

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE



Mémoire de fin d'études

En vue de l'obtention du diplôme d'ingénieur d'état
en Hydraulique

THEME

**APPLICATION DES MODELES
HYDROLOGIQUES GR2M et GR4J SUR
LE BASSIN VERSANT DU SEBAOU**

Réalisé par :

Mrs. Hamid OULD SAID
Jugurta AIT ABDALLAH

Promoteur :

Mme. Salima BELABES
Mr. Salim BENZIADA

Président : Mr. A. KHETTAB

Examineurs : Mr. NEBBACHE
M^{elle}. S. BENMAMMAR

Promotion : 2013

REMERCIEMENT

نحمد الله الذي وفقنا لإتمام هذا العمل

On exprime notre profonde gratitude à notre promoteur, **Mr. BENZIADA**, pour ses conseils judicieux, son suivi attentif et sa confiance qu'a été très précieuse, de plus on tient à remercier **Mme CHARIFI**, pour nous avoir assuré l'encadrement et la documentation nécessaire pour l'élaboration de ce mémoire.

Nos remerciements à **Mr. KETTAB** qui nous a fait l'honneur de présider le jury de ce mémoire.

On adresse, aussi, nos vifs remerciements à **Melle BENMAMAR**, pour ses conseils qui nous ont été très utiles et très précieux.

On tient aussi à remercier, **Mr. NEBBACHE**, d'avoir accepté d'examiner notre travail.










Nos remerciements vont à l'ensemble des enseignants et les membres du personnel de notre Département d'hydraulique pour leurs aides et leur disponibilité tout au long de notre cursus à l'ENP.

Aussi nos remerciements s'adressent à l'équipe de l'**ANRH** qui nous a fourni les données nécessaires à notre travail.

Enfin, on remercie toute personne ayant contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail.

Dédicace

Je dédie ce modeste travail :

-  *A mes très chers parents qui m'ont toujours soutenu.*
-  *A mes frères et sœurs : Mohand Saïd, Madjid, Soraya, Josline.*
-  *A mes nièces : LYSA et LYDIA.*
-  *A toute ma famille.*
-  *A tous mes amis du village TIFILKOUT.*
-  *A tous mes amis et collègues de la cité Bouraoui Amar.*
-  *A mes amis de L'ENP.*
-  *A tous qui me sont chers.*
-  *Sans oublier mon camarade Jugurtha.*

HAMID

Dédicace

Je dédie ce travail

**A mes parents qui m'ont permis d'améliorer la qualité de ce mémoire par leur encouragement et leur soutien moral, que Dieu leur accorde la santé et le bonheur.*

**A mes frères Aghilès et Amayes*

**A mes sœurs Farida et Ferial*

**A mes cousins et cousines Spécialement Masten,
Sarah, meriem et Amira*

**A mes amis Malek et Ghiles*

**A tous mes amis de :*

*L'Ecole Polytechnique d'Alger spécialement mon
binôme Hamid et mes camarades Mohand Akli, Samir,
Sofiane, Mustapha et Omar*

Ait Abdallah Jugurta

مخلص

النمذجة الهيدرولوجية نشاط مهم جدا بين علماء المياه. النموذج الهيدرولوجي هو أداة أساسية في فهم ديناميات الاستخدام الرشيد لحوض الموارد المائية. بفضل التقدم الكبير في مجال نظام المعلومات الجغرافية و علوم الكمبيوتر، النماذج الهيدرولوجية تستخدم لوصف أحواض المستجمعات المائية بأكثر اكتمالا وشروط الدورة الهيدرولوجية. ومع ذلك، بسبب العدد كبير من المعلمات التي تشارك في العمليات الهيدرولوجية، هذا النهج الحاد لا يجلب بالضرورة أفضل النتائج. ولهذا السبب اخترنا نمودجا هيدرولوجيا نشئ من طرف "سيماغرف" GR2M (معلمين) و 4 معلمات ل GR4J , الهدف هو تعيين المعلمات الخاصة لكل من النموذجين لحوض واد سباؤو و إستعمالهم لحساب تطور الموارد المائية و مقارنتهما.

الكلمات المفتاحية: النمذجة الهيدرولوجية, أحواض المستجمعات المائية, جر2م, جر4ج, سباؤو.

Résumé

La modélisation hydrologique est une activité très répandue parmi les hydrologues. Le modèle hydrologique est un outil incontournable dans la compréhension de la dynamique d'un bassin versant. Grace aux progrès importants réalisés dans le domaine de l'informatique et des SIG, les modèles hydrologiques 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 qu'interviennent dans le processus hydrologiques, Cette approche pointue n'apporte pas forcément des résultats meilleurs. C'est pourquoi dans notre travail, nous avons choisi des modèles hydrologiques globaux, comportant peu de paramètres et pouvant rendre compte du comportement hydrologique du bassin. Les modèles CEMAGREF, GR4J et GR2M ont été retenus. Le nombre de paramètres est limité à deux pour le GR2M et à quatre pour le GR4J. L'objectif est de déterminer les paramètres caractéristiques de chacun de ces modèles pour le bassin versant de Oued Sébaou et seront ensuite utilisés pour déterminer l'évolution des ressources en eau.

Mot clés : modélisation hydrologique, bassin versant, GR2M, GR4J, Sebaou.

Abstract

Hydrological modeling is a very answered among hydrologists activity. The hydrological model is an essential tool in understanding the dynamics of a watershed in the rational use of water resources of the basin and in the fight against natural disasters related to floods. Thanks to significant advances in the field of computer science and geographic information systems, hydrologic models use a description more complete watershed and the terms of the hydrological cycle. However, due to the large number of parameters that take part in the hydrological processes, this approach does not necessarily sharp bring the best results. That is why in our work we have chosen a global hydrological model with few parameters that can account for the hydrological behavior of the basin. The Cemagref GR4J and GR2M models were selected. The number of parameters is limited to two four GR2M and 4 for GR4J. The objective is to determine the characteristic parameters of each model for the watershed "wadi Sébaou " and will then be used to determine changes in water resources and the difference between models.

Key words : hydrological modeling, watershed, GR2M, GR4J, Sebaou.

LISTE DES FIGURES

N°	Titre	Page
I-1	Représentation schématique de la modélisation pluie-débit.	4
I-2	Architecture du Modèle ABCD (Thomas, 1981)	9
I-3	Architecture du modèle de Gardner (Bhaskar, 1999)	10
I-4	Evolution des travaux des modèles 'GR'	12
I-5	Architecture du modèle GR2 (Edijatno et Michel, 1989)	13
I.6	Architecture du modèle de prévision d'étiage GR3 (Michel, 1989)	14
I.7	Architecture du modèle GR3M issu des travaux Kabouya-Makhlouf-Michel	15
I.8	La variation de l'interception Z avec P pour une valeur de E	18
II-1	Résultats de meilleurs calages pour l'ensemble des données sur les 41 bassins pour les sous populations de pluie, d'ETP et de WHC (selon Ardoin, 2004)	21
II-2	schéma conceptuel du modèle GR2M	24
II-3	Schéma de la structure du modèle GR4J	28
II-4	Représentation schématique de la technique du double échantillon	32
III-1	Situation géographique du bassin versant de Sébaou	41
III-2	Le bassin versant hydrologique de l'Oued Sébaou	42
III-3	Réseau hydrographique du bassin versant de Sébaou	44
III-4	Situation du Barrage de TAKSEBT	45
III-5	Schéma structural de la région d'étude	46
III-6	Diagramme des températures moyennes minimales et maximales sur une période 18 ans (1990 à 2008).	48
III-7	Variations des précipitations de la région en fonction de la saison	49
III-8	Variations des précipitations de la région en fonction de la saison	50
III-9	Histogramme des vitesses moyennes mensuelles des vents entre 1990 et 2006.	51
III-10	Variations de l'humidité relative mensuelle dans la région entre 1990 et 2006.	52
III-11	Macro complément EXCEL (HYDROLAB).	59
III-12	Ajustement d'une loi Gumbel aux pluies annuelles	60
IV-1	Feuille Excel du modèle GR2M	64

IV-2	Hydrogramme de calage du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Fréha	67
IV-3	Hydrogramme de validation du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Fréha.	68
IV-4	Hydrogramme de calage du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Boubhir	68
IV-5	Hydrogramme de validation du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Boubhir	69
IV-6	Hydrogramme de calage du modèle GR2M sur le sous bassin versant d'Oued Aissi	69
IV-7	Hydrogramme de validation du modèle GR2M sur le sous bassin versant d'Oued Aissi	70
IV-8	Hydrogramme de calage du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Baghlia	70
IV-9	Hydrogramme de validation du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Baghlia	71
IV-10	Feuille Excel du modèle GR4J	73
IV-11	Hydrogramme de calage du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Fréha	76
IV-12	Hydrogramme de validation du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Fréha	76
IV-13	Hydrogramme de calage du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Boubhir	77
IV-14	Hydrogramme de validation du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Boubhir	77
IV-15	Hydrogramme de calage du modèle GR4J sur le sous bassin versant d'Oued Aissi	78
IV-16	Hydrogramme de validation du modèle GR4J sur le sous bassin versant d'Oued Aissi	78
IV-17	Hydrogramme de calage du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Baghlia	79
IV-18	Hydrogramme de validation du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Baghlia	79

LISTE DES TABLEAUX

N°	Titre	Page
I.1	Récapitulatif des modèles 'GR'	16
II.1	Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins Versants	29
II.2	Caractéristiques des stations pluviométriques retenues du bassin de Sébaou	32
II.3	Caractéristiques des stations hydrométriques retenues du bassin de Sébaou	33
III.1	Récapitulatif de toutes les caractéristiques hydrométriques du bassin versant de Sébaou	39
III.2	Variation des températures moyennes minimales et maximales pour la région entre 1990 et 2008	47
III.3	Répartition de la pluviométrie saisonnière durant la période entre 1990 et 2008.	48
III.4	Répartition de la pluviométrie moyenne mensuelle et annuelle pour la région d'étude entre 1990 et 2008.	49
III.5	Vitesse moyenne et direction du vent dominant pour la région entre 1990 et 2006	50
III.6	Humidité relative moyenne mensuelle enregistrée entre 1990 et 2006	51
III.7	Identification des stations pluviométriques	53
III.8	Identification des stations hydrométriques	53
III.9	Test d'homogénéité sur les données d'AZAZGA ECOLE.	54
III.10	Test d'homogénéité sur les données d'AGHRIBS	55
III.11	Test d'homogénéité sur les données de LARBAA NATH IRETHEN	56
III.12	Test d'homogénéité sur les données de BAGHLIA	57
III.13	Récapitulatif des tests d'homogénéité	59
IV.1	Résultats obtenus par GR2M	64
IV.2	Résultats de calage en mensuel (<i>mm</i>)	64
IV.3	Résultats de validation en mensuel (<i>mm</i>)	64
IV.4	Résultat obtenus par GR4J	70
IV.5	Résultats de calage en mensuel (<i>mm</i>)	71
IV.6	Résultats de validation en mensuel (<i>mm</i>)	71

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE	1-2
------------------------------------	------------

CHAPITRE I : LA MODELISATION HYDROLOGIQUE

Introduction.....	4
1. But de la modélisation hydrologique.....	4
2. Définition d'un modèle.....	5
3. Classification des modèles.....	5
3.1. Les modèles physiques.....	5
3.2. Les modèles mathématiques.....	5
3.2.1. Les modèles empiriques.....	6
3.2.2. Les modèles statistiques.....	6
3.2.3. Les modèles mécanistes.....	6
3.2.4. Les modèles conceptuels.....	7
4. Quelques modèles conceptuels.....	7
4.1. Modèle ABCD (Thomas, 1981).....	7
4.2. Modèle Gardner (Bhaskar, 1999)	9
4.3. Modèles 'Cemagref Antony' ou (GR)	10
4.3.1. Historique.....	10
4.3.2. Architecture des modèles (GR)	13
4.3.2. A. Modèle GR2 (Edijatno et Michel, 1989)	13
4.3.2. B. Modèle de prévision et d'étiage GR3 (Michel, 1989)	14
4.3.2. C. Modèle GR3M.....	15
4.3.3. Récapitulatif des modèles (GR)	16
5. Conclusion.....	18

CHAPITRE II : DESCRIPTION DETAILLEE DE GR2M ET GR4J

Introduction.....	20
1. Choix du modèle.....	20
2. Le modèle GR2M.....	21
2.1. Description.....	21
2.2. Le réservoir sol.....	21
2.3. La fonction de production et fonction de transfert.....	22
2.4. Hiérarchisation des différentes étapes.....	22
3. Le modèle GR4J.....	24
3.1. Présentation.....	24
3.2. Hiérarchisation des différentes étapes.....	25
4. Mise en œuvre du modèle.....	28
4.1. Calage du modèle GR2M.....	28
4.2. Calage du modèle GR4J.....	29

4.3. Initialisation et période de mise en route du modèle.....	29
4.4. Choix de la variable cible.....	30
4.5. Méthode d'optimisation utilisée.....	30
4.6. Validation.....	31
4.7. La technique du double échantillon.....	31
5. Les séries de données utilisées.....	32
5.1. Les données pluviométriques.....	32
5.2. Les données d'évapotranspiration potentielles.....	32
5.3. Les données hydrométriques.....	33
6. Conclusion.....	33

CHAPITRE III : PRESENTATION DU BASSIN VERSANT

Introduction.....	35
1. Généralités sur un bassin versant.....	35
1.1. Les caractéristiques de formes.....	35
1.1.1. L'altitude moyenne du bassin versant.....	35
1.1.2. L'altitude médiane.....	35
1.1.3. Rectangle équivalent.....	36
1.1.4. La courbe hypsométrique.....	36
1.1.5. Indices de pentes.....	37
1.2. Les caractéristiques de réseau hydrographique (réseau de drainage).....	38
1.2.1. Densité de drainage.....	38
1.2.2. La pente moyenne des cours d'eau.....	38
1.2.3. Périmètre de torrencialité.....	38
1.2.4. Temps de concentration.....	39
1.3. Caractéristiques du sol.....	39
1.4. Caractéristiques climatiques.....	39
2. Présentation du bassin versant d'Oued Sébaou.....	40
2.1. Situation Géographique.....	40
2.2. Hydrologie et Hydrogéologie.....	43
2.2.1. Réseau hydrographique.....	43
2.2.2. Présentation du barrage de Taksept.....	45
2.3. La morphologie.....	46
2.3.1. Caractéristiques physiques.....	46
2.4. Végétation.....	47
2.5. Situation climatologique.....	47
2.5.1. La température.....	47
2.5.2. La pluviométrie.....	48
2.5.3. Le vent.....	50
2.5.4. L'Humidité de l'air.....	51
3. Etude et traitement des séries de données.....	52
3.1. Présentation des stations pluviométriques.....	52
3.2. Présentation des stations hydrométriques.....	53

3.3. Test d'homogénéité (méthode de WILCOXON).....	53
3.4. Test d'ajustement.....	59
4. Conclusion.....	60

CHAPITRE IV : APPLICATION DES MODELES ET INTERPRETATION DES RESULTATS

Introduction.....	62
1. Modélisation de la relation pluie débit par GR2M.....	62
1.1. GR2M sous Excel.....	62
1.2. Présentation et Interprétation des résultats.....	65
1.2.1. Présentation des résultats numériques.....	66
1.2.2. Présentation des résultats graphiques.....	67
2. Modélisation de la relation pluie débit par GR4J.....	71
2.1. GR4J sous Excel.....	71
2.2. Présentation et interprétation des résultats.....	73
2.2.1. Présentation des résultats numériques.....	75
2.2.2. Présentation des résultats graphiques.....	76
3. Conclusion.....	80
 CONCLUSION GENERALE.....	 81
 Bibliographie.....	 82
 Annexes.....	 84

INTRODUCTION GENERALE

La connaissance du débit à l'exutoire d'un bassin versant est aujourd'hui un instrument indispensable à la gestion des systèmes aquatiques notamment pour la prévision de débits, la gestion d'ouvrages de retenue et le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques.

De nombreuses recherches se sont donc attachées, depuis plus d'un siècle, à essayer de comprendre les processus de génération des débits et le fonctionnement du bassin versant qui représente l'entité hydrologique de production et de concentration des écoulements. Le moyen pour arriver à comprendre la génération des débits et à établir des simulations, est de remonter jusqu'à leurs causes premières qui sont les pluies.

La simulation hydrologique du bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit, passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique.

Pouvoir simuler le comportement hydrologique d'un bassin versant est un enjeu majeur de l'hydrologie moderne, auquel tente de répondre la modélisation pluie-débit. Il s'agit, à partir de la connaissance de la pluie tombée sur le bassin, de reproduire la réponse en débit du bassin, à l'aide d'un modèle.

Les premiers modèles de simulation pluie-débit ont été proposés à la fin des années 50, et de nombreux modèles ont été développés depuis, selon des approches très variées. Bien que la représentation du comportement hydrologique d'un bassin soit apparemment un problème très ordinaire, aucune solution satisfaisante n'existe à l'heure actuelle pour décrire le mécanisme de la transformation de la pluie en débit. Une forte demande existe cependant, autant dans les domaines de recherche liés à l'étude des hydro systèmes que de la part des gestionnaires de la ressource en eau, pour une application en conditions opérationnelles, par exemple pour la prévision des crues.

Nous souhaitons dans ce travail réaliser une étude d'impact sur le régime hydrologique, à l'aide de deux modèles (GR2M et GR4J). Des modèles permettant d'obtenir une représentation simplifiée et facilement utilisable de ce lien entre pluie et débit. Son objectif principal est d'améliorer les méthodes de la prédétermination du débit par une adaptation au bassin versant d'Oued Sébaou.

Dans ce mémoire, nous allons fournir quelques éléments de réponse à la problématique de la prédétermination de ces débits à l'exutoire.

- Dans un premier temps selon le chapitre I, nous allons présenter les différents modèles existants sur la modélisation pluie débit utilisée pour la prédétermination des débits (écoulements), ensuite la description du modèle GR (Génie Rural), son évolution au cours du temps pour aboutir à GR2M et les lieux d'application en Algérie.

- . Puis, nous allons faire dans le chapitre II, une description détaillée sur les deux modèles.
- Ensuite la présentation de la région d'études dans le chapitre III et examiner les principales caractéristiques du bassin versant d'Oued Sebaou, qui a été choisi comme bassin d'application des deux modèles (GR2M et GR4J) pour la diversité et la disponibilité des données, ensuite on traite les données en utilisant la macro complément d'Excel (HYDROLAB).
- La présence du chapitre IV, aura pour objectif d'appliquer les deux modèles (calage et validation) et d'analyser les résultats.

CHAPITRE I

La modélisation hydrologique

Introduction

Aujourd'hui, la nécessité de quantifier les phénomènes de types extrêmes comme les crues exceptionnelles est un des domaines les plus connus du grand public, mais la connaissance des débits moins exceptionnels reste fondamentale dans le cadre de la gestion de la ressource en eau, en relation directe avec la demande en eau des populations.

Chaque point d'un cours d'eau permet de définir un bassin versant et les débits observés en ce point sont directement liés aux précipitations tombées sur ce bassin. A partir des observations faites en quantifiant la pluie tombée, on peut arriver à reproduire la réponse en débit du bassin. La simulation hydrologique du bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique.

Dans ce premier chapitre, nous allons présenter les différents modèles existants sur la modélisation pluie débit utilisée pour la prédétermination des débits (écoulements), ensuite la description du modèle GR (Génie Rural), son évolution au cours du temps pour aboutir à GR2M et à GR4J, et les lieux d'application en Algérie.

1. But de la modélisation hydrologique

Nous adoptons ici un point de vue selon lequel un modèle hydrologique n'a pas pour but de serrer au plus près la réalité physique des phénomènes qui se déroulent dans un bassin versant, mais de prévoir au mieux les débits à l'exutoire d'un bassin versant et accessoirement de constituer un outil efficace pour résoudre des problèmes pratiques sur les ressources en eau.

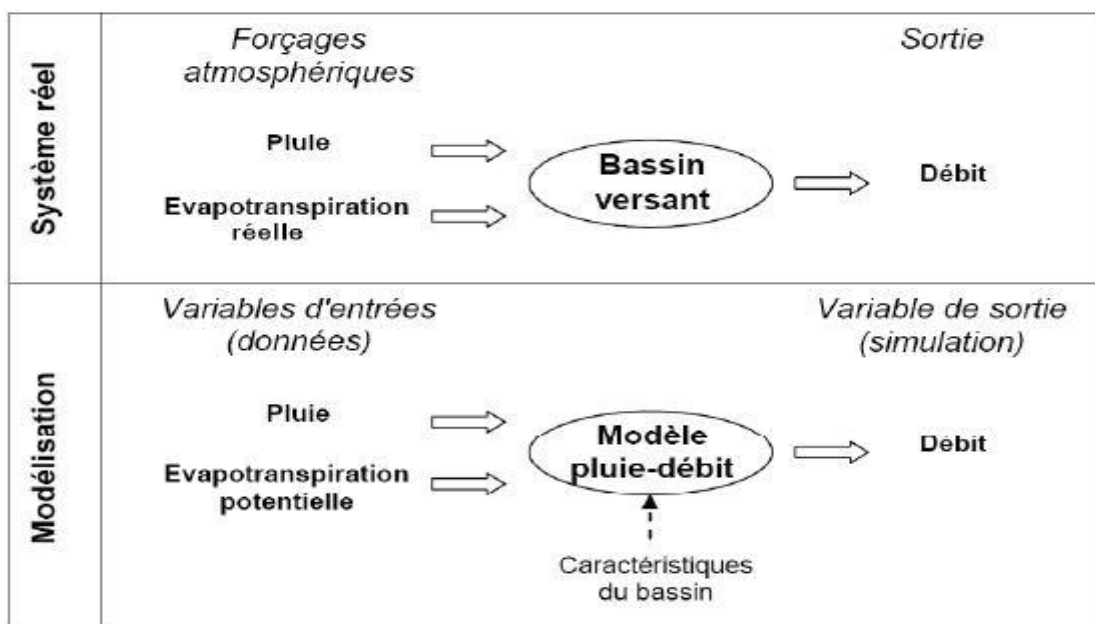


Figure I-1 : Représentation schématique de la modélisation pluie-débit.

2. Définition d'un modèle

Il semble important, avant de rentrer dans l'étude de façon approfondie, de définir ce qu'est un modèle afin d'expliquer les choix de l'outil de modélisation utilisé dans notre étude.

Un modèle permet donc d'approcher de façon figurative des systèmes hydrologiques complexes. Le plus souvent basé sur la représentation mathématique ou physique des processus, il intègre les différentes phases du cycle de l'eau, en tentant de s'approcher au maximum de ce qui se passe dans la réalité.

Le modèle hydrologique parfait, pouvant s'appliquer à toutes les échelles de temps et d'espace, n'existe pas, mais les efforts accomplis dans l'amélioration et le perfectionnement des outils de modélisation permettent aujourd'hui, de mieux cerner les différentes phases du cycle hydrologique et ainsi de mieux les modéliser.

3. Classification des modèles

Outre les différentes définitions obtenues en fonction du point de vue du modélisateur, il est également possible de les classer par types d'approche. Ces approches ne sont pas exclusives les unes des autres et peuvent même être complémentaires.

3.1 Les modèles physiques

Dans ce cas, le modèle devient une maquette reproduite à une échelle spécifique. La principale difficulté revient à transposer le résultat dans la réalité par rapport au facteur d'échelle. Il est souvent impossible d'éviter des distorsions dans les phénomènes. Il devient donc nécessaire de négliger certains aspects. Par exemple, les forces de viscosité sont négligées si les forces de gravité dominent. On parle alors de similitude de Froude. Si au contraire, les forces de gravité peuvent être négligées au profit des forces de viscosité, on parle de similitude de Reynolds.

3.2 Les modèles mathématiques

Dans ce cas, le modèle représente sous forme d'équations les phénomènes physiques de la réalité. Il se compose d'une ou plusieurs équations dont l'origine, le degré de complexité et le réalisme multiplient les possibilités de construction. Ainsi, il est possible de distinguer :

3.2.1 Les modèles empiriques

Ils sont représentés par des formules et équation simples et empiriques. Par exemple, la formule rationnelle qui permet de déterminer le débit de pointe en fonction d'information minimale du bassin versant, à savoir le coefficient de ruissellement.

Les inconvénients de ces modèles sont divers. Parfois, les coefficients locaux interviennent et ne sont pas transposables directement. Il n'y a pas de moyens de contrôle de l'ordre de grandeur et il n'est pas possible de rattacher d'autres processus (par exemple le transport solide aux crues calculées).

3.2.2 Les modèles statistiques

Ils utilisent des fonctions de distribution (loi Normale, de Gumbel) afin d'évaluer ou de prédire un comportement observé. Ces méthodes analysent les variables en tant qu'échantillon d'une population statistique dans le but d'une régionalisation ou en vue de la prédiction de certaines grandeurs. En hydrologie, la variable la plus utilisée est le débit à l'exutoire d'un bassin versant, et notamment le débit maximum et minimum journalier, mensuel ou annuel.

L'expérience indique que les valeurs moyennes d'un comportement sont représentées correctement par la loi Normale, et que les valeurs maximums et minimums sont mieux approchées par une loi de type « extrême » telle que la loi de Gumbel.

Les principales faiblesses de ces modèles sont :

- ✓ Estimation d'une valeur caractéristique seulement ;
- ✓ Non prise en compte de nombreux paramètres ;
- ✓ Impossibilité de rattacher d'autres processus ;
- ✓ Résultats dépendent des données ;
- ✓ Difficulté de calculer les erreurs de simulation.

3.2.3 Les modèles mécanistes (ou à base physique)

Ils résolvent des systèmes d'équations de quantité de mouvement et de continuité liés au transport d'eau, de substance ou d'énergie. Ils décrivent mathématiquement les phénomènes rencontrés. A titre d'exemple, l'équation de Barré St-Venant pour les écoulements en surface libre ou de Darcy-Richards pour les écoulements souterrains. De tels modèles nécessitent une description détaillée du bassin versant, des schémas numériques robustes et la détermination de paramètres physiques (paramètre de friction, conductivité hydraulique etc.), ces derniers pouvant être mesurés in situ. Cependant l'utilisation rigoureuse des paramètres réels ne permet pas d'éviter des distorsions des modèles. En effet, des simplifications inévitables impliquent que certains processus ne sont pas simulés correctement. Ainsi, les paramètres

réels du modèle doivent intégrer une erreur, une information sur les paramètres non pris en compte, si le modèle est calé.

Il en découle qu'un modèle à base physique donne des réponses très proches des observations avec des paramètres physiques différents de ceux mesurés. Les inconvénients de ces modèles sont la mise en œuvre fastidieuse, la détermination des paramètres et leur coût.

3.2.4 Les modèles conceptuels

Ces modèles tentent de reproduire la réponse d'un bassin versant en remplaçant la réalité de l'écoulement par une idéalisation fort simplifiée de la géométrie du bassin versant et de l'écoulement par rapport à la situation réelle. En hydrologie, les deux concepts de modélisation principalement utilisés sont :

- ✓ La représentation de la géométrie des surfaces d'écoulement par des plans rectangulaires de pentes constantes ;
- ✓ La représentation de l'écoulement par des réservoirs fictifs.

4. Quelques Modèles conceptuels

Dans la bibliographie, les modèles pluie-débit conceptuels globaux ne sont pas très nombreux au pas de temps mensuel. Certains ont été mis au point pour une application particulière (Schaake et Chunzen, 1989) et (McCabe et Ayers, 1898 et Mouelhi, 2003).

4.1 Modèle ABCD (Thomas, 1981)

Ce modèle, à quatre paramètres, s'articule autour de deux réservoirs : un réservoir sol de capacité maximale **A** et un réservoir linéaire de vidange caractérisé par le paramètre **D**. La transformation pluie-débit s'effectue en deux phases :

- ✓ **Fonction de production:** La pluie nette (**PN**) destinée à l'écoulement se déduit comme suit : Pour le mois (**i**) et sous l'effet de la pluie (**P**), le stock du réservoir prend la valeur de S_i^1

$$S_i^1 = S_{i-1} + P$$

L'évapotranspiration réelle ER, dépend du stock S_i^1 et donnée par :

$$ER = S_i^1 \left[1 - \exp\left(-\frac{E}{A}\right) \right]$$

Après l'effet de la pluie et de l'évaporation le stock prendra la forme :

$$S_i = S_i^1 - ER = (S_{i-1} + P) \exp\left(-\frac{E}{A}\right)$$

La pluie nette pour le mois i est calculée par la relation suivante

$$PN_i = \frac{(1-B)\frac{S_i^2}{A}}{1 + (1-2B)\frac{S_i}{A} + \sqrt{\left(1 + \frac{S_i}{A}\right)^2 - 4\frac{BS_i}{A}}}$$

Où, B est un paramètre à caler compris entre 0 et 1.

- ✓ **Fonction de transfert** : La pluie nette est subdivisée en deux fractions selon le troisième paramètre C , la première se traduit en écoulement direct :

$$Q_d = (1 - c)PN_i$$

La fraction complémentaire à Q_d , est destinée pour alimenter le réservoir de routage :

$$R_i = R_{i-1} + CP_i$$

Le débit délivré par le réservoir linéaire de routage (de paramètre D) est donné par:

$$Q_r = DR_i$$

Le débit total pour le mois (i) sera alors:

$$Q = Q_d + Q_r$$

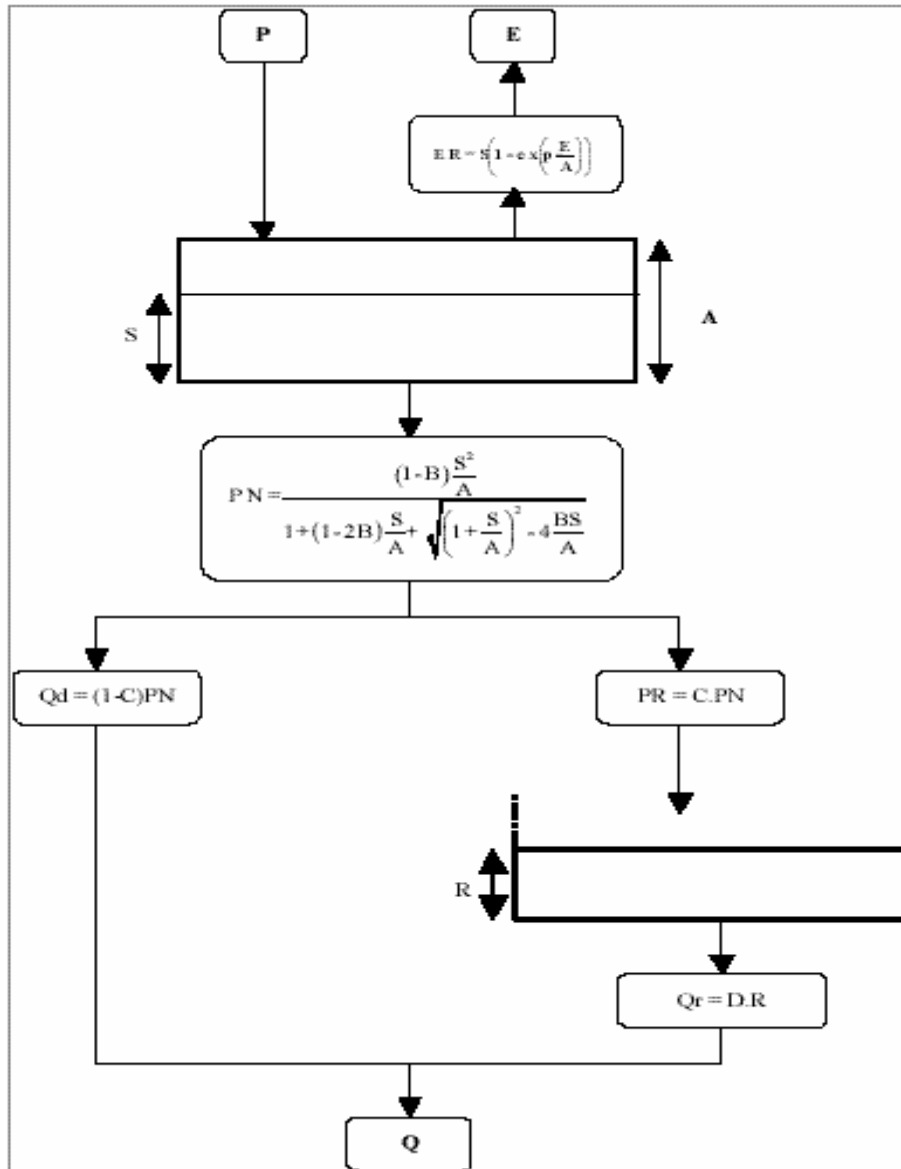


Figure I.2: Architecture du Modèle ABCD (Thomas, 1981)

4.2 Modèle de Gardner (Bhaskar, 1999)

Le modèle de Gardner est un modèle conceptuel pluie-débit basé sur la formule d'évaporation d'Ol'dekop datant de 1911 (Bhaskar, 1999). Il s'agit d'un modèle à deux paramètres avec un seul réservoir. Ce réservoir dont le contenu en eau est R reçoit la pluie mensuelle P et est soumis à l'évapotranspiration potentielle E . L'évapotranspiration E est ajustée avec un paramètre B afin de donner :

$$Ei = E.B$$

L'évapotranspiration réelle ER prélevée sur la pluie est donnée par l'équation ci-dessous :

$$\begin{cases} ER = E1.tanh\left(\frac{P}{E1}\right) \\ PR = P - ER \end{cases}$$

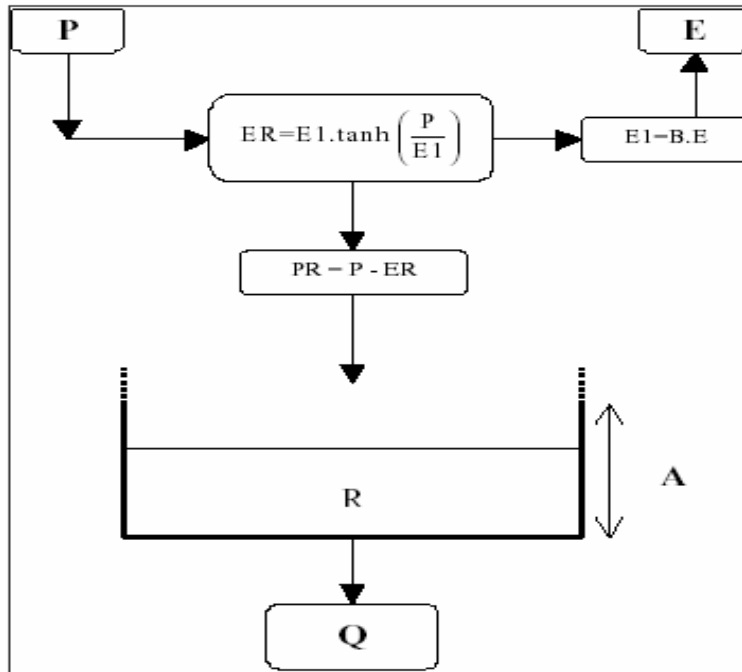


Figure I.3 : Architecture du modèle de Gardner (Bhaskar, 1999)

D'où :

$$R = R_{i-1} + PR$$

Le principe de vidange de réservoir dans ce modèle est le même que pour le modèle GR2M (présenté dans le chapitre II), avec deux cas particuliers de vidange (linéaire ou quadratique) :

$$\begin{cases} \text{Cas linéaire : } Q = A.R \\ \text{Cas quadratique : } R_i = \frac{E}{1 + \frac{R}{A}} \\ Q = R - R_i \end{cases}$$

4.3. Modèles 'Cemagref Antony' ou (GR)

4.3.1. Historique

Au début des années 80, Claude Michel (1983) a engagé au CEMAGREF une réflexion sur la modélisation pluie-débit à partir du modèle CREC, un modèle à neuf paramètres développé au Laboratoire d'Hydrologie de l'Université de Montpellier (Cormary et Guilbot, 1973). Partant

de cette structure, des simplifications ont été faites, dans le but d'obtenir un modèle à peu de paramètres, sans amoindrir les performances du modèle initial en terme de simulation des débits. Une structure simple à deux réservoirs a ainsi été proposée, avec un seul paramètre correspondant à une capacité maximale identique de ces deux réservoirs dans le cas du bassin versant de l'Orgeval (Michel, 1983). De façon plus générale, ce premier modèle était un modèle à deux paramètres, GR2, avec un paramètre pour chaque capacité de réservoir.

Des premiers essais de modélisation à pas de temps mensuel avec un modèle pluie-débit simple avaient été effectués par Rifaat (1980) sur le bassin de l'Orgeval. Par la suite, Kabouya (1990) a mis au point un modèle mensuel GR3M, à trois paramètres, pour l'appliquer à des problèmes d'évaluation de la ressource en eau en Algérie septentrionale (Kabouya et Michel, 1991). Makhoulf (1994) a également travaillé sur un modèle mensuel en proposant une version à deux paramètres, le modèle GR2M (Makhoulf et Michel, 1994), qui a par la suite été améliorée par Mouelhi (2003).

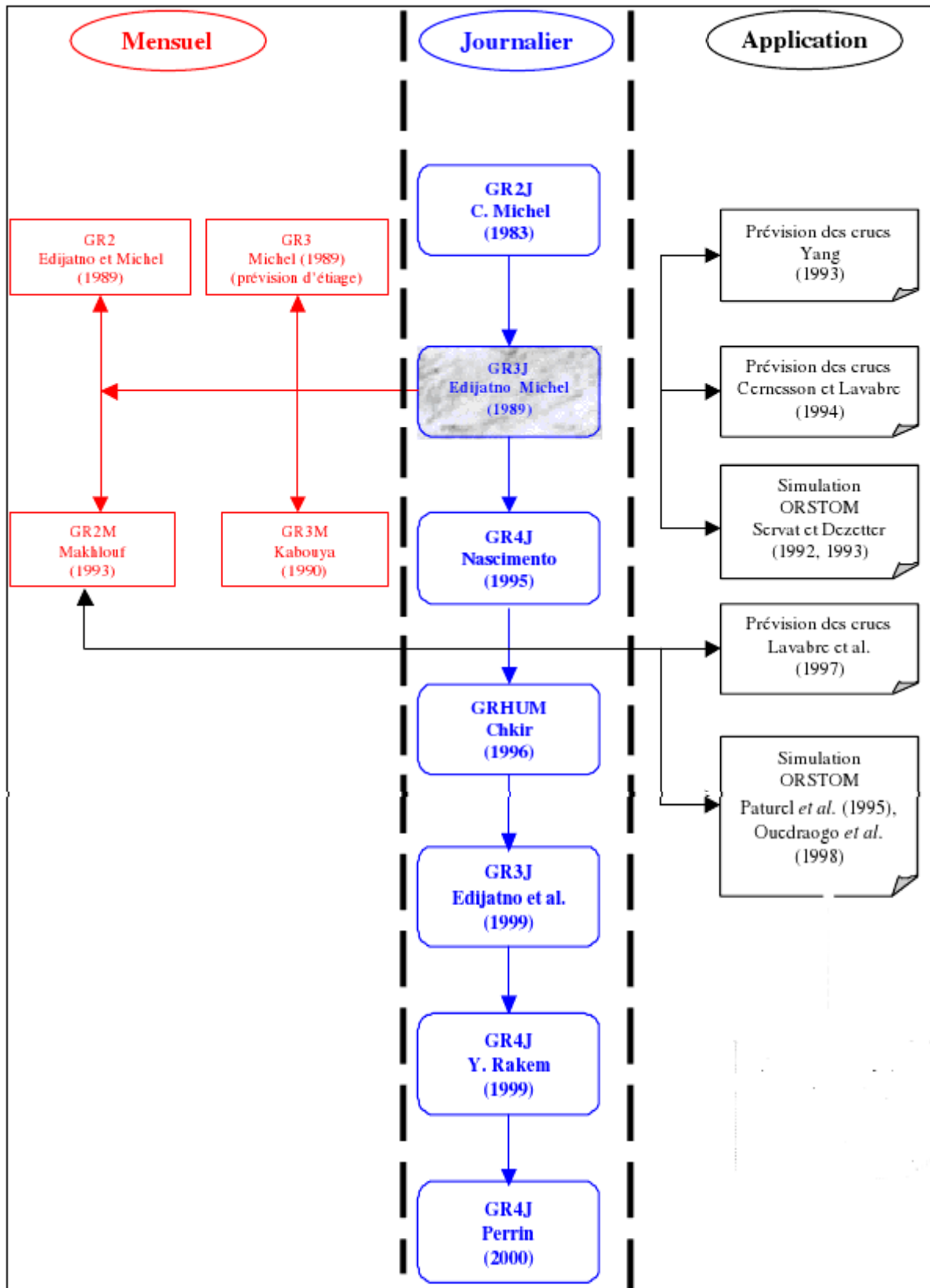


Figure I-4 : Evolution des travaux des modèles 'GR'

Le modèle GR2 a été inspiré du modèle pluie-débit journalier GR3J (Edijatno et Michel, 1989). Il est composé de deux réservoirs, dont les stockages sont notés R et S. Au cours de la transformation pluie-débit, on assiste, selon le modèle, aux phases suivantes :

- Un ‘ajustement’ partiel des entrées se traduisant par une ‘correction’ de l’évapotranspiration par le paramètre libre **C**.
- Pas de phase d’ ‘interception’.
- Pas d’écoulement pseudo-direct.

Il s’agit alors d’un modèle à deux réservoirs. Un réservoir ‘Sol’ caractérisé par sa capacité maximale **A** fixée à **330 mm** et un réservoir quadratique de routage caractérisé par son paramètre **B**. Le troisième paramètre **C**, est introduit pour ‘corriger’ l’évapotranspiration **E** pour prendre la valeur **EI = C.E**.

4.3.2.B Modèle de prévision d’étéage GR3 (Michel, 1989)

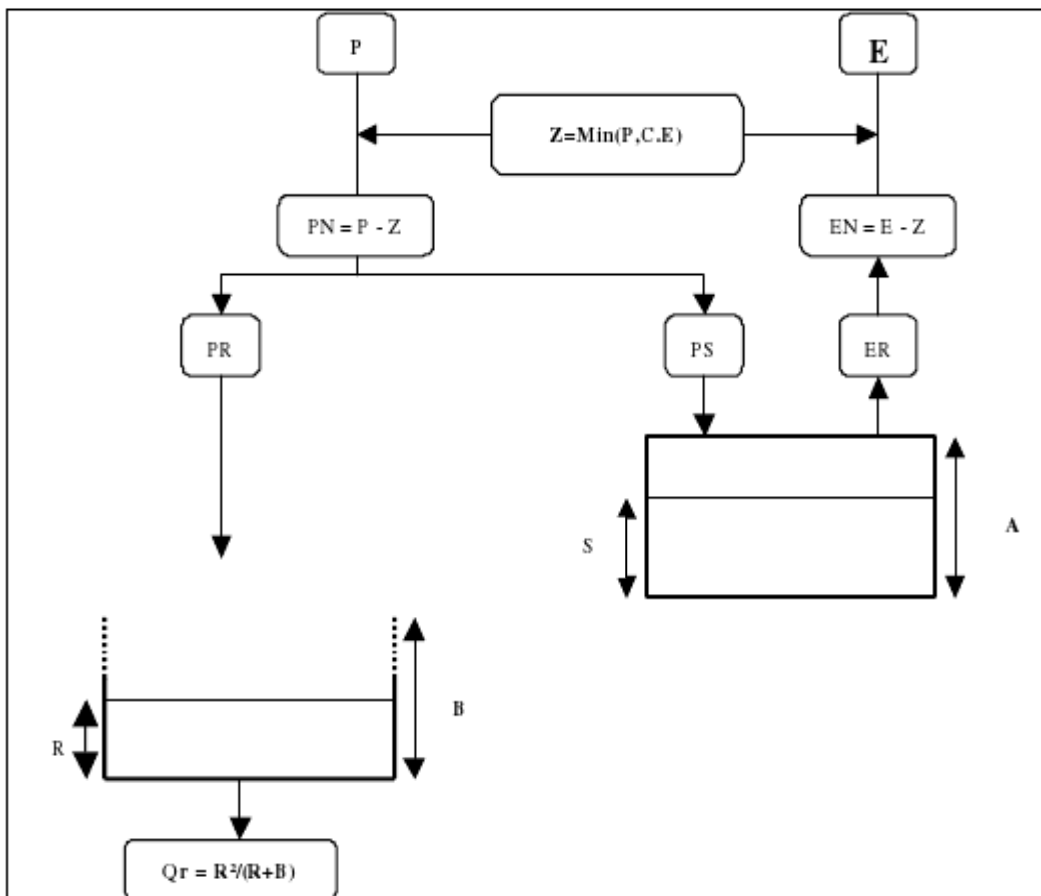


Figure I-6 : Architecture du modèle de prévision d’étéage GR3 (Michel, 1989)

Ce modèle a été mis au point par C. Michel à l'occasion de la sécheresse de 1989. Il a été inspiré par les travaux d'Edijatno (1989). Il est très proche de GR2 (Edijatno et Michel, 1989).

Les différences sont :

- Une nouvelle phase d'interception présentée par la fonction 'Z' qui modifie l'impact de l'évapotranspiration.
- Le paramètre A est un paramètre libre, contrairement à GR2 où il a été fixé à 330 mm.

Il s'agit d'un modèle à deux réservoirs. Un réservoir 'Sol' caractérisé par le paramètre A qui représente sa capacité maximale et un réservoir quadratique de routage caractérisé par le paramètre libre B. Le troisième paramètre C est introduit dans la neutralisation de la manière suivante :

$$Z = \text{Min} (P, CE)$$

Ce qui donne :

$$\begin{cases} PN = P - Z \\ EN = E - Z \end{cases}$$

4.3.2.C Modèle GR3M

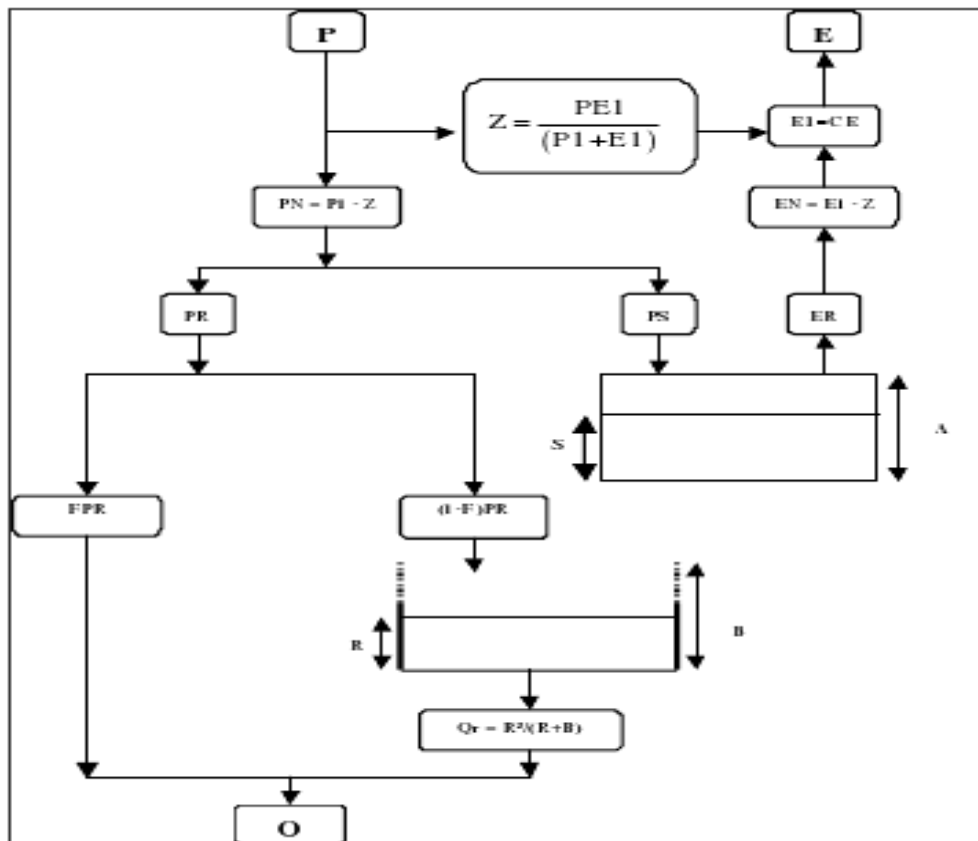


Figure I-7 : Architecture du modèle GR3M issu des travaux Kabouya-Makhlouf-Michel

Suite aux travaux de Kabouya (1990,1991) et de Makhoulf (1994), une variante à trois paramètres GR3M a été proposée.

Ce modèle est très proche des autres modèles déjà présentés. Il est caractérisé par :

- Une phase partielle ‘d’ajustement ‘ des données qui se traduit par un paramètre lié seulement à l’évapotranspiration. Contrairement au modèle GR3 (Michel et Edijatno, 1989) où le paramètre concerne la pluie et l’évapotranspiration et au modèle GR3 de prévision d’étiage (Michel, 1989), où cette phase ne figure pas.
- Une nouvelle forme d’interception Z .
- Contrairement au modèle de prévision d’étiage GR3, le modèle de Kabouya présente un écoulement pseudo-direct caractérisé par son coefficient noté $F = 0,5$.

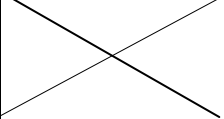
Comme pour le modèle de prévision d’étiage GR3, il s’agit d’un modèle à deux réservoirs. Un réservoir ‘Sol’ caractérisé par le paramètre A qui représente sa capacité maximale et un réservoir quadratique de routage caractérisé par le paramètre B . En revanche, le troisième paramètre C est introduit plutôt pour ‘corriger’ l’évapotranspiration E , et non pas au niveau de l’interception comme pour le cas de GR3, de la manière suivante : $E_1 = C.E$

4.3.3 Récapitulatif des modèles ‘GR’

Nous proposons de résumer dans le **Tableau (I.1)** les principales caractéristiques des modèles pluie-débit au pas de temps mensuel.

Tableau (I.1) : Récapitulatif des modèles ‘GR’

	Ajustement Des entrées P et E	Neutralisation	Paramètre du réservoir sol A	Paramètre du routage quadratique B	Écoulement Pseudo-direct	Echantillon de données	Nombre de paramètres
GR2M (makhoulf, 1994)	PI=C.E EI=C.E	$Z = \frac{PI EI}{(PI^{\gamma} + EI^{\gamma})^{1/\gamma}}$ ²⁰	A= 200mm	Libre	$\emptyset = 0.2$	91 bassins français	2
GR3M (Kabouya, 1990)	EI=C.E	$Z = \frac{P EI}{(PI + EI)}$	Libre	Libre	$\emptyset = 0.5$	6 bassins algériens	3
GR3 (Michel, 1989)	X	$Z = \text{Min}(P, C, E)$	Libre	Libre	$\emptyset = 0$	91 bassins français	3

GR2 (Edijatno et Michel, 1989)	EI=C.E		A= 330mm	Libre	$\emptyset = 0$	Quelques bassins français	2
--	--------	---	-------------	-------	-----------------	---------------------------------	---

Globalement, ces modèles présentent des architectures semblables qui s'articulent autour de deux réservoirs : un réservoir 'Sol' caractérisé par sa capacité maximale **A** et un réservoir quadratique de routage caractérisé par sa capacité **B**. Ce qui différencie un modèle d'un autre. C'est la modalité 'd'ajustement' des entrées, l'existence et la forme de 'l'interception', le caractère du paramètre **A** qu'est libre ou fixe et l'existence ou non d'un écoulement pseudo-direct.

La caractéristique de ces modèles est le traitement des entrées soit par '**l'ajustement**' soit par '**l'interception**' ou les deux à la fois. Nous allons essayer d'expliquer l'effet de ces deux phases.

'L'interception' a pour rôle principal d'éviter l'effet brutal des entrées. En effet pour le pas de temps mensuel. Relativement large, introduire la totalité de la pluie et de l'évapotranspiration semble a priori une mesure brutale, négligeant ainsi l'effet tampon de l'interface atmosphère – bassin versant. L'interception alors joue un rôle d'amortisseur de ces effets 'brutaux'. La variation de l'interception **Z** avec **P** pour une valeur de **E** est illustrée dans la figure ci-dessous :

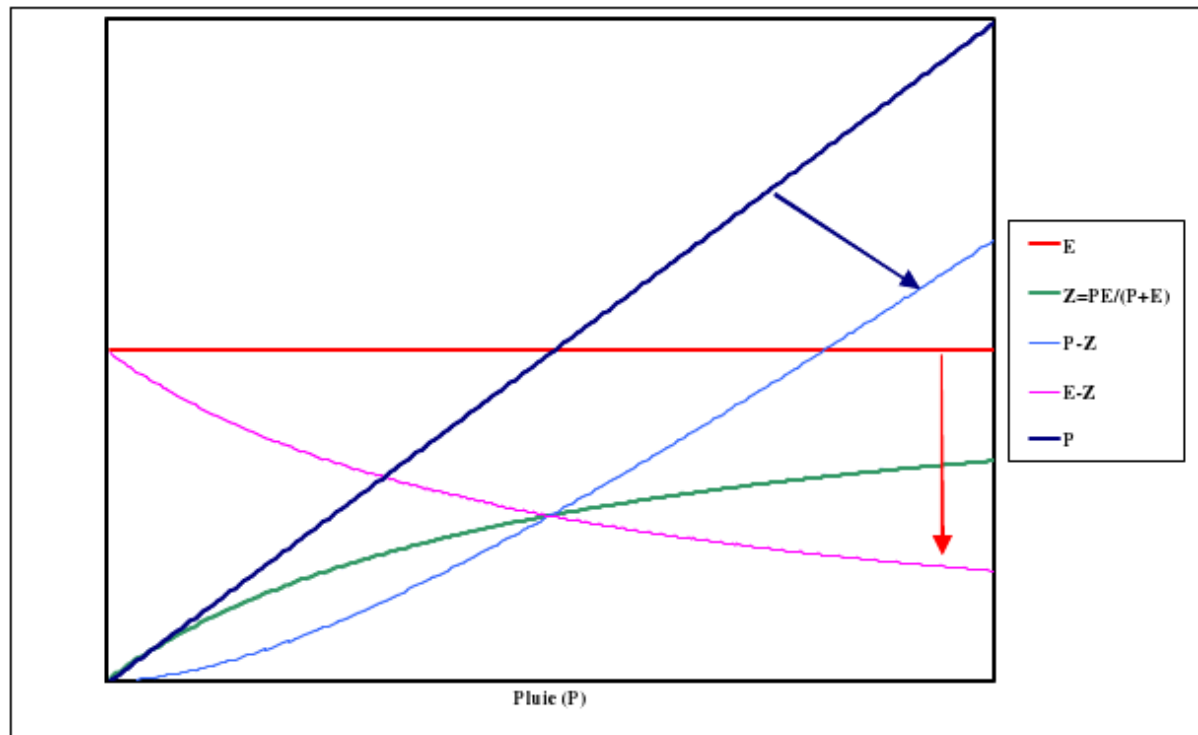


Figure I-8 : La variation de l'interception Z avec P pour une valeur de E

Nous avons représenté dans la même figure (figure I-8) l'évapotranspiration (E), l'interception (Z), la quantité ($E-Z$) et ($P-Z$) en fonction de la pluie P . Nous remarquons bien l'effet amortisseur de l'interception (Z). Donc cette forme d'interception ' Z ' est équivalente à la formulation de l'ETR au pas de temps pluriannuel, elle peut être utilisée comme modèle au pas de temps annuel avec affectation d'un effet mémoire et elle sert comme 'amortisseur' d'entrée au pas de temps mensuel.

5. Conclusion

On conclut que les modèles conceptuels ou empiriques 'à réservoirs' semblent les plus en mesure de faire avancer la compréhension des systèmes réels (les bassins versants). Ceci dit, les modèles conceptuels globaux nous apparaissent comme étant les plus en adéquation avec le niveau actuel de compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin.

CHAPITRE II

Description détaillée de GR2M et GR4J

Introduction

Compte tenu de l'échelle d'espace à laquelle nous travaillons et dans l'état actuel des données disponibles, notre choix s'est porté sur un modèle global de type conceptuel élaboré à partir d'équations de bilan qui est le modèle GR2M. Celui-ci, est en effet peu consommateur de données, il est d'une utilisation aisée et permet d'aboutir à des simulations d'hydrogrammes de qualité tout à fait satisfaisante. Néanmoins, on peut lui faire bon nombre de reproches (Perrin, 2000) : non-unicité de la solution liée au processus d'optimisation des paramètres, efficacité réelle des procédures d'optimisation utilisées, influence de la longueur et de la nature des périodes de calages et de validation, etc. Cela signifie qu'il sera donc difficile de l'utiliser en toute confiance sur des bassins versants pour lesquels il n'a pas été calé et pour des périodes autres que celles de calage et de validation initialement retenues.

Le modèle GR4J, on tentera de l'appliquer avec le peu de données journalières qui sont à notre disposition sur les mêmes sous bassins versants à qui sont appliqués le modèle au pas de temps mensuel. Nous nous proposons dans ce chapitre, de donner un aperçu des stations de mesure des données utilisées.

1. Choix du modèle

L'aspect 'complexe' d'un modèle pluie-débit conceptuel global peut-être mesuré par le nombre de paramètres laissés libres lors du calage. La complexité d'un modèle dépend du nombre de paramètres à caler, plus il y a un nombre de paramètres élevé plus le modèle est périlleux. Cependant, la fiabilité et la robustesse d'un modèle ne sont pas forcément liées au degré de complexité d'un modèle, c'est-à-dire qu'un modèle conceptuel complexe n'est pas nécessairement plus efficace qu'un modèle moins complexe.

Notre choix a été le modèle GR2M et GR4J à deux paramètres et à quatre paramètres respectivement dans leur nouvelle version modifiée et ils sont motivés par les raisons suivantes:

- Le non disponibilité des données hydrométéorologiques (pluviométriques et hydrométriques) a un pas de temps inférieur à (01) jour (données non continues), pour le bassin versant à étudier.
- ce modèle a donné de bons résultats sur les bassins versants du sud de la France, et vu que les conditions climatiques de ces bassins sont relativement proches de ceux de notre zone d'étude (bassin d'oued Sébaou), on estime que le GR2M donnera un bon calage en l'appliquant sur les données de ces bassins versants.
- Une étude des apports du nord de l'Algérie, réalisée par l'ANRH et le bureau d'études Allemand 'GTZ' dans le cadre d'un projet Algéro-Allemand « Etude des Ecoulements Moyens Annuels sur le Nord de l'Algérie » achevée en 2003, et ce en utilisant le logiciel LOIEAU basé sur le modèle mensuel à deux paramètres, a donné des résultats

très satisfaisants. Ce qui nous a incités à choisir un modèle conceptuel ne dépassant pas deux paramètres de calage.

2. Le modèle GR2M

2.1. Description

La particularité du modèle du Génie rurale à deux paramètres et au pas de temps mensuel « GR2M », développé au CEMAGREF (Edijatno et Michel, 1989 ; Kabouya, 1990), réside dans sa simplicité. Ce modèle conceptuel global fonctionne au pas de temps mensuel et ne comporte que deux paramètres à caler (X_1 , X_2 ; **Figure II-1**). Il est constitué d'un réservoir sol (**A**) qui régit la fonction de production et caractérisé par son remplissage maximal, qui correspond à la capacité en eau du sol, nommée **WHC** dans cette étude. Il comporte également un réservoir eau gravitaire qui régit la fonction de transfert.

2.2. Le réservoir sol

Il est caractérisé par sa capacité maximale A . Le niveau S du réservoir sol permet de définir la fraction de pluie qui accédera au réservoir eau gravitaire. Il permet notamment de définir l'évapotranspiration réelle (ETR) qui pourra être fournie, celle-ci est une fraction de l'ETP ayant des caractéristiques symétriques à la fraction de pluie entrant dans le réservoir eau gravitaire.

La valeur A utilisée ici est issue de la carte "Soil Map of the World" fournie par la FAO (FAO/UNESCO, 1974-1981). Pour la FAO, cette variable est notée S . On s'est aperçu que parmi les différentes grilles fournis par la FAO, S_{max} conduit aux valeurs du critère les plus élevées pour la majorité des cas (Figure 14), et cela, quel que soit le modèle considéré (Ardoin, 2003). Nous avons donc fait le choix d'utiliser cette valeur S_{max} pour la donnée "sol" A utilisée dans GR2M.

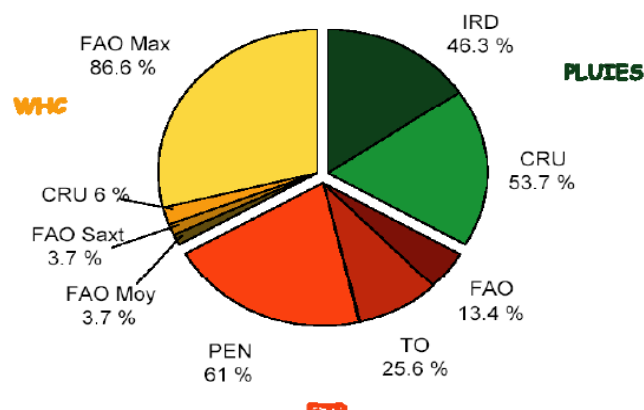


Figure II-1 : Résultats de meilleurs calages pour l'ensemble des données sur les 41 bassins pour les sous populations de pluie, d'ETP et de WHC (selon Ardoin, 2004)

Les valeurs de la capacité d'emmagasinement de l'humidité du sol (the soil moisture storage capacity) ont été déterminées par une analyse des cent premiers centimètres du sol ou dans les

couches imperméables superficielles, cette valeur va donc être caractéristique des particularités du sol et l'on retrouve en général une donnée différente pour chaque grande typologie de sol.

2.3. La fonction de production et fonction de transfert

La fonction de production met en évidence la répartition de l'eau précipitée entre les différents termes du bilan hydrique, elle permet essentiellement de déterminer l'ETR, le ruissellement superficiel et la partie de l'eau qui transite par la fonction de transfert appelée "eau gravifique". A P donnée, une valeur faible de FAOmax donnera une production plus forte, et donc un écoulement plus important que pour une forte valeur de FAOmax.

2.4. Hiérarchisation des différentes étapes

- **Ajustement des entrées :**

Les deux entrées, pluies (P) et évapotranspiration potentielle (ETP) sont modulées dans la même proportion et concomitamment en multipliant les valeurs de ces entrées par un coefficient X_1 (exprimé en mm) qui est un des paramètres du modèle. Ce paramètre agit comme un coefficient d'ajustement des entrées, supposant que les précipitations et les ETP sont des variables souvent douteuses et qu'on préfère le modèle décidé de la valeur corrective à attribuer.

- **Neutralisation**

Une quantité U est ensuite soustraite à la pluie modulée P' ($P'=X_1.P$) et à l'évapotranspiration potentielle modulée ETP' ($ETP'=X_1.ETP$) du mois considéré. Cette quantité joue le rôle d'interception et permet de calculer les précipitations et les ETP nettes participant à l'écoulement. Au pas de temps mensuel, cette quantité sert à amortir l'effet brutal des entrées dans le modèle. La quantité U est de la forme :

$$U = \frac{P'.ETP'}{(\sqrt{P} + \sqrt{ETP'})^2}$$

Ces opérations sur la pluie et l'évapotranspiration donnent respectivement :

$$P_n = X_1.P - U \quad \text{et} \quad E_n = X_1.ETP - U$$

- **Action du réservoir (Stockage) :**

Soit H le niveau du réservoir sol en début du pas de temps. Une partie de P_n augmente le niveau du réservoir, qui devient H_1 :

$$H_1 = \frac{H + A \cdot V}{1 + H \cdot \frac{V}{A}} \quad \text{avec} \quad V = \tanh(P_n/A)$$

Le complément de P_n est donc : $P_e = P_n - (H_1 - H)$

Sous l'effet de E_n , le niveau H_1 du réservoir sol devient H_2 :

$$H_2 = \frac{H_1(1-W)}{1+W(1-H_1/A)} \quad \text{où} \quad W = \tanh(E_n/A)$$

H_2 correspond au niveau du réservoir sol pour le pas de temps suivant. L'évapotranspiration réelle peut être déduite par différence des niveaux du réservoir sol au début et à la fin de chaque pas de temps.

- **Routage et écoulement :**

Le réservoir eau gravitaire reçoit $(1-\alpha)P_e$, tandis que αP_e s'écoule directement. Le niveau S du réservoir eau gravitaire au début du mois considéré augmente et devient S_1 :

$$S_1 = S + (1-\alpha)P_e$$

Le débit délivré par ce réservoir est : $Q_g = X_2 \cdot S_1$, avec $0 < X_2 < 1$, X_2 étant le second paramètre à caler.

Le niveau S_2 du réservoir à la fin du pas de temps de calcul est alors :

$$S_2 = S_1 - Q_g$$

L'écoulement total Q s'écrit alors :

$$Q = Q_g + \alpha P_e$$

Dans les travaux précédents, la fraction α qui régit la part de précipitation à l'écoulement direct était fixée à 0,2. Cette fraction semble être adaptée pour des bassins versant français (Makhlouf et Michel, 1994). Cependant, pour des raisons climatiques et physiographiques similaires entre les bassins versants du sud de la France et ceux du nord de l'Afrique, ou avons décidé d'attribuer la même valeur α ($\alpha = 1/5$) à notre zone d'étude, à savoir, le bassin versant d'Oued Sébaou.

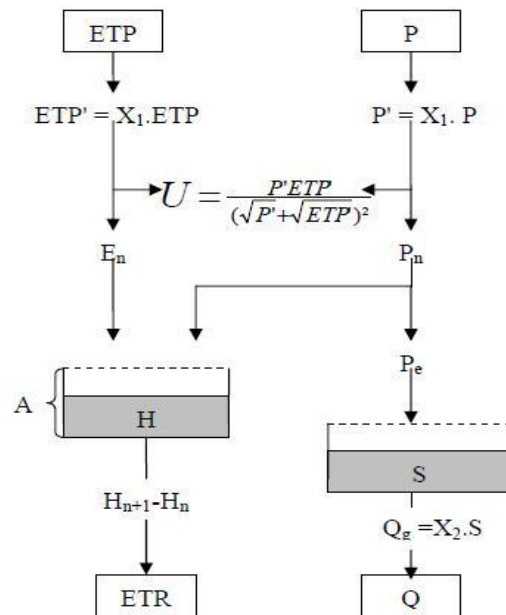


Figure II-2 : schéma conceptuel du modèle GR2M

3. Le modèle GR4J

3.1 Présentation

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

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 est présentée ici.

Bien que GR4J soit un modèle empirique, sa structure 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.

Le modèle GR4J a certaines fonctions communes avec le modèle GR2M (par exemple la fonction de production liée au réservoir sol). Son module de routage est cependant plus sophistiqué qu'au pas de temps mensuel. Remarquons que le modèle GR3H (Fourmigué et Lavabre, 2005) utilisé au pas de temps horaire correspond à la version à trois paramètres proposée par Edijatno (1991). Le modèle GR3H est très similaire à la version du modèle

décrite dans la section suivante, mais n'intègre ni fonction d'échange, ni fonction de percolation, les autres fonctions étant pratiquement identique.

3.2. Hiérarchisation des différentes étapes

- **Neutralisation**

La première opération est la neutralisation de P_k par E pour déterminer une pluie nette P_n et une évapotranspiration nette E_n calculée par :

$$\text{Si } P_k \geq E, \quad \text{alors } P_n = P_k - E \text{ et } E_n = 0$$

$$\text{Si } P_k < E, \quad \text{alors } P_n = 0 \text{ et } E_n = E - P_k$$

- **Fonction de rendement**

Dans le cas où P_n est différente de zéro, une partie P_s de P_n alimente le réservoir de production et est calculée par :

$$P_s = \frac{X_1 \cdot (1 - (S_k / X_1)^2) \cdot \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \left(\frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}$$

Où X_1 (mm) est la capacité maximum du réservoir de production et S_k le contenu du réservoir de production au début du jour k .

Dans le cas contraire, lorsque E_n est différent de zéro, une quantité d'évaporation E_s est retirée du réservoir de production. Elle est donnée par :

$$E_s = \frac{S_k \cdot \left(2 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}$$

Le contenu du réservoir qui résulte de ces opérations est donnée par :

$$S' = S_k + P_s - E_s$$

- **Percolation**

Une percolation $Perc$ issue du réservoir de production est alors calculée par l'équation suivante :

$$Perc = S' \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4}{9} \frac{S'}{X_1} \right)^4 \right]^{\frac{-1}{4}} \right\}$$

Par la suite, le contenu du réservoir devient :

$$S_{k-1} = S' - Perc$$

Et la quantité d'eau P_r qui devient finalement la partie routage du modèle est donnée par :

$$P_r = Perc + (P_n - P_s)$$

- **Hydrogrammes unitaires**

P_r est divisé en deux composantes d'écoulement, 90 % étant routés par un hydrogramme unitaire $HU1$ et un réservoir de routage et 10 % par un hydrogramme unitaire symétrique $HU2$. $HU1$ et $HU2$ dépendent du même paramètre X_4 , temps de base de $HU1$ exprimé en jours.

Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en notées respectivement $SH1$ et $SH2$, qui correspondent aux fonctions du temps par :

$$\text{Pour } t \leq 0, \quad SH1(t) = 0$$

$$\text{Pour } 0 < t < X_4, \quad SH1(t) = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}}$$

$$\text{Pour } t \geq X_4, \quad SH1(t) = 1$$

$SH2$ est définie de façon similaire par :

$$\text{Pour } t \leq 0, \quad SH2(t) = 0$$

$$\text{Pour } 0 < t \leq X_4, \quad SH2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}}$$

$$\text{Pour } X_4 < t < 2.X_4, \quad SH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}}$$

$$\text{Pour } t \geq 2.X_4, \quad SH2(t) = 1$$

Les données de $HU1$ et $HU2$ sont alors calculées par :

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j-1)$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j-1)$$

Où j est un entier.

A chaque pas de temps k , les sorties Q_9 et Q_1 des deux hydrogrammes correspondent à la convolution des pluies antérieures par la clé de répartition donnée par l'hydrogramme discrétisé et sont calculées par :

$$Q_9(k) = 0,9 \cdot \sum_{j=1}^l UH1(j) \cdot Pr(k-j+1)$$

$$Q_1(k) = 0,1 \cdot \sum_{j=1}^m UH2(j) \cdot Pr(k-j+1)$$

où $l = \text{int}(X_4)+1$ et $m = \text{int}(2.X_4)+1$, avec $\text{int}(\cdot)$ désignant la partie entière.

- **Fonction d'échange avec l'extérieur non atmosphérique**

Un échange souterrain en eau est calculé par :

$$F = X_2 \cdot \left(\frac{R_k}{X_3} \right)^{\frac{7}{2}}$$

où R_k est le niveau dans le réservoir en début de pas de temps, X_3 la capacité à un jour du réservoir et X_2 le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports, négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes ou nul. En fait, l'interprétation physique de cette fonction d'échange n'est pas directe.

- **Réservoir de routage**

Le niveau dans le réservoir de routage est modifié en ajoutant la sortie Q_9 de l'hydrogramme $HU1$ et F :

$$R' = \max(0 ; R_k + Q_9(k) + F)$$

Il se vidange ensuite en une sortie Q_r donnée par :

$$Q_r = R' \cdot \left(1 - \left[1 + \left(\frac{R'}{X_3} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right)$$

Le niveau dans le réservoir devient :

$$R_{k+1} = R' - Q_r$$

- **Écoulement total**

La sortie Q_1 de l'hydrogramme $HU2$ est soumise au même échange pour donner la composante d'écoulement Q_d :

$$Q_d = \max(0 ; Q_1(k) + F)$$

Le débit total Q est alors donné par :

$$Q_k = Q_r + Q_d$$

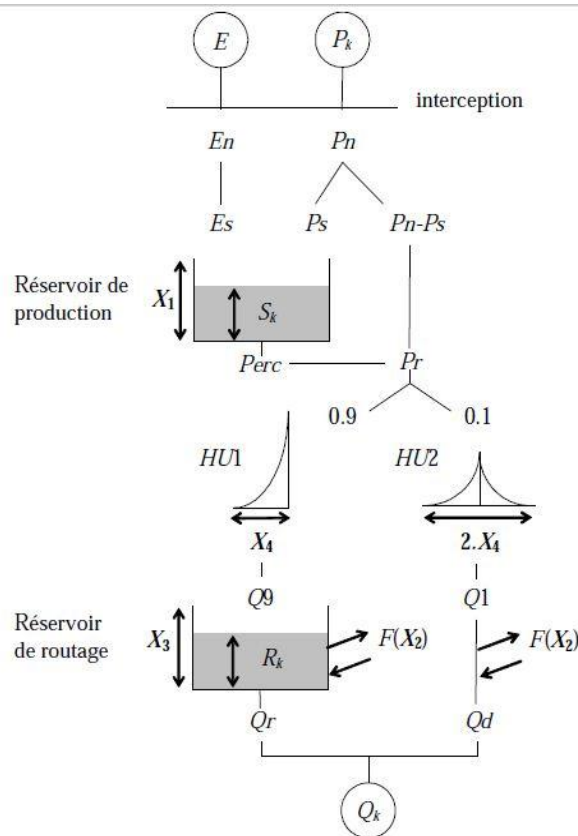


Figure II-3 : Schéma de la structure du modèle GR4J

4. Mise en œuvre du modèle

4.1. Calage du modèle GR2M

Le calage d'un modèle consiste à déterminer le jeu de paramètres du modèle permettant de reproduire le plus fidèlement possible les débits observés à l'exutoire. La qualité de la reproduction de ces débits est mesurée par une valeur numérique appelée fonction critère.

Dans notre étude, le modèle utilisé (GR2M) fonctionne au pas de temps mensuel. Ce modèle, de type conceptuel, contient deux paramètres X_1 et X_2 qui règlent la génération des débits mensuels. Les valeurs de ces deux paramètres sont déduites d'une période d'apprentissage durant laquelle sont comparés les débits observés et ceux calculés par le modèle grâce à la seule connaissance des pluies de chaque mois. A travers ces valeurs, on vise à réduire l'écart entre débits observés et débits calculés.

Le calage du modèle exige :

- Une série de données "représentative" des différentes entrées dans le système,
- Une estimation initiale des paramètres et des variables d'état du système,
- Une méthode d'ajustement des paramètres,
- Une méthode ou un critère permettant d'évaluer la qualité de la simulation des débits par le modèle (Maklhof, 1994).

4.2. Calage du modèle GR4J

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler:

X1: capacité du réservoir de production	(mm)
X2: coefficient d'échanges souterrains	(mm)
X3: capacité à un jour du réservoir de routage	(mm)
X4: temps de base de l'hydrogramme unitaire <i>HU1</i>	(j)

Sur un large échantillon de bassins versants, on obtient les valeurs données dans le Tableau 1.

Tableau II.1 : Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins Versants

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 80%
X1 (mm)	350	100 à 1200
X2 (mm)	0	-5 à 3
X3 (mm)	90	20 à 300
X4 (jours)	1.7	1.1 à 2.9

4.3. Initialisation et période de mise en route du modèle

La mise en œuvre d'un modèle pluie-débit, l'évaluation de sa performance ainsi que l'optimisation des paramètres nous oblige à partir d'un état initial du système. Elle consiste à prédéfinir des valeurs initiales pour les paramètres du modèle avant de passer à la phase d'optimisation ou autrement dit avant sa confrontation à la réalité hydrologique observée (données). Dans le cas où le modèle comporte des réservoirs, cette phase d'initialisation consiste aussi à prédéfinir les niveaux initiaux de ceux-ci avant le calage.

Dans une modélisation empirique ou conceptuelle, cette phase d'initialisation apparaît comme une nécessité 'physique' : « *on ne peut pas savoir où on va si on ne sait pas d'où on vient* » (Mouelhi, 2003). Généralement cet état initial est défini de façon arbitraire par le modélisateur. Cependant, le choix d'un état initial peut influencer le jeu optimal de paramètres du modèle ainsi que sa performance. Pour remédier à cette contrainte, on choisit généralement une période de mise en route. La période de mise en route est donc une solution au problème du choix arbitraire des niveaux initiaux des réservoirs au début de la période test. Elle consiste à ne prendre en compte que les résultats après une durée d'observation fixée au préalable. A titre d'exemple, Perrin (2000) a utilisé une période de mise en route de 1 an. Bouabdallah (1997) a fixé la période de mise en route à deux ans lors de l'élaboration de GR1A. Nous utiliserons dans notre travail une période de mise en route de 1 an pour le pas de temps mensuel.

4.4. Choix de la variable cible

Généralement, le souci du modélisateur hydrologique est de mettre au point un outil, le plus simple possible, à efficacité donnée, permettant d'estimer des débits qui soient les plus proches possibles des débits observés. Cet outil pourra être utilisé sur des bassins très différents tels que des bassins arides ou au contraire des bassins très arrosés. D'où l'intérêt de prendre en compte d'une façon équilibrée les différentes gammes de débits écoulés sans favoriser la qualité de reproduction des faibles valeurs ou bien celle des fortes valeurs.

Cependant, les résidus d'un modèle ne sont généralement pas homocédastiques, c'est à dire que leur variance est dépendante de la valeur du débit. Nous assistons à des valeurs de variance élevées pour des débits élevés (Mouelhi, 2003). Si nous portons le choix de la variable cible sur les débits (Q) nous aurons tendance à privilégier les bassins à fort écoulement. D'où l'intérêt de procéder par une transformation sur la variable débit (Q) dans le but de prendre en compte d'une façon relativement uniforme tous les ordres de grandeur des débits.

Une transformation puissance des débits (transformation avec puissance $\frac{1}{2}$) permet d'avoir le cas intermédiaire entre la transformation logarithmique et la solution de prendre Q sans transformation, sans biaiser les calculs (cas d'une transformation en coefficient d'écoulement). Chiew et al. (1993) ont utilisé une telle transformation en racine carrée. Un tel choix de transformation nous permet à la fois de réduire le caractère de non-homoscedasticité des résidus des modèles d'une part, et de garder une certaine cohérence avec les travaux de Perrin (2000) qui a utilisé et validé cette transformation dans son étude comparative. Dans notre travail, c'est la variable « racine de Q » qui sera utilisée.

4.5. Méthode d'optimisation utilisée

Il existe une bibliographie très riche présentant différentes formes de fonctions critères. Citons à titre d'exemple : le critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) ; Le critère de Fortin (Fortin et al, 1971) ; etc....Le critère de Nash (équation) est un critère qui met l'accent sur les périodes de crues. En effet, la sommation des différences entre les débits observées et simulées conduit à privilégier les performances du modèle sur les périodes pour lesquelles ces différences sont les plus élevées, donc particulièrement en périodes de crues.

Pour évaluer la sensibilité du modèle aux débits moyens et aux étiages, on évalue les critères de Nash sur les racines carrées et les logarithmes des débits respectivement. Le calage des paramètres du modèle doit être effectué sur des périodes de données hydrométriques et pluviométriques les plus longues possibles, de manière à ce que le jeu de paramètres soit optimum pour le bassin, c'est à dire qu'il s'adapte au plus grand nombre de situations météorologiques possible rencontrées.

Notre choix de la forme de la fonction critère s'est porté sur le critère de Nash pour deux raisons principales:

- Une étude comparative entre différentes formes de critères a été effectuée par Servat et al. (1989) et a montré que le critère de Nash s'impose comme celui qui, globalement, permet d'accéder au meilleur calage.

- Lors de ses travaux de recherche au sein du Cemagref, Perrin (2000) a utilisé le même critère, après une étude comparative avec d'autres formes de fonctions critères, en vue d'une amélioration du modèle GR4J.

En effectuant la transformation choisie (racine de Q), le critère de Nash s'écrit comme suit :

$$F = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\sqrt{Q_i} - \sqrt{\hat{Q}_i})^2}{\sum_{i=1}^N (\sqrt{Q_i} - \sqrt{\bar{Q}})^2}$$

N : le nombre total de valeurs calculées et observées ;

Q : lame d'eau écoulee observée ;

\hat{Q} : lame d'eau écoulee estimée par le modèle ;

$\sqrt{\bar{Q}}$: Moyenne sur N valeurs de la racine carrée des lames d'eau écoulees observées

F prendra des valeurs allant de $-\infty$ jusqu'à 1 ($F \in]-\infty, 1]$). Le modèle est considéré comme performant quand les débits estimés se rapprochent des débits observés, c'est à dire, quand F est proche de 1.

4.6. La validation

Cette phase permet de valider la pertinence et la qualité des choix effectués en matière de l'élaboration de l'algorithme et de choix du jeu des paramètres. L'évaluation de la robustesse d'un modèle s'effectue uniquement au contrôle, donc elle est en fonction des résultats obtenus en validation.

4.7. La technique du double échantillon

Cette technique consiste à subdiviser la période d'observation de chaque bassin en deux sous-périodes avec calage sur une période et contrôle sur l'autre. Cette tâche est répétée de façon à caler successivement sur les deux sous-périodes et à valider sur celles correspondantes (**Figure II-4**) (Mouelhi, 2002).

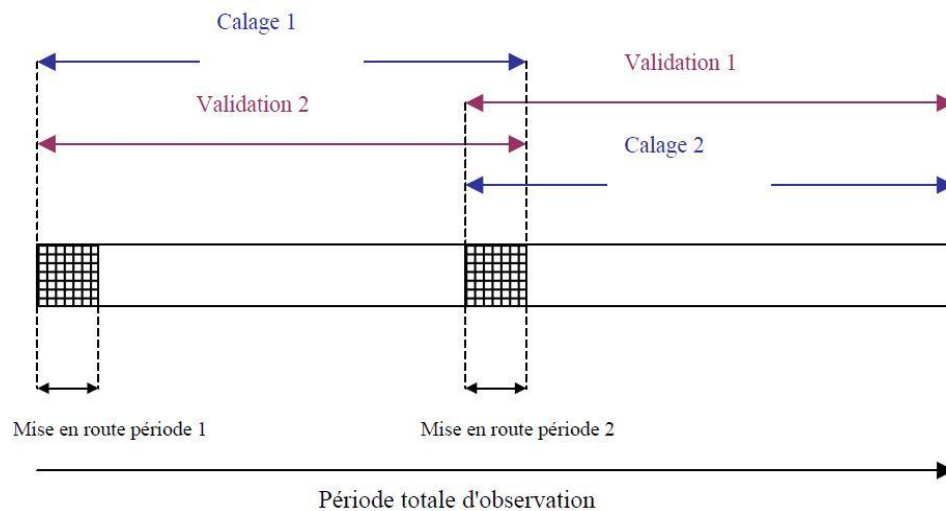


Figure II-4 : Représentation schématique de la technique du double échantillon

5. Les séries de données utilisées

5.1. Les données pluviométriques

Les données de pluviométrie sont définies par les hauteurs des précipitations moyennes mensuelles. Le bassin d'Oued Sébaou contient un grand nombre de stations pluviométriques répartis uniformément sur le bassin, cependant ces stations ne sont pas toutes continues, elles ont subi des périodes d'arrêt plus ou moins longues. Pour cela, nous avons retenu, pour notre étude de modélisation, les stations ayant des durées d'observation les plus longues possibles

Tableau II-2 : Caractéristiques des stations pluviométriques retenues du bassin de Sebaou

Code	Nom de la station	Période d'observation	Coordonnées		Altitude(m)
			X(Km)	Y(Km)	
02 16 01	Aghribs	1980/2011	644,70	390,70	730
02 15 01	T. Boubhir	1980/2010	650,9	372,1	220
02 17 05	L.N.I	1980/2011	634,9	370,8	980
02 20 02	Baghlia village	1968/2009	603,65	390,00	30

5.2. Les données d'évapotranspiration potentielles

L'évapotranspiration potentielle est l'un des termes majeurs du bilan hydrologique en relation directe avec le climat caractéristique des zones méditerranéennes, faisant intervenir la radiation solaire, les conditions du vent, l'humidité relative, le couvert nuageux, la pression atmosphérique et l'humidité du sol... etc.

Parmi les différents types de grilles d'ETP pouvant être utilisés dans le modèle, le choix a été fait en fonction des données fournissant le meilleur calage. Celles-ci sont issues des formules de Penman.

5.3. Les données hydrométriques

Ces données sont primordiales dans la relation pluie-débit. Elles correspondent aux débits mesurés à l'exutoire.

A l'échelle globale du bassin versant, le débit à l'exutoire traduit la réaction de tout le bassin suite à une pluie. Il est mesuré par différentes techniques hydrométriques, par exemple : le jaugeage par moulinet ou le jaugeage chimique. Ce débit est exprimé en mètre cube par seconde (m^3/s). Dans notre cas, et pour les nécessités de calcul du modèle, les débits sont exprimés en mm d'eau par mois (apports).

Tableau II-3 : Caractéristiques des stations hydrométriques retenues du bassin de Sébaou

Code	Nom de la station	Période d'observation	Oued	Superficie du BV(Km ²)
021605	Fréha	1986-2008	Oued Dis	100
021715	RN30	1987-2011	Oued Aissi	460
021513	Boubroune	1988-2012	Oued Boubhir	480
022001	Baghlia	1960-1997	Oued Sebaou	2390

6. Conclusion

Dans ce chapitre II nous avons présenté deux modèles conceptuels aux pas de temps mensuel et journalier qu'on tentera d'appliquer (calage et validation) sur quatre sous bassins versants de Sébaou, les résultats obtenus nous aideront à faire une approche comparative des deux modèles conceptuel GR2M et GR4J.

CHAPITRE III

Présentation du bassin versant

Introduction

L'objet de ce chapitre consiste la présentation des caractéristiques du bassin versant de Oued Sébaou en s'appuyant sur les informations qui nous ont été transmises par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) afin d'appliquer les modèles GR2M et GR4J sur ce bassin versant.

1. Généralités sur un bassin versant

Le bassin versant se définit donc comme étant un réservoir délimité de façon telle que toutes les précipitations qui tombent sur ce bassin contribuent au débit de l'effluent.

Les caractéristiques physiographiques du bassin versant se divisent en quatre groupes principaux :

- 1)- les caractéristiques de forme ;
- 2)- les caractéristiques de réseau de drainage ;
- 3)- les caractéristiques du sol et son utilisation ;
- 4)- les caractéristiques climatiques ;

1.1. Les caractéristiques de formes

Les caractéristiques de forme permettent de déterminer la configuration géométrique de bassin et son effet sur le ruissèlement de surface. Ces caractéristiques sont :

- La largeur du bassin versant.
- La longueur du cours d'eau principale (km).
- La surface du bassin versant.
- La pente moyenne du bassin versant.

1.1.1 L'altitude moyenne du bassin versant

$$E = \sum \left(a \frac{h_1 + h_2}{2} \right) / A$$

Avec : E : altitude moyenne (mm)

a : la surface entre deux courbes (km²)

h (1,2) : altitudes des courbes de niveau (m)

A : la surface totale du bassin versant (km²)

1.1.2. L'altitude médiane

L'altitude médiane de bassin versant correspond au point d'abscisse 50% de la courbe hypsométrique.

L'indice de compacité :

-Horton : $KH = \frac{A}{L^2}$ avec : A= la surface en km^2 et L = longueur du cours principal.

-gravelius : $KH = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$ avec : p=périmètre du bassin (km), et A=superficie du bassin (km^2).

$K_C < 1$: bassin ramassé

$K_C > 1$: bassin allongé

1.1.3. Rectangle équivalent

Les dimensions de ce rectangle sont données par les formules suivantes :

$$- \text{ La longueur } L = \frac{K_C \times \sqrt{S}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right]$$

$$- \text{ La largeur } L = \frac{K_C \times \sqrt{S}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right]$$

1.1.4. La courbe hypsométrique

Le relief du bassin versant est souvent caractérisé par la courbe hypsométrique, un graphique qui représente la répartition de la surface du bassin en fonction de son altitude. Ces altitudes sont :

- L'altitude maximale (H_{\max}).
- L'altitude minimale (H_{\min}).
- L'altitude correspond à 50% de la surface ($H_{50\%}$), ou l'altitude médiane.
- L'altitude correspond à 95 % de la surface ($H_{95\%}$).
- L'altitude correspond à 5 % de la surface ($H_{5\%}$).
- Dénivelée ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$).
- L'altitude moyenne (H_{moy}), qui peut être déterminée par l'expression suivante :

$$H_{\text{moy}} = \sum \frac{S_i \cdot H_i}{A}$$

S_i : surface comprise entre deux courbes de niveau i et i+1 (km^2).

H_i : altitude entre ces deux courbe de niveau (m).

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

1.1.5. Indices de pentes

Le but de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin versant pour permettre la comparaison et la classification. Ces indices de pentes sont déterminés à partir de la connaissance des courbes hypsométriques.

1.1.5.A. Indice de pente de roche <<I_p>>

Il sert à déterminer la pente moyenne avec les données réelles du bassin versant. Il est déterminé par l'expression suivante :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^N \sqrt{B_i (a_i - a_{i+1})}$$

B_i : fraction de surface comprise entre l'altitude des courbes de niveau du bassin (a_i et a_{i+1}).

L : longueur du rectangle équivalent en (km²).

1.1.5.B. Indice de pente globale <<I_g>>

L'objectif de cet indice est la classification du bassin versant. Il est déterminé par la formule suivante :

$$I_g = \frac{D}{L} \text{ en } (\%).$$

D : Dénivelé (m).

L : Longueur (km).

1.1.5.C. Pente moyenne d'un bassin versant <<I_m>>

La pente moyenne d'un bassin versant peut se calculer par l'expression suivante :

$$I_m = \frac{H(0.5L_1 + L_2 + L_3 + \dots + 0.5L_n)}{A}$$

I_m : pente moyenne du bassin en (%).

H : hauteur entre deux courbes de niveaux consécutives (m).

L_i : longueur de la courbe de niveau en (km).

A : superficie du bassin versant (km²).

1.2. Les caractéristiques de réseau hydrographique (réseau de drainage)

Le réseau hydrographique se définit comme étant l'ensemble des canaux de drainage naturels ou s'écoulent les eaux provenant du ruissellement ou les eaux restituées par les nappes souterraines (soit sous forme de source, soit par restitution continue le long du lit de cours d'eau).

1.2.1. Densité de drainage

La densité de drainage représente la longueur moyenne des cours d'eau par unité de surface du bassin :

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^N l}{S}$$

D_d : Densité de drainage (km^{-1}).

$\sum l$: Longueur totale des cours d'eaux dans le bassin (km).

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

La densité de drainage dépend de la géologie, des caractéristiques topographiques du bassin et des conditions climatiques.

1.2.2. La pente moyenne des cours d'eau

La pente moyenne des cours d'eaux est une variable qui détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin versant, une pente abrupte accélère l'écoulement superficiel tandis que sur un terrain plat l'eau aura plus de temps pour s'infiltrer dans le sol.

La pente moyenne du cours d'eau est égale au rapport du double de la hauteur moyenne du profil divisé par la longueur du cours d'eau principale :

$$P_{mr} = \frac{2H_{moy}}{L}$$

P_{mr} : Pente moyenne des cours d'eau (m/km).

H_{moy} : Hauteur moyenne de cours d'eau (m).

L : Longueur des cours d'eau (km).

1.2.3. Périmètre de torrentialité

$$C_t = F_t * D_d$$

F_t : Fréquence des talwegs élémentaires.

$$F_t = \frac{N}{S}$$

N : Nombre des talwegs d'ordre 1.

1.2.4. Temps de concentration

C'est le temps que met une goutte de pluie du point la plus éloignée du bassin versant pour arriver à l'exutoire. Il peut être calculé par la formule de Giandotti :

$$t_c = \frac{1.5 L + 4 \sqrt{S}}{\sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$$

1.3. Caractéristiques du sol

Les études géologique et pédologique du sol et du sous sol dans la cadre d'un projet hydrologique ont pour objet de déterminer leur perméabilité, celle-ci intervient sur la vitesse de montée des crues, et sur le soutien apporté aux débits d'été par les nappes souterraines.

Pour la prédétermination des crues à partir des histogrammes des précipitations qui les engendrent, l'expérience a montrée l'intérêt d'une carte pédologique détaillée ; en effet le taux d'infiltration, la capacité de rétention et le coefficient de ruissellement dépendent de type du sol.

1.4. Caractéristiques climatiques

L'atmosphère terrestre est en évolution perpétuelle, mais les grandes lignes des mouvements de l'air, de l'état de la température et d'autres phénomènes météorologiques peuvent être représentées par des structures permanentes dont la compréhension et la connaissance des principes météorologiques sont essentielles.

Le tableau suivant (Tableau III.1) représente les caractéristiques hydrométriques du bassin versant de Sébaou.

Tableau(III.1) : Récapitulatif de toutes les caractéristiques hydrométriques du bassin versant de Sébaou

Paramètres	symboles	unités	valeurs
Géométriques			
- Surface	S	Km ²	2500
- Périmètre	P	Km	250,40
- Le nombre de talwegs	Nx	Sans unité	4
Rectangle équivalent			
- Longueur	L	Km	110
- Largeur	l	Km	22,73

Paramètre de relief			
- Altitude maximale	H_{\max}	M	1950
- Altitude moyenne	H_{moy}	M	750
- Altitude minimale	H_{\min}	M	90
- Pente globale	I_g	%	0.11
Réseau Hydrographique			
- Densité de drainage	D_d	Km/Km ²	3.6
- Coefficient de torrentialité	C_t	/	29.5
- Temps de concentration	t_s	heures	19

2. Présentation du bassin versant d'Oued Sébaou

2.1 Situation géographique

Le bassin versant du Sébaou, situe à une centaine de Kilomètre à l'est d'Alger. De par sa position géographique, il possède deux arguments hydrologiques qui font de lui une surface très arrosée : la proximité du littoral et sa limite Sud représentée par le relief du Djurdjura.

Ce bassin est composé principalement de trois (03) périmètres : haut, moyen et bas Sébaou. Il est délimitée par :

- ✓ La chaîne côtière au Nord ;
- ✓ Les massifs d'Akfadou et Beni Ghobri à l'Est ;
- ✓ Le massif de Sidi Ali-Bounab et Djebel Bouberrak à l'Ouest ;
- ✓ La chaîne de Djurdjura au Sud ;

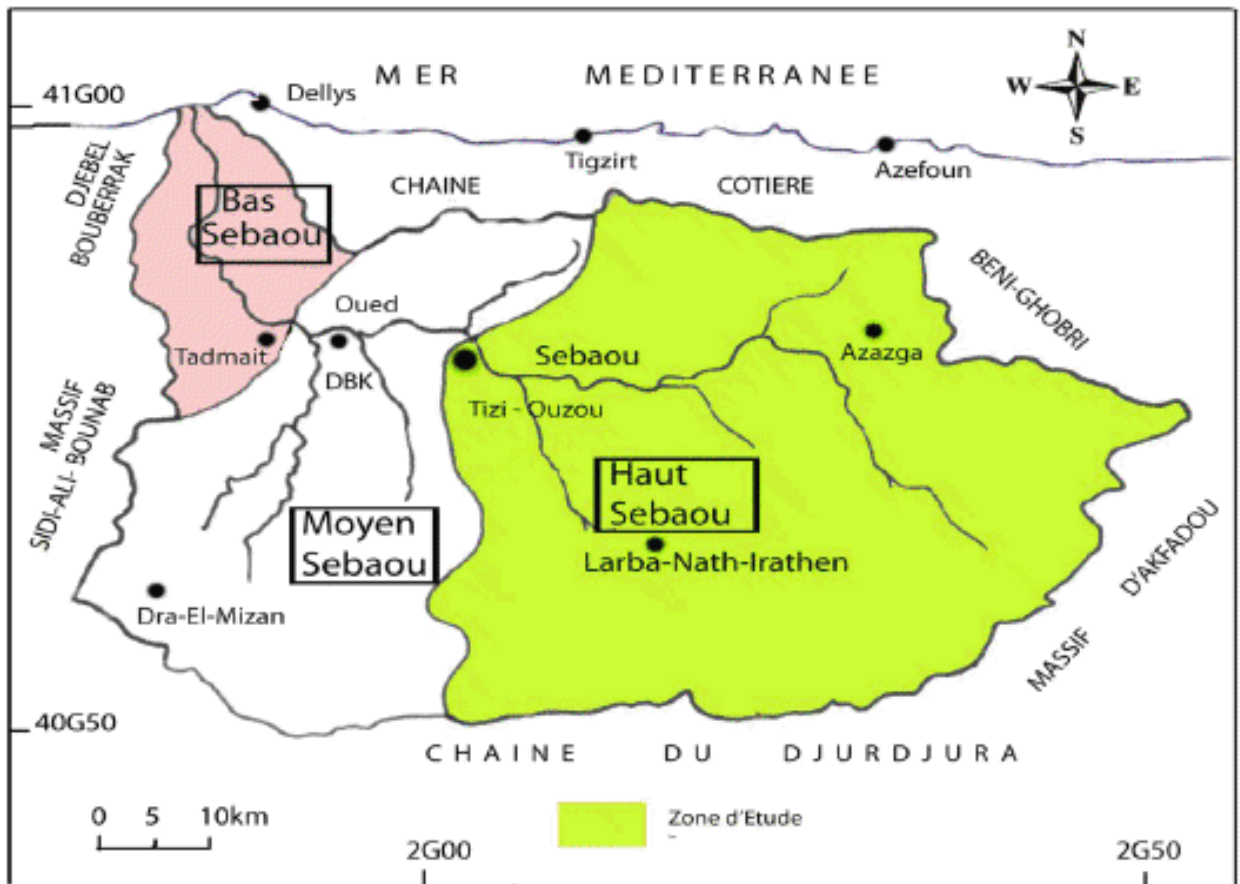


Figure III-1 : Situation géographique du bassin versant de Sébaou

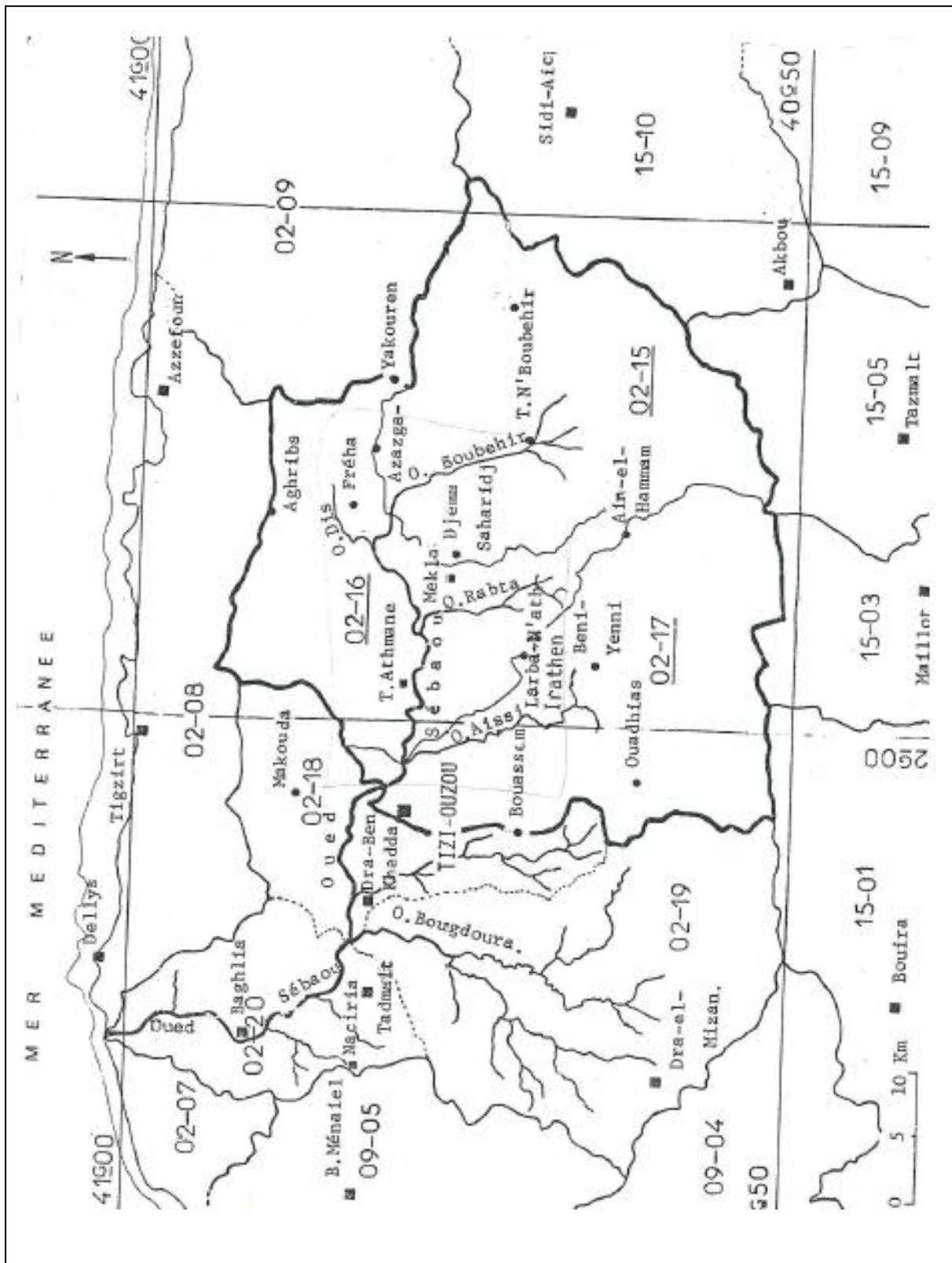


Figure III-2 : Le bassin versant hydrologique de l'Oued Sébaou

Légende

- : Limite du B.V. de haut Sébaou
- : Station pluviométrique
- : Ville importante
- 02 : Code du bassin versant
- 17 : Code du sous bassin versant

2.2 Hydrologie et Hydrogéologie

2.2.1. Réseau hydrographique

Le bassin versant du Sébaou, présente un réseau hydrographique très développé en forme de patte d'oie, très ondulé et fortement ramifié notamment en rive gauche où le réseau hydrographique est hiérarchisé et nous y dénombre des talwegs d'ordre 4 (selon la classification d'Horton) (figure III.3). De ce fait, le drainage dans cette région est très dense et s'effectue par une multitude d'oueds plus au moins longs, dont les principaux sont :

- **En rive droite :** L'oued Dis est le torrent le plus important, provient de la chaîne littorale et s'étend sur une quinzaine de Kilomètre. Il prend sa source au Djebel Tamgout qui culmine (1278m) et débouche dans l'oued Sébaou juste après le premier coude majeur de celui-ci au niveau de Fréha.
- **En rive gauche :** l'oued Bougdoura, l'oued Aissi et l'oued Boubhir en amont sont les principaux affluents qui de l'oued Sébaou, qui prennent leur source dans la chaîne du Djurdjura, au sud du bassin versant, à des altitudes varient de 1900 à 2000m.

La confluence de ces affluents qui s'écoulent de part et d'autre de la montagne, forme l'oued Sébaou qui traverse une plaine étroite mais très allongée sur une longueur de 110km. Depuis sa naissance à l'est(Djurdjura) jusqu'à l'embouchure à la mer méditerranée, l'oued Sébaou s'allonge sous trois formes de direction :

- **Dans la partie amont :** l'oued suit une direction SSE-NNW jusqu'à un coude majeur, situé à Fréha.
- **Dans la partie médiane :** l'oued prend une direction E-W dans le synclinal Miocène de Tizi-Ouzou.
- **Dans la partie avale :** l'écoulement de l'oued Sébaou s'allonge à nouveau selon une direction SSE-NNW, parallèlement à la section amont débouchant Taksept.

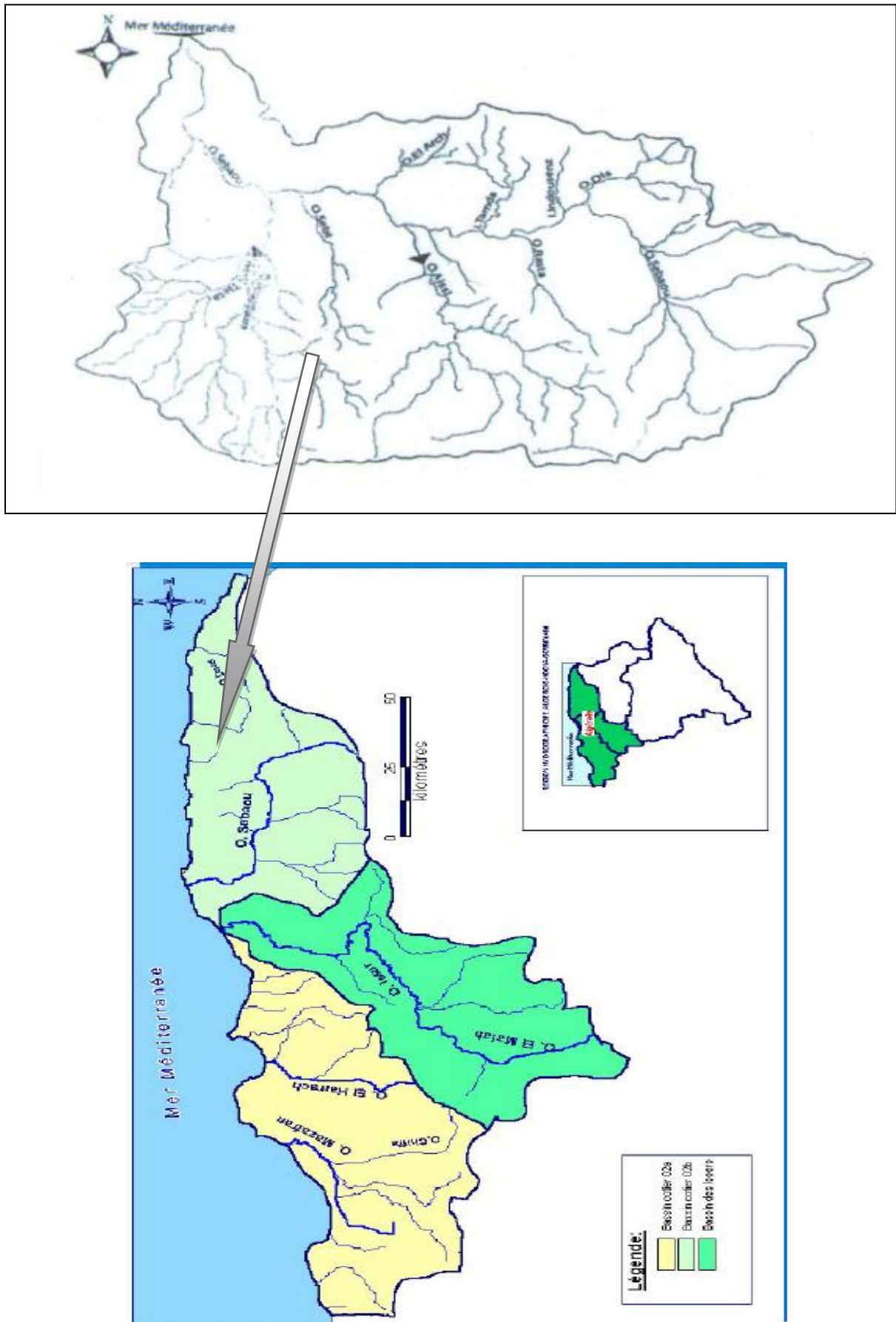


Figure III-3 : Réseau hydrographique du bassin versant de Sébau

2.2.2. Présentation du barrage de Taksebt

Le barrage de Taksebt est implanté sur l'oued Aïssi, affluent du Sébaou situé à environ 10km de la ville de Tizi-Ouzou. Il présente une importante ressource superficielle, sa capacité est de 175 millions de m^3 , permet une régularisation de 180 millions de m^3 destinée à l'alimentation en eau potable dont :

- 57 millions de m^3 pour la wilaya de Tizi-Ouzou.
- 123 millions de m^3 pour la wilaya d'Alger.

La retenue du barrage de Taksebt crée un déficit dans l'apport solide de l'oued Aïssi.

Ce déficit crée une érosion qui se ressent à l'aval du site du barrage comme il se produit aussi les changements suivants :

- Modification du régime hydrologique des eaux (eau de ruissellement en eau stagnante), ceci entraîne par conséquent la diminution des apports à la nappe.
- Changement climatique, augmentation de l'humidité, l'évapotranspiration et les précipitations.

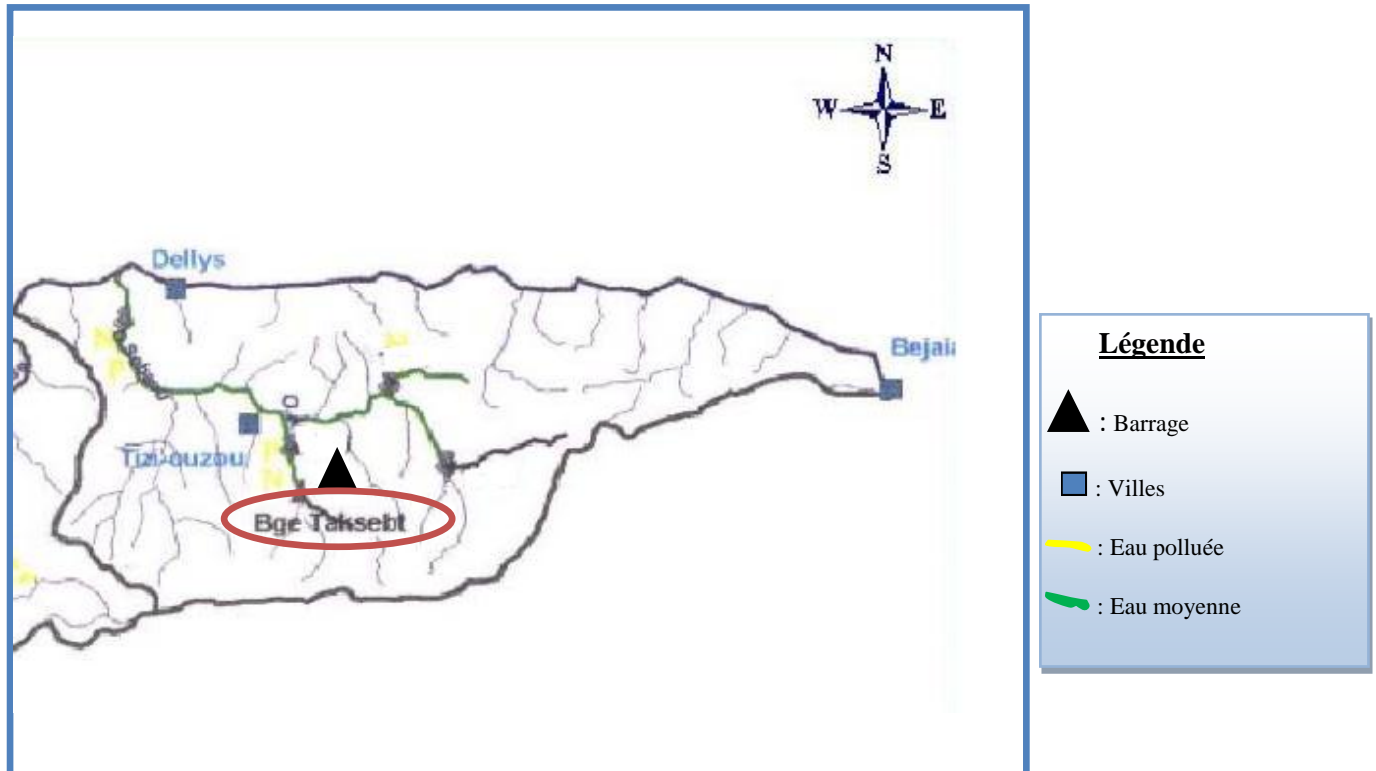


Figure III-4 : Situation du Barrage de TAKSEBT

2.3. La morphologie

2.3.1. Caractéristiques physiques

2.3.1.A. Lithologie

Pour l'étude géologique, on se limitera à une description lithologique du bassin versant afin de connaître le degré de broyabilité et de dégradation.

Le bassin versant de haut Sébaou est constitué du socle Kabyle et de la chaîne calcaire qui le délimitent au Sud du socle Kabyle, flysch qui délimitent au Nord et à l'Est. A l'Ouest, le Miocène qui tapisse toute la vallée.

Les schistes argileux, les marnes grises et schisteuses avec des couches de grès occupent 70,5 % du moyen Sébaou. Par contre le bas Sébaou constitué de 43,15% des formations marneuses des grès et des conglomérats.

Ces marnes qui constituent 69 % de la superficie totale du bassin, se fissurent par déshydratation pendant la saison sèche et elles s'altèrent sur plusieurs centimètres en formant un tapis des gravillons mêlé de poussière argilo-calcaire.



Figure III-5 : Schéma structural de la région d'étude

2.4. Végétation

L'absence d'une couverture végétale arbustive dense favorise le phénomène de l'érosion et provoque des dégâts tels que, les pertes des terres cultivables et l'envasement des ouvrages hydrauliques existants au niveau de ce bassin.

La végétation est très dense en haut sébaou. En basse altitude, l'arbre dominant est l'olivier. Sur les flancs du Djurdjura, le chêne et le cèdre dominant.

Les cultures annuelles occupent la quasi-totalité des terres agricoles de moyen Sébaou. Les plaines, tout en long d'oued Sébaou sont couvertes des cultures maraîchères et les arboricultures fruitières. Les collines sont occupées par la céréaliculture et l'arboriculture. On note que le moyen Sébaou manque d'un couvert végétal forestier dense.

On rencontre le même problème de végétation arbustive dans le bas Sébaou. Les cultures annuelles dominent la majeure partie du bassin. Les terres agricoles comportent de l'arboriculture fruitière, fourragère, céréalicultures occupent les plaines de Sébaou. Les collines sont couvertes en grand partie de céréaliculture et fourragère. Quant aux montagnes et les piémonts, on trouve y trouve la culture d'olives et d'autres espèces forestières.

2.5. Situation climatologique

La région d'oued Sébaou est influencée par le climat méditerranéen du type continental, ce climat est caractérisé par des hivers froids et des étés chauds.

2.5.1. La température

La température est influencée par la topographie du milieu à savoir l'altitude, le relief, la pente et l'exposition.

Le bassin versant de l'Oued Sebaou est caractérisé par une température relativement humide d'octobre à avril et sèche de mai à septembre. La variation des températures moyennes minimales et maximales pour la région entre 1990 et 2008 est illustrée dans le tableau suivant (Tableau III.2)

Tableau(III.2) : Variation des températures moyennes minimales et maximales pour la région entre 1990 et 2008.

Mois	Janv	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aoû	Sept	Oct	Nov	Déc	Moy sur 18ans
T_{Max} (°C)	15,16	16,68	19,61	21,66	26,36	31,68	35,48	35,88	31,37	26,65	19,87	15,83	24,69
T_{min} (°C)	06,00	06,65	08,45	10,15	14,04	18,17	21,07	21,82	18,81	15,35	10,42	07,28	13,18
T_{moy}	10,58	11,66	14,03	15,91	20,20	24,93	28,27	28,85	25,09	21,00	15,14	11,55	18,94

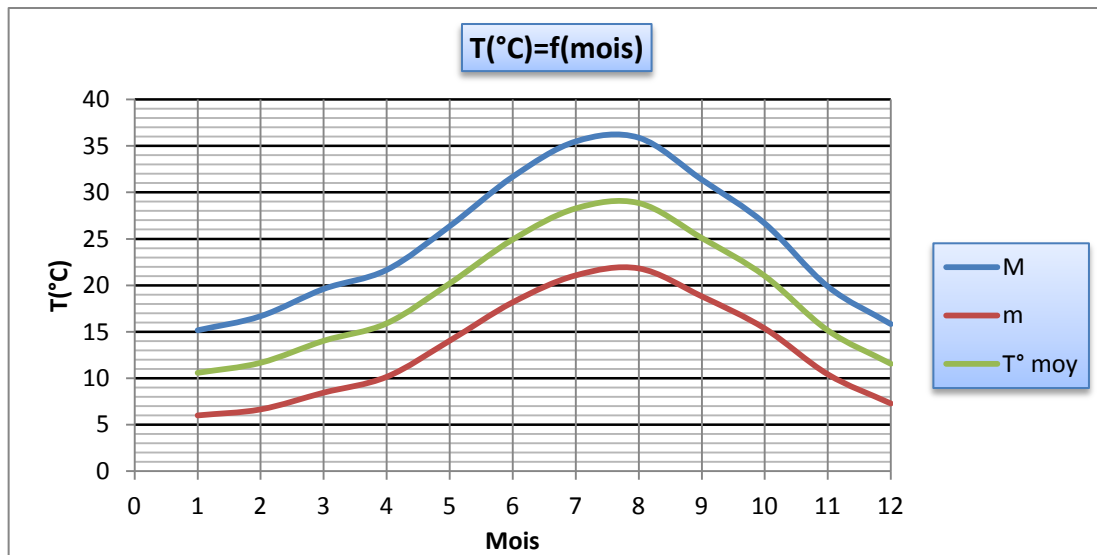


Figure III-6 : Diagramme des températures moyennes minimales et maximales sur une période 18 ans (1990 à 2008).

Du mois de Janvier au mois d'Aout les températures moyennes mensuelles augmentent d'une façon significative, par la suite il ya diminution jusqu'au mois de Janvier.

Le mois d'Aout est le mois le plus chaud avec une température moyenne mensuelle de 28,85 °C, par contre le mois de janvier est très froid avec une température moyenne mensuelle de 10,58°C.

2.5.2. La pluviométrie

L'eau provient des précipitations (pluie, neige et grêle) et des phénomènes physiques et physiologiques respectivement l'évaporation et la transpiration.

En Algérie, la pluviosité augmente avec de l'altitude ce qui nous mène à dire que les pluies sont d'origine orographiques. Elles sont aussi soumises à l'influence de la continentalité et la latitude en allant direction de la mer.

2.5.2.A. La pluviométrie saisonnière

Les quatre saisons forment ce qu'on appelle le type de régime saisonnier.

Tableau(III.3) : Répartition de la pluviométrie saisonnière durant la période entre 1990 et 2008.

Saison	Hiver			printemps			Automne			Eté		
Mois	Déc	Janv	Fév	Mar	Avr	Mai	Sept	Oct	Nov	Jui	Juil	
P_{moy} (mm)	128,57	118,34	74,97	66,07	81,65	59,86	34,97	68,17	101,94	7,84	3,62	6,05
P_{saison}(mm)	321,88			207,58			204,81			17,51		

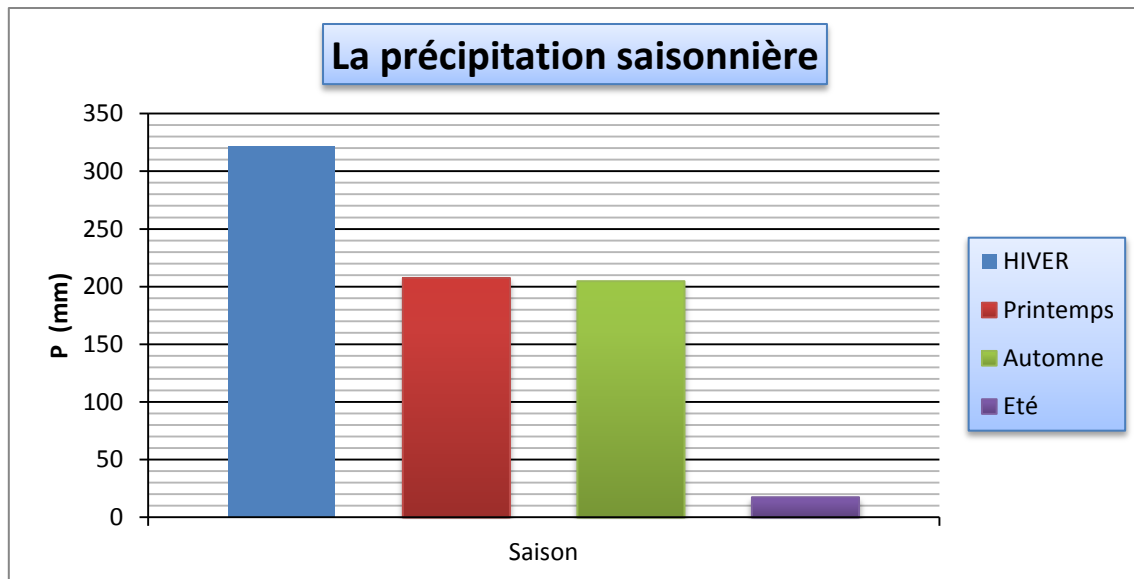


Figure III-7 : Variations des précipitations de la région en fonction de la saison

La région d'étude présente un régime pluvial de type HPAE (Hiver, Printemps, Automne et Eté), la saison la plus humide est l'Hiver avec 42,81% des précipitations moyennes annuelles soit 321,88 mm, la quantité de pluie reçue en Automne et au printemps est relativement équilibrée, respectivement 27,61% et 27,24%, en été elle n'excède pas les 2,33%, soit 17,51 mm.

2.5.2.B. La pluviométrie mensuelle et annuelle

Tableau(III.4) : Répartition de la pluviométrie moyenne mensuelle et annuelle pour la région d'étude entre 1990 et 2008.

Mois	Janv	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aoû	Sept	Oct	Nov	Déc	Année
P_{moy} (mm)	118,34	74,97	66,07	81,65	59,86	7,84	3,62	6,05	34,97	68,17	101,94	128,57	752,05

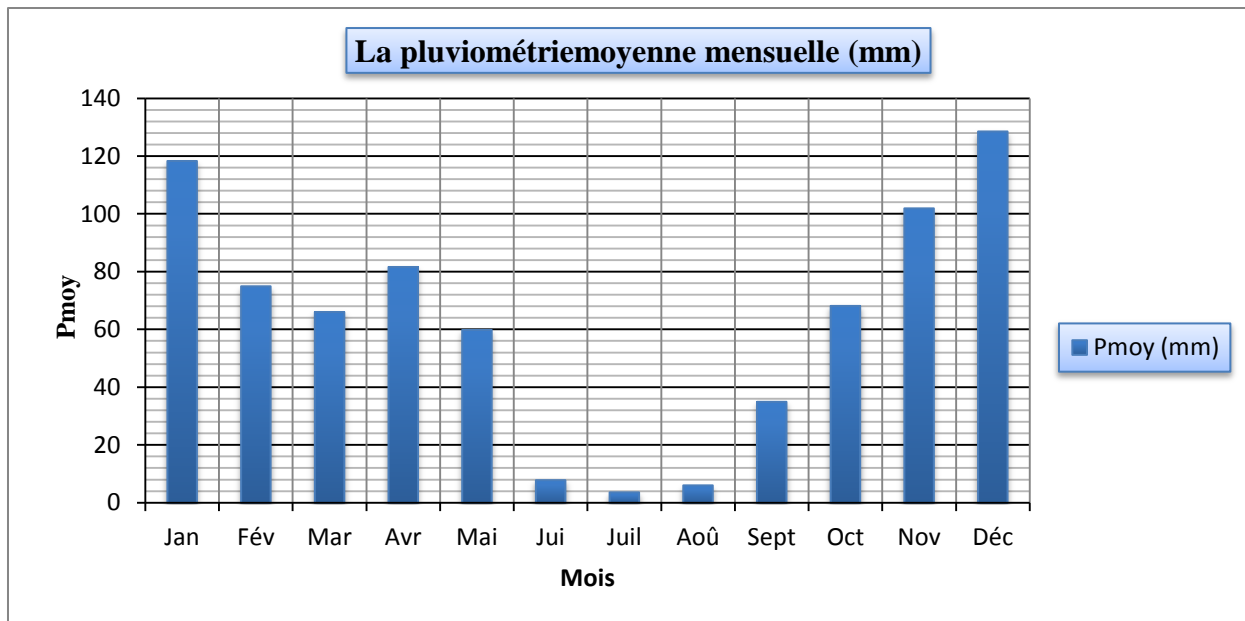


Figure III-8 : Variations des précipitations de la région en fonction de la saison

L'étude de la pluviométrie mensuelle et annuelle permet de mettre en évidence une période pluvieuse représentée par cinq mois (Novembre, décembre, janvier, février et avril) soit plus de 70% des précipitations annuelles reçues ; et une période sèche qui s'étale de mi-mai à la mi-septembre.

2.5.3. Vent

Le vent est l'un des éléments les plus caractéristiques du climat, malheureusement l'observation et l'étude posent le plus de difficultés. Au sol, il est fortement influencé par les conditions topographiques locales (SELTZER, 1946).

Le vent est caractérisé par sa fréquence, sa vitesse et sa direction, il intervient dans la dispersion de divers éléments en suspension, tel que les particules fines, les fumées l'odeur...etc.

Tableau(III.5) : Vitesse moyenne et direction du vent dominant pour la région entre 1990 et 2006

Mois	Janv	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aoû	Sept	Oct	Nov	Déc	Moy annuelle
Vitesse (m/s)	1,3	1,3	1,6	1,8	1,9	2,3	2,2	2,0	1,6	1,4	1,4	1,5	1,7
Direction	SW	W	W	S SW	W	NW	N NE	S SE	W NW	W NW	S SW	W	W

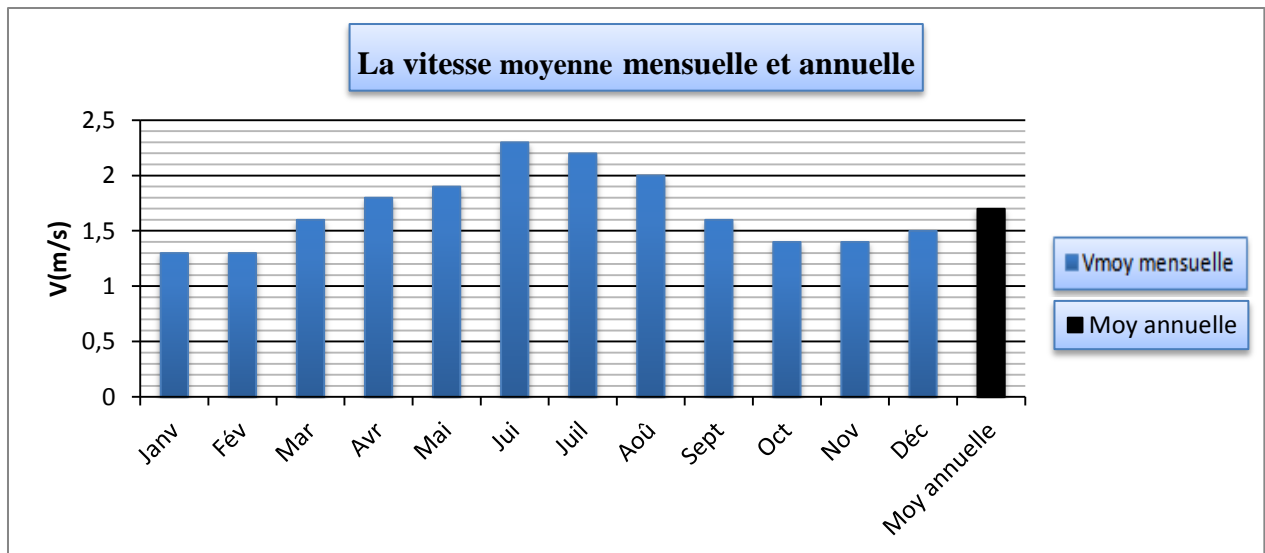


Figure III-9 : Histogramme des vitesses moyennes mensuelles des vents entre 1990 et 2006.

Les vents dominants sont venus de l'ouest avec une vitesse allant de 1,3 m/s pour les deux mois de janvier et février, une augmentation remarquable du mois de Mars (1,6 m/s) au mois de juillet (2,2 m/s), puis une diminution de la vitesse du mois d'août au mois de décembre. La vitesse moyenne des vents n'excède pas 2,3 m/s, soit 8 km/s.

2.5.4. Humidité de l'air

L'humidité relative constitue par ses écarts brutaux l'un des caractères climatiques les plus importants des montagnes de l'Afrique du nord.

La région d'Oued Sébaou est caractérisée par un degré hygrométrique assez élevé tout au long de l'année (moyenne annuelle de 67,8 %), avec six mois entre 70,5 % et 79,5 % et six mois entre 52,1 % et 69 %.

Tableau(III.6) : Humidité relative moyenne mensuelle enregistrée entre 1990 et 2006.

Mois	Janv	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aoû	Sept	Oct	Nov	Déc	Moy annuelle
Humidité moyenne(%)	79,6	76,6	72,5	70,5	69,0	52,1	50,1	50,4	60,2	69,0	75,8	79,5	67,8

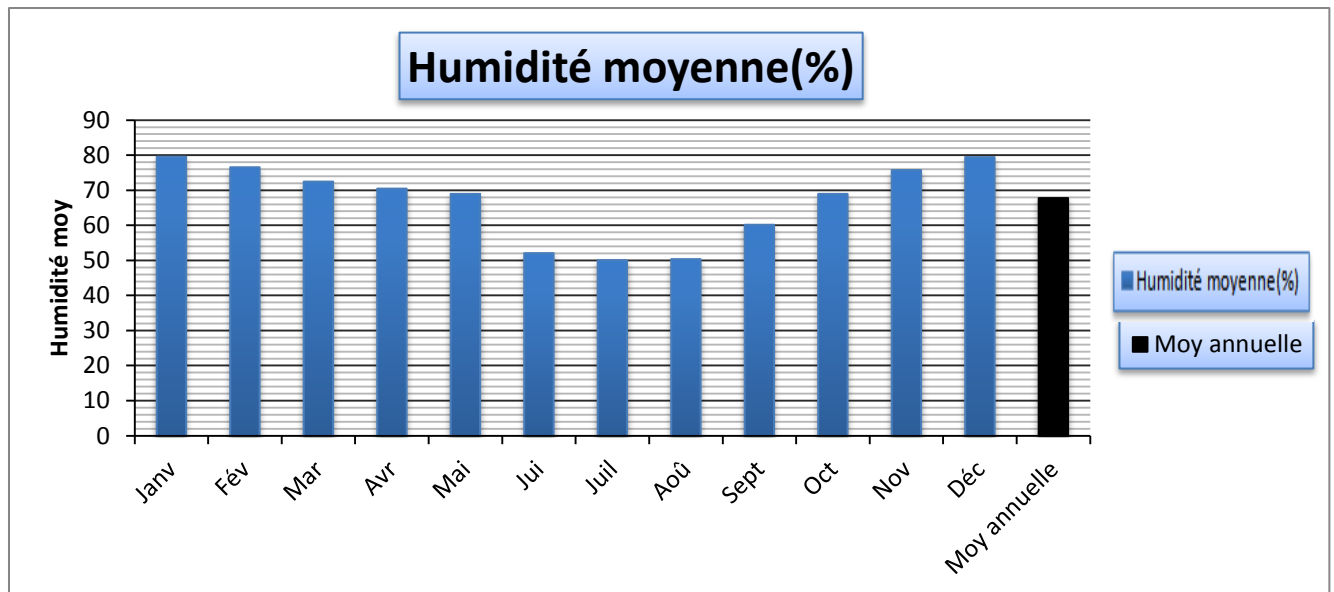


Figure III -10 : Variations de l'humidité relative mensuelle dans la région entre 1990 et 2006.

D'après EMBERGER (1930), un jour est considéré sec si l'humidité relative est inférieure à 40 %. Dans la figure, on remarque que l'humidité relative mensuelle excède cette valeur (40 %) sur tous les mois, donc la région d'Oued Sébaou est humide sur toute l'année.

Cette humidité relative élevée peut avoir comme source la présence du barrage Taksapt (Oued Aissi) au Sud-Est de chef lieu de la wilaya et, l'ouverture de cette dernière sur différentes cotes littorales.

3. Etude et traitement des séries de données

La compréhension des processus intervenant dans le cycle de l'eau ainsi que l'étude de leurs variations spatiales et temporelles nécessitent de disposer de données. Celles-ci sont essentielles et constituent un préalable à toute analyse hydrologique, que ce soit dans le but de procéder à une étude du cycle de l'eau, d'impacts environnementaux ou pour procéder au dimensionnement d'ouvrages hydrauliques. De façon générale, pour permettre le passage de l'acquisition des données à leur utilisation effective dans le cadre d'une analyse hydrologique, il est nécessaire de passer par le traitement de ces données.

3.1. Présentation des stations pluviométriques

Le bassin versant d'Oued Sébaou comporte plusieurs stations pluviométriques, seules quatre stations sont prises en considération dans notre étude, l'une se situe au bas sébaou (Baghlia), les trois autres se situent au haut Sébaou (Azazga école, Aghribs et Larbaa Nath Irethen), leur identification est représenté dans le tableau ci-dessous (Tableau III.7).

Tableau (III.7) : Identification des stations pluviométriques

Station pluviométrique	Code de la station	Altitude (m)	Moyenne annuelle (mm)
AZAZGA ECOLE	02 15 04	430	991
AGHRIBS	02 16 01	730	1099
LARBAA NATH IRETHEN	02 17 05	942	1008
BAGHLIA	02 20 02		

3.2. Présentation des stations hydrométriques

Tableau (III.8) : Identification des stations hydrométriques

Station hydrométrique	Code de la station	Oued	Sup B.V(Km ²)	Mise en service (Année)	Apport inter-annuel(Hm ³)
FREHA	02 16 05	Diss	100	1973	31.5
BOUBROUN	02 15 13	Boubhir	480	1987	
RN30	02 17 06	Aissi	460	1949/1979	157.7
BAGHLIA	02 20 01	Sébaou	2390	1949/1963	738,44

3.3 Test d'homogénéité (méthode de WILCOXON)

Le test se déroule comme suit :

- Deviser l'échantillon en deux sous échantillons X, Y de taille respective N₁, N₂ Avec : N₁ < N₂ et (N₁+N₂=N) ;
- Classer l'échantillon (XUY) par ordre croissant en associant un rang à chaque valeur.
- Déterminer l'origine de chaque valeur de (XUY) ;
- Calculer : $W_x = \sum rang(x)$.
- Calculer W_{min} et W_{max}

$$W_{min} = \frac{(N_1 + N_2 + 1)N_1 - 1}{2} - z_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{\frac{N_1 N_2 (N_1 + N_2 + 1)}{12}}$$

$$W_{max} = (N_1 + N_2 + 1) * N_1 - W_{min}$$

- Vérifier que : $W_{min} \leq W_x \leq W_{max}$

La division et le classement des échantillons pour chaque station pluviométrique sont illustrés dans les tableaux suivants :

- **AZAZGA ECOLE**

On prend l'échantillon X est celui des observations du 1976 jusqu'à 1986 et Y du 1987 jusqu'à 2003 ce qui nous donne leur taille échantillonné respectivement $N_1=11$ et $N_2=17$.

Tableau III.9: Test d'homogénéité sur les données d'AZAZGA ECOLE.

Année	Pjmax	val classée	Rang	X	Y	origine échantillon	rang X
1976	66	38,6	1	66		Y	
1977	57	39,4	2	57		Y	
1978	51	43,4	3	51		Y	
1979	84	44,5	4	84		Y	
1980	74,9	47	5	74,9		Y	
1981	97,4	47,3	6	97,4		Y	
1982	63,8	50,8	7	63,8		Y	
1983	55,5	51	8	55,5		X	8
1984	77,1	54,2	9	77,1		Y	
1985	124,4	55,5	10	124,4		X	10
1986	84,6	57	11	84,6		X	11
1987	43,4	63,8	12		43,4	X	12
1988	44,5	66	13		44,5	X	13
1989	66,4	66,4	14		66,4	Y	
1990	82,7	68,4	15		82,7	Y	
1991	54,2	74,9	16		54,2	X	16
1992	80,8	77,1	17		80,8	X	17
1993	38,6	80,8	18		38,6	Y	
1994	68,4	82,7	19		68,4	Y	
1995	87,2	84	20		87,2	X	20
1996	39,4	84,6	21		39,4	X	21
1997	95,5	87,2	22		95,5	Y	
1998	50,8	95,5	23		50,8	Y	
1999	117,5	97,4	24		117,5	X	24
2000	97,8	97,8	25		97,8	Y	
2001	47,3	117,5	26		47,3	Y	
2002	125	124,4	27		125	X	27
2003	47	125	28		47	Y	

$$W_x = \sum \text{rang}(x) = 179$$

$$W_{\min} = \frac{(N_1 + N_2 + 1)N_1 - 1}{2} - z_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{\frac{N_1 N_2 (N_1 + N_2 + 1)}{12}}$$

α : le risque d'erreur ou niveau de signification on le prend de 5%

$$z_{1-\frac{\alpha}{2}} = z_{0,975} = 1,96$$

$$W_{\min} = \frac{(11+17+1)11-1}{2} - 1,96 * \sqrt{\frac{11*17(11+17+1)}{12}} = 117,33$$

$$W_{\max} = (N_1+N_2+1)*N_1 - W_{\min} = (11+17+1)*11 - 117,33 = 201,67$$

- **AGHRIBS**

On prend l'échantillon X est celui des observations du 1980 jusqu'à 1991 et Y du 1992 jusqu'à 2011 ce qui nous donne leur taille échantillonné respectivement $N_1=12$ et $N_2=20$.

Tableau III.10: Test d'homogénéité sur les données d'AGHRIBS

Année	Pjmax	val classée	Rang	X	Y	origine échantillon	rang X
1980	103,4	37	1	103,4		X	1
1981	50,5	47	2	50,5		Y	
1982	82,3	48,8	3	82,3		Y	
1983	68	49,5	4	68		X	4
1984	104,8	50	5	104,8		X	5
1985	177,3	50,5	6	177,3		X	6
1986	111,3	54,7	7	111,3		Y	
1987	37	55,7	8	37		Y	
1988	49,5	66,4	9	49,5		Y	
1989	50	68	10	50		X	10
1990	88,6	74,5	11	88,6		X	11
1991	74,5	76,3	12	74,5		Y	
1992	85,6	82,3	13		85,6	X	13
1993	54,7	85,6	14		54,7	Y	
1994	66,4	87,1	15		66,4	Y	
1995	87,1	87,9	16		87,1	Y	
1996	55,7	88	17		55,7	Y	
1997	161,2	88,6	18		161,2	X	18
1998	88	96	19		88	Y	
1999	124	103,4	20		124	X	20
2000	139,4	104,8	21		139,4	X	21
2001	48,8	111,3	22		48,8	X	22
2002	124,3	124	23		124,3	Y	
2003	76,3	124,3	24		76,3	Y	
2004	128	125	25		128	Y	

2005	96	128	26		96	Y	
2006	132,2	129,5	27		132,2	Y	
2007	125	132,2	28		125	Y	
2008	135	135	29		135	Y	
2009	47	139,4	30		47	Y	
2010	87,9	161,2	31		87,9	Y	
2011	129,5	177,3	32		129,5	X	32

$$W_x = \sum \text{rang}(x) = 163$$

$$W_{\min} = \frac{(N_1 + N_2 + 1)N_1 - 1}{2} - z_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{\frac{N_1 N_2 (N_1 + N_2 + 1)}{12}}$$

α : le risque d'erreur ou niveau de signification on le prend de 5%

$$z_{1-\frac{\alpha}{2}} = z_{0,975} = 1,96$$

$$W_{\min} = \frac{(12+20+1)12-1}{2} - 1,96 * \sqrt{\frac{12*20(12+20+1)}{12}} = 147,14$$

$$W_{\max} = (N_1 + N_2 + 1) * N_1 - W_{\min} = (12 + 20 + 1) * 12 - 147,14 = 248,8$$

- **LARBAA NATH IRETHEN**

Tableau III.11: Test d'homogénéité sur les données de LARBAA NATH IRETHEN

Année	Pjmax	val classée	Rang	X	Y	origine échantillon	rang X
1980	104,9	37,1	1	104,9		X	1
1981	96	38,8	2	96		X	2
1982	70,5	42,4	3	70,5		Y	
1983	53,9	46	4	53,9		Y	
1984	71,7	46,6	5	71,7		Y	
1985	165,9	48,7	6	165,9		X	6
1986	84,1	49,6	7	84,1		X	7
1987	37,1	49,7	8	37,1		Y	
1988	49,6	52,6	9	49,6		X	9
1989	52,6	53,9	10	52,6		X	10
1990	48,7	61	11	48,7		Y	
1991	76,9	66,7	12	76,9		X	12
1992	66,7	66,8	13	66,7		Y	
1993	38,8	68,3	14	38,8		Y	

1994	46,6	69,4	15		46,6	Y	
1995	66,8	70	16		66,8	Y	
1996	49,7	70	16		49,7	Y	
1997	75,7	70,5	18		75,7	X	18
1998	42,4	71,7	19		42,4	X	19
1999	92,5	75,7	20		92,5	Y	
2000	68,3	76,9	21		68,3	X	21
2001	46	80	22		46	Y	
2002	98	81	23		98	Y	
2003	61	84,1	24		61	X	24
2004	69,4	87	25		69,4	Y	
2005	103,5	92,5	26		103,5	Y	
2006	70	94	27		70	Y	
2007	87	96	28		87	X	28
2008	94	98	29		94	Y	
2009	80	103,5	30		80	Y	
2010	70	104,9	31		70	X	31
2011	81	165,9	32		81	X	32

$$W_x = \sum \text{rang}(x) = 220$$

$$W_{\min} = \frac{(14+18+1)14-1}{2} - 1,96 * \sqrt{\frac{14*18(14+18+1)}{12}} = 178,90$$

$$W_{\max} = (N1+N2+1)*N1 - W_{\min} = (14+18+1)*14 - 178,90 = 283,10$$

- **BAGHLIA**

Tableau III.12: Test d'homogénéité sur les données de BAGHLIA

Année	Pjmax	val classée	Rang	X	Y	origine échantillon	rang X
1968	97	32,7	1	97		Y	
1969	85,6	33	2	85,6		X	2
1970	51,6	33,5	3	51,6		X	3
1971	174,9	35,7	4	174,9		X	4
1972	70,2	36,3	5	70,2		Y	
1973	165,7	36,5	6	165,7		Y	
1974	33	38,7	7	33		X	7
1975	90,4	41,6	8	90,4		Y	
1976	74,3	43,6	9	74,3		Y	
1977	63,2	44,6	10	63,2		Y	
1978	38,7	45	11	38,7		X	11

1979	45	47,5	12	45		X	12
1980	49,5	49,5	13	49,5		X	13
1981	33,5	49,5	13	33,5		Y	
1982	47,5	50,3	15	47,5		X	15
1983	35,7	51,6	16	35,7		X	16
1984	50,3	52,4	17	50,3		Y	
1985	62	57,4	18		62	Y	
1986	49,5	58,2	19		49,5	Y	
1987	80,4	58,3	20		80,4	Y	
1988	75,7	62	21		75,7	Y	
1989	32,7	62,7	22		32,7	Y	
1990	57,4	63,2	23		57,4	X	23
1991	78,6	67,3	24		78,6	Y	
1992	67,3	68,4	25		67,3	Y	
1993	36,5	70,2	26		36,5	X	26
1994	41,6	74,3	27		41,6	X	27
1995	52,4	74,4	28		52,4	Y	
1996	44,6	75,7	29		44,6	Y	
1997	91	78,6	30		91	Y	
1998	36,3	80,4	31		36,3	Y	
1999	62,7	82	32		62,7	Y	
2000	68,4	82,2	33		68,4	Y	
2001	43,6	85,1	34		43,6	Y	
2002	82	85,6	35		82	X	35
2003	91	90,4	36		91	X	36
2004	58,3	91	37		58,3	Y	
2005	58,2	91	38		58,2	Y	
2006	74,4	97	39		74,4	X	39
2007	97,4	97,4	40		97,4	Y	
2008	85,1	165,7	41		85,1	X	41
2009	82,2	174,9	42		82,2	X	42

$$W_x = \sum rang(x) = 352 \quad W_{\min} = 228,51 \quad W_{\max} = 502,49$$

$$W_{\min} < W_x < W_{\max}$$

Le tableau suivant récapitule les résultats du test d'homogénéité pour les séries pluviométriques précédentes.

Tableau III.13 : Récapitulatif des tests d'homogénéité

Station	N1	N2	Wx	Wmin	Wmax	observation
AZAZGA ECOLE	11	17	179	117,33	201,67	Homogène
AGHRIBS	12	20	163	147,14	248,86	Homogène
LARBAA NATH IRETHEN	14	18	220	178,90	283,10	Homogène
BAGHLIA	17	25	352	228,51	502,49	Homogène

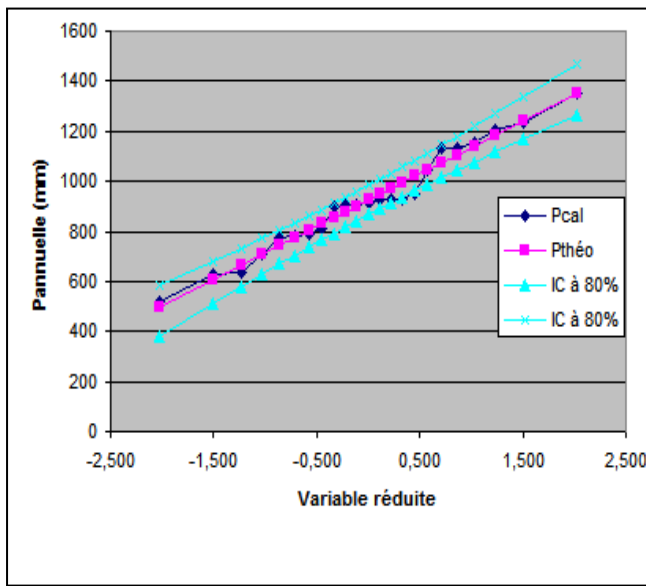
3.4. Test d'ajustement

Il existe plusieurs méthodes d'ajustement des séries pluviométriques. L'efficacité d'une méthode d'estimation dépend de la loi de probabilité, de la taille de l'échantillon et certaines caractéristiques de l'échantillon. De nombreuses études comparatives ont été développées afin de déterminer dans quelles circonstances, une méthode d'estimation est la plus efficace pour une loi donnée.

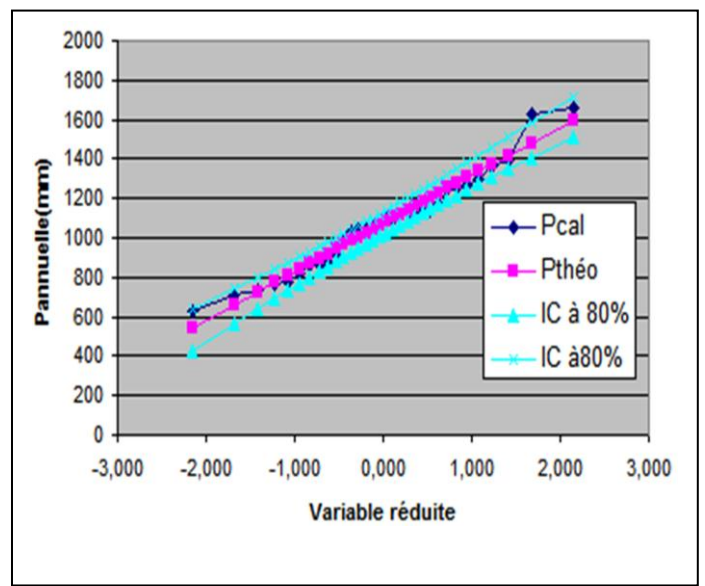
Dans notre étude, on ajuste une loi Normale aux pluies annuelles des stations pluviométriques précédentes à l'aide d'une macro complément EXCEL (HYDROLAB).

Ajustement à une loi de Gauss (moyenne=)								
Taille n= 23								
Moyenne= 864,956522								
Ecart-type= 224,415092								
I.C. à (en%)= 80								
U Gauss= 1,2817								
Valeurs de départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence expérimentale	Variable réduite	Valeur expérimentale	Valeur théorique	Borne inférieure	Borne supérieure
1077,2	522,7	1	0,022	-1,343	522,70	563,68	466,76	638,28
849,1	604,9	2	0,065	-1,004	604,90	639,57	554,94	707,51
863,4	607,9	3	0,109	-0,797	607,90	686,06	608,04	750,84
881,8	638,9	4	0,152	-0,633	638,90	722,96	649,57	785,84
1153	641,6	5	0,196	-0,489	641,60	755,12	685,23	816,87
1153	664,1	6	0,239	-0,358	664,10	784,57	717,43	845,76
988,2	667,7	7	0,283	-0,234	667,70	812,43	747,45	873,53
638,9	706	8	0,326	-0,114	706,00	839,41	776,06	900,86
641,6	786,8	9	0,370	0,005	786,80	865,98	803,82	928,22
607,9	821,4	10	0,413	0,123	821,40	892,58	831,16	956,03
831,2	831,2	11	0,457	0,243	831,20	919,53	858,44	984,67
821,4	849,1	12	0,500	0,367	849,10	947,21	886,00	1014,51
786,8	859,7	13	0,543	0,495	859,70	975,97	914,19	1045,98
667,7	863,4	14	0,587	0,630	863,40	1006,25	943,40	1079,56
899,9	881,8	15	0,630	0,774	881,80	1038,57	974,10	1115,89
1100,9	899,9	16	0,674	0,930	899,90	1073,61	1006,90	1155,77
664,1	988,2	17	0,717	1,102	988,20	1112,31	1042,61	1200,33
1319,6	1077,2	18	0,761	1,297	1077,20	1156,07	1082,45	1251,25
859,7	1100,9	19	0,804	1,525	1100,90	1207,08	1128,30	1311,21
604,9	1153	20	0,848	1,801	1153,00	1269,20	1183,45	1384,90
706	1153	21	0,891	2,162	1153,00	1350,19	1254,53	1481,79
522,7	1255	22	0,935	2,696	1255,00	1470,09	1358,59	1626,42
1255	1319,6	23	0,978	3,818	1319,60	1721,70	1574,38	1932,48

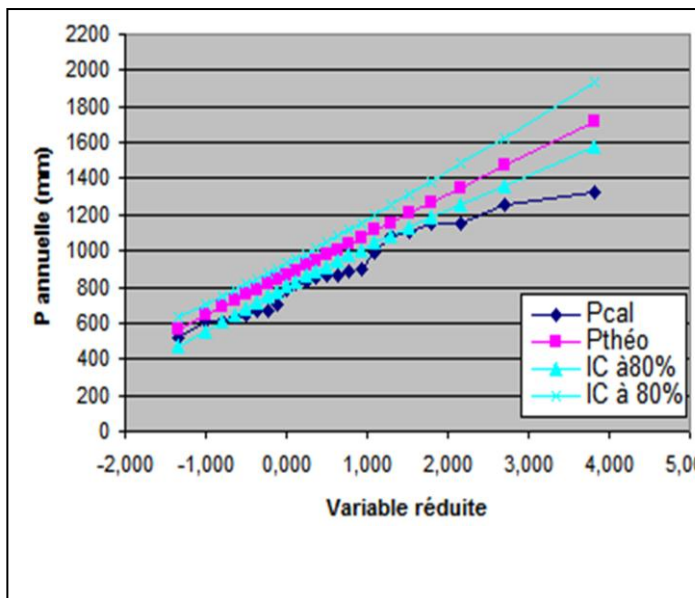
Figure III -11 : Macro complément EXCEL (HYDROLAB).



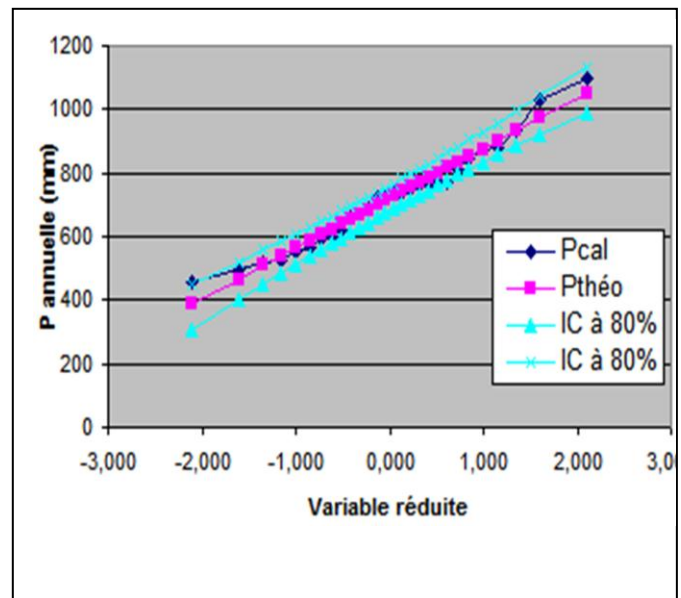
Station de Boubhir



Station d'AGHRIBS



Station de LARBAA NATH IRETHENE



Station de BAGHLIA

Figure III -12 : Ajustement d'une loi Normale aux pluies annuelles

III.4 Conclusion

Le bassin versant d'Oued Sébaou possède deux arguments hydrologiques qui font de lui une surface très arrosée : la proximité de littorale et sa limite Sud représentée par le relief de Djurdjura.

Par l'application de la méthode WILCOXON, Nous avons constaté que les séries de données de toute les stations sont homogènes.

Ainsi que pour l'ajustement, par l'application de la loi Normale, Nous avons remarqué à travers les graphes ($P=F(Z)$) des quatre stations sur lesquelles on a travaillé, que les points expérimentaux sont proches des droites théoriques. Ce qui dit que cette loi s'ajuste bien à nos séries de données.

CHAPITRE IV

Application des modèles et interprétation des résultats

Introduction

Les modèles hydrologiques pluie-débit se révèlent généralement des outils difficiles à utiliser, tant pour un hydrologue non spécialiste de la modélisation que pour un non informaticien. Ils demandent en effet, très souvent, des manipulations de fichiers longues et fastidieuses ainsi que la connaissance approfondie du programme et de son langage de programmation. En outre, les résultats obtenus sont rarement exploitables directement, et il faut fréquemment avoir recours à l'aide externe de tableurs grapheurs ou de logiciels de traitements statistiques.

Or, les modèles hydrologiques sont aujourd'hui des outils indispensables à toutes les études et recherches dans le domaine de l'estimation, de la valorisation et de la gestion des ressources en eau.

Néanmoins, la complexité de certains modèles pluie-débit a conduit au développement de méthodes d'optimisation de plus en plus sophistiquées, destinées à pallier les défaillances de méthodes traditionnelles d'optimisation.

Ainsi dans ce chapitre, nous vous proposons les étapes suivies pour l'optimisation des paramètres de calage des deux modèles et enfin les résultats obtenus dans leur validation.

1. Modélisation de la relation pluie débit par GR2M

Peu importe le mode utilisé, qu'il soit global ou distribué, nous avons choisi de travailler uniquement avec le mode global pour sa robustesse.

Le but ici n'est pas de réaliser des prévisions ou des simulations mais une reconstitution des débits associés aux précipitations et ETP historiques observées suivant différents types de découpages spatiaux.

1.1. GR2M sous Excel

GR2M demande souvent l'utilisation de logiciels tableurs-grapheurs afin d'exploiter les résultats obtenus. Ici, nous avons fait le choix de travailler directement sous Excel et de recadrer les formules des différents réservoirs dans chacune des cases.

Description du modèle sous Excel :

La succession des cases en interconnexion sur chaque ligne correspond aux différentes redistributions de la donnée pluie dans chaque réservoir et cela, jusqu'à l'obtention du débit calculé.

Chaque colonne va ainsi décrire cette redistribution pour chaque mois considéré sur toute la série chronologique étudiée.

Les variables indépendantes sont la pluie (P) et l'évapotranspiration (ETP)

Les variables dépendantes sont les débits simulés à l'exutoire (Qc).

Le tableur a été agencé de manière à avoir les données de débits sur une ligne et les données de temps en colonne.



Un des objectifs de cette méthode est de pouvoir tracer directement sous Excel un graphique retraçant les débits calculés en fonction du temps (hydrogrammes) et les rapporter à ceux réellement mesurés à la sortie du réservoir S. Cela permet ainsi une bonne approche visuelle de la restitution des débits calculés par rapport aux mesurés.

Dans un deuxième temps, l'utilisation du solveur d'Excel permet un calage des paramètres du modèle, en vue d'optimiser le critère de Nash.

La tolérance est fixée à 5%, la précision à 10^{-5} et le nombre d'itérations possibles à 1000.

7	Nom du bassin	Fiefa																
8																		
9	Superficie du bassin (kr)																	
10	Paramètres modèle																	
11																		
12	x1: Capacité rés production (mm)	5.80																
13	x2: Paramètre d'échange (mm)	0.51																
14																		
15	Valeurs initiales																	
16	Niveau de remplissage initial S0 (max.: x1 mm)											165.15						
17	Niveau de remplissage initial R0 (max.: 60 mm)												30					
18																		
19	Période																	
20	Longueur de la période de mise en route (mois)												12					
21	Durée de la période test (mois)												45					
22	Date de départ												01/1991					
23	Date de fin												10/1994					
24																		
25	Moyenne des pluies observées (mm/mois)												78.9					
26	Moyenne des ETP observées (mm/mois)												114.0					
27	Moyenne des débits observés (mm/mois)												10.7					
28	Moyenne des racines des débits observés												2.3					
29	Moyenne des log des débits observés												0.9					
30																		
31	Critères d'efficacité (%)																	
32	Nash(O)												82.8					
33	Nash(VQ)												87.3					
34	Nash(ln(O))												89.1					
35	Bilan												96.2					
36																		
37																		
38	Données																	
39	Mois	Pluie (mm)	ETP (mm)	Debit (mm)														
40	janv-90	120	49.91	1.64	S1	P1	S2	S	P2	P3	R1	F	R2	R	Debit simulé	Coûts	VQoûts	ln(Coûts+)
41	févr-90	0	57.12	0.52	236.80	46.55	194.71	182.99	11.73	58.27	88.27	49.25	45.02	28.72	19.38	1.641	1.281	0.6
42	mars-90	59.8	81.53	0.54	187.49	0.00	140.39	137.43	3.47	3.47	28.19	-14.30	14.69	11.93	2.96	0.522	0.722	-0.2
43	avr-90	105.8	103.8	4.47	182.95	14.28	125.18	122.98	2.19	16.47	28.40	-13.91	14.48	11.67	2.82	0.540	0.735	-0.2
44	mai-90				202.52	27.45	128.13	123.87	2.26	28.41	41.02	20.13	20.05	15.53	5.47	4.479	2.115	1.6

Figure IV-1 : Feuille Excel du modèle GR2M

1.2. Présentation et Interprétation des résultats

1ère étape : A fixé - x_1 et x_2 à caler.

Nous avons donc cherché à caler, par la fonction solveur d'Excel, les deux paramètres x_1 et x_2 du modèle, en ayant comme point de départ, une valeur fixée à 0.2.

La valeur de A (ou Smax), correspond à la valeur moyennée à l'échelle du bassin, en pondérant les valeurs de chaque polygone de sol par leur superficie respective, et cela, pour l'ensemble du bassin.

Les cellules variables sont x_1 et x_2 et la cellule à optimiser est le critère de Nash pour la période considérée avec une valeur maximum recherchée égale à 100.

2ème étape : A - x_1 et x_2 à caler.

Dans ce cas, trois paramètres sont à caler en vue d'optimiser le critère de Nash.

Les cellules variables sont donc x_1 , x_2 et A. Les données de départ sont $x_1 = 6$, $x_2 = 1$ et A égal à la valeur moyennée sur le bassin.

Tableau IV-1 : Résultats obtenus par GR2M

Code	Période calage	Période validation	X_1	X_2	A	Nash calage (%)	Nash validation (%)
02-15-13	1990-1996	1996-2002	6,05	0,85	211,64	84,2	75,3
02-16-05	1990-1998	1999-2002	5,90	0,52	201,71	82,9	71,6
02-17-06	1987-1994	2006-2010	4,82	0,91	82,67	76,9	63,6
02-20-01	1980-1989	1990-1997	5,29	0,99	99,29	89,4	70,1

Le calage des deux paramètres X_1 et X_2 uniquement, a donné des valeurs de Nash faibles ($43\% < \text{Nash} < 85\%$), et lorsqu'on a calé le paramètre A, qui représente la capacité de remplissage maximale du réservoir sol du modèle GR2M, avec les deux paramètres X_1 et X_2 , nous avons obtenu des valeurs de Nash plus acceptables ($75\% < \text{Nash} < 90\%$ au calage et $63\% < \text{Nash} < 75\%$ en validation). Ce que nous a incité à caler le modèle avec les trois paramètres A, X_1 et X_2 . Le tableau suivant donne les paramètres obtenus après optimisation.

Signalons qu'il est difficile d'interpréter physiquement les valeurs des paramètres du modèle prises indépendamment, vis-à-vis des capacités de stockage, étant donné que le modèle utilise deux fonctions à la fois pour ajuster son bilan en eau. Une capacité plus grande du réservoir de production signifie souvent une capacité tampon plus importante. Une valeur plus grande de X_2 signifie des échanges plus importants (pertes ou gains suivant que l'on est inférieur ou supérieur à 1).

1.2.1. Présentation des résultats numériques

Les résultats obtenus dans l'estimation des incertitudes dans les phases calage et validation de GR2M sont présentés dans les tableaux IV-2 et IV-3 respectivement :

Tableau IV-2 : Résultats de calage en mensuel (mm)

Code	Nom station	Moyenne			Ecart-type			Coeff. de corrélation(%)
		Q_{ob}	Q_{cal}	Q_{ob}/Q_{cal}	S_{ob}	S_{cal}	S_{ob}/S_{cal}	
02-16-05	Fréha	12,91	11,84	1,09	23,46	19,77	1,20	0,84
02-15-13	Boubhir	15,01	16,15	0,93	25,04	22,56	1,11	0,91
02-17-06	Oued Aissi	20,67	19,72	1,05	33,63	29,70	1,13	0,85
02-20-01	Baghlia	26,47	19,45	1,36	40,29	28,59	2,46	0,83

Tableau IV-3 : Résultats de validation en mensuel (mm)

Code	Nom station	Moyenne			Ecart-type			Coeff. de corrélation(%)
		Q_{ob}	Q_{cal}	Q_{ob}/Q_{cal}	S_{ob}	S_{cal}	S_{ob}/S_{cal}	
02-16-05	Fréha	8,79	10,94	0,78	22,73	24,40	2,14	0,92
02-15-13	Boubhir	17,32	17,27	1,00	31,46	27,76	0,61	0,87
02-17-06	Oued Aissi	24,79	32,60	0,76	33,07	43,46	0,99	0,85
02-20-01	Baghlia	14,26	17,35	0,82	23,72	24,01	1,12	0,73

Ici nous pouvons constater une forte similitude entre les débits observés et calculés que ce soit en calage ou en validation (85 % pour les quantiles 1,05 et 91% pour les quantiles 0,93 en calage, et 92% pour quantiles 0,78 et 73% pour les quantiles 0,82 en validation).

Le rapport Q_{ob}/Q_{cal} est compris entre 0,93 et 1,36 en calage, et entre 0,76 et 1,00 en validation. D'ailleurs nous nous apercevons que ces erreurs sont relativement homogènes quelques soient les valeurs des débits calculés (Annexes).

1.2.2. Présentation des résultats graphiques

Les hydrogrammes suivants permettent de visualiser les chroniques des débits observés et les débits simulés par GR2M pour toutes les stations retenues en calage et en validation, et pour les mêmes périodes de simulations présentées dans le tableau IV-1.

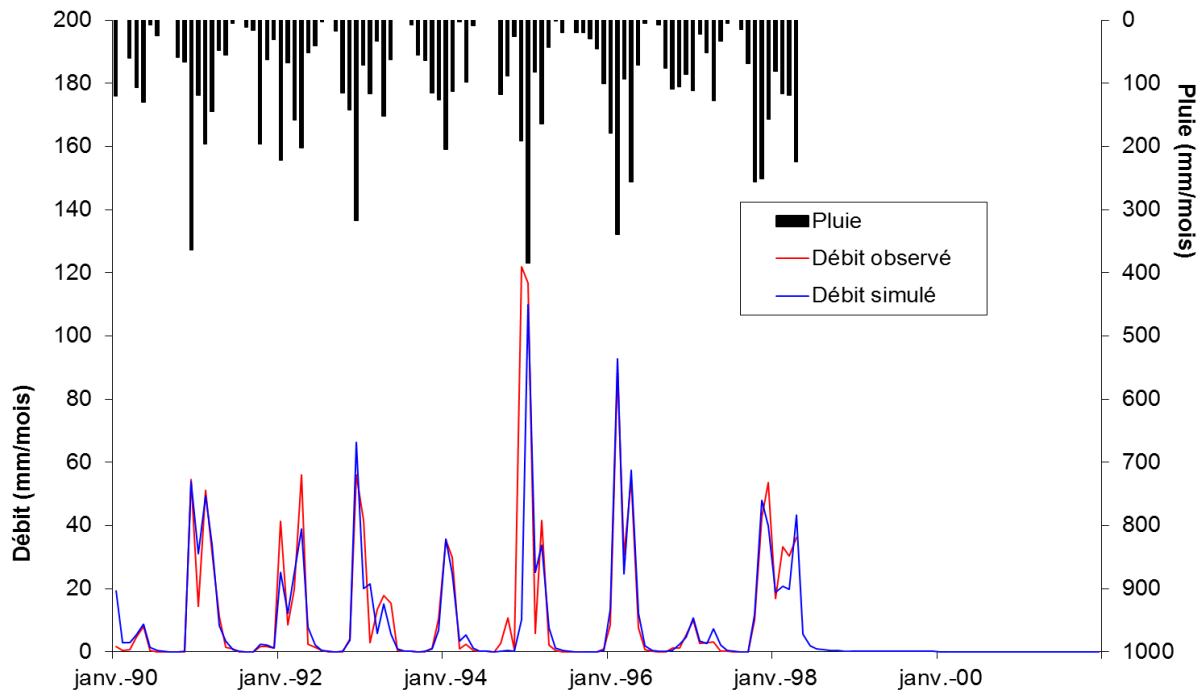


Figure IV-2 : Hydrogramme de calage du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Fréha

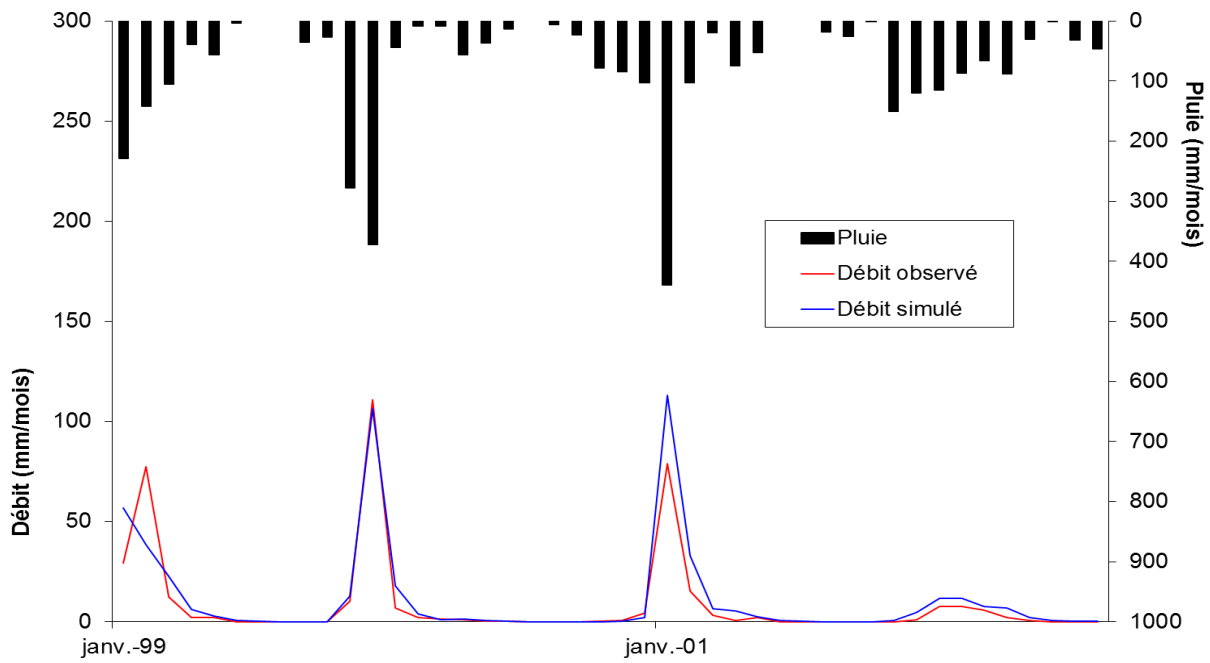


Figure IV-3 : Hydrogramme de validation du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Fréha.

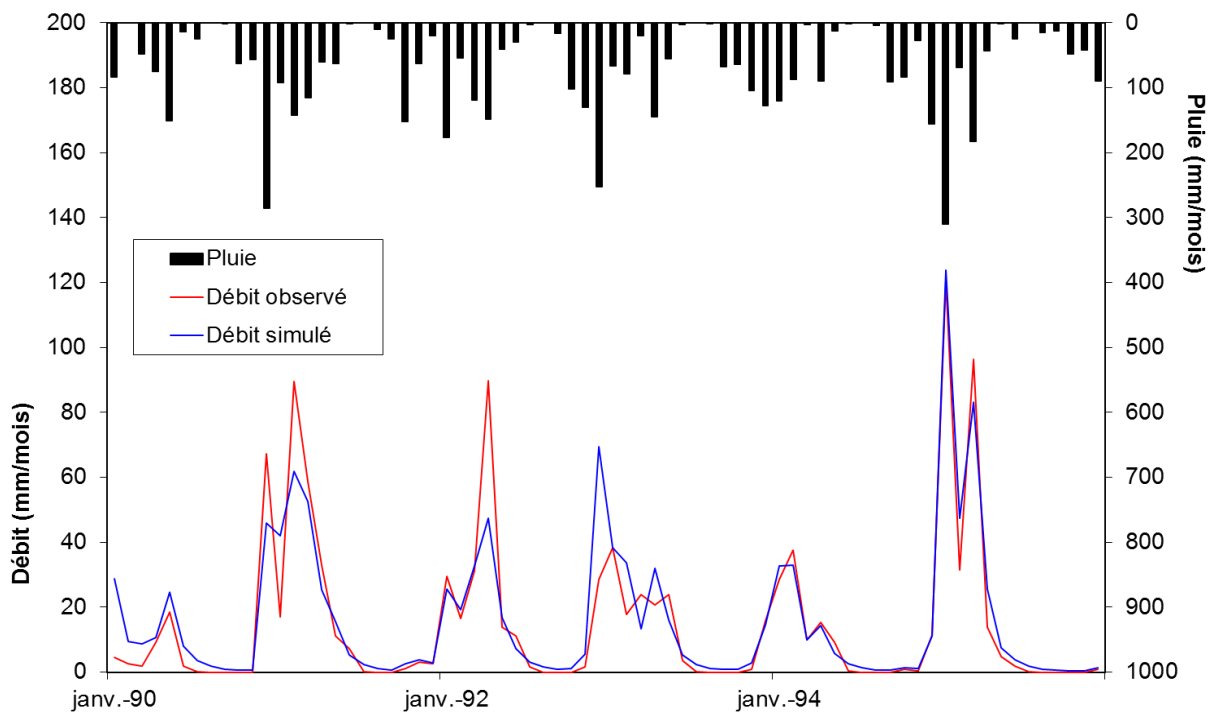


Figure IV-4 : Hydrogramme de calage du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Boubhir

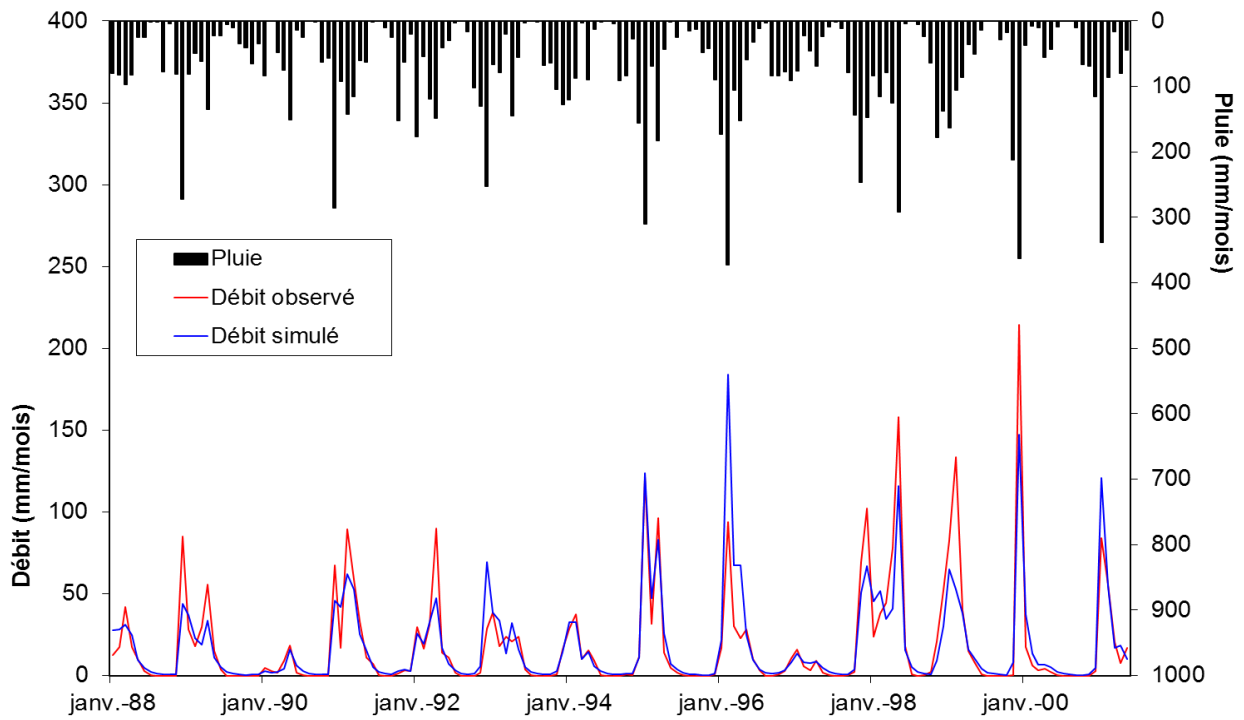


Figure IV-5 : Hydrogramme de validation du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Boubhir

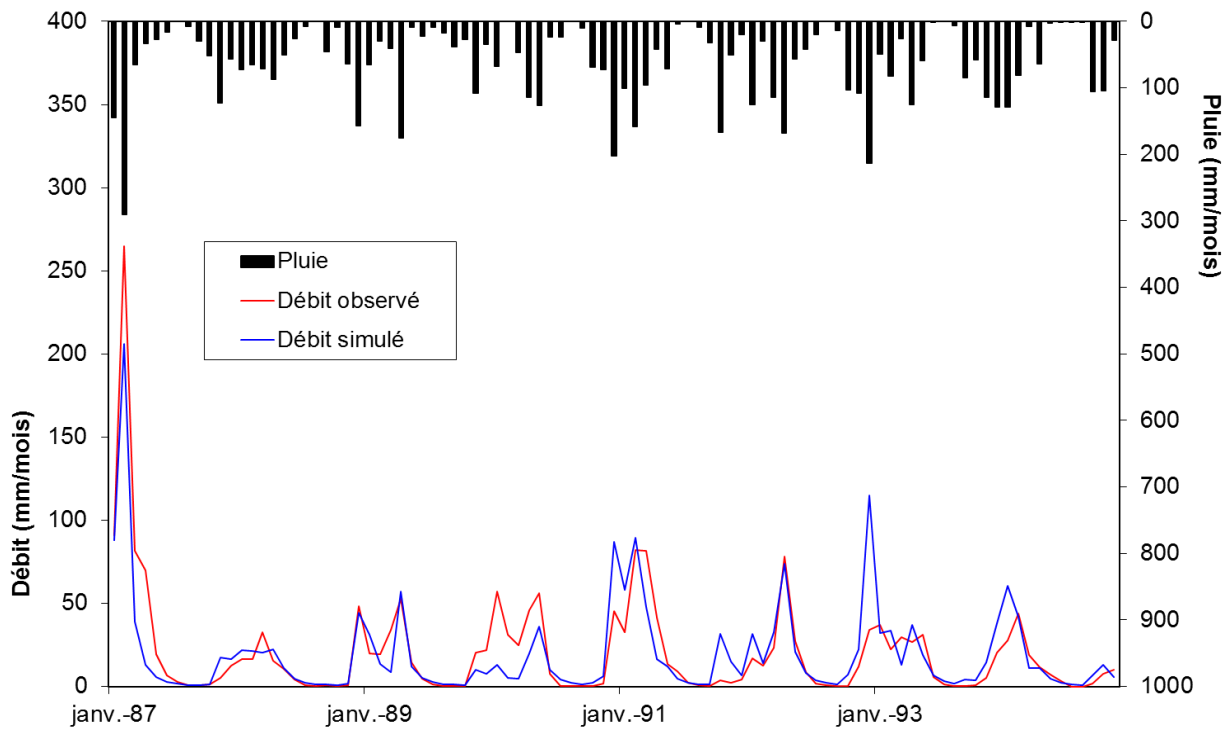


Figure IV-6 : Hydrogramme de calage du modèle GR2M sur le sous bassin versant d'Oued Aissi

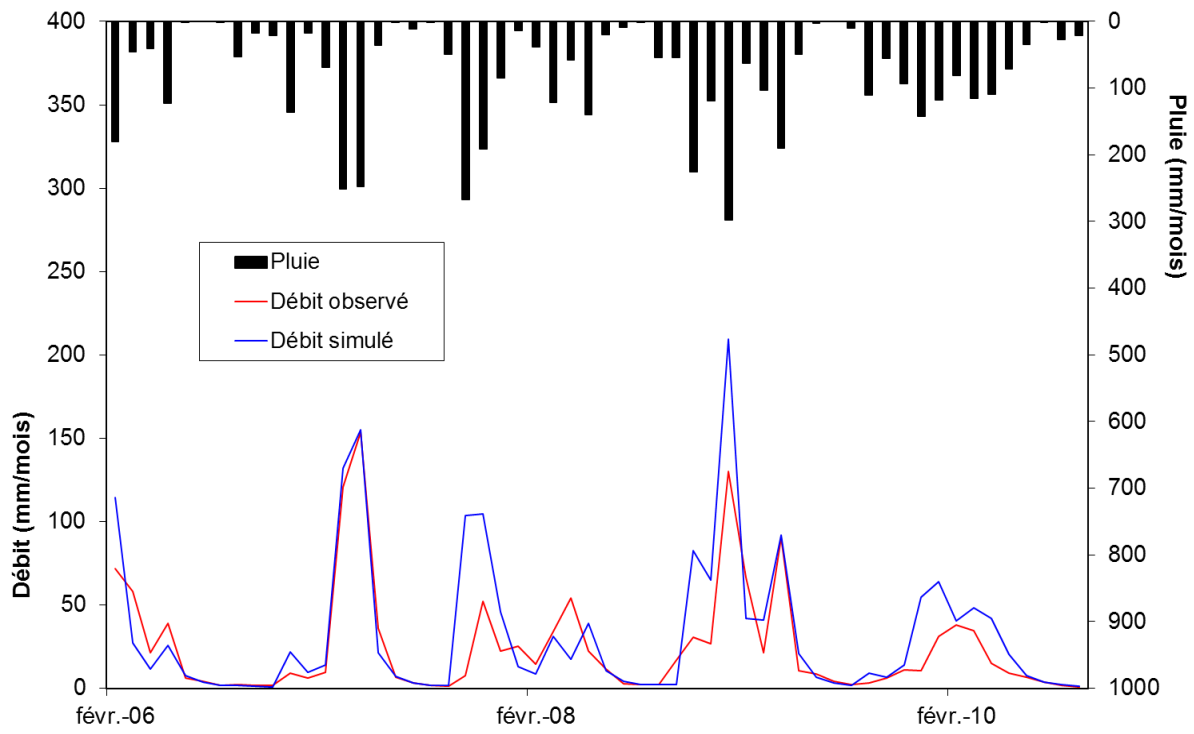


Figure IV-7 : Hydrogramme de validation du modèle GR2M sur le sous bassin versant d'Oued Aissi

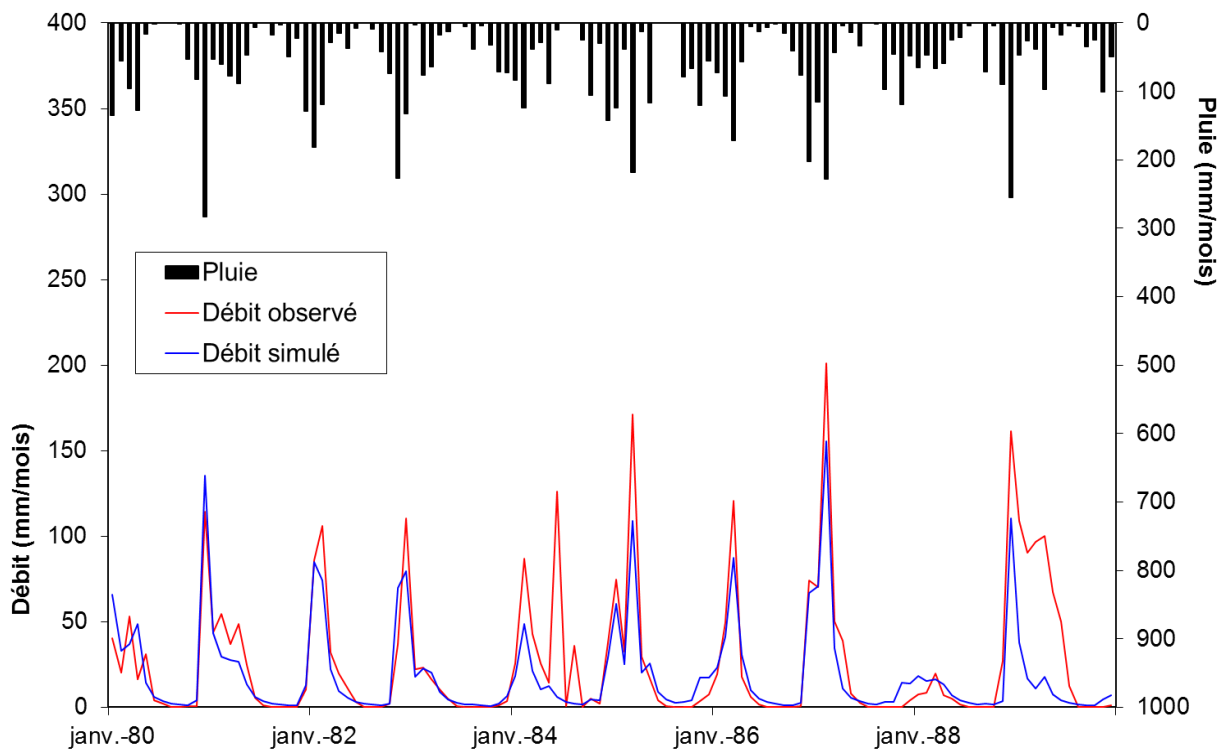


Figure IV-8 : Hydrogramme de calage du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Baghlia

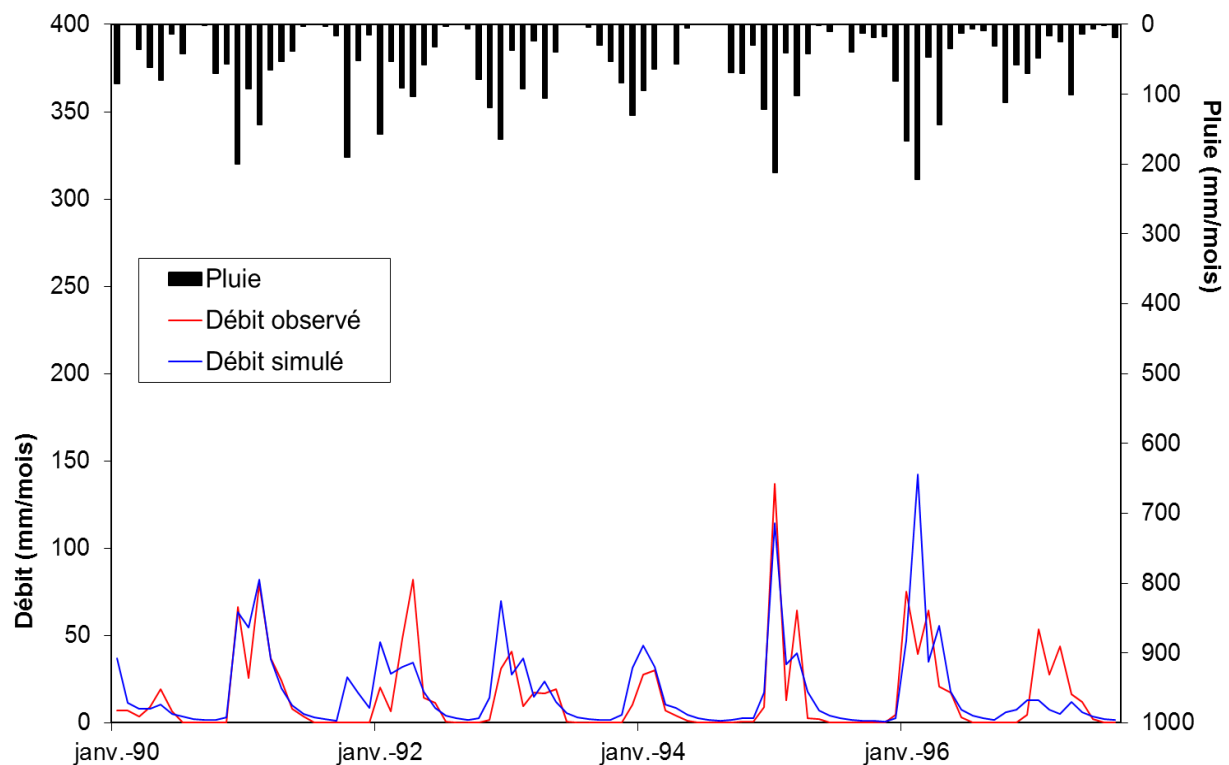


Figure IV-9 : Hydrogramme de validation du modèle GR2M sur le sous bassin versant de Baghlia

La reconstitution des débits mensuels aux différents sous bassins versant étudiés à savoir les sous bassins versants de Fréha, Oued Aissi, Boubhir et Baghlia a été correct, les pics des débits ont été bien simulé ce qui nous amène à dire que la simulation mensuel s'adapte bien à notre région d'étude.

2. Modélisation de la relation pluie débit par GR4J

Tout comme le modèle GR2M, le but pour ce modèle journalier est la reconstitution des débits journaliers des quatre sous bassins versants pris en compte dans cette étude à partir des pluies et évapotranspirations (ETP) journalières.

N.B : les ETP utilisés dans cette manipulation sont les moyennes journalières de chaque mois.

2.1. GR4J sous Excel

Pour une utilisation sur un bassin donné, l'utilisateur doit fournir les données d'entrées suivantes au logiciel à savoir :

- la superficie du bassin en km².

- les valeurs transformées des quatre paramètres, l'utilisation des valeurs transformées est plus commode pour le cas où l'on optimise les paramètres par le solveur.
- les valeurs initiales des taux de remplissage des deux réservoirs, l'effet d'une mauvaise initialisation de ces états internes dans le calcul des critères est en fait limité par l'utilisation d'une année de mise en route.
- la longueur de la période de mise en route.
- le nombre de pas de temps sur lesquels les critères d'efficacité seront calculés.
- les chroniques de pluie (mm), ETP (mm), débit (m³/s)

Les valeurs des paramètres du modèle peuvent être optimisées en utilisant la fonction "Solveur".

En début d'optimisation, on pourra choisir les valeurs initiales suivantes pour les paramètres transformés: $X_1=5.9$, $X_2=0$, $X_3=4.5$, $X_4=0.2$.

2.2. Présentation et interprétation des résultats

Pour présenter les résultats de la simulation par GR4J, nous avons décidé de les résumer dans le tableau IV-4

Tableau IV-4 : Résultat obtenus par GR4J

Code	Période calage	Période validation	X ₁	X ₂	X ₃	X ₄	Nash calage (%)	Nash validation (%)
02-15-13	1999-2001	2006-2008	8,54	-0,4	-1,34	0,51	96,6	65,5
02-16-05	2000-2002	2006-2008	5,21	-0,33	1,04	0,55	71,0	40,7
02-17-06	1997-1999	2006-2008	5,11	-2,16	4,51	0,41	94,4	61,9
02-20-01	1993-1995	1995-1997	5,36	-0,43	2,96	1,01	82,3	50,0

Dans cette application du modèle GR4J, on a calé directement les 4 paramètres X₁, X₂, X₃ et X₄ du modèle, nous avons obtenu des valeurs de Nash plutôt acceptables (71% < Nash < 96% au calage et 40% < Nash < 65% en validation).

Le processus de calage peut être considéré comme robuste avec des paramètres ayant des valeurs similaires dans les différentes périodes de calage. Les valeurs des paramètres révèlent que :

- X₁ atteint des valeurs fortes. Cela pourrait signifier que le modèle force le bassin à avoir une importante capacité de rétention.
- X₂ est faible. Le modèle n'a besoin d'aucun apport ou d'aucune perte souterraine pour équilibrer le bilan en eau.
- X₃ prend des valeurs moyennes.
- X₄ est étonnamment petit pour une telle taille de bassin. Ainsi, le délai de temps entre les précipitations et l'arrivée du débit à l'exutoire du bassin versant est probablement autour de 3 ou 4 jours (X₄/2 est une estimation du temps de concentration du bassin).

2.2.1. Présentation des résultats numériques

Les résultats obtenus dans l'estimation des incertitudes dans les phases calage et validation de GR4J sont présentés dans les tableaux IV-5 et IV-6 respectivement :

Tableau IV-5 : Résultats de calage en journalier (*mm*)

Code	Nom station	Moyenne			Ecart-type			Coeff. de corrélation(%)
		Q _{ob}	Q _{cal}	Q _{ob} /Q _{cal}	S _{ob}	S _{cal}	S _{ob} /S _{cal}	
02-16-05	Fréha	0,18	0,25	0,72	1,31	2,02	1,65	0,96
02-15-13	Boubhir	0,70	1,28	0,55	1,84	2,04	0,90	0,72
02-17-06	Oued Aissi	0,96	0,80	1,20	2,75	2,36	1,16	0,90
02-20-01	Baghlia	0,43	0,49	0,88	1,58	1,75	0,90	0,91

Tableau IV-6 : Résultats de validation en journalier (*mm*)

Code	Nom station	Moyenne			Ecart-type			Coeff. de corrélation(%)
		Q _{ob}	Q _{cal}	Q _{ob} /Q _{cal}	S _{ob}	S _{cal}	S _{ob} /S _{cal}	
02-16-05	Fréha	0,55	0,67	0,82	3,33	3,98	0,84	0,53
02-15-13	Boubhir	0,73	0,72	1,01	3,23	1,31	2,46	0,49
02-17-06	Oued Aissi	0,92	0,83	1,11	2,14	2,74	0,78	0,66
02-20-01	Baghlia	0,35	0,41	0,85	1,23	1,19	1,03	0,87

Dans l'application du modèle journalier nous constatons une similitude entre les débits observés et calculés moindre que celle observée pour le modèle mensuel (96 % pour les quantiles 1,11 et 72% pour les quantiles 0,50 en calage, et 49% pour quantiles 1,42 et 87% pour les quantiles 0,59 en validation).

Le rapport Q_{ob}/ Q_{cal} est compris entre 0,58 et 1,44 en calage, et entre 0,63 et 1,08 en validation (Annexes).

2.2.2. Présentation des résultats graphiques

Les hydrogrammes suivants permettent de visualiser les chroniques des débits observés et les débits simulés par GR4J pour toutes les stations retenues en calage et en validation, et pour les mêmes périodes de simulations présentées dans le tableau IV-4.

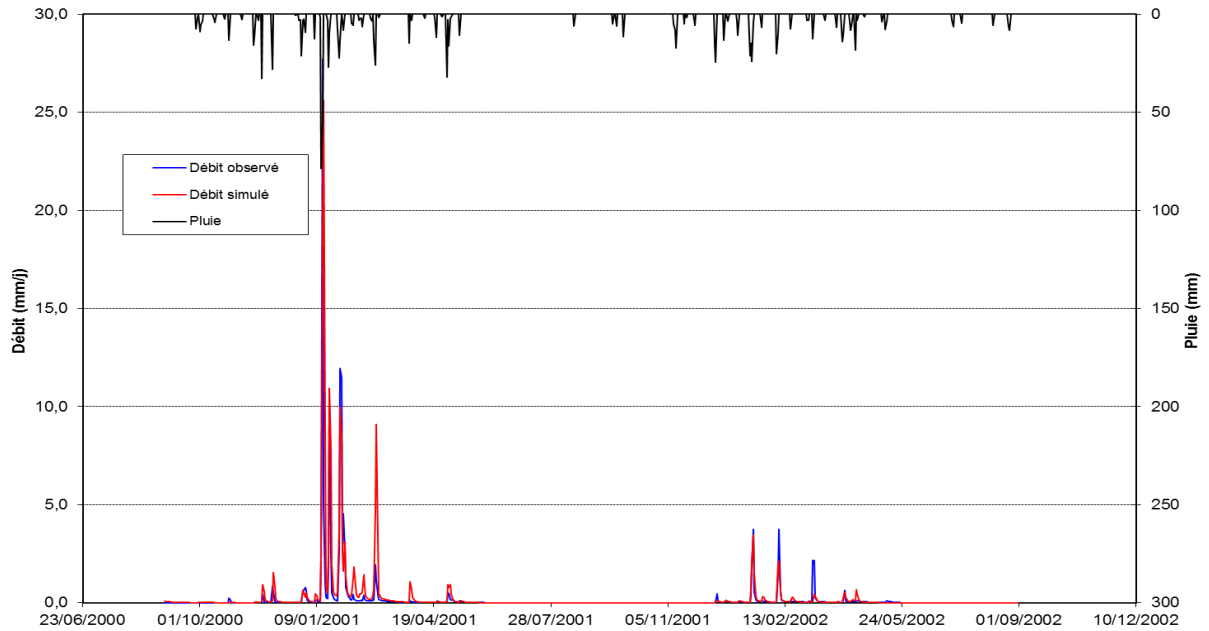


Figure IV-11 : Hydrogramme de calage du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Fréha

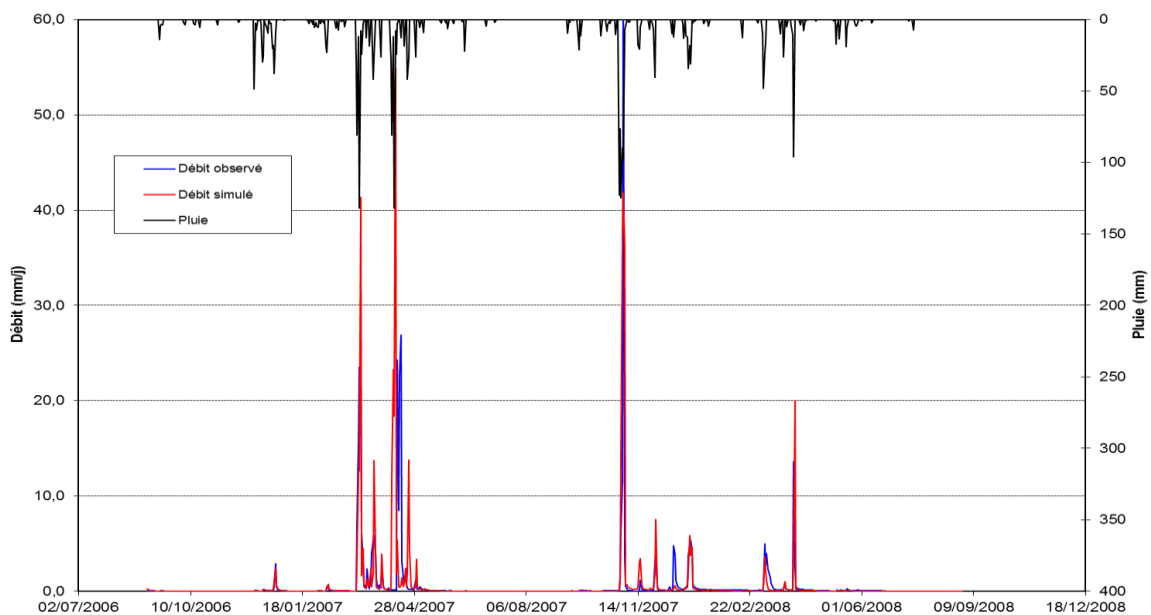


Figure IV-12 : Hydrogramme de validation du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Fréha

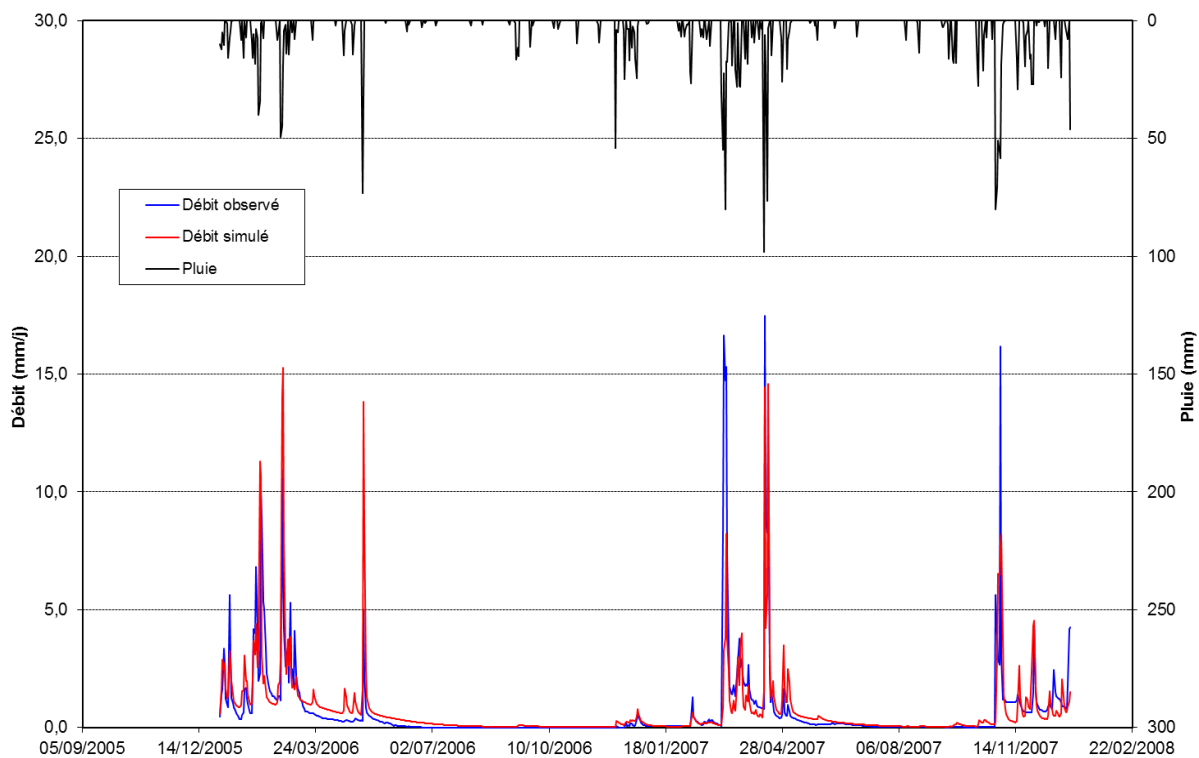


Figure IV-13 : Hydrogramme de calage du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Boubhir

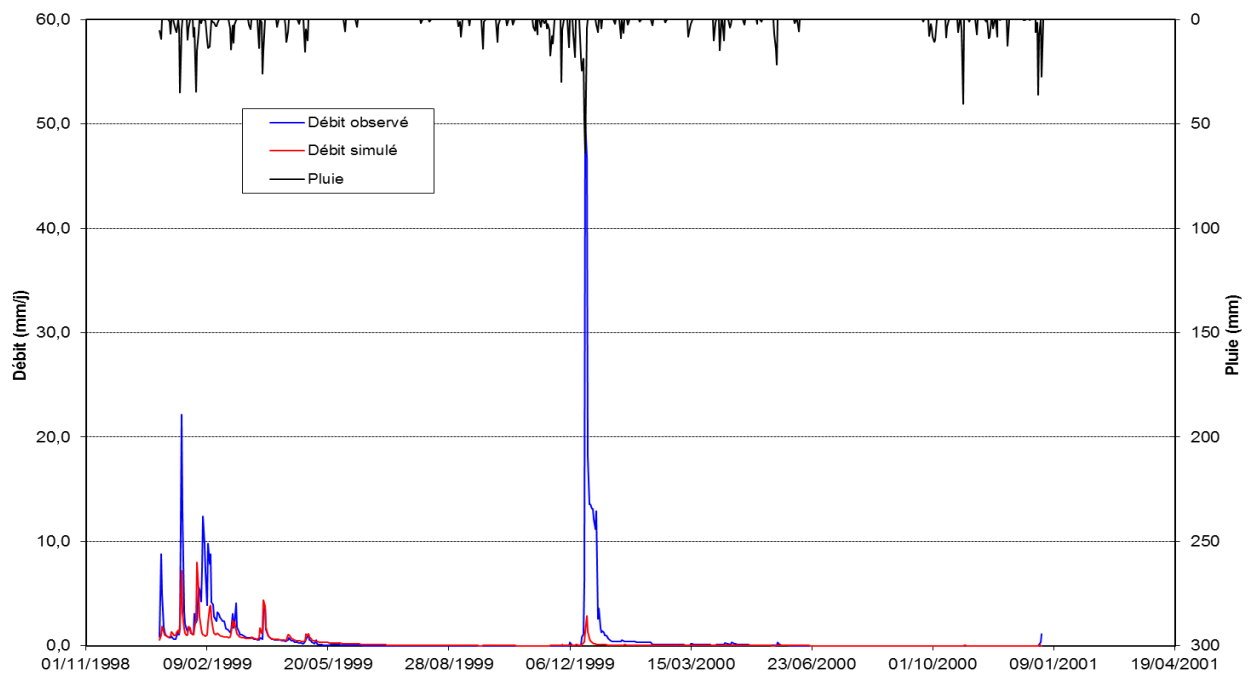


Figure IV-14 : Hydrogramme de validation du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Boubhir

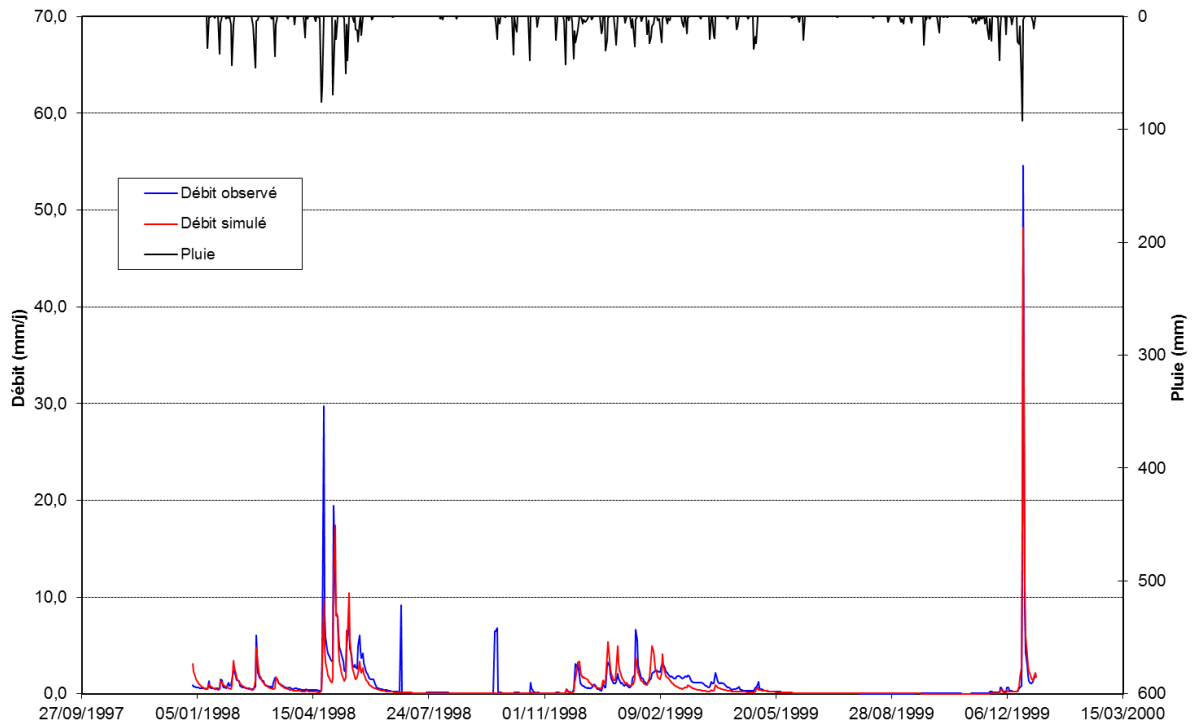


Figure IV-15 : Hydrogramme de calage du modèle GR4J sur le sous bassin versant d'Oued Aissi

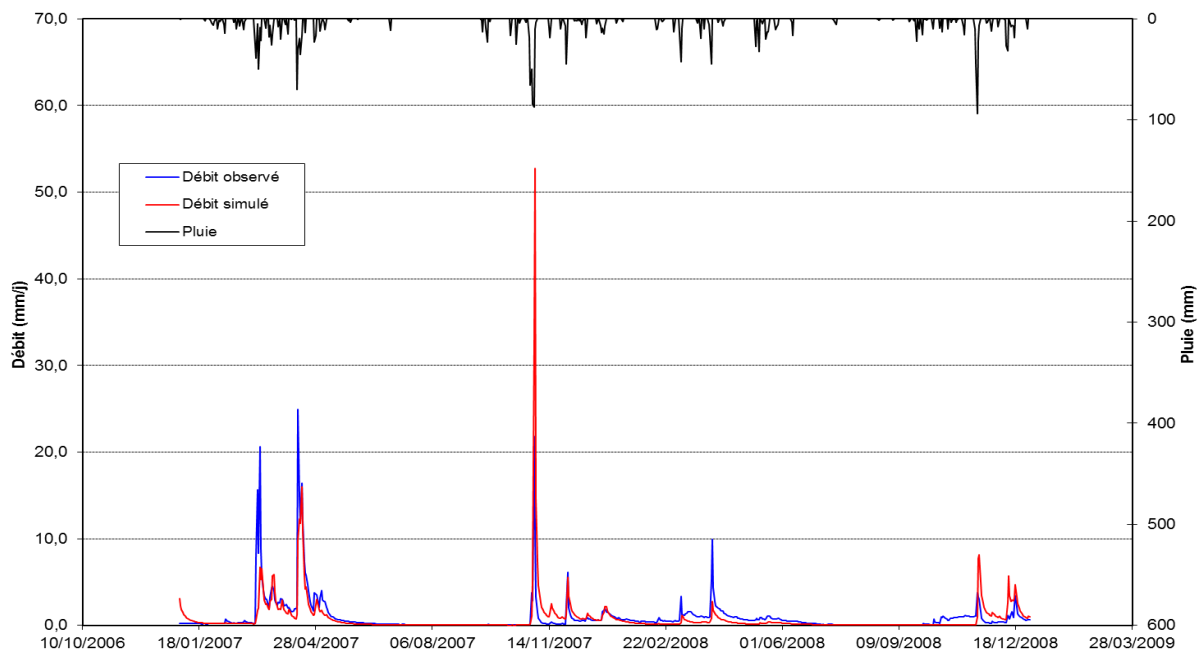


Figure IV-16 : Hydrogramme de validation du modèle GR4J sur le sous bassin versant d'Oued Aissi

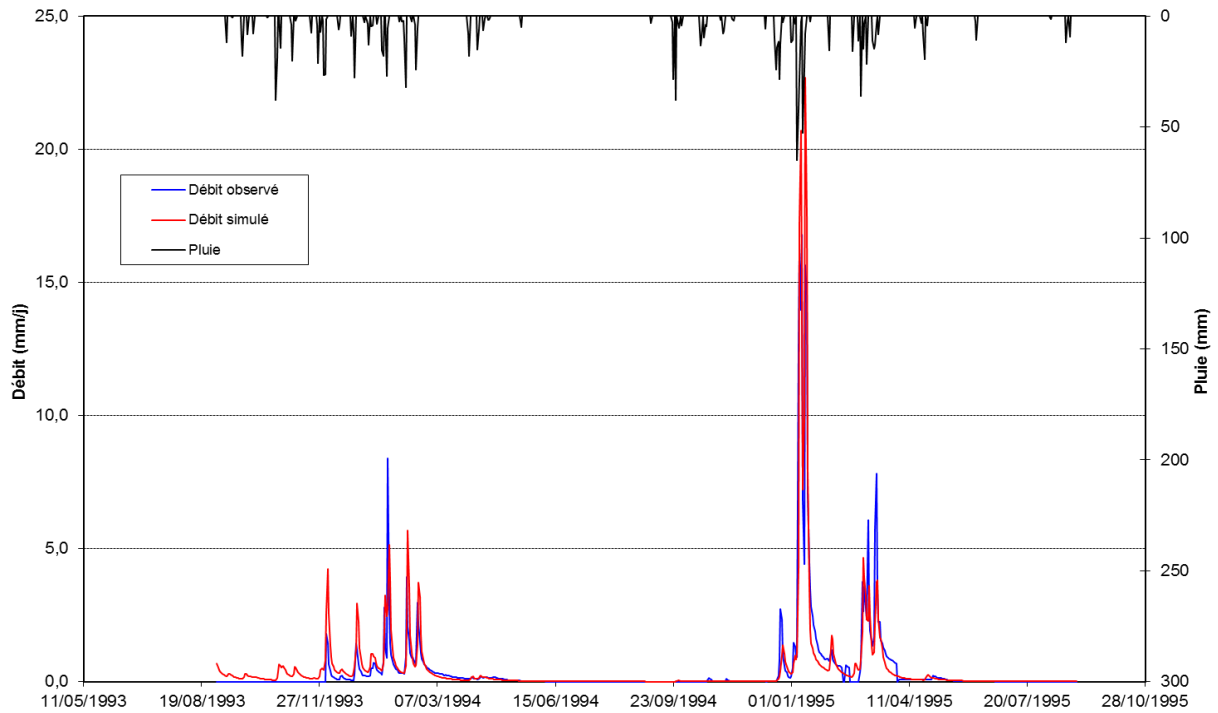


Figure IV-17 : Hydrogramme de calage du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Baghlia

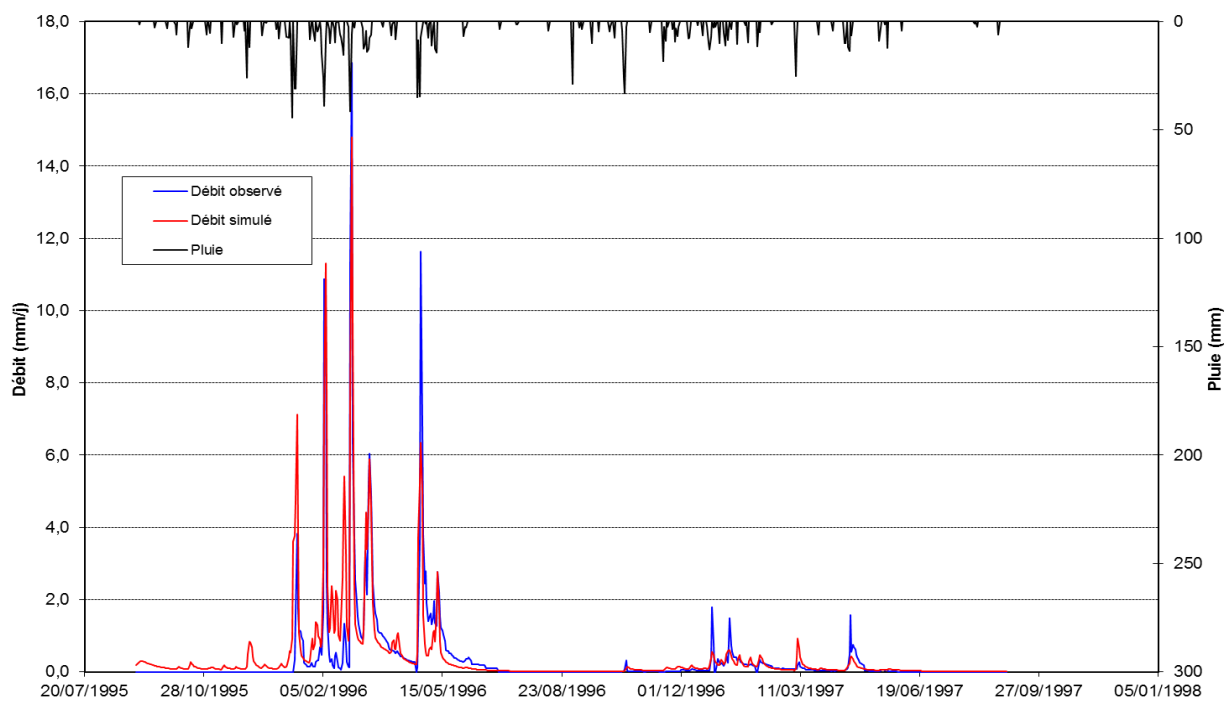


Figure IV-18 : Hydrogramme de validation du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Baghlia

On remarque dans cette application que les allures des débits observés et celles des débits reconstitués sont mal superposés surtout au niveau des pics, cela est dû au fait que le critère de Nash trouvé après optimisation était faible.

3. Conclusion

Les modèles pluie-débit appliqués ont montré des résultats satisfaisants pour le GR2M et moins satisfaisant pour le modèle GR4J où on observe d'ailleurs un critère de Nash de 40% en validation au sous bassin versant de Fréha, Cela peut s'expliquer par les longues périodes sèches que traversent nos cours d'eau, pratiquement 3 mois (Juin à Aout) ce qui rend la simulation journalière difficile à réaliser.

L'analyse des résultats numériques, à savoir les rapports des moyennes des débits observés et calculés par le modèle GR2M, rapport des écart-types et les coefficients de corrélation pour le pas de temps mensuel, montre que les lames d'eau calculées présentent une bonne concordance avec les lames d'eau observées par contre les rapports des écart-types et coefficients de corrélation pour le pas de temps journalier montrent une mauvaise concordance.

Ainsi les résultats graphiques des débits simulés par GR2M présentent des allures qui épousent quasi-parfaitement celles des débits observés (de manière acceptable), et ce pour tous les bassins étudiés, contrairement aux hydrogrammes générés par GR4J. On peut dire que la qualité de simulation du modèle GR2M est beaucoup plus satisfaisante que celle de GR4J.

Conclusion générale

Ce travail de mémoire représente une première approche dans la recherche d'un modèle pluie-débit capable de représenter les écoulements du bassin versant d'oued sébaou. Aussi nous avons tenté de trouver une méthodologie qui nous permette de valider le modèle proposé.

Dans ce contexte, on a utilisé un modèle global de type GR, et on a étudié son architecture, son fonctionnement et les différentes versions développées par le Cemagref. Ensuite on a proposé l'utilisation de deux modèles, GR2M et GR4J.

Le calage faites sur les débits des quatre sous bassins est satisfaisante que soit avec GR2M ou GR4J (Nash : entre 75 et 90 % pour le GR2M, et entre 71 et 96 % pour GR4J), et la validation sur ces sous bassins nous a donné de bons résultats (Nash : entre 63 et 75 % pour GR2M et entre 41 et 65 % pour GR4J). Cette performance du modèle nous permet de conclure qu'on a réussi à modéliser de manière cohérente des écoulements à l'exutoire et que le schéma du modèle proposé est satisfaisant.

Aussi, nous constatons qu'il est encore difficile de parvenir à modéliser de manière très satisfaisante les écoulements de la saison humide, mais ce problème est dû principalement à certains éléments physiques que le modèle ne peut pas prendre en compte.

Bien que la modélisation présente de nombreuses imprécisions, les concepts développés semblent prometteurs et l'amélioration de la modélisation passe par une étude plus fine de la génération des écoulements non glaciers (liés aux précipitations), et aussi par l'amélioration du modèle de fonte glaciaire.

A ce stade de recherche, on a trouvé que le modèle G2RM semble très adapté pour la modélisation pluie-débit sur les surfaces du bassin versant d'oued Sébaou au pas de temps mensuel. On a réussi avec un modèle très simple et avec un minimum de variables d'entrées (P, ETP) à modéliser de manière cohérente les débits observés à l'exutoire du bassin versant.

Bibliographie

- S. CHARIFI (2006)**, Application du modèle hydrologique GR2M sur les bassins versants de la Soummam et de l'Isser, Mémoire de Magister à l'Ecole Nationale Polytechnique d'Alger, 143 p.
- Ministère des Ressources en Eau (2002)**, Agence de bassin (Algérois, Hodna, Soummam), Les Carnets de l'Agence, Revue N° 01, 36 p.
- M. RESCAN (2005)**, Préviation des ressources en eau en Afrique de l'Ouest et Centrale jusqu'en 2099 par application des sorties du modèle d'évolution du climat HadCM3 au modèle hydrologique GR2M, DEA « Sciences de l'eau dans l'environnement continental » à l'université Montpellier II, 103 p.
- EDIJATNO et MICHEL C., (1989)**, Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche, n° 2, pp.113-121.
- EDIJATNO (1991)**, Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur/ENGEES, Strasbourg, 242 p.
- E. HAZIZA (2003)**, Modélisation mensuelle pluie-débit/ apports de la spatialisation cas des données de sols, Diplôme d'Etudes Approfondies en Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental Université Montpellier II, 90 p.
- B. ABADIE (2006)**, Simulation des crues du Rhin par des modèles hydrologiques mettant en œuvre différentes stratégies d'agrégation, Mémoire de Master à l'université Paris-sud 11, 124 p.
- M. KABOUYA, (1990)**, Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et journalier en Algérie septentrionale, Thèse de doctorat à l'université Paris sud Orsay, 353 p.
- G. Eric (2007)**, Hydrologie de versants et de bassins versants et modélisation pluie-débit, Ecole nationale des ponts et chaussées D.E.A science et technique de l'environnement ; 90p.
- HREICHE A. (2003)**, Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit dans le contexte méditerranéen ; thèse de doctorats de l'université Montpellier et l'université de Saint – Joseph, 257p.

-N. KREIS (2004), Modélisation des crues des rivières de moyenne montagne pour la gestion intégrée du risque d'inondation application a la vallée de la Thur (Haut-Rhin) ; thèse de doctorat Spécialité : Sciences de l'Eau à l'Ecole Nationale du Génie de l'Eau et de l'Environnement de Strasbourg, 350p.

-A. LEQUIEN, (2003), Analyse et évaluation des crues extrêmes par modélisation hydrologique spatialisée : cas du bassin versant du Vidourle. Rapport de DEA de l'Université de Montpellier II, 61 p.

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

-C. BERTHIER (2005), Quantification des incertitudes des débits calculés par un modèle pluie-débit empirique, Mémoire de Master en Sciences de la terre spécialité Hydrologie, Hydrogéologie et Sols à l'université Paris-sud 11, 55p.

S. MOUELHI, (2000) Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel, annuel et interannuel. Rapport interne d'avancement, Cemagref, 58 p.

-MOUELHI S. (2007), Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier ; thèse de doctorats l'école Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, 323p.

-NASCIMENTO.N.O (1995), Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Thèse de Doctorat, CERGRENE/ENPC, Paris, 550 p.

-PERRIN .C, CLAUDE .M, VAZKEN .A (2003), Improvement of a parsimonious model for stream flow simulation, journal hydrologique, (279 p).

-C. PERRIN (2000), Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative docteur de l'institut national polytechnique de Grenoble L' INPG, 527p.

Site internet

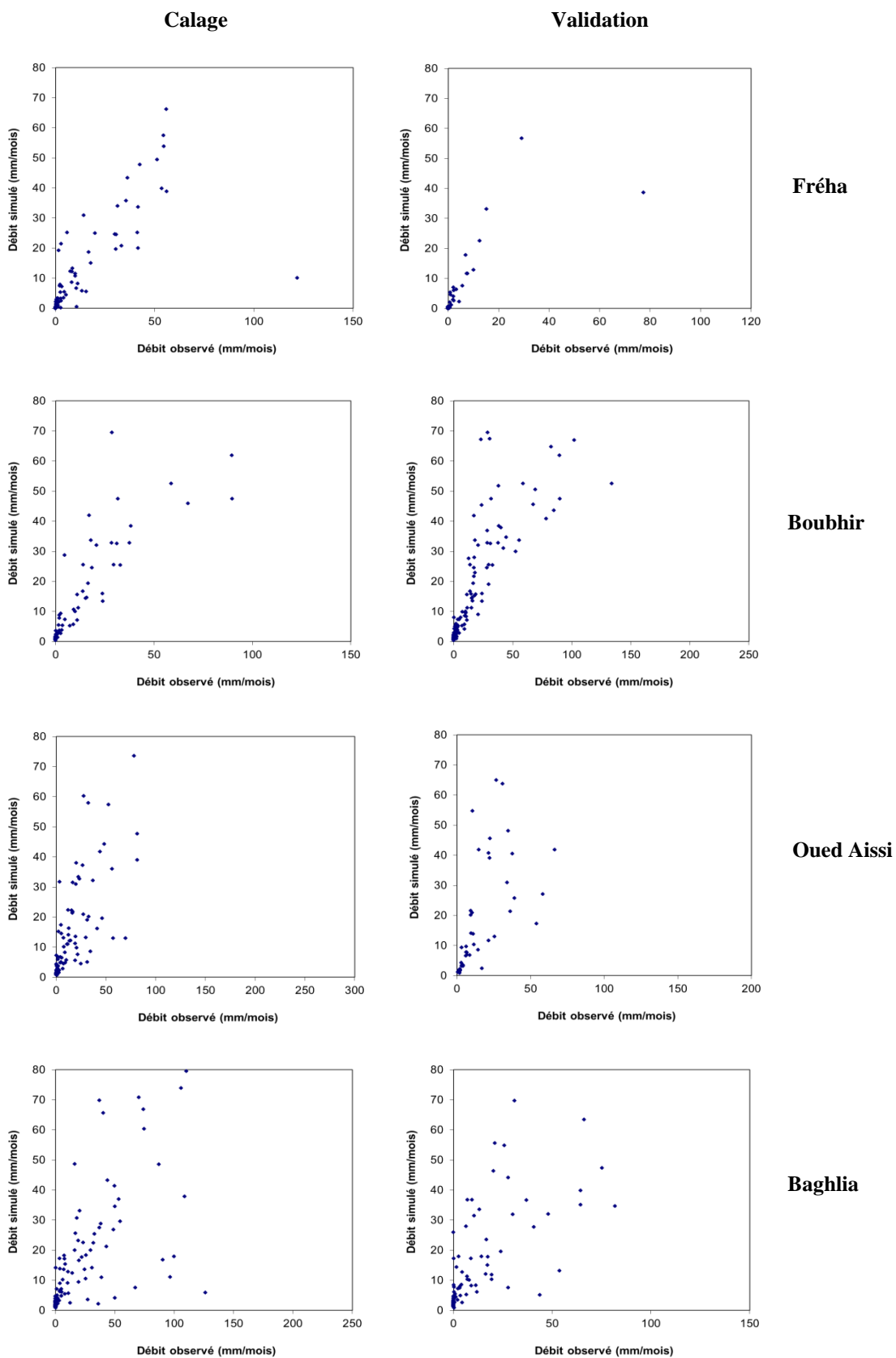
<http://www.cemagref.fr/webgr/>

<http://echo.epfl.ch/edrologie/>

<http://www.notreplanete.info>

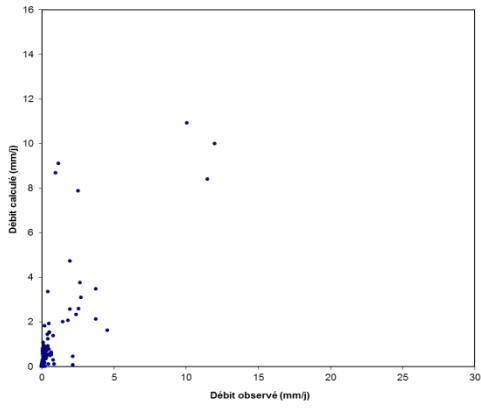
<http://fr.wikipedia.org>

Annexes

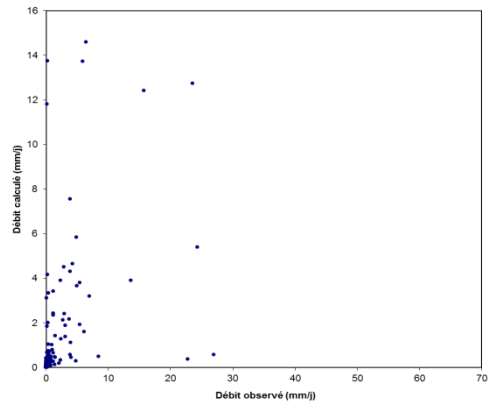


Corrélation entre les débits observés et simulés par GR2M

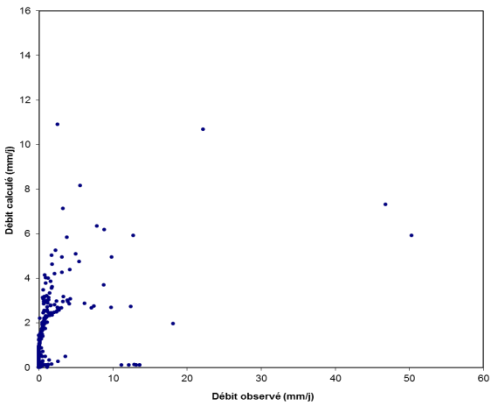
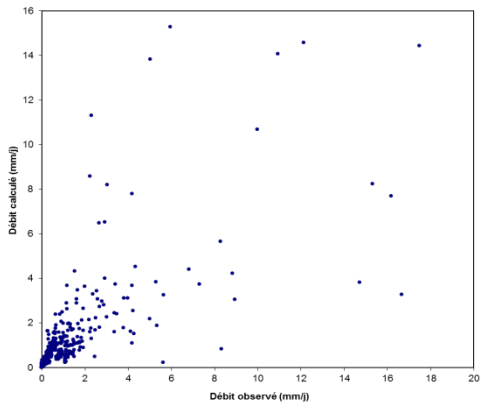
Calage



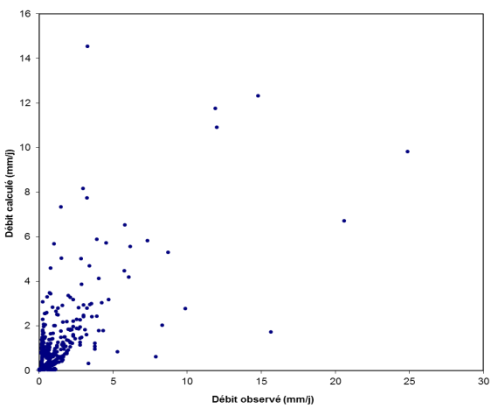
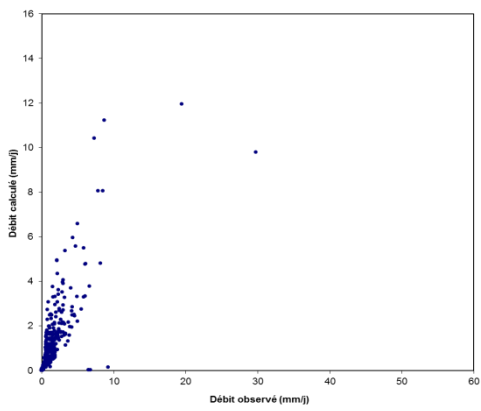
Validation



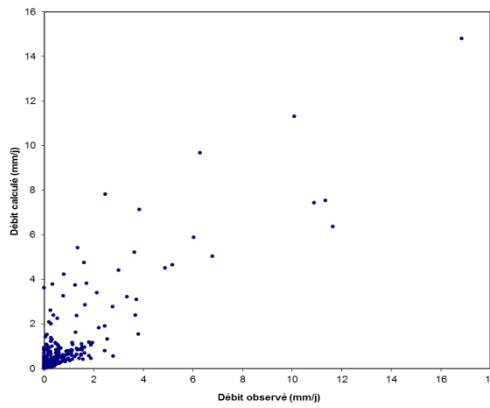
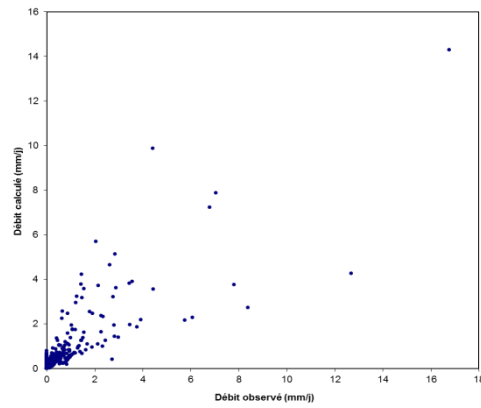
Fréha



Boubhir



Oued Aissi



Baghlia

Corrélation entre les débits observés et calculés par GR4J