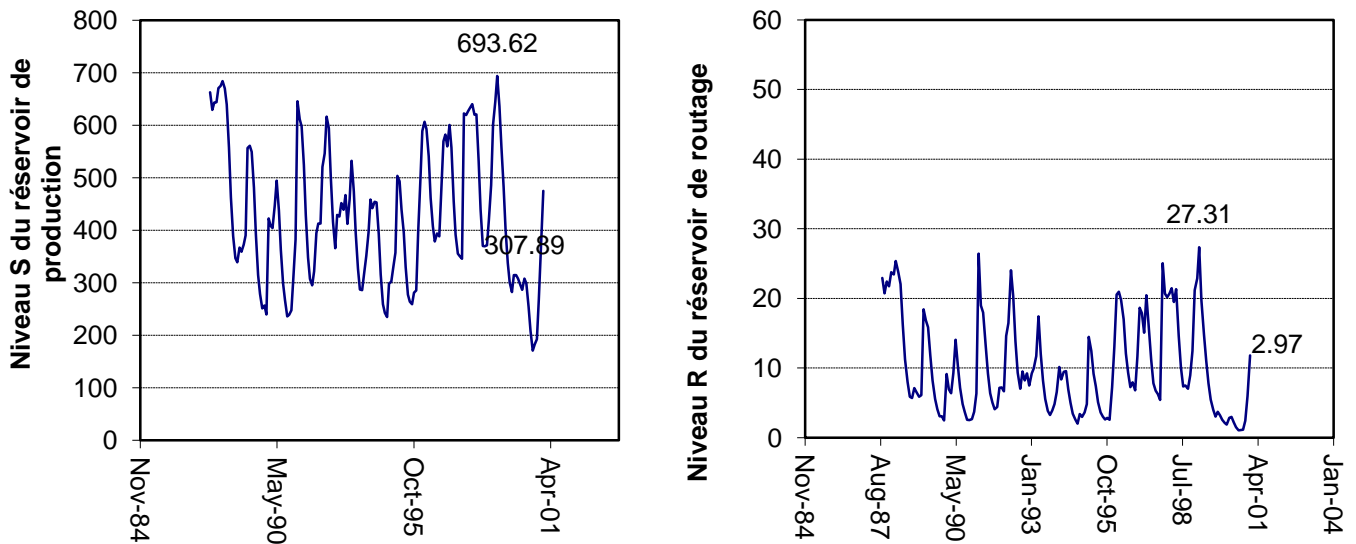
Figure IV.13 : Résultats obtenus par le modèle GR2M avec l'ETP de Turc.



a: Corrélation entre les débits observés et simulés



b: Visualisation de la qualité du calage



c: Courbe du niveau S du réservoir de production.

d : Courbe du niveau R du réservoir de routage.

Figure IV.14 : Résultats obtenus par le modèle GR2M avec l’ETP de Thornthwaite.

IV.2.4.2- Validation du modèle

La validation porte sur l'application des modèles sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage, elle est relative à la période (1986-1991). Le Tableau 13 et la Figure 21 présentent les résultats de cette validation.

Le tableau ci-dessous donne les variations du coefficient de corrélation avec l'utilisation des deux méthodes (Turc, Thornthwaite) pour l'évapotranspiration.

Tableau IV.8 : Variation des coefficients de corrélation

Données annuelles	coefficient de corrélation (R)	
	ETP(Turc)	ETP(Thornthwaite)
Oued Sikkak	0.91	0.87

Nous avons obtenu un bon coefficient de corrélation R= 0,91 pour Turc et R= 0.87 pour Thornthwaite, la répartition des points autour des droites $y=x$ permet de déduire que les modèles mensuels réagissent et sont bien calés et performants.

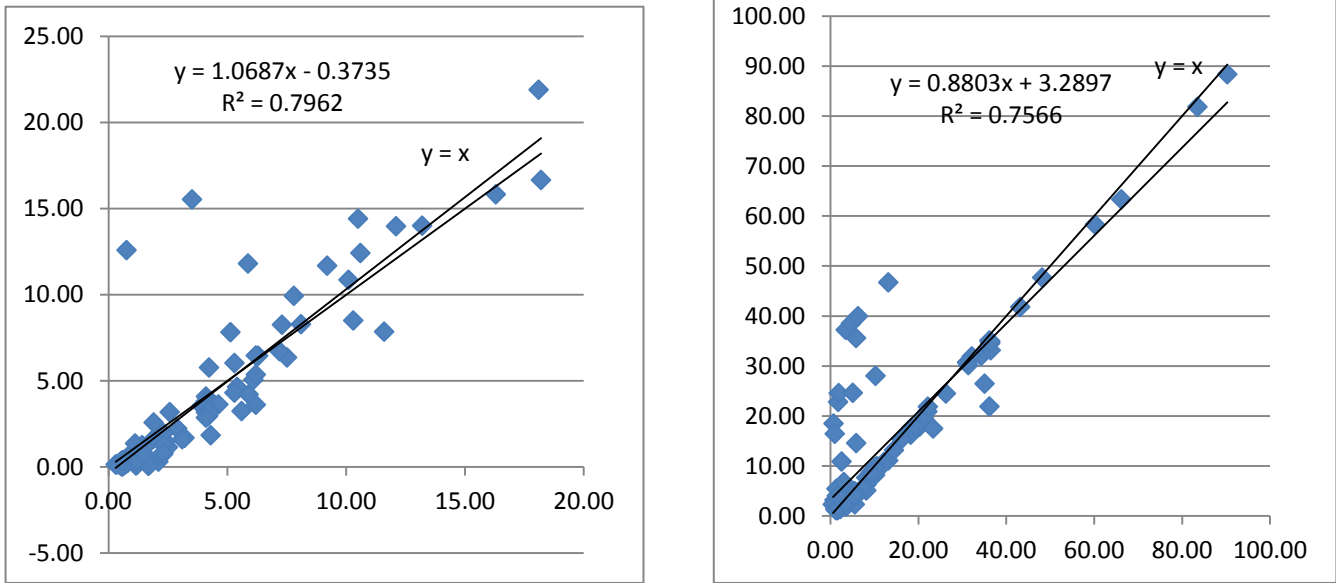


Figure IV.15 : Validation du modèle GR2M selon l'ETP respectivement de Turc et Thornthwaite

IV.3.GR4J

IV.3.1. Résultats obtenus par le modèle GR4J avec l’ETP d’Oudin

IV.3.1.1.La validation croisée :

- calage du modèle :

Tableau IV.9: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-92 à 31-08-95)

Période du calage	X1	X2	X3	X4	Nash	Bilan	R ²
01-09-92	665.14	-4.69	134.29	2.15	84.6	109.0	0.66
31-08-95							

D’après les résultats (Tab. 9) et la superposition de la courbe, des débits simulés et calculés (Fig.17), nous pouvons dire que le modèle est bien calé. Selon l’évolution du taux de remplissage du réservoir de routage (fig.18), nous remarquons qu’une partie des eaux souterraines, karstiques ou les échanges avec les formations adjacentes alimentent l’écoulement. La variabilité journalière de l’écoulement est plus importante que celle annuelle et mensuelle. Cette variabilité de débit journalier se traduit dans le modèle par le niveau du réservoir de production qui varie entre 0.172 mm et 0.598 mm pour 1992/1995 (fig. 17).et la capacité du réservoir de routage qui varie entre 0.212 mm et 0.656 mm pour 1992/1995 (fig. 18).

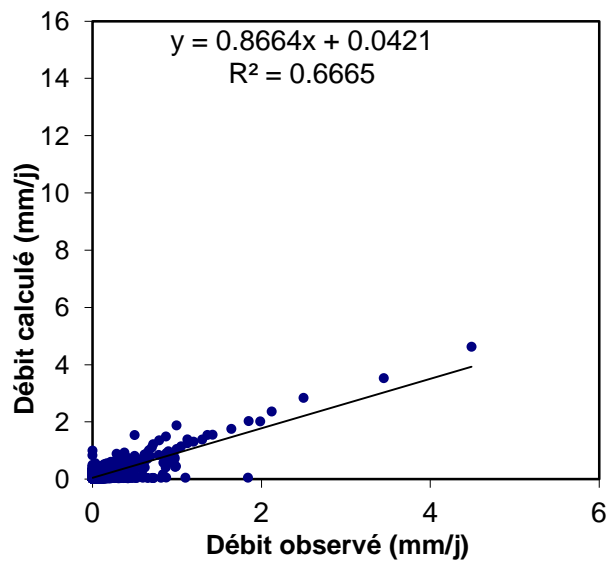


Figure IV.16: Visualisation de la qualité du calage

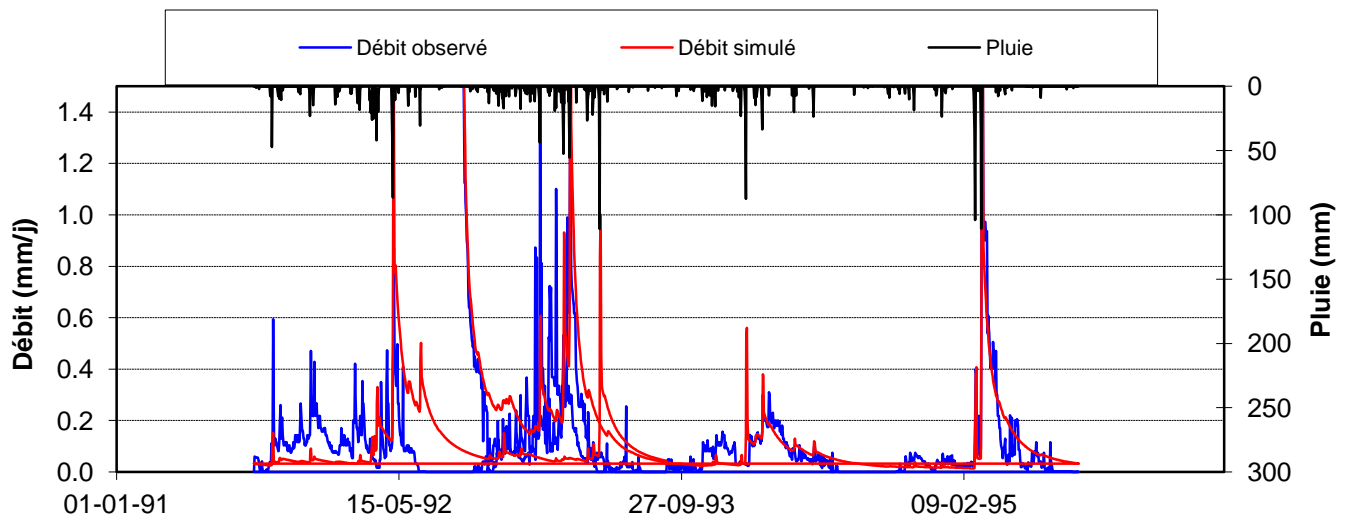


Figure IV.17 : Corrélation entre les débits Observés et les débits simules

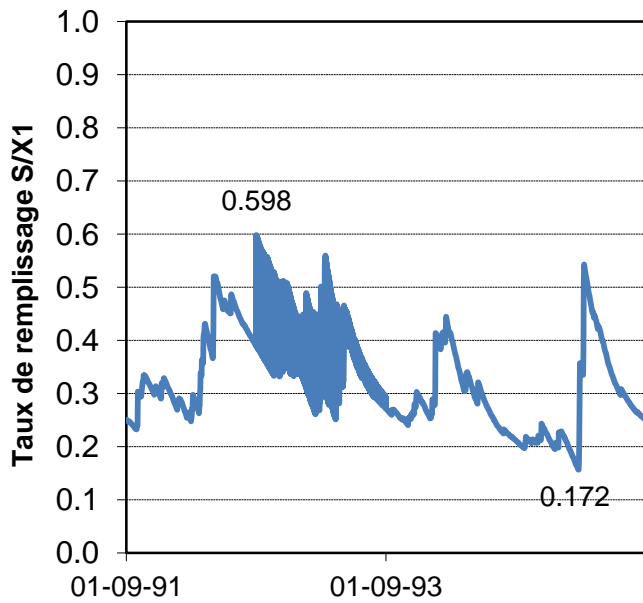


Figure IV.18: Courbe du niveau S du réservoir De production.

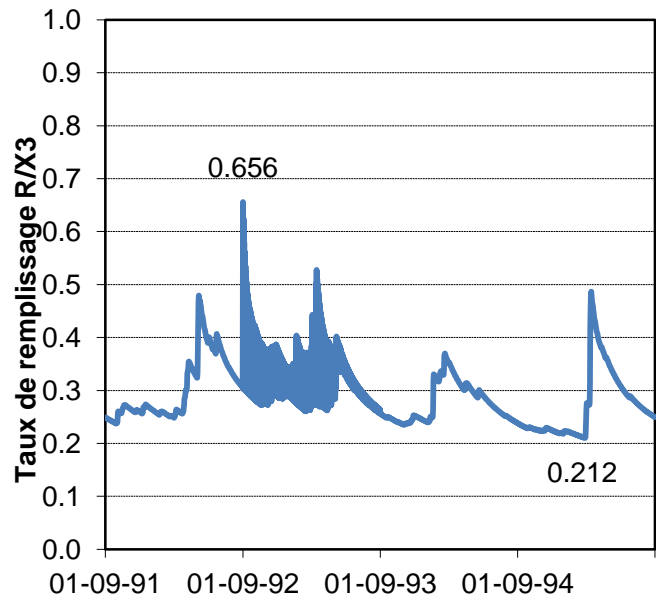


Figure IV.19 : Courbe du niveau R du réservoir De routage.

• Validation du modèle :

Tableau IV.10: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-90 à 31-08-93)

Données journalières	Coeff.de détermination R ²	Nash %
O.sikkak	0.7074	30.4

La validation porte sur l'application du modèle sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage, elle est relative à la période (1990-1993). Le Tableau 10 et la Figure 20 présentent les résultats de cette validation.

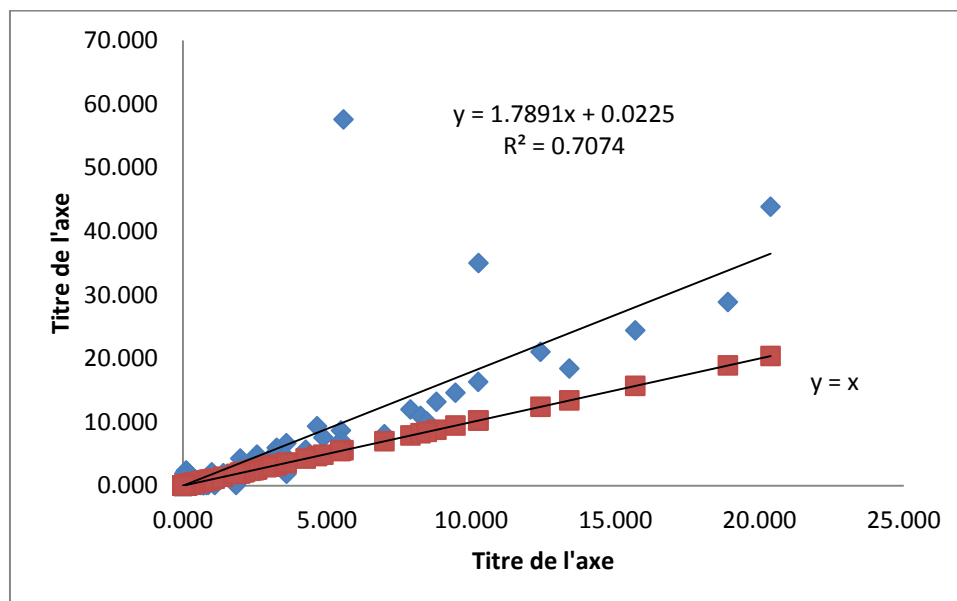


Figure IV.20 : Validation du modèle GR4J selon l'ETP de Oudin (1990/1993).

L'analyse graphique (fig.20), montre que les nuages de points est mal aligné autour de la droite d'équation $y = x$ à l'exception de quelques points.

Le coefficient de détermination des débits observés et débits calculés est égale à 0.707 soit $R=0.84\%$ pour (1990/1993) donc il est acceptable et qui nous permet de dire que notre modèle est bien calé pour les données journalières de l'Oued Sikkak.. La valeur de Nash lors de la validation reste cependant assez moyenne pour confirmer la bonne performance du modèle.

Pour GR4J, les paramètres X2, X3, et X4 varient très peu, par contre, X1 est sensible à la longueur de la période de calage. Les critères de Nash sont inférieur à 50%.

Le modèle GR4J simulera mal les données de débits et pluie à faible longueur de période de calage et de validation a cause de la présence des données de précipitations nuls et qui peuvent entache les résultats d'erreurs importantes.

IV.3.1.2. Modèle journalier GR4J avec une période plus courte

La modélisation au pas de temps journalier s'est faite grâce au modèle GR4J du Cemagref. Les données nécessaires à rentrer sont les pluies journalières observées (mm), les débits (m^3/s), les dates, la superficie du bassin versant ainsi que les données d'ETP (mm) calculées par la méthode d'Oudin.

Maintenant on a essayé de réduire la période de simulation, on a choisis 4ans c'est-à-dire 2ans pour le calage et 2ans pour la validation :

IV.3.1.2.1. Résultats obtenus par le modèle GR4J avec l'ETP d'Oudin

Tableau 11: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-90 à 31-08-93)

Période du calage	X1	X2	X3	X4	Nash	Bilan	R ²
01-09-90	992.27	-10.02	544.57	1.72	24.4	99.4	0.7092
31-08-93							

➤ Calage (période Courte)

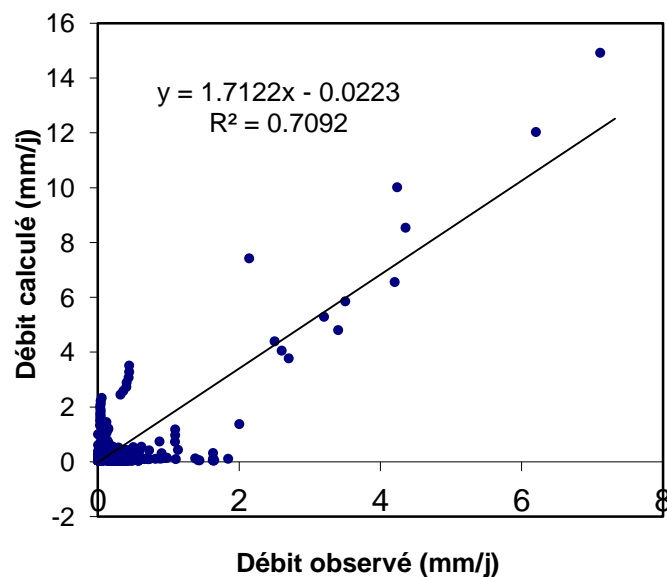


Figure IV.21: Visualisation de la qualité du calage

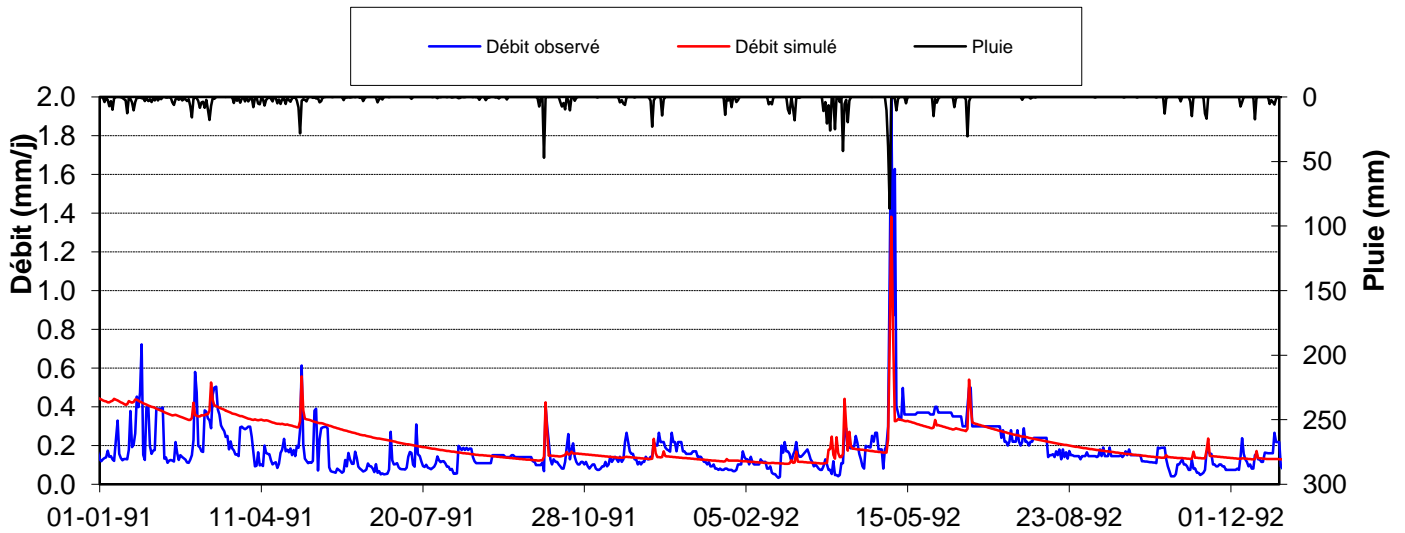


Figure IV.22: Corrélation entre les débits Observés et les débits simulés

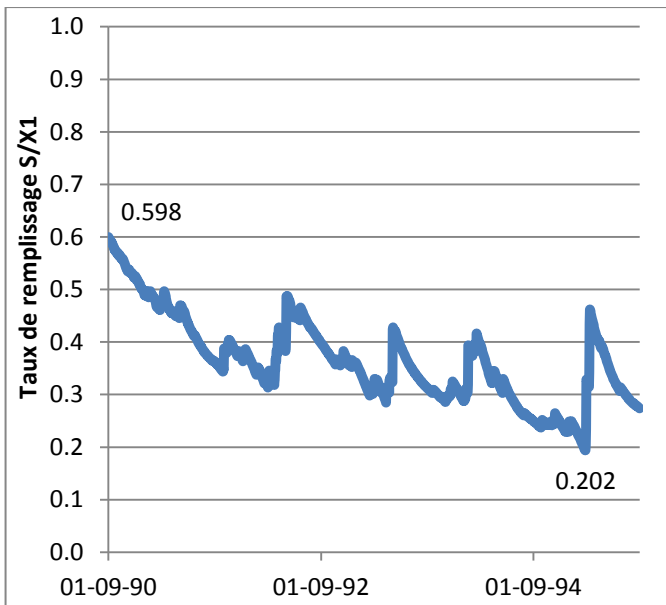


Figure IV.23: Courbe du niveau S du réservoir réservoir de production.

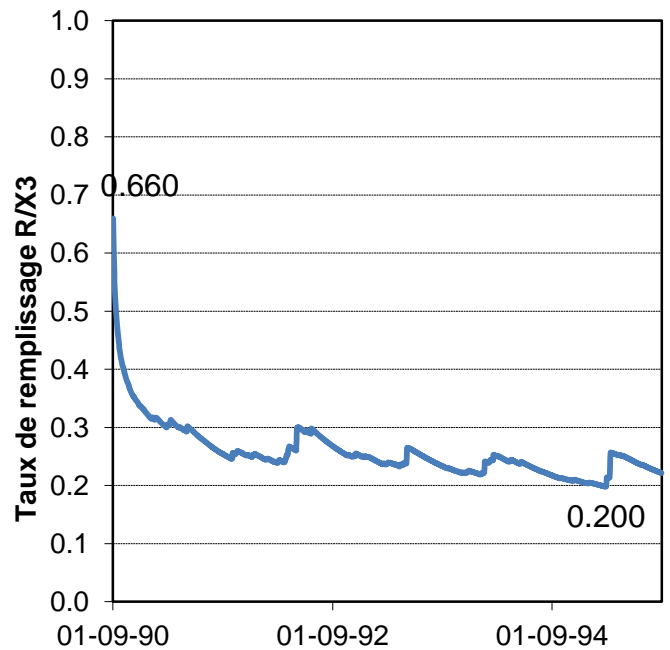


Figure IV.24: Courbe du niveau R du de routage.

D'après les résultats (Tab. 11) et la superposition de la courbe, des débits simulés et calculés (Fig. 23), nous pouvons dire que le modèle n'est pas bien calé. Selon l'évolution du taux de remplissage du réservoir de routage (fig.24), nous remarquons qu'une partie des eaux souterraines, karstiques ou les échanges avec les formations adjacentes alimente l'écoulement. La variabilité journalière de l'écoulement est plus importante que celle annuelle et mensuelle. Cette variabilité de débit journalier se traduit dans le modèle par le niveau du réservoir de production qui varie entre 0.202 mm et 0.598 mm pour 1990/1993 (fig. 23).et la capacité du réservoir de routage qui varie entre 0.660 mm et 0.200 mm pour 1990/1993 (fig. 24).

➤ **Validation du modèle (Période Courte):**

Tableau IV.12: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-90 à 31-08-93)

Données journalières	Coeff.de détermination R ²	Nash %
O.sikkak	0.8444	80.2

La validation porte sur l'application des modèles sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage, elle est relative à la période (1993-1995). Le Tableau 12 et la Figure 25 présentent les résultats de cette validation.

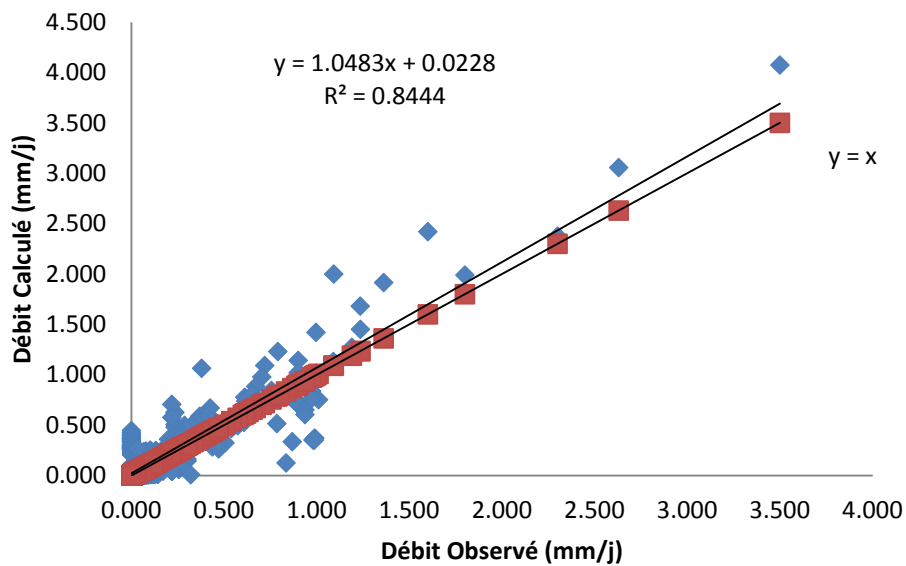


Figure IV.25 : Validation du modèle GR4J selon l'ETP de Oudin (1993/1995).

L'analyse graphique (fig.25), montre que les nuages de points sont bien alignés autour de la droite d'équation $y = x$ à l'exception de quelques points.

Le coefficient de corrélation débits observés et débits calculés est égale à 0.844 ou $R=0.91\%$ pour (1993/1995) donc il est acceptable et qui nous permet de dire que notre modèle est assez performant pour les données journalières de l'Oued Sikkak.

Pour GR4J, les paramètres X2, X3, et X4 varient très peu, par contre, X1 est sensible à la longueur de la période de calage. Les critères de Nash sont supérieurs à 50%.

IV.3.1.3.Série longue :

- **Calage du model (longue)**

Tableau IV.13: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-91 à 31-08-95)

Période du calage	X1	X2	X3	X4	Nash	Bilan	R ²
01-09-90	1211.97	0.47	121.51	14.94	34.1	97.7	0.6834
31-08-93							

D'après les résultats (Tableau 13) et la superposition de la courbe, des débits simulés et calculés (Fig. 28), nous pouvons dire que le modèle est non calé. Selon l'évolution du taux de remplissage du réservoir de routage (fig. 29), nous remarquons qu'une partie des eaux souterraines, karstiques ou les échanges avec les formations adjacentes alimentent l'écoulement. La variabilité journalière de l'écoulement est plus importante que celle annuelle et mensuelle. Cette variabilité de débit journalier se traduit dans le modèle par le niveau du réservoir de production qui varie entre 0.202 mm et 0.598 mm pour 1990/1993 (fig. 28).et la capacité du réservoir de routage qui varie entre 0.660 mm et 0.200 mm pour 1990/1993 (fig. 29).

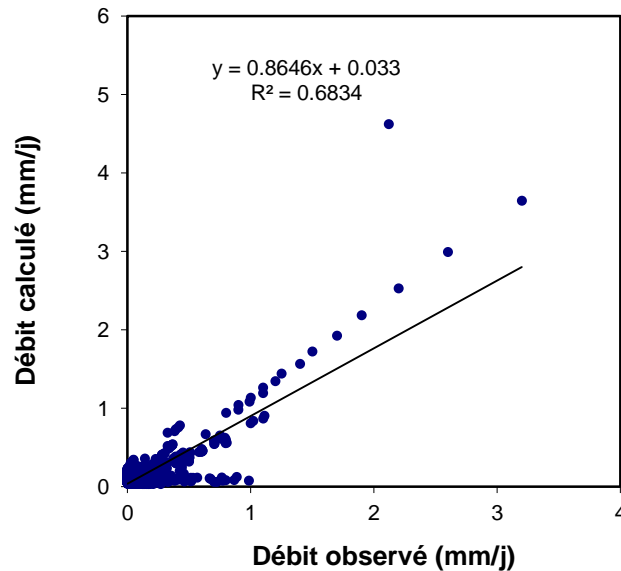


Figure IV.26: Corrélation entre les débits Observés et les débits simulés

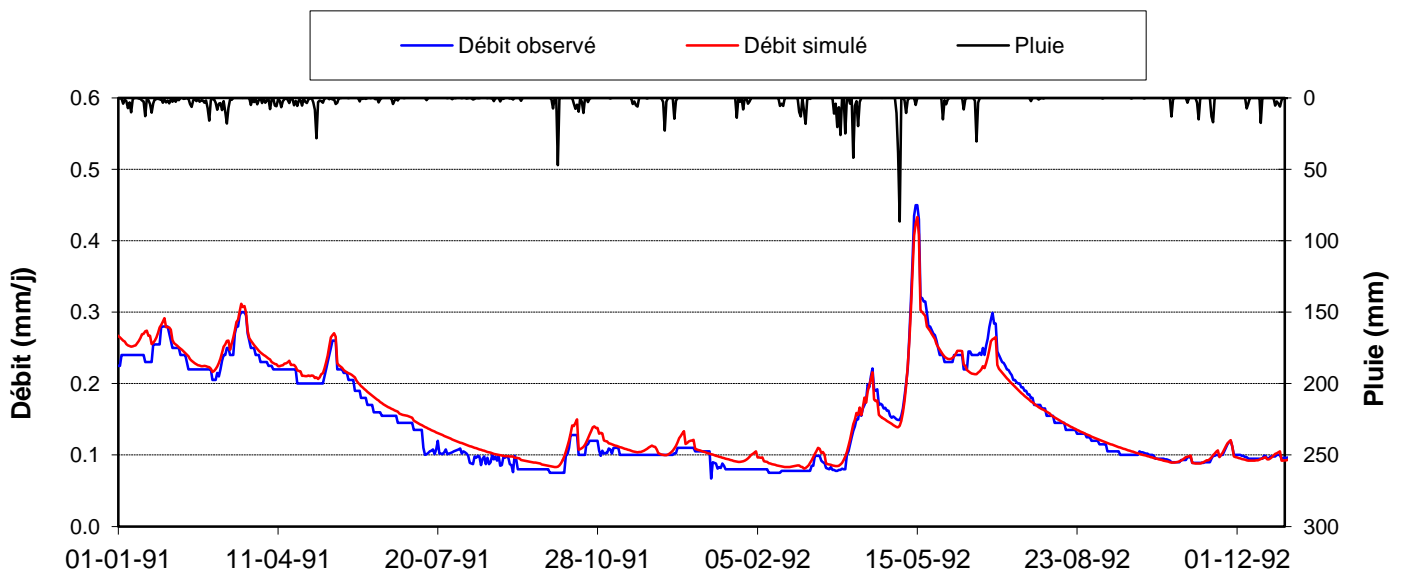


Figure IV.27: Visualisation de la qualité du calage

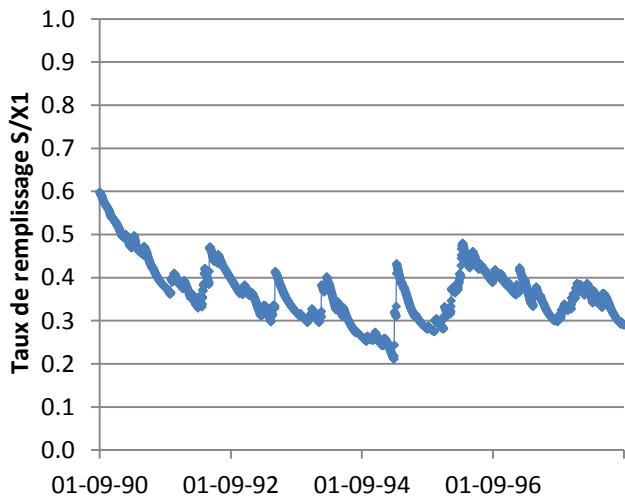


Figure IV.28: Courbe du niveau S du réservoir De production.

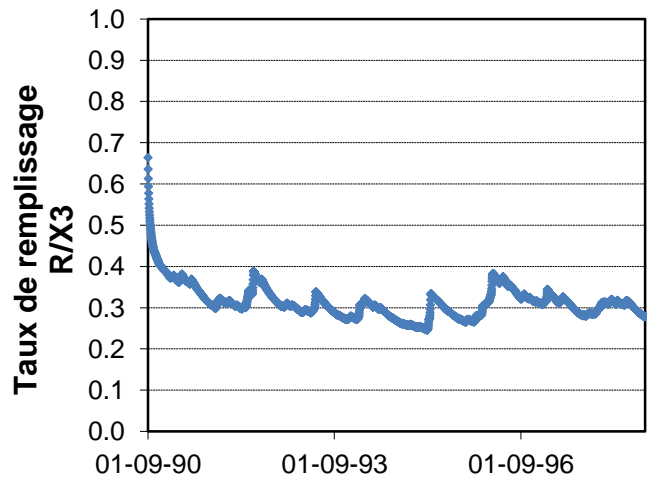


Figure IV.29 : Courbe du niveau R du réservoir De routage.

- **Validation du modèle :**

Tableau IV.14: Résultats du calage au pas de temps journalier (de 01-09-95 à 31-08-98)

Données journalières	Coeff.de détermination R ²	Nash %
O.sikkak	0.8657	50.3

La validation porte sur l'application des modèles sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage, elle est relative à la période (1993-1995). Le Tableau 14 et la Figure 30 présentent les résultats de cette validation.

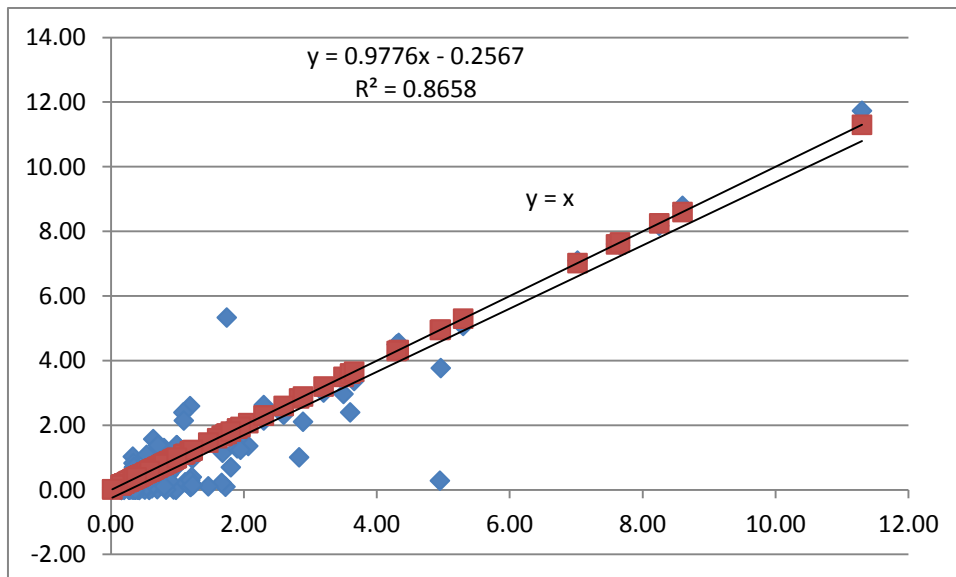


Figure IV.30: Validation du modèle GR4Jselon l'ETP de Oudin (1993/1995).

IV.3.2.Comparaison entre les résultats du modèle HBV Light et le GR4J

IV.3.2.1.Pour la série longue :

Les résultats du tableau IV.21 montre que bien que le calage reste moyen, le modèle HBV Light peut donner de meilleurs résultats que le GR4J. Il semblerait que la présence de beaucoup plus de paramètres dans le HBV pourrait contribuer à améliorer les résultats des simulations.

Les résultats obtenus par les deux modèles sont synthétisés dans le Tableau IV.15:

Tableau IV.15.: Résultats du modèle HBV light et GR4J

	Critères	HBV Light	GR4J
Calage	Nombres de paramètres de calage	15	4
	Nash %	54.20	34.1
	R ²	0.7164	0.6834
	ε	-0.03	-0.018
	EQM	0.14	0.07
	C2M	0.37	0.21
	CB%	60	91
	Validation	Nash %	75.77
R ²		0.8144	0.8657

IV.4.Conclusion

Ce travail a pour objectif principal de comparer un model conceptuel GR4J et un model semi distribué HBV Light sur le bassin versant d'oued sikkak.

D'après les résultats qu'on a obtenue après cette comparaison Nash est supérieure de 50% dans le calage et la validation du model HBV Light donc il est bien calé par rapport au model GR4J qui a un Nash inferieur a 50%. (34.1 en calage et 50.3 en validation).

En fin on peut confirme la robustesse du model HBV Light sur le bassin de sikkak.

Conclusion générale

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 Sikkak affluent de la Tafna-NW du territoire algérien. Le bassin versant de l'oued Sikkak est un sous bassin de la Tafna. C'est un affluent rive gauche de l'oued Isser avec lequel il conflue au nord de Aïn Youcef .

Au début on a commencé notre travail par :

Le Chapitre de la Modélisation : 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 on a réalisé une étude générale sur notre bassin d'oued sikkak on a touché presque tous les points sensibles dans le deuxième **Chapitre Étude du Milieu** tels que la Situation géographique du bassin, Caractéristiques de forme, Étude du Réseau Hydrographique, Étude du Relief....

Le Chapitre hydroclimatologie nous amène à conclure que le climat de la zone d'étude est caractérisé par :

- des précipitations moyennes annuelles égale à 586.4 mm.
- Une moyenne annuelle des lames d'eau écoulées égale 174.3mm à la station de sikkak
- Une moyenne annuelle de température égale à 17 °C avec Janvier le mois le Plus froid et Août le plus chaud.
- A l'échelle saisonnière, l'étude des précipitations montre que le printemps est la Saison la plus humide et l'Été est la plus sèche.

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

Dans le dernier **chapitre Modélisation de la fonction Pluie –Débit** d'Oued Sikkak, après des essais de calages et de validation des deux modèles HBV light et GR sur des

Conclusion générale

différentes périodes, il s'avère que les deux modèles appliqués au bassin du Sikkak présentent généralement des performances acceptables qui pourront être améliorées. La comparaison entre les deux modèles penche à favoriser le HBV light sur le GR.

Références Bibliographiques

Bibliographie

ANDREASSIAN V., CHARLES P., CLAUDE M. 2007. Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR)-Cemagref, *UR Hydrosystèmes et Bioprocédés*, 16 p.]

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.)

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.

MOUELHI S., MICHEL, C., PERRIN, C. ET ANDREASSIAN, V., (2006A). Linking stream flow to rainfall at the annual time step: the Manabe bucket model revisited. *Journal of Hydrology* 328, 283-296, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.12.022.)

TURC L., (1955). Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agr.* 6, 5-131)

MOUELHI S., MICHEL, C., PERRIN, C. ET ANDRÉASSIAN, V., (2006B). Stepwise développement of a two-paramètre monthly water balance model. *Journal of Hydrology* 318(1-4), 200-214, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.06.014.)

EDIJATNO, NASCIMENTO, N.O., YANG, X., MAKHLOUF, Z. ET MICHEL, C. 1999). GR3J: a Daily water shed model with three free paramètres. *Hydrological Sciences Journal* 44(2), 263-277.)

Makhlouf, Z., 1994. Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, Université Paris XI Orsay, 426 pp.

Makhlouf, Z. et Michel, C., 1994. A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology* 162, 299-318.)

Kabouya, M., 1990. Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université Paris Sud Orsay, 347 pp.)

Kabouya, M. et Michel, C., 1991. Estimation des ressources en eau superficielle aux pas de temps mensuel et annuel, application à un pays semi-aride. *Revue des Sciences de l'Eau* 4(4), 569-587.)

BABA- HAMED K. (2001). Contribution à l'étude hydrologique de trois sous-bassins de la Tafna (bassin de Sebdou, de Mouilah et d'Isser). Mémoire de Magister. Univ. Oran. 195p.

Bouanani,R. Modélisation de la fonction Pluie-Débit Application de bassin versant de la Tafna. Magister. Tlemcen, Algérie : Université de Tlemcen, 2010]
14. (Fourmigué, P. et Lavabre, J., 2005. Prévision de crues avec le modèle conceptuel pluie-débit GR3H. *Revue des Sciences de l'Eau* 18(1), 87-102.)

BOUANANI Abderrazak, 2004, "*Hydrologie, Transport solide et Modélisation.*

Bibliographie

Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie)", thèse de doctorat d'Etat, université Abou Bekr Belkaid Tlemcen.

Benmoussat, A. Impacte de l'activité agricole sur la qualité des eaux souterraines à travers le bassin de la Tafna. Doctorat. Tlemcen, Algérie : Université de Tlemcen, 2011.P156.]

Douvinet J., Delahaye D., Langlois P., 2007. De la morphométrie à un champ de mesure de l'efficacité structurelle d'un bassin versant. Actes du colloque international de Géomatique et d'Analyse Spatiale SAGEO'2007, Clermont-Ferrand, 16 p.

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

Cosandey, C., 2003. Les eaux courantes, Editions Belin, Collection Géographie, Paris.

Lambert, R., 1996. Géographie du cycle de l'eau, Editions Presses Universitaires du Mirail (PUM), Toulouse.

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

BOUGUERNE A.(2017).Relation pluie- débit et concentration des polluants dans les Oueds Boussalem et Rhumel. Est Algérien. Thèse de doctorat, Univ Batna 2 ,248p

BOURSALI I. (2016) - Application de la fonction pluie-débit au bassin versant de la TAFNA Cas de l'oued Khemis-TLEMCEM (NW Algérie) .Mém. Magister, Univ. Tlemcen, 128 p.

Fandi, W., 2011. Caractérisation des écoulements dans un bassin versant par l'étude des évènements : Cas du bassin versant de Sikkak (N-W Algérie), Thèse de Magister, Univ. Tlemcen, pp. 253 p.

23. [Benmoussat, A. Impacte de l'activité agricole sur la qualité des eaux souterraines à travers le bassin de la Tafna. Doctorat. Tlemcen, Algérie : Université de Tlemcen, 2011.P156.]

BENINA Touabia, 2005, "*Manuel Pratique d'hydraulique*", Institut de l'ENSH Blida.)

SARI Ahmed Abdelwahed, « *L'hydraulique de surface, cours et exercices* », Université de Beb Ezzouar. Alger.

Bibliographie

CHRISTOFE HEIGY, 1998 MUZY André avec la participation de **HIGY Christophe, 1998**, « *Hydrologie Appliqué* ». Office Federal de l'éducation et de la science/Suisse, Edition H.G.A,27.(R. Bouanani ,2010)

Résumé

Le travail réalisé dans ce mémoire est relatif au bassin versant d'oued Sikkak situé au Nord ouest algérien, d'une superficie (217.53 Km²) et affluent de la Tafna. L'objectif du travail réside dans l'application de la modélisation pluie-débit en utilisant le modèle global semi-distribué HBV Light. Nous avons aussi procédé à une comparaison entre les performances du HBV Light et du modèle GR4J. Les résultats montrent que bien que le calage reste moyen, le modèle HBV Light peut donner de meilleurs résultats que le GR4J. Il semblerait que la présence de beaucoup plus de paramètres dans le HBV pourrait contribuer à améliorer les résultats des simulations.

Mots clés : Bassin versant, oued Sikkak, modélisation pluie-débit, HBV Light, GR4J,

Abstract

The work carried out in this memoir relates to the Oukkak wadi watershed located in northwestern Algeria, of an area (217.53 Km²) and tributary of the Tafna. The objective of the work lies in the application of rain-flow modeling using the semi-distributed HBV Light global model. We also compared the performance of the HBV Light and the GR4J model. The results show that although calibration remains average, the HBV Light model can give better results than the GR4J. It would appear that the presence of many more parameters in HBV could help to improve simulation results.

Key words: Watershed, wadi Sikkak, rainfall-flow modeling, HBV Light, GR4J,

المخلص

ويتعلق العمل المنجز في هذه المذكرات بمخطط مياه وادي سكاك الذي يقع في شمال غرب الجزائر ، بمساحة (217.53 كيلومتر مربع) وهو احد روافد تافنا. الهدف من العمل يكمن في تطبيق نمذجة تدفق المطر باستخدام النموذج العالمي HBV كما قمنا بمقارنة أداء HBV Light ونموذج GR4J. تظهر النتائج أنه على الرغم من أن المعايير تظل متوسطة ، فإن نموذج HBV Light يمكن أن يعطي نتائج أفضل من GR4J. يبدو أن وجود العديد من المعلمات في HBV يمكن أن يساعد في تحسين نتائج المحاكاة.

الكلمات المفتاحية: أحواض المياه ، وادي السكاك ، نمذجة جريان المطر ، HBV Light ، GR4J،