

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département de Géologie



Mémoire de fin d'étude

Pour l'obtention du diplôme de Master académique en Sciences de la Terre

Option : Hydrosystème et ressources en eau.

Thème :

Application du modèle PREVIK dans l'analyse de la fonction de production appliquée au bassin versant du Haut Chelif (Nord-Ouest- Algérien)

Présenté par :

Rahmane Ikram

Dirigé par :

Mme BAKHTI Amel

Jury de soutenance :

Nom	Prénom	Grade	Qualité	Université
Mr. Bergane	Cheikh	MCB	Président	USTO
Mme. Bakhti	Amal	MCB	Encadreur	Oran2
Mme. Belkhir	Khadidja	MAA	Examineur	Oran2
Mme. Zemaini	Imane	MCB	Invitée	Oran2

Oran, 2026



REMERCIEMENTS

Je remercie Dieu le tout puissant qui m'a donné la force, la patience ainsi que le courage afin de parvenir à achever ce travail.

En guise de reconnaissances, je remercie toutes les personnes qui, par leur conseil, leurs collaborations ou leur soutien moral et leur amitié ont contribué à la réalisation de ce mémoire :

***Mme BAKHTI Amal**, qui a accepté d'être mon encadrante de mémoire, de m'avoir dirigé avec fermeté et gentillesse tout le long du travail ; avec ses suggestions pertinentes et ses encouragements, qui m'ont été d'une grande utilité, Dieu la garde.*

***Mme BELKHIR Khadidja**, de m'avoir fait l'honneur d'accepter d'être examinatrice de ce mémoire. Je lui adresse mes sincères remerciements pour sa gentillesse et son aide . Hommages respectueux.*

***Mr BERGANE Cheikh**, pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant d'être Président du jury. Je lui adresse mes sincères remerciements pour sa présence, son intérêt porté à ce travail ainsi que pour sa gentillesse.*

***Mme ZEMANI Imane**, pour ses précieux enseignements, sa disponibilité et sa gentillesse tout au long de mon parcours universitaire. Je lui adresse mes sincères remerciements pour son aide, ses encouragements et son soutien.*

*J'adresse également nos sincères reconnaissances à tous les enseignants du département des **Sciences de la Terre et de l'Univers** qui ont participé à ma formation durant ce cursus.*

En fin, je tiens à exprimer nos vifs remerciements à tous ceux qui nous ont soutenues moralement, qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.



DÉDICACES

Je remercie Dieu le tout puissant qui m'a aidé à réaliser ce travail, et avec son aide je continuerai mon chemin de vie.

Je dédie ce modeste travail en signe de reconnaissances et de respect:

*À mes très chers **parents**, Aucun mot ne saurait exprimer toute ma gratitude et mon amour envers vous. Merci pour vos sacrifices, votre soutien constant, vos encouragements et votre confiance tout au long de mes études. Vous avez toujours été ma source de motivation et de courage dans les moments difficiles. Puisse Dieu vous garder, vous accorder une bonne santé, une longue vie et beaucoup de bonheur.*

*Ensuite, je dédie ce travail à mes chers frères **Amine, Issam et Rafik***

*À ma chère sœur **Kahina**, merci pour ton soutien et ton amour*

*A ma très chère amie, **Ayouaz Malika***

*À toute la famille « **RAHMANE** » et « **DJAOUAT** », avec mes sincères sentiments de respect.*

À toutes mes copines, sans exception, pour les merveilleux moments partagés, leur soutien, leur amitié sincère et leurs encouragements tout au long de mon parcours.

À toutes personnes que j'aime beaucoup



RÉSUMÉ

Ce mémoire de fin d'études s'inscrit dans le domaine de l'hydrologie appliquée et porte sur **l'application du modèle PRÉVIK à la fonction de production dans le bassin versant du Haut Chelif** (Nord-Ouest de l'Algérie), un bassin de 4 745 km² caractérisé par un climat semi-aride méditerranéen et une forte irrégularité des régimes pluviométriques et hydrologiques.

L'objectif principal de ce travail est d'évaluer la capacité du modèle pluie-débit PRÉVIK développé par la SOGREAH en 1966 à reproduire la réponse hydrologique du bassin face aux épisodes pluvieux, et d'apprécier son intérêt comme outil d'aide à la prévision des crues.

Dans un premier temps, une analyse des caractéristiques physiques, géologiques, morphologiques et climatiques du bassin a été réalisée, s'appuyant sur les données des stations hydrométriques d'Arib Chelif (1969–2011) et d'Arib Abda (1986–1993). La méthode des doubles cumuls a été appliquée pour vérifier l'homogénéité des séries pluviométriques, notamment entre les stations de Ghrib amont et Ghrib BGE, permettant de corriger les anomalies détectées et d'obtenir des chroniques fiables.

Dans un second temps, le modèle PRÉVIK a été calibré sur l'épisode de crue du 25 janvier au 13 février 1987, à travers cinq essais successifs d'ajustement des paramètres hydrologiques. L'essai n°5 a été retenu comme optimal. Les résultats montrent que le modèle reproduit de manière globalement satisfaisante le pic de crue ($Q \approx 82,4 \text{ m}^3/\text{s}$ le 4 février 1987) et la phase de décrue, avec un léger déphasage temporel attribuable au pas de temps journalier et aux simplifications du modèle. Les prévisions testées aux horizons de 6, 12 et 16 jours confirment une meilleure précision à court terme, les écarts s'accroissant logiquement pour les horizons plus éloignés.

En conclusion, le modèle PRÉVIK s'avère un outil simple, opérationnel et adapté à la prévision des crues à court terme sur le bassin du Haut Chelif, malgré des limites liées à la disponibilité des données et à la représentation simplifiée des processus physiques.

Mots-clés : crues, modélisation hydrologique, modèle PRÉVIK, fonction de production, bassin du Haut Chelif, calibrage.



ABSTRACT

This end-of-study dissertation focuses on the **application of the PRÉVIK model's production function to the Haut Chelif watershed** (North-Western Algeria), a 4,745 km² basin characterized by a semi-arid Mediterranean climate and highly irregular rainfall and streamflow regimes.

The main objective is to assess the ability of the PRÉVIK rainfall–runoff model — developed by SOGREAH in 1966 — to reproduce the hydrological response of the basin to rainfall events, and to evaluate its usefulness as a flood forecasting tool.

First, a thorough analysis of the basin's physical, geological, morphological and climatic characteristics was conducted using streamflow data from the Arib Chelif (1969–2011) and Arib Abda (1986–1993) gauging stations. The double-mass curve method was applied to verify the homogeneity of rainfall time series, enabling the detection and correction of inconsistencies between the Ghrib upstream and Ghrib BGE stations.

The PRÉVIK model was then calibrated on the flood event of January 25 to February 13, 1987, through five successive parameter adjustment trials. Trial n°5 was selected as the best fit. Results show that the model satisfactorily reproduces the flood peak ($Q \approx 82.4 \text{ m}^3/\text{s}$ on February 4, 1987) and the recession limb, with a slight time lag attributable to the daily time step and model simplifications. Forecasts tested at 6-, 12- and 16-day horizons confirm higher accuracy at short-term ranges, with errors increasing at longer forecast horizons.

In conclusion, the PRÉVIK model proves to be a simple, operational and suitable tool for short-term flood forecasting in the Haut Chelif basin, despite limitations related to data availability and the simplified representation of physical processes.

Keywords: floods, hydrological modelling, PRÉVIK model, production function, Haut Chelif watershed, calibration.



ملخص

تندرج هذه المذكرة ضمن مجال الهيدرولوجيا التطبيقية، وتهدف إلى دراسة تطبيق نموذج PRÉVIK على وظيفة الإنتاج الهيدرولوجي في حوض وادي الشلف الأعلى (شمال غرب الجزائر)، وهو حوض مائي تبلغ مساحته 4745 كلم² ويتميز بمناخ شبه جاف متوسطي وبعدم انتظام واضح في التساقطات المطرية والأنظمة الهيدرولوجية.

يتمثل الهدف الرئيسي لهذا العمل في تقييم قدرة نموذج المطر-الجريان PRÉVIK، الذي طورته مؤسسة SOGREAH سنة 1966، على تمثيل الاستجابة الهيدرولوجية للحوض أثناء الأحداث المطرية، وتقدير مدى فعاليته كأداة مساعدة في التنبؤ بالفيضانات.

في المرحلة الأولى، تم إجراء دراسة للخصائص الفيزيائية والجيولوجية والمورفولوجية والمناخية للحوض بالاعتماد على معطيات المحطات الهيدرومترية عريب الشلف (1969–2011) وعريب عبدة (1986–1993) كما تم تطبيق طريقة التراكمات المزدوجة (Double Mass Curve) للتحقق من تجانس السلاسل المطرية، خاصة بين محطتي عريب المنبع وعريب BGE، مما سمح بتصحيح الشذوذات المكتشفة والحصول على سلاسل زمنية موثوقة.

في المرحلة الثانية، تمت معايرة نموذج PRÉVIK بالاعتماد على حدث الفيضان المسجل خلال الفترة الممتدة من 25 جانفي إلى 13 فيفري 1987، وذلك من خلال خمسة اختبارات متتالية لضبط المعلمات الهيدرولوجية. وقد تم اعتماد المحاولة الخامسة باعتبارها الأفضل. أظهرت النتائج أن النموذج استطاع إعادة تمثيل ذروة الفيضان بصورة مرضية عموماً ($Q \approx 82.4$ م³/ثا بتاريخ 4 فيفري 1987) وكذلك مرحلة الانحسار، مع وجود انزياح زمني طفيف يُعزى إلى اعتماد خطوة زمنية يومية وإلى تبسيط العمليات الفيزيائية داخل النموذج.

كما أكدت اختبارات التنبؤ عند الأفاق الزمنية 6 و12 و16 يوماً أن دقة التنبؤ تكون أفضل على المدى القصير، بينما تزداد الفوارق تدريجياً مع زيادة أفق التنبؤ، وهو أمر متوقع في النمذجة الهيدرولوجية.

وفي الختام، يتبين أن نموذج PRÉVIK يمثل أداة بسيطة وعملية وملائمة للتنبؤ بالفيضانات قصيرة المدى في حوض الشلف الأعلى، رغم وجود بعض القيود المرتبطة بتوفر البيانات وبالتمثيل المبسط للعمليات الفيزيائية.

الكلمات المفتاحية: الفيضانات، النمذجة الهيدرولوجية، نموذج PRÉVIK، وظيفة الإنتاج، حوض الشلف الأعلى، المعايرة.



TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS

DEDICACES

RESUME

ABSTRACT

ملخص

INTRODUCTION 1

PREMIER CHAPITRE — Généralités

I. Contexte Général et Problématique 3

1. Introduction 3

2. Les crues 3

2.2. Causes des crues 4

2.3. Typologie des crues 4

2.4. Importance de la prévision des crues 5

II. Les modèles hydrologiques 6

1. Définition 6

2. Intérêt et rôle des modèles hydrologiques 6

3. Modèle PRÉVIK 6

3.1. Fonction de production — calcul de la pluie nette.....7

3.2. Fonction de transfert — calcul du débit 7

3.3. Étude du bassin versant 8

3.4. Prévision des crues	8
--------------------------------	---

DEUXIÈME CHAPITRE — Caractéristiques Physiques et Bases de Données du Bassin.

I. Introduction.....	11
II. Localisation de la Zone d'étude	11
1. Situation géographique et administrative	11
2. Cadre géologique et morphologique	13
2.1. Synthèse géologique.....	13
2.2. Synthèse morphologique et topographique	16
2.2.1. Relief et pentes	16
3. Géométrie du bassin	18
4. Réseau hydrographique	18
5. Contexte climatique.....	21
5.1. Régime des précipitations	21
5.2. Températures	21
5.3. Humidité.....	22
5.4. Ruissellement	22
5.5. Vent.....	23
5.6. Évapotranspiration (ETP).....	23
III. Intérêt du traitement des données	24
1. Méthode des doubles masses.....	25
1.1. Définition et principe général.....	25
1.2. Objectifs de la méthode.....	25
1.3. Types de ruptures détectées	26
1.3.1. Ruptures artificielles	26
1.3.2. Changements réels.....	26
1.4. Procédure d'application	27
IV. Ajustement des données par la méthode des doubles masses.....	28
1. Analyse des débits	30
1.1. Station Arib Chelif (1969–2011)	30

1.2. Station Arib Abda (1986–1993)	34
--	----

TROISIÈME CHAPITRE — Résultat et discussions

1.Introduction	38
2. Données de l'événement hydrologique (25/01/1987 – 13/02/1987).....	39
3. Calibrage du modèle PRÉVIK	40
4. Paramètres hydrologiques du calibrage.....	40
5. Interprétation des résultats	42
5.1. Estimation de la lame nette précipitée et prévision du débit.....	42
5.2. Prévision à t + 6 jours.....	44
5.3. Prévision à t + 12 jours.....	44
5.4. Prévision à t + 16 jours.....	45

CONCLUSION GÉNÉRALE	46
----------------------------------	-----------

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	47
--	-----------



LISTE DES FIGURES

Figure 1 Situation géographique du bassin haut et moyen Chelif.	12
Figure 2 Carte des sous bassins du haut Chelif (Remini, 2018).	12
Figure 3 Carte géologique du bassin de Chelif (Perrodon, 1957 ; Mattauer, 1958).	15
Figure 4 Carte des formations lithologiques de la zone d'étude (Remini, 2018).	15
Figure 5 Carte des pentes du bassin haut et moyen Chelif.	18
Figure 6 Réseau hydrographique du bassin haut et moyen Chelif (Remini, 2018).	19
Figure 7 Courbe des températures moyennes mensuelles (°C) du sous-bassin (114).	22
Figure 8 Courbe des évapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) du sous- bassin (114)	24
Figure 9 Courbe de double masse des pluies annuelles cumulées avant correction entre les stations Ghrib amont et Ghrib BGE.	28
Figure 10 Courbe de double masse des pluies annuelles cumulées après correction entre les stations Ghrib amont et Ghrib BGE.	28
Figure 11 Débit (m ³ /s) annuel de la station Arib Chelif (1969–2011).	31
Figure 12 Débit (m ³ /s) mensuel de la station Arib Chelif (1969-2011).	33
Figure 13 Débit (m ³ /s) annuel de la station Arib Abda (1986-1993).	34
Figure 14 Débit (m ³ /s) mensuel de la station Arib Abda (1986-1993).	35

Figure 15 Simulation de la crue par le modèle PREVIK : débits mesuré et estimé en fonction de la lame nette de précipitation.....**42**



LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 Caractéristiques physiographiques du bassin haut et moyen Chelif.....	20
Tableau 2 Températures moyennes mensuelles (°C) (ANRH, 2003-2004).....	22
Tableau 3 Evapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) (ANRH, 2003-2004).....	23
Tableau 4 Débit (m ³ /s) annuel de la station Arib Chelif (1969–2011).	30
Tableau 5 Débit (m ³ /s) mensuel de la station Arib Chelif (1969-2011).	32
Tableau 6 Débit (m ³ /s) annuel de la station Arib Abda (1986-1993).	34
Tableau 7 Débit (m ³ /s) mensuel de la station Arib Abda (1986-1993).....	35
Tableau 8 Évolution temporelle du débit observé et des précipitations brutes durant l'épisode hydrologique du 25/01/1987 au 13/02/1987.....	39
Tableau 9 Rôle des paramètres hydrologiques utilisés pour le calibrage	40
Tableau 10 Les paramètres hydrologiques du calibrage.....	41
Tableau 11 Estimation de la pluie nette précipitée (PNi) et du débit estimé au pas de temps t+6j.....	44
Tableau 12 Estimation de la pluie nette précipitée (PNi) et du débit estimé au pas de temps t+12j.....	44
Tableau 13 Estimation de la pluie nette précipitée (PNi) et du débit estimé au pas de temps t+16j.....	45

Liste des abréviations

Abréviation	Signification complète	Chapitre(s)
ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydrauliques	Ch. 1
ABH CZ	Agence de Bassin Hydrographique Cheliff-Zahrez	Ch. 1
PRÉVIK / PREVIK	Prévision des crues par indices hydrologiques (modèle SOGREAH, 1966)	Ch. 1 & 3
SOGREAH	Société Grenobloise d'Études et d'Applications Hydrauliques	Ch. 1
WMO	World Meteorological Organization (Organisation Météorologique Mondiale)	Ch. 2
OMM	Organisation Météorologique Mondiale	Ch. 2
R²	Coefficient de détermination (statistique)	Ch. 2
P_{Ni}	Pluie nette au pas de temps i	Ch. 3
Q_i	Débit observé au pas de temps i (m ³ /s)	Ch. 3
Q_{i+1}	Débit estimé au pas de temps i+1 (m ³ /s)	Ch. 3
m³/s	Mètre cube par seconde (unité de débit)	Ch. 1, 2, 3
km²	Kilomètre carré (unité de superficie)	Ch. 1
mm/Dt	Millimètre par pas de temps (précipitation)	Ch. 3
Δt	Pas de temps de calcul	Ch. 1 & 3
SW-NE / SE-NW	Directions géographiques (Sud-Ouest–Nord-Est / Sud-Est–Nord-Ouest)	Ch. 1
H̄ (Hmoy)	Altitude moyenne du bassin versant	Ch. 1

Hmax	Altitude maximale du bassin versant	Ch. 1
Hmed	Altitude médiane du bassin versant	Ch. 1
Hmin	Altitude minimale (exutoire)	Ch. 1
I (indice)	Indice de saturation du sol (modèle PRÉVIK)	Ch. 1
Imax	Indice de saturation maximal (sol saturé)	Ch. 1
a, b, e, g, k, α, β	Paramètres de calage du modèle PRÉVIK	Ch. 3
ENAC/ISTE/HYDRAM	École Nationale – Institut des Sciences et Technologies de l'Eau – Laboratoire d'Hydraulique et Aménagement	Ch. 3

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'eau constitue une denrée indispensable au développement des sociétés et à l'équilibre des écosystèmes. Sa gestion représente cependant un défi majeur, en particulier face aux phénomènes hydrologiques extrêmes que sont les crues. Celles-ci comptent parmi les risques naturels les plus destructeurs, occasionnant chaque année des pertes humaines et matérielles considérables à travers le monde, et tout particulièrement dans les régions méditerranéennes caractérisées par une forte irrégularité pluviométrique.

C'est dans ce contexte que s'inscrit la modélisation hydrologique, dont l'objectif est de reproduire la relation pluie-débit au sein d'un bassin versant afin de mieux comprendre, anticiper et gérer les épisodes de crue. Parmi les outils développés à cet effet figure le modèle PRÉVIK, conçu par la SOGREAH en 1966, qui repose sur une fonction de production permettant de transformer la pluie brute en pluie nette, puis sur une fonction de transfert permettant de restituer l'hydrogramme de crue à l'exutoire du bassin.

Le présent travail s'intéresse à l'application du modèle PRÉVIK, et plus particulièrement de sa fonction de production, au bassin versant du Haut Chelif, une région soumise à une variabilité climatique marquée et à des écoulements irréguliers. L'objectif principal est d'évaluer la capacité de ce modèle à reproduire de manière satisfaisante la réponse hydrologique du bassin face aux événements pluvieux, et d'apprécier ainsi son intérêt en tant qu'outil d'aide à la prévision des crues.

Pour répondre à cet objectif, le présent mémoire est structuré en trois chapitres :

- 1- Le premier chapitre présente des généralités sur les crues, leur typologie, leurs causes ainsi que les principes des modèles hydrologiques, en mettant l'accent sur le fonctionnement du modèle PRÉVIK.
- 2- Le deuxième chapitre est consacré à la présentation des caractéristiques physiques, climatiques et hydrométriques du bassin versant du Haut Chelif, ainsi qu'au traitement et à la vérification de l'homogénéité des données disponibles, notamment par la méthode des doubles cumuls.
- 3- Enfin, le troisième chapitre porte sur l'application pratique du modèle PRÉVIK, à travers le calibrage de ses paramètres sur un épisode de crue observé, et la discussion des résultats obtenus ainsi que de leur capacité prédictive à différents horizons de prévision.



Premier chapitre

Généralités



I. Contexte Général et Problématique

1. Introduction

L'eau est une ressource cruciale pour le développement des sociétés humaines et la préservation et l'équilibre des écosystèmes. Sa gestion efficace est devenue un enjeu stratégique majeur, particulièrement face au changement climatique et à l'urbanisation croissante. Parmi les défis hydrologiques, la gestion des crues se distingue par ses impacts socio-économiques et environnementaux significatifs. Les inondations, en effet, représentent l'un des risques naturels les plus dévastateurs, entraînant chaque année d'importantes pertes humaines et matérielles à travers le monde.

Pour relever ces défis, il est essentiel de comprendre le comportement hydrologique des bassins versants et de prévoir les événements extrêmes. L'hydrologie, en tant que science, utilise une variété d'approches et d'outils pour modéliser les processus hydrologiques et analyser leur dynamique dans le temps et l'espace. Les modèles hydrologiques jouent un rôle fondamental dans l'étude du cycle de l'eau, offrant des outils de simulation et de prévision adaptés à différentes échelles.

Ces modèles sont appliqués à diverses fins, de la gestion des ressources en eau à l'évaluation des risques hydrologiques. Dans le cadre de la gestion des crues, ils permettent d'anticiper les débits de pointe, d'évaluer les impacts des aménagements hydrauliques et de développer des stratégies d'atténuation des risques. Grâce aux avancées technologiques et à l'amélioration des techniques de modélisation numérique, les approches hydrologiques se sont perfectionnées, intégrant des paramètres physiques, statistiques et empiriques pour mieux représenter les processus hydrologiques.(Ouazar,2002)

2. Les crues

Les crues constituent un phénomène naturel inhérent au fonctionnement des cours d'eau. Toutefois, les catastrophes liées aux inondations résultent principalement de l'interaction entre ce phénomène naturel et divers facteurs écologiques, économiques et sociaux.(Belagoune,2012)

Une crue correspond à une augmentation significative du débit d'un cours d'eau, pouvant affecter l'ensemble du lit majeur. De nombreux hydrologues et géographes considèrent qu'un cours d'eau est en crue lorsque son débit instantané devient trois à cinq fois supérieur à son

débit moyen. D'un point de vue plus opérationnel une rivière est généralement considérée en crue lorsqu'elle déborde des limites de son lit mineur.

Il s'agit d'un phénomène naturel et périodique, qui devient exceptionnel lorsque les débits atteignent des valeurs très élevées par rapport au module du cours d'eau. On parle alors de crue critique, susceptible de provoquer des inondations dans les zones riveraines.(Frey,1991)

Une crue est caractérisée par son hydrogramme, représentation graphique de l'évolution du débit en fonction du temps. La phase ascendante de l'hydrogramme correspond à la crue proprement dite, tandis que la phase descendante est appelée décrue. Une crue se définit à travers plusieurs critères, notamment sa genèse, sa durée, sa fréquence, son débit de pointe et son volume écoulé . (Frey,1991)

2.1. Causes de la Crues

La survenue d'une crue résulte d'une combinaison brutale de plusieurs facteurs :

- **Augmentation brutale du débit en amont :** Cela peut être causé par un réchauffement rapide, tel que la fonte des neiges ou des glaciers, ou par un événement accidentel, comme la rupture d'un barrage.
- **Diminution de l'infiltration et du stockage :** Cet apport excessif est accentué par une urbanisation excessive et non contrôlée, ainsi que par des antécédents pluvieux récents. De plus, l'encombrement du lit du cours d'eau peut créer des mini-barrages qui cèdent lorsque la pression des eaux devient trop forte.
- **Baisse de l'écoulement en aval :** Cela peut résulter d'accidents tels que des éboulements ou des glissements de terrain, ou d'une négligence liée à l'urbanisation et à l'absence de nettoyage des cours d'eau.

Parmi ces facteurs, certains sont prévisibles, tandis que d'autres ne le sont pas. Certains peuvent être inévitables, tandis que d'autres peuvent être évités. En ce qui concerne les causes inévitables (comme les précipitations ou un sol saturé), la prévention repose principalement sur la mise en alerte et la surveillance. (Bachi,2011)

2.2. Typologie des Crues

Les crues peuvent être classées selon plusieurs critères : leur genèse, leur durée, leur fréquence, leur débit de pointe (ou débit maximum) et leur volume (Klemens,1975). Elles se

divisent généralement en trois catégories principales, en fonction de leur importance et de leur intervalle de récurrence :

- **Crues décennales** : Ce sont des crues considérées comme moyennes à fortes, avec une probabilité d'occurrence d'une fois tous les dix ans.
- **Crues centennales** : Ces crues sont classées comme fortes à très fortes, avec un risque d'occurrence d'une fois tous les cent ans.
- **Crues millénales** : Ce sont des crues exceptionnelles, avec une probabilité d'occurrence d'une fois tous les mille ans.

La désignation centennale ou millénaire indique une probabilité moyenne d'apparition de la crue chaque année, sans toutefois renseigner sur la durée qui sépare deux événements. Ainsi, la crue de projet est définie comme une crue de récurrence donnée, fonction de l'environnement et des impératifs technologiques, utilisée pour le calcul des dimensions des ouvrages hydrauliques et la résistance des structures de génie civil (Glossaire International d'Hydrologie).

2.3. l'importance de la prévision des crues

La prévision des crues représente un enjeu majeur dans la gestion des ressources en eau et la prévention des risques naturels, en particulier dans les bassins versants méditerranéens. Ces bassins se caractérisent par une forte variabilité pluviométrique, marquée par des périodes sèches prolongées alternant avec des épisodes de pluies torrentielles, intenses et de courte durée. Ces événements extrêmes engendrent des réponses hydrologiques rapides, souvent à l'origine de crues soudaines difficiles à anticiper.

Dans les contextes méditerranéens, la combinaison de pentes marquées, de sols à faible capacité d'infiltration et d'une occupation du sol fortement anthropisée favorise le ruissellement superficiel et amplifie l'intensité des crues. La prévision des crues permet ainsi d'estimer les débits de pointe et les volumes ruisselés, d'identifier les zones à risque et de réduire la vulnérabilité des populations et des infrastructures exposées aux inondations.

Par conséquent, le développement et l'utilisation de méthodes de prévision hydrologique adaptées aux spécificités des bassins méditerranéens sont indispensables pour améliorer la gestion du risque hydrologique, soutenir la prise de décision et contribuer à une planification durable des territoires soumis aux crues torrentielles. (Bachi, 2011).

II. Les modèles hydrologiques

1. Définition

Un modèle hydrologique, également appelé modèle pluie-débit, est un outil numérique destiné à représenter le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant à travers la relation entre les précipitations et les débits. Il permet de transformer des séries temporelles climatiques, telles que les précipitations et les températures, qui constituent les données d'entrée, en une série temporelle de débits représentant la réponse hydrologique du bassin, qui correspond aux données de sortie du modèle.

Depuis la fin des années 1960, de nombreux modèles hydrologiques ont été développés afin de répondre à des objectifs variés, allant de la compréhension des processus hydrologiques à la prévision des crues. Le choix du modèle hydrologique à utiliser dépend essentiellement de la finalité de la modélisation, du niveau de complexité souhaité, ainsi que de la disponibilité et de la qualité des données d'entrée.(Maftai,2002)

2. Intérêt et rôle des modèles hydrologiques

Les modèles hydrologiques ont été conçus bien avant l'essor de l'informatique moderne, initialement sous des formes conceptuelles et empiriques.

Leur développement et leur généralisation ont ensuite été fortement facilités par les progrès des outils numériques.(Gaume,2000)

Ces modèles sont principalement utilisés pour :

- la prévision hydrologique, notamment l'anticipation des crues et l'estimation des débits futurs.
- le dimensionnement des ouvrages hydrauliques, tels que les barrages, les ponts et les systèmes de drainage.
- la délimitation des zones inondables et l'évaluation du risque d'inondation

3. Modèle Prévik

C'est à ce type de modèles « de ruissellement » que correspond le modèle de prévision des crues, dit « Prévik » mis au point par SOGREAH en 1966. Dans notre schéma, la transformation pluie-débit s'effectue en deux opérations:

- la transformation de la précipitation en pluie nette, disponible pour le ruissellement (fonction production).
- la déformation de la pluie nette par une fonction d'étalement dans le temps pour trouver l'hydrogramme à l'exutoire du bassin (fonction de transfert)..(Mougin & Dujardin, 2010)

3.1. Fonction de production -calcul de la pluie nette

La pluie nette R_j associée à chaque pas de temps à la précipitation P_j est calculée par l'intermédiaire du coefficient de ruissellement C_j :

$$R_j = C_j P_j$$

Le modèle Prévik détermine le coefficient de ruissellement à appliquer à la précipitation en fonction de l'état de saturation du sol I_j . Cet état résulte de deux facteurs conjugués : la saturation initiale du bassin versant, évaluée à partir du débit de la rivière observé au début de l'épisode pluvieux, et l'effet cumulé des précipitations reçues durant la phase antérieure de la perturbation. Ainsi, le modèle ajuste dynamiquement la réponse hydrologique du bassin en tenant compte de son humidité préexistante et de l'évolution de l'événement pluvieux. (Mougin & Dujardin, 2010)

$$I_0 = f(Q_0)$$

On peut suivre l'évolution de l'indice I_j à chaque pas de temps par la formule de récurrence :

$$C_j = aI_{j-1} + bI_j$$

Si le pas de temps du calcul est court, on peut même prendre $b = 0$. Il faut cependant limiter le coefficient de saturation par une valeur maximale $I_{\max}$ pour lequel le sol est saturé et auquel correspondra un coefficient de ruissellement maximal.

3.2. Fonction de transfert – calcul du débit

Dans le but de déterminer l'hydrogramme de la crue à l'exutoire du bassin à partir de la pluie nette, il est admis que la pluie nette, notée R_j , se répartit sur des pas de temps successifs selon une distribution temporelle donnée (Mougin & Dujardin, 2010) :

- **Montée de crue**
 - $x R_j$ pendant la pluie elle-même (pas de temps j) .

- $y R_j$ pendant le pas de temps $j + 1$.
- **Décru**
 - $ay R_i$ pendant le pas de temps $j + 2$.
 - $a2y R_i$ pendant le pas de temps $j + 3$.

Et de sorte que $x + y(la + a2 + \dots) = 1$.

La lame d'eau écoulee pendant chaque pas de temps est obtenue en sommant les écoulements dus aux différentes pluies élémentaires précédentes. Ceci conduit à l'équation :

$$Q_{j+1} = a Q_j + x R_{j+1} + (1 - a - x)R_j$$

Jusqu'à présent, les modèles adoptés reposent sur l'hypothèse que le paramètre x est une constante, déterminée à partir d'averses de durée totale égale au pas de temps, tandis que le paramètre a est également considéré comme constant et caractérise le tarissement du ruissellement rapide, étant estimé à partir des hydrogrammes de décrue.

Toutefois, d'un point de vue conceptuel, il est possible d'améliorer le réglage du modèle en considérant x et a comme des paramètres variables à chaque pas de temps, en fonction des conditions hydrologiques antérieures, notamment de la pluie ou du débit précédents. (Mougin & Dujardin, 2010)

3.3. Etude du bassin versant

Le bassin versant considéré peut présenter une superficie importante, rendant nécessaire son découpage en plusieurs bassins élémentaires aux quels est appliquée la méthode de transformation pluie-débit précédemment décrite. Les débits ainsi calculés pour chaque bassin élémentaire sont ensuite intégrés au moyen d'un modèle de propagation, permettant de déterminer le débit global à l'exutoire principal du bassin. (Mougin & Dujardin, 2010)

3.4. Prévion des crues

Pour la prévion de crues en temps réel, si nous nous plaçons à la fin du pas de temps J , nous ne connaissons pas R_{j+1} ni par conséquent la partie $x R_{j+1}$ du débit qui correspond à la pluie qui s'écoule dans le pas de temps même où elle se produit (à moins de faire appel à une prévion météorologique ou à un examen probabiliste de la pluie à venir). La valeur trouvée pour x indique le poids des éléments inconnus au moment où se fait la précision.

Finalement la transformation pluie-débit se ramène au calcul, pour chaque pas de temps, des trois équations suivantes:

$$I_j = K(I_{j-1} + P_j) \leq I_{max}$$

$$R_j = (a I_{j-1} + b I_j)P_j$$

$$Q_{j+1} = a Q_j + (1 - a - x)R_j + x R_{j+1}$$

qui sont suffisamment simples pour permettre à un service d'annonce des crues de faire ses prévisions, une fois les différents paramètres réglés sur les crues du passé, sans le secours d'un ordinateur. (Mougin & Dujardin, 2010)



Deuxième chapitre

Caractéristiques Physiques et Bases de Données du Bassin



I. Introduction

L'étude hydrologique d'un bassin versant nécessite une connaissance approfondie de ses caractéristiques physiques, climatiques et hydrométriques, qui influencent directement le comportement des écoulements et la dynamique du ruissellement. Dans le cas du bassin du Haut Chélif, la variabilité spatiale et temporelle des précipitations ainsi que l'irrégularité des débits rendent indispensable une analyse détaillée des données hydro-climatiques avant toute modélisation.

Ce chapitre est consacré à la présentation des caractéristiques physiques du bassin versant ainsi qu'à l'exploitation des bases de données pluviométriques et hydrométriques utilisées dans cette étude. Une attention particulière est accordée au traitement et à la vérification de l'homogénéité des séries de données à l'aide de la méthode de la double masse, permettant de détecter et de corriger les éventuelles anomalies dans les observations.

Le chapitre présente également l'analyse des débits annuels et mensuels des stations hydrométriques d'Arib Chélif et d'Arib Abda afin de mettre en évidence les variations saisonnières et interannuelles du régime hydrologique du bassin. Cette étape constitue une base essentielle pour comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin versant et assurer la fiabilité des données utilisées dans la modélisation pluie-débit par le modèle PRÉVIK.

II. Localisation de la Zone d'étude

1. Situation Géographique et Administrative

Le bassin du Haut Chélif occupe une superficie totale de 4745km², il est situé dans la partie Nord-Ouest de l'Algérie, entre les longitudes 2°12' et 2°17' Est et les latitudes 36°12' et 36°17' Nord. Il représente le segment amont du complexe hydrographique du Chélif, lequel est le plus important système fluvial du pays avec un linéaire de 700 km (ANRH,2014).

Administrativement, la zone couvre principalement la wilaya de Aïn Defla, englobant des centres urbains majeurs tels que Khemis Miliana et Aïn Defla, et s'étend sur les bordures des wilayas de Médéa (Est) et Tissemsilt (Sud).

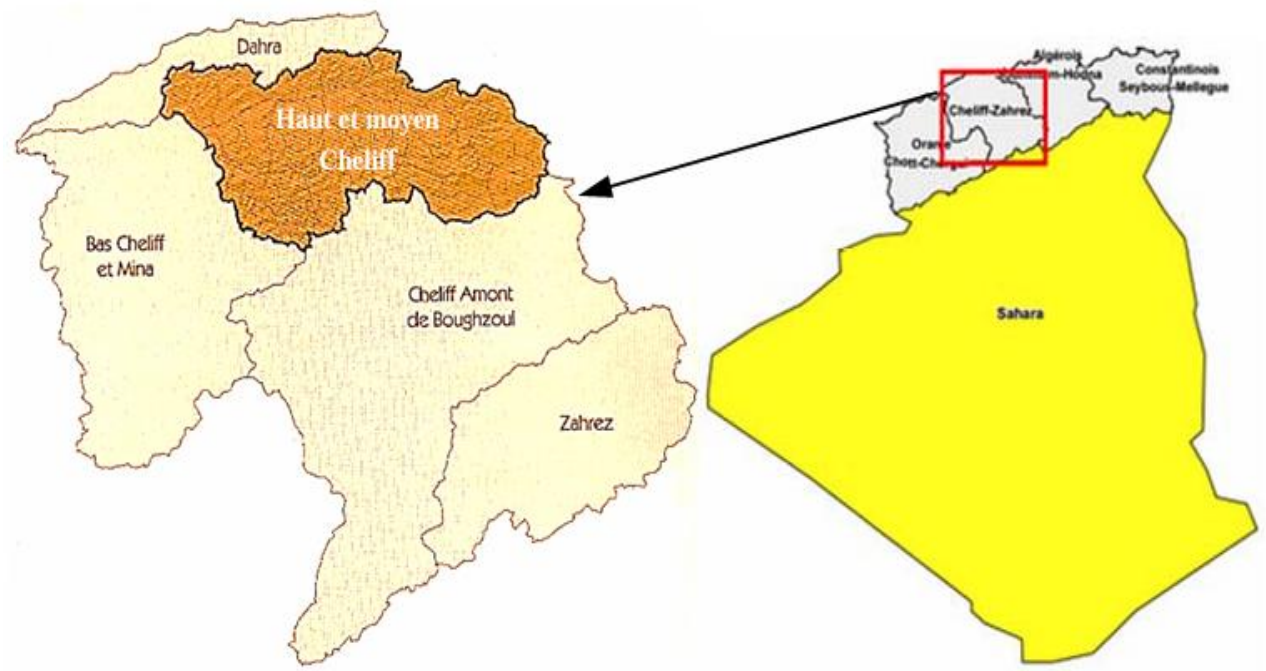


Figure 1 - Situation géographique du bassin haut et moyen Chelif. (Remini,2018)

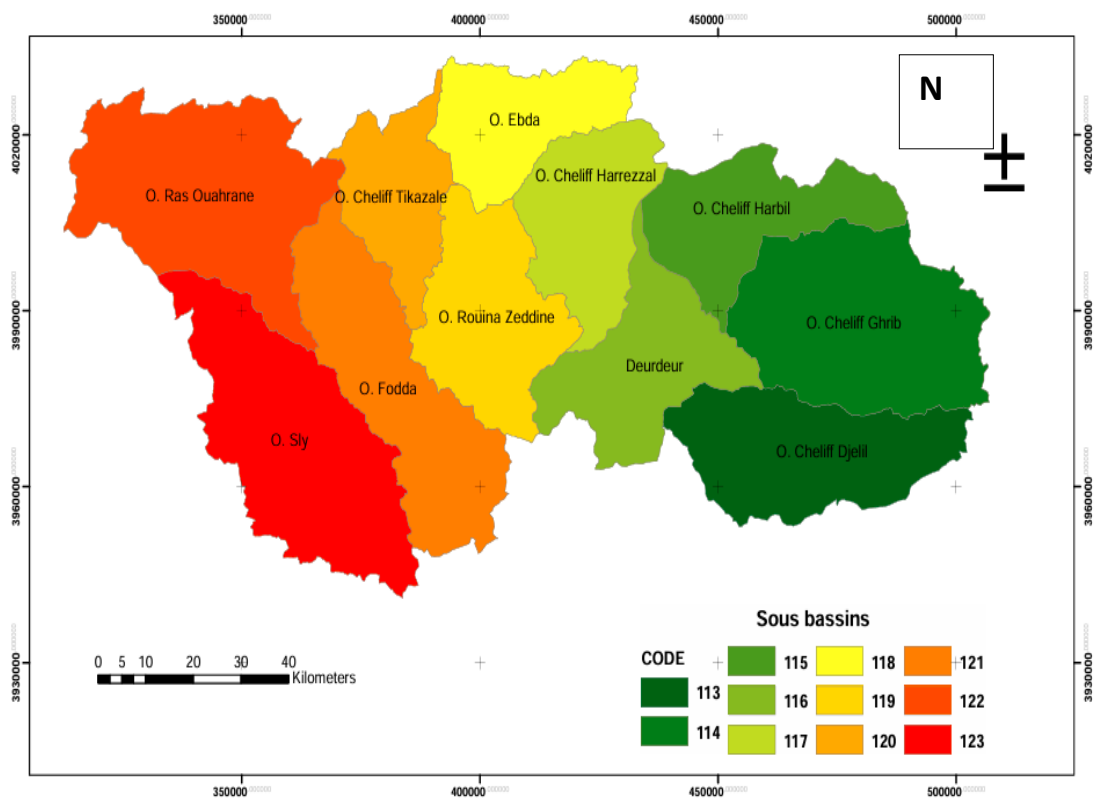


Figure 2 - Carte des sous bassins du haut Chelif. (Remini,2018)

2. Cadre géologique et morphologique

2.1. Synthèse géologique

L'étude géologique est basée sur la synthèse des travaux antérieurs effectués par plusieurs auteurs: (Perrodon,1957 ;Mattaue,1958 ;Meghroui,1986,1996) et bien d'autres.

Le bassin du Chelif se définit comme un sillon intramontagneux subsident, situé au sein du domaine Tellien septentrional. Sa structure s'apparente à un graben bordé par de grandes flexures (Perrodon,1957), dont l'évolution tectono-sédimentaire est intimement liée aux phases paroxysmales de l'orogénèse alpine (fig.3). Au Nord, cette dépression est isolée du littoral méditerranéen par la chaîne tellienne septentrionale. Ce substratum est caractérisé par une succession de reliefs parallèles, principalement constitués de terrains jurassiques et crétacés, structurés selon une direction prédominante Est-Ouest dans un contexte tectonique complexe.

On distingue deux ensembles structuraux majeurs issus des phases de compression :

- **Les unités autochtones** : Elles sont représentées par les massifs du Doui, de Rouina et du Temoulga. Il s'agit de complexes épimétamorphiques présentant une schistosité marquée (Kirech,1977).
- **Les unités allochtones (Nappes de charriage)** : Elles couvrent une surface considérable et résultent des phases tectoniques de l'Éocène moyen au Miocène inférieur. Selon (Mattaue,1958) , on identifie trois types de nappes :
 - **Nappe A** : Constituée de formations du Crétacé inférieur à moyen et du Miocène inférieur. Elle affleure au sud du bassin (Monts de l'Ouarsenis) avec des faciès alternant marnes, grès et Trias gypsifère.
 - **Nappe B** : Reposant en discordance sur la nappe A ou sur l'autochtone, elle est formée de marnes du Crétacé supérieur (Sénonien) et du Tertiaire (Éocène à Miocène). Son faciès, de type flyschöide à marneux, contient des olistolithes de quartzite et de calcaire.
 - **Nappe C** : Localisée dans le Dahra et l'Ouarsenis occidental, elle surmonte l'ensemble de l'édifice structural. Elle est composée de terrains oligo-miocènes grés-micacés issus du Tell septentrional, ayant subi des déplacements horizontaux de l'ordre de 50 à 100 km.

Après la phase de tectonique tangentielle du Miocène moyen, le bassin du Chelif s'individualise. La sédimentation y est contrôlée par une forte subsidence et une tectonique compressive persistante, permettant l'accumulation de dépôts atteignant parfois 2 500 m d'épaisseur.

Le Miocène :

- **Miocène inférieur (Burdigalien) :** Marquée par une transgression sur le substratum, cette série est dominée par des marnes bleues. Les niveaux de base sont détritiques (conglomérats, grès marneux) et varient latéralement selon les zones d'affleurement (Dahra et Ouarsenis).
- **Miocène supérieur (Vindobonien) :** Il correspond à une transgression généralisée, bien que limitée à la zone septentrionale. La série se termine par des épisodes lagunaires et se subdivise en quatre termes : marnes bleues détritiques, calcaires à Lithothamnium, tripolis, et enfin des dépôts évaporitiques (gypse).

Le Pliocène : On distingue un cycle marin suivi d'un cycle continental :

- **Plaisancien :** Caractérisé par d'épaisses couches de marnes bleues (jusqu'à 700 m au centre du bassin).
- **Astien :** Représenté par des séries sédimentaires finement sableuses ou gréseuses, affleurant sur les plateaux du Dahra.
- **Pliocène supérieur (Villafranchien) :** Marqué par une discordance majeure, il correspond à des dépôts continentaux plissés par une phase compressive finale.

Le Quaternaire : Affleurant largement dans la dépression du Chelif, il se divise en deux unités:

- **Quaternaire ancien :** Constitué d'alluvions grossières et de complexes conglomératiques (galets, graviers, sables).
- **Quaternaire récent :** Dominé par des formations alluviales fines (limons), résultant essentiellement de l'érosion des marnes miocènes environnantes.

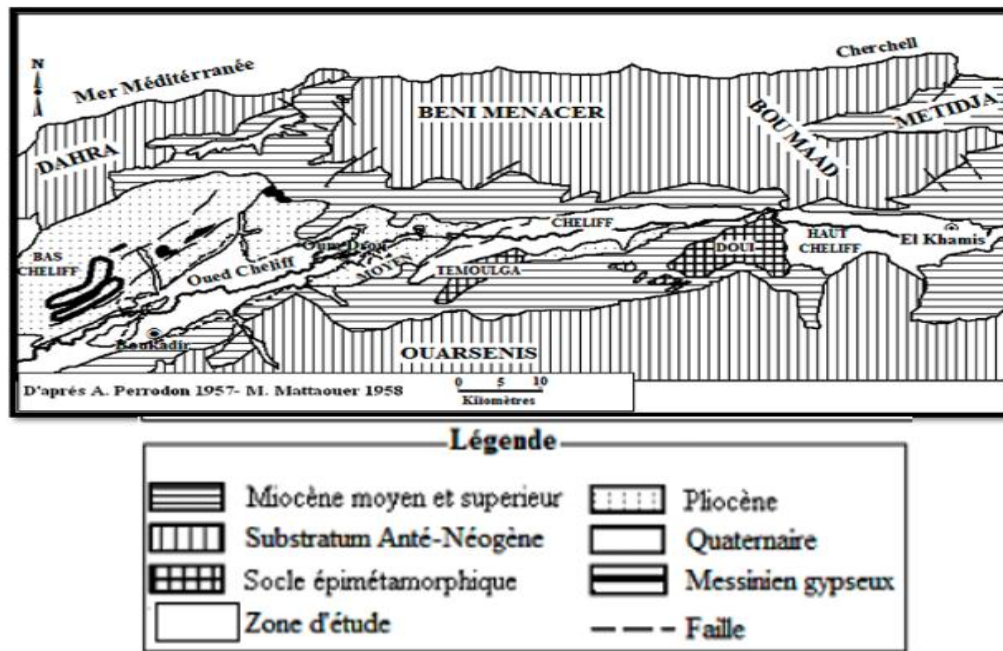


Figure 3 -Carte géologique du bassin de Chelif (Perrodon,1957 ;Mattaouer,1958).

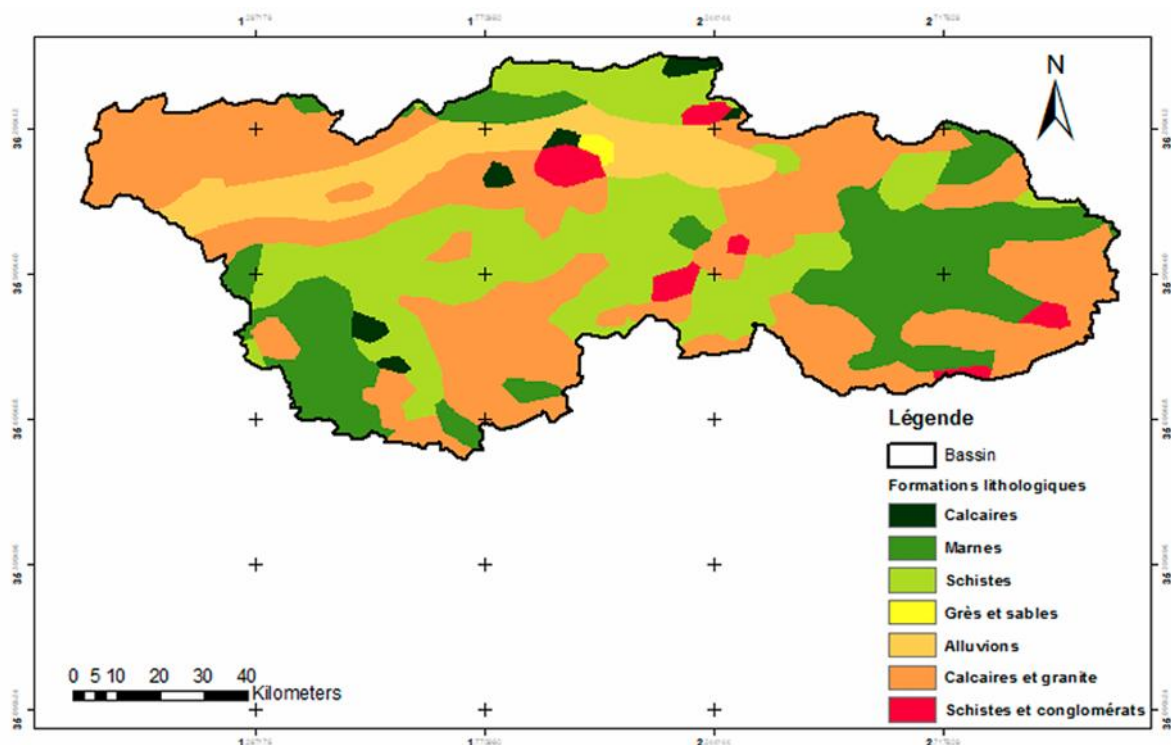


Figure 4- Carte des formations lithologiques de la zone d'étude. (Remini,2018)

2.2. Synthèse morphologique et topographique

L'analyse géomorphologique est une étape fondamentale pour comprendre le comportement hydrologique d'un bassin versant. Les caractéristiques topographiques, la configuration du relief, la structure du réseau hydrographique ainsi que la couverture pédologique et végétale conditionnent directement les mécanismes de ruissellement, d'infiltration et de concentration des eaux de surface.

Le bassin du Chelif se décompose en quatre grandes entités naturelles (Benhatteb & Al, 2014):

Au Nord : Les chaînes montagneuses du Dahra et du Zaccar (altitudes comprises entre 700 et 1 580 m).

- **Au Sud :** Le massif imposant de l'Ouarsenis culminant à près de 2 000 m.
- **Au Centre :** La vaste dépression constituant la vallée du Chelif.
- **Le littoral :** Une bordure côtière spécifique.

2.2.1. Relief

Le relief exerce une influence prépondérante sur l'aptitude des terrains au ruissellement et sur la dynamique de l'évaporation. Dans le secteur du Haut Chelif, la configuration spatiale se présente comme suit :

- **Le flanc septentrional :** Dominé par le massif du Dahra, dont le point culminant dans sa partie méridionale est le Djebel Zaccar (1 576 m).
- **L'axe central :** Occupé par les plaines de l'Oued Chelif, formant un corridor étroit d'environ 10 km de large, avec une altitude moyenne avoisinant les 250 m.
- **Le flanc méridional :** Constitué par les piémonts de l'Ouarsenis, caractérisés par des reliefs collinaires dispersés sur une bande de 5 à 10 km de largeur.

L'analyse de la courbe hypsométrique permet de quantifier la répartition des surfaces selon l'altitude. Les principaux indices altimétriques utilisés sont :

1. **L'altitude moyenne (H_{moy}) :** Elle représente l'altitude pondérée par la surface, calculée selon la formule :

$$H_{MOYEN} = \frac{\sum(h_2 \cdot h_1)}{s}$$

2. Ou h_s la surface entre deux courbes de niveau, l'altitude moyenne de cette tranche, et la surface totale.

3. **L'altitude maximale (H_{max}):** Point culminant du bassin.
4. **L'altitude médiane (H_{med}):** Altitude correspondant à 50 % de la surface cumulée du bassin.
5. **L'altitude minimale (H_{min}):** Point le plus bas de l'exutoire.

À l'échelle de notre zone d'étude, on observe des disparités entre les sous-bassins :

- **L'altitude maximale** est enregistrée dans le sous-bassin de **Deurdeur (1 800 m)**.
- **L'altitude moyenne** fluctue entre **520 m** (Chélif Harrezza) et **1 020 m** (Deurdeur).
- **L'altitude minimale** est identique pour les trois sous-bassins (Chélif Harbil, Deurdeur et Chélif Harrezza), s'établissant à **300 m**.

➤ La pente

La pente est un paramètre moteur de l'érosion. Son inclinaison détermine la vitesse d'écoulement, laquelle conditionne la capacité de transport sédimentaire et la force d'arrachement des particules du sol.

- **Pentes fortes à très fortes (54 % de la surface) :** Localisées majoritairement dans la partie amont, elles caractérisent un relief accidenté où le risque érosif est maximal.
- **Pentes faibles à moyennes (46 % de la surface) :** Les pentes moyennes se répartissent en transition vers l'aval, tandis que les pentes faibles sont concentrées au niveau des plaines. Bien que moins abruptes, ces zones favorisent toutefois l'apparition d'un ravinement diffus (rigoles).

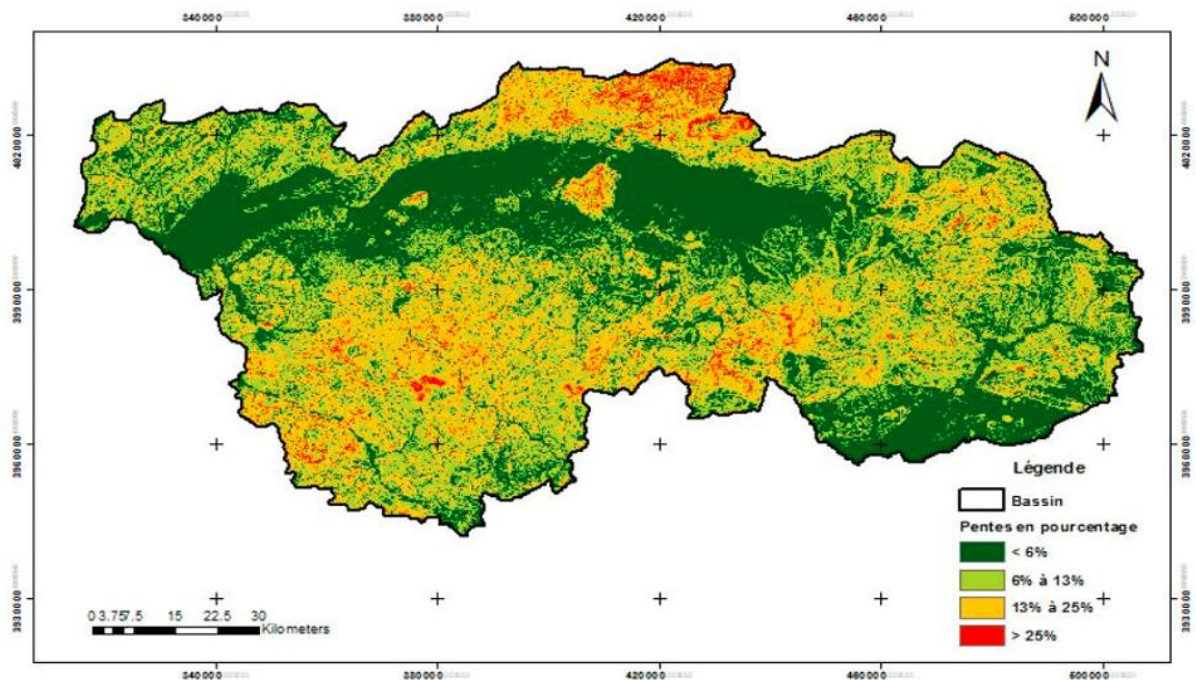


Figure 5 -Carte des pentes du bassin haut et moyen Chelif. (Remini,2018)

2. La Géométrie

C'est le paramètre le plus important pour définir la superficie et son périmètre. Le bassin du Haut Chelif est d'une superficie de 2388 km² et d'un périmètre de 236 km.

4. Réseau Hydrographique

Le bassin du Chelif se distingue par un chevelu hydrographique particulièrement dense (Fig 6). Ce réseau s'étend sur environ 7 800 km de cours d'eau, dont 2 200 km d'oueds pérennes et 5 600 km d'oueds à caractère temporaire.

L'artère principale, l'Oued Chelif, parcourt 349 km. Son cours prend naissance à la confluence de deux affluents majeurs : l'Oued Touil et l'Oued Nahr Ouassel (ABH CZ,2004). La densité de drainage du bassin oscille entre 0,57 et 1,54 km/km². Les valeurs les plus faibles sont observées dans les zones de hautes plaines à faible pente, où la conjugaison d'une pluviométrie réduite et de formations géologiques perméables limite le ruissellement superficiel.

Sur une distance rectiligne d'environ 250 km entre Boughzoul et son embouchure, le fleuve accuse une dénivellation totale de près de 625 m.

Le réseau hydrographique est caractérisé par une forte dissymétrie entre les deux rives :

- **Rive droite** : Les apports sont limités, représentés essentiellement par les Oueds Ebda et Ras Ouahrane.
- **Rive gauche** : Elle constitue le principal collecteur d'eau du bassin, recevant les apports des Oueds Deurdeur, Harreza, Rouina, Zeddine, Fodda, Sly, Rhiau, Djediouia et, plus à l'Ouest, l'affluent majeur qu'est l'Oued Mina.

L'organisation spatiale de ce réseau est étroitement conditionnée par l'évolution tectonique de la région. Le tracé des cours d'eau suit préférentiellement les grands accidents structuraux mis en place au cours des temps géologiques, et plus particulièrement durant le Quaternaire.

Les campagnes piézométriques menées dans le Haut Chelif (périodes de hautes et basses eaux en 2002 et 2008) révèlent une stabilité de la morphologie des écoulements souterrains. Les lignes de flux convergent des bordures montagneuses vers l'axe central de la vallée, avant de s'orienter parallèlement au cours principal de l'Oued Chelif (Est-Ouest).

Bien que la forte pluviométrie de l'année 2008 ait induit une remontée générale du niveau piézométrique par recharge, des perturbations locales ont été observées dans les zones centrales et méridionales de la plaine. Ces anomalies s'expliquent par une sollicitation anthropique intense, liée à la surexploitation de la nappe pour les besoins de l'irrigation agricole.

Tableau 1 – Caractéristiques physiographiques du bassin haut et moyen Chelif(Remini,2018)

Superficie (km ²)	10701	-
Périmètre (km)	658,7	-
Indice de compacité Kc	1,783	le bassin est de forme allongée favorisant un écoulement lent des eaux de ruissellement.
Altitude maximale (m)	1946.9	Point culminant du bassin.
Altitude moyenne (m)	628,9	Déterminée après génération des courbes de niveau sur Global Mapper et extraction des différentes surfaces correspondantes.
Altitude minimale (m)	66	Exutoire du bassin versant.
Longueur du rectangle équivalent (km)	292,82	-
Largeur du rectangle équivalent (km)	36,54	-
Pente moyenne en %	15,46	-
Dénivelée spécifique (m)	15,46	Relief fort

5. Contexte Climatique

Le climat d'une région se définit par l'analyse statistique des variables atmosphériques (températures, précipitations, ensoleillement, humidité et régime des vents) sur de longues périodes. Cette caractérisation inclut l'étude de leur récurrence et des phénomènes hydrométéorologiques exceptionnels (Hufty,2001).

Le Haut Chelif se distingue par un climat de type continental semi-aride, marqué par des contrastes thermiques saisonniers accusés. Les étés y sont caniculaires et secs, tandis que les hivers connaissent des épisodes pluvieux intenses pouvant engendrer des inondations majeures. Cette rudesse climatique a conduit certains auteurs à qualifier la région de « four du Tell » ou de « portion du Sahara égarée dans le Tell » (Yacono, 1995 & Boulaine,1957). Pour pallier ce déficit hydrique estival et soutenir la vocation agricole de la plaine, plusieurs barrages (Ghrib, Deurdeur, Harreza, Sidi M'hamed Ben Taiba et Ouled Mellouk) assurent la régularisation des débits et l'irrigation d'avril à septembre.

5.1. Régime des précipitations

Les précipitations constituent le paramètre climatique directeur pour la dynamique des écosystèmes et la gestion des ressources en eau. Dans le bassin du Haut Chelif, la pluviométrie moyenne interannuelle oscille entre 300 et 500 mm. La répartition spatiale montre une concentration plus marquée sur les reliefs, notamment sur les versants méridionaux du Zaccar et les versants septentrionaux de l'Ouarsenis.

5.2. La température

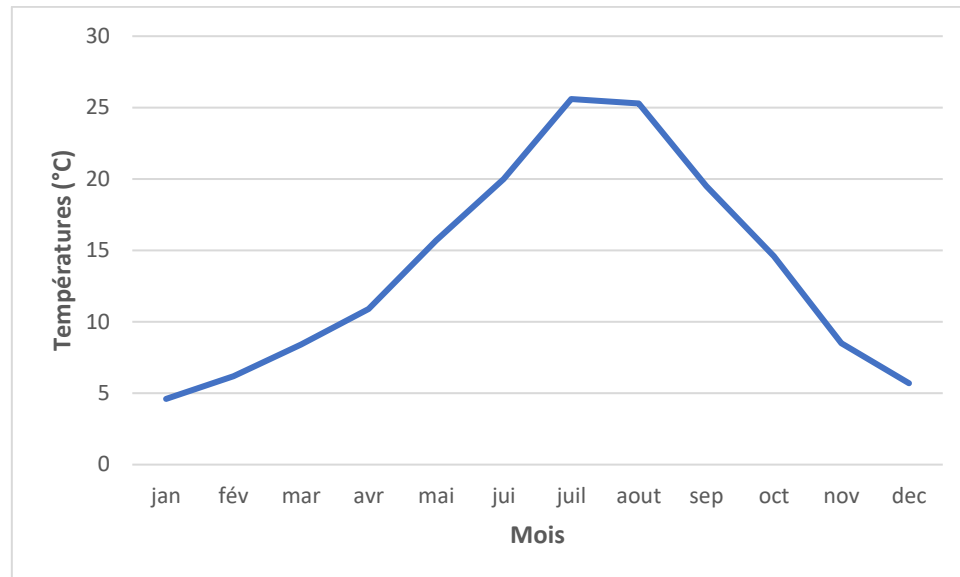
Selon les données de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH), le bassin du Haut et Moyen Chelif présente les caractéristiques suivantes (Tableau 2) :

- **Température moyenne interannuelle** : comprise entre 13 et 20 °C.
- **Maximum mensuel** : enregistré en juillet, dépassant souvent 30,6 °C.
- **Minimum mensuel** : observé en janvier, aux alentours de 4,6 °C.

Dans la plaine du Bas Chelif, les moyennes interannuelles sont légèrement plus élevées (14 à 20 °C), avec un pic thermique en août.

Tableau 2: Températures moyennes mensuelles(°C). (ANRH,2003-2004)

Sous bassin	jan	fév	mar	avr	mai	jui	juil	aout	sep	oct	nov	dec	moyan ne	max	min
114	4,6	6,2	8,4	10,9	15,7	20	25,6	25,3	19,5	14,6	8,5	5,7	4,6	25,6	4,6

**Figure 7- courbe des températures moyennes mensuelles (°C) du sous-bassin 114**

5.3. L'humidité

L'humidité relative traduit le rapport entre la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air et sa capacité de saturation à une température donnée. On observe des valeurs maximales le matin, particulièrement en automne et en hiver (60 à 85 %). En revanche, le printemps et l'été sont marqués par une atmosphère plus sèche, avec des taux variants entre 35 et 60 %. Le mois de décembre est statistiquement le plus humide, tandis que juillet est le plus sec.

5.4. Le ruissellement

Le ruissellement superficiel s'amorce dès que l'intensité des précipitations excède la capacité d'infiltration du sol. Ce phénomène dépend de la perméabilité des formations, de la pente et de la saturation préalable des sols. La lame d'eau ruisselée (R) peut être estimée par la formule empirique de Tixeront-Berkaloff:

$$R = \frac{p^3}{3 \cdot (3 \cdot Etp^2)}$$

Où P représente les précipitation et Etp l' évapotranspiration potentielle.

À l'échelle locale, cette lame d'eau est estimée entre 8,6 et 17 mm. Ces valeurs restent toutefois approximatives en raison des incertitudes inhérentes aux méthodes empiriques et à la variabilité des paramètres physiques du bassin.

5.5. Le vent

Le vent résulte du déplacement des masses d'air des zones de haute pression vers les zones de basse pression. Dans la zone d'étude, les vents sont globalement modérés, avec une force moyenne comprise entre 1,4 et 2 sur l'échelle anémométrique locale, ce qui les classe dans la catégorie des vents faibles.

5.6. Évapotranspiration (ETP)

L'évapotranspiration potentielle est particulièrement élevée dans les vallées du Haut et Moyen Chelif. Les données de l'ANRH indiquent un potentiel annuel variant entre 1200 et 1600 mm.

- **Variations spatiales** : La station d'Aïn Defla enregistre des valeurs maximales (1570mm), tandis que les stations d'altitude (Teniet-El Had, Miliana) présentent des valeurs plus modérées.
- **Bilan saisonnier** : En saison chaude, l'ETP est largement excédentaire par rapport aux précipitations, accentuant le stress hydrique. À l'inverse, durant la saison froide (particulièrement en décembre et janvier), l'ETP diminue sensiblement, permettant aux précipitations de devenir supérieures ou égales à la demande évaporative, favorisant ainsi la recharge des nappes.

Tableau 3: Evapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm).(ANRH 2003-2004)

Sous bassin	jan	fév	mar	avr	mai	jui	juil	aout	sep	oct	nov	dec	moyan
114	28	41	76	113	151	186	220	199	136	86	43	27	1306

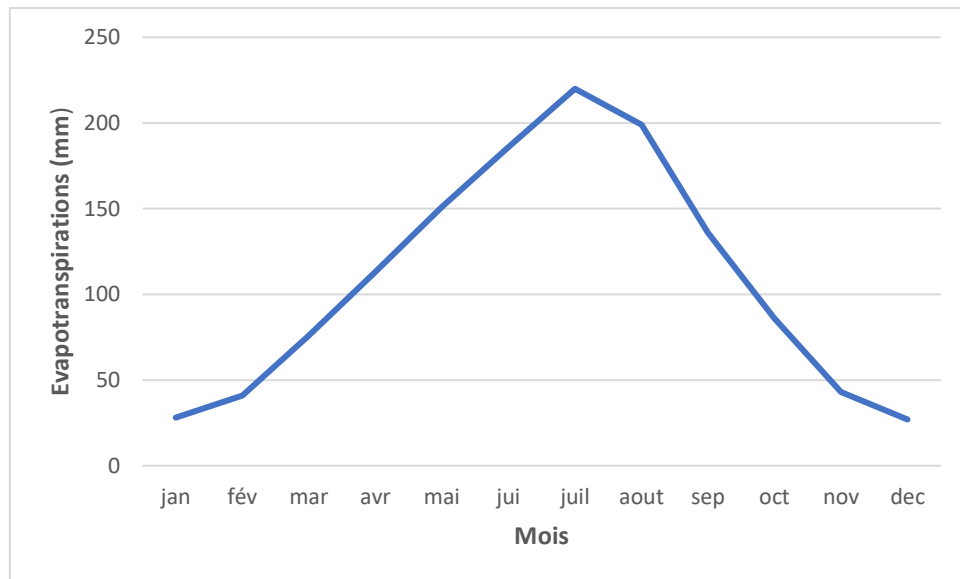


Figure 8 -Courbe des évapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) du sous-bassin 114

III. L'intérêt de traitement des données

La vérification de l'homogénéité des données constitue une étape préalable et indispensable à toute étude hydrologique rigoureuse. Parmi les outils d'analyse critique, la **méthode de la double masse** (ou courbe des doubles cumuls) s'impose comme une technique de référence. Fondée sur la comparaison de la station étudiée avec un environnement régional stable, cette méthode permet non seulement de détecter visuellement les ruptures de stationnarité, mais offre également un cadre mathématique pour la correction et la fiabilisation des chroniques temporelles.

L'objectif de ce travail est d'appliquer cette approche méthodologique afin d'assurer la cohérence des séries de données utilisées. Il s'agit de garantir que les variations observées reflètent fidèlement les fluctuations climatiques et non des artéfacts de mesure, permettant ainsi un diagnostic précis des ressources en eau et une meilleure anticipation des phénomènes extrêmes.

1. Méthode des Doubles Masse

1.1. Définition et Principe Général

La méthode des doubles masse, également appelée méthode des doubles sommes cumulées ou double cumuls curve analysis en anglais, est une technique graphique fondamentale en hydrologie et en climatologie pour le contrôle de la qualité et de l'homogénéité des séries chronologiques de mesures hydro-météorologiques. Elle a été introduite et formalisée par (Searcy & Hardison, 1960) et figure depuis lors comme méthode de référence dans les manuels d'hydrologie et les guides de l'Organisation Météorologique Mondiale.

Le principe consiste à porter en représentation graphique les cumuls progressifs d'une variable mesurée à deux stations voisines — ou d'une station à tester par rapport à une moyenne régionale de référence — l'une en abscisse (station de référence), l'autre en ordonnée (station à contrôler). Si les deux séries sont soumises aux mêmes conditions climatiques et si aucune des deux n'a subi de modification dans ses conditions de mesure, les points forment une droite de pente constante. Toute inflexion ou rupture de cette droite constitue un indicateur d'inhomogénéité à analyser. (Demarée, 1990 ; Ardoin-Bardin, 2004)

Cette méthode repose sur un postulat fondamental : la proportionnalité entre les cumuls des deux stations doit être stable dans le temps si et seulement si les deux séries sont soumises aux mêmes forçages climatiques et si les conditions de mesure sont restées inchangées.

1.2. Objectifs de la Méthode

La méthode des doubles cumuls poursuit trois objectifs complémentaires dans le cadre de la préparation des données pour la modélisation hydrologique :

- **Détecter les inhomogénéités artificielles** dans les séries de mesure, c'est-à-dire les ruptures liées à des changements dans les conditions d'observation (déplacement de la station pluviométrique, remplacement de l'appareil de mesure, modification de l'environnement immédiat du capteur) plutôt qu'à une évolution climatique réelle. (Searcy & Hardison, 1960)
- **Vérifier la cohérence spatiale** entre deux stations voisines censées enregistrer des précipitations corrélées. Une bonne corrélation double masse valide que les deux postes mesurent bien le même signal climatique. (Brunet-Moret, 1979)

- **Estimer et appliquer des facteurs de correction** aux portions de série identifiées comme inhomogènes, afin de les ramener à des conditions équivalentes avant leur utilisation dans la modélisation pluie-débit.(Paulhus & Kohler, 1952)

1.3. Types de Ruptures Détectées

La méthode des doubles cumuls permet de distinguer deux catégories fondamentales de ruptures, dont la nature conditionne la décision à prendre :

1.3.1. Ruptures artificielles

Les ruptures artificielles (ou inhomogénéités non climatiques) résultent d'une modification des conditions d'observation sans lien avec le signal climatique réel. Elles constituent le cas le plus fréquemment rencontré en pratique. Les causes les plus courantes sont: (Conrad & Pollak, 1950 ; WMO, 1966)

- Déplacement géographique de la station pluviométrique, même de quelques dizaines de mètres, modifiant l'exposition au vent et à l'abri.
- Remplacement ou réparation du pluviomètre, introduisant une différence systématique dans la collecte.
- Modification de l'environnement local : construction d'un bâtiment, plantation d'arbres ou coupe rase, modifiant la turbulence et l'effet de vent sur le capteur.
- Changement de l'observateur ou du protocole de lecture, pouvant induire des biais systématiques.
- Erreurs de transcription ou de codage lors de la numérisation des archives papier.

Ces ruptures doivent être corrigées avant toute analyse hydrologique. Le facteur de correction est obtenu comme le rapport des pentes de la droite des doubles cumuls avant et après la rupture.(Demarée, 1990)

1.3.2. Changements réels

Les ruptures réelles reflètent une évolution authentique de la dynamique hydro-climatique, distincte entre les deux zones étudiées. Elles ne doivent pas être corrigées, mais interprétées dans leur contexte physique. Elles peuvent résulter : (Ardoin-Bardin, 2004)

- D'un changement d'usage des sols affectant différemment les deux bassins (déforestation, urbanisation, mise en culture).
- De l'influence d'un ouvrage hydraulique (barrage, dérivation) modifiant le régime des apports à l'une des stations hydrométriques.
- D'un changement climatique se manifestant différemment selon l'altitude ou l'exposition des sites, comme observé dans les bassins méditerranéens depuis les années 1970–1980.
- D'une modification de la circulation atmosphérique régionale affectant la distribution spatiale des précipitations. (Hubert & al., 1989)

1.4. Procédure d'Application

La mise en œuvre de la méthode des doubles cumuls suit une procédure rigoureuse en cinq étapes, telle que recommandée par l'Organisation Météorologique Mondiale : (WMO, 1966 ; Mouelhi & al., 2006)

1. **Sélection de la station de référence** : choisir une station voisine considérée comme fiable, disposant d'une longue série sans lacune, ou construire une référence régionale en moyennant plusieurs stations du réseau.
2. **Calcul des cumuls progressifs** : pour chaque année n , calculer $\Sigma P_1(n) = \sum_{i=1}^n P_{1i}$ et $\Sigma P_2(n) = \sum_{i=1}^n P_{2i}$.
3. **Tracé du graphique et ajustement de la droite de régression** : porter les couples $(\Sigma P_1, \Sigma P_2)$ et ajuster par moindres carrés. La droite doit passer par l'origine si les deux stations ont démarré simultanément.
4. **Détection visuelle et statistique des ruptures** : analyser la linéarité de la courbe et appliquer des tests statistiques complémentaires (test de Pettitt, test de Buishand, test de Lee-Heghinian) pour confirmer et dater objectivement toute rupture décelée. (Pettitt, 1979 ; Buishand, 1982)
5. **Correction des données et conclusion** : si une rupture artificielle est confirmée, multiplier les données de la période inhomogène par le rapport des pentes (a_1/a_2). Si aucune rupture n'est détectée, déclarer la série homogène et exploitable directement

IV. Ajustement des données par la méthode des doubles masses

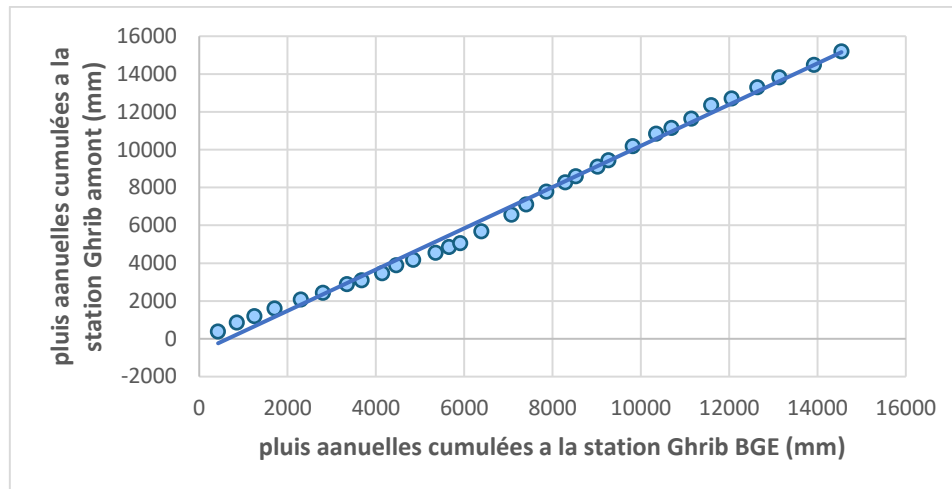


Figure 9. Courbe de double masse des pluies annuelles cumulées avant correction entre les stations Ghrib amont et Ghrib BGE

Le graphe représente la relation entre les pluies annuelles cumulées de la station Ghrib amont et celles de la station Ghrib BGE avant correction. Les points suivent globalement une tendance linéaire croissante, indiquant une corrélation positive entre les deux stations et une évolution similaire des précipitations au cours du temps. Cependant, certains écarts par rapport à la droite de tendance ainsi que de légères variations de pente sont observés, traduisant des incohérences dans la série pluviométrique de la station Ghrib BGE. Ces irrégularités peuvent être dues à des erreurs de mesure, des changements d'appareillage, des modifications des conditions d'observation ou des perturbations climatiques locales.

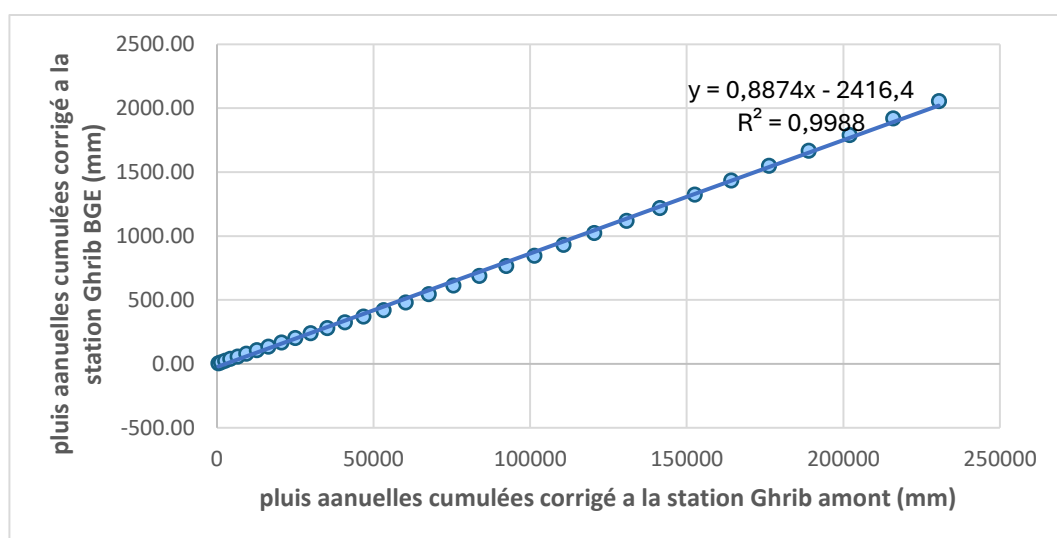


Figure 10. Courbe de double masse des pluies annuelles cumulées après correction entre les stations Ghrib amont et Ghrib BGE

Le deuxième graphe représente les pluies annuelles cumulées corrigées de la station Ghrib BGE en fonction des pluies annuelles cumulées corrigées de la station Ghrib amont après application de la méthode de double masse. Les points sont presque parfaitement alignés autour de la droite de régression, ce qui traduit une forte homogénéité et une excellente cohérence statistique entre les deux séries pluviométriques. L'équation de régression obtenue, $y = 0.8874x - 2416.4$

ainsi que le coefficient de détermination très élevé $R^2 = 0.9988$ confirment la qualité de la correction effectuée. Cette valeur de R^2 indique que plus de 99 % de la variabilité des précipitations de la station Ghrib BGE est expliquée par celles de la station Ghrib amont. Le graphe montre donc que la correction a permis d'éliminer les anomalies de la série initiale et de rétablir la cohérence hydrologique des données pluviométriques utilisées dans l'étude du bassin versant.

1. Analyse des débits

1.1. Station Arib Chelif

Tableau 4 . Débits (m³/s)annuel de la station Arib Chelif (1969–2011)

Années	Q annuel
1969	15,99
1970	-
1971	17,11
-	15,76
1973	-
1974	4,68
1975	-
1976	-
1977	-
1978	5,72
1979	6,85
1980	-
1981	-
1982	-
1983	-
1984	-
1985	-
1986	-
1987	-
1988	1,51
1989	-

1990	1,59
1991	7,37
1992	-
1993	0,23
1994	-
1995	3,69
1996	-
1997	10,05
1998	-
1999	0,90
2000	-
2001	0,66
2002	-
2003	2,25
2004	-
2005	1,32
2006	-
2007	1,14
2008	-
2009	2,40
2010	-
2011	3,99

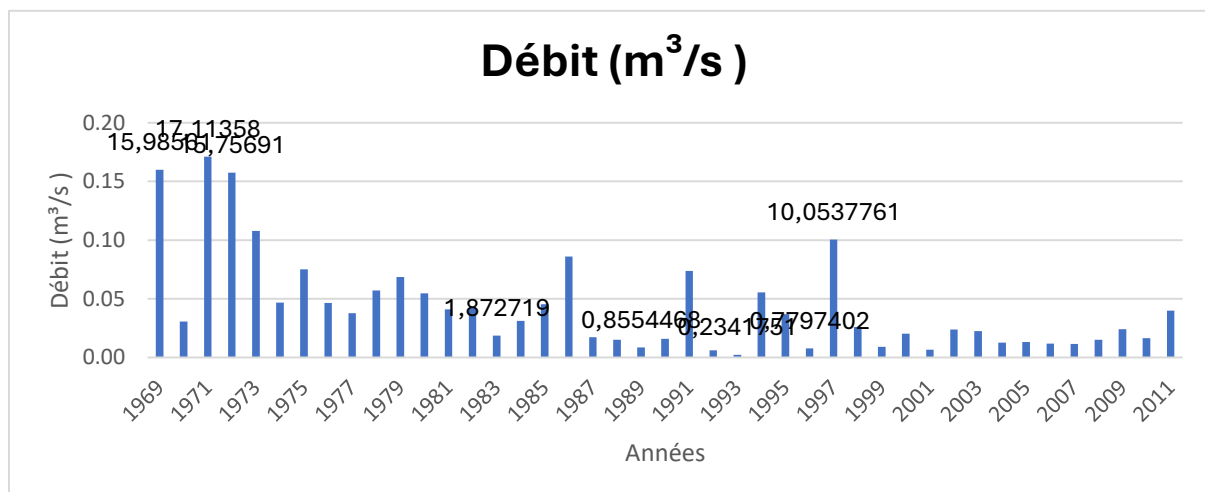


Figure 11 .Débit(m³/s)annuel de la station Arib Chelif (1969–2011)

Le graphique représentant l'évolution du débit annuel Q de la station hydrométrique d'ARIB CHELIF durant la période 1969–2011 met en évidence une forte variabilité interannuelle des écoulements, traduisant l'irrégularité du régime hydrologique du bassin versant. Les valeurs les plus élevées sont observées au début de la série chronologique, notamment en 1969 (15,99 m³/s), 1971 (17,11 m³/s) et 1972 (15,76 m³/s), ce qui indique une phase particulièrement humide caractérisée par des apports hydriques importants et probablement par une pluviométrie abondante. Cette période correspond à des conditions climatiques favorables ayant généré des écoulements élevés dans l'oued. À partir de 1973, les débits connaissent une diminution progressive avec une alternance d'années moyennement humides et d'années sèches. Les valeurs oscillent généralement entre 3m³/s et 7m³/s, traduisant une baisse relative des ressources en eau superficielles.

Tableau 5. Débit (m³/s) mensuel de la station Arib Chelif(1969-2011)

Années/mois	sept	oct	nov	dec	janv	fév	mars	avril	mai	juin	juil	aout
1969	4,96	-	10,04	60,17	-	19,00	-	5,30	3,24	4,58	4,93	-
1970	-	2,65	-	2,20	4,64	-	2,90	8,96	2,36	1,26	-	1,41
1971	1,95	-	6,61	-	50,00	56,57	36,10	-	13,45	-	3,32	-
1972	5,43	24,11	-	5,16	-	53,95	-	23,95	-	4,94	-	6,52
1973	4,11	-	1,46	-	3,90	-	40,19	-	10,02	3,37	5,91	-
1974	-	3,02	4,51	2,12	-	5,03	-	6,93	3,38	-	5,76	4,50
1975	4,06	2,19	-	4,24	2,76	-	11,61	3,79	3,92	-	3,58	3,84
1976	4,71	4,39	4,24	5,65	7,51	6,57	2,90	3,65	3,22	3,35	3,95	5,45
1977	-	4,58	2,80	-	3,73	3,76	6,34	8,79	2,06	1,79	1,76	-
1978	1,52	3,54	2,36	2,00	3,01	-	33,53	3,61	1,91	2,09	1,88	2,10
1979	6,96	3,19	4,04	-	14,56	4,61	-	3,88	4,48	4,36	5,85	-
1980	4,10	-	1,96	-	6,01	13,14	-	4,60	-	2,82	4,20	5,43
1981	-	4,27	2,72	2,48	-	7,95	3,37	-	2,27	4,47	5,58	-
1982	3,00	-	6,73	14,73	-	3,56	2,11	-	1,75	2,34	3,40	3,80
1983	0,99	0,91	3,05	2,04	3,02	4,67	-	1,83	-	1,01	0,47	0,42
1984	0,42	5,78	1,29	3,68	5,53	3,69	8,02	1,40	1,41	0,82	3,14	-
1985	1,46	0,63	-	1,11	2,80	-	-	4,37	2,86	-	5,28	1,89
1986	1,44	2,11	2,15	6,20	-	50,11	12,82	2,87	-	5,32	5,06	5,07
1987	-	2,06	2,35	-	1,79	-	1,43	0,93	1,12	-	2,20	-
1988	1,13	0,65	-	5,74	-	1,46	2,44	1,52	0,45	-	0,74	1,20
1989	0,11	0,02	0,08	-	1,10	0,90	-	0,97	0,40	1,56	3,45	0,42
1990	-	-	0,96	2,04	1,78	3,36	4,63	1,90	0,81	0,56	0,26	-
1991	0,00	-	3,63	-	18,70	17,38	-	8,12	1,78	-	0,71	0,08
1992	-	0,19	1,15	1,28	-	1,02	1,49	-	0,36	-	0,01	0,00
1993	0,01	0,01	0,02	0,12	1,05	1,57	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1994	4,80	12,22	1,47	-	28,14	1,87	12,40	1,41	1,03	0,49	0,20	-
1995	0,55	2,73	-	1,27	1,33	-	10,02	6,02	-	2,35	2,58	0,14
1996	-	1,43	0,98	1,45	2,16	1,07	0,07	0,86	0,30	0,03	-	0,03
1997	-	1,30	0,85	-	1,23	-	0,42	1,05	-	0,30	0,22	-
1998	2,26	1,34	-	1,28	-	11,07	6,97	-	0,61	-	0,44	0,01
1999	-	0,98	-	4,55	-	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2000	0,00	1,75	5,52	1,78	9,83	-	0,92	-	0,71	0,11	0,12	0,00
2001	0,36	0,87	2,59	1,40	-	0,73	0,41	0,10	0,21	0,01	0,00	-
2002	0,02	0,06	-	2,65	7,35	9,28	5,39	2,03	0,30	0,13	0,03	0,02
2003	0,46	-	1,64	-	9,55	-	2,86	-	1,48	0,55	0,26	0,92
2004	-	1,08	-	1,82	1,81	3,70	3,09	0,53	0,01	-	0,05	-
2005	0,00	-	0,76	-	1,76	-	3,14	-	2,12	-	0,00	0,00
2006	-	0,07	0,20	0,80	0,65	0,88	-	3,47	0,55	0,00	0,00	0,00
2007	1,39	-	5,01	1,77	2,15	-	1,35	-	0,14	0,11	0,00	-
2008	0,07	0,53	0,97	3,36	4,58	1,57	3,47	3,04	0,25	0,15	0,12	0,02
2009	0,21	0,40	-	1,47	2,13	-	9,13	0,66	0,46	-	0,00	-
2010	0,09	-	1,35	1,23	-	6,62	3,61	-	2,95	0,31	0,05	0,03
2011	0,01	0,09	1,08	0,81	0,70	12,20	7,35	23,83	1,59	0,13	0,10	0,02

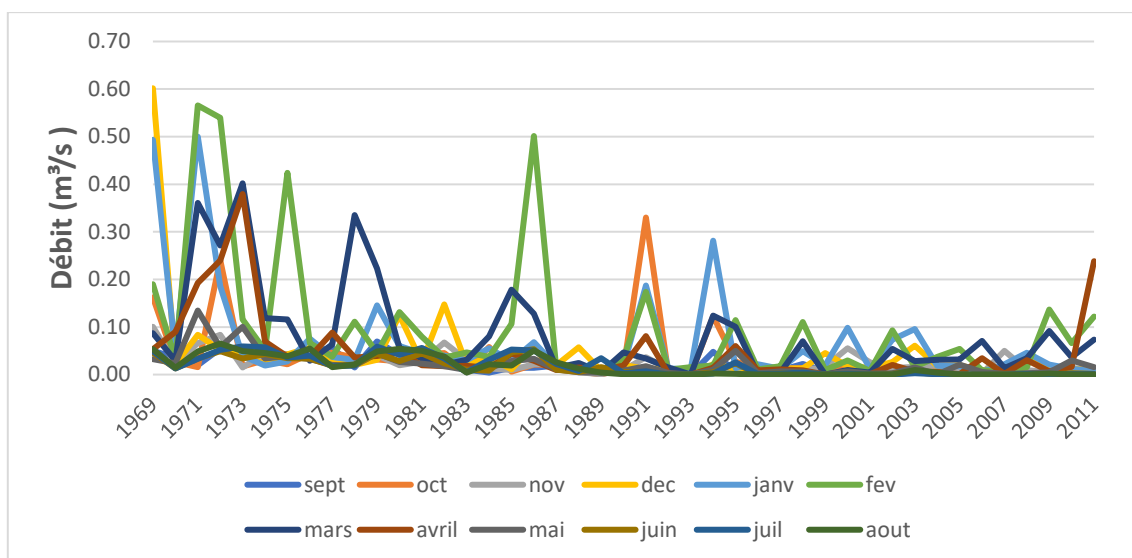


Figure 12. Débit (m^3/s) mensuel de la station Arib Chelif (1969-2011)

Le graphe représente l'évolution temporelle des débits mensuels de la station hydrométrique d'ARIB CHELIF durant la période allant de 1969 à 2011, met en évidence une forte variabilité saisonnière du régime hydrologique du bassin versant. Les valeurs moyennes mensuelles montrent que les débits les plus importants sont observés durant la période hivernale et le début du printemps, tandis que les débits les plus faibles apparaissent durant l'été.

L'analyse mensuelle des débits de la station d'ARIB CHELIF permet de distinguer clairement deux grandes périodes hydrologiques :

Période humide (décembre à mars)

-des débits élevés, un ruissellement important et des risques de crues.

Les mois de février et mars représentent les périodes de maximum hydrologique du bassin.

Période sèche (mai à septembre)

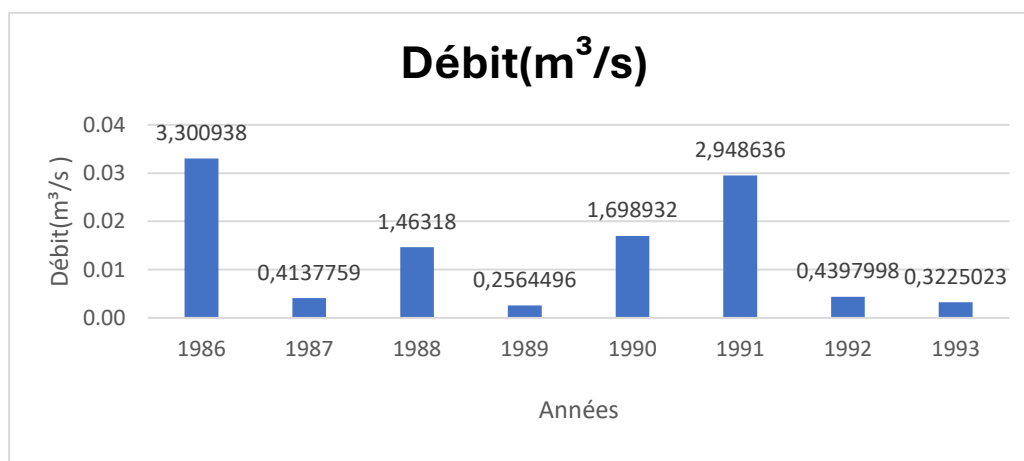
-de faibles écoulements, une forte évapotranspiration et une diminution importante des ressources en eau.

Les mois de juin, juillet et août correspondent à la période d'étiage.

1.2. Station Arib Ebda

Tableau 6. Débit(m^3/s) annuel de la station Arib Abda (1986-1993)

Années	Débit(m^3/s)
1986	3,30
1987	-
1988	-
1989	0,26
1990	-
1991	2,95
1992	-
1993	0,32

Figure 13. Débit(m^3/s) annuel de la station Arib Abda (1986-1993)

Le graphe représente l'évolution des débits annuels moyens de la station hydrométrique d'ARIB ABDA durant la période comprise entre 1986 et 1993. Les débits sont exprimés en m^3/s

Les débits annuels fluctuent entre des valeurs très faibles, proches de $0,25 \text{ m}^3/\text{s}$, et des valeurs élevées atteignant environ $3,3 \text{ m}^3/\text{s}$. L'année 1986 enregistre le débit le plus important de la série ($3,3 \text{ m}^3/\text{s}$), suivie de 1991 ($2,95 \text{ m}^3/\text{s}$), traduisant des conditions hydrologiques humides liées à des précipitations abondantes et à un ruissellement intense. À l'inverse, les années 1987, 1989, 1992 et 1993 présentent des débits très faibles, révélant des périodes de sécheresse hydrologique et une diminution significative des apports pluviométriques. Les années intermédiaires, notamment 1988 et 1990, montrent une reprise partielle des écoulements avec

des débits modérés. Cette alternance entre années humides et années sèches reflète l'irrégularité climatique de la région ainsi que la forte sensibilité du bassin versant aux variations des précipitations.

Tableau 7. Débit(m^3/s) mensuel de la station Arib Abda (1986-1993)

Années/mois	sept	oct	nov	dec	janv	fev	mars	avril	mai	juin	juil	aout
1986	-	0,34	-	6,95	6,54	19,38	3,60	1,16	-	-	0,10	0,06
1987	0,05	0,13	0,68	-	0,81	-	1,20	0,37	0,40	0,20	0,08	0,07
1988	-	0,09	-	6,38	-	0,61	4,27	1,34	-	0,37	0,03	-
1989	0,20	0,07	0,17	0,20	-	0,20	-	0,69	-	0,04	0,09	0,01
1990	-	-	0,15	-	-	4,22	8,11	-	0,90	-	-	0,01
1991	0,02	0,15	0,78	-	11,65	2,88	-	7,86	2,91	0,87	0,37	0,09
1992	0,02	0,21	0,36	0,87	-	0,57	1,20	-	0,54	0,05	0,02	-
1993	0,00	0,05	-	0,29	1,57	1,49	0,18	0,13	0,09	0,00	0,00	0,00

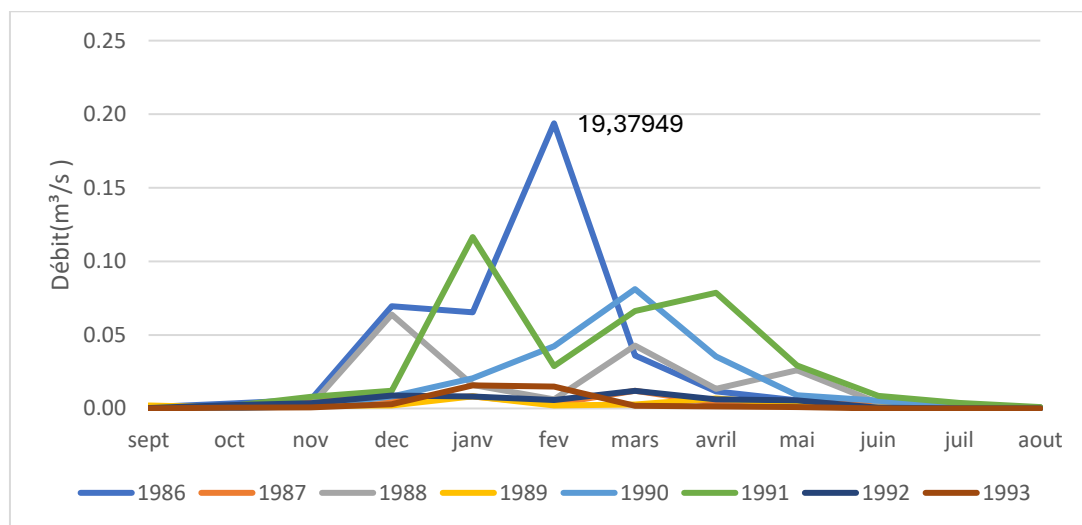


Figure 14. Débit(m^3/s) mensuel de la station Arib Abda (1986-1993)

Le graphe présente l'évolution mensuelle des débits de la station hydrométrique d'ARIB ABDA durant la période 1986–1993 met en évidence un régime hydrologique irrégulier influencé par la variabilité saisonnière des précipitations. Les mois de septembre à novembre présentent de faibles débits, généralement inférieurs à $1 \text{ m}^3/\text{s}$, traduisant la fin de la saison sèche et la faiblesse des écoulements superficiels. À partir de décembre, les débits augmentent progressivement avec l'installation de la saison humide. Les mois de janvier, février et mars correspondent à la période des hautes eaux, avec un maximum enregistré en février 1986

dépassant 19,38 m³/s, indiquant un ruissellement intense lié à de fortes précipitations. Les débits demeurent relativement élevés en mars et avril grâce aux réserves hydriques accumulées durant l'hiver. En revanche, les années 1987, 1989 et 1992 enregistrent des débits faibles durant la majorité des mois, reflétant un déficit pluviométrique et des conditions hydrologiques sèches. De mai à août, les débits diminuent progressivement sous l'effet de l'augmentation des températures et de l'évapotranspiration, marquant l'installation de l'été estival.



Troisième chapitre
Résultats et Discussions



1. Introduction

La méthode PREVIK (Prévision des Crues par Indices hydrologiques) représente une approche largement utilisée en hydrologie appliquée pour l'estimation des débits de pointe et l'analyse des crues sur les bassins versants peu ou non instrumentés. (ENAC/ISTE/HYDRAM,2004)

Développée dans le cadre des études hydrauliques françaises puis appliquée dans plusieurs pays du Maghreb, notamment en Algérie, cette méthode repose sur l'exploitation des caractéristiques physiques du bassin versant, des données pluviométriques et des paramètres liés au ruissellement. (ENAC/ISTE/HYDRAM.,2004)

Le présent travail présente les principes théoriques de la méthode PREVIK, sa procédure de calcul, les relations empiriques utilisées ainsi qu'une application pratique détaillée. Une analyse des hypothèses, des limites et des domaines d'utilisation de cette méthode est également abordée en comparaison avec d'autres méthodes hydrologiques.

2. Données de l'évènement hydrologique

Le tableau présente l'évolution du **débit observé (Q)** et des **précipitations brutes** enregistrés sur une période de 20 intervalles de temps de 24 heures, s'étendant du 25 janvier au 13 février 1987. Ces données permettent d'analyser la réponse hydrologique du bassin versant aux épisodes pluvieux observés.

Tableau 8. Évolution temporelle du débit observé et des précipitations brutes durant l'épisode hydrologique du 25/01/1987 au 13/02/1987

Date	intervalle de temps [h]	pas de temps i	débit observé Q_i [m3/s]	pluie brute [mm/Dt]
25/01/1987	24	1	6,75	0,0
26/01/1987	48	2	6,5	2,7
27/01/1987	72	3	6,5	2,3
28/01/1987	96	4	6,25	0,9
29/01/1987	120	5	6,24	0,0
30/01/1987	144	6	11,08	2,0
31/01/1987	168	7	10	0,4
01/02/1987	192	8	9,36	0,2
02/02/1987	216	9	9,36	0,3
03/02/1987	240	10	71,22	0,5
04/02/1987	264	11	82,44	0,1
05/02/1987	288	12	27,42	0,1
06/02/1987	312	13	19,05	0,2
07/02/1987	336	14	13,83	0,0
08/02/1987	360	15	10,88	0,1
09/02/1987	384	16	10,28	0,1
10/02/1987	408	17	29,38	0,2
11/02/1987	432	18	33,78	0,5
12/02/1987	456	19	20,78	1,0
13/02/1987	480	20	16,17	0,6

Les résultats montrent qu'au début de la période, le débit reste faible et relativement stable (environ $6,5 \text{ m}^3/\text{s}$). Suite aux épisodes pluvieux enregistrés, le débit augmente progressivement jusqu'à atteindre un maximum de **$71,215 \text{ m}^3/\text{s}$** le 03 février 1987, traduisant la réponse du bassin versant aux précipitations. Par la suite, une phase de décrue est observée, avec une diminution graduelle du débit jusqu'à **$16,165 \text{ m}^3/\text{s}$** le 13 février 1987. Cette évolution met en évidence l'influence des précipitations sur le régime d'écoulement ainsi que le temps de réponse hydrologique du bassin versant.

1. Calibrage du modèle PRÉVIK

Le **calibrage** est une étape fondamentale dans la modélisation hydrologique. Il consiste à ajuster les paramètres du modèle afin d'obtenir la meilleure concordance possible entre les débits simulés par le modèle et les débits observés sur le terrain.

Dans le modèle PREVIK, plusieurs essais sont réalisés en modifiant progressivement les paramètres hydrologiques. Chaque essai correspond à une combinaison particulière de paramètres. Le choix final est effectué en retenant l'essai qui reproduit le mieux l'évolution des débits observés, notamment les pics de crue, les temps de réponse du bassin versant et les phases de décrue.

3. Paramètres hydrologiques du calibrage

Tableau 9. Rôle des paramètres hydrologiques utilisés pour le calibrage

Paramètres	Rôle général
a	Paramètre de calibrage de la fonction de production.
b	Paramètre de calibrage lié à la transformation pluie → ruissellement.
d	Paramètre correctif du modèle.
e	Paramètre influençant la production de la pluie nette.
g	Paramètre de réglage du comportement hydrologique du bassin.
k	Coefficient de transfert des écoulements.
α	Paramètre contrôlant la forme de la réponse hydrologique.
β	Paramètre contrôlant la dynamique de réponse du bassin.

Le tableau 10 présente cinq essais de calibrage (1, 2, 3, 4 et 5) réalisés pour ajuster le modèle PREVIK.

Les colonnes numérotées de **1 à 5** représentent les différentes simulations effectuées lors de la phase de calibrage. À chaque essai, les paramètres hydrologiques sont modifiés afin d'améliorer la qualité de la simulation.

L'analyse du tableau montre que certains paramètres restent constants d'un essai à l'autre, tandis que d'autres sont ajustés progressivement

Après plusieurs simulations, l'**essai n°5** a été retenu comme la meilleure solution de calibrage. Cette combinaison de paramètres fournit la meilleure correspondance entre les débits observés et les débits simulés et permet de reproduire de façon satisfaisante le comportement hydrologique du bassin versant étudié.

Tableau 10. Les paramètres hydrologiques du calibrage

Paramètres	1	2	3	4	5
a	0,0125	0,015	0,0225	0,0333	0,01
b	0,0125	0,015	0,0225	0,333	0,01
d	0	0	0	0	0
e	0,85	0,85	0,85	0,85	0,97
g	0,15	0,2	0,2	0,2	0,2
k	0,96	1	1	1	1
α	2,6	3	3	3	3
β	0,6	1	1	1	1
Indice de saturation max	10	20	20	10	10
Indice de saturation min	20	80	80	40	60
Débit initial Q0	6,25	6,25	6,25	6,24	6,25

5 .Interprétation des résultats

5.1. Estimation de la lame nette précipitée et du débit de crue

- Analyse générale

La figure présente les résultats du modèle PREVIK pour l'estimation de la lame nette précipitée et du débit de crue. Elle compare les **débits mesurés** (courbe noire continue) aux **débits estimés** (courbe grise pointillée).

Les barres situées dans la partie supérieure du graphique représentent les précipitations. La partie cyan correspond à la différence entre la lame brute et la lame nette, tandis que la partie magenta représente la lame nette effectivement transformée en ruissellement.

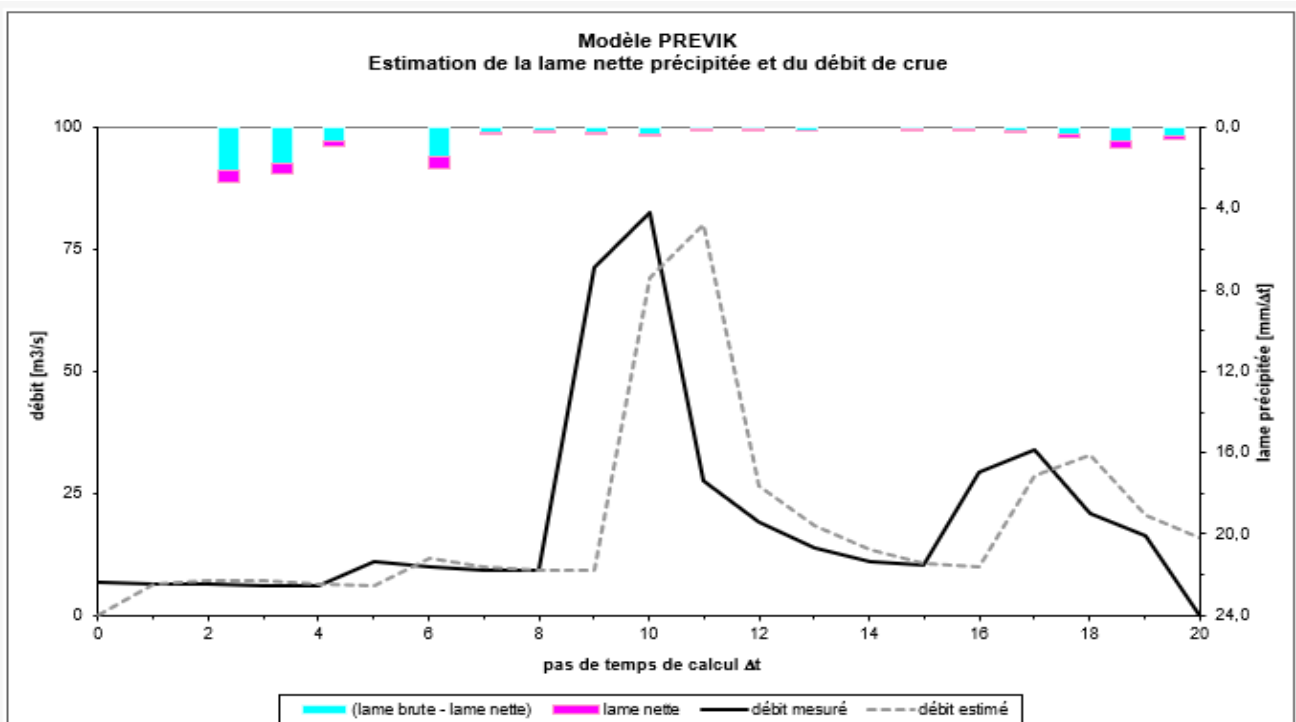


Figure 15 .Simulation de la crue par le modèle PREVIK : débits mesuré et estimé en fonction de la lame nette de précipitation.

- **Analyse des débits**

Au début de la simulation ($\Delta t = 0$ à 8), les débits observés et simulés restent faibles et relativement stables, ce qui traduit une période de faible activité hydrologique.

À partir du pas de temps 9, une augmentation brutale du débit est observée. Le débit mesuré atteint son maximum vers le pas de temps 10 avec une valeur supérieure à 80 m³/s. Cette augmentation rapide correspond à la réponse du bassin versant aux précipitations enregistrées précédemment.

Le modèle PREVIK reproduit correctement cet épisode de crue. Le débit simulé présente un pic légèrement décalé dans le temps par rapport au débit observé, mais son amplitude reste proche de celle mesurée. Cette légère différence peut être attribuée aux simplifications du modèle et à la complexité des processus hydrologiques réels.

Après le pic principal, les deux courbes présentent une phase de décrue progressive. Le modèle reproduit convenablement cette diminution des débits, ce qui indique une bonne représentation des mécanismes de vidange du bassin versant.

Un second épisode de hausse des débits apparaît entre les pas de temps 16 et 18. Là encore, le modèle parvient à reproduire la tendance générale observée, même si quelques écarts subsistent entre les valeurs simulées et mesurées.

la **lame brute** et la **lame nette**, ainsi que la **lame nette précipitée**. Leur évolution montre que toutes les précipitations ne contribuent pas directement au ruissellement : une partie est perdue par infiltration, interception ou évaporation. La lame nette, plus faible que la lame brute, correspond donc à la fraction réellement efficace dans la génération de débit. Cette distinction est importante pour l'analyse hydrologique, car elle permet d'évaluer la part de pluie effectivement transformée en ruissellement.

On observe par ailleurs un léger déphasage tardif entre les deux courbes : le débit simulé atteint son maximum légèrement après le débit observé. Ce retard traduit une réponse du modèle plus lente que la réponse réelle du bassin, ce qui peut s'expliquer par une légère surestimation du temps de transfert lors du calage des paramètres, ainsi que par le pas de temps journalier utilisé, qui ne permet pas de restituer avec précision la dynamique rapide de la réponse hydrologique du bassin du Haut Chelif. Un réajustement des paramètres de la fonction de transfert, ou une réduction du pas de temps de calcul, pourrait permettre de réduire ce déphasage et d'améliorer la concordance temporelle entre débits simulés et observés."

5.2. Estimation de la lame nette précipitée et du débit à $t + 6j$

Tableau 11. Estimation de la pluie nette précipitée (PNi) et du débit estimé au pas de temps $t+6j$

pas de temps i	débit observé Qi	pluie brute	coefficient d'écoulement rapide moyen ci	pluie nette PNi	débit estimé Qi+1
	[m3/s]	[mm/Dt]	[-]	[mm/Dt]	[m3/s]
0	100				
1	220	20,736	0,5	10,368	220

Ce tableau présente la prévision de la lame nette précipitée avec un horizon de 6 jours. Les résultats montrent que la réponse hydrologique du bassin est fortement influencée par les précipitations récentes. Les valeurs estimées restent généralement proches des valeurs observées, ce qui indique une bonne capacité prédictive à court terme.

L'horizon de prévision de 6 jours permet de représenter correctement les phénomènes de ruissellement rapide et constitue un outil pertinent pour l'annonce précoce des crues.

5.3. Estimation de la lame nette précipitée et du débit à $t + 12j$

Tableau 12. Estimation de la pluie nette précipitée (PNi) et du débit estimé au pas de temps $t+12j$

pas de temps i	débit observé Qi	pluie brute	coefficient d'écoulement rapide moyen ci	pluie nette PNi	débit estimé Qi+1
	[m3/s]	[mm/Dt]	[-]	[mm/Dt]	[m3/s]
0	100				
1	220	41,472	0,5	20,736	220

Pour un horizon de prévision de 12 jours, les écarts entre les valeurs observées et estimées tendent à augmenter légèrement. Cette situation est normale puisque les incertitudes liées aux processus hydrologiques s'accumulent avec le temps.

Malgré cela, le modèle conserve une bonne représentation de la tendance générale des écoulements. Les périodes de forte pluie sont toujours associées à des augmentations significatives de la lame nette et du débit prévisionnel.

5.4. Estimation de la lame nette précipitée et du débit à $t + 16j$

Tableau 13. Estimation de la pluie nette précipitée (P_{Ni}) et du débit estimé au pas de temps $t+16j$

pas de temps i	débit observé Q _i	pluie brute	coefficient d'écoulement rapide moyen ci	pluie nette P _{Ni}	débit estimé Q _{i+1}
	[m ³ /s]	[mm/Dt]	[-]	[mm/Dt]	[m ³ /s]
0	100				
1	220	55,296	0,5	27,648	220

L'estimation à $t + 16j$ correspond à une prévision à plus long terme. Les résultats montrent généralement une diminution de la précision par rapport aux horizons de 6 j et 12j. Toutefois, le modèle reste capable de reproduire la dynamique globale du bassin et d'identifier les périodes à risque de fortes crues.

Les écarts observés peuvent être liés à la variabilité des précipitations futures, aux conditions initiales du bassin versant et aux hypothèses simplificatrices du modèle PREVIK.

Les résultats obtenus montrent que le modèle PREVIK reproduit de manière satisfaisante la transformation pluie-débit du bassin versant étudié. Les prévisions à court terme ($t + 6j$) présentent la meilleure précision, tandis que les horizons plus éloignés ($t + 12j$ et $t + 16j$) restent pertinents pour l'anticipation des tendances hydrologiques générales. Ces résultats confirment l'intérêt du modèle PREVIK comme outil de prévision des écoulements et d'aide à la gestion des risques hydrologiques.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le travail présenté dans ce mémoire avait pour objectif d'étudier l'application du modèle hydrologique PRÉVIK, et en particulier de sa fonction de production, au bassin versant du Haut Chelif, dans le but d'évaluer son aptitude à reproduire la réponse hydrologique de ce bassin face aux épisodes pluvieux et son intérêt comme outil de prévision des crues.

L'analyse bibliographique a permis de rappeler les notions fondamentales relatives aux crues, à leur typologie et à leurs causes, ainsi que les principes généraux de la modélisation pluie-débit, en insistant sur la structure du modèle PRÉVIK et sur les deux fonctions qui le composent : la fonction de production, qui détermine la pluie nette à partir de la pluie brute et de l'état de saturation du bassin, et la fonction de transfert, qui permet de restituer l'hydrogramme de crue à l'exutoire.

L'étude des caractéristiques physiques, climatiques et hydrométriques du bassin du Haut Chelif, ainsi que le traitement des séries de données par la méthode des doubles cumuls, ont permis de disposer de chroniques homogènes et fiables, indispensables à toute modélisation hydrologique rigoureuse. L'analyse des débits annuels et mensuels des stations d'Arib Chélif et d'Arib Abda a en outre mis en évidence l'irrégularité marquée du régime hydrologique du bassin, caractéristique des contextes méditerranéens.

L'application du modèle PRÉVIK à l'épisode de crue du 25 janvier au 13 février 1987 a permis, après calibrage des paramètres, de reproduire de manière globalement satisfaisante l'évolution du débit observé, notamment le pic de crue ainsi que la phase de décrue qui lui succède. Les résultats obtenus pour les différents horizons de prévision testés ($t + 6$ j, $t + 12$ j et $t + 16$ j) montrent que le modèle offre une meilleure précision à court terme, alors que les écarts entre débits observés et estimés tendent logiquement à s'accroître pour les horizons plus éloignés, en raison de l'accumulation des incertitudes liées à la variabilité des précipitations et aux simplifications inhérentes au modèle.

Dans l'ensemble, les résultats confirment l'intérêt du modèle PRÉVIK comme outil simple et opérationnel d'aide à la prévision des crues sur le bassin du Haut Chelif, en particulier pour l'anticipation des débits à court terme. Ils mettent toutefois en évidence certaines limites du modèle, notamment liées à la disponibilité et à la qualité des données d'entrée ainsi qu'à la simplification des processus physiques représentés.

Comme perspectives, il serait intéressant d'étendre cette étude à d'autres épisodes de crue afin de consolider le calibrage du modèle, de tester sa transposition à d'autres sous-bassins du Haut et Moyen Chelif, et d'envisager son couplage avec d'autres outils de prévision météorologique afin d'améliorer la fiabilité des prévisions à moyen et long terme, dans une perspective de gestion durable du risque d'inondation.



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABH CZ. (2004). Données hydrologiques du bassin du Chelif-Zahrez. Agence de Bassin Hydrographique Chelif-Zahrez, Algérie.
- ANRH. (2003-2004). Données climatiques et hydrologiques du bassin du Haut et Moyen Chelif : Températures et évapotranspirations moyennes mensuelles. Agence Nationale des Ressources Hydriques, Algérie.
- ANRH. (2014). Caractéristiques hydrographiques du bassin du Chelif. Agence Nationale des Ressources Hydriques, Algérie.
- Bachi, M. (2011). Gestion du risque d'inondation et prévision des crues dans les bassins versants méditerranéens algériens [Mémoire / Thèse]. Université d'Algérie.
- Belagoune, A. (2012). Les crues et inondations en Algérie : Facteurs, dynamiques et impacts socio-environnementaux. Revue Algérienne des Sciences de la Terre.
- Benhattab, K., Bouanani, A., & Baba-Hamed, K. (2014). Analyse morphométrique et comportement hydrologique du bassin versant du Chelif. Larhyss Journal, (18).
- Boulaine, J. (1957). Étude des sols des plaines du Chelif. Université d'Alger / Service de la Carte Pédologique d'Algérie.
- Frey, F. (1991). Les crues : Définition, caractérisation et méthodes d'analyse hydrologique. Revue de Géographie Alpine, 79(3).

- Gaume, E. (2000). Analyse et modélisation des processus hydrologiques lors des crues éclair [Thèse de doctorat]. École Nationale des Ponts et Chaussées, France.
- Hufty, A. (2001). Introduction à la climatologie. De Boeck Université.
- Kirech, M. (1977). Étude structurale et tectonique des unités autochtones du bassin du Chelif [Thèse]. Université d'Oran, Algérie.
- Klemens, M. (1975). Hydrologie et aménagement des eaux : Classification et analyse des crues. Eyrolles, Paris.
- Mattauer, M. (1958). Étude géologique de l'Ouarsenis occidental [Thèse de doctorat d'État]. Université de Montpellier, France.
- Meghraoui, M. (1986). Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie : Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique [Thèse de doctorat]. Université Paris XI.
- Meghraoui, M. (1996). Activité tectonique récente et sismicité dans le bassin du Chelif. Bulletin de la Société Géologique de France, 167(4).
- Mougin, P., & Dujardin, R. (2010). Le modèle Prévik : Prévision des crues par transformation pluie-débit. SOGREAH Ingénierie / Rapport technique, Grenoble, France.
- Ouazar, D. (2002). Modélisation hydrologique et gestion des ressources en eau : Approches numériques et applications aux bassins versants méditerranéens. In Actes du colloque international d'hydrologie appliquée. Rabat, Maroc.
- Perrodon, A. (1957). Étude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie nord-occidentale [Thèse de doctorat d'État]. Université de Grenoble / Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie.
- Remini, B. (2018). Hydrologie du bassin versant du Haut et Moyen Chelif : Cartographie et analyse des données physiographiques et hydrologiques. Université Blida 1, Algérie.
- Yacono, X. (1955). La colonisation des plaines du Chelif : Du Sahel de Mostaganem aux plaines du Haut Chelif. Université d'Alger / Imprimerie Imbert, Alger.

- Ardoïn-Bardin, S. (2004). Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne .
- Brunet-Moret, Y. (1979). Homogénéisation des précipitations. Cahiers ORSTOM, série Hydrologie,
- Buishand, T. A. (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. Journal of Hydrology .
- Conrad, V., & Pollak, L. W. (1950). Methods in climatology (2e éd.). Harvard University Press.
- Demarée, G. R. (1990). An indication of climatic change as evidenced from the rainfall series of Yangambi, Zaïre. Atmosph. Oceans.
- Hubert, P., Carbonnel, J. P., & Chaouche, A. (1989). Segmentation des séries hydrométéorologiques — Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. Journal of Hydrology.
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., & Andréassian, V. (2006). Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. Journal of Hydrology.
- Organisation Météorologique Mondiale. (1966). Climatic change (Note technique OMM n° 79). OMM.
- Paulhus, J. L. H., & Kohler, M. A. (1952). Interpolation of missing precipitation records. Monthly Weather Review.
- Pettitt, A. N. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem. Applied Statistics.
- Searcy, J. K., & Hardison, C. H. (1960). Double-mass curves (Water-Supply Paper 1541-B). U.S. Geological Survey.
- ENAC/ISTE/HYDRAM. (2004). Exercice n° HA 0901 – Corrigé : Application d'un modèle itératif simple en prévision des crues – le modèle PREVIK. Hydrothèque, École polytechnique fédérale de Lausanne