

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la recherche Scientifique
جامعة الجليلي بونعامة خميس مليانة
Université Djillali BOUNAAMA de Khemis Miliana
كلية علوم الطبيعة و الحياة و علوم الأرض
Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des Sciences de la Terre
قسم علوم الأرض
Département des Sciences de la Terre
Mémoire de fin d'étude en vue de l'obtention du Diplôme de Master
En Sciences de la Terre et Univers
Filière : Eau et Environnement
Option : Gestion des ressources en Eau et Environnement



Thème
Modélisation hydrologique des écoulements superficiels du bassin versant du Haut Cheliff.

Soutenu le :

PRESENTE PAR :

M^{lle} : HADJ BEN ABDELMOULA MALIKA.

Devant les membres du jury

Nom et Prénom	Grade	Qualité	Etablissement
M^r SADEUK BEN ABBES	M.C.A	Président	UDBKM
M^r BOUCEFIANE ABDELKADER	M.C.A	Promoteur	UDBKM
M^r ZEDAM MILOUD	M.C.A	Examineur	UDBKM
M^r SAID RAMDANE	M.C.A	Examineur	UDBKM

Année universitaire : 2016/2017

Remerciements

Avant tout je remercie ALLAH tous puissant, de m'avoir guidé toutes ces années d'étude et de m'avoir donné la volenté la patiente, le courage pour terminer ce travail.

Je tiens à remercier mon promoteur M^r BOUCEFIANE ABDELKADER pour m'avoir accepté de nous suivre dans ce travail, pour tout son dévouement lors de mon encadrement, pour tout son aide et ses précieux conseils et ses encouragements incessants, et surtout pour sa patience et sa compréhension.

Ainsi mon profond respect va à mes enseignants classe Master 2 Pour leurs conseils, orientations et aides.

Nos sincères remerciements vont à l'endroit de toutes les membres de ma famille pour le soutien moral même lors des moments difficiles. Ainsi que tous les personnes qui nous ont aidés de près ou de loin à élaborer ce travail.

Enfin, merci également le président de jury et les membres qui feront l'honneur d'examiner consacrer votre temps à évaluer ce mémoire ; trouvent l'expression de ma parfaite considération. Merci pour tout.

DEDICACE

Je tien à dédié ce modeste travaille en signe de respect à ma famille qui sont toujours été ma source d'inspiration pour leurs sacrifices et leurs soutiens dont ils ont fait preuve pour que je réussisse tous le long de ma vie et mes études et les mots me manquent pour exprimer toute la reconnaissance, la fierté et le profond amour que je vous porte.

Tous mes enseignants débutant du primaire jusqu'à ce niveau d'étude.

Tous mes amis et collègues de l'étude classe Master 2 « Eau et Environnement »

Tous mes amis de la résidence universitaire 1000 lits Route-Alger-Khemis Meliana.

Résumé

Le principal objectif de cette étude est de chercher une relation pluie-débit permettant la reconstitution des débits à l'exutoire de bassin versant du Haut Chélif. Cette étude consiste à évaluer les conditions en particulier géographiques, géologiques et hydro-climatiques qui influent sur l'écoulement dans le bassin d'étude.

Cet objectif ne pourra être atteint qu'à travers une modélisation hydrologique, d'observer le comportement du bassin et de contrôler les événements hydro-climatiques en déterminant les paramètres optimaux par la simulation hydrologique.

La simulation hydrologique d'un bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique. Pour cela nous avons opté dans notre étude le modèle SCS-LR intégré dans la plateforme du logiciel ATHYS.

D'après les résultats de simulations obtenus par le modèle SCS-LR sur le bassin versant du Haut Chélif, on constate que le modèle pluie-débit distribué parcimonieux fournit des résultats très satisfaisantes, avec des paramètres conservant une forte signification physique, et se prête à des applications à vocation opérationnelle dans le domaine de la prédétermination et la simulation des écoulements.

Les valeurs du critère de Nash obtenus pour les 22 épisodes sont en moyenne supérieure à 80 %, indiquant une signification assez suffisante des paramètres du modèle, ou ce dernier peut être interprété en fonction des caractéristiques géographiques, géologiques et hydro-climatiques du bassin d'étude, ce qui traduit l'efficacité et la robustesse du logiciel ATHYS sur le bassin versant Haut-Chélif.

Mots de clés : Bassin versant, Haut-Chélif, Modélisation hydrologique, le modèle pluie-débit, SCS-LR, ATHYS.

Abstract :

The main objective of this study and to seek a rainfall-flow relationship allowing reconstitution of flows at the outlet of the Haut Chélif watershed. This study consists of evaluating the geographical, geological and hydro-climatic conditions that influence flow in the study basin.

This objective can only be achieved through hydrological modeling, observation of the basin's behavior and control of hydro-climatic events by determining the optimal parameters by hydrological simulation.

Hydrological simulation of a watershed, described as the transformation of rainfall into flow, requires the use of a hydrological model. For this purpose, we have chosen the SCS-LR model integrated in the ATHYS software platform.

Based on the results of the SCS-LR model on the Haut Cheliff catchment, it is found that the distributed rainfall-parsimonious model provides very satisfactory results, with parameters retaining high physical significance, To operational applications in the field of predetermination and simulation of flows.

The values of the Nash criterion obtained for the 22 episodes are on average greater than 80%, indicating a rather sufficient significance of the parameters of the model, or the latter can be interpreted according to the geographical, geological and hydro - climatic characteristics of the basin, Study, which reflects the efficiency and robustness of the ATHYS software on the Haut-Chélif watershed.

Key words: Watershed, Haut-Chélif, Hydrological modeling, rain-flow model, SCS-LR, ATHYS.

ملخص:

الهدف الرئيسي من هذه الدراسة هو البحث عن علاقة الأمطار والسيول لإعادة هيكلة التدفقات عند مخرج حوض الشلف الاعلى. وتهتم هذه الدراسة الى تحديد الأوضاع وبخاصة الجغرافية، الجيولوجية والمائية المناخية التي تؤثر على التدفق في منطقة الدراسة.

ولا يمكن أن يتحقق ذلك إلا بالنمذجة الهيدرولوجية، ولملاحظة سلوك الحوض والسيطرة على الأحداث المائية المناخية في تحديد المعايير المثلى للمحاكاة الهيدرولوجية.

المحاكاة الهيدرولوجية للأحواض، تتمثل في تحديد الامطار الى سيول من خلال استخدام النماذج الهيدرولوجية. لهذا قمنا في دراستنا باختبار نموذج SCS-LR المدمج في منصة برنامج ATHYS .

ووفقا لنتائج المحاكاة التي تم حصول عليها بواسطة نموذج SCS -LR نستخلص أن نموذج الأمطار والسيول لحوض الشلف الاعلى يقدم نتائج مرضية للغاية، مع الحفاظ على المعالم بمعنى المادي القوي، ويفسح مجالات التطبيقات الموجهة نحو التشغيل في مجال التحديد المسبق وتدفق المحاكاة.

قيم المعيار Nash التي تم الحصول عليها عن 22 حلقة هي في المتوسط أعلى من 80٪، مما يدل على معنى كاف إلى حد ما من معالم النموذج، أو يمكن تفسيرها من حيث الجغرافية، الجيولوجية والمائية المناخية لحوض الدراسة، التي تعكس كفاءة ومثانة البرنامج ATHYS لحوض الشلف الاعلى.

الكلمات المفتاحية:

حوض، الشلف الاعلى، النمذجة الهيدرولوجية، نموذج الأمطار والسيول، SCS-LR، ATHYS.

Sommaire

<i>Remerciements</i>	
<i>Résumé</i>	
<i>Abstract</i>	
Introduction General.....	-1-
<i>I Aspect théorique sur modélisation hydrologique</i>	- 3 -
I.2 La modélisation hydrologique :.....	- 3 -
I.2.1 Les modèles pluies-débits	- 4 -
I.2.2 Le choix de modèle	- 5 -
I.3 Littérature sur la modélisation pluie-débit.	- 6 -
I.3.1 Les modèles hydrologiques	- 6 -
I.3.2 Classification des modèles hydrologiques	- 7 -
I.3.3 Les modèles conceptuels spatialisés	- 11 -
I.3.4 Fonction de production SCS	- 13 -
I.3.5 Fonction de transfert.....	- 15 -
<i>II. Présentation générale de la zone d'étude</i>	- 18 -
II.1 Domaine géographique de la zone d'étude :	- 18 -
II.2 Contexte géologique et hydrogéologique.....	- 19 -
II.2.1 Contexte géologique.....	- 19 -
II.2.2 Contexte hydrogéologique	- 26 -
II.3 Contexte hydro-climatologique.....	- 28 -
II.3.1 Contexte hydrologique	- 28 -
II.4 Contexte climatologie	- 34 -
II.4.1 Etude des précipitations	- 34 -
II.4.2 Températures	- 37 -
II.4.3 Evaporation	- 38 -
II.4.4 Vents.....	- 39 -
II.5 Les données hydrologiques	- 41 -
II.5.1 Réseau de mesures hydrologiques.....	- 41 -
<i>III. Modélisation des débits</i>	- 47 -
III.1 Mise en place des données pour les simulations	- 48 -
III.1.1 Données géographiques.....	- 48 -
III.1.2 Données hydro climatiques	- 49 -
III.2 Propriété et choix du modèle.....	- 51 -
III.2.1 Présentation du mode de calcul modèle	- 52 -
III.2.2 Calage du modèle	- 54 -
III.2.3 - Sensibilité du modèle aux paramètres.....	- 55 -

<i>IV. Résultats et discussions</i>	- 56 -
IV.1 Paramètres de la modélisation.....	- 56 -
IV.1.1 Calage et optimisation des paramètres	- 57 -
IV.2 Discussion des résultats.....	- 59 -
Conclusion General.....	-61-

Liste des Tableaux

Tableau II-1 : Valeurs de l'indice de compacité sous bassins versants du haut Chéouiff.....	- 29 -
Tableau II-2 : Longueur équivalente et largeur équivalente par sous bassin versant	- 31 -
Tableau II-3 : Classes de relief au sens des hydrologues de l'O.R.S.T.O.M. (IRD actuellement)....	- 32 -
Tableau II-4 : Indice de pentes globales et classe de relief par sous bassin versant.....	- 32 -
Tableau II-5 : Le réseau pluviométrique de la région d'étude.	- 35 -
Tableau II-6 : Précipitations moyennes mensuelles de la région d'étude (1985-2011).....	- 36 -
Tableau II-7 : Températures moyennes mensuelles Station Hrreza (1988-2014).	- 37 -
Tableau II-8 : Caractéristiques des stations hydrométriques.....	- 41 -
Tableau II-9 : Variation des débits maximums mensuels (1991-2013).....	- 42 -
Tableau II-10 : Variation des débits minimums moyens mensuels (1991-2013).....	- 43 -
Tableau II-11: Variation des débits moyens mensuels (1991-2013).....	- 43 -
Tableau III-1 : Fichier entête des données hydroclimatiques (1988-2007).....	- 49 -
Tableau IV-1 : Tableau récapitulatif des évènements sélectionnés.....	- 57 -
Tableau IV-2: Résultats de la simulation des différents évènements étudiés.....	- 59 -

Liste des Figures

Figure I-1: Schéma d'un modèle hydrologique.....	4 -
Figure I-2: Les différentes applications de la modélisation pluie-débit (Perrin, 2000).....	5 -
Figure I-3 : Classification des modèles hydrologiques	7 -
Figure I-4 : Présentation de l'environnement ATHYS.....	12 -
Figure I-5 : Schéma représentatif du fonctionnement du modèle ATHYS	13 -
II Figure II-1: Localisation du Bassin versant du Haut Cheliff.....	18 -
Figure II-2 la litho stratigraphique de la zone d'étude	Erreur ! Signet non défini.
Figure II-3: La coupe géologique à travers le bassin du Haut Chéiff.....	26 -
Figure II-4 : Coupe transversale de la plaine du Haut Cheliff (Carte hydrogéologique de la région d'Algérie:1/200 000, ANRH).....	27 -
Figure II-5 : Carte des sous bassin Versant de la région des Haut Cheliff.....	28 -
Figure II-6 : Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin du Haut Cheliff (MEHAIGUEN, 2006).....	30 -
Figure II-7 : Carte du chevelu hydrographique de la région du Haut Chéiff	33 -
Figure II-8: Carte du réseau pluviométrique de la région d'étude.....	34 -
Figure II-9 : Précipitations moyennes annuelles (période 1985-2011)	36 -
Figure II-10 : précipitations moyennes mensuelles de la période (1985-2011)	37 -
Figure II-11 : Températures moyennes mensuelles de la période (1988-2014).....	38 -
Figure II-12 : Températures moyennes annuelles (période 1985-2014)	38 -
Figure II-13 : Evaporation moyenne mensuelle (Période 1988-2014).....	39 -
Figure II-14: vents moyens mensuels (Période 1988-2011).....	40 -
Figure II-15 : Réseau hydrométrique du Bassin du Haut Cheliff.....	41 -
Figure II-16 : Variation des débits maximums mensuels (1991-2013).....	42 -
Figure II-17 : Variation des débits minimums moyens mensuels (1991-2013)	43 -
Figure II-18 : Variation des débits moyens mensuels (1991-2013)	44 -
Figure II-19 : Variation des débits maximum moyens annuels (1991-2013).....	44 -
Figure II-20 : Variation des débits minimums moyens annuels (1991-2013).....	45 -
Figure II-21 : Variation des débits moyens annuels (1991-2013)	45 -
Figure II-22 : Variation des rapports moyens annuels (1991-2013)	46-
Figure III-1 : Représentation en 3D du MNT de la région du Haut Chéiff.....	48 -
Figure III-2 : Exemple de données Géographiques utilisées.....	49 -
Figure III-3 : structure des données hydroclimatiques	50 -
Figure III-4 : Affichage des données hydroclimatiques sous ATHYS.....	51 -
Figure III-5 : modèle de transfert de la pluie en Débits.....	54 -
Figure IV-1 : Hydrogrammes observés et simulés pour les événements (Arib Chéiff -bassin Haut-Chéiff.....	58 -

Liste des Symboles et Acronymes

Pb(t) : La pluie brute à l'instant (t).

Pe(t) : La pluie efficace à l'instant (t).

Ks conductivité hydraulique à saturation.

$\Delta\theta$: La différence entre humidité à saturation et humidité initiale.

F(t) : L'infiltration cumulée depuis le début de l'épisode.

a_i : La surface drainée par la maille i,

β : La pente de la maille i,

K : La conductivité hydraulique à saturation,

Ko : Le paramètre d'amortissement.

F : Le paramètre d'ajustement.

V_m : La vitesse de transfert sur chaque maille,

Q(t) : un débit de base à instant (t).

P(t) : La somme des précipitations depuis le début de l'épisode.

ds.P(t) : La vidange proportionnelle au niveau dans le réservoir.

ds.stoc(t) : Représente une vidange liée ressuyage du sol par percolation profonde.

S : La capacité totale du réservoir sol.

ds : Le facteur de vidange, correspondant à un temps de ressuyage des sols.

ω :Le facteur de reprise de vidange.

mm : Le millimètre ;

m : Le mètre.

s : Le seconde.

m/s : Le mètre par second.

A : La superficie de la maille.

l_k : La longueur d'écoulement des mailles comprises entre maille m et exutoire.

V_k : La vitesse d'écoulement des mailles comprises entre maille m et exutoire.

K_m : Le temps d'amortissement.

T_m : Le temps de propagation.

p_k : La pente de la maille k ,

S_k : La superficie drainée en amont de la maille k .

$C(t)$: le coefficient de ruissellement instant (t).

$R(t)$: le ruissellement instant (t).

S : la capacité maximale du réservoir sol.

CN : Le Curve Number du modèle SCS original.

I_g : l'indice de pente global.

D : La dénivelée simple ou bien la distance verticale, exprimée en mètres.

L : La longueur du rectangle équivalent telle que définit par M. Roche (Km).

D_s : la dénivelée spécifique.

A : la superficie du bassin versant.

I_a/S : la proportion des pertes initiales par rapport à la capacité maximale du réservoir sol.

ds : Le coefficient de la vidange exponentielle de la lame infiltrée, simulant la vidange du réservoir sol (évaporation, percolation),

α : l'exposant de la pente de la maille, adimensionnel.

β : l'exposant de la superficie de la maille, adimensionnel.

K_c : l'indice de compacité « Graveluis ».

ATHYS : Atelier Hydrologique Spatialisé.

ETP : Evapotranspiration.

DPFT : Différence Première de la fonction de transfert

ARMA : Auto-Regressive Moving Average

MERCEDES : Maillage Élémentaire Régulier Carré pour l'Etude Des Ecoulements Superficiels.

VICAIR : Visualisation des Cartes et Images Raster

VISHYR : Visualisation des données Hydrologiques

SPATIAL : Plate-forme d'interpolation spatiale.

INTRODUCTION GENERALE

L'eau constitue à la fois un élément essentiel et un facteur stratégique à l'aménagement du territoire ; sa disponibilité conditionne de manière déterminante la répartition des populations, de l'urbanisation et des activités économiques.

L'importance de l'eau en tant que facteur régulateur du développement d'un pays à incitera faire de nombreuse recherches approfondis afin de mieux contrôler et modéliser son cycle. Ce qui a nécessité de mettre au point des outils tel que les modèles hydrologiques.

En effet, les modèles pluie-débit sont des outils très utilisés, parce que les données débitométriques sont moins accessibles que les données pluviométriques. L'intérêt des modèles n'est pas seulement de reproduire des débits qui n'ont pas été observés sur un bassin donné (reconstitution sur des longues périodes, simulation d'événements extrêmes), mais aussi de simuler les effets de modifications du bassin ou du climat sur les écoulements.

De ce fait, nous proposons ici une approche qui permet l'étude et la quantification des ressources en eau dans la région du haut Cheliff à travers une modélisation pluies débits.

Cependant, De nombreux modèles ont été appliqués à présent, mais restent souvent inefficaces pour la simulation surtout pour des crues rapides. Dans la plupart des cas, ces modèles comportent de trop nombreux paramètres, et sont susceptibles de dériver hors du domaine d'observation par suite d'une mauvaise estimation de ces paramètres (équivalence ou équifinalité des jeux de paramètres). Les modèles conceptuels distribués constituent un bon moyen de réduire ce genre de problème. Ainsi, le modèle distribué SCS-LR, disponible dans la plate-forme de modélisation MERCEDES du logiciel ATHYS a été utilisé dans le cadre de cette étude.

De ce fait, l'objectif principal de ce projet est de déterminé les paramètres hydrologiques de modèle utilisé dans le but de déduire les réparations spatiales et leurs influences sur le fonctionnement du bassin et cela en tenant compte des caractéristiques géologiques et hydro climatique de ce dernier.

Pour atteindre cet objectif notre étude est structurée en quatre chapitres :

Le premier chapitre : donne un aperçu général sur les modèles hydrologiques rencontrés dans la littérature ainsi que le logiciel utilisé dans notre étude.

Le deuxième chapitre : consiste à la présentation de la zone d'étude de point de vue géographiques les caractéristiques des formations géologiques, hydrogéologique, hydrologique et hydro climatiques.

Le troisième chapitre : il s'agit de l'application du logiciel hydrologique ATHYS en traitant les différentes données géographiques et hydro-pluviométriques de la zone d'étude.

Le quatrième chapitre : donne des résultats de la simulation des différents évènements choisis de station ARIB-Chélif de bassin étude et leurs interprétations.

Chapitre I :

ASPECT THÉORIQUE SUR
LA MODÉLISATION
HYDROLOGIQUE.

I. Théorique sur bibliographique :

Introduction

Le fonctionnement hydrologique des bassins versants reste encore assez mal connu et incontournable dès lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à la gestion des ressources en eau et la maîtrise du risque hydrologique. La modélisation pluie-débit constitue un substitut efficace à des mesures de débits fastidieuses est devenue un outil indispensable pour divers domaines ; gestion des ressources en eau, prédétermination des crues et aménagement de l'environnement ou de protection de l'environnement et de prévision de catastrophes naturelles (simulations de crues à court terme, prévision d'étiages). (Amiar,2014).

Dans ce chapitre nous allons présenter quelques rappels sur la modélisation hydrologique, ses différentes applications, son développement et quelques travaux de la littérature de modélisation hydrologique et notamment la modélisation pluies-débits et les modèles utilisés dans ce cas et plus spécialement le modèle ATHYS (**A**telier **H**ydrologique **S**patialisé).

I.1 La modélisation hydrologique :

Un modèle hydrologique est une représentation mathématique simplifiée de tout ou partie des processus du cycle hydrologique. Un ensemble de concepts hydrologiques sont exprimés en langage mathématique et reliés entre eux dans des séquences temporelles et spatiales correspondant à celles que l'on observe dans la nature. Pour l'utilisateur, l'intérêt d'un modèle réside dans sa capacité à apporter une réponse "satisfaisante" aux questions qu'ils se posent à propos de phénomène modélisé.

L'hydrologue modélisateur introduit généralement les facteurs qui lui semblent pertinents pour optimiser les paramètres clés de son modèle et de minimiser l'incertitude liée aux hypothèses simplificatrices de la modélisation.

On distingue quatre types de variables qui existent en totalité ou en partie dans chaque modèle :

- **Variables d'entrées** : Le modèle fait appel à ces variables qui dépendent du temps et/ou de l'espace (pluie, ETP, caractéristiques et hydrodynamiques du milieu, ...) ;
- **Variables de sorties** : Le modèle répond par un ensemble de variables (débits, flux ou concentration en polluants, ...) ;

- **Variables d'état** : Elles permettent de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps (niveau de remplissage des réservoirs d'eau d'un bassin versant, taux de saturation des sols, profondeurs des sols, pentes... ;
- **Paramètres de calage** : En plus des variables, la modélisation fait intervenir des variables dont la valeur doit être déterminée par calage (conductivité hydraulique à saturation,...) (Gaume, 2002 in Boudahraa, 2007).

Les variables citées ci-dessus interviennent dans la modélisation hydrologique par l'intermédiaire de deux fonctions : une fonction de production et une fonction de transfert (Fig. I-1) (Boudahraa, 2007) :

a) **La fonction de production** : c'est une représentation simple mais réaliste, des différentes voies que suivra l'eau de pluie, entre le moment où elle rejoint le cours d'eau (Morin, 1991 in Boudahraa, 2007), elle exprime la transformation de la pluie brute en pluie nette, définit la fraction de la pluie brute qui contribue effectivement au ruissellement. En d'autres termes, elle permet de calculer la quantité d'eau qui va s'écouler à l'exutoire d'un bassin ou sous bassin versant.

b) **La fonction de transfert** : c'est la fonction qui permet de transférer, comme son nom l'indique, la quantité d'eau déterminée par la fonction de production, vers le cours d'eau. Elle permet la transformation de la pluie nette en un hydrogramme à l'exutoire du bassin versant, donc, de donner une forme à la crue dont le volume a été déterminé par la fonction de production, en simulant l'hydrogramme de crue à l'exutoire.

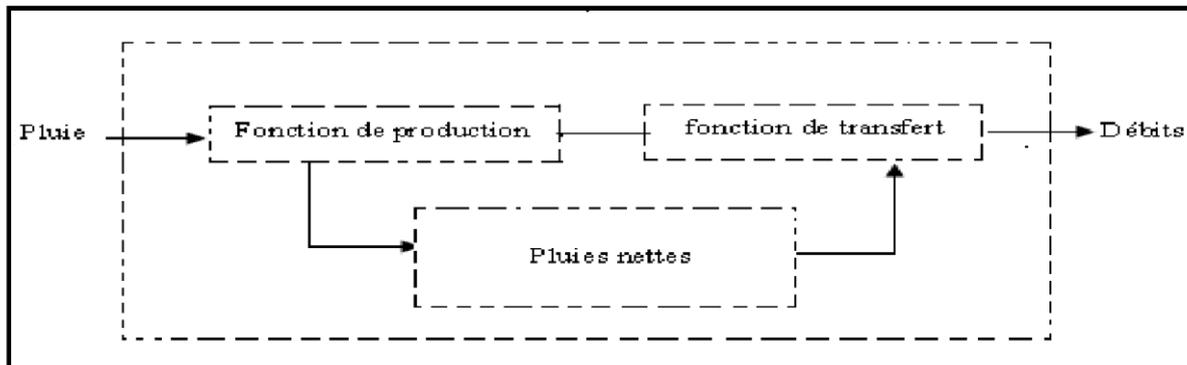


Figure I-1: Schéma d'un modèle hydrologique

I.1.1 Les modèles pluies-débits

La modélisation pluie-débit a de nombreuses applications (Michel, 1989 ; Refsgaard&Abbott, 1996) parmi lesquelles on peut citer :

- ✓ Estimation des débits de rivières pour des sites non jaugés ;
- ✓ Dimensionnement des ouvrages d'art (barrages, ponts, déversoirs de sécurité...) ;
- ✓ Délimitation des zones inondables ;

- ✓ Simulation des débits pour des reconstitutions historiques ; (Prévision des crues) ;
- ✓ Détection de l'influence des changements d'occupation du sol ;
- ✓ Simulation de l'impact du changement climatique ;
- ✓ Pré détermination des débits de crue ou d'étiage (fréquence et durée) ; - (Prévision des étiages).

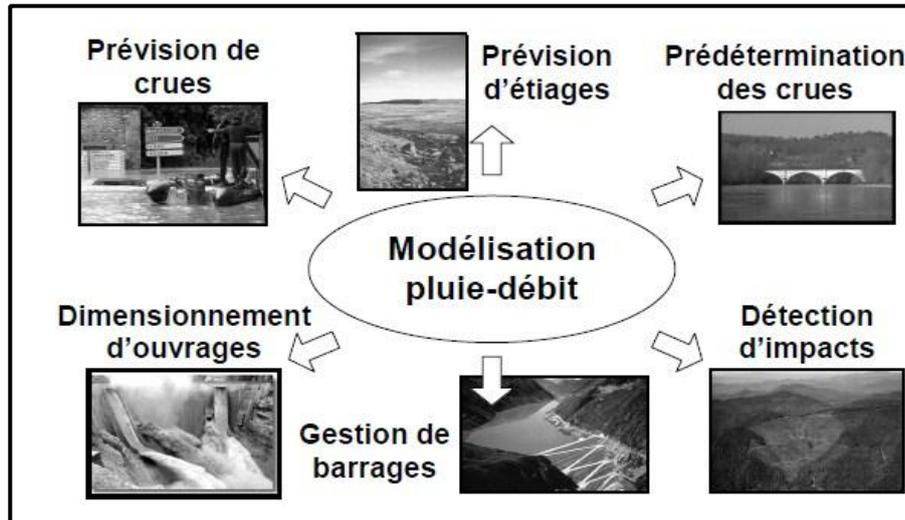


Figure I-2: Les différentes applications de la modélisation pluie-débit (Perrin, 2000).

I.1.2 Le choix de modèle

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

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

Notre étude est portée sur le modèle ATHYS (Atelier hydrologique spatialisé), pour la reconstitution des débits du bassin versant du haut Chelif, et la quantification des ressources en eau de ce bassin versant.

I .2 Littérature sur la modélisation pluie-débit.

À travers une chronologie de recherche effectuée par différents hydrologues. Une synthèse des différents modèles existants dans la littérature hydrologique est présentée dans cette partie de notre étude. Nous avons résumé les différents modèles pluie-débit en trois catégories, et cela en raison de l'immense diversité des modèles pluie-débit.

I .2.1 Les modèles hydrologiques

Un modèle est une représentation d'un phénomène physique, dans le but de comprendre les processus qui le régissent. Cette représentation peut être physique, analogique ou mathématique. Dans le premier cas, le modèle est une maquette qui reproduit d'une manière plus au moins adéquate la réalité. Les modèles analogiques se basent sur les similitudes entre le phénomène à étudier et un autre phénomène physique. La modélisation mathématique est un outil essentiel pour la connaissance des phénomènes naturels, elle essaye d'établir un lien entre les variables d'entrée et de sortie par des relations mathématiques.

Au cours de ces dernières années, les efforts de la recherche pour la compréhension du cycle de l'eau dans les milieux naturels (bassins versants, rivières, nappes, etc.), associés aux développements de l'informatique, se sont concrétisés par l'apparition d'une multitude de modèles mathématiques. On peut distinguer trois types d'utilisation des modèles mathématiques en hydrologie :

- La modélisation comme outil de recherche : La modélisation peut être utilisée pour interpréter des données mesurées. Différents scénarios de fonctionnement hydrologique des bassins versants peuvent être confrontés aux mesures.
- La modélisation comme outil de prévision : elle nous donne une anticipation des évolutions futures du débit d'un cours d'eau. Il s'agit de l'utilisation opérationnelle la plus courante des modèles hydrologiques.

Dans la plupart des cas cependant, les modèles développés sont basés sur des régressions linéaires entre les variables indépendantes (pluie, débits amont) et les variables dépendantes (débits aval), et font peu appel aux connaissances sur les processus hydrologiques.

- La modélisation comme outil d'extrapolation : reconstitution de séries de débits plausibles. Dans certains cas, comme par exemple le dimensionnement de déversoirs de sécurité de barrages hydroélectriques ou encore la délimitation de zones inondables.
- La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable chaque fois qu'on s'intéresse à des problèmes liés à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire et aux différents risques hydrologiques (sécheresse,

inondation. ...). Cette modélisation doit décrire de manière fidèle et réaliste les différentes étapes liées à la transformation de la pluie en débit. On l'utilise aussi pour obtenir des informations intéressantes pour le dimensionnement des ouvrages hydrauliques.

I.2.2 Classification des modèles hydrologiques

Depuis l'apparition de la modélisation hydrologique, de nombreux modèles ont été développés en fonction des objectifs recherchés, sur la base de différents choix d'élaboration, menant à une multitude de modèles exploitables, chacun étant doté de champs d'application et de validité restreinte. Les différences portent notamment sur les options de simulation en termes de discrétisation spatiale : les modèles sont globaux ou distribués. Et enfin, ils diffèrent au point de vue de l'expression des phénomènes hydrologiques, liés soit à des équations empiriques, soit à des équations physiques, soit à une simplification plus ou moins poussée de ces équations physiques (approche conceptuelle). En résumant, les critères de classification des modèles reposent principalement sur la représentation de l'espace, du temps et des processus décrits (Singh, 1995). Une classification des modèles hydrologiques basée sur ces critères est présentée sur la figure ci-dessous.

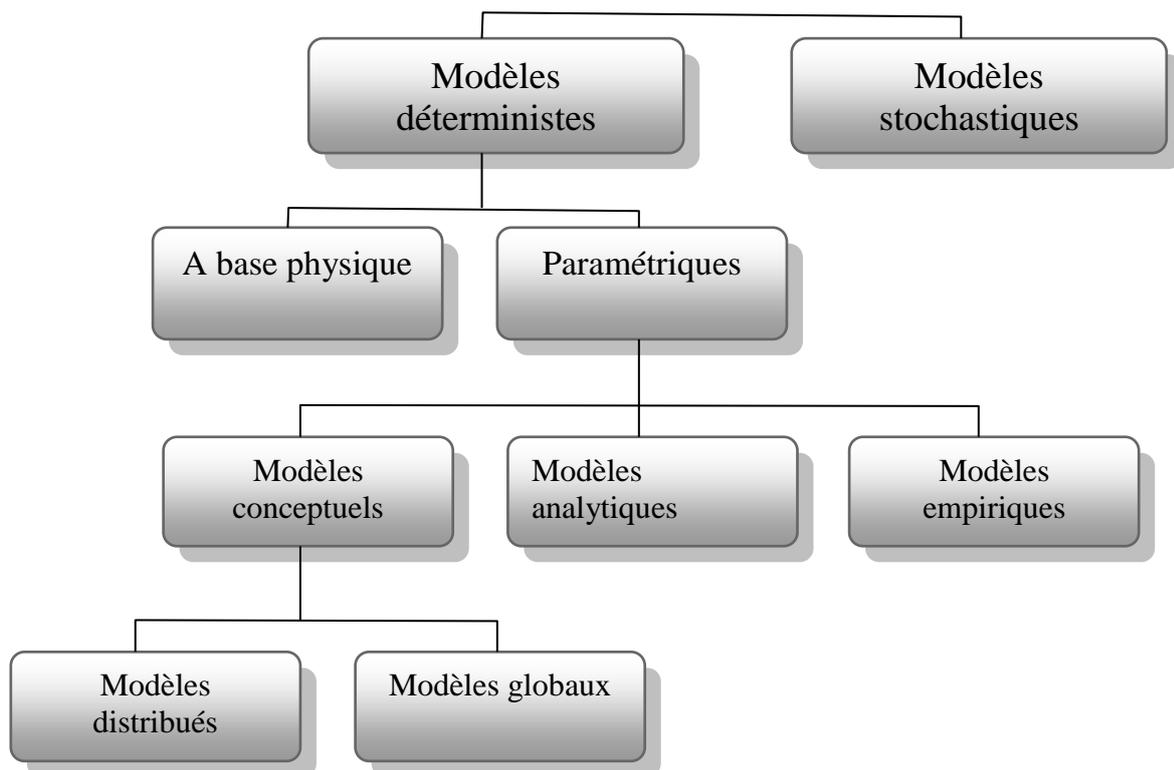


Figure I-3 : Classification des modèles hydrologiques

I.2.2.1 Modèles stochastiques

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

I.2.2.2 Modèles déterministes

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

I.2.2.3 Modèles à base physique

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

I.2.2.4 Modèles empiriques

Les modèles paramétriques sont les modèles incluant des paramètres dont la valeur doit être estimée par calage.

I.2.2.5 Modèles empiriques

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

I.2.2.6 Modèles analytiques

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

I.2.2.7 Modèles conceptuels

Les modèles conceptuels considèrent en général le bassin versant, après quelques simplifications du cycle de l'eau, comme un ensemble de réservoirs interconnectés.

Ce type de modèle reproduit donc au mieux le comportement d'un système, plutôt qu'il n'avance d'explications causales sur son comportement. Le modèle CEQUEAU est un parfait exemple de modèle conceptuel que nous présenterons dans la section suivante.

I.2.2.8 Modèles globaux

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

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

I.2.2.9 Modèles spatialisés

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

Nous pouvons classer les modèles spatialisés en trois grands types :

- Modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés ;
- Modèles physiques spatialisés ;
- Modèles physiques conceptuels semi-spatialisés.

A. Modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés

Les modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés représentent un grand progrès sur les modèles globaux quand il s'agit d'analyser le fonctionnement interne d'un bassin. Le bassin versant est discrétisé en unités spatiales (mailles ou sous-bassins) considérées comme homogènes, qui se vident les unes dans les autres de l'amont en aval. Ainsi, on a la possibilité de tenir compte de la répartition spatiale des facteurs et de suivre la genèse et la propagation des débits à l'intérieur du bassin. C'est le cas du modèle CEQUEAU et du modèle HEC-HMS.

B. Modèles physiques spatialisés

Les modèles à base physique spatialisés sont des modèles qui décrivent les mécanismes internes d'un système (bassin versant) ayant comme base les lois de la mécanique, de la physique, de la thermodynamique, etc. Du point de vue théorique, ces modèles sont indépendants de tout calage parce que leurs paramètres sont mesurables. Ils permettent une description théorique unifiée de la plupart des flux observés dans un bassin versant et servent à modéliser les principaux processus hydrologiques comme :

- L'écoulement de surface à partir des équations de Saint-Venant ;
- L'écoulement en milieu saturé à partir des équations de Darcy ;
- L'écoulement en milieu non saturé à partir des équations de Richards ;
- L'évapotranspiration à partir des équations de conservation ou de relations entre flux.

A partir d'un découpage de l'espace en mailles de taille adaptée au problème à traiter, ils simulent les diverses composantes du cycle de l'eau sur chaque maille (ruissellement, infiltration, évapotranspiration) et convolent les transferts de maille à maille, jusqu'au réseau hydrographique constitué. Ces modèles sont complexes à mettre en œuvre et exigent d'importantes quantités de données. Ils sont bien adaptés à la simulation de la diversité d'un bassin.

Cependant, ces modèles ne peuvent traiter les grands bassins en raison de leur grande hétérogénéité morphologique et météorologique. Parmi ces modèles on peut citer le modèle Mike SHE.

C. Modèles physiques-conceptuels semi-spatialisés

Pour dépasser les limites de chacune des approches précédentes (modèles conceptuels trop peu réalistes, modèles à base physique trop complexes), il est intéressant d'essayer une modélisation hydrologique qui peut être :

- A base physique, fondée sur les processus réels mais simplifiés ;
- Semi-spatialisée, fondée sur une discrétisation en unités relativement homogènes, qui

permettent de tenir compte de la variabilité spatiale de la structure du bassin versant.

La méthode de discrétisation spatiale varie d'un modèle à l'autre : mailles carrées, sous- bassins versants, éléments de versant, plans versant et canal, unités hydrologiques ou aires contributives (modèle TOPMODEL).

I.2.3 Les modèles conceptuels spatialisés

L'approche des modèles à réservoirs consiste à modéliser le système hydrologique comme un réservoir, (ou un jeu de réservoirs), qui joue le rôle de tampons emmagasinant la pluie pour la redistribuer par la suite.

La modélisation pluie-débit à réservoirs, se diversifie, en introduisant certains mécanismes qui font l'originalité de certains modèles, c'est par exemple du modèle Simero,(1972), qui à partir de certains paramètres mesurés in Situ, tels que l'humidité du sol, ou les niveaux acquières. Permet de simuler les débits, ou le modèle Knapp (1975), qui simule le fonctionnement du bassin et d'une nappe aquifère qui lui est associé (Roche , 1971, Berkaci,2001) .

La variabilité spatiale des paramètres hydrologiques devient une préoccupation des modélisateurs, et la modélisation distribuée devient une propriété de certains modèles, C'est en 1972 que les chercheurs de l'INRS- eau du Québec (Girard et al ., 1972), ont développé le modèle Ce que a pour simuler les bassins canadiens .

Connaissant la contribution de pluie nette dans l'écoulement, certains hydrologues ont pu introduire des fonctions de transfert, permettant de simuler le décalage de cette pluie et la propagation des débits jusqu'à l'exutoire. C'est le cas des modèles GR, IHACRES (Wood et al ., 1997 , Jakeman , 2004).

La transformation de la pluie en débit, par les modèles conceptuels, a été exploitée généralement au pas de temps journalier, et dans certaines études au pas de temps horaire. C'est le cas du logiciel ATHYS (Atelier Hydrologique Spatialisé), de l'IRD, réunit un ensemble de modèles hydrologiques associés à des traitements de données hydro-climatiques et géographiques. Il a été développé pour des applications diverses :

- Gestion de la ressource en eau,
- Prévision des événements extrêmes,
- Etudes d'impact liées à des modifications anthropiques ou climatiques,

I.2.3.1 ATHYS

L'Atelier Hydrologique Spatialisé, ATHYS, regroupe un ensemble de modèles hydrologiques spatialisés associés à des traitements de données hydro-climatiques et géographiques.

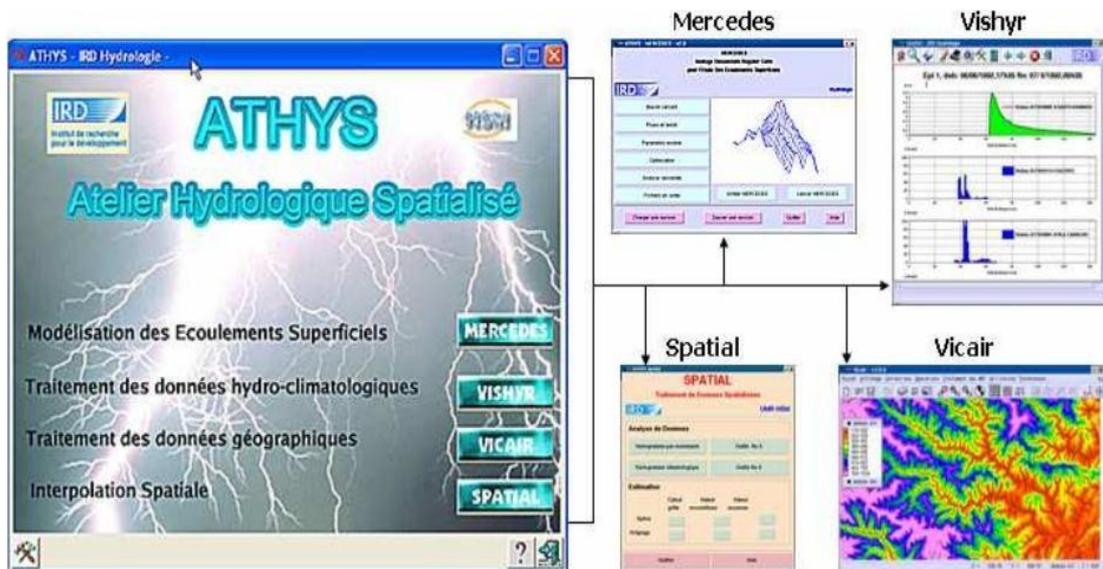


Figure I-4 : Présentation de l'environnement ATHYS

L'utilité de ce logiciel réside essentiellement dans la possibilité de spatialiser la transformation pluie-débit.

En effet, le modèle utilise comme variables d'entrées, un modèle numérique de terrain (MNT) qui permet de calculer des apports au ruissellement maille par maille (généralement les mailles couvrent 10^2m^2). Ce principe est combiné à une spatialisation des données de pluies, qui permet sur de grands bassins versants de tenir compte de la variation spatiale des intensités de pluies.

I..2.4 Principe de calcul

Le modèle est conçu pour travailler soit en mode continu à l'aide d'une chronique de pluies soit en mode événementiel à partir d'une averse unique de projet ou réelle.

Le débit généré pour un événement pluvieux (transformation pluie-débit) est calculé en trois étapes :

- Pour chaque maille, le modèle de production permet d'estimer la quantité de pluie qui va contribuer au ruissellement.
- Le modèle de transfert calcule l'hydrogramme produit par chaque maille à l'exutoire du bassin versant. Ce calcul est réalisé à partir du résultat obtenu en appliquant la fonction de production.

- Les apports de chaque maille sont sommés pour obtenir le débit à l'exutoire.

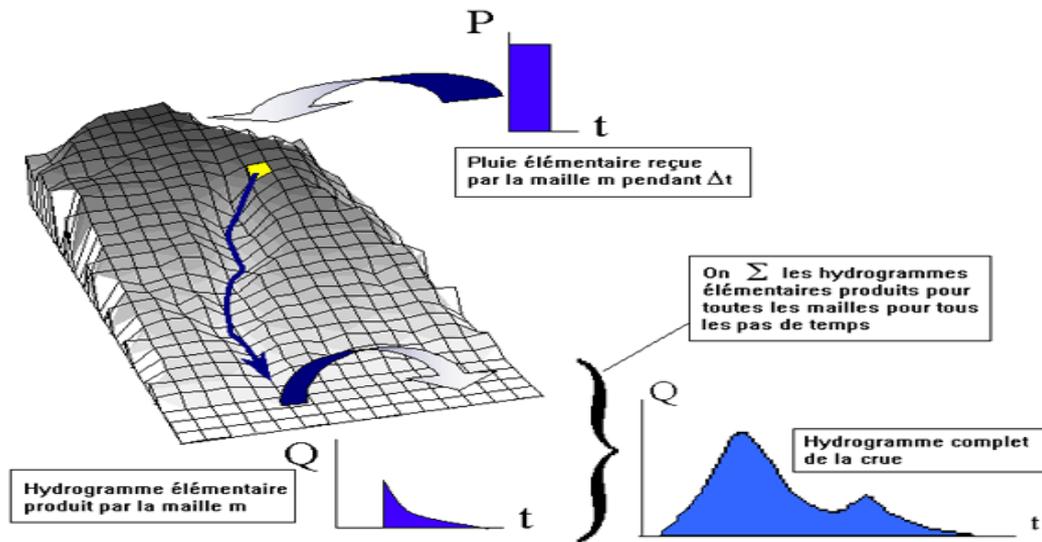


Figure I-5 : Schéma représentatif du fonctionnement du modèle ATHYS

I.2.5 Fonction de production SCS

La fonction de production SCS est un modèle de production très souple, capable de s'adapter à différents types de processus de formations de crues (Steenhuis *et al.*, 1995). La version utilisée dans le modèle est caractérisée par :

- Un coefficient de ruissellement instantané, fonction du cumul de pluie depuis le début de l'épisode
- Un réservoir sol, alimenté par une fraction de la pluie, et soumis à une vidange
- Un écoulement retardé, correspondant à une fraction de la vidange du réservoir sol

Le modèle de production SCS relie le cumul de la pluie efficace P_e au cumul de la pluie brute P_b , par l'équation :

$$P_e = \frac{(P_b - I_a)^2}{(P_b - I_a) + S}$$

où I_a désigne les pertes intervenant en début d'événement et S la capacité de rétention en eau du sol (l'infiltration cumulée). Le modèle exprime l'évolution du coefficient de ruissellement, de 0 lorsque le cumul de pluie brute est inférieur à I_a à 1 lorsque le cumul de pluie brute tend vers l'infini.

on utilise l'expression du coefficient de ruissellement instantané, qui s'écrit (Gaume *et al.*, 2004) :

$$C(t) = \frac{\partial P_b}{\partial P_e} = \left(\frac{P_b - 0.2S}{P_b + 0.8S} \right) \left(2 - \frac{P_b - 0.2S}{P_b + 0.8S} \right)$$

Ce schéma a également été complété, dans MERCEDES, par un réservoir sol, dont le niveau décrit l'évolution du stock hydrique en continu. Le réservoir est alimenté par l'eau qui s'infiltré, et il est vidangé par la reprise évaporatoire, la percolation vers la nappe profonde et l'eau exfiltrée, remise en écoulement gravitaire. La vidange est calculée globalement à l'aide du modèle du réservoir linéaire.

Le ruissellement est donné par :

$$R(t) = C(t) \cdot i(t)$$

Avec

$$C(t) = \left(\frac{P(t) - 0.2S}{P(t) + 0.8S} \right) \left(2 - \frac{P(t) - 0.2S}{P(t) + 0.8S} \right)$$

où $P(t)$ correspond au cumul de la pluie au temps t depuis le début de l'épisode, $C(t)$ le coefficient de ruissellement au temps t , $i(t)$ l'intensité de pluie au temps t , égale à $dP(t)/dt$, $R(t)$ le ruissellement au temps t .

L'alimentation du réservoir sol :

$$f(t) = (1 - C(t)) \cdot i(t)$$

où $f(t)$ correspond à l'intensité d'infiltration au temps t .

Vidange du réservoir sol :

$$Vid(t) = ds \cdot S(t)$$

où $S(t)$ désigne le niveau du réservoir sol à l'instant t , $Vid(t)$ l'intensité de la vidange au temps t et ds le coefficient de proportionnalité entre le niveau du réservoir et l'intensité de la vidange.

Le niveau du réservoir est calculé en combinant l'équation précédente avec l'équation de continuité :

$$\frac{dS(t)}{dt} = f(t) - Vid(t)$$

A partir de la version 5.2.1, l'évapotranspiration a été introduite dans le calcul de la vidange du réservoir sol. Les valeurs d'évapotranspiration doivent être lues dans le fichier des données hydro-climatiques (pluies, débits ...), et être stockées dans une station dont le type doit être déclaré comme « Ev » (type 5). La variation du stock est calculée par :

$$\frac{dS(t)}{dt} = f(t) - Vid(t) - Ev(t)$$

où $Ev(t)$ représente l'intensité de l'évapotranspiration.

Pour la cohérence du schéma, la vidange appliquée au réservoir sol doit également être appliquée au cumul des pluies, pour que le coefficient de ruissellement $C(t)$ soit égal à 0 lorsque le réservoir sol est vide. Le cumul des précipitations $P(t)$ doit donc être diminué en relation avec la vidange du réservoir sol. Ceci est réalisé par l'introduction d'une vidange Vid_2 appliquée au cumul de pluie :

$$\frac{dP(t)}{dt} = P(t) - Vid_2(t)$$

Avec

$$Vid_2(t) = \frac{P(t)}{S(t)} \cdot Vid(t)$$

Enfin, on considère qu'une quantité exfiltrée, $Exf(t)$, qui correspond à une fraction du volume vidangé, est remise en écoulement gravitaire :

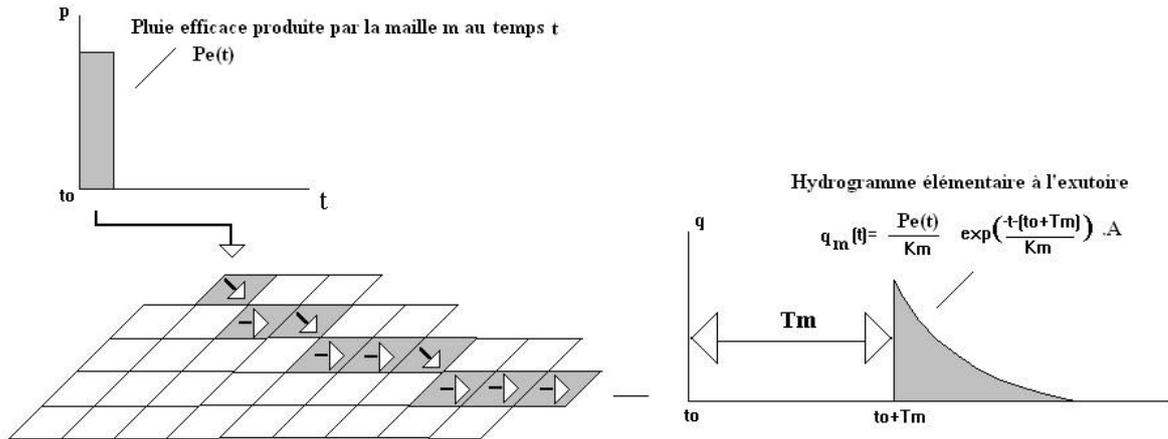
$$Exf(t) = \omega \cdot Vid(t)$$

Le ruissellement total $R_{tot}(t)$ [L.T-1] produit par une maille au temps t est donc égal à :

$$R_{tot}(t) = i(t) - f(t) + Exf(t)$$

1.2.6 Fonction de transfert

Athys nous offre deux modes de transferts ; transfert en mode mailles indépendantes et transfert en mode mailles interactives ; En mode mailles indépendantes, chaque maille produit à chaque pas de temps un hydrogramme élémentaire à l'exutoire. L'addition de tous les hydrogrammes élémentaires, pour toutes les mailles et tous les pas de temps, fournit l'hydrogramme complet de la crue. L'hydrogramme élémentaire est déterminé par un schéma de type translation/stockage, dépend de :



T_m , le temps de propagation à l'exutoire de la contribution produite par la maille, calculé en fonction des longueurs l_k et des vitesses V_k relatives à chacune des k -mailles de la trajectoire :

$$T_m = \sum_k \frac{l_k}{V_k} \cdot \frac{60}{dt}$$

K_m , le temps d'amortissement, figurant les variations des vitesses dans le temps. L'amortissement est simulé par un réservoir linéaire, dont la capacité K_m .

$$k_m = k_0 \cdot T_m$$

Où l_k est les longueurs des k -cellules entre la cellule m et l'exutoire (figure.2), V_0 la vitesse de parcours, qui est censé être uniforme sur l'ensemble du bassin versant (paramètre de routage).

Le temps d'amortissement le K_m est supposé pour être proportionnel au temps de propagation T_m , utilisant un coefficient constant K_0 que l'on suppose aussi pour être uniforme sur le captage entier (le paramètre de décalage), donc le débit élémentaire pour chaque maille du bassin s'écrit :

$$Q_m(t) = \frac{i_t(t_0)}{K_m} \exp \frac{(-t - (t_0 + T_m)) \times A}{K_m}$$

Avec A la surface de bassin versant.

Conclusion :

Dans ce chapitre nous avons présenté les différents modèles utiles à l'hydrologue pour le traitement des problèmes liés à la simulation de la transformation de la pluie en débit.

Les modélisations hydrologiques se sont diversifiées en plusieurs catégories, un modèle qui reproduit correctement les débits à l'exutoire du bassin versant mais plutôt un modèle qui reproduit ces débits en tenant compte des processus hydrologiques pouvant y avoir d'un bassin aux événements pluvieux à partir d'une série d'observation pluies-débits.

La modélisation pluie-débit est considérée dans ce cas comme un des moyens les mieux adaptés pour décrire une réalité complexe du fonctionnement d'un bassin versant qui dépend des caractéristiques hydrologiques et pédologiques propre à ce bassin.

Pour la compréhension des cheminements de l'eau au niveau d'un bassin versant on a besoin un grand effort de recherche sur les différents processus intervenants dans la génération des débits.

Chapitre II :

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE
LA ZONE D'ÉTUDE

II. Présentation générale de la zone d'étude

Dans ce chapitre on va présenter la région d'étude du bassin versant du Haut Chélif qui va nous permettre de déterminer les conditions hydro-climatologiques qui commandent le changement du régime des écoulements essentiels par l'étude du comportement hydrologique et les différents paramètres géologiques et hydrogéologiques pour quantifier les ressources en eaux dans le bassin d'études.

II.1 Domaine géographique de la zone d'étude :

L'aire d'étude correspond au bassin versant du haut Chélif qui occupe une superficie totale de 5331 Km², et périmètre 220 km le bassin versant est situé entre 36°12' et 36°17' de latitude Nord entre 2°12' et 2°17' de longitude Est. Le bassin versant est limité au nord par les monts du Zaccar, au sud par les contreforts de l'Ouarsenis, à l'ouest par massif de Doui et à l'Est par Djebel Gountas . (Figure II-1).

Le bassin versant limité naturellement par :

- ✓ Au Nord par le bassin du Côtier Dahra.
- ✓ Au Sud par le bassin amont du Cheliff.
- ✓ A l'Est par le bassin hydrographique de l'Algérois.
- ✓ A l'Ouest par le bassin du Moyen Cheliff.

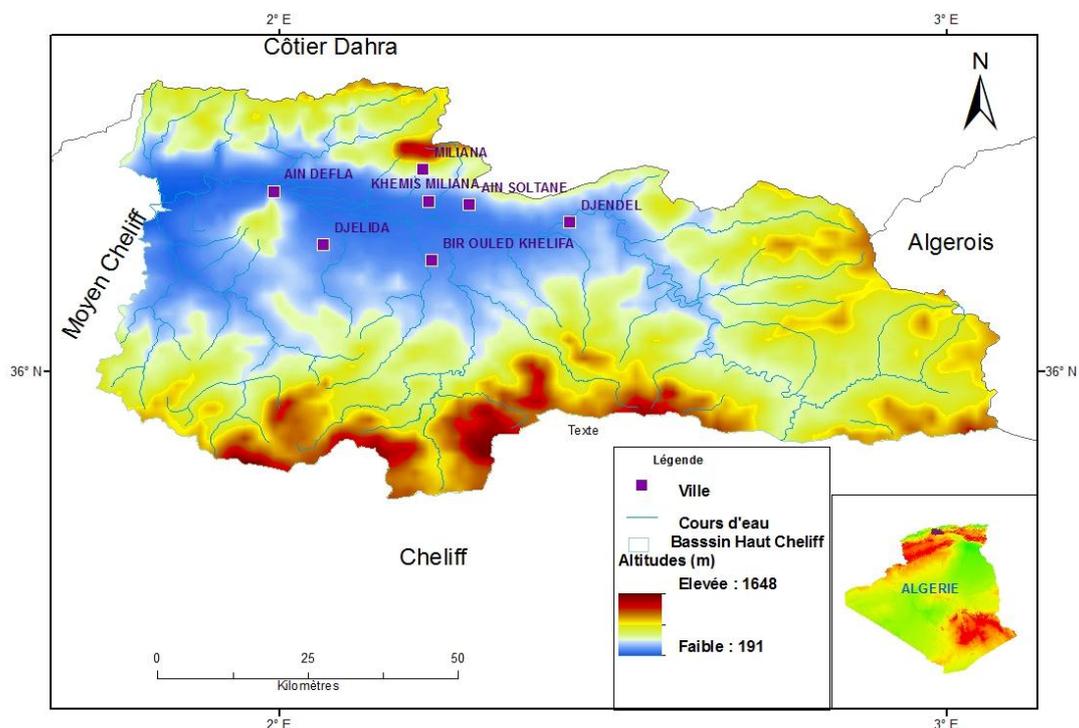


Figure II-1: Localisation du Bassin versant du Haut Cheliff.

II.2 Contexte géologique et hydrogéologique

II.2.1 Contexte géologique

Le bassin versant du Haut Cheliff est situé dans le domaine du tell septentrional et correspond à un sillon intra montagneux subsidés, allongés grossièrement d'Est en Ouest, sur plus de 60 Km de long et une moyenne de 25 Km de large, et localisé entre le massif de Boumaâd et les contrefort de l'Ouarsenis d'après A. Perodon 1957, M.Mattaouer 1958. Du point de vue litho stratigraphique, la dépression du Haut Cheliff est constituée dans son ensemble par des terrains d'âges Mio-Plio-quadernaire.

Les terrains Quaternaires sont essentiellement représentés par des dépôts alluvionnaires de l'oued Cheliff.

II.2.1.1 Stratigraphie

Dans cette étude on s'est basé essentiellement sur les caractéristiques litho-stratigraphiques, d'après l'analyse du log litho-stratigraphique nous pouvons ressortir les différentes formations géologiques suivants (Figure II-2).

a) Le Primaire

Le Primaire est constitué d'une alternance des schistes noirs graphiteux et de bancs de quartzites et argiles.

a) Le Trias

Le Trias est généralement constitué par des dolomies et des calcaires dolomitiques. Il affleure dans le massif de Zaccar.

b) Le Jurassique

Le Jurassique est constitué, dans le massif de Zaccar par des calcaires massifs, compactes, fracturés et karstifiés et surmontés par des schistes gréseux et des marno-calcaires. L'ensemble de la série atteint une épaisseur de 700 m environ.

c) Le Crétacé

Le Crétacé affleure sur les bordures latérales de la plaine, il est représenté de la base au sommet par :

- Des argiles schisteuses du Néocomien d'une épaisseur de 900m environ au Nord et à l'Ouest de zaccar.
- Des facies flysch de l'Albien qui se développe dans le massif de Boumaâd.

- Des marnes avec des intercalations de bancs de calcaire d'âge Sénonien.

d) **Le Miocène**

Le Miocène peut atteindre 1300m d'épaisseur et il est constitué de la base au sommet par :

- **Le Miocène inférieur (Burdigalien)**

Le Miocène inférieur repose sur des terrains plus anciens Éocènes et Crétacés et débute par une formation conglomératique d'épaisseur environ 1000m.

Cette formation est constituée essentiellement de conglomérats polygéniques à éléments de taille très variables, mal triés, avec des niveaux sableux ou gréseux mal stratifiés parfois gypsifères.

Au sommet, les niveaux conglomératiques deviennent plus fins et passent progressivement à des marnes gréseuses rouge à brune verdâtre.

- **Le Miocène supérieur (Vindobonien)**

Le Miocène supérieur est constitué par une série représentée de la base au sommet par des niveaux conglomératiques épais de 1 à 2m à ciment sablo-marneux, surmontés par un niveau marneux de couleur bleu d'une épaisseur environ 50m.

Des marnes blanches alternant avec quelques bancs siliceux couronnés par un dépôt de grès et de sable d'une épaisseur d'environ 100m.

Une formation marneuse de couleur bleue, représentant un faciès argileux parfois gypseux d'environ 90m d'épaisseur.

e) **Le Mio-Pliocène**

Le Mio-Pliocène est constitué par des galets quartzeux, des conglomérats, des grès et des argiles détritiques ainsi que le travertin ancien déposé au niveau des sources du Zaccar.

f) **Le Pliocène**

On distingue un Pliocène marin et un Pliocène continental :

- **Le Pliocène Inférieur (Pliocène marin)**

Il est représenté par une série marneuse qui débute par des niveaux détritiques gréseux ou sableux et parfois conglomératiques, ensuite on a un passage progressif dans la partie supérieure à des marnes sableuses et sables argileux formant tous les termes de passage aux grès Astiens.

- **L'Astien**

Il est représenté par une série marine finement sableuse ou gréseuse de couleur jaune fauve. Les grés sont souvent à ciment calcaire, localement passer à des calcaires gréseux.

- **Le Pliocène Supérieur continental (Villafranchien)**

Le Pliocène continental est formé de conglomérats à éléments gréseux à grésocalcaires et des sables, non consolidés.

Les dépôts sableux rouges à stratifications entre croisées qui succèdent aux conglomérats précédents appartiennent au villafranchien.

Ces dépôts reposent le plus souvent sur les limons gris. Parfois les conglomérats du Pliocène supérieur n'existent pas et les formations rouges du villafranchien se trouvent alors en contact des grés astiens ; d'ailleurs, au Sud de Chélif sur la bordure de l'Ouarsenis, le Pliocène disparaît complètement. A ce niveau, le Quaternaire recouvre directement les calcaires gréseux du Miocène.

g) **Le Quaternaire**

Les dépôts quaternaires sont continentaux. On distingue un Quaternaire ancien et un Quaternaire récent.

- **Le Quaternaire ancien**

Il est représenté essentiellement par des alluvions conglomératiques : Galets, graviers et des sables. Les alluvions du Quaternaire ancien sont observées au pied du massif de Zaccar et en particulier à l'Est de Sidi-Lakhder. Elles forment les vastes collines en bordure Sud de la plaine d'El Khemis.

- **Le Quaternaire récent**

Le Quaternaire récent est formé essentiellement de limon, dont l'épaisseur varie de 50 à 200 m, on y distingue de base en haut :

- ✓ Des limons bruns à rouges, les niveaux les plus anciens sont discordants sur le Quaternaire ancien. Ces limons recouvrent la presque totalité de la dépression sous forme d'alternance sablo gréseuse.
- ✓ Des Grés, visibles surtout sur les berges des oueds, forment des accumulations de niveaux très fins dont les épaisseurs peuvent atteindre cinq mètres. Ce sont d'anciennes vases asséchées.

- ✓ Ces formations proviennent de l'érosion des reliefs avoisinants.

- ✓ Des alluvions actuelles formés de limons, de sables, de galets et de cailloutis au fond des talwegs et dans les zones de confluence des oueds et des méandres abandonnés.

Epaisseur (m)	Log	Lithologie	Age	Comportement Hydrogéologique
100		Limons Alluvions	Quaternaire	Perméable
100		Argiles	Pliocène	Imperméable
100		Grès et conglomérats		Perméable
200		Grès et poudingues	Miocène supérieur (Vindobonien)	Imperméable
?		Argiles		Perméable
?		Grès et poudingues		Imperméable
300		Calcaires	Miocène inférieur (Burdigalien)	Imperméable
1000		Marnes		Perméable
?		Grès et poudingues		Perméable
20		Calcaires		Perméable
?		Grès quartzitiques	Eocène	Imperméable
?		Argiles et schistes		Imperméable
?		Marnes et calcaires marneux	sénomien	Imperméable
60		Calcaires et marnes calcaires	Cénomaniens	Imperméable
1000		schistes et bancs de quartzites	Albien	Imperméable
900		Argiles schisteuses	Néocomien	Imperméable
1000		Calcaires	Jurassique	Perméable
?		Argiles gypseuses	Trias	Imperméable
300		Schistes et quartzites	permo-Trias	Imperméable

CENOZOIQUE

MESOZOIQUE
Crétacé

Figure II-2 la litho stratigraphique de la zone d'étude (M. Mattauer, 1953, 1955,1958). .

II.2.1.2 Cadre structural

La plaine du Haut Chélif est un synclinal circonscrit entre deux grandes structures anticlinales représentées par l'Ouarsenis au Sud et le massif du (Dahra) au nord.

II.2.1.2.1 Tell méridional

Le tell méridional est représenté au niveau de l'Ouarsenis en quatre unités (FigII-3), il s'agit de la série autochtone du complexe A de la nappe B et C.

a) *La série autochtone*

La série autochtone est constituée par des marnes et des calcaires formant de vaste bombement recoupé par plusieurs failles des terrains essentiellement schisto-quartzitiques du Crétacé et de calcaires du Jurassique néocomien.

b) *Le complexe A*

Le complexe A correspond au calcaires, marnes et conglomérats de l'Albo-Cénomien-Turonien et aux argiles gréseuse du barrémo-albo-aptien.

II.2.2 Contexte hydrogéologique

La synthèse géologique de la région, argumentée par une description lithologique et structurale et en s'appuyant sur l'examen de la série stratigraphique a permis de ressortir les niveaux aquifères suivants :

II.2.2.1 Les calcaires Jurassiques

Les calcaires Jurassiques affleurent au sud d'Ain Defla avec une épaisseur considérables (environ 100 m jusqu'à 400m et plus), Les calcaires d'âge Jurassique constituent un important réservoir Karstique qui se particularise par la présence des fissures représentatives d'un milieu approprié pour la circulation et le stockage de l'eau souterraine. Toutefois, la densité et la répartition mal connues et des forages posent d'énormes problèmes pour l'implantation des puits et des forages –leur puissance peut atteindre les 400m- en raison des directions préférentielles que peuvent prendre les filets d'eau lorsqu'ils sont sollicités par un captage ; des essais de traçage et des études spéléologique seront d'un grand intérêt hydrogéologique.

II.2.2.2 Les aquifères du Miocène

Il se présente sous forme de conglomérats plus ou moins argileux et sableux. Les calcaires du Miocène affleurent le long de la limite Sud de la vallée.

L'observation de ces affleurements et les données de forages, suggèrent la présence d'espaces vides et de fissures internes ouvertes. Cette situation est provoquée par dissolution des carbonates sous l'influence de l'infiltration de l'eau de pluie, particulièrement le long des surfaces de contact. L'aquifère c'est développé dans ces espaces vides.

II.2.2.3 Les aquifères du Pliocène

Ce sont essentiellement les grès sableux jaunâtres de l'Astien, qui vont voir leur sommet se transformer en sables dunaires à hélix. L'épaisseur est très variable atteignant quelquefois les 100 m au centre de la plaine et quelques mètres aux affleurements.

II.2.2.4 Les aquifères alluvionnaires du Quaternaire

Lors de l'examen des données de forages (puttings et sondages électriques), on s'est aperçu de l'importante épaisseur des formations quaternaires (sables, graviers ou grés), qui varie de quelques mètres à plus de 150 m, ce qui fait que cet aquifère est considéré comme étant le plus volumineux et le plus intéressant à étudier, vu l'importance socio-économique qu'il présente.

Toute fois notre étude dont l'objectif consiste à évaluer les réserves en eau souterraine est axée essentiellement sur l'aquifère alluviale du haut Chélif qui constitue l'aquifère le plus important et le plus exploité dans toute la région de la plaine du haut Chélif.

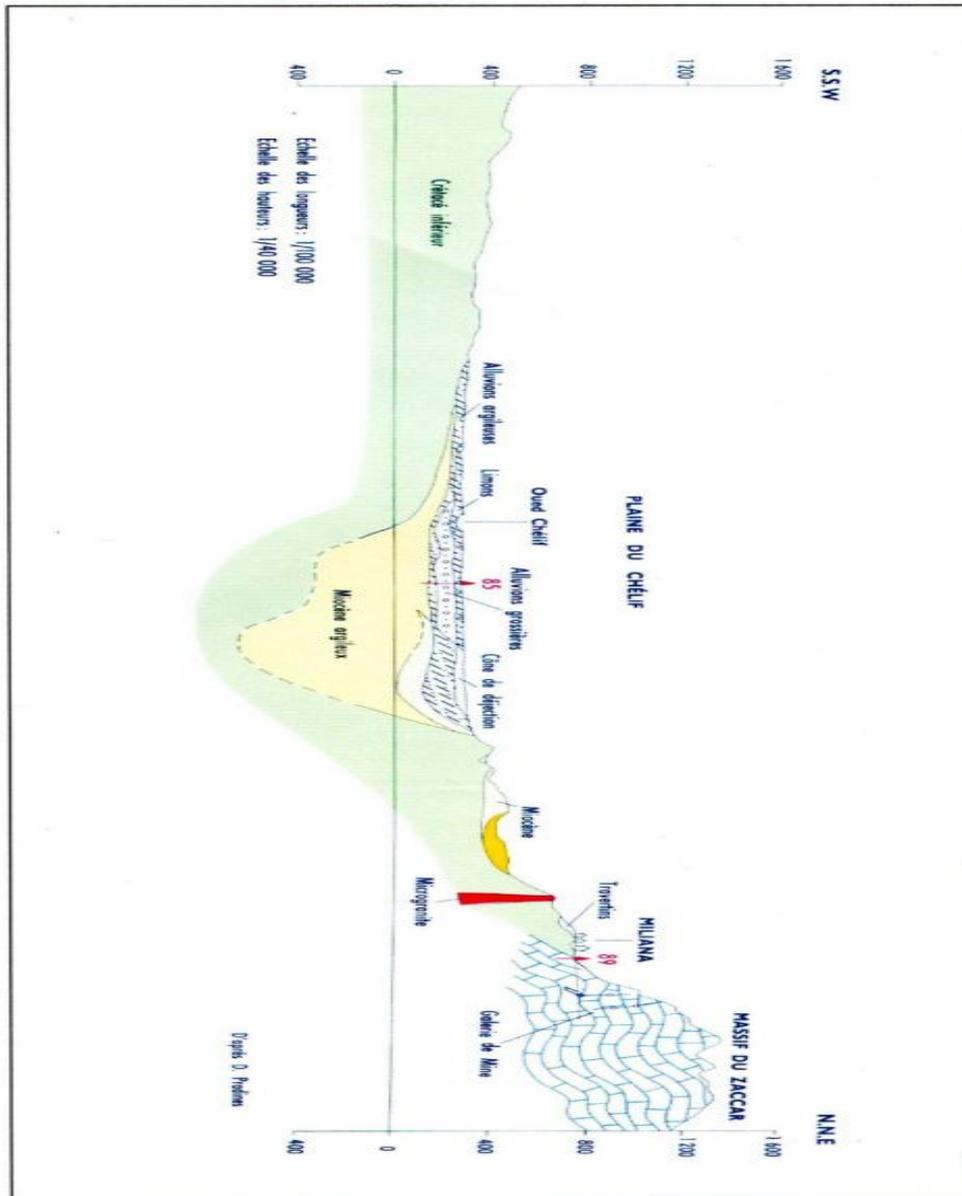


Figure II-4 : Coupe transversale de la plaine du Haut Cheliff (Carte hydrogéologique de la région d'Algérie :1/200 000, ANRH)

II.3 Contexte hydro-climatologique

La quantification des apports en eau et leur distribution sont intimement liées aux différents paramètres du climat et à ceux qui régissent les partages multiples et successifs des eaux.

II.3.1 Contexte hydrologique

Le bassin versant du Haut Chélif est composé de six (06) sous bassins versants figure (II-1), dont Trois situés sur la rive droite et Trois sur la rive gauche.

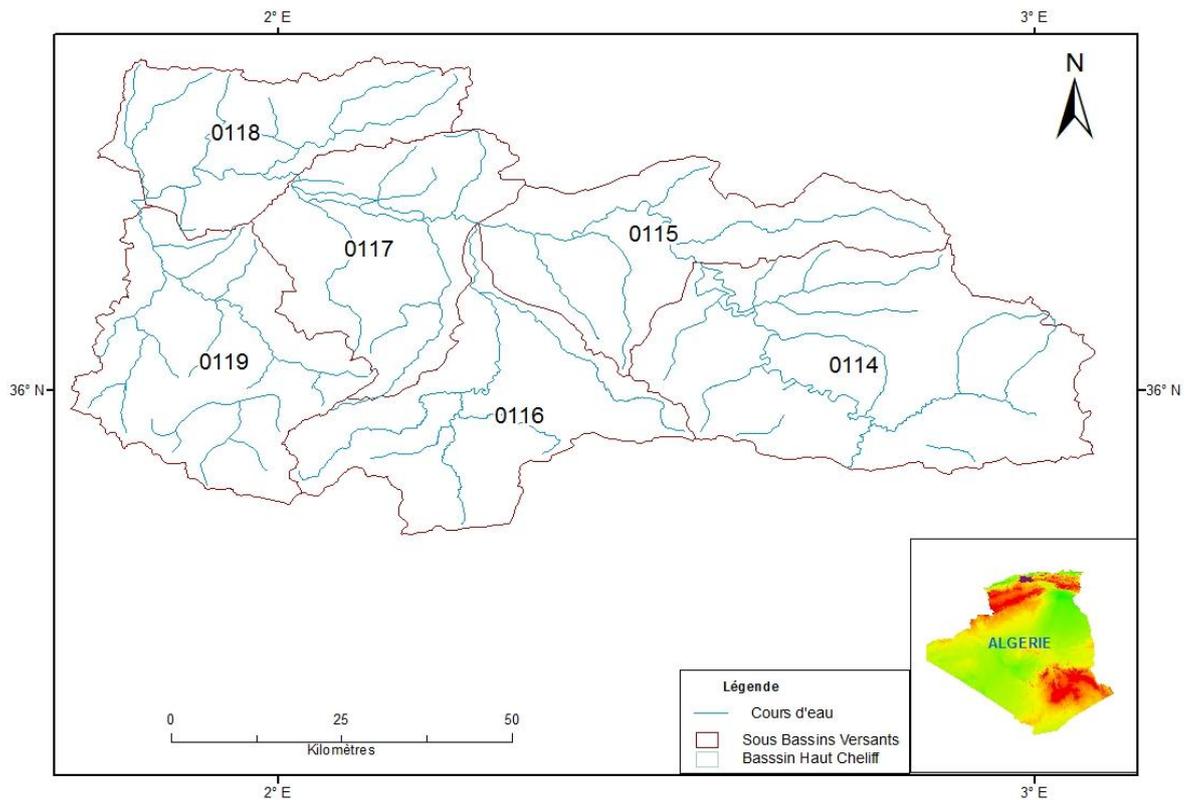


Figure II-5 : Carte des sous bassin Versant de la région des Haut Cheliff.

II.3.1.1 La forme des bassins

La forme qui peut être traduite par l'indice de compacité de « Graveluis » K_c , étant définie comme le rapport du périmètre du bassin versant par celui d'un cercle qui aurait la même superficie.

$$\text{Soit : } KC = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Plus (Kc) approche de l'unité plus le bassin serait ramassé et le temps de concentration serait plus court. Un bassin très allongé ne réagira pas, toutes choses égales d'ailleurs, de la même manière qu'un bassin de forme ramassée (M.Roche, 1963).

Tableau II-1 : Valeurs de l'indice de compacité sous bassins versants du haut Chélif.

Bassin	Sous Bassin		Superficie (km ²)	Périmètre (Km)	Ind. de comp. (kc)
	Code	Nom			
Haut Chélif	0114	Oued CheliffGhrib	1383,69	176,81	1,33
	0115	Oued CheliffHarbil	767,29	167,95	1,7
	0116	Oued Deurdeur	857,64	185,65	1,78
	0117	Oued CheliffHarraza	743,97	142,68	1,46
	0118	Oued Ebda	680,55	141,1	1,51
	0119	Oued RouinaZeddine	898,54	173,69	1,62

(MEHAIGUENE.2006)

Les valeurs de l'indice de compacité (Tableau II-1) montrent que les sous bassins versant ont généralement une forme allongés avec des valeurs variant entre 1.33 à 1.78.

De ce fait les bassins versant de la région d'étude présentent, dans l'ensemble, des formes assez allongées favorisant un écoulement lent des eaux de ruissellement. Mais l'influence du relief est plus déterminante.

II.3.1.2 Altitude moyenne

L'altitude moyenne de la région d'étude, calculée à partir de la courbe hypsométrique varie de 300 à 1100 m, elle est de l'ordre de 640 m dans le bassin Haut Cheliff (MEHAIGUEN, 2006).

La répartition par tranches d'altitude de la superficie des bassins, plus significative que l'altitude moyenne, ressort nettement des courbes hypsométriques ; elle est, par ailleurs, visualisée par le diagramme des fréquences altimétriques établi pour les bassins de la région d'étude.

Il s'avère que les secteurs, d'altitude supérieure à 1200 m, sont peu étendus dans les bassins Aval Boughzoul; Elles correspondent à des massifs montagneux importants, seuls les sommets des monts de l'Ouarsenis dépassant les 1600 m d'altitude.

Enfin, les secteurs, d'altitude inférieure à 400 m dans le bassin Aval Boughzoul, représentant un peu plus du quart (29,45%) de la superficie totale du bassin. Elles concernent essentiellement la moitié septentrionale du bassin (figure II-6).

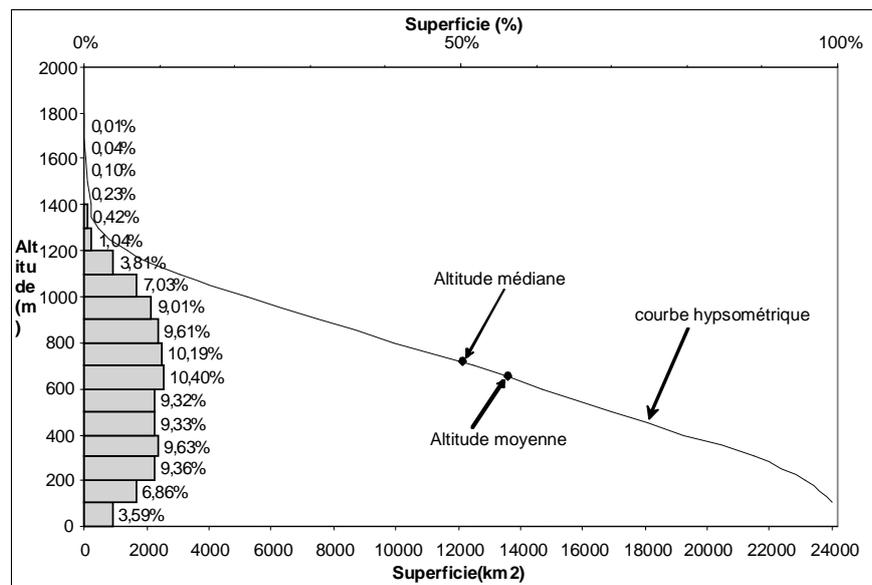


Figure II-6 : Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin du Haut Cheliff (MEHAIGUEN, 2006).

II.3.1.3 Rectangle équivalent

Ce rectangle est défini pour avoir comparé facilement les bassins entre eux, et puisque les valeurs de K_c sur tous les bassins de la région d'étude (Haut Cheliff) sont supérieures à 1,12 dans ce cas, ces bassins versants sont assimilables à un rectangle, ainsi les bassins sont trois fois plus longs que larges.

Les valeurs de la longueur et de la largeur du bassin sont définies d'après les formules suivantes :

$$L = K_c \sqrt{A} \quad 1,12(1 + \sqrt{1 - (1,12/K_c)^2}) \quad \text{et} \quad L = K_c \sqrt{A} \quad 1,12(1 - \sqrt{1 - (1,12/K_c)^2})$$

Les valeurs de la longueur équivalente et de la largeur équivalente sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau II-2 : Longueur équivalente et largeur équivalente par sous bassin versant

Bassin	Sous Bassin		Superficie (km ²)	Périmètre (Km)	Long. Éq. (Km)	Larg.Éq. (Km)
	Code	Nom				
Haut Chélif	0114	Oued ChélifGhrib	1383,69	176,81	68,08	20,32
	0115	Oued ChélifHarbil	767,29	167,95	73,54	10,43
	0116	Oued Deurdeur	857,64	185,65	82,42	10,41
	0117	Oued ChélifHarraza	743,97	142,68	58,66	12,68
	0118	Oued Ebda	680,55	141,1	59,02	11,53
	0119	Oued RouinaZeddine	898,54	173,69	74,84	12,01

(MEHAIGUENE.2006)

II.3.1.4 Relief (Indice de pente)

Le relief joue un rôle prépondérant dans l'aptitude au ruissellement des terrains. Son appréhension peut être faite à l'aide de l'indice de pente global (I_g).

L'indice de pente globale exprimé en (m/km) se calcule d'après la formule suivante :

$$I_g = \frac{D}{L}$$

D : dénivelée simple ou bien la distance verticale, exprimée en mètres, sépare les altitudes ayant 5% de la surface du bassin au dessous d'elles ; elle peut être assimilée à la distance séparant les deux courbes de niveau maitresses extrêmes qui délimitent le bassin.

L : longueur du rectangle équivalent telle que définit par M.Roche (Km)

Pour permettre une comparaison plus poussée des bassins entre eux du point de vue relief, on détermine la dénivelée spécifique (D_s) puis déduit de l'indice de pente globale.

$$D_s = I_g \sqrt{A}$$

A : la superficie du bassin versant en Km²

Tableau II-3 : Classes de relief au sens des hydrologues de l'O.R.S.T.O.M. (IRD actuellement)

Ds	Classes de relief
Ds < 10 m	Classe R1 – relief très faible
10 < Ds < 25 m	Classe R2 – relief faible
25 < Ds < 50 m	Classe R3 – relief assez faible
50 < Ds < 100 m	Classe R4 – relief modéré
100 < Ds < 250 m	Classe R5 – relief assez fort
250 < Ds < 500 m	Classe R6 – relief fort
Ds > 500 m	Classe R7 – relief très fort

(MEHAIGUENE.2006)

Tableau II-4 : Indice de pentes globales et classe de relief par sous bassin versant

Bassin	Sous bassin	Superficie	Ig	Ds (m/km)	Classe de relief
Haut Chélif	0114	1383,69	17,67	657,11	R7
	0115	767,29	15,01	415,86	R6
	0116	857,64	19,41	568,51	R7
	0117	743,97	23,87	650,97	R7
	0118	680,55	23,73	619,02	R7
	0119	898,54	21,38	640,85	R7

(MEHAIGUENE.2006)

Toutefois, d'après les valeurs de l'indice de pente global (Ig) et la dénivelée spécifique (Ds) (Tableau II-3 et II-4) les résultats permettent de distinguer deux catégories de classe de relief : relief fort et relief très fort.

Les faibles valeurs de la dénivelée spécifiques (Ds), ou les reliefs forts, correspondent au sous bassins Oued Chélif Harbil (0115).

Les valeurs les plus fortes de l'indice de pente global (Ig) et la dénivelée (Ds), ou les reliefs très forts, correspondent aux sous bassins : Cheliff Harraza , AribEbda , Cheliff Ghrib, AribChélif et Deurder.

Dans ce même sens, et du fait que ce genre de classement comparatif s'applique mieux à des bassins de petite taille, l'importance relative de la surface des bassins étudiés « égalisé » en quelque sorte le relief, d'où les faibles différences entre les classes du relief trouvées.

Cette brève analyse a permis de relever les nuances morpho métriques existant entre les unités de la région d'étude. Cependant le bassin du Haut Cheliff, montre des caractères morpho métriques assez particuliers, favorisant, à priori, le ruissellement de surface.

II.3.1.5 Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique représente l'ensemble de cours d'eau permanents et temporaire ainsi que le talweg, dont lequel s'écoulement les eaux de surface, la partie infiltrée dans les nappes constitué une composition d'écoulement souterrains (Bradis,2006).

Le bassin versant du Haut Cheliff est traversé par un cours d'eau principale qui est l'oued Cheliff, il constitue un collecteur d'eaux de ruissellement des affluents de sa rive droite et sa rive gauche.

Sur la rive droite, les principaux affluents sont l'oued Harbil et oued Arib. Sur la rive gauche, les principaux affluents sont l'oued Deurdeur et oued Harreza (figure II-6).

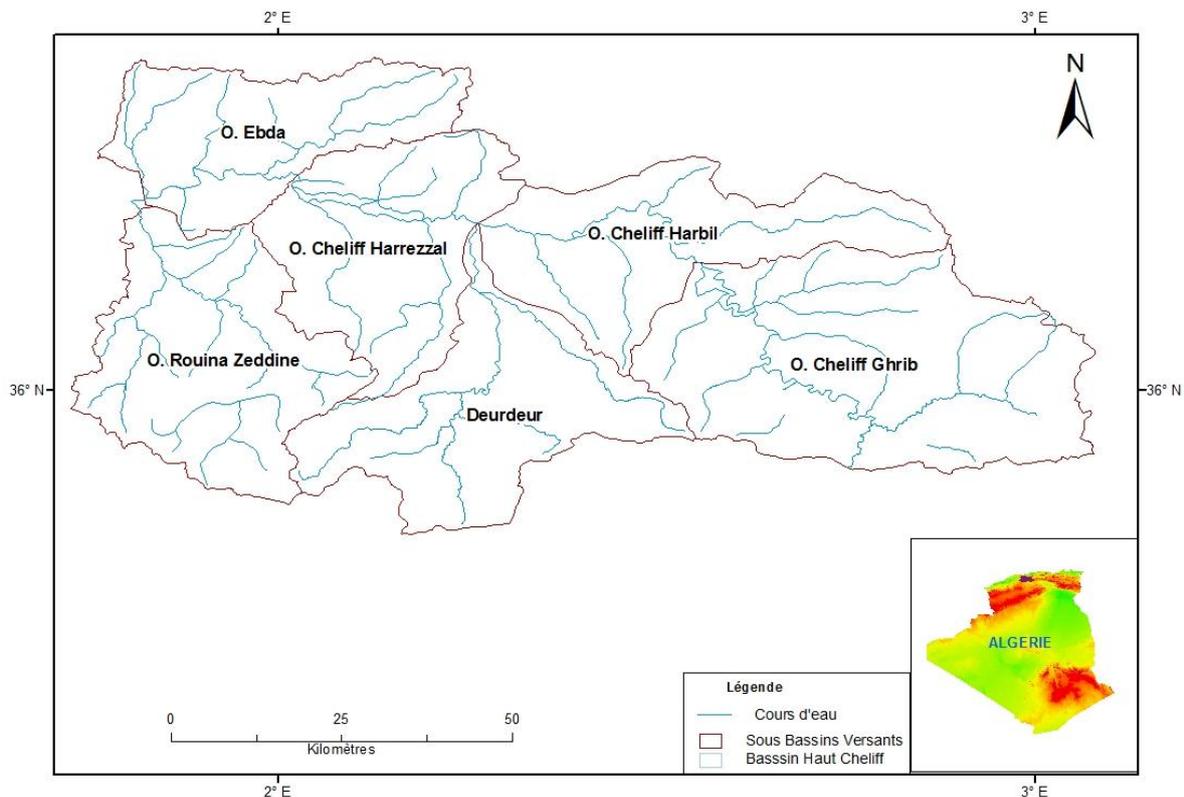


Figure II-7 : Carte du chevelu hydrographique de la région du Haut Chélif

II.4 Contexte climatologie

Le bassin du Haut Chélif s'inscrit dans un climat semi-aride avec des influences sahariennes en été et des influences méditerranéennes en hiver, caractérisée par deux saisons distinctes, un hiver froid et un été chaud.

II.4.1 Etude des précipitations

La pluie est un des facteurs dominants dans le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. En particulier, la connaissance de sa répartition spatiale et temporelle, de son intensité et des cumuls alimentant les sous bassins versants, conditionne la compréhension de la dynamique d'un bassin versant et par la suite, contraint la modélisation hydrologique. Ainsi, pour toute application hydrologique, la connaissance de la distribution spatio-temporelle des précipitations est nécessaire, notamment pour des applications liées au cycle de l'eau, l'évolution de la ressource en eau, notamment en lien avec le changement climatique.

II.4.1.1 Réseau pluviométrique

Le bassin versant du Haut Chélif est équipé par dix-neuf stations pluviométriques (figure II-5). Ces stations font partie du réseau hydro climatologique national géré par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH).

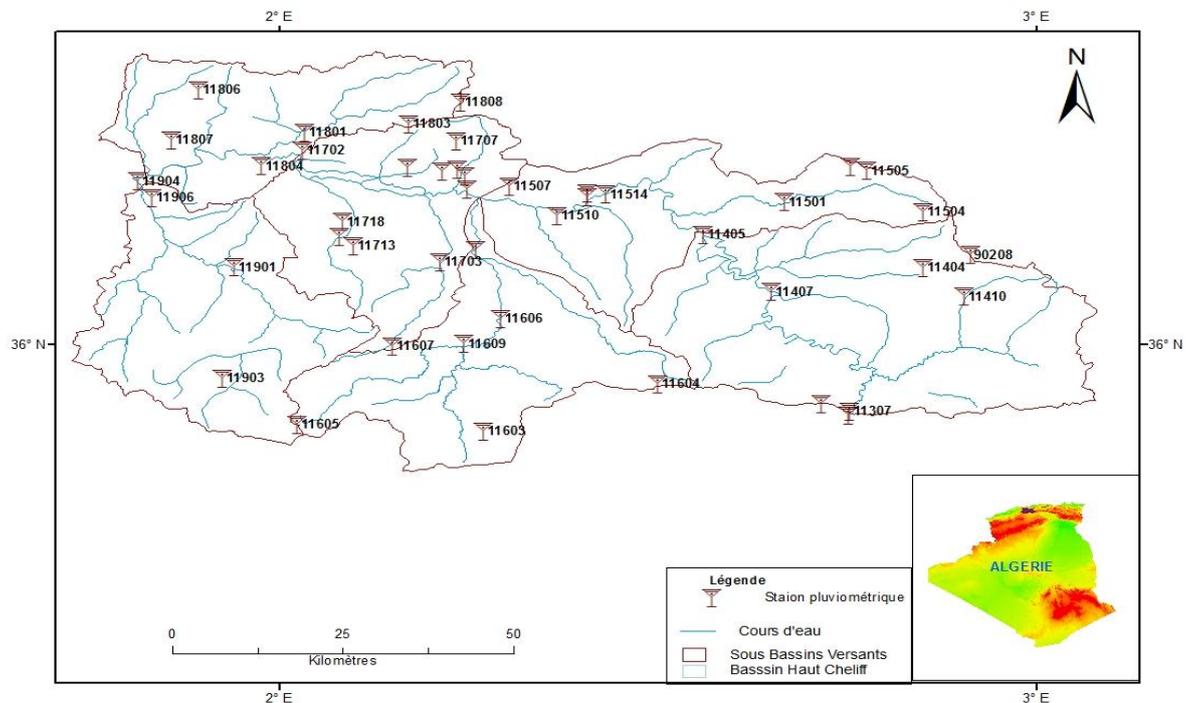


Figure II-8: Carte du réseau pluviométrique de la région d'étude

Les caractéristiques des dix-neuf stations sont mentionnées dans le tableau II-5.

Tableau II-5 : Le réseau pluviométrique de la région d'étude.

N°	Code	Nom de station	Coordonnée		
			x	Y	Z
1	011405	GHRIB BGE	487250	318400	460
2	011501	TAMEZGUIDA	497000	323900	490
3	011510	DOMAINE MOSBAH	469800	321550	313
4	011512	AIN SULTAN	465500	325950	285
5	011514	DJENANE BEN OUADAH	475650	325200	320
6	011601	MARABOUT BLANC	460175	315600	368
7	011603	BORDJ EL AMIR AEK	461100	285300	1080
8	011605	THENEIT EL HAD	439800	285650	1150
9	011606	SIDI MOKREFI	463200	304250	425
10	011609	DEURDEUR BGE	458800	300050	575
11	011702	ARIB CHELIF	439500	332550	230
12	011703	B. EL AMIR KHALED	455850	313800	370
13	011711	SIDI LAKHDER	452000	329650	250
14	011715	EL ABABSA	443900	318500	313
15	011717	EL KHEMIS ANRH	456200	329000	300
16	011718	HARREZA BARRAGE	445350	321400	312
17	011801	ARIB EBDA	439650	335550	280
18	011803	SIDI MEDJAHED	452150	337050	850

L'analyse des précipitations s'est basée sur les données disponibles relatives aux observations des stations pluviométriques El Khemis ANRH (011717), Harreza Barrage (011718), Arib Cheliff (011702) et El Ababsa (011715) pour la période (1985-2011) (Annexes II-1 et II-2).

II.4.1.2 Précipitations annuelles

La figure ci-dessous expose d'une part la variation des cumuls annuels pour chaque station de mesure et d'autre part la variation des moyennes de ces cumuls annuels.

On constate tout d'abord de fortes disparités en fonction des années, par exemple il ya deux fois plus en 1995 qu'en 1993 (à Arib Cheliff 602 mm en 1995 et 194 mm en 1993). La variabilité temporelle de la pluviométrie est un facteur important à prendre en compte dans le cadre de cette étude : les années sont indépendamment sèches ou humides.

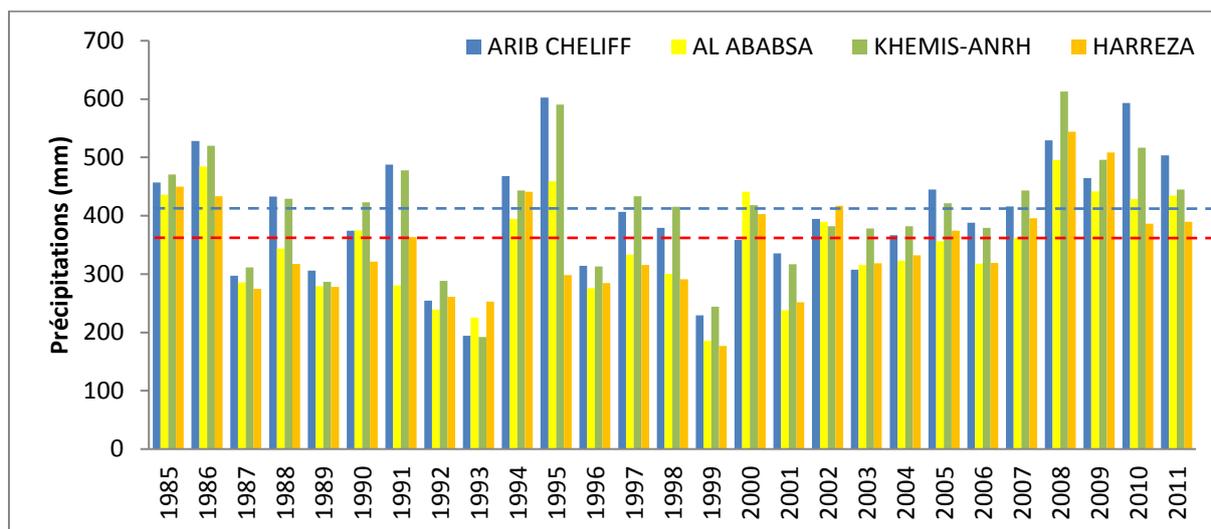


Figure II-9 : Précipitations moyennes annuelles (période 1985-2011)

L'analyse des pluies annuelles pour la période 1985 à 2011 (figure II-9), montre que les années 1986, 1995, 2008 et 2010 sont les plus pluvieuses sur l'ensemble des stations pluviométriques, avec un maximum de 613 mm enregistré en 2008 à la station de KHEMISANRH. Par contre les années les moins pluvieuses sont celles de 1993 et 1999 avec un minimum 176 mm enregistré au niveau de la station de Harreza.

La pluviométrie moyenne de la région du Haut Cheliff est de 400 mm/an dans la plaine atteignant environ de 350 mm/an au niveau des versants Sud du bassin.

II.4.1.3 Précipitations mensuelles

L'analyse s'est poursuivie à l'échelle mensuelle (Tableau II-6), comme le montre le graphique suivant présentant les cumuls moyens mensuels pour l'ensemble des stations étudiées.:

- Une période de forte pluviosité, Octobre à Avril;
- Une période de faible pluviosité, Mai à Septembre.

Tableau II-6 : Précipitations moyennes mensuelles de la région d'étude , période (1985-2011)

Code	Nom de station	Sépt.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout
011715	EL ABABSA	20.6	28.2	40.6	46.0	51.4	49.5	39.6	36.1	21.8	6.6	2.3	5.9
011702	ARIB CHELIFF	19.6	28.0	42.5	44.3	45.6	46.3	40.0	40.6	23.1	6.6	1.5	6.1
011717	EL KHEMIS ANRH	20.3	28.4	41.9	45.2	46.1	47.7	39.8	40.8	22.6	5.7	1.6	6.3
011718	HARREZA	24.3	28.0	43.9	46.9	48.6	51.2	42.0	33.1	23.4	9.8	4.1	7.1

Ces tendances se retrouvent individuellement sur l'ensemble des stations étudiées.

On constate aussi, que les mois de Mai, Novembre et Aout sont les mois les plus pluvieux pour les quatre stations pluviométriques, avec un maximum de 51.4 mm en mois Janvier pour la station HARRAZA et AL ABABSA.

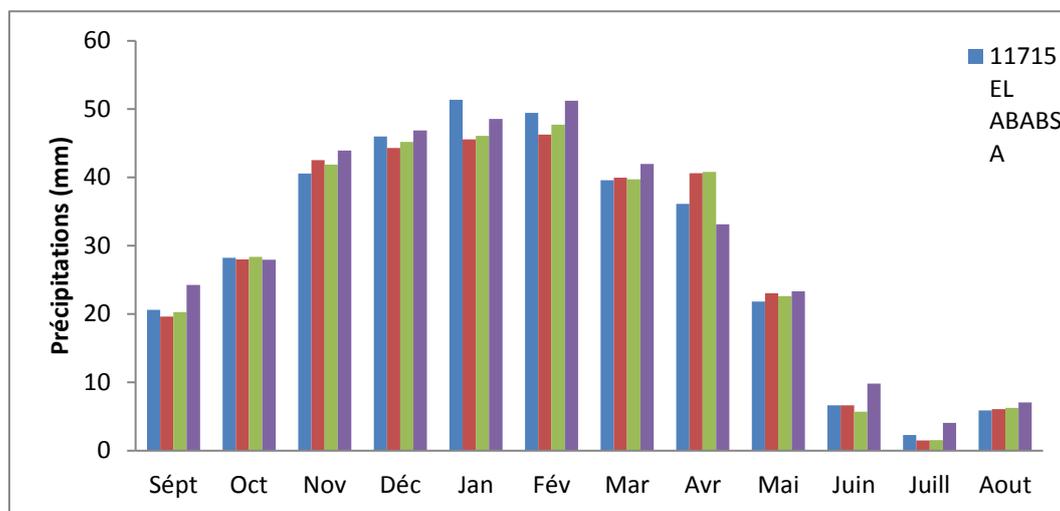


Figure II-10 : précipitations moyennes mensuelles de la période (1985-2011) Station Hrreza.

II.4.2 Températures

La température, second facteur constitutif de climat, influe sur le développement des végétations. Ce sont les températures extrêmes plus que les moyennes qui ont influence sur la végétation sauf si elles sont exceptionnelles et de courte durée (Greco, 1966).

II.4.2.1 Température mensuelle

Les données de températures enregistrées durant la période 1988-2014 à la station de Harreza barrage mentionnées dans le tableau ci-dessous, ont permet de deux périodes bien distinctes :

- Une s'étalant entre Novembre et Avril avec de faibles températures ;
- L'autre s'étalant entre Mai et octobre avec de températures plus élevées (figure II-10).

Tableau II-7 : Températures moyennes mensuelles Station Hrreza (1988-2014).

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout
Tmax (°C)	34,32	28,74	21,99	17	19,62	17,03	21,7	22,6	29,2	35,6	38,54	38,22
Tmoy (°C)	24,0	20,4	14,1	10,4	9,4	10,5	13,2	15,3	20,1	24,8	29,2	29,5
Tmin (°C)	17,3	12,8	7,5	4,5	3,8	4,8	7,9	8,5	11,4	16,4	21,3	21,68
Vent (Km/h)	2,75	2,59	3,09	3,31	2,87	3,86	3,39	3,28	3,8	2,61	2,69	2,77
Evap. (mm)	197,9	132,2	72,8	52,8	43,8	59,9	90,8	105,7	155,2	222,5	308,1	286,2

Les températures moyennes atteignent une valeur maximale de 29,5 °C en Juillet et Aout et 9,4 °C en mois de Janvier.

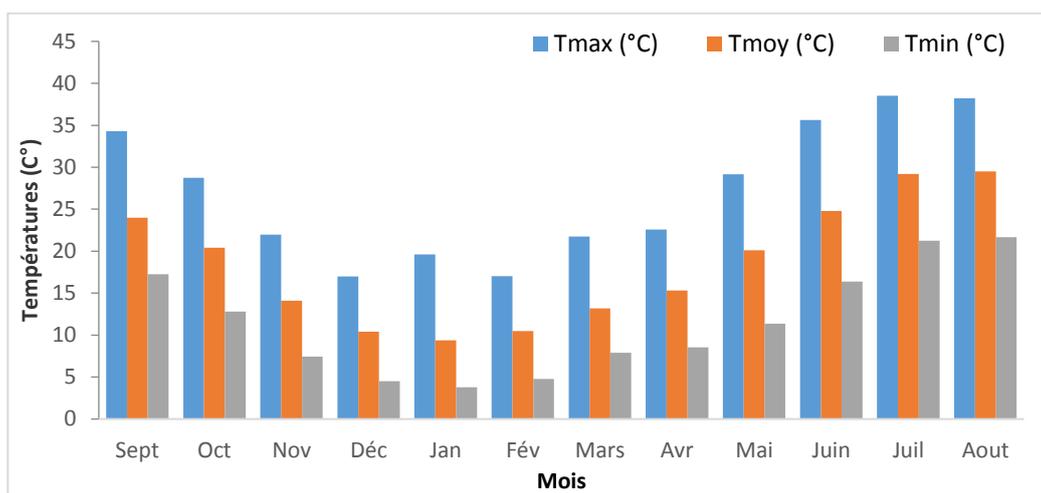


Figure II-11 : Températures moyennes mensuelles de la période (1988-2014) Station Hrreza

I.1.1.1 Température annuelle

Les températures annuelles montrent deux pôles extrêmes (figure II-11) :

- Un pôle froid enregistré en 2014 où la température minimale atteint 7,42°C.
- Un pôle chaud enregistré en 2006 où la température maximale atteint 39,48 C°.

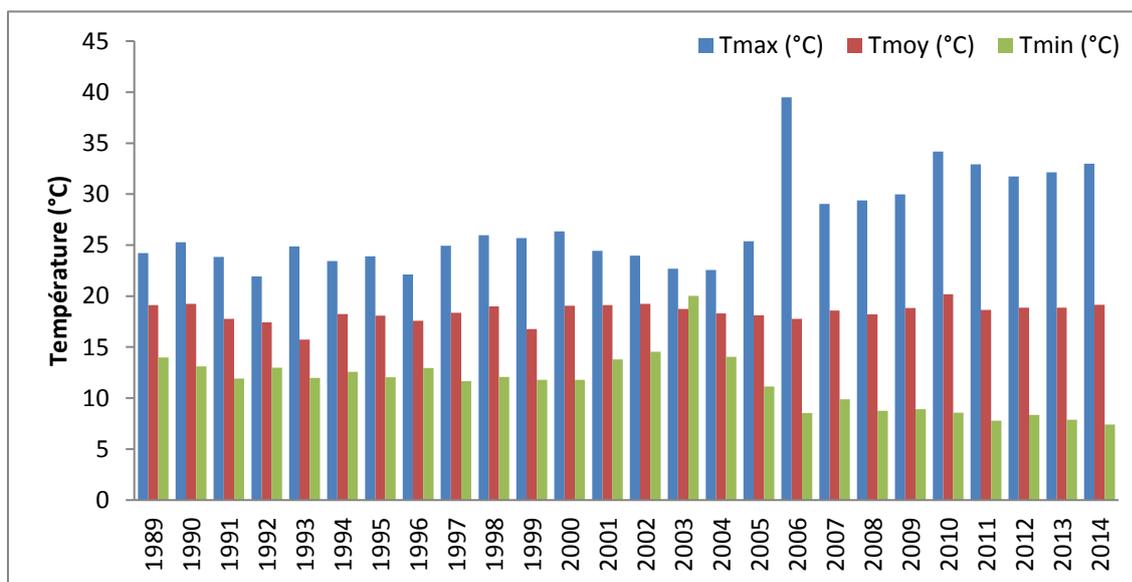


Figure II-12 : Températures moyennes annuelles (période 1985-2014) Station Hrreza

II.4.3 Evaporation

L'évaporation est la quantité d'eau restituée à l'atmosphère sous forme de vapeur, son étude est essentielle pour connaître le potentielle hydrique d'une région ou d'un bassin versant.

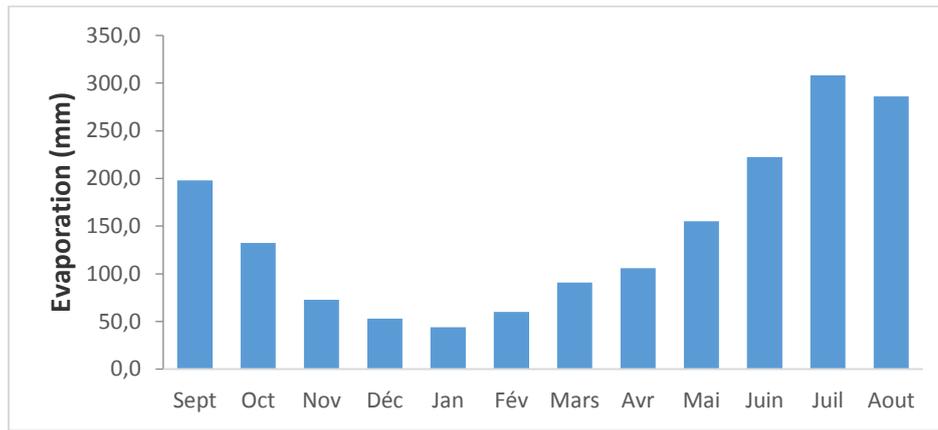


Figure II-13 : Evaporation moyenne mensuelle (Période 1988-2014) Station Hrreza

D'après les données de l'évaporation enregistrées durant la période 1988-2014 à la station de Harreza (tableau II-7) de Annex (II-3), on remarque que la variation de l'évaporation mensuelle montre deux périodes bien distinctes tout comme les températures et les précipitations :

- Une période de forte évaporation allant du mois Mai au Mois d'Octobre dont elle atteint une valeur maximale de 293mm.
- Une période de faible évaporation allant du mois de Novembre au mois d'Avril ou elle atteint une valeur minimale de 44,36 mm.

A l'échelle annuelle, on enregistre une faible évaporation durant la période allant de 2007 à 2014 d'où une valeur minimale de 57,07 mm enregistrée durant l'année 2009. L'évaporation la plus forte à été enregistrée durant l'année 1989 avec une valeur de 190,6 mm

II.4.4 Vents

Dans la vallée du Cheliff, les pressions atmosphériques sont plus élevées le matin (à 7 h) que sur le littoral, la situation s'inverse à 13 heures car l'abaissement absolu est très important dans le Chélif est assez faible sur le littoral (mai et juin). Ce phénomène explique l'importance de certain vents locaux vent d'Est à Ain Defla du Nord-Est à Khemis -Miliana) (Remaoun M-2007).

D'une manière générale, la région d'étude se caractérise par des vents légers, généralement au moins 10 km.

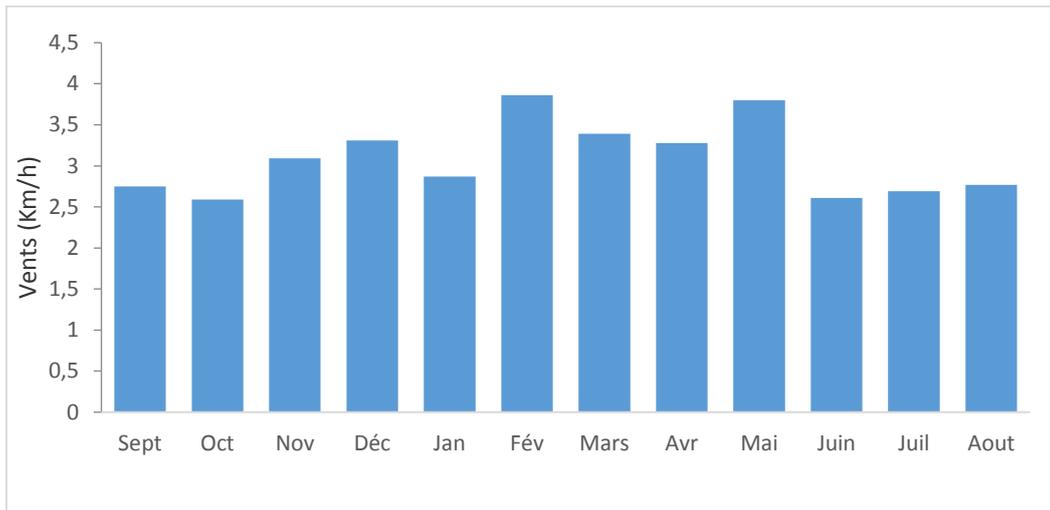


Figure II-14: vents moyens mensuels (Période 1988-2011) Station Hrreza

II.5 Les données hydrologiques

II.5.1 Réseau de mesures hydrologiques

Le bassin versant du Haut Cheliff est équipé de Cinq stations hydrométriques (Tab. 2), mesurant en continu les débits au pas de temps horaire du Haut Cheliff à la confluence de Oued Ebda et celui de Cheliff (Station d'Arrib Cheliff 011702) et de ses principaux affluents, Harbil, Deurdeur, Harreza et Ebda.

Tableau II-8 : Caractéristiques des stations hydrométriques

Code	Nom Station	X(UTM)	Y(UTM)	Période d'obs.
H011407	GRIB BARRAGE	459920	4002271	1976 à 1995
H011514	DJ. B. OUADAH	433809	4008568	1990 à 2001
H011601	MARABOUT BLANC	433587	4007708	1990 à 2001
H011715	EL ABABSA	412276	4015649	1973 à 2001
H011702	ARIB CHELIF	394526	4011754	1968 à 2001
H011905	B. O. TAHAR	393760	4010902	1990 à 2001
H011801	ARIB EBDA	412100	4018279	1972 à 1991

(MEHAIGUENE.2006)

Les données de mesures de débits disponibles ne couvrent pas la même période d'observation, la station Arrib Cheliff seule qui présente une série de débits assez complète surtout pour la période 1991 à 2013. Le reste des séries sont incomplètes et présentes plusieurs années manquantes.

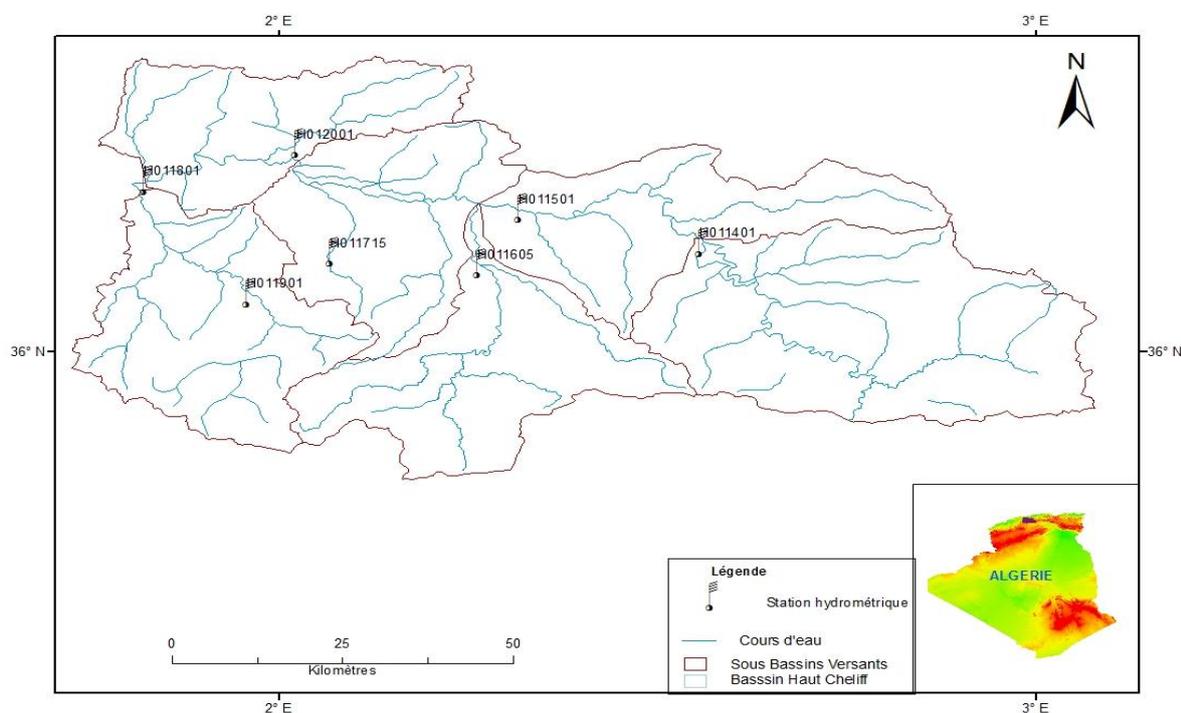


Figure II-15 : Réseau hydrométrique du Bassin du Haut Cheliff

II.5.1.1 Débits maximaux mensuels

D'après les données hydrométriques disponibles, les débits maximums mensuels sont observés pendant les mois de Janvier, Février et Mars pour les stations Arib Cheliff et Djenan Ben Ouadah Situé sur le cours d'eau principale du Cheliff.

Par contre, pour les stations situées sur la rive gauche du Cheliff (Marabou Blanc et BirOuled Tahar) les débits maximums sont enregistrés durant les mois de Septembre, Octobre et Novembre (tableau II-9).

Tableau II-9 : Variation des débits maximums mensuels (1991-2013).

Code	Nom station	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
11514	DJ. B. OUADAH	58.4	95.3	54.5	46.0	173.4	98.8	275.0	71.1	75.4	30.2	25.6	31.7
11702	ARIB CHELIF	213.0	184.6	82.5	70.3	311.2	135.0	140.0	104.8	52.5	34.5	11.8	5.1
11715	EL ABABSA	62.5	57.8	38.6	51.9	25.0	49.2	48.0	31.0	48.0	30.0	0.5	21.8
11601	MARABOUT B.	432.0	196.0	107.7	122.0	170.0	55.2	110.5	59.2	56.3	47.1	5.0	26.3
11905	B. O. TAHAR	158.0	168.0	115.2	51.5	46.1	102.1	57.2	94.0	191.0	32.3	4.2	77.5

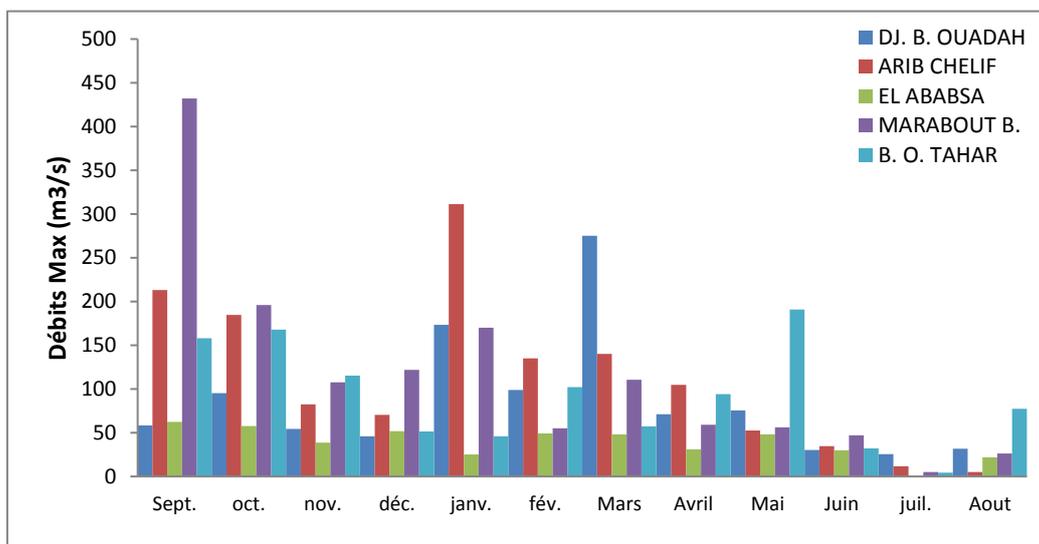


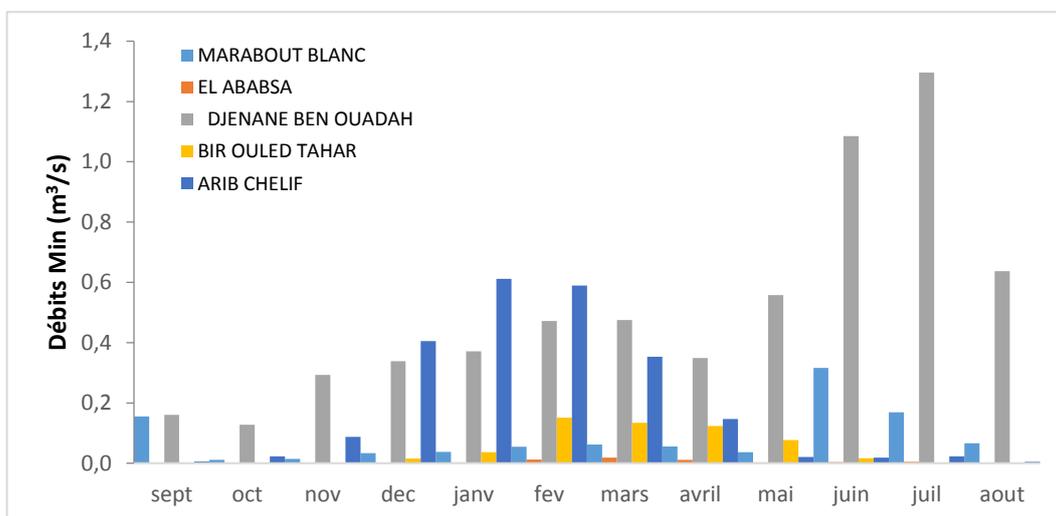
Figure II-16 : Variation des débits maximums mensuels (1991-2013)

II.5.1.2 Débits minimums moyens mensuels :

Les débits minimums mensuels ne dépassent guère $1 \text{ m}^3/\text{s}$ pour l'ensemble du bassin du Haut Cheliff (figure II-15). Le tableau ci-dessous présente la variation des débits minimums moyens mensuels des cinq stations pour la période (1991-2013).

Tableau II-10 : Variation des débits minimums moyens mensuels pour la période (1991-2013).

Code	Nom station	Sept.	oct.	nov.	déc.	janv.	fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	juil.	Aout
011601	MARABOUT B.	0,15	0,01	0,01	0,03	0,04	0,05	0,06	0,06	0,04	0,32	0,17	0,07
011715	EL ABABSA	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
011514	DJ. B. OUADAH	0,16	0,13	0,29	0,34	0,37	0,47	0,48	0,35	0,56	1,08	1,30	0,64
011905	B. O. TAHAR	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,15	0,13	0,12	0,08	0,02	0,00	0,00
011702	ARIB CHELIF	0,01	0,02	0,09	0,40	0,61	0,59	0,35	0,15	0,02	0,02	0,02	0,01

**Figure II-17 : Variation des débits minimums moyens mensuels (1991-2013)**

II.5.1.3 Débit moyens mensuels

Le tableau suivant présente la variation des débits moyens mensuels des cinq stations pour le période (1991-2013).

Tableau II-11: Variation des débits moyens mensuels (1991-2013)

Code	Nom station	Sept.	oct.	nov.	déc.	janv.	fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	juil.	Aout
011601	MARABOUT B.	0,96	0,69	0,38	0,20	0,76	0,60	0,75	0,70	0,74	0,99	0,78	0,93
011715	EL ABABSA	0,05	0,06	0,07	0,05	0,11	0,22	0,15	0,09	0,05	0,01	0,00	0,01
011514	DJ. B. OUADAH	1,44	2,82	1,22	1,18	3,02	3,45	2,67	2,21	2,66	2,39	2,66	1,91
011905	B. O. TAHAR	0,14	0,13	0,23	0,22	0,63	0,98	0,97	0,62	0,39	0,09	0	0,02
011702	ARIB CHELIF	1,87	3,59	2,53	4,50	6,91	9,74	7,96	4,70	2,19	1,59	1,93	1,78

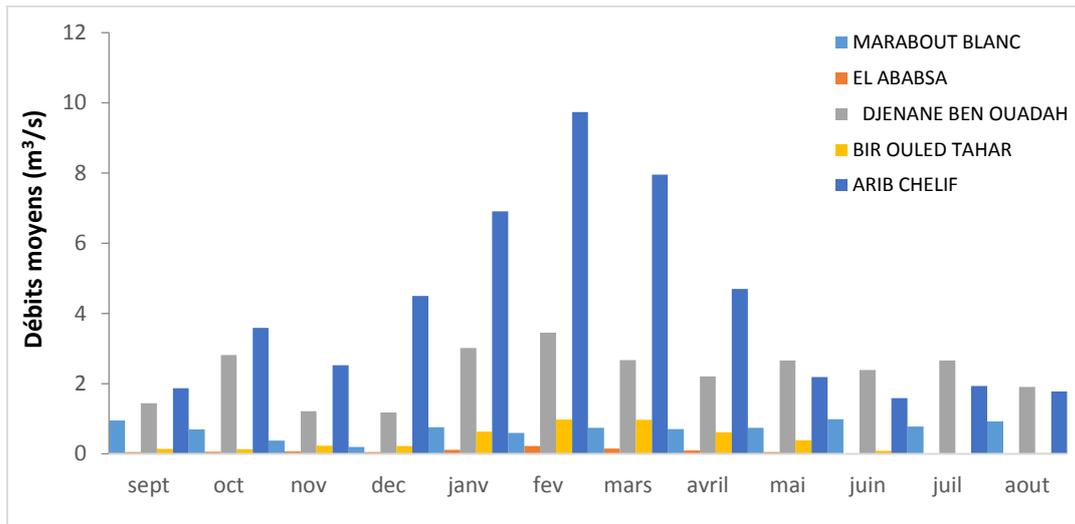


Figure II-18 : Variation des débits moyens mensuels (1991-2013)

II.5.1.4 Débits maximum annuels

Les écoulements annuels dans le bassin du Haut Cheliff sont analysés à travers l'analyse des débits enregistrés au niveau des stations Arib Cheliff, Djenan Ben Ouadah , Marabout Blanc, El Ababsa et Bir Ouled Tahar durant la période (1991-2013).

Les plus forts débits écoulés sont enregistrés durant l'année (1994-1995), par contre les plus faibles débits écoulés sont enregistrés durant l'année (1993-1994).

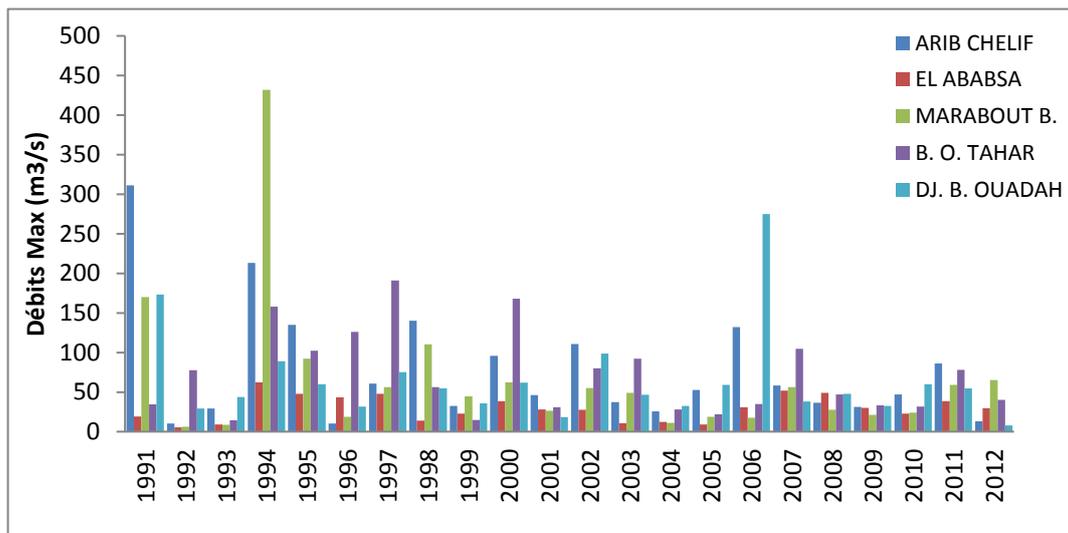


Figure II-19 : Variation des débits maximum moyens annuels (1991-2013)

II.5.1.5 Débits minimums moyens annuels

L'analyse de la variation des débits minimums moyens annuels (figure II-18) des cinq stations étudiées pour le période (1991-2013) ; montre que les débits minimaux sont au-dessous d'une valeur seuil de 1 m³/s sur l'ensemble des stations hydrométriques du bassin du Haut Cheliff.

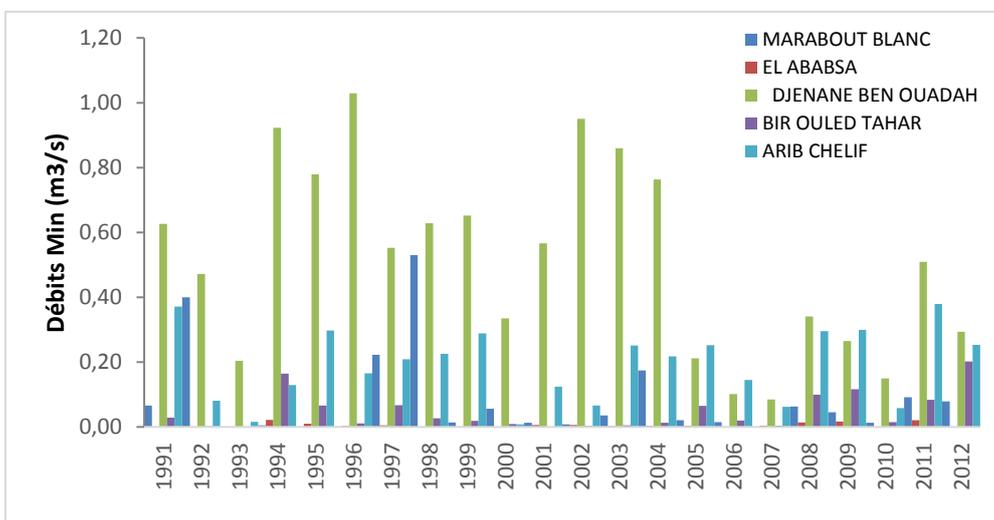


Figure II-20 : Variation des débits minimums moyens annuels (1991-2013)

II.5.1.6 Débit moyennes annuels

Le tableau suivant présente la variation des débits moyens annuels des cinq stations étudiées pour le période (1991-2013).

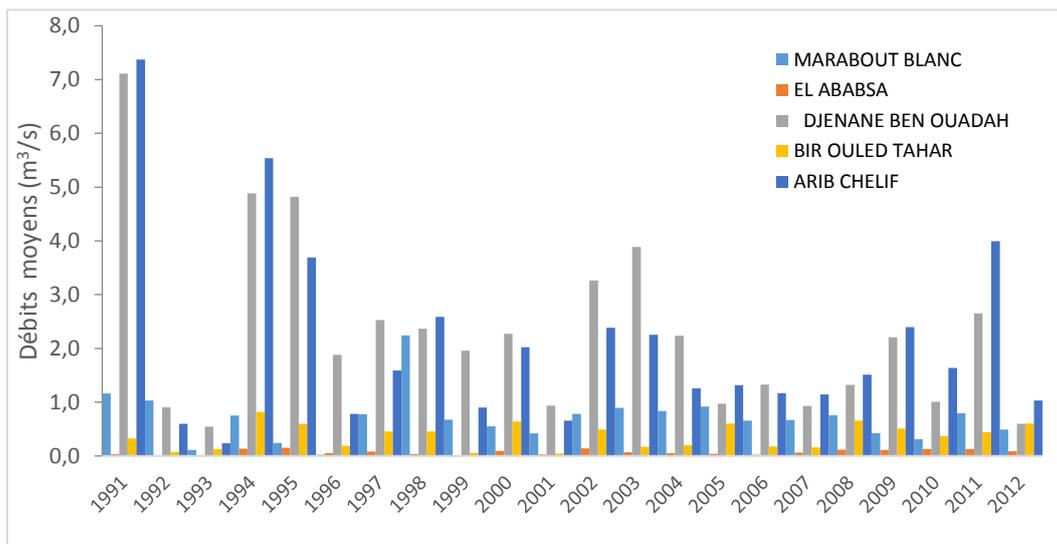


Figure II-21 : Variation des débits moyens annuels (1991-2013)

Durant la période 1991-2013 et sur l'ensemble des stations de la région d'étude les débits écoulés les plus forts sont enregistrés durant l'année (1991-1992) surtout à la station Arib Cheliff. Les plus faibles débits écoulés sont enregistrés durant l'année (1993-1994) marquant dans la station Marabout Blanc.

II.5.1.7 Apports moyens annuels

Le tableau suivant présente la variation des apports moyens annuels des cinq stations étudiées pour le période (1991-2013).

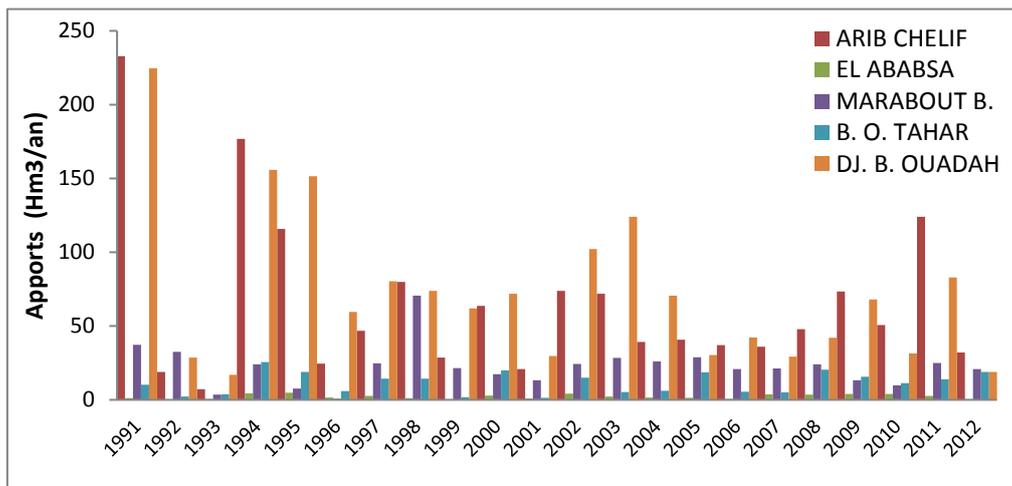


Figure II-22 : Variation des apports moyens annuels (1991-2013)

Conclusion :

Dans ce chapitre on a présenté la région d'étude de bassin versant Haut Chéiff ou on a étudié les différents paramètres géologiques, hydrogéologique et hydro climatique actuelle de bassin, qui nous permet de connaître la situation existante, et le fonctionnement du bassin actuel.

L'analyse des différents paramètres climatologiques montrent que la zone d'étude présente un climat semi-aride où la température moyenne annuelle est de 19,24 C°, les précipitations moyennes annuelles est enregistré au niveau de la station Khemis ANRH est de 400 mm, l'évaporation réelle du secteur d'étude correspond à 190,59 mm est relativement faible.

Chapitre III :

MODÉLISATION DES DÉBITS

III. Modélisation des débits

Les modèles pluie-débit jouent un rôle prépondérant pour l'estimation des crues rares, sur le long terme (prédétermination crue centennale par exemple) ou sur le court terme (prévision à quelques heures). Ainsi, notre objectif est de proposer un modèle pluie-débit distribué événementiel, adapté au fonctionnement hydrologique du bassin versant du Haut Cheliff et aux écoulements caractérisant la région d'étude.

Le modèle proposé combine une fonction de production de type SCS et une fonction de transfert de type translation-stockage.

La fonction SCS est conçue pour simuler le ressuyage des sols entre deux averses, et comporte trois paramètres :

- S la capacité de stockage en eau,
- α l'intensité de vidange du stock
- ω la fraction de la vidange qui rejoint l'exutoire du bassin.

La fonction translation-stockage comporte deux paramètres :

- V_0 la vitesse de transfert et
- K_0 un coefficient de diffusion.

Le modèle est appliqué à une structure en mailles carrées régulières, en mode événementiel. Ainsi, le débit généré pour un événement pluvieux (transformation pluie-débit) est calculé en trois étapes :

- ✓ Pour chaque maille, le modèle de production permet d'estimer la quantité de pluie qui va contribuer au ruissellement.
- ✓ Le modèle de transfert calcule l'hydrogramme produit par chaque maille au niveau du point de référence (exutoire du sous-bassin). Ce calcul est réalisé à partir du résultat obtenu en appliquant la fonction de production.
- ✓ Les apports de chaque maille sont sommés pour obtenir le débit au point de référence.

Ainsi, l'application de ce modèle nécessite un ensemble de données structurées et organiser d'une manière spécifique selon les conditions d'utilisation de ce dernier.

III.1 Mise en place des données pour les simulations

Les processus hydrologiques dans les bassins sont influencés par le climat, les caractéristiques physiques du bassin (tel que la topographie, le sol et la végétation...), les activités humaines ainsi que le climat (Zhang et al. 2011).

La modélisation objet de notre étude nécessite donc un ensemble de données permettant une description assez raisonnable des différents facteurs influençant le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. Pour cela toute une base de données a été construite sur la base des fichiers obtenus auprès de l'Agence Nationale des ressources Hydriques.

III.1.1 Données géographiques

Les données géographiques sont essentiellement extraites du fichier MNT (Modèle numérique de terrain) de la région d'étude. Ces données comprennent les données relatives aux altitudes, les pentes, surfaces drainées et les directions de drainage ...

Le MNT utilisé dans notre cas est un extrait du MNT du Nord Algérie, Provenant de la base de données USGS/NASA SRTM Data, créés en 2007. C'est un MNT de maillage régulier de 10m x10m.

Le maillage a été réduit ensuite à 100m x100m pour diminuer la taille des fichiers utilisés.

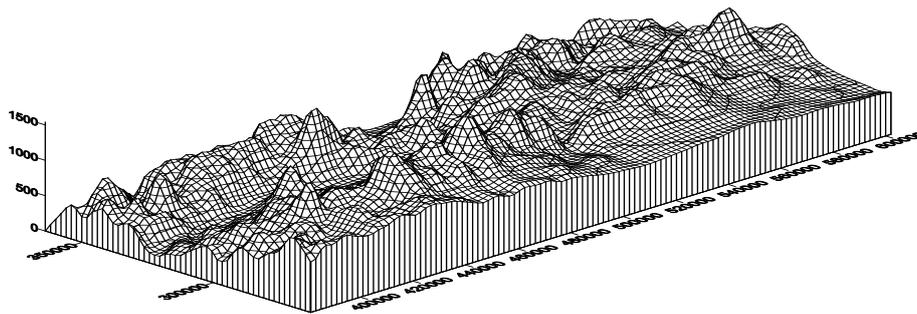


Figure III-1 : Représentation en 3D du MNT de la région du Haut Chélif

L'ensemble des fichiers ont le même format (Ascii raster) avec un maillage de 100m par 100m :

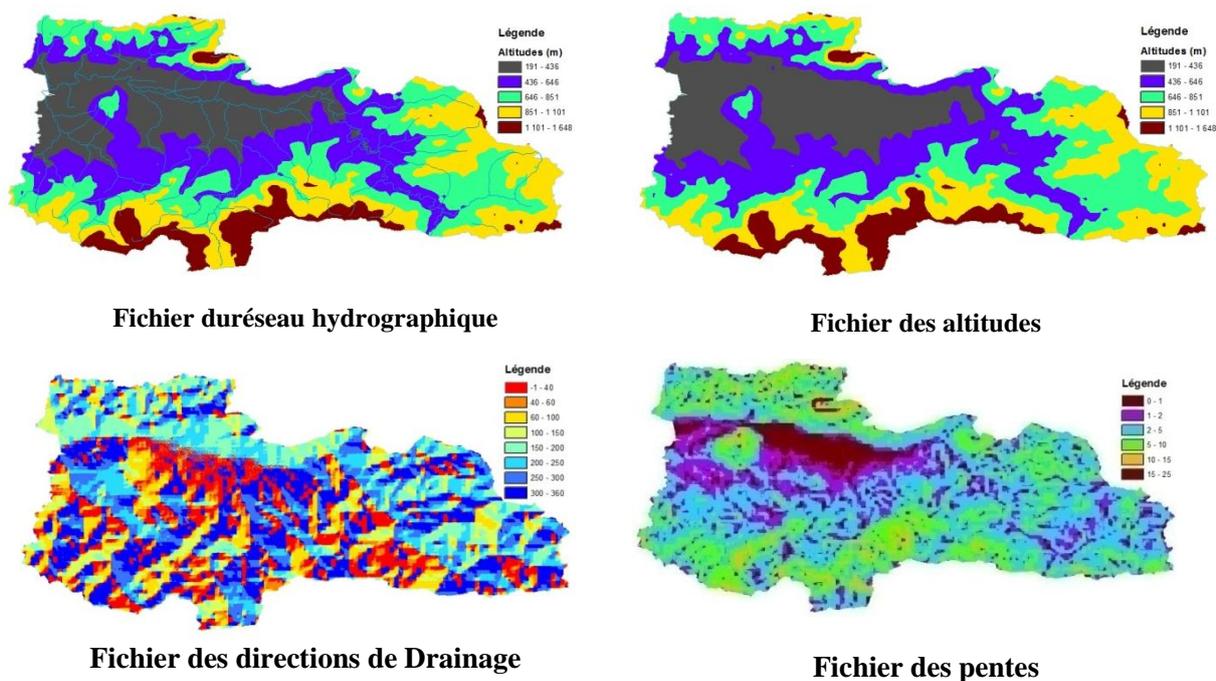


Figure III-2 : Exemple de données Géographiques utilisées

III.1.2 Données hydro climatiques

Les données hydro climatiques disponibles, sont issues des fichiers obtenus au niveau de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques. En ce qui concerne le bassin versant du Haut Cheliff, l'ANRH dispose d'un réseau de stations de mesure de la pluie, et d'un réseau de stations hydrométriques. Les données (pluviométriques et hydrométriques) sont observées aux pas de temps horaires, a travers dix (10) stations pluviométriques et une station hydrométrique (tableau III-1), cette dernière mesurant le débit à l'exutoire du bassin du Haut Cheliff durant la période 1985 à 2007.

Tableau III-1 : Fichier entête des données hydro climatiques, la période (1985 à 2007)

Code Station	Nom Station	X	Y	Type de station
H10000011702	ARIB CHELIFF	407298	4016244	Q-obs
P100011509	MEDEA SECTEUR	478901	4003462	P
P100011405	GHRIB BGE	460132	4002051	P
P100011603	BORDJ EL AMIR AEK	433880	3969031	P
P100011605	THENIET EL HAD	414776	3975498	P
P100011609	DEURDEUR	431625	3983789	P
P100011706	EL KHEMIS INRA	431712	4011939	P
P100011717	EL KHEMIS ANRH	429115	4012748	P
P100011718	HARREZA BGE	417138	4004335	P
P100011801	ARIB EBDA	412585	4019350	P
P100011806	EL ANNEB	411920	4025989	P

Les données hydro climatiques sont enregistrées dans un fichier au format (.txt). Ce fichier peut être converti sous le module VISHYR. Ce module propose différentes opérations de correction, calcul, gestion et visualisation de données hydro-climatiques locales (figure III-4).

Après avoir traité et analyser les données disponibles nous avons pu constituer notre base de données correspondant à :

- Débits instantanés enregistrés à l'exutoire du bassin versant du haut Cheliff (débits à la station Arib Cheliff) au pas de temps horaire, soit un nombre de 239 épisodes de crue de étalés sur la période allant de 1985 à 2007.
- Hauteurs de pluies horaires relatives aux événements pluviométriques enregistrés à travers dix (10) stations pluviométriques appartenant au réseau de mesures pluviométrique du bassin du haut Cheliff.

De ce fait, La base de données constituée est une base de données événementielle, au pas de temps horaire et qui regroupe 239 événements de 1985 à 2007.

1	5000											
2		Q-obs	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
3		H10000011702	P100011509	P100011405	P100011603	P100011605	P100011609	P100011706	P100011717	P100011718	P100011801	P100011806
4		ARIB CHELIFF	MEDEA SECTEU	GHRIB BGE	BORDJ EL AI	THENIET EL	DEURDEUR	EL KHEMIS I	EL KHEMIS /	HARREZA B	ARIB EBDA	EL ANNEB
5		407298	478901	460132	433880	414776	431625	431712	429115	417138	412585	411920
6		4016244	4003462	4002051	3969031	3975498	3983789	4011939	4012748	4004335	4019350	4025989
7												
8	11/02/1985 04:00	7.266	0	-10	0	0	0	0	0	-10	-10	-10
9	11/02/1985 05:00	7.751	0	-10	0	0	0	0	0	-10	-10	-10
10	11/02/1985 06:00	6.62	0	-10	0	0	0	0	0	-10	-10	-10
11	11/02/1985 07:00	6.471	0	-10	0	0	0	0	0	-10	-10	-10
12	11/02/1985 08:00	7.912	0	-10	0	0	0	0	0	-10	-10	0
14870	01/01/2008 11:00	8.614	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14871	01/01/2008 13:00	9.856	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14872	01/01/2008 14:00	9.856	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14873	01/01/2008 15:00	9.856	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14874	01/01/2008 16:00	9.856	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14875	01/01/2008 17:00	9.994	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14876	01/01/2008 18:00	9.994	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14877	01/01/2008 19:00	9.718	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14878	01/01/2008 20:00	9.166	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14879	01/01/2008 21:00	8.614	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14880	01/01/2008 22:00	8.104	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14881	01/01/2008 23:00	7.722	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10
14882												

Figure III-3 : structure des données hydro climatiques

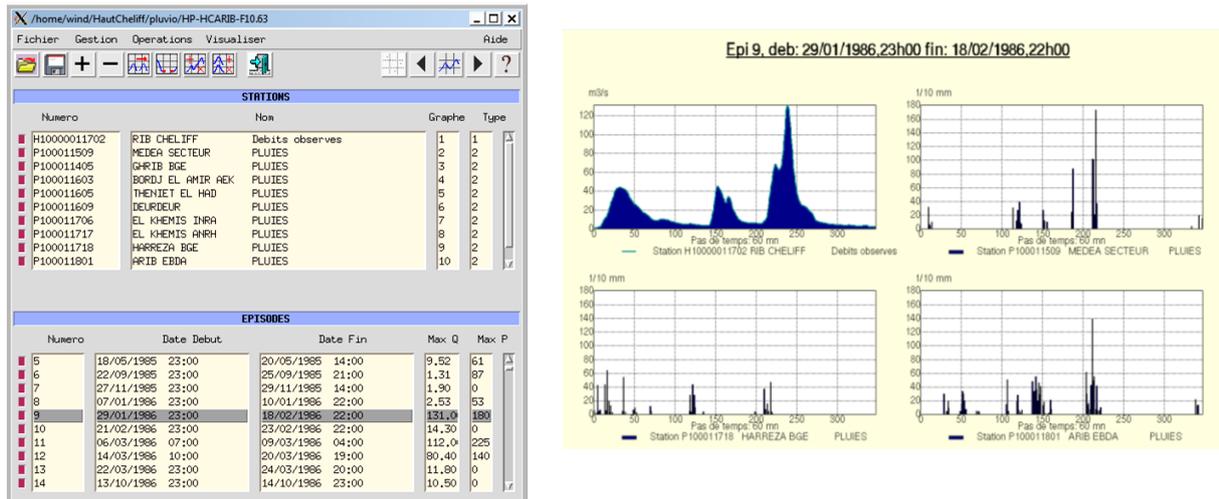


Figure III-4 : Affichage des données hydro climatiques sous ATHYS

III.2 Propriété et choix du modèle

Dans l'utilisation des modèles pluie-débit, on distingue classiquement un mode continu (le modèle tourne tout au long de l'année), du mode événementiel (le modèle n'est lancé que lorsqu'il se produit un événement pluvieux). La différence fondamentale entre ces deux catégories de modèles réside dans la représentation plus ou moins complète des différentes composantes du cycle de l'eau.

Pour un modèle événementiel appliqué à la simulation des crues, il suffira de représenter la dynamique rapide (génération du ruissellement de surface) et la décrue.

Le modèle continu simulera en complément les processus qui s'étalent sur une temporalité plus longue : redistribution de l'eau dans les sols, évapotranspiration...

L'avantage des modèles continus est qu'ils décrivent les variables d'état du système à tout moment, notamment au début des épisodes pluvieux intenses. A l'inverse, le modèle événementiel doit être initialisé en fonction d'indicateurs d'humidité initiale du bassin, qui peuvent être le débit de base, un indice des pluies antérieures, un indicateur saisonnier ou empirique.

D'autre part, l'utilisation d'un modèle continu aurait nécessité l'introduction de nouveaux paramètres, ce qui n'aurait pas facilité le calage du modèle, et encore moins son interprétation.

De ce fait notre choix est porté sur des modèles événementiels et spécialement le modèle distribué dérivé du SCS. Ce modèle est réputé être souple, susceptible de s'adapter à tout type de bassin sans préjuger de la nature des processus de formation de crues, et enfin, ce

modèle a déjà été utilisé sur des bassins comparables (Gaume, 2002 ; Marchandise, 2003 ; Lequien, 2003).

III.2.1 Présentation du mode de calcul modèle

Le modèle choisi est un modèle distribué, reposant sur la discrétisation du bassin en mailles carrées régulières. Le modèle est construit en 5 étapes :

- Etape 1 : Détermination du bassin versant à l'aide du Modèle Numérique de Terrain (MNT) : on cherche notamment à documenter chacune des mailles en termes d'altitude et de direction de drainage
- Etape 2 : Calcul de la pluie pour chaque maille, par interpolation spatiale des pluies mesurées.
- Etape 3 : Calcul de la pluie efficace, la fonction de production choisie est un schéma dérivé du SCS.
- Etape 4 : Transfert à l'exutoire des pluies efficaces, par un schéma de type translation stockage.
- Etape 5 : Somme des hydrogrammes élémentaires à l'exutoire du bassin, qui fournit l'hydrogramme complet de l'écoulement.

Ce modèle est implémenté dans la plate-forme de modélisation. ATHYS propose différents modèles pluie-débit distribués, ainsi que des modules de traitement des données hydro-climatiques et des données géographiques spatiales.

III.2.1.1 Le schéma de production

Le modèle utilisé dans ce chapitre est un aménagement de la fonction de production du SCS. La loi du SCS a été choisie pour plusieurs raisons. Le modèle du SCS est un schéma empirique de génération du ruissellement. Etabli initialement pour générer le ruissellement à l'échelle de la parcelle, son utilisation a été validée sur des bassins versants américains. Il relie le coefficient de ruissellement instantané $C(t)$ au cumul de pluie P et à un paramètre S représentant une capacité maximale de rétention potentielle des sols suivant la relation :

$$C(t) = \frac{P(t) - 0.2.S}{P(t) + 0.8.S} \cdot \left(2 - \frac{P(t) - 0.2.S}{P(t) + 0.8.S} \right)$$

Cette expression amène 3 commentaires :

Pour un cumul de pluie P inférieur à $0.2S$, le coefficient C n'est pas défini. En réalité, il est pris égal à 0. Cela correspond à une imbibition « forfaitaire » des premières pluies par le bassin versant.

Le coefficient évolue asymptotiquement de 0 vers 1. Notons une évolution rapide du coefficient de ruissellement passé un certain cumul de pluie : on passe d'un coefficient de ruissellement instantané de 9% à 41 % pour un cumul de pluie variant de S/4 à S/2. Pour un cumul de pluie égal à S, il vaut 69 %.

- Lorsque les pluies cessent, il n'y a plus de génération de ruissellement avec cette loi.
- Le coefficient de ruissellement est toujours croissant dans le temps, et reste stable pendant les interruptions de la pluie.

Cette dernière remarque nous a conduits à introduire une vidange de réservoir. Celle-ci permet de gérer le ressuyage des sols et de générer des écoulements par exfiltration. On définit le réservoir $stoc(t)$ qui contient l'eau effectivement infiltrée dans le sol à l'instant t du fait de la loi SCS. Ce réservoir est vidangé de manière linéaire sur le pas de temps Dt d'une quantité $vid(Dt)$ telle que :

$$vid(\Delta t) = \frac{stoc(t) + stoc(t - \Delta t)}{2} \cdot (1 - \exp(-ds * \Delta t))$$

Où ds est un paramètre global du modèle à caler. Cette vidange permet de simuler la décrue par une reprise partielle de la vidange de taux $w(0 < w < 1)$. w est le deuxième paramètre de vidange à caler (Figure 33)

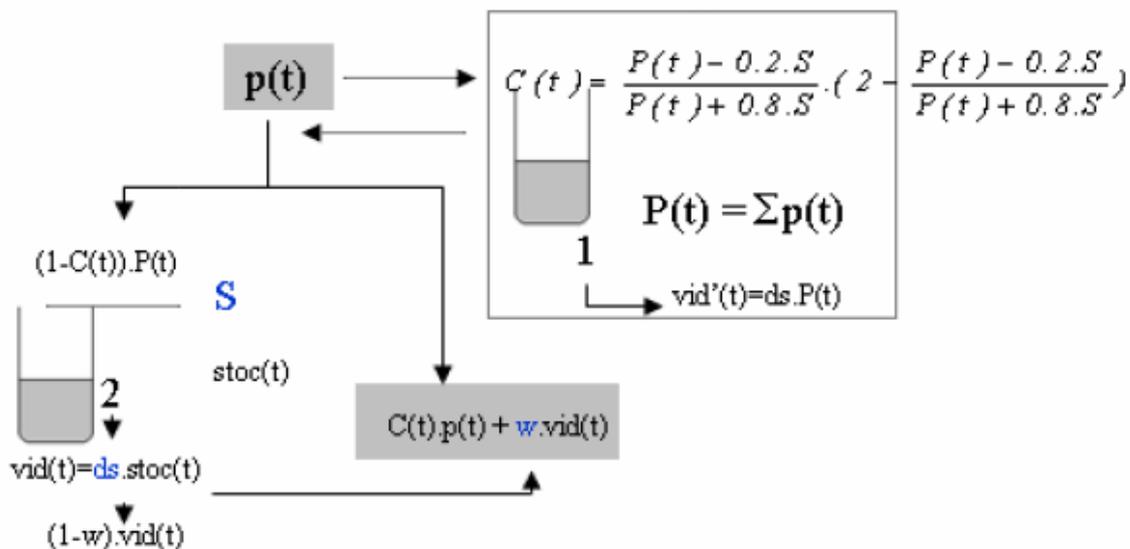


Figure III-5 : Schéma récapitulatif du modèle SCS avec vidange

Pour résumer, il y a donc 3 paramètres à caler : S, ds et w.

III.2.1.2 Transfert de la pluie efficace à l'exutoire du bassin

Le schéma de transfert permet d'acheminer à l'exutoire du bassin versant la pluie efficace calculée sur chaque maille du MNT par le modèle de production.

Le transfert utilisé dans cette étude s'apparente à un hydrogramme unitaire géomorphologique spatialisé (Figure III-6). Il nécessite le calage de deux paramètres : V_0 et K_0 .

Pour chaque maille, la vitesse de transfert V dépend de la pente p de la maille et de la surface drainée par la maille S selon la relation : $V = V_0 P^{0.5} S^{0.2}$ avec V_0 est un paramètre global à calibrer.

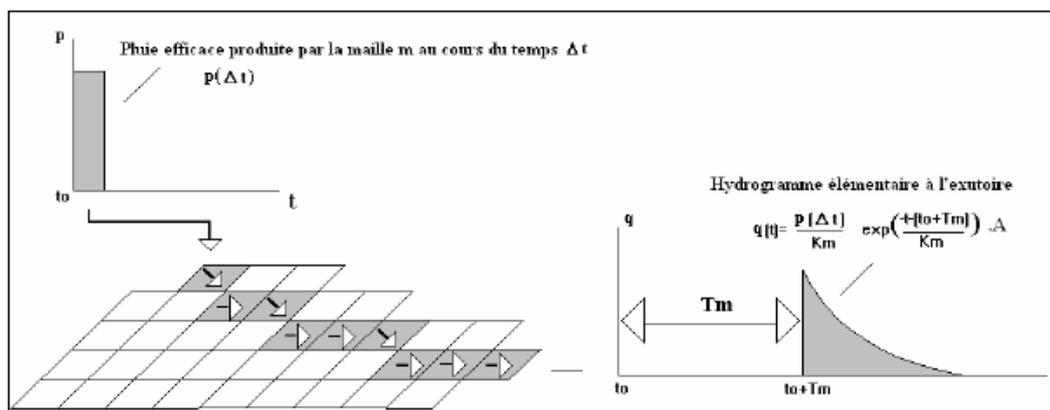


Figure III-6 : modèle de transfert de la pluie en Débits

Le temps de translation à l'exutoire T_m est alors calculé en fonction de cette vitesse et des longueurs des mailles traversées ($\sqrt{2}$.côté ou côté selon que la direction de drainage est diagonale ou non). On associe également à chaque maille un facteur de diffusion. Cette diffusion est assurée par un modèle de stockage dans un réservoir linéaire dont la capacité K_m est définie pour chaque maille par $K_m = K_0 \cdot T_m$.

K_0 est un paramètre global du schéma à caler. Pour chaque maille du MNT, la direction de drainage est orientée vers l'une des 8 voisines, celle qui a l'altitude la plus basse. Les directions de drainage permettent de définir les trajectoires d'écoulement de chaque maille jusqu'à l'exutoire du bassin versant.

L'hydrogramme de crue est la somme sur la maille exutoire, dans le temps et dans l'espace, des hydrogrammes élémentaires des mailles appartenant au bassin versant.

III.2.2 Calage du modèle

Les paramètres du modèle ont été calés sur le bassin du Haut Cheliff (545 km²). Le calage porte sur les 4 paramètres S , ω , d_s et V_0 . Le paramètre K_0 a été fixé arbitrairement à 0.5, pour limiter les problèmes d'équifinalité.

Les paramètres du modèle sont calés à partir d'une base de données de 22 événements enregistrés à Arib Cheliff (011702). L'ensemble de ces événements ont été choisis dans la base de données initiale des 239 événements suivant les critères suivants :

- Un hydro gramme d'écoulements continu et sans lacunes ;
- Il existe au moins un poste pluviométrique sans lacune.

III.2.3 - Sensibilité du modèle aux paramètres

Les différents paramètres du modèle ont des effets dans l'hydro gramme de d'écoulement.

Le paramètre S : présente la capacité initiale du réservoir permet de contrôler l'amplitude pointe de crues et règle le volume de crues. Plus S est grand plus le pic de la crue est faible.

Le paramètre w : influe sur l'écoulement retardé et permet de fixer la décrue après la pointe de crues. Si on augmente w, on décale la décrue vers le haut. Il n'a qu'une influence minimale sur les débits de pointe de crue.

Le paramètre ds : contrôle principalement l'amplitude des pointes de crue intervenant après une première pointe. Une augmentation de ds aura pour effet de diminuer le coefficient de ruissellement des pluies à venir, mais augmentera le débit retardé en provenance de la vidange du réservoir

Le paramètre Vo : agit sur le calage dans le temps de pic de crues et c'est le seul paramètre dans ce modèle qui influe sur le calage dans le temps.

Le paramètre Ko : agit essentiellement sur la durée des pointes de crue. Puisque le paramètre Vo agit également sur la forme de la crue et le paramètre Vo agit sur le calage dans le temps de pics de crues, donc il existe une dépendance entre Vo et Ko.

Conclusion

Dans ce chapitre on a essayé d'exposer le contexte général de logiciel hydrologique ATHYS et les modèles à utilisées, la nécessité d'une base de données élaboré selon les exigences du ce logiciel, la préparation et l'introduction des données géographiques et hydro-pluviométriques nécessaires à notre modélisation.

Lechoix du modèle SCS-LR en mode non continue ou évènementiel pour la simulation des débits à l'exutoire du bassin du Haut Cheliff, cela en déterminant les paramètres conditionnant le comportement hydrologique du bassin du Haut Cheliff.

Chapitre V :

RÉSULTAT ET DISCUSSION

IV. Résultats et discussions

IV.1 Paramètres de la modélisation

Le fonctionnement de ATHYS repose sur un calage automatique ces deux types de procédure sont complémentaires, et peuvent faciliter le calage d'un modèle, l'analyse des incertitudes associées aux paramètres, qui repose sur la détermination d'un jeu de paramètres optimal par minimisation d'une fonction critère. Le calage séparé ou simultané des fonctions de production et de transfert, le calage sur des épisodes individualisés, ou sur un groupe d'épisodes, Plusieurs options sont disponibles dans le module MERCEDES permettent un usage satisfaisant de ces procédures, on choisit notamment ;

- Le calage avec optimisation de type séparée d'où on optimise d'abord les paramètres de production à l'aide d'une fonction critère calculée sur les volumes écoulés, puis les paramètres de transfert à l'aide d'une fonction critère calculée sur le débit.
- Le calage sur les épisodes sur un groupe d'épisodes les paramètres optimisés sont commun à un groupe d'évènement.

Afin de déterminer les différents paramètres conditionnant l'écoulement de surface dans le bassin versant du Haut Cheliff, nous avons sélectionné 22 événements sur des périodes différentes pour mettre en évidence l'effet de la pluviométrie sur la genèse du débit dans ce bassin versant. Ces événements ont été observés au cours de la période 1985-2012, et qui présentent certaine continuité dans le temps et dans l'espace et certaine concordance avec les événements pluviométriques enregistrés sur les dix stations disponibles à travers le bassin versant. Les événements choisis (tableau IV-I), ont permis la simulation des débits d'écoulement et la modélisation de la relation pluie-débit dans le bassin du Haut Cheliff.

Pour le modèle SCS-LR, on admettra que les paramètres à calibrer sont S , la/S , ω , ds , V_0 , α , β et K . Les deux paramètres S et V_0 , ont des effets relativement bien différenciés : S joue sur le volume et ne modifie pas le calage dans le temps, V_0 joue sur le temps de montée et la position du maximum, mais ne modifie pas les volumes, l'observation la plus frappante de ces tests est la faible sensibilité de ds , il est donc difficile d'en conclure un sens physique (pour ce paramètre uniquement).

L'optimisation des paramètres est conditionnée par l'optimisation des critères d'erreurs de simulation, à savoir le critère EAM (Ecart Arithmétique Moyen), EQM (Ecart Quadratique Moyen) et le critère de Nash. Ce dernier est considéré comme critère pour tester l'efficacité du modèle.

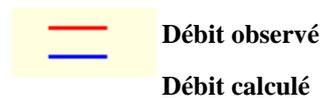
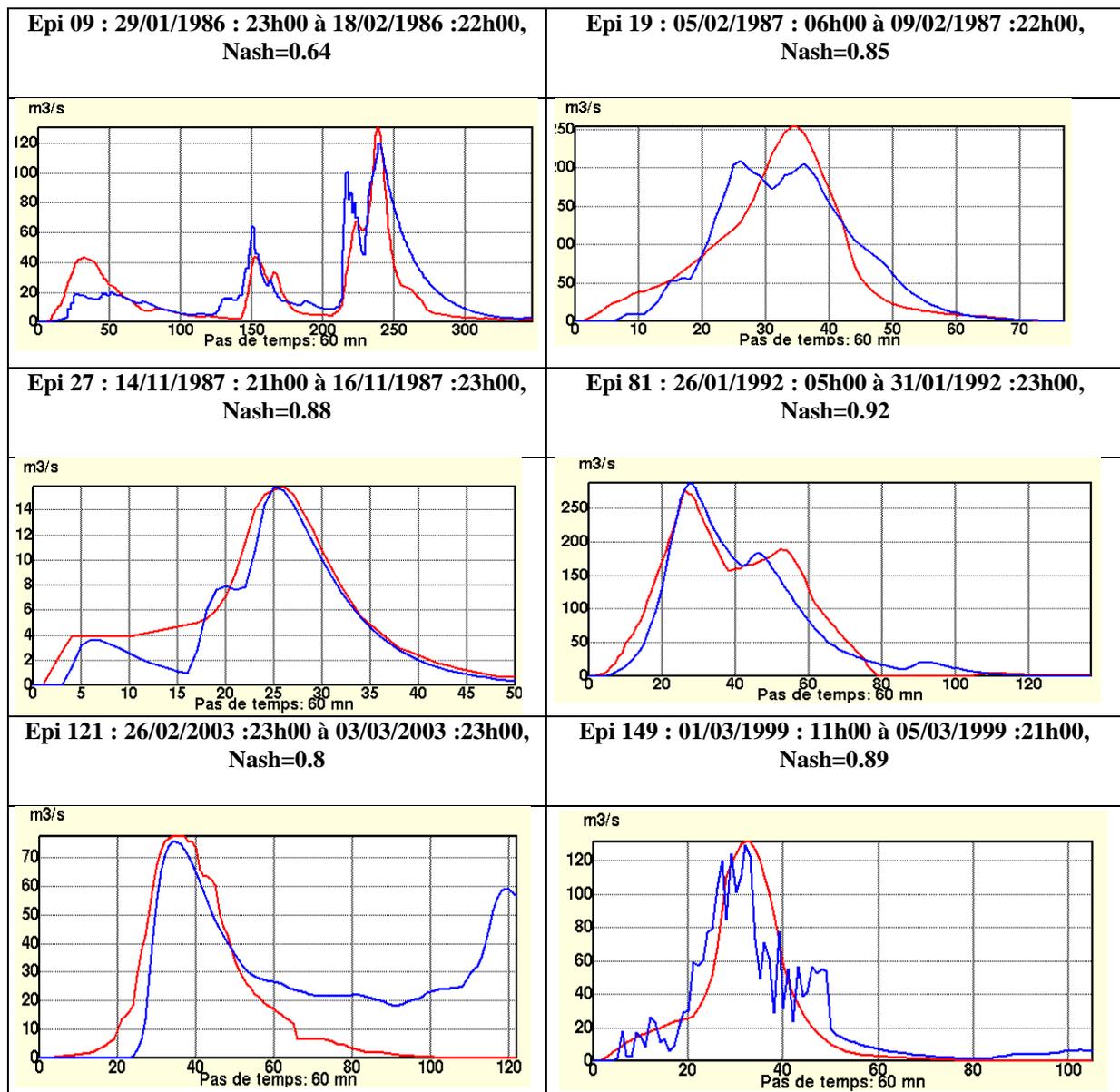
Lorsque le critère de Nash est égal à 1, la modélisation est optimale : les valeurs calculées sont égales aux valeurs mesurées. Un Nash inférieur à 0 traduit une mauvaise simulation.

Tableau IV-1 : Tableau récapitulatif des évènements sélectionnés

Evèn. N°	Date début	Date fin
9	29/01/1986 23:00	18/02/1986 22:00
11	06/03/1986 07:00	09/03/1986 04:00
12	14/03/1986 10:00	20/03/1986 19:00
19	05/02/1987 06:00	09/02/1987 22:00
27	14/11/1987 21:00	16/11/1987 23:00
32	11/05/1988 11:00	13/05/1988 16:00
81	26/01/1992 05:00	31/01/1992 23:00
109	12/03/1995 08:00	19/03/1995 23:00
114	12/01/1996 23:00	16/01/1996 23:00
115	05/02/1996 07:00	08/02/1996 23:00
121	28/04/1996 18:00	03/05/1996 23:00
122	08/05/1996 06:00	12/05/1996 23:00
145	18/01/1999 11:00	24/01/1999 07:00
149	01/03/1999 11:00	05/03/1999 21:00
157	19/12/1999 16:00	21/12/1999 23:00
161	15/11/2000 03:00	20/11/2000 23:00
165	19/01/2001 09:00	21/01/2001 23:00
166	28/01/2001 05:00	01/02/2001 23:00
192	26/02/2003 23:00	03/03/2003 23:00
207	09/12/2003 23:00	13/12/2003 23:00
226	20/02/2005 23:00	23/02/2005 23:00
230	04/02/2006 12:00	06/02/2006 23:00
233	07/03/2007 23:00	13/03/2007 23:00

IV.1.1 Calage et optimisation des paramètres

Les paramètres optimaux des 22 évènements choisis (Annexe VI-3), dont les quatre paramètres S , d_s , I_a/S , β et V_o ont été fixés dans la mesure du possible de façon à ce qu'ils soient communs aux vingt trois (22) épisodes étudiés, Seul les paramètres ω , K et α prend des valeurs différentes pour ces évènements. En gardant le plus possible la même allure des courbes observées et simulées (figure IV-1) qui doivent être les plus similaires possible. Cela en minimisant les écarts entre les valeurs observées et celles calculées qui assurent des valeurs de Nash significatives (Tableau IV-2).



**Figure IV-1 :Hydrogrammes observés et simulés pour les événements
(Arib Chélif -bassin Haut-Chélif.**

Tableau IV-2: Résultats de la simulation des différents évènements étudiés

Evèn. N°	Date début	Date fin	Paramètres de la fonction de production (SCS)				Paramètres de transfert (lag-Route)				Critère Nash
			S (mm)	La/S (ad)	ω (ad)	Ds (1/j)	V _o (m/s)	α (ad)	β (ad)	K (ad)	
9	29/01/1986 23:00	18/02/1986 22:00	68	0.2	0.07	1	2.5	0.1	0	1	0.64
19	05/02/1987 06:00	09/02/1987 22:00	68	0.2	0.9	4	3.3	0.45	0.1	0.01	0.85
27	14/11/1987 21:00	16/11/1987 23:00	68	0.48	0.146	4	4	0.1	0.25	0.9	0.88
81	26/01/1992 05:00	31/01/1992 23:00	68	0.2	0.21	4	3.3	0.3	0.1	0.9	0.92
121	28/04/1996 18:00	03/05/1996 23:00	68	0.2	0.67	4	3.5	0.46	0.09	0.6	0.70
149	01/03/1999 11:00	05/03/1999 21:00	44	0.1	0.16	4	2.7	0.8	0.5	0.095	0.89

IV.2 Discussion des résultats

Le modèle a été calibré pour chacun des épisodes averse-crue retenues dans notre étude pour l'application du modèle pluie-débit. A l'issue de cette modélisation pluie-débit on constate que les crues sont généralement bien reconstituées (Figure IV-1), les valeurs du critère de Nash obtenues varient de 0,64 à 0,92 pour l'ensemble des crues (Tableau IV-2).

La modélisation des différents événements (Tableau IV-2) suggère une capacité maximale de réservoir sol ($S = 68\text{mm}$), obtenue par l'infiltration au cours de l'épisode pluvieux actuel (Mode non continu) ou le niveau d'eau de réservoir de cet épisode est initialisé à 0 au début de l'épisode. Les faibles valeurs de ω qui varient de 0.07 à 0,9 indiquent que le flux par extra filtration est faible.

D'autre part, on enregistre une vitesse moyenne d'écoulement de 3 m/s sur l'ensemble des événements analysés. Cela se traduit par les faibles pentes caractérisant une grande partie de la surface du bassin du Haut Cheliff (plaine du Haut Cheliff).

D'une manière générale, on remarque certaines différences entre les débits observés et ceux calculés surtout dans la courbe de décrue de chaque hydro gramme (Figure IV-1), malgré que les valeurs du critère de Nash, sont assez acceptables. Ces différences peuvent être dues soit à des pertes par évaporation soit à la mauvaise connaissance de l'état initiales du sol qui a été mal paramétrée lors de la simulation.

Conclusion

La modélisation distribuée, via la méthode des mailles interactives, est la méthode qui a donné un Nash plus important pour tous les évènements. Il a atteint 0,96 pour le cas de l'épisode 11 et 0,91 pour l'évènement 230 ; on remarque que le transfert des débits d'une maille à une maille adjacente, en incluant les pertes donne de bons résultats

D'après les résultats de calage, C'est difficile d'interpréter les résultats de calage surtout les paramètres qui varient d'un évènement à l'autre, les valeurs de S obtenus sont presque invariables entre les évènements car on est dans la même région ou les conditions physique sont fixés.

Sur l'ensemble des épisodes analysés (annexe IV-1) on remarque que les pics des crues ainsi que les décrues sont bien simulés surtout pour les évènements de forts débits que ceux de faibles débits ou les valeurs de critère NASH sont très importants, le NASH moyenne pour les faibles crues (débit < 100 m³/s) égale à 0,77, par contre pour des fortes crues $Q > 100 \text{ m}^3/\text{s}$ le Nash moyenne égale à 0.90. Ainsi, et sur la base des résultats obtenus on constate que le modèle SCS-LR s'ajuste bien sur les fortes crues que sur les faibles crues dans le bassin versant Haut Chéouli.

CONCLUSION GENERALE

Nous pouvons conclure, à travers cette étude qui a pour objectif de modéliser les écoulements superficiels de bassin versant haut Chéiff ont abouti à la conclusion suivante :

Cette étude a permis d'abord de faire une synthèse bibliographique sur la modélisation hydrologique, la variabilité et la description des processus hydrologiques selon le type du modèle utilisé. Ainsi notre choix, s'est porté sur le modèle utilisé SCS-LR du logiciel ATHYS. En tenant compte de l'objectifs de notre étude hydrologique, disponibilité de données et la robustesse et la simplicité du modèle ce qui permet de négliger ou simplifier certain paramètre dans la modélisation.

Le bassin versant du haut Chéiff constitue un des principaux bassins du grand bassin hydrographiques du Cheliff-Zahrez, avec une superficie de 5331 Km². En effet, le bassin du Haut Cheliff, montre des caractères morpho métriques assez particuliers, favorisant, à priori, le ruissellement de surface.

Une forme allongée avec une altitude moyenne de l'ordre de 640 m dans le bassin Haut Cheliff, les secteurs, d'altitude supérieure à 1200 m, sont peu étendus. Elles correspondent à des massifs montagneux importants, seuls les sommets des monts de l'Ouarsenis dépassant les 1600 m d'altitude. Ainsi le relief est fort à très fort.

Du point de vue climatique le bassin du Haut Cheliff, est caractérisé par un climat semi - aride avec un hiver froid et pluvieux et un été chaud et sec. La température moyenne annuelle est de l'ordre de 19°C, les précipitations moyennes annuelles enregistré au niveau de la plaine est de 400mm.

Dans ce contexte, la modélisation des débits par le logiciel ATHYS qui s'appuie sur les données géographiques et hydro climatiques, peut rendre en compte le comportement hydrologique de bassin du Haut Cheliff.

Les résultats de simulation obtenus par l'application du modèle SCS-LR en mode non continu sur le bassin d'étude sont assez suffisants :

Les paramètres appliqués dans la modélisation des différents épisodes, sont assez cohérents avec l'interprétation physique proposée, ce qui permet d'envisager généralisation sur d'autres épisodes. Le calage du modèle reste cependant nécessaire, mais peut se limiter aux épisodes sélectionnés.

L'application et, surtout, l'interprétation du modèle supposent que la formation des crues soit effectivement régie par des processus liés à la saturation des formations superficielles.

Dans d'autres cas (ruissellement hortonien), les indicateurs auxquels sont reliés les paramètres du modèle et les conditions initiales du système peuvent être très différents.

Cependant, effet la valeur moyenne du critère de Nash de 0, 83, est assez acceptable. Alors on peut conclure que le modèle utilisé SCS-LR de logiciel ATHYS est représentatif pour le bassin du Haut Cheliff. Ainsi, on peut donc vérifier l'objectifs recherché relatif à la reconstitution correcte des débits à l'exutoire du bassin en tenant compte les processus hydrologiques ainsi les paramètres de calage qui pouvant avoir lieu.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

ALI TARIK.B, 2006, Modélisation pluie-débit mensuelle et journalière par les modèles conceptuels et les systèmes neuro-flous (Application aux bassins algériens), Doctorat, INA, Alger,30p-36p.

ALI TARIK. B, DECHEMLI.N Modélisation Pluie-Débit journalier par des modèles Conceptuels et Aboite Noire, Test d'un Modèle Neuroflou /Daily Rainfall-runoffModellingUsing Conceptuel and Black Box Models ; testing a Neuro-Fuzzy Model'Hydrological Sciences Journal 49, n°5(2004) Null-930 doi ; 10.1623/hysj.49.5.919.55132.

BOUVIER.C 2014, Modélisation pluie-débit distribuée avec le logiciel ATHYS, Manuel de formation, IRD, Montpellier,11p-40p.

DIALLO.M, KOUDIO.T.M.F. D, 2015. Contribution à l'étude de la qualité physico-chimique et bactériologique des eaux de sources de la région du haut Cheliff. Université Djilali Bounaama de Khemis Miliana. Master 2, 20p.

DUBAND D., GARÇON R. 1992– ExtrêmePrécipitation Values and theirFrequencies - Can weRely inourEstimates ? -CIGB Grenade, Guillot P, Duband D 1967- La méthode du Gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies - IASH, Publication n° 84.

EDIJATNO, 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur/ENGEEES, Strasbourg, 242 p.

EDIJATNO, MICHEL C., 1989.Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche, n° 2, 113-121p.

EDIJATNO, NASCIMENTO, N.O., YANG, X., MAKHLOUF, Z. ET MICHEL, C., (1999): «GR3J: a daily watershed model with three free parameters». Hydrologique Sciences Journal 44(2), 263-277.

GAUMEE.,2002 Eléments d'analyse sur les crues éclair. Thèse de doctorat, ENGREF, CEREVE.

GAUME E., LIVET M., DESBORDES M., VILLENEUVE J.P., 2004. Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. J. Hydrol., 286 (2004) 135–154.

GHERISSI.R,2012, Hydrologie modélisation pluie-débit : cas du bassin versant de l'oued lakhdar (ex : chouly) Tafna-NwAlgerien, Magistère, Université BekrBelkaid, Tlemcen,15p-16p.

GIRARD, GEORGES, J.P. VILLENEUVE. Lemodèle couple : Simulation Conjointe des écoulements de Surface et des écoulements Souterrains Sur Un Système Hydrologique.

HACHEMIS, KOSSAIRI. 2015, Contribution à une caractérisation de l'état de fertilité chimique en éléments majeurs et secondaires des sols de la région du Haut Chéouli. Master2, Université Djilali Bounaama, Khemis Meliana, 8p-12p.

HSU, K.I..., GUPTA, H.V, SOROOSHIAN S., 1995.Artificiel neural network modeling of the rainfall-runoff process. Water Resour.Res.31(10), pp.2517-2530.

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

MAKHLOUF, Z. ET MICHEL, C., 1994. A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. Journal of Hydrology 162, 299-318.

MEHAIGUENE.M, Bilan hydrologique et ressources en eau de surface du bassin Chéouli-Zahrez, Magistère, 16p-33p.

MICHEL, C. 1989. Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux, Cemagref, Antony.

MINNS, A.W. AND HALL M.J., 1996. Artificial neural networks as rainfall-runoff models hydrological Sciences journal 41(3): pp.399-418.

MORIN G., 1991, Le modèle hydrologique CEQUEAU : exemples d'application, In Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride, John Libbey Eurotext, AUPELF-UREE, Eds, 23-39.

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.

NASCIMENTO N.O. De Oliveira. 'Application à l'aide d'un Modèle Empirique Des Effets D'actions Anthropiques Sur La Relation Pluie-Débit à l'échelle D'un Bassin Versant ' Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 1995.

SHAMSELDIN, A.Y., 1997. Application of a neural network technique to rainfall-runoff modelling journal of hydrology (Amsterdam), 199: pp.272-294.

STEENHUIS T.S., WINCHELL M., ROSSING J., ZOLLWEG J.A., WALTER M.F., 1995. SCS Runoff Equation Revisited for Variable-Source Runoff Area. j.Irrig.and Drain. Engrg. 121, 234 (1995)

THOMAS Z., MOLÉNAT J., CAUBEL V. AND MÉROT P., Modelling investigation of the influence of a hedge surrounding bottomland on soil-water fluxes, *Hydrological Processes*, (sous presse).

ANNEXES

Annexe N°II-1 : Les précipitations moyennes annuelles pour chaque station.

Année	ARIB CHELIFF	AL ABABSA	KHEMIS- ANRH	HARREZA
1985	456,9	436,3	470,60	450,10
1986	528,3	484,6	520,00	433,70
1987	297,1	285,8	311,50	275,00
1988	433	343,8	429,10	317,20
1989	306	278,9	286,60	278,00
1990	374,1	375	422,90	321,10
1991	487,4	280,84	477,60	363,30
1992	254,5	238,9	288,20	261,30
1993	194,4	225,2	192,10	253,11
1994	467,7	394,8	443,50	441,00
1995	602,5	459,3	590,50	298,28
1996	314,3	275,7	312,90	284,70
1997	406,5	333,5	433,40	315,90
1998	379,07	300,6	415,20	291,30
1999	229,1	185,4	244,10	176,60
2000	358,7	440,9	417,90	403,00
2001	335,37	237,9	317,00	251,60
2002	394,5	389,7	381,80	416,80
2003	307,8	315,8	378,20	318,60
2004	366,7	322,9	381,90	332,00
2005	445,2	356,3	421,40	374,50
2006	387,9	317,8	379,00	319,00
2007	416,2	362	443,10	395,90
2008	529,4	495,5	612,90	543,90
2009	464,6	441,7	496,00	508,70
2010	593,2	428,7	516,60	386,40
2011	503,5	434,4	445,02	389,58

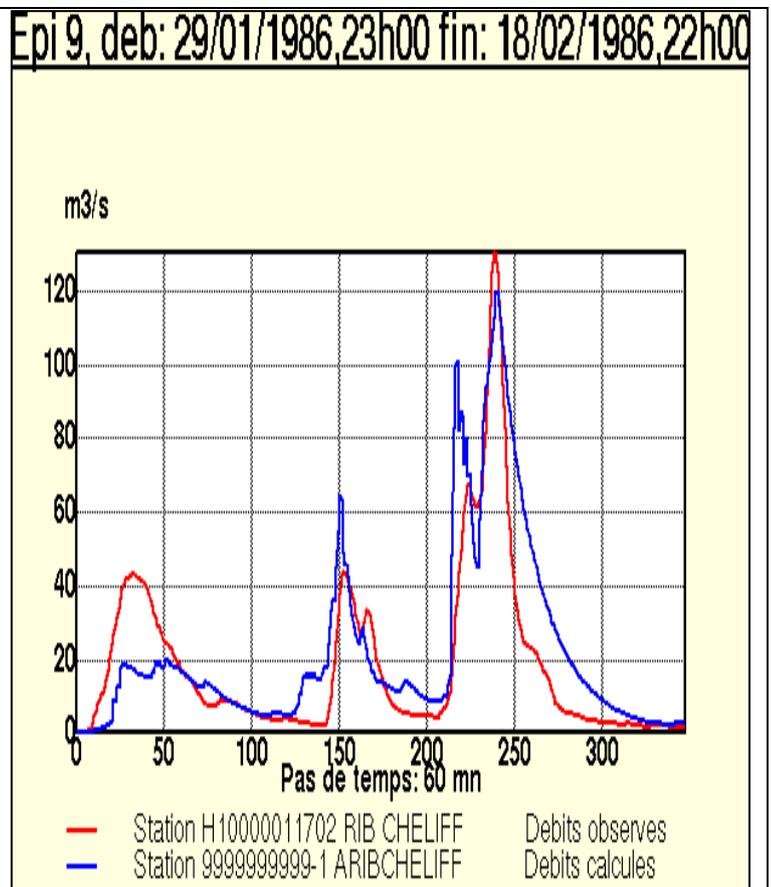
Annexe N°II-2 : les débits maximums annuels des cinq stations étudiées pour le période (1991-2013).

Année	Arib cheliff	Ababsa	Marabout Blanc	bir ouled tahar	Djenanne ouled oudah
1991 - 1992	311,20	19,00	170,00	34,35	173,40
1992 - 1993	10,30	5,40	6,22	77,50	29,06
1993 - 1994	29,22	8,95	8,60	14,43	43,68
1994 - 1995	213,00	62,50	432,00	158,00	89,08
1995 - 1996	135,00	48,00	92,30	102,07	59,70
1996 - 1997	10,48	43,20	18,92	126,00	31,72
1997 - 1998	60,86	48,00	56,28	191,00	75,40
1998 - 1999	140,00	14,00	110,50	56,32	54,50
1999 - 2000	32,60	22,80	44,66	14,80	35,88
2000 - 2001	95,80	38,60	62,36	168,00	61,76
2001 - 2002	46,30	28,00	26,30	30,80	18,40
2002 - 2003	110,55	27,78	55,20	80,06	98,80
2003 - 2004	37,45	10,60	48,82	92,07	46,40
2004 - 2005	25,60	12,44	11,00	28,00	32,48
2005 - 2006	52,51	8,93	18,76	21,92	59,13
2006 - 2007	132,00	31,00	17,40	35,00	275,00
2007 - 2008	58,49	51,90	56,10	104,84	38,00
2008 - 2009	36,55	49,20	27,60	47,10	47,80
2009 - 2010	31,32	30,05	21,00	33,28	32,31
2010 - 2011	46,98	22,67	24,15	31,60	60,05
2011 - 2012	86,20	38,40	59,20	78,10	54,75
2012 - 2013	13,30	29,59	65,11	40,00	8,05

Année	Tmax (°C)	Tmoy (°C)	Tmin (°C)	Evap (mm)	Vent moy (Km/h)
1988-1989	24,22	19,12	13,98	193,55	2,69
1989-1990	25,27	19,24	13,12	180,78	3,64
1990-1991	23,84	17,76	11,92	172,84	3,52
1991-1992	21,93	17,43	12,97	144,67	2,76
1992-1993	24,88	15,75	11,97	146,2	2,21
1993-1994	23,42	18,25	12,56	165,33	1,35
1994-1995	23,92	18,08	12,04	164,51	0,84
1995-1996	22,13	17,58	12,94	112,69	1,46
1996-1997	24,94	18,35	11,68	169,98	4,45
1997-1998	25,96	19	12,07	151,43	2,69
1998-1999	25,68	16,76	11,8	190,59	5
1999-2000	26,34	19,05	11,78	168,52	2,8
2000-2001	24,44	19,12	13,78	170,53	3,21
2001-2002	23,96	19,24	14,55	151,97	2,72
2002/2003	22,69	18,73	20,03	158,41	2,9
2003-2004	22,57	18,29	14,03	145,63	4,23
2004-2005	25,36	18,1	11,14	163,58	3,47
2005-2006	39,48	17,76	8,55	150,28	3,8
2006-2007	29,04	18,59	9,87	149,93	3,94
2007-2008	29,37	18,22	8,75	96,85	2,87
2008-2009	29,97	18,83	8,9	77,25	4,35
2009-2010	34,17	20,17	8,57	75,94	2,94
2010-2011	32,93	18,65	7,78	78,42	2,48
2011-2012	31,73	18,87	8,34	98,26	2,66
2012-2013	32,15	18,85	7,88	130,01	3,32
2013-2014	32,98	19,15	7,42	135,8	3,89

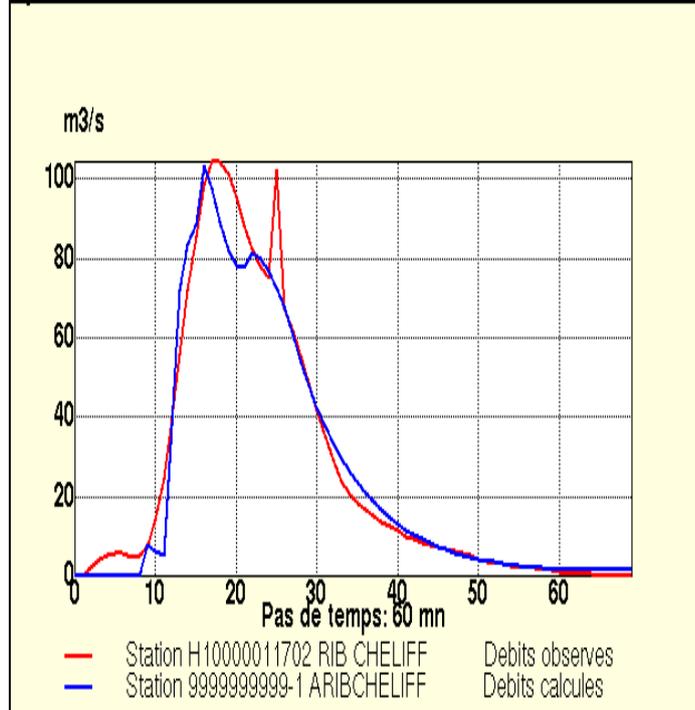
Annexe N°IV-3 : Résultat des paramètres de calage.

Numéro d'événement 09		
Date début	29/01/1986 23 :00	
Date fin	18/02/1986 22 :00	
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	24876.72
	Volume ruisselé (Km3)	23412.66
	Débit max (m3/s)	130.33
	Durée écoulement (hrs)	346.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	28119.03
	Volume ruisselé (Km3)	28119.03
	Débit max(m3/s)	120.08
	Durée écoulement (hrs)	345.00
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.2
	ω (ad)	0.07
	ds(1/jour)	1
Fonction de transfert	V° (m/s)	2.5
	α (ad)	0.1
	β (ad)	0
	K(ad)	1
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.64
	Crec (n.d.)	0.74
	EQM (n.d.)	0.77
	EAM (n.d.)	0.51

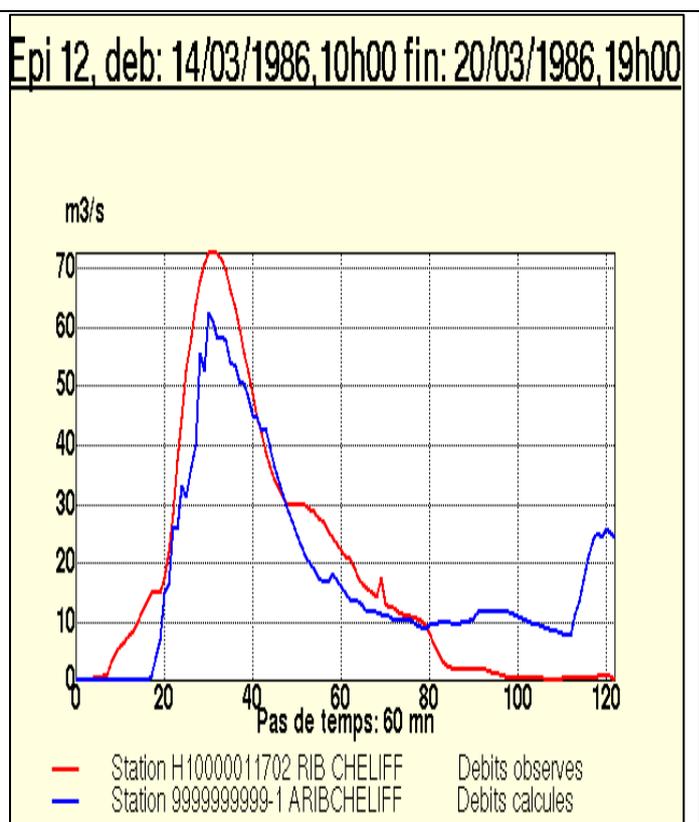


Numéro d'événement 11		
Date début	06/03/1986	07 :00
Date fin	09/03/1986	04 :00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	8548.62
	Volume ruisselé (Km3)	6623.28
	Débit max (m3/s)	104.75
	Durée écoulement (hrs)	68.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	6377.22
	Volume ruisselé (Km3)	6377.22
	Débit max(m3/s)	103.61
	Durée écoulement (hrs)	67.00
Fonction de production	S(mm)	38
	la(ad)	0.2
	ω (ad)	0.005
	ds(1/jour)	2.6
Fonction de transformation	V_0 (m/s)	5
	α (ad)	0.1
	β (ad)	0
	K(ad)	0.9
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.96
	Crec (n.d.)	0.43
	EQM (n.d.)	0.25
	EAM (n.d.)	0.14

Epi 11, deb: 06/03/1986,07h00 fin: 09/03/1986,04h00

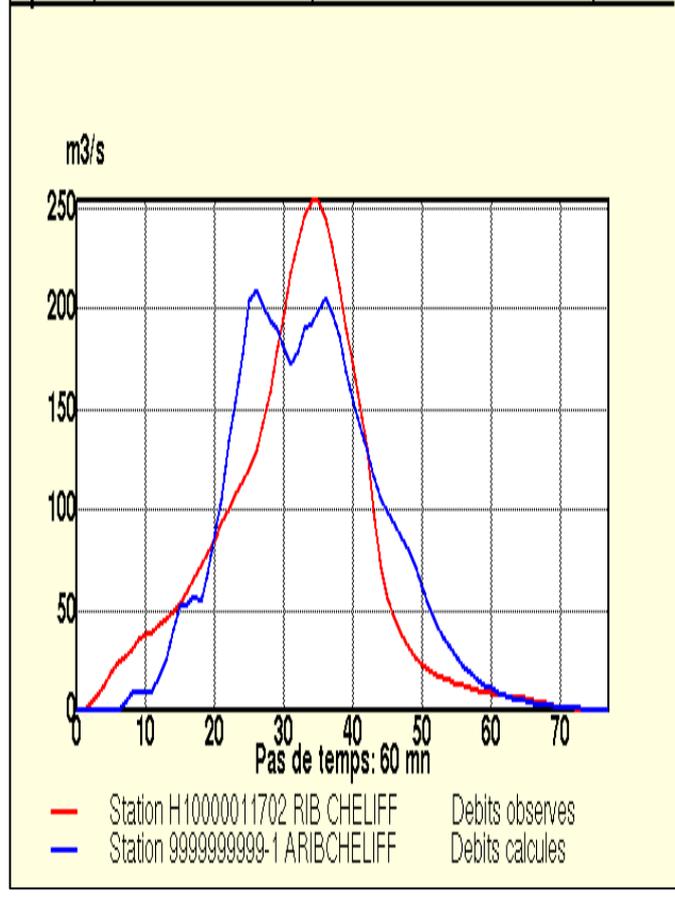


Numéro d'événement 12		
Date début	14/03/1986	10 :00
Date fin	20/03/1986	19 :00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	11552.09
	Volume ruisselé (Km3)	8077.14
	Débit max (m3/s)	72.49
	Durée écoulement (hrs)	120.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	8090.45
	Volume ruisselé (Km3)	8090.45
	Débit max(m3/s)	62.31
	Durée écoulement (hrs)	107.00
Fonction de production	S(mm)	11
	la(ad)	0.1
	ω (ad)	1
	ds(1/jour)	0.001
Fonction de transformation	V° (m/s)	3.1
	α (ad)	0.5
	β (ad)	0
	K(ad)	0.5
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.77
	Crec (n.d.)	5.50
	EQM (n.d.)	0.55
	EAM (n.d.)	0.44



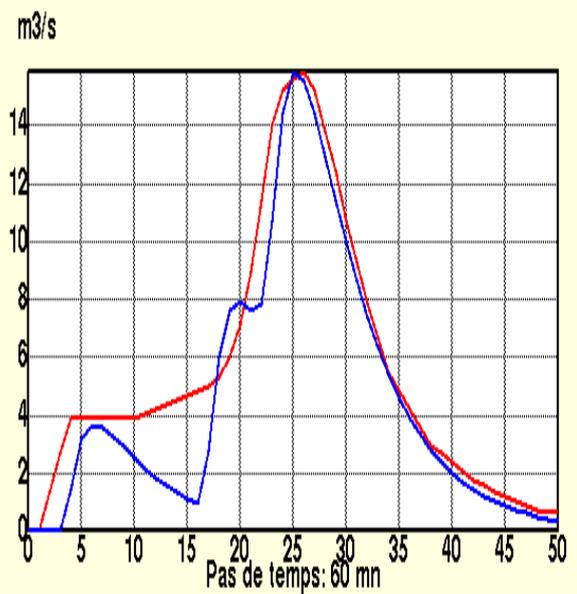
Numéro d'événement 19		
Date début	05/02/1987	06 :00
Date fin	09/02/1987	22 :00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	22682.78
	Volume ruisselé (Km3)	19018.28
	Débit max (m3/s)	253.86
	Durée écoulement (hrs)	76.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	19570.63
	Volume ruisselé (Km3)	19570.63
	Débit max(m3/s)	209.96
	Durée écoulement (hrs)	71.00
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.2
	ω (ad)	0.9
	ds(1/jour)	4
Fonction de transformation	V° (m/s)	3.3
	α (ad)	0.45
	β (ad)	0.1
	K(ad)	0.01
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.85
	Crec (n.d.)	0.46
	EQM (n.d.)	0.43
	EAM (n.d.)	0.31

Epi 19, deb: 05/02/1987,06h00 fin: 09/02/1987,22h00



Numéro d'événement 27		
Date début	14/11/1987	21:00
Date fin	16/11/1987	23 :00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	1545.27
	Volume ruisselé (Km3)	998.97
	Débit max (m3/s)	15.82
	Durée écoulement (hrs)	49
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	831.87
	Volume ruisselé (Km3)	831.87
	Débit max(m3/s)	15.81
	Durée écoulement (hrs)	49
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.48
	$\omega(ad)$	0.146
	ds(1/jour)	4
Fonction de transformation	V_0 (m/s)	4
	$\alpha(ad)$	0.1
	$\beta(ad)$	0.25
Valeurs des critères débits	K(ad)	0.9
	Nash (n.d.)	0.88
	Crec (n.d.)	0.13
	EQM (n.d.)	0.27
EAM (n.d.)	0.19	

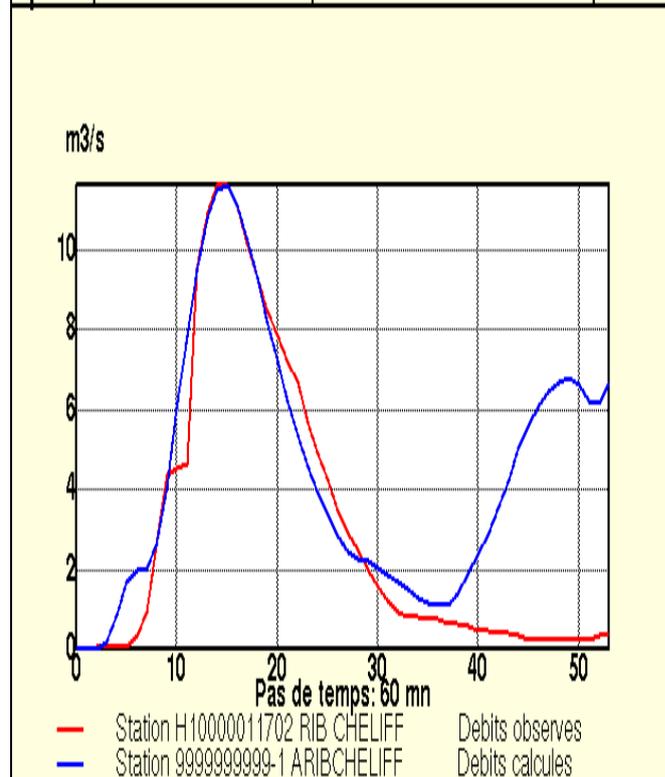
Epi 27, deb: 14/11/1987,21h00 fin: 16/11/1987,23h00



— Station H10000011702 RIB CHELIFF Debits observes
— Station 999999999-1 ARIBCHELIFF Debits calcules

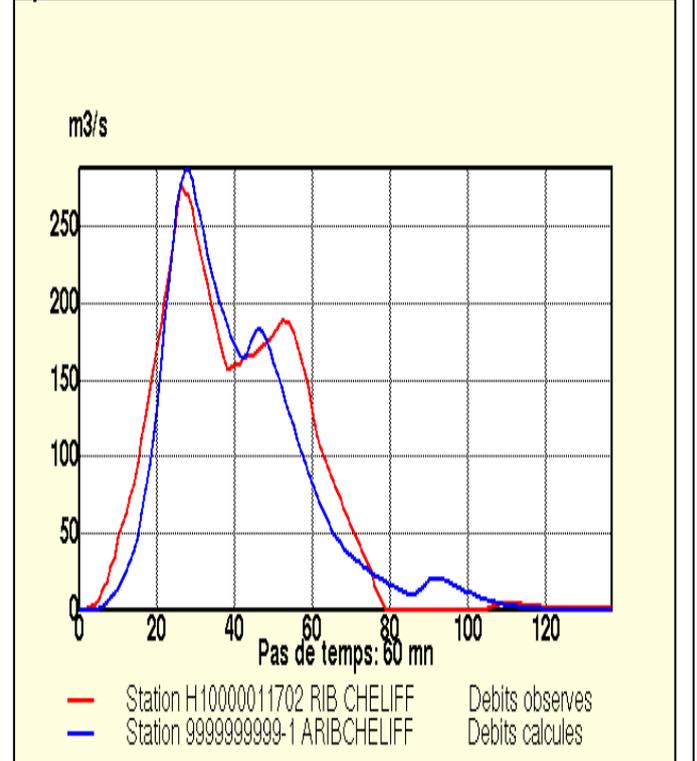
Numéro d'événement 32		
Date début	06/03/1988	11:00
Date fin	13/05/1988	16 :00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	782.53
	Volume ruisselé (Km3)	583.34
	Débit max (m3/s)	11.65
	Durée écoulement (hrs)	52
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	869.60
	Volume ruisselé (Km3)	869.60
	Débit max(m3/s)	11.64
	Durée écoulement (hrs)	51
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.2
	ω (ad)	0.0376
	ds(1/jour)	4
Fonction de transformation	V° (m/s)	4
	α (ad)	0.213
	β (ad)	0.1
	K(ad)	0.3
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.40
	Crec (n.d.)	5.14
	EQM (n.d.)	0.92
	EAM (n.d.)	0.59

Epi 32, deb: 11/05/1988,11h00 fin: 13/05/1988,16h00

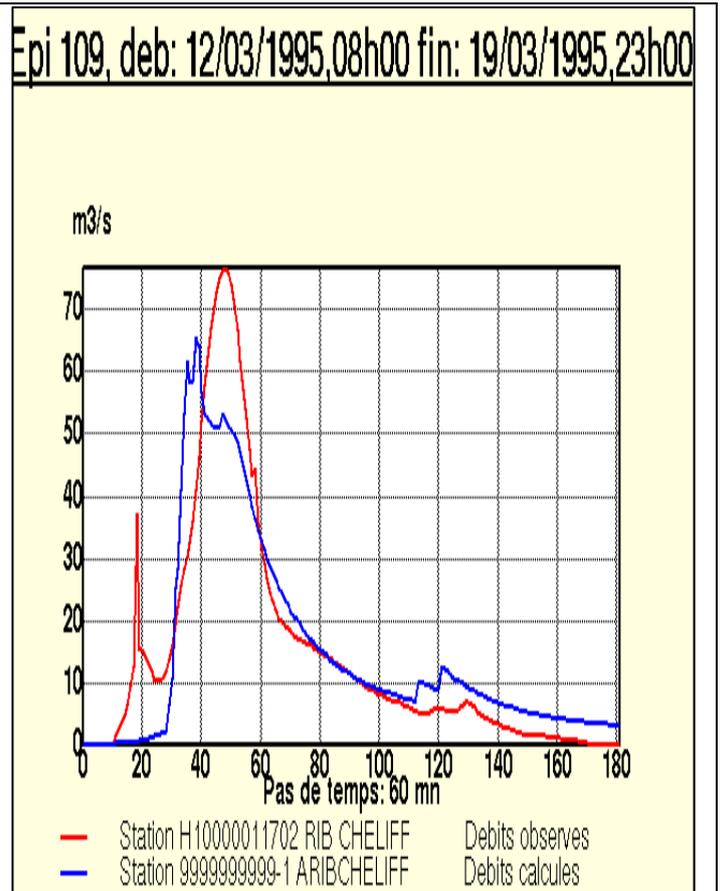


Numéro d'événement 81		
Date début	26/01/1992	05:00
Date fin	31/01/1992	23 :00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	48313.94
	Volume ruisselé (Km3)	36350.78
	Débit max (m3/s)	277.82
	Durée écoulement (hrs)	136.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	33687.22
	Volume ruisselé (Km3)	33687.22
	Débit max(m3/s)	286.77
	Durée écoulement (hrs)	134.00
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.2
	ω (ad)	0.21
	ds(1/jour)	4
Fonction de transformation	V° (m/s)	3.3
	α (ad)	0.3
	β (ad)	0.1
	K(ad)	0.9
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.92
	Crec (n.d.)	0.35
	EQM (n.d.)	0.27
	EAM (n.d.)	0.19

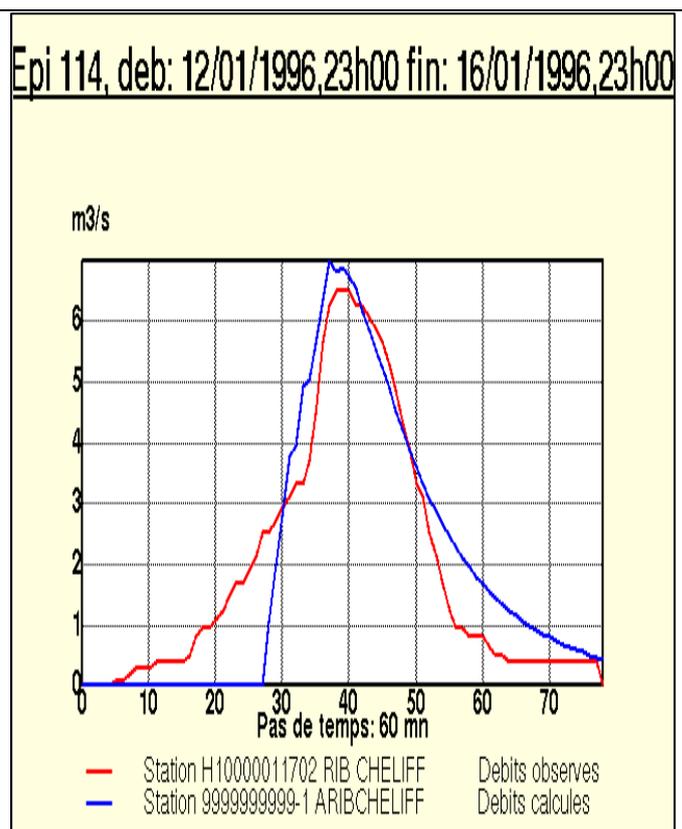
Epi 81, deb: 26/01/1992,05h00 fin: 31/01/1992,23h00



Numéro d'événement 109		
Date début	12/03/1995	08:00
Date fin	19/03/1995	23 :00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	14162.04
	Volume ruisselé (Km3)	9666.00
	Débit max (m3/s)	76.30
	Durée écoulement (hrs)	171.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	9748.00
	Volume ruisselé (Km3)	9748.00
	Débit max(m3/s)	65.25
	Durée écoulement (hrs)	177.00
Fonction de production	S(mm)	11
	la(ad)	1
	ω (ad)	0.1
	ds(1/jour)	0.16
Fonction de transformation	V° (m/s)	3
	α (ad)	0.35
	β (ad)	0.2
	K(ad)	1.7
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.78
	Crec (n.d.)	1.08
	EQM (n.d.)	0.55
	EAM (n.d.)	0.36

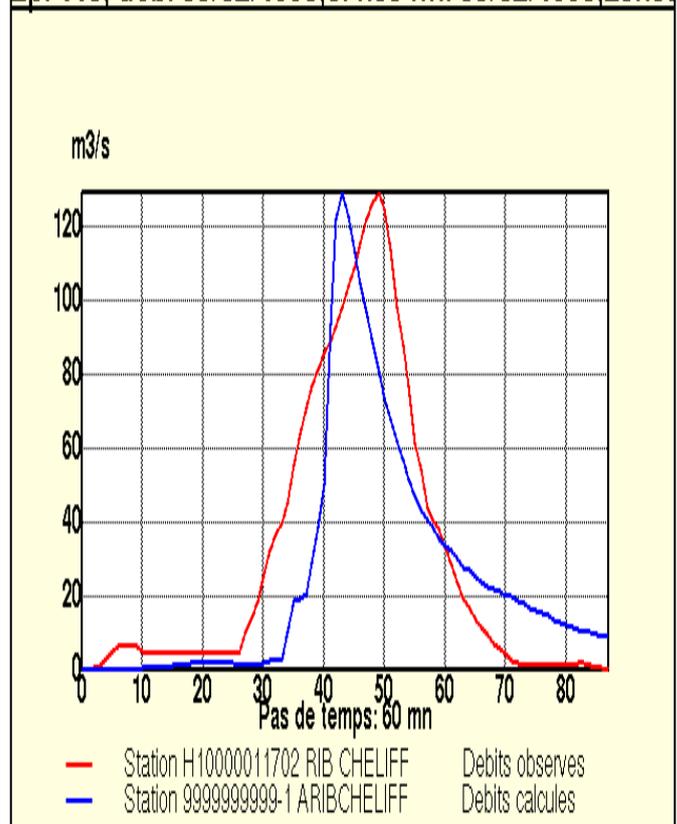


Numéro d'événement 114		
Date début	12/01/1996	23:00
Date fin	16/01/1996	23:00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	898.02
	Volume ruisselé (Km3)	547.02
	Débit max (m3/s)	6.49
	Durée écoulement (hrs)	74
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	544.35
	Volume ruisselé (Km3)	544.35
	Débit max(m3/s)	6.98
	Durée écoulement (hrs)	51
Fonction de production	S(mm)	74
	la(ad)	0.2
	ω (ad)	0
	ds(1/jour)	1
Fonction de transformation	V° (m/s)	2.5
	α (ad)	0.1
	β (ad)	0
	K(ad)	0.7
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.82
	Crec (n.d.)	0.50
	EQM (n.d.)	0.42
	EAM (n.d.)	0.36

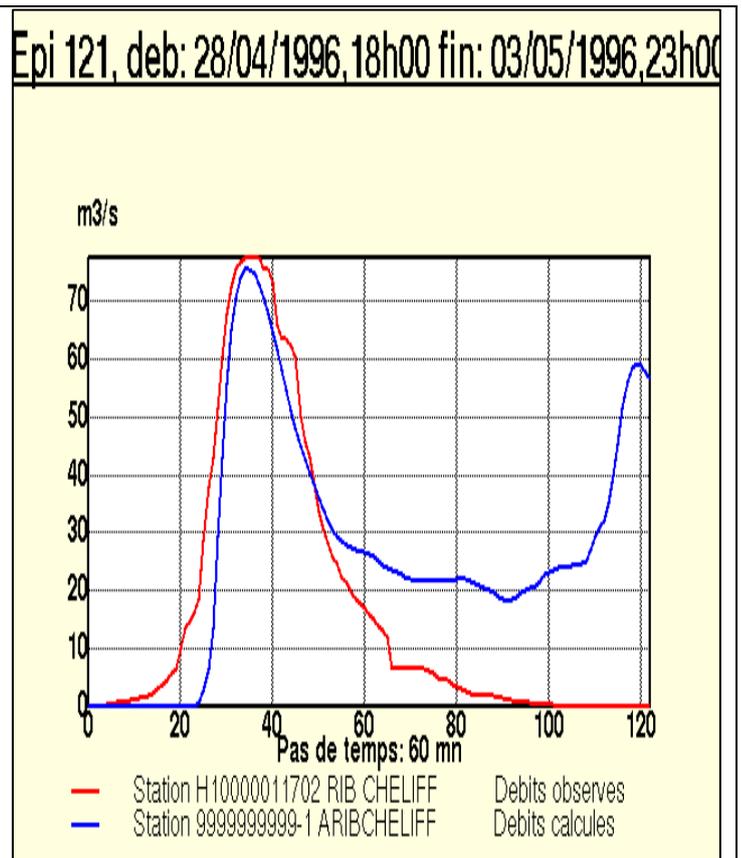


Numéro d'événement 115		
Date début	05/02/1996	07:00
Date fin	08/02/1996	23:00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	11726.39
	Volume ruisselé (Km3)	9804.91
	Débit max (m3/s)	129.06
	Durée écoulement (hrs)	86.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	8031.54
	Volume ruisselé (Km3)	8031.54
	Débit max(m3/s)	129.18
	Durée écoulement (hrs)	83
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.2
	ω (ad)	0.03
	ds(1/jour)	4
Fonction de transformation	V° (m/s)	3.3
	α (ad)	0.36
	β (ad)	0.1
	K(ad)	1
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.73
	Crec (n.d.)	2.80
	EQM (n.d.)	0.65
	EAM (n.d.)	0.48

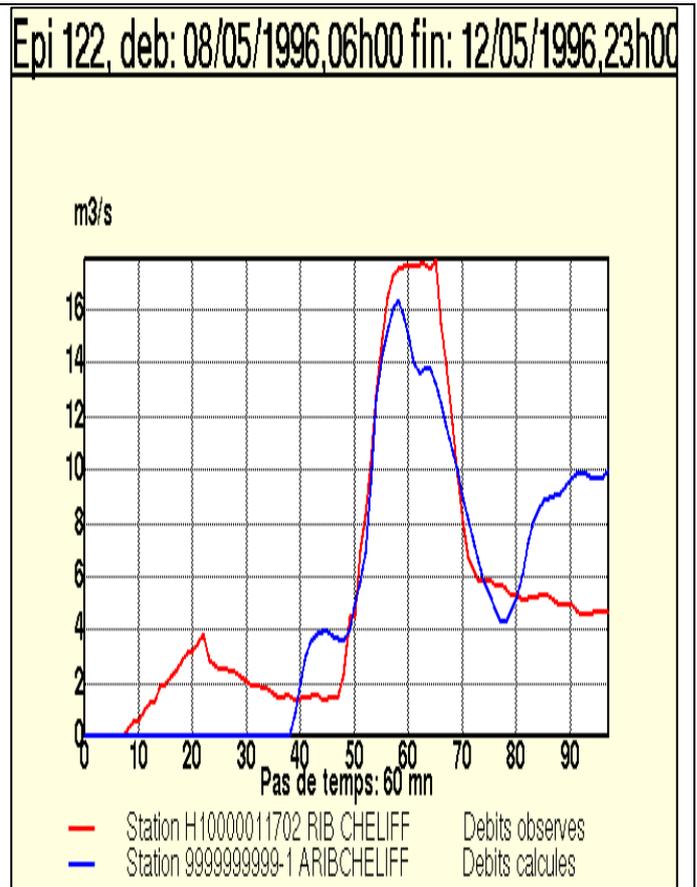
Epi 115, deb: 05/02/1996,07h00 fin: 08/02/1996,23h00



Numéro d'événement 121		
Date début	28/04/1996	18:00
Date fin	03/05/1996	23:00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	10487.70
	Volume ruisselé (Km3)	7565.06
	Débit max (m3/s)	77.08
	Durée écoulement (hrs)	121.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	11995.78
	Volume ruisselé (Km3)	11995.78
	Débit max(m3/s)	75.35
	Durée écoulement (hrs)	116.00
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.2
	ω (ad)	0.67
	ds(1/jour)	4
Fonction de transformation	V° (m/s)	3.5
	α (ad)	0.46
	β (ad)	0.09
	K(ad)	0.6
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.70
	Crec (n.d.)	8.23
	EQM (n.d.)	0.68
	EAM (n.d.)	0.57

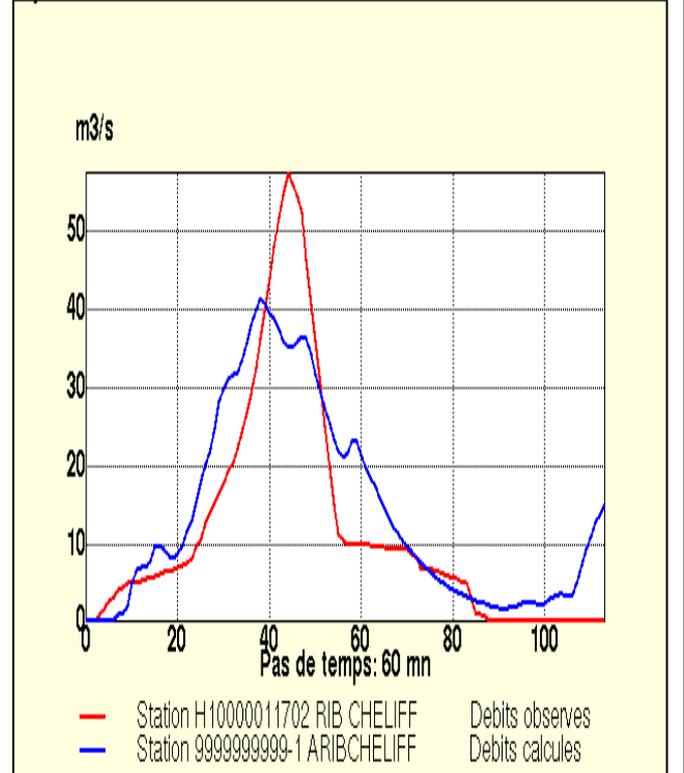


Numéro d'événement 122		
Date début	08/05/1996	06:00
Date fin	12/05/1996	23:00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	3965.90
	Volume ruisselé (Km3)	1869.07
	Débit max (m3/s)	17.86
	Durée écoulement (hrs)	90.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	1806.52
	Volume ruisselé (Km3)	1806.52
	Débit max(m3/s)	16.30
	Durée écoulement (hrs)	88.00
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.7
	ω (ad)	0.2
	ds(1/jour)	3.2
Fonction de transformation	V° (m/s)	4
	α (ad)	1.2
	β (ad)	0.6
	K(ad)	0.2
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.74
	Crec (n.d.)	0.39
	EQM (n.d.)	0.46
	EAM (n.d.)	0.39

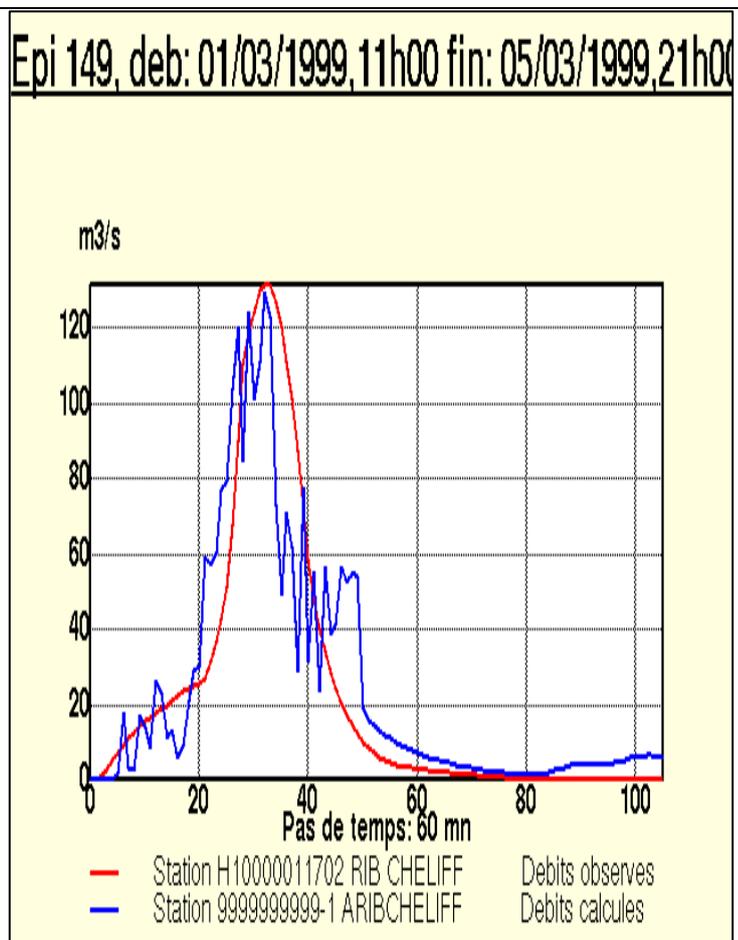


Numéro d'événement 145		
Date début	18/01/1999	11:00
Date fin	24/01/1999	07:00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	6090.66
	Volume ruisselé (Km3)	4810.61
	Débit max (m3/s)	57.40
	Durée écoulement (hrs)	111.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	5742.28
	Volume ruisselé (Km3)	5742.28
	Débit max(m3/s)	41.42
	Durée écoulement (hrs)	108.00
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.88
	ω (ad)	0.14
	ds(1/jour)	2
Fonction de transformation	V° (m/s)	1.8
	α (ad)	0.8
	β (ad)	0.5
	K(ad)	0.01
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.75
	Crec (n.d.)	0.95
	EQM (n.d.)	0.49
	EAM (n.d.)	0.37

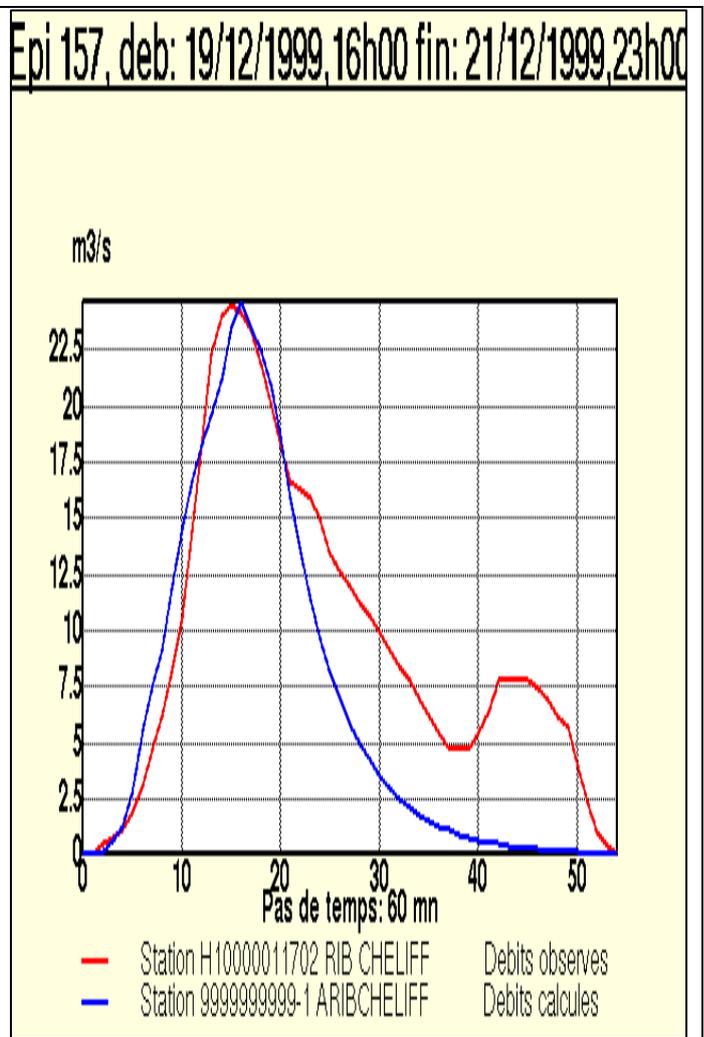
Epi 145, deb: 18/01/1999,11h00 fin: 24/01/1999,07h00



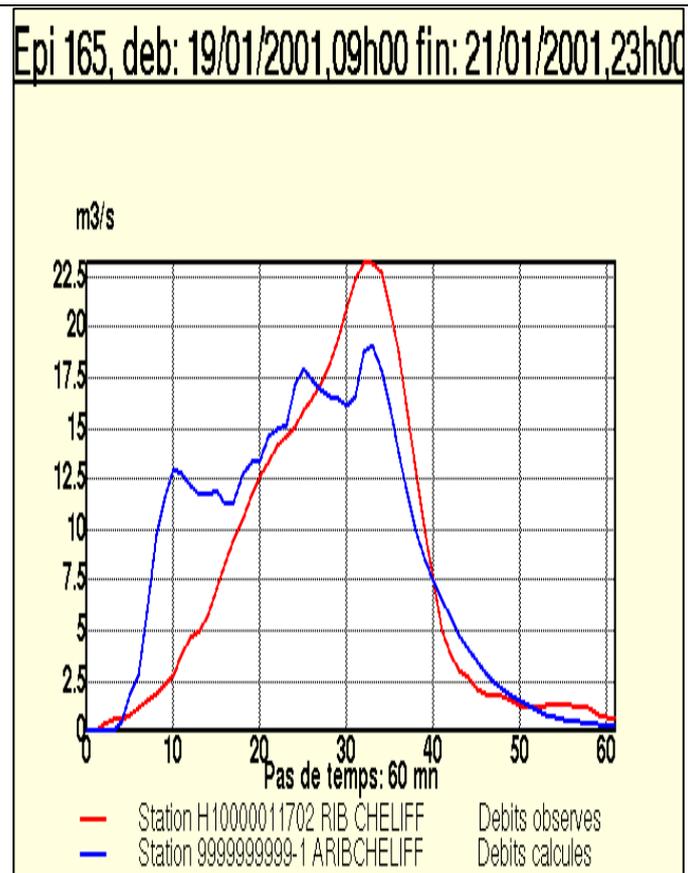
Numéro d'événement 149		
Date début	01/03/1999	11:00
Date fin	05/03/1999	21:00
Valeurs observées	Volume écoulé (Km3)	11389.90
	Volume ruisselé (Km3)	8675.86
	Débit max (m3/s)	131.82
	Durée écoulement (hrs)	104.00
Valeurs calculées	Volume écoulé (Km3)	10541.20
	Volume ruisselé (Km3)	10541.20
	Débit max(m3/s)	124.47
	Durée écoulement (hrs)	102.00
Fonction de production	S(mm)	44
	la(ad)	0.1
	ω (ad)	0.16
	ds(1/jour)	4
Fonction de transformation	V _c (m/s)	2.7
	α (ad)	0.8
	β (ad)	0.5
Valeurs des critères débits	K(ad)	0.095
	Nash (n.d.)	0.89
	Crec (n.d.)	4.06
	EQM (n.d.)	0.50
	EAM (n.d.)	0.35



Numéro d'événement 157		
Date début	19/12/1999	16:00
Date fin	21/12/1999	23:00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	3428.71
	Volume ruisselé (Km3)	1865.20
	Débit max (m3/s)	24.55
	Durée écoulement (hrs)	53.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	1321.09
	Volume ruisselé (Km3)	1321.09
	Débit max(m3/s)	24.64
	Durée écoulement (hrs)	53.00
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.2
	ω (ad)	0.074
	ds(1/jour)	4
Fonction de transformation	V°(m/s)	3.3
	α (ad)	0.3
	β (ad)	0.2
	K(ad)	0.04
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.58
	Crec (n.d.)	0.23
	EQM (n.d.)	0.45
	EAM (n.d.)	0.37

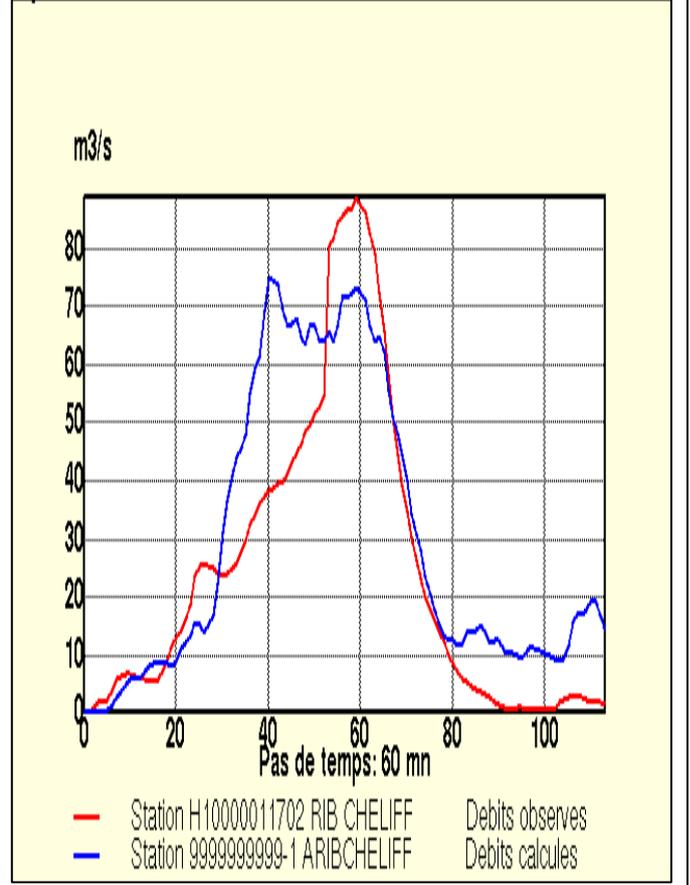


Numéro d'événement 165		
Date début	19/01/2001 09:00	
Date fin	21/01/2001 23:00	
Valeurs observées	Volume écoulé (Km3)	2742.84
	Volume ruisselé (Km3)	1699.74
	Débit max (m3/s)	23.19
	Durée écoulement (hrs)	60.00
Valeurs calculées	Volume écoulé (Km3)	1854.44
	Volume ruisselé (Km3)	1854.44
	Débit max(m3/s)	19.13
	Durée écoulement (hrs)	58.00
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.4
	ω (ad)	0.14
	ds(1/jour)	4
Fonction de transformation	V _o (m/s)	4
	α (ad)	1
	β (ad)	0.6
	K(ad)	0.03
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.77
	Crec (n.d.)	0.48
	EQM (n.d.)	0.45
	EAM (n.d.)	0.32

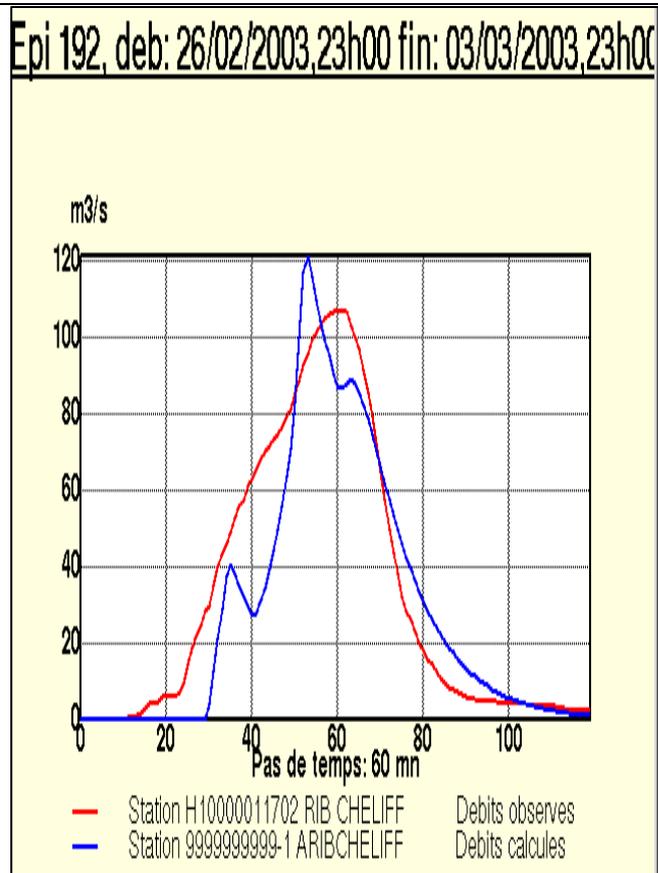


Numéro d'événement 166		
Date début	28/01/2001 05:00	
Date fin	01/02/2001 23:00	
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	12840.88
	Volume ruisselé (Km3)	9895.64
	Débit max (m3/s)	88.56
	Durée écoulement (hrs)	112.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	12137.78
	Volume ruisselé (Km3)	12137.78
	Débit max(m3/s)	74.75
	Durée écoulement (hrs)	109.00
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.8
	ω (ad)	0.14
	ds(1/jour)	4
Fonction de transformation	V° (m/s)	3.3
	α (ad)	1
	β (ad)	0.6
	K(ad)	0.01
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.75
	Crec (n.d.)	2.23
	EQM (n.d.)	0.54
	EAM (n.d.)	0.43

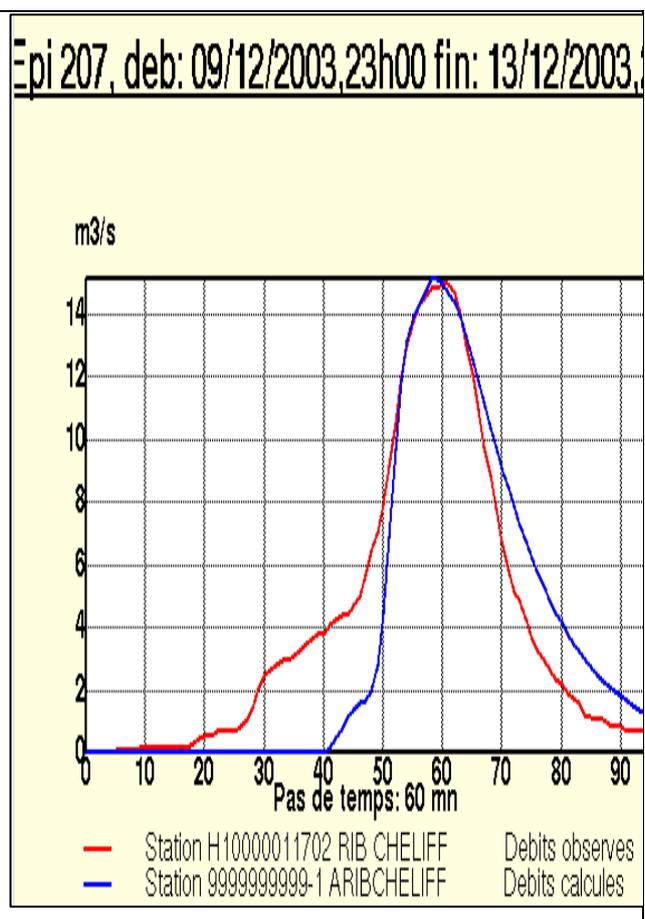
Epi 166, deb: 28/01/2001,05h00 fin: 01/02/2001,23h00



Numéro d'événement 192		
Date début	26/02/2003 23:00	
Date fin	03/03/2003 23:00	
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	15379.57
	Volume ruisselé (Km3)	14174.91
	Débit max (m3/s)	107.74
	Durée écoulement (hrs)	110.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	12489.32
	Volume ruisselé (Km3)	12489.32
	Débit max(m3/s)	121.21
	Durée écoulement (hrs)	114.00
Fonction de production	S(mm)	44
	la(ad)	0.88
	ω (ad)	1
	ds(1/jour)	2
Fonction de transformation	V _c (m/s)	2.9
	α (ad)	0.9
	β (ad)	0.5
	K(ad)	0.1
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.85
	Crec (n.d.)	0.41
	EQM (n.d.)	0.40
	EAM (n.d.)	0.30

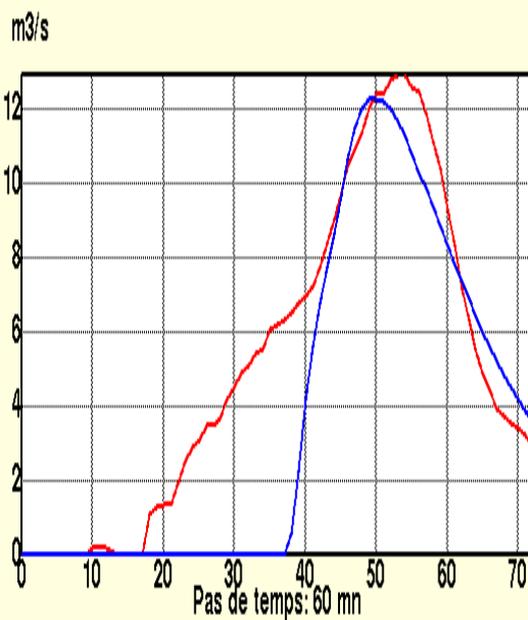


Numéro d'événement 207		
Date début	09/12/2003 23:00	
Date fin	13/12/2003 23:00	
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	1796.57
	Volume ruisselé (Km3)	1439.90
	Débit max (m3/s)	15.07
	Durée écoulement (hrs)	93.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	1306.01
	Volume ruisselé (Km3)	1306.01
	Débit max(m3/s)	15.17
	Durée écoulement (hrs)	89.00
Fonction de production	S(mm)	44
	la(ad)	0.88
	ω (ad)	1
	ds(1/jour)	2
Fonction de transformation	V°(m/s)	2.9
	α (ad)	0.9
	β (ad)	0.5
	K(ad)	0.1
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.82
	Crec (n.d.)	0.49
	EQM (n.d.)	0.46
	EAM (n.d.)	0.35



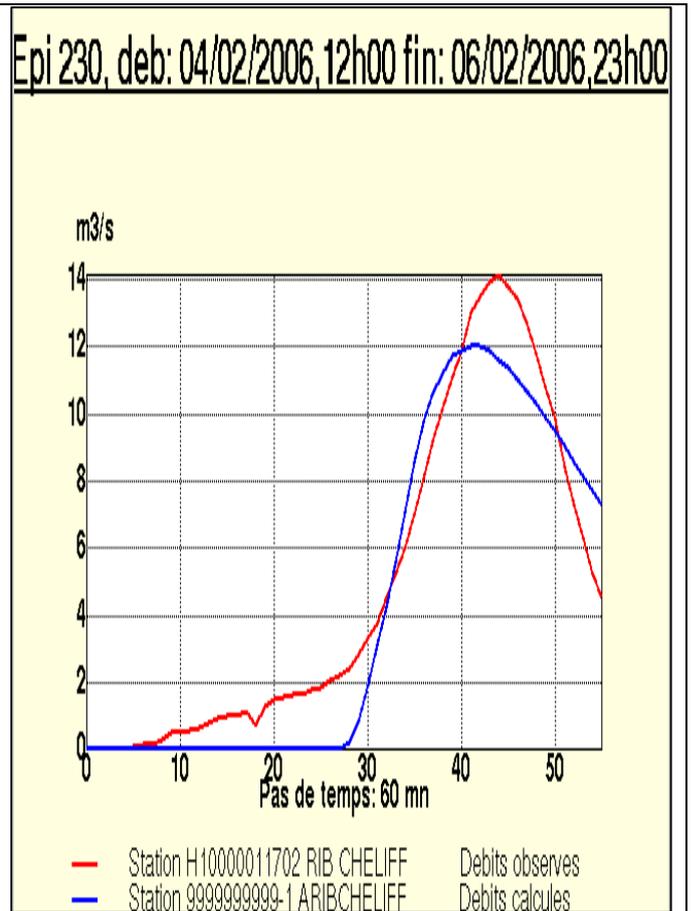
Numéro d'événement 226		
Date début	20/02/2005	23:00
Date fin	23/02/2005	23:00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	1915.60
	Volume ruisselé (Km3)	1342.16
	Débit max (m3/s)	12.92
	Durée écoulement (hrs)	63
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	994.99
	Volume ruisselé (Km3)	994.99
	Débit max(m3/s)	12.38
	Durée écoulement (hrs)	48
Fonction de production	S(mm)	44
	la(ad)	0.88
	ω (ad)	0.40
	ds(1/jour)	2
Fonction de transformation	V° (m/s)	3
	α (ad)	0.96
	β (ad)	0.30
	K(ad)	0.26
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.51
	Crec (n.d.)	0.24
	EQM (n.d.)	0.43
	EAM (n.d.)	0.32

Epi 226, deb: 20/02/2005,23h00 fin: 23/02/2005,23h00



— Station H10000011702 RIB CHELIFF Debits observes
 — Station 999999999-1 ARIBCHELIFF Debits calculés

Numéro d'événement 230		
Date début	04/02/2006	12:00
Date fin	06/02/2006	23:00
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	1392.53
	Volume ruisselé (Km3)	968.71
	Débit max (m3/s)	14.13
	Durée écoulement (hrs)	51
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	858.71
	Volume ruisselé (Km3)	858.71
	Débit max(m3/s)	12.07
	Durée écoulement (hrs)	28
Fonction de production	S(mm)	68
	la(ad)	0.9
	ω (ad)	1
	ds(1/jour)	1.9
Fonction de transformation	V _c (m/s)	1
	α (ad)	1.4
	β (ad)	0.8
	K(ad)	0.28
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.91
	Crec (n.d.)	0.43
	EQM (n.d.)	0.28
	EAM (n.d.)	0.24



Numéro d'événement 233		
Date début	07/03/2007 23 :00	
Date fin	13/03/2007 23 :00	
Valeurs observées	Volume écoule (Km3)	14828.22
	Volume ruisselé (Km3)	14626.62
	Débit max (m3/s)	131.60
	Durée écoulement (hrs)	138.00
Valeurs calculées	Volume écoule (Km3)	14936.78
	Volume ruisselé (Km3)	14936.78
	Débit max(m3/s)	130.46
	Durée écoulement (hrs)	115.00
Fonction de production	S(mm)	13
	la(ad)	0.2
	ω (ad)	0.6
	ds(1/jour)	0.05
Fonction de transformation	V \cdot (m/s)	1
	α (ad)	0.52
	β (ad)	0.1
	K(ad)	0.7
Valeurs des critères débits	Nash (n.d.)	0.86
	Crec (n.d.)	1.16
	EQM (n.d.)	0.49
	EAM (n.d.)	0.40

