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 :

Analyse de la production « SCS » par le Coefficient de ruissellement appliqué au Bassin Versant Haut Chelif (Nord-Ouest de l'Algérie)

Présenté par :

Ayouaz Malika Nor El Houda

Dirigé par :

Mme BAKHTI Amal

Jury de soutenance :

Nom	Prénom	Grade	Qualité	Université
Mr. Bergane	Cheikh	MCB	Président	USTO-MB-
Mme. Belkhir	Khadidja	MAA	Examinatrice	Oran2
Mme. Bakhti	Amal	MCB	Encadreuse	Oran2
Mme. Zemani	Imene	MCB	Invitée	Oran2

Soutenu le : 18 / 06 / 2026

Oran, 2026

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَٰنِ الرَّحِيمِ

Remercîment

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude à mon encadreuse, **Mme Bakhti**, pour son accompagnement précieux, sa patience, ses conseils avisés et son soutien constant tout au long de la réalisation de ce travail. Grâce à son expérience et à sa disponibilité, j'ai pu avancer avec confiance et motivation. Qu'elle trouve ici l'expression de mon immense respect et de ma sincère reconnaissance.

Mes remerciements s'adressent également aux honorables membres du jury **Mme Bellkhir**, **Mr Bergane** et **Mme Zemani** qui ont accepté d'évaluer ce mémoire. Je les remercie chaleureusement pour leur présence, le temps accordé à l'examen de ce travail ainsi que pour leurs remarques et recommandations enrichissantes.

À ma chère sœur et amie, **Youssra IDRICI**, merci d'avoir toujours été à mes côtés, dans les moments de joie comme dans les moments difficiles. Ton soutien, ton affection et ta présence ont été une véritable source de force pour moi. Qu'Allah te préserve et te garde toujours auprès de moi. Je te souhaite beaucoup de réussite dans tes études et une brillante soutenance en 2027. Bon courage, ma chérie.

A ma chère amie **Zahira KELLAL**, que j'ai connue il y a peu de temps mais qui est devenue l'une des personnes les plus chères à mon cœur. Merci pour tous les beaux moments que nous avons partagés à la résidence universitaire, et merci pour ton soutien ainsi que ta présence à mes côtés. Qu'Allah te préserve et te garde toujours auprès de moi. Je te souhaite plein de réussite dans ton parcours et une soutenance 2027 couronnée de succès, inchallah.

À ma chère cousine **KELLA Saraa**, merci pour ta gentillesse et tes encouragements constants. Je te souhaite une grande réussite dans tes études et une brillante carrière en tant qu'enseignante d'anglais. Avec toute mon affection et ma gratitude.

À ma très chère amie, Ikram Rahmane,

Je tiens à te dédier ce modeste travail en témoignage de toute mon affection et de ma profonde gratitude. Merci pour ton amitié sincère, ta gentillesse, ton soutien et tous les moments de joie que nous avons partagés. Ta présence à mes côtés, tes encouragements et ta bienveillance m'ont apporté force et réconfort tout au long de ce parcours.

Je te souhaite une vie remplie de bonheur, de réussite, de santé et de sérénité. Que tous tes rêves se réalisent et que notre belle amitié demeure forte et sincère pour les années à venir.

Enfin, merci à toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail.

Dédicace

Du plus profond de mon cœur, je dédie ce travail à tous ceux qui ont été une lumière sur mon chemin, un soutien dans mes moments de faiblesse et une source d'espoir dans mes instants de doute.

Hamdoullah,

Pour tout… pour la force dans la faiblesse, pour la patience dans l'épreuve et pour la lumière qui a guidé mes pas jusqu'à l'aboutissement de ce travail.

A ma très chère mère,

Mon cœur, ma force et ma plus grande richesse, celle sans qui rien n'aurait été possible. Merci pour ton amour infini, ta tendresse, tes sacrifices silencieux et ton soutien indéfectible à chaque étape de ma vie. Tu as toujours cru en moi, même dans mes moments de doute et de faiblesse, et tu as été ma plus grande motivation pour avancer et persévérer. Si j'en suis la aujourd'hui, c'est grâce à toi, et je t'en serai éternellement reconnaissante.

A mon cher père,

Pour ta présence rassurante, ton soutien constant et tes conseils précieux qui m'ont toujours guidée sur le bon chemin. Merci pour ta confiance en moi et pour avoir toujours cru en mes capacités, même dans mes moments de doute. Ta force, ton soutien indéfectible et tes encouragements ont été de véritables piliers tout au long de mon parcours. Grace à toi, j'ai trouvé le courage d'avancer et la détermination nécessaire pour mener ce travail à son terme. Je t'adresse toute ma gratitude et mon profond respect. Que Dieu t'accorde une bonne santé, une longue vie remplie de bonheur, de sérénité et de bénédictions.

À ma chère sœur Marwa,

À ma seule sœur, merci pour ton soutien, ton affection et ta présence constante dans ma vie.
Que cette modeste réalisation soit le témoignage de ma profonde gratitude et de mon immense amour pour toi.

À mon cher beau-frère Madjid,

Merci pour ton aide, ton soutien et tes encouragements tout au long de ce parcours. Ta présence, tes conseils et ton appui m'ont beaucoup aidée à surmonter les difficultés et à avancer avec confiance. Je te suis profondément reconnaissante pour tout ce que tu as fait pour moi. Que Dieu te récompense pour ta générosité, te protège et t'accorde santé, bonheur et réussite.

À mes chers frères Amine, Yacine et Aboubaker,

Je vous adresse mes plus sincères remerciements pour votre soutien, vos encouragements et votre présence tout au long de mon parcours. Votre confiance en moi et votre affection m'ont donné la force d'avancer et de persévérer. Que ce travail soit le témoignage de mon amour et de ma reconnaissance envers vous.

À mon petit ange Rafik, À mon petit ange Rafik,

Mon cher Rafik, même si tu es encore tout petit, tu occupes une immense place dans mon cœur. Ton sourire, ton innocence et ta joie de vivre illuminent mes journées et me donnent la force de toujours avancer.

Je te dédie ce travail avec tout mon amour. Que Dieu te protège, te garde toujours heureux, en bonne santé et t'accorde un avenir rempli de réussite et de bonheur, avec tout l'amour de ta grande sœur.

Malika Nor El Houda

ملخص

يتناول هذا المذكرة تحليل الإنتاج الهيدرولوجي بطريقة SCS ومعامل السيلان المطبقين على الحوض المائي لشلف الأعلى (الحوض الفرعي أريب شلف، 269 كم²). تعتمد الدراسة على حدث مطر-تدفق ممثل خلال الفترة من 14 إلى 28 جانفي 1987، تميز بذروة فيضان بلغت 16.84 م³/ث. تم تفكيك التساقطات اليومية انطلاقا من المعطيات الشهرية لمحطة الغريب BGE (الوكالة الوطنية للموارد المائية)، بإجمالي حدثي قدره 25.8 ملم. بعد فصل التدفقات، بلغت طبقة السيلان المحسوبة 13.91 ملم، أي ما يعادل معامل سيلان نسبته 53.9%. أعطى ضبط مؤشر في (Φ) قيمة Φ = 1.598 ملم/يوم، في حين أعطت طريقة SCS-CN قيمة CN = 94.53 (S = 14.71 ملم، Ia = 2.94 ملم). تتقارب الطريقتان نحو نفس طبقة السيلان، وتؤكدان القابلية المرتفعة للسيلان في هذا الحوض خلال موسم الشتاء.

الكلمات المفتاحية: الهيدرولوجيا، الحوض المائي، SCS-CN، مؤشر فاي، السيلان، شلف الأعلى، مطر-تدفق.

Résumé

Ce mémoire porte sur l'analyse de la production hydrologique par la méthode SCS et le coefficient de ruissellement appliqués au bassin versant du Haut Chelif (sous-bassin Arib Chelif, 269 km²). L'étude s'appuie sur un événement pluie-débit représentatif du 14 au 28 janvier 1987, caractérisé par un pic de crue de 16,84 m³/s. Les précipitations journalières ont été désagrégées à partir des données mensuelles de la station Ghrib BGE (ANRH), donnant un total événementiel de 25,8 mm. Après séparation des écoulements, la lame ruisselée calculée est de 13,91 mm, soit un coefficient de ruissellement de 53,9 %. Le calage de l'indice Φ donne Φ = 1,598 mm/j, tandis que la méthode SCS-CN fournit CN = 94,53 (S = 14,71 mm, Ia = 2,94 mm). Les deux méthodes convergent vers la même lame ruisselée et confirment la forte aptitude au ruissellement du bassin en saison hivernale.

Mots-clés : Hydrologie, Bassin versant, SCS-CN, Indice Φ, Ruissellement, Haut Chelif, Pluie-débit.

Abstract

This dissertation focuses on the analysis of hydrological production using the SCS method and the runoff coefficient applied to the Upper Chelif watershed (Arib Chelif sub-basin, 269 km²). The study is based on a representative rainfall-runoff event from January 14–28, 1987, characterized by a flood peak of 16.84 m³/s. Daily rainfall was disaggregated from monthly data recorded at the Ghrib BGE station (ANRH), yielding a total event rainfall of 25.8 mm. After flow separation, the calculated runoff depth is 13.91 mm, corresponding to a runoff coefficient of 53.9%. Calibration of the Φ-index yields Φ = 1.598 mm/d, while the SCS-CN method gives CN = 94.53 (S = 14.71 mm, Ia = 2.94 mm). Both methods converge to the same runoff depth, confirming the high runoff potential of this watershed during the winter season.

Keywords: Hydrology, Watershed, SCS-CN, Phi-index, Runoff, Upper Chelif, Rainfall-runoff.

Sommaire

Remercîment i
Dédicace ii
ملخص iii
Résumé iv
Abstract v
Sommaire vi
Liste des figures vii
Liste des tableaux viii
Liste des abréviations ix
Introduction générale 1

CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS 2
Introduction 3
I.1. Le processus de la transformation pluie-débit 3
I.2. Modélisation hydrologique et modèle pluie-débit 3
I.2.1. Définition 3
I.2.2. Structure d'un modèle 4
I.2.3. Principes des modèles hydrologiques 4
I.2.4. Objectif de la modélisation pluie-débit 8
I.3. Le coefficient de ruissellement 8
I.3.1. Généralité 8
I.3.2. Définition 9
I.3.3. Types de ruissellement 9
I.3.4. Facteurs influençant le ruissellement 10
I.4. Fonctions de production dérivées du coefficient de ruissellement 11
I.4.1. Méthode Curve Number (SCS-CN) 11
I.4.2. Méthode de l'indice φ constant 13
I.4.3. Modèle conceptuel à réservoir 14
Conclusion partielle 15

CHAPITRE II : DONNÉES ET MÉTHODOLOGIE 16
Introduction 17
I.1. Présentation générale de la zone d'étude 18
I.1.1. Domaine géographique 18
I.1.2. Synthèse géologique et hydrogéologique 20
I.1.3. Synthèse morphologique et topographique 22
I.1.4. Synthèse climatologique 28
I.1.5. Synthèse pédologique 29
I.1.6. Végétation et occupation du sol 30
II. Traitement des données 32
II.1. Données pluviométriques 32
II.2. La méthode des doubles masses 33
III. Station Arib Chelif 36
III.1. Variations des débits annuels 36
III.2. Variations des débits mensuels 38
IV. Station Arib Ebda 39
IV.1. Débits mensuels 39
IV.2. Débits annuels 40
Conclusion partielle 42

CHAPITRE III : Résultats et Discussions 43
Introduction 44
I. Données de l'événement hydrologique 45
II. Séparation des écoulements et analyse de l'hydrogramme 46
II.1. Séparation des écoulements 46
II.2. Analyse de l'hydrogramme 48
II.3. Estimation de la pluie nette 49
II.3.1. Méthode de l'indice Φ 49
II.3.2. Méthode SCS-CN 50
II.3.3. Interprétation de l'hyétogramme 51
Conclusion partielle 52
Conclusion générale 53
Références bibliographiques 54

LISTE DES FIGURES

N°	Intitulé de la figure	page
Fig. 1	Fonction de production	5
Fig. 2	Fonction de transfert (Routage)	6
Fig. 3	Principes d'infiltration et de ruissellement	9
Fig. 4	Séparation de la pluie (P) en ruissellement (Q), pertes initiales (Ia) et pertes par rétention (F)	12
Fig. 5	Localisation du bassin du Chelif (Domzig, 2006)	16
Fig. 6	Situation géographique du Haut Chelif	17
Fig. 7	Carte des sous-bassins du Haut Chelif (Perodon, 1957)	18
Fig. 8	Carte géologique du Haut Chelif (D'après A.Perrodon 1957-M,Mattaouer 1958)	18
Fig. 9	Carte du chevelu hydrographique de la région du Haut Chelif	21
Fig. 10	Carte pédologique du Haut Chelif (Boulaine, 1957, modifiée par Benahacene, 2016)	28
Fig. 11	Carte d'occupation du sol du Haut Chelif (ONID, 2012)	29
Fig. 12	Réseau des stations pluviométriques du bassin du Chelif (Source : ANRH).	32
Fig. 13	Données pluviométriques des deux stations Ghrib Amont et Ghrib BGE (AYOUAZ.M_2026)	34
Fig. 14	Ajustement des données pluviométriques par la méthode des doubles masses (AYOUAZ.M_2026)	35
Fig. 15	Variations des débits annuels de la station Arib Chelif (1969–2011) (AYOUAZ.M_2026)	37
Fig. 16	Variations des débits mensuels de la station Arib Chelif (1969–2011) (AYOUAZ.M_2026)	38
Fig. 17	Variations des débits mensuels de la station Arib Ebda (1986–1993) (AYOUAZ.M_2026)	39
Fig. 18	Variations des débits annuels de la station Arib Ebda (1986–1993)	40
Fig. 19	Hydrogramme de l'événement du 14–28 janvier 1987 (Station Arib Chelif)	48
Fig. 20	Hyétogramme comparatif : pluie brute et pluies nettes estimées par les méthodes SCS-CN et Indice Φ.	51

LISTE DES TABLEAUX

N°	Intitulé du tableau	page
Tab. 1	Superficies des sous-bassins versants de la région d'étude	19
Tab. 2	Altitudes caractéristiques des sous-bassins versants	22
Tab. 3	Valeurs de l'indice de compacité des sous-bassins versants du Haut Chelif.	24
Tab. 4	Classes de relief selon les hydrologues de l'ORSTOM (IRD)	26
Tab. 5	Indices de pentes globales et classes de relief par sous-bassin versant	26
Tab. 6	Températures moyennes mensuelles (°C) – Sous-bassin 0114 (ANRH, 2003–2004)	29
Tab. 7	Évapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm) (ANRH, 2004)	29
Tab. 8	Débits annuels (m^3/s) de la station Arib Chelif (1969–2011)	36
Tab. 9	Débits mensuels (m^3/s) de la station Arib Chelif (1969–2011)	38
Tab. 10	Débits mensuels (m^3/s) de la station Arib Ebda (1986–1993)	39
Tab. 11	Débits annuels (m^3/s) de la station Arib Ebda (1986–1993)	40
Tab. 12	Paramètres de l'événement du 14–28 janvier 1987 — Pluies désagrégées (Option B, Station Ghrib BGE) et débits (Station Arib Chelif)	45
Tab. 13	Paramètres généraux du bassin versant d'Arib Chelif _Événement de janvier 1987	45
Tab. 14	Paramètres de séparations d'écoulements – Bassin versant d'Arib Chelif (jan.1987)	47
Tab. 15	Paramètres généraux de séparation des écoulements (Option B- Ghrib BGE)	47
Tab. 16	**.** Estimation de la pluie nette par la méthode de l'indice Φ — Bassin versant d'Arib Chelif.	49
Tab. 17	Paramètres de calage - indice Φ	49
Tab. 18	**.** Estimation de la pluie nette par la méthode SCS-CN — Bassin versant d'Arib Chelif	50
Tab. 19	Paramètres de calage — Méthode SCS-CN	50

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Abréviation	Signification
ANBT	Agence Nationale des Barrages et Transferts
ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydriques
CN	Curve Number (Numéro de courbe)
CR	Coefficient de Ruissellement
Ds	Dénivelée Spécifique
ETP	Évapotranspiration Potentielle
HEC-HMS	Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System
Ia	Pertes Initiales (Initial Abstraction)
Ig	Indice de Pente Globale
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
Kc	Indice de Compacité de Gravelius
Lr	Lame Ruisselée
NRCS	Natural Resources Conservation Service
ONID	Office National d'Irrigation et de Drainage
ORSTOM	Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (actuel IRD)
P	Précipitation totale
Pe / Pn	Pluie Efficace / Pluie Nette
Q	Débit (m^3/s)
R^2	Coefficient de Détermination
S	Capacité Maximale de Rétention du Bassin Versant
SCS	Soil Conservation Service
SIG	Système d'Information Géographique
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
Tc	Temps de Concentration
USDA	United States Department of Agriculture
Vr	Volume Ruisselé
Φ (phi)	Indice d'Infiltration Constant (méthode de l'indice Phi)

Introduction générale

L'eau constitue une ressource naturelle fondamentale dont la gestion rationnelle représente un enjeu majeur pour les sociétés contemporaines, particulièrement dans les régions semi-arides où sa disponibilité est à la fois limitée et irrégulière.

En Algérie, le bassin versant du Haut Chelif, qui abrite l'oued le plus long du pays, concentre des enjeux hydrologiques, agricoles et environnementaux considérables.

La compréhension des mécanismes de transformation de la pluie en débit — processus fondamental en hydrologie de surface — est indispensable à la gestion des ressources en eau, à la prévention des crues et à la conception des ouvrages hydrauliques. Ce processus dépend de nombreux facteurs physiques (nature du sol, topographie, occupation du sol, état d'humidité antécédente) et climatiques (intensité, durée et répartition spatiale des précipitations).

Parmi les outils disponibles pour quantifier ce processus, la méthode SCS-CN (Soil Conservation Service – Curve Number), développée par l'USDA, et la méthode de l'indice Φ occupent une place centrale dans la modélisation hydrologique. Elles permettent d'estimer la pluie nette, c'est-à-dire la fraction des précipitations qui contribue effectivement au ruissellement de surface.

Le présent travail porte sur l'analyse de la production hydrologique par ces deux méthodes, appliquées au bassin versant Arib Chelif (269 km²), sous-bassin du Haut Chelif. L'étude s'appuie sur l'événement pluie-débit du 14 au 28 janvier 1987, événement de crue hivernal représentatif du régime hydrologique du bassin.

Ce mémoire est structuré en trois chapitres :

• **Chapitre I :** Généralités — présentation des concepts théoriques de l'hydrologie pluie-débit, des méthodes d'estimation de la pluie nette et des caractéristiques physiques de la zone d'étude.

• **Chapitre II :** Données et méthodologie — traitement des données pluviométriques et hydrométriques, vérification de leur cohérence par la méthode des doubles masses, et analyse des débits aux stations Arib Chelif et Arib Ebda.

• **Chapitre III :** Discussion et conclusion — analyse de l'événement hydrologique de janvier 1987, séparation des écoulements, calage et comparaison des méthodes SCS-CN et Indice Φ, avec interprétation des résultats.

Chapitre I :

Généralités



I- Généralité sur l'hydrologie des bassins versants

I.1. Introduction

L'hydrologie est la discipline scientifique qui permet d'anticiper la recharge des ressources en eau, d'en assurer la prévention et la gestion, ainsi que de dimensionner et d'aménager correctement les ouvrages hydrauliques. Elle s'appuie notamment sur la modélisation, un domaine étendu qui requiert des compétences à la fois en hydrologie et en informatique afin de convertir les précipitations en débits, en mobilisant les différentes composantes du cycle hydrologique (BOUANANI, 2010).

I.2. Le processus de la transformation pluie-débit

Il désigne l'ensemble des mécanismes hydrologiques par lesquels une précipitation tombant sur un bassin versant est convertie en écoulement à son exutoire. Il englobe toutes les étapes intermédiaires, telles que l'interception par la végétation, l'infiltration dans le sol, le stockage temporaire en surface ou en subsurface, l'évapotranspiration, ainsi que le ruissellement et l'écoulement souterrain, qui déterminent la quantité, la vitesse et la forme du débit observé. Ce processus dépend des caractéristiques climatiques et physiques du bassin versant (surface, pente, nature des sols, occupation du sol) et constitue la base de la modélisation hydrologique et de l'analyse des crues. (Boudahraa 2007).

I.3. Modélisation hydrologique et modèle pluie-débit

I.3.1. Définition

Un modèle hydrologique, ou modèle pluie-débit, est un outil numérique de représentation de la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant. Il permet de transformer des séries temporelles dérivante climat d'un bassin versant donner (séries de précipitations et de températures par exemple, séries qui sont les entrées du modèle hydrologique) en une série de débits (sortie du modèle hydrologique). De nombreux modèles hydrologiques ont été développés depuis la fin des années 1960. Le choix du type de modèle à utiliser dépend généralement de l'objectif de modélisation ainsi que des données d'entrées disponibles

I.3.2. Structure d'un modèle

Un modèle hydrologique repose sur quatre catégories principales de variables, qui peuvent être présentes totalement ou partiellement selon le type de modèle (Gaume, 2002 & Boudahraa, 2007).

- **Variables d'entrée** : Ce sont les variables imposées au modèle. Elles varient dans le temps et/ou dans l'espace et constituent les données de base de la simulation, telles que les précipitations, l'évapotranspiration potentielle (ETP) ou d'autres variables climatiques.
- **Variables de sortie** : Elles correspondent aux réponses produites par le modèle. Il s'agit généralement du débit à l'exutoire du bassin versant, mais aussi éventuellement des flux hydriques ou des concentrations en polluants.
- **Variables d'état** : Ces variables décrivent la condition interne du système hydrologique à un instant donné. Elles évoluent au cours du temps et traduisent le fonctionnement interne du bassin, comme le niveau de remplissage des réservoirs, le stockage en eau du sol ou le degré de saturation.
- **Paramètres de calage** : En plus des variables, le modèle intègre des paramètres dont les valeurs ne sont pas toujours directement mesurables. Elles sont déterminées par une procédure de calage afin d'ajuster la simulation aux observations. Parmi ces paramètres figurent, par exemple, la conductivité hydraulique à saturation ou les coefficients de transfert.

I.3.3. Principes des modèles hydrologiques

Les modèles hydrologiques permettent donc de transformer des séries décrivant le climat d'un bassin versant (typiquement des séries de précipitations et de températures) en une série de débits. Cette transformation est souvent divisée en deux parties :

- Une première partie souvent appelée la "production", qui consiste en la détermination de bilans d'eau à l'échelle du bassin versant. Ce bilan permet notamment de répartir la pluie brute observée (la totalité de la pluie qui est tombée sur le bassin versant et qui est mesurée par un ou plusieurs pluviomètres) en pluie "nette" (la proportion de la pluie brute qui participe au débit du bassin versant étudier), en quantité d'eau évapotranspirée et en quantité d'eau stockée par le bassin versant. (Wikhydro (2024)).

- Une deuxième partie souvent appelé le "transfert" ou "le routage", qui consiste à répartir dans le temps la quantité d'eau participant au débit du bassin versant étudier.

• **Fonction de production :** La fonction de production joue un rôle essentiel dans la modélisation pluie-débit, car elle décrit la transformation des précipitations en eau effectivement mobilisable pour l'écoulement **(Fig.1)**.

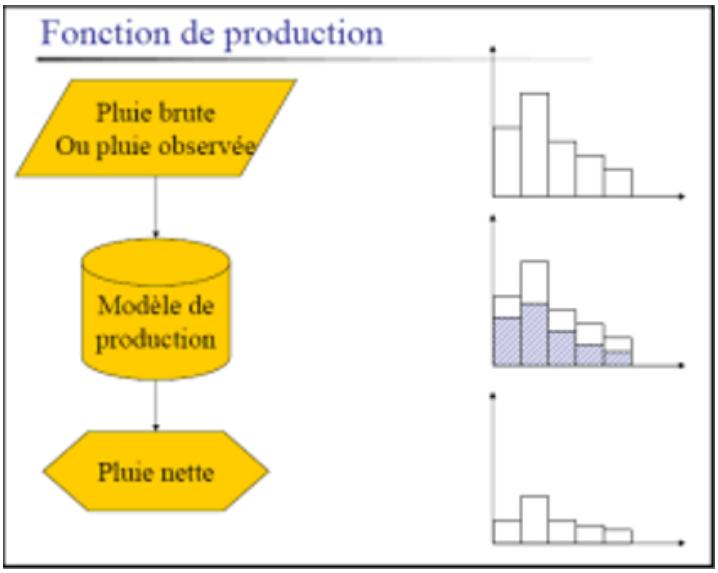


Fig.1 : fonction de production (Boudahraa, 2007)

Son rôle consiste principalement à :

- Représenter les différentes trajectoires suivies par l'eau de pluie avant d'atteindre le cours d'eau.
- Simuler les processus hydrologiques tels que l'infiltration, le stockage dans le sol et les pertes par évapotranspiration.
- Transformer la pluie brute en pluie nette (ou pluie efficace).
- Déterminer la fraction des précipitations qui contribue réellement au ruissellement.
- Estimer le volume d'eau susceptible de s'écouler à l'exutoire d'un bassin ou d'un sous-bassin versant.

- Les Méthodes de Production (La Pluie Efficace)

L'objectif est de calculer la pluie nette (P_n), c'est-à-dire la part des précipitations restant après déduction des pertes (évapotranspiration, interception, infiltration).

A. Méthode du Coefficient de Ruissellement (C)

C'est l'approche la plus simple, souvent utilisée en milieu urbain.

- **Principe :** $P_n = C * P_{brute}$
- **Application :** On utilise des tables où C varie selon l'imperméabilisation (ex: C=0,9 pour du goudron, C=0,1 pour une forêt).

B. Méthode du Curve Number (SCS-CN)

C'est la méthode de production la plus répandue mondialement.

- **Principe :** Elle utilise un indice (CN) compris entre 0 et 100, calculé selon l'occupation du sol, le type hydrologique du sol et l'humidité précédente.

- **Avantage :** Elle permet de modéliser le fait qu'une petite pluie ne produit aucun ruissellement tant qu'un seuil de rétention initiale n'est pas franchi.

C. Modèles à Réservoirs (Type GR)

Le sol est modélisé comme un réservoir qui se remplit.

- **Principe :** Tant que le réservoir "sol" n'est pas plein, la pluie sert à l'humidifier. Une fois saturé, l'excédent devient la pluie efficace.

• **Fonction de transfert :** La fonction de transfert, appelée également fonction de routage **(Fig.2)**, constitue la deuxième étape fondamentale dans un modèle pluie-débit, après la fonction de production.

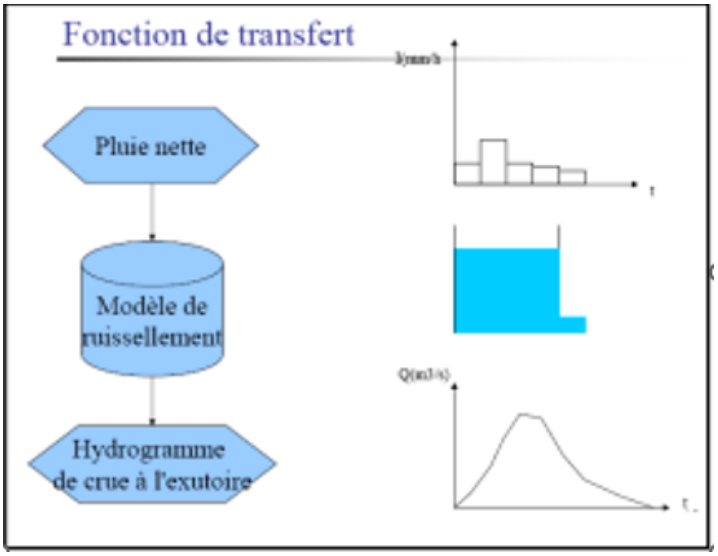


Fig.2 : fonction de transfert (Routage) (Boudahraa, 2007)

Son rôle principal est d'assurer le transfert de la pluie nette (ou ruissellement généré) vers l'exutoire du bassin versant, en tenant compte du temps de propagation et des phénomènes d'atténuation.

Elle permet notamment de :

- Représenter le déplacement de l'eau à travers le réseau hydrographique.
- Simuler le temps de réponse du bassin versant.
- Modéliser l'étalement et l'amortissement de l'onde de crue.
- Déterminer la forme de l'hydrogramme (temps au pic, débit de pointe, durée de la crue).
- Relier le volume produit par la fonction de production à la dynamique temporelle du débit observé.

- Méthodes d'étude de la transformation hydrologique

L'étude de la transformation d'une pluie (entrée) en débit (sortie) constitue le cœur de l'hydrologie de surface. On distingue généralement trois grandes familles de méthodes, classées selon leur complexité et leur capacité à représenter la réalité physique du bassin versant.

1. Les Méthodes Empiriques (Boîtes Noires)

Ces méthodes ne cherchent pas à comprendre le détail des processus physiques (infiltration, évapotranspiration). Elles établissent une relation directe et statistique entre la pluie et le débit à partir d'observations historiques.

- **Le Coefficient de Ruissellement (C) :** C'est la méthode la plus simple. On considère qu'une fraction fixe de la pluie devient du débit ($Q = C * P$).
- **La Méthode Rationnelle :** Très utilisée en milieu urbain pour dimensionner les égouts. Elle relie le débit de pointe à l'intensité de la pluie, à la surface du bassin et à son imperméabilisation ($Q = C * i * A$) (Refsgaard & Abbott ,1996).

2. Les Méthodes Conceptuelles (Réservoirs)

C'est l'approche la plus courante en ingénierie. Le bassin versant est représenté comme une succession de réservoirs qui se remplissent et se vident selon des lois mathématiques simples.

- **La Fonction de Production :** Elle sépare la pluie brute en "pluie efficace" (celle qui coule) et "pertes" (évaporation, humidification du sol). On utilise souvent le modèle SCS-Curve Number ou des réservoirs de type GR (Génie Rural).
- **La Fonction de Transfert :** Elle modélise le temps que met la pluie efficace pour atteindre l'exutoire. On utilise ici l'Hydrogramme Unitaire, qui définit la "signature" temporelle du bassin.

3. Les Méthodes à Base Physique (Modèles Distribués)

Ces modèles découpent le bassin versant en une multitude de petites mailles (grilles). Pour chaque maille, on résout les équations de la physique (mécanique des fluides et thermodynamique).

- **Équations de Saint-Venant :** Pour le calcul de l'écoulement de l'eau en surface.
- **Équation de Richards :** Pour modéliser le mouvement précis de l'eau dans les pores du sol (infiltration).
- **Modèles célèbres :** MIKE SHE, TOPMODEL ou de nombreux modèles de recherche. (Refsgaard et Abbott (1996)).

I.3.4. Objectif de la modélisation pluie-débit

La modélisation pluie-débit constitue un outil fondamental en hydrologie appliquée, permettant de représenter de manière conceptuelle ou physiquement basée les processus complexes qui régissent la transformation des précipitations en écoulements au niveau de l'exutoire d'un bassin versant. Elle vise à reproduire le comportement hydrologique du bassin en intégrant les interactions entre les différents compartiments du cycle de l'eau, tels que l'infiltration, le stockage dans le sol, l'évapotranspiration, le ruissellement de surface et les écoulements souterrains.

L'un des objectifs majeurs de cette modélisation est d'établir une relation quantitative entre les variables climatiques d'entrée, principalement les précipitations et l'évapotranspiration, et la réponse hydrologique du bassin versant exprimée sous forme de débits. Cette relation permet de mieux comprendre la dynamique hydrologique du bassin et d'identifier les mécanismes dominants contrôlant la génération et la propagation des écoulements.

Par ailleurs, la modélisation pluie-débit joue un rôle essentiel dans la simulation et la prévision des débits, notamment dans les bassins versants peu instrumentés ou caractérisés par un manque de données hydrométriques. Elle permet également d'analyser la réponse hydrologique d'un bassin face à différents scénarios climatiques ou anthropiques, tels que les changements climatiques, les modifications de l'occupation du sol ou l'urbanisation croissante. (Bouanani, A. (2010)).

En outre, ces modèles constituent un outil d'aide à la décision dans le domaine de la gestion intégrée des ressources en eau. Ils sont largement utilisés pour la prévision des crues, l'évaluation des risques d'inondation, ainsi que pour le dimensionnement et l'optimisation des ouvrages hydrauliques tels que les barrages, les réseaux d'assainissement et les systèmes de drainage. Beven (2012)

I.4. Le Coefficient de ruissellement

I.4.1. Généralité

Le cycle de l'eau constitue un processus naturel complexe dans lequel le ruissellement occupe une place essentielle dans la dynamique des bassins versants. En hydrologie, le ruissellement correspond à la réaction directe d'un territoire face à un épisode pluvieux. Il représente la partie des précipitations qui s'écoule à la surface du sol avant de rejoindre le réseau hydrographique. (Bouanani, A. (2010)).

Autrefois, ce phénomène était largement régulé par la capacité d'infiltration naturelle des sols ainsi que par la présence du couvert végétal. Toutefois, le développement rapide de l'urbanisation et l'augmentation des surfaces imperméabilisées ont profondément modifié cet équilibre hydrique. En effet, ces transformations entraînent une augmentation du coefficient de ruissellement, réduisent le temps de réponse des bassins versants et contribuent à accroître la fréquence ainsi que l'intensité des crues, en particulier en milieu urbain. (Brutsaert, 2005).



Fig.3. Principes d'infiltration et de ruissellement (Bouanani, A. (2010)

I.4.2. Définition

Le coefficient de ruissellement (noté C ou K_r) est le rapport entre la quantité d'eau qui s'écoule en surface (la pluie efficace) et la quantité totale de pluie tombée sur une surface donnée.

C'est une valeur adimensionnelle comprise entre 0 et 1 :

- $C \to 0$: Caractérise une surface absorbante (ex : sable, forêt dense) où presque toute l'eau s'infiltre.
- $C \to 1$: Caractérise une surface imperméable (ex : béton, toiture) où la quasi-totalité de l'eau s'écoule. (Musy & Higy, 2004).

I.4.3. Types de ruissellement

En hydrologie, le ruissellement n'est pas un phénomène unique, mais résulte de plusieurs mécanismes physiques. On distingue principalement deux types fondamentaux de ruissellement en surface, auxquels s'ajoutent les écoulements de subsurface, qui participent également à l'alimentation du réseau hydrographique.

A. Le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration (Hortonien)

Le ruissellement hortonien, théorisé par **Robert E. Horton (1933)**, intervient lorsque l'intensité de la précipitation (i) est supérieure à la capacité d'infiltration maximale du sol (f). Dans ce cas précis, même si le sol est sec en profondeur, sa surface ne peut pas absorber l'eau assez rapidement en raison d'une faible perméabilité ou d'une intensité de pluie trop élevée. L'excédent d'eau s'accumule alors dans les micro-dépressions du terrain avant de s'écouler par gravité.

B. Le ruissellement par saturation (Ruissellement de Dunne)

Le ruissellement de Dunne, mis en évidence par Thomas Dunne (1970), survient lorsque la capacité de stockage du sol est totalement épuisée, indépendamment de l'intensité de la pluie. Ce mécanisme se déclenche quand la nappe phréatique remonte jusqu'à la surface ou qu'une couche imperméable bloque toute infiltration profonde, rendant le sol totalement saturé sur toute son épaisseur. Puisque le sol est "plein", toute nouvelle goutte d'eau — même issue d'une pluie fine — ruisselle immédiatement. Ce type de ruissellement est fréquent dans les zones humides, les bas de versants, les fonds de vallées ou après des périodes de pluies prolongées.

C. L'écoulement de subsurface (ou écoulement hypodermique)

L'écoulement de subsurface se produit lorsque l'eau infiltrée dans les horizons superficiels poreux du sol rencontre une couche moins perméable ou une roche mère à faible profondeur. Au lieu de continuer sa progression verticale, l'eau est déviée horizontalement le long de la pente, circulant à travers les macropores du sol (galeries de racines, terriers, fissures). Bien que cet écoulement soit techniquement souterrain, il est souvent associé au ruissellement global car sa vitesse est suffisamment élevée pour contribuer rapidement à l'augmentation du débit des cours d'eau lors d'une crue. On l'observe majoritairement sur les versants forestiers et les sols structurés.

I.4.4. Les facteurs influençant le ruissellement

La transformation des précipitations brutes en écoulement de surface dépend de plusieurs paramètres climatiques et physiques. L'analyse de ces facteurs est essentielle pour évaluer correctement le coefficient de ruissellement d'un bassin versant.

a. Influence des caractéristiques du sol (facteur édaphique)

Le sol constitue le premier milieu recevant les précipitations, et sa capacité d'absorption représente un élément déterminant dans la formation du ruissellement. La texture du sol, définie par les proportions de sable, de limon et d'argile, conditionne sa porosité et donc sa capacité d'infiltration. Ainsi, un sol sableux, plus perméable, permet une infiltration rapide et profonde de l'eau, tandis qu'un sol argileux, composé de particules fines et compactes, se sature plus rapidement en surface, ce qui favorise l'apparition du ruissellement.

b. Influence de l'occupation et de l'utilisation des sols (facteur anthropique et végétal)

L'état de la surface du bassin versant agit comme un régulateur du ruissellement. La couverture végétale, comme les forêts ou les prairies, contribue à limiter l'écoulement de surface. En effet, la végétation intercepte une partie des précipitations grâce au feuillage et ralentit la circulation de l'eau à la surface du sol, ce qui favorise son infiltration.

À l'inverse, l'urbanisation et l'imperméabilisation des surfaces (routes, toitures) suppriment pratiquement la possibilité d'infiltration. Cela entraîne une augmentation importante du volume d'eau ruisselée. En milieu agricole, certaines pratiques, telles que le labour dans le sens de la pente ou le compactage des sols par des machines lourdes, peuvent également diminuer la porosité et la rugosité du sol, ce qui favorise le ruissellement et l'érosion.

c. Influence des caractéristiques des précipitations (facteur climatique)

Les propriétés des précipitations constituent le moteur principal du ruissellement. L'intensité de la pluie est l'un des paramètres les plus déterminants : lorsqu'elle dépasse la capacité d'infiltration du sol, l'eau s'écoule immédiatement en surface, phénomène connu sous le nom de ruissellement hortonien.

La durée des précipitations joue également un rôle important. Une pluie prolongée, même d'intensité modérée, peut progressivement saturer le sol. Une fois cette saturation atteinte, toute nouvelle précipitation contribue directement au ruissellement, donnant lieu au ruissellement par saturation Enfin, la fréquence et la saisonnalité des pluies influencent le bilan hydrique global du bassin versant et déterminent le degré d'humidité des sols, ce qui modifie leur capacité d'absorption au cours de l'année.

d. Influence de la topographie et de la pente (facteur morphologique)

La configuration du relief influence fortement la vitesse de déplacement de l'eau vers l'exutoire. Sur un terrain à forte pente, l'eau s'écoule rapidement, ce qui réduit le temps disponible pour l'infiltration et favorise le ruissellement. À l'inverse, sur des terrains à faible pente, l'eau reste plus longtemps à la surface du sol, ce qui peut faciliter son infiltration ou son évaporation dans les petites dépressions du terrain.

Par ailleurs, la forme du bassin versant ainsi que la densité du réseau hydrographique jouent un rôle important dans la concentration des écoulements. Ces caractéristiques peuvent

transformer des écoulements dispersés en écoulements concentrés, augmentant ainsi l'intensité du ruissellement et la rapidité de formation des crues. (Horton, R. E. (1933)).

II- Fonctions de production dérivées du coefficient de ruissellement

II.1. Introduction

La fonction de production représente l'ensemble des processus qui transforment la pluie brute en pluie nette ou pluie efficace, c'est-à-dire la fraction des précipitations qui contribue directement au ruissellement. Cette transformation dépend principalement des pertes hydrologiques telles que l'infiltration, l'évaporation et le stockage temporaire dans le sol. Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer cette pluie efficace à partir de la pluie totale. Parmi les plus utilisées figurent la méthode du Curve Number (SCS-CN) et certaines approches simplifiées comme la méthode de l'indice ϕ constant. (SCS, 2007).

II.2. Méthode Curve Number (SCS-CN)

II.2.1. Définition

Le SCS-CN est une méthode conceptuelle développée dans les années 1950 qui repose sur une caractérisation empirique de la relation pluie-débit. Les seules données nécessaires sont le type de sol et l'occupation du sol. Cette méthode est intégrée dans de nombreux modèles hydrologiques et d'érosion tels que SWAT, HEC-HMS (US Army Corps of Engineers, 2011), AFFDEF, AGNPS (Agence de contrôle des pollutions du Minnesota, 1987) ou encore CNS. La méthode est applicable sur des bassins versants allant de 0.25 ha à 100 km² (SCS, 1972).

Ce modèle simple, qu'on nomme parfois modèle avec indice de ruissellement (Curve-Number model), a été développé au cours des années 1950 par le NRCS (Natural Ressources Conservation Service), autrefois appelé SCS (Soil Conservation Service). La popularité de ce modèle est attribuable essentiellement à sa simplicité, au manque de solutions alternatives et surtout à la base de données qui existe pour la sélection des paramètres en fonction des types de sols. Bien qu'à l'origine cette méthode ait été développée pour calculer des débits pour de petits bassins agricoles et pour évaluer les impacts de différentes pratiques agricoles sur le ruissellement, elle a été subséquemment élargie et appliquée à l'analyse des bassins urbains (SCS, 1972).

II.2.2. Principes de SCS-CN

Le modèle du SCS s'appuie sur le concept que la précipitation totale tombant sur un bassin peut être séparée en trois composantes (voir **Fig.4**) : la pluie effective (Peff), la rétention qui se produit dans le bassin (F) et les pertes initiales (Ia).

$$\boldsymbol{Pluie\ totale = Pertes\ initiales + Infiltration + Pluie\ effective}$$

La relation entre la précipitation (P) et les trois composantes est assumée comme étant la suivante : (Chow et al., 1988).

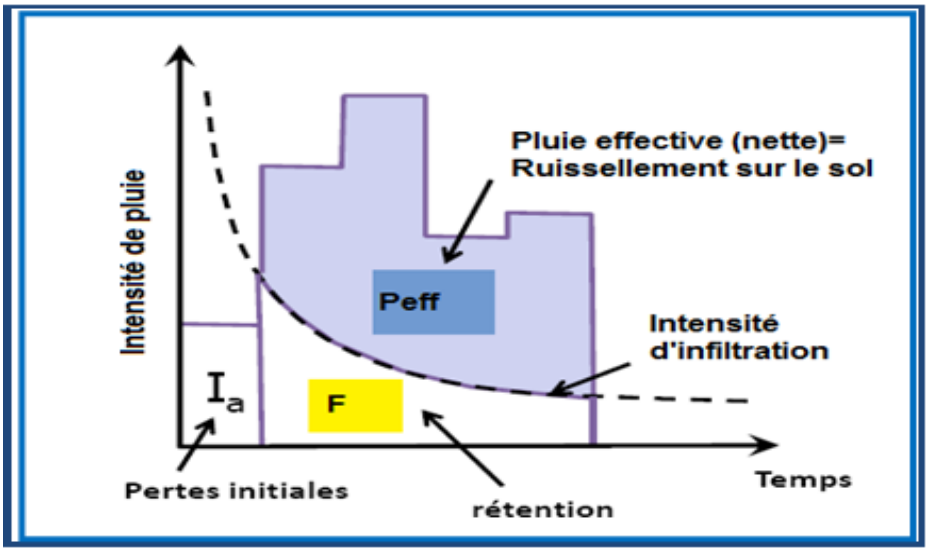


Fig.4.Séparation de la pluie (P) en ruissellement (Q), pertes Initiales (Ia) et les pertes par rétention (F) (USDA-SCS, 1986).

Cette figure illustre le processus de transformation de la pluie brute en pluie effective générant le ruissellement dans un bassin versant, principe utilisé notamment dans la SCS Curve Number Method. L'axe vertical représente l'intensité de la pluie tandis que l'axe horizontal correspond au temps. Au début de l'événement pluvieux, une partie de l'eau est perdue sous forme de pertes initiales (Ia), qui incluent l'interception par la végétation, le stockage dans les dépressions du sol et l'infiltration initiale. Durant cette phase, aucun ruissellement n'est encore produit. Par la suite, une partie de la pluie continue de s'infiltrer dans le sol, représentée par la zone F, tandis que la capacité d'infiltration du sol diminue progressivement avec le temps, comme l'indique la courbe en pointillés. Lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol, l'excès d'eau devient la pluie effective (Peff), qui correspond à la fraction de la pluie transformée en ruissellement de surface. Cette eau contribue ensuite à l'écoulement dans le réseau hydrographique et participe à la formation du débit à l'exutoire du bassin versant. Ainsi, la figure met en évidence la répartition de la pluie entre les pertes hydrologiques et la pluie efficace responsable du ruissellement (USDA-SCS, 1986 ; Chow et al., 1988)..

II.2.3. Equation de la méthode

La méthode SCS Curve Number method, développée par le Soil Conservation Service du United States Department of Agriculture, permet d'estimer la hauteur de ruissellement direct générée par un événement pluvieux sur un bassin versant. Cette méthode repose sur la relation entre la pluie totale, les pertes initiales et la capacité maximale de rétention du sol. (USDA-SCS, 1986 ; Chow et al., 1988).

L'équation fondamentale de la méthode est donnée par :

$$Q = \frac{(P-I_a)^2}{P - I_a + S}$$

- $\boldsymbol{Q}$ **:** hauteur de ruissellement direct (mm)
- $\boldsymbol{P}$ **:** hauteur totale de la pluie (mm)
- $\boldsymbol{Ia}$: pertes initiales (mm), comprenant l'interception, l'infiltration initiale et le stockage dans les dépressions
- $\boldsymbol{S}$: capacité maximale de rétention du bassin versant (mm)

Selon les hypothèses de la méthode, les pertes initiales sont proportionnelles à la capacité maximale de rétention :

$$I_a = 0.2S$$

En remplaçant cette relation dans l'équation principale, on obtient la forme la plus utilisée :

$$Q = \frac{(P-0.2S)^2}{P + 0.8S} \text{ pour } P > 0.2S$$

Si la hauteur de pluie est inférieure ou égale aux pertes initiales :

$$Q = 0 \text{ si } P \leq 0.2S$$

La capacité maximale de rétention $\boldsymbol{S}$ est liée au Curve Number **(CN)** par la relation empirique suivante :

$$S = \frac{25400}{CN} - 254$$

Le Curve Number est un paramètre adimensionnel variant généralement entre 30 et 100, qui dépend des caractéristiques hydrologiques du bassin versant, notamment le type de sol, l'occupation du sol et les conditions d'humidité initiale. Plus la valeur de CN est élevée, plus le potentiel de ruissellement est important. (USDA-SCS, 1986).

II.3. Méthode de l'indice ϕ constant

L'approche de l'indice est une technique simplifiée mise en œuvre pour déterminer la pluie efficace à partir du total des précipitations. Elle se fonde sur l'idée que les pertes hydrologiques, principalement causées par l'infiltration, peuvent être modélisées par un indice d'infiltration stable, connu sous le nom d'indice ϕ.

D'après cette approche, la pluie efficace se réfère à la partie de la pluie totale dont l'intensité excède la valeur de l'indice ϕ. Ainsi, pendant toute la période pluvieuse, les pertes sont perçues comme étant constantes.

Formulation mathématique

Dans ce modèle, la pluie efficace est définie comme la fraction de la précipitation dont l'intensité est supérieure à la capacité d'infiltration du sol. La relation s'exprime par l'équation suivante :

$$P_e = P - (\emptyset \cdot t)$$

Où :

- P_e: Pluie efficace ou ruissellement direct (mm).
- P : Précipitation totale cumulée (mm).
- $\emptyset$: Indice d'infiltration constant (mm/h).
- t: Durée totale de la pluie (h).

II.4. Modèle conceptuel a réservoir

Dans les modèles conceptuels à réservoirs, le bassin versant est représenté de manière simplifiée par plusieurs réservoirs théoriques correspondant aux principaux compartiments du système hydrologique, comme le sol ou les nappes souterraines. Les précipitations qui atteignent le bassin versant sont d'abord accumulées dans ces réservoirs, où l'eau peut être temporairement stockée avant d'être transférée progressivement vers l'exutoire. Le fonctionnement du modèle repose ainsi sur l'établissement d'un bilan hydrique, prenant en compte les apports en eau provenant des précipitations ainsi que les pertes dues à l'évaporation et à l'évapotranspiration. L'écoulement généré est ensuite déterminé à partir de relations mathématiques ou de lois de vidange qui décrivent la manière dont l'eau stockée est libérée au cours du temps vers le réseau hydrographique. (Beven, K 2012).

Formulation mathématique

Dans les modèles conceptuels à réservoirs, le fonctionnement hydrologique du bassin versant est représenté à l'aide d'équations décrivant le bilan d'eau dans chaque réservoir. Le principe repose sur la conservation de la masse, selon laquelle la variation du volume d'eau stocké dans un réservoir correspond à la différence entre les entrées et les sorties d'eau.

La formulation générale du bilan hydrique peut s'écrire comme suit :

$$\frac{dS(t)}{dt} = P(t) - E(t) - Q(t)$$

- $\boldsymbol{S(t)}$: Stockage d'eau dans le réservoir à l'instant *t*
- $\boldsymbol{P(t)}$: Précipitations ou apports d'eau au réservoir
- $\boldsymbol{E(t)}$: Pertes par évaporation ou évapotranspiration
- $\boldsymbol{Q(t)}$: Débit sortant du réservoir

Dans de nombreux modèles conceptuels, le débit sortant est souvent représenté par une loi de vidange linéaire, qui relie le débit à la quantité d'eau stockée dans le réservoir

$$Q(t) = k\,S(t)$$

- $\boldsymbol{k}$: Coefficient de vidange ou coefficient de transfert (temps^{-1})
- $\boldsymbol{S(t)}$: Volume d'eau stocké dans le réservoir

Cette relation traduit le fait que plus le stockage est important, plus le débit sortant est élevé. Selon la complexité du modèle, plusieurs réservoirs peuvent être utilisés pour représenter différents types d'écoulements, tels que le ruissellement de surface, l'écoulement hypodermique et l'écoulement souterrain. L'ensemble de ces équations permet ainsi de simuler la réponse hydrologique du bassin versant face à un événement pluvieux.

Conclusion partielle

Le premier chapitre a permis d'établir le socle théorique et contextuel nécessaire à la compréhension de l'étude menée sur le bassin versant du Haut Chelif.

Sur le plan conceptuel, les principes fondamentaux de l'hydrologie ont été exposés, notamment le processus de transformation pluie-débit et les différentes approches de modélisation hydrologique. Il ressort que la modélisation hydrologique, qu'elle soit empirique, conceptuelle ou à base physique, constitue un outil incontournable pour simuler la réponse hydrologique d'un bassin versant face aux précipitations. Les fonctions de production — parmi lesquelles la méthode SCS-Curve Number et la méthode du coefficient de ruissellement — et les fonctions de transfert représentent les deux piliers de cette modélisation. Le coefficient de ruissellement, en particulier, a été défini et analysé sous ses différents aspects : ses types (ruissellement hortonien, ruissellement de Dunne, écoulement hypodermique) et les multiples facteurs qui l'influencent, à savoir la nature du sol, la topographie, l'occupation du sol et les caractéristiques des précipitations.

L'ensemble de ces éléments constitue une base solide pour aborder, dans le chapitre suivant, les données et la méthodologie adoptées pour l'analyse de la production hydrologique par la méthode SCS et le coefficient de ruissellement appliqués au bassin versant du Haut Chelif.

Chapitre II :

Données et Méthodologie



Introduction

Ce chapitre constitue une étape fondamentale dans la compréhension et la modélisation du comportement hydrologique du bassin versant étudié. Après avoir présenté les caractéristiques physiques et morphométriques du bassin dans le chapitre précédent, il est nécessaire d'aborder les données utilisées ainsi que la méthodologie adoptée pour l'analyse pluie-débit.

Sur le plan de la zone d'étude, la présentation générale du bassin versant du Haut Chelif a révélé un système hydrologique complexe, subdivisé en sept sous-bassins versants couvrant une superficie totale de 5 331 km². Les analyses morphométriques ont montré que l'ensemble des sous-bassins présentent une forme allongée (Kc > 1,3) et un relief globalement très fort (classe R7), traduisant une aptitude prononcée au ruissellement de surface et à la formation rapide des crues. Le climat semi-aride de la région, marqué par des précipitations irrégulières de 350 à 600 mm/an et une évapotranspiration potentielle élevée dépassant 1 200 mm/an, accentue la variabilité hydrologique du bassin. Enfin, les caractéristiques pédologiques et d'occupation du sol — dominées par des sols limono-argileux et des cultures agricoles — conditionnent davantage les mécanismes d'infiltration et de ruissellement.

L'objectif principal de ce chapitre est de décrire l'ensemble des informations nécessaires à l'élaboration de l'étude hydrologique, notamment les données pluviométriques, hydrométriques et géographiques, ainsi que les différentes étapes de leur acquisition, de leur traitement et de leur exploitation. La qualité et la fiabilité de ces données conditionnent directement la précision des résultats obtenus.

Les données pluviométriques permettent d'identifier les épisodes pluvieux significatifs et de sélectionner l'événement pluie-débit représentatif de l'étude, tout en assurant la vérification de la cohérence des stations de mesure. Les données hydrométriques concernent principalement l'analyse de l'hydrogramme de débit observé à l'exutoire du bassin ainsi que la séparation de l'écoulement de base afin d'isoler le ruissellement direct. Quant aux données géographiques issues des Systèmes d'Information Géographique (SIG), elles servent à caractériser les paramètres physiques du bassin tels que l'occupation des sols, les pentes et les types de sols.

I- Présentation générale de la zone d'étude

I.1. Introduction

Le bassin versant du Haut Chelif s'inscrit dans le bassin du Chelif, l'un des systèmes hydrologiques les plus importants en Algérie. Le fleuve Chelif, reconnu comme le plus long cours d'eau du pays, traverse diverses régions naturelles avant de se déverser dans la mer Méditerranée. La zone du Haut Chelif correspond à la partie amont de ce système hydrologique et occupe une place centrale dans l'approvisionnement en eau des zones agricoles et urbaines situées en aval. Il englobe les territoires des wilayas de Tipaza, Tissemsilt, Ain Defla et Média faisant partie du bassin hydrographique Chelif Zahrez.

I.2. Domaine géographique de la zone d'étude

Le bassin versant du Haut Chelif appartient au grand bassin hydrographique du Chelif, situé dans la partie nord-ouest de Algérie.

Le bassin du Haut Chelif est localisé à environ 110 à 120 km au sud-ouest de Alger occupe une superficie totale de 4745 km², et périmètre 658.7 km, et s'étend entre les latitudes 36°12' et 36°17' Nord et les longitudes 2°12' et 2°17' Est **(Fig.5).** (Bendaho.2024)

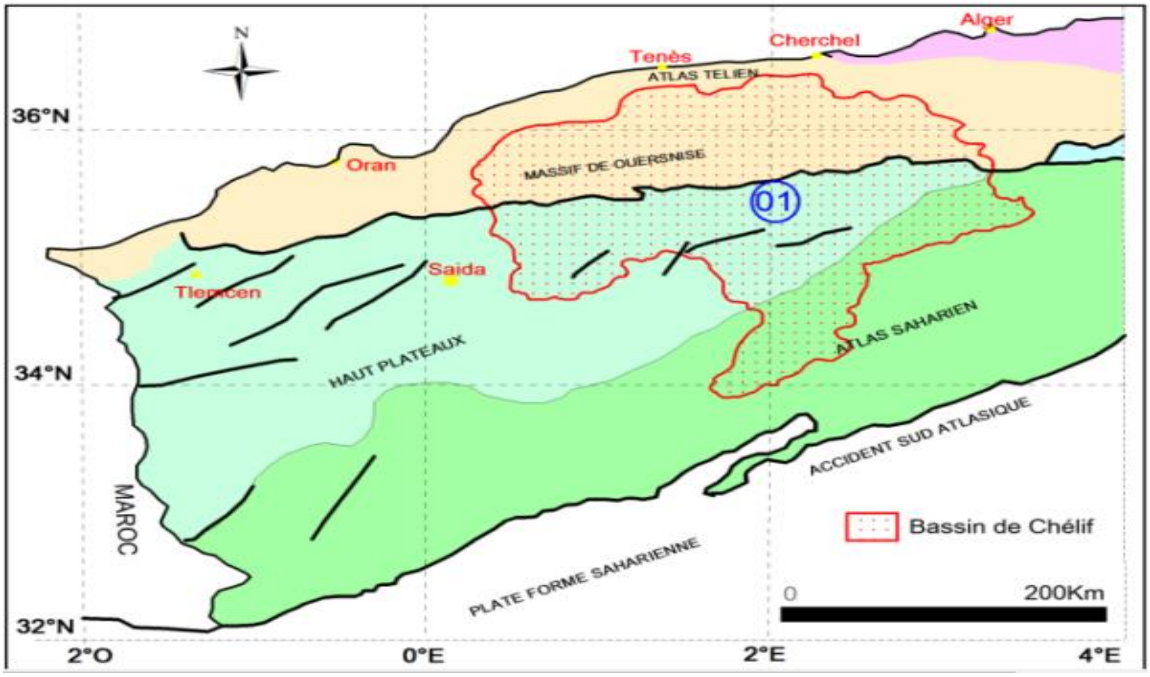


Fig.5. Localisation du bassin de Chelif (Bendaho, 2024).

Du point de vue géographique, ce bassin versant est limité par plusieurs reliefs importants :

- Au nord par le massif du Djebel Zaccar.
- Au sud par le massif de Ouarsenis.
- À l'est par le seuil de Djendel.
- À l'ouest par le seuil de Doui.

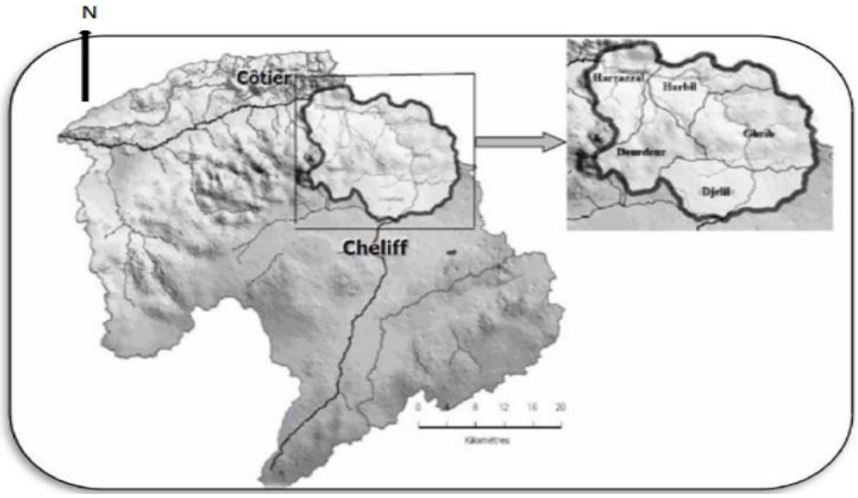


Fig.6. Situation géographique Haut Chelif (Source ABH, 2009)

Ce bassin est lui-même subdivisé en sept sous-bassins versants identifiés par les codes 0113 à 0119, correspondant respectivement aux oueds Chelif-Djellil, Chelif-Ghrib, Chelif-Harbil, Deurdeur, Chelif-Harraza, Ebda et Rouina-Zeddine. Cette subdivision permet d'analyser la variabilité spatiale des écoulements et de faciliter la modélisation hydrologique du bassin **(tableau.1).** (ANBT,2008)

Bassin	Code sous bassin	Nom sous bassin	Superficie (Km^2)
Haut Chelif	0113	Oued Chelif Djellil	992.85
	0114	Oued Chelif Ghrib	1383.69
	0115	Oued Chelif Harbil	767.29
	0116	Oued Deurdeur	857.64
	0117	Oued Chelif Harraza	743.97
	0118	Oued Ebda	680.55
	0119	Oued Rouina Zeddine	898.54

Tableau1. Les Superficies des sous bassins versants de la région d'étude (Source ABH, 2009).

Dans le bassin étudié, la délimitation orohydrographique comprend sept sous bassins versants **(Fig.7)** : l'Oued Chelif Djellil (0113), l'Oued Chelif Ghrib (0114), l'Oued Chelif Harbil (0115), l'Oued Deurdeur (0116), l'Oued Chelif Harraza (0117), l'Oued Ebda (0118), l'Oued Rouina Zeddine (0119).

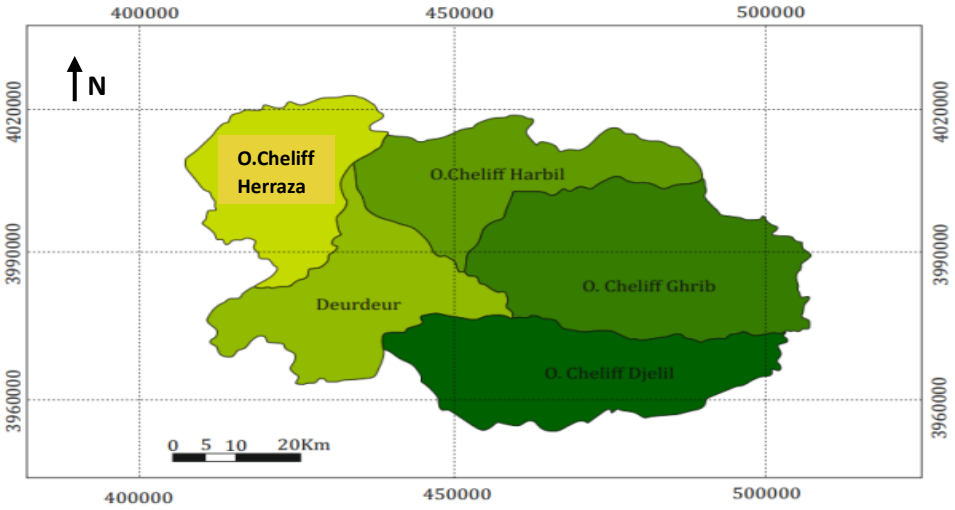


Fig.7. Carte des sous bassins du Haut Chelif (Perrodon,1957).

I.3. Synthèse géologique et hydrogéologique

I.3.1. Synthèse géologique

La plaine du Haut Chelif correspond à une vaste zone déprimée subsidente d'orientation Est-Ouest où des sédiments Miocène, Pliocène et Quaternaire se sont accumulés. Il est situé dans le domaine du Tell septentrional et correspond à un sillon intra-montagneux subsident, localisé entre le massif de Boumaâd, le Djebel Gontas, les massifs Zaccar et des Aribs au Nord et les premiers contreforts de l'Ouarsenis au Sud d'après Perodon 1957 et Mattaouer 1958 **(fig.8).** Elle est traversée d'Est en Ouest par l'Oued Chelif qui entre dans la plaine du Haut Chelif par le seuil de Djendel et on en sort par le seuil du Doui (Djeda, 1987).

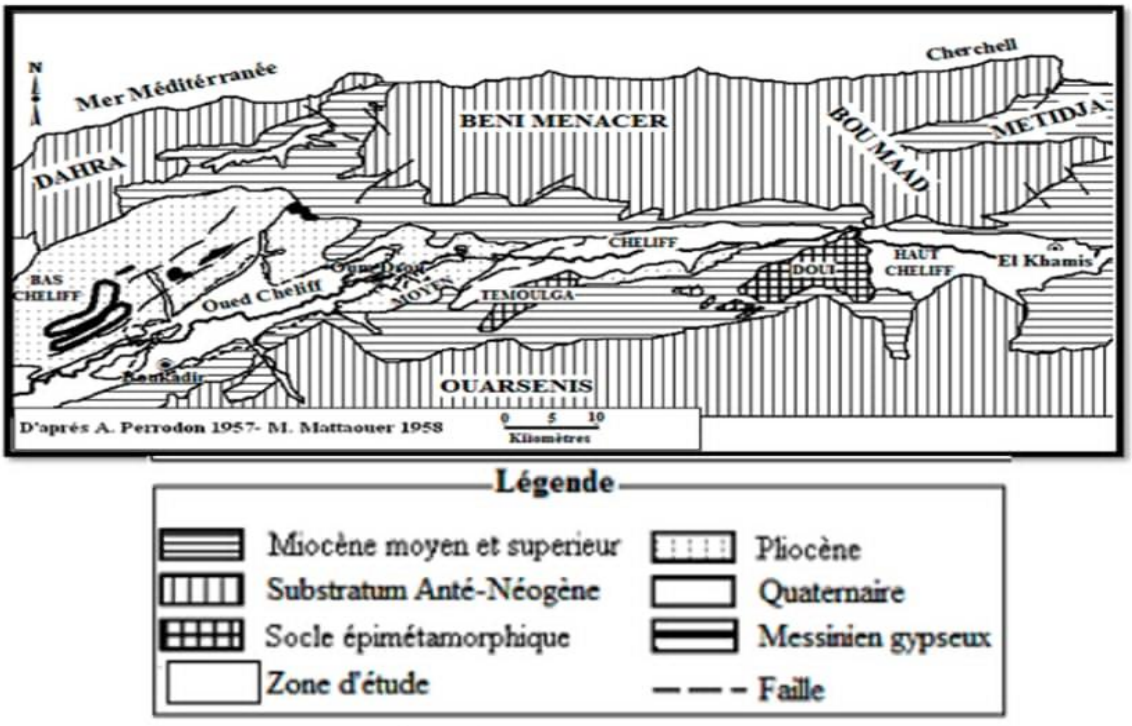


Fig.8. Carte géologique du Haut Chelif (ex : carte géologique de nord d'Algérie) (D'après A.Perrodon 1957- M,Mattaouer 1958)

Du point de vue lithostratigraphique, la dépression du Haut Chelif est constituée dans son ensemble par des terrains d'âge Mio-Plio-quaternaire (Achour et al, 1998). Les terrains Quaternaires sont essentiellement représentés par des dépôts alluvionnaires de l'oued Chelif (Bettahar 2012).

I.3.2. Synthèse hydrogéologique

La plaine alluviale du Haut Chelif est un remplissage alluvionnaire d'âge mio-plio quaternaire, représenté par des dépôts alluvionnaires du Quaternaire et des grés et poudingues du Mio-Pliocène d'une épaisseur de 50 à 100 m au niveau de l'oued Chelif. Les marnes constituent le substratum de cet aquifère. L'alimentation de cette nappe est assurée par infiltration des :

- Précipitations tombant sur la plaine.
- Eaux de ruissellement des oueds (Chelif, Deurdeur, Harreza, etc …)
- Eaux d'irrigation excédentaires.

Le bassin du Haut Chelif contient quatre aquifères principaux :

- **Aquifère alluvionnaire quaternaire** Ce réservoir qui est le plus important, est composé de graviers, sables, galets et argiles. Il affleure au niveau des bordures de la plaine. Son épaisseur varie de 70 à 90m en bordure de la plaine. Elle augmente en allant vers le centre de la plaine jusqu'à atteindre 150 m du côté de Khemis Miliana, Sidi Lakhder, par contre du côté des Aribs et Bir Ouled Khelifa, elle ne dépasse pas les 50m (Djoudar Hallal et al, 2012 ; Madene, 2021). La nappe alluvionnaire constitue le plus important aquifère.

- **Aquifère gréseux mio-pliocène** Constitué des grés et poudingues, ce réservoir plonge sous les alluvions anciennes : réservoir mio-pliocène et quaternaire sont séparés par un banc d'argile de cinq mètres d'épaisseur vers l'ouest les deux formations sont en contact direct (Djoudar Hallal et al, 2012 ; Madene, 2021).

- **Aquifère gréseux du tortonien (miocène supérieur)** Constitué également des grés et poudingues, il affleure principalement à l'est de la région d'Ain Soltane, formant le Djebel Gontas. Au nord, il apparait sous forme de petits affleurements. Puissant de 139m. Le miocène supérieur se trouve sous les alluvions anciennes à une profondeur de 78m, le contact entre les deux formations existe (Djoudar Hallal et al., 2012 ; Madene, 2021).

- **Les calcaires jurassiques** Est un système aquifère karstique à surface libre, Avec une épaisseur considérable (jusqu'à 400 mètres et plus), caractérisé par une fissuration distinctive très importante qui favorise la libre circulation de l'eau souterraine. Toutefois, la densité de répartition mal connue de ses fissures pose d'énormes problèmes pour l'implantation des puits. Au massif de Zaccar, les calcaires n'affleurent que dans les parties élevées, on les rencontre au-dessous de la côte 750m (Dekkiche Et Mezaour, 2019**).**

I.4. Synthèse morphologique et topographique

La connaissance des caractéristiques topographique et morphologiques, telles que la forme, le relief, la disposition du réseau hydrographique, la nature du sol et le couvert végétal est très importante pour l'analyse du comportement hydrologique (l'écoulement, l'infiltration…) d'un bassin versant.

I.4.1. Etude de Relief et Altitude

Le bassin du Chelif suit l'organisation structurale du Tell algérien, caractérisée par une alternance de chaînes plissées littorales et de dépressions intérieures. Ce réseau complexe de cuvettes (Mina, Sers, Nahr Ouassel) converge vers l'Oued Chelif, dont le réseau hydrographique est le plus puissant de la région.

Dans le secteur du Haut Chelif, la configuration spatiale se présente comme suit :

- **Le pôle septentrional :** Une unité de haute altitude (Massif du Dahra).
- **L'axe médian :** Un couloir de basse altitude (~250 m) où se concentre l'activité hydro-sédimentaire.
- **La marge méridionale :** Un piémont collinaire assurant la transition vers l'Atlas tellien (Ouarsenis).

La courbe hypsométrique met en relief la pente du bassin. Elle représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Les principales caractéristiques altimétriques correspondent à :

- L'altitude moyenne (H) : c'est le rapport entre la somme des surfaces élémentaires par l'altitude moyenne correspondent et la surface totale du bassin versant (A).

$$H = \sum ai \,.\, hi \; A$$

  $\boldsymbol{ai}$: Surface élémentaire entre deux courbes de niveau (km²).
  $\boldsymbol{hi}$: Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m).
  $\boldsymbol{A}$: surface totale du bassin versant (km²).
- L'altitude maximale (Hmax) traduite par le point le plus haut du bassin.
- L'altitude médiane (Hméd) correspondant à 50% de la surface cumulée.
- L'altitude minimale (Hmin) caractérisant le point le plus bas de bassin.
- Les résultats obtenus pour les trois (03) sous bassins de l'étude sont, mentionnés dans le **(Tableau2)**

Sous-bassins versants	$Hmin$ (m)	$Hmax$ (m)	$Hméd$ (m)	$Hmoy$ (m)
O. Chelif Harbil	**300**	**1300**	**700**	**507.3**
O.Deurdeur	**300**	**1800**	**1020**	**439.6**
O. Chelif Harrezza	**300**	**1600**	**520**	**848.3**

Tableau2. Les altitudes caractéristiques des sous bassins (Source ABH, 2009).

- **L'Oued Deurdeur** se distingue par l'amplitude altimétrique la plus importante, culminant à **1800 m**. Malgré cette altitude maximale élevée, il affiche l'altitude moyenne (Hmoy) la plus basse du groupe (**439,6 m**), suggérant une topographie

contrastée avec des sommets abrupts surplombant de vastes zones de plaines ou de vallées.

- **L'Oued Chelif Harrezza** présente une configuration inversement remarquable. Bien que son sommet soit inférieur à celui du Deurdeur (**1600 m**), son altitude moyenne est la plus élevée (**848,3 m**). Ce résultat indique une prédominance de zones de hautes terres ou de plateaux au sein de ce sous-bassin.
- **L'Oued Chelif Harbil** apparaît comme le bassin le plus modéré, avec l'altitude maximale la plus basse (**1300 m**) et une répartition plus homogène des altitudes.

I.4.3. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique désigne l'ensemble des cours d'eau permanents et temporaires, ainsi que le talweg où s'écoulent les eaux de surface. La portion infiltrée dans les nappes aquifères constitue une partie de l'écoulement souterrain.

La plaine du Chelif situe entre les montagnes du Dahra au Nord et l'Ouarsenis au Sud, est traversée par l'oued le plus important d'Algérie – le Chelif - qui forme une cuvette intra-montagneuse à l'intérieur de l'Atlas tellien.

Le bassin versant du Haut Chelif est traversé par un cours d'eau principale qui est l'oued Chelif, 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

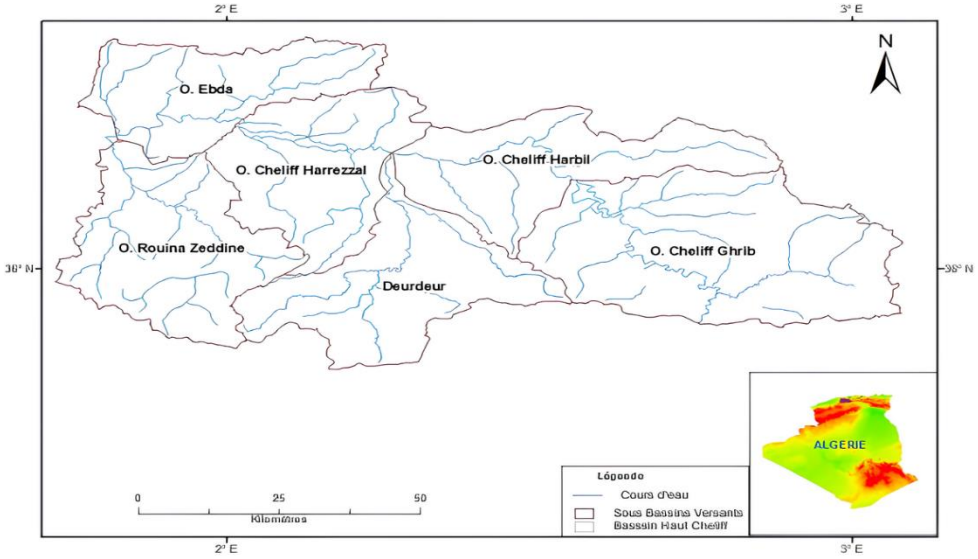


Fig.9. Carte du chevelu hydrographique de la région du Haut Chelif (Source ABH, 2009).

I.5. Synthèse morphométrique

Le bassin versant du Haut Chelif s'inscrit dans le cadre du bassin hydrographique Chelif-Zahrez, lequel constitue l'une des grandes unités de gestion des ressources en eau en Algérie. La zone d'étude correspond à la partie amont du système Chelif, couvrant une superficie de 5 331 km² et un périmètre de 220 km.

III.5.1. Indice de compacité de GRAVELIUS (Kc)

La forme du bassin versant joue un rôle très important sur l'hydrogramme résultant d'une averse à l'exutoire du bassin. En effet, un bassin allongé ne réagira pas de la même manière qu'un bassin plus au moins ramassé, vu que les conditions physiques et le relief sont constants. Kc compare le périmètre du bassin versant à celui d'un cercle d'une même surface.

$$Kc = P\,2\sqrt{\pi A} \approx 0.28\sqrt{PA}$$

Avec :

Kc : Indice de compacité de GRAVELIUS

P : Périmètre du bassin en km

A : Surface du bassin en km^2

$KG = 1$ Bassin circulaire.

$1 < KG < 1.3$ …… bassin compact.

$KG > 1.3$ …… bassin allongé.

Le coefficient Kc est supérieur à 1 et d'autant plus voisin de cette valeur que le bassin est compact. Avec $Kc = 1.78$, le bassin versant du haut Chelif correspond à un bassin peu compact et allongé.

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)

Bassin	Sous bassin		Superficie (Km²)	Périmètre (Km)	Ind. de comp (Kc)
	Code	Nom			
Haut Chelif	0114	Oued Chelif Ghrib	1383.69	176.81	1.33
	0115	Oued Chelif Harbil	767.29	167.95	1.7
	0116	Oued Deurdeur	857.64	185.65	1.78
	0117	Oued Chelif Harraza	743.97	142.68	1.46
	0118	Oued Ebda	680.55	141.1	1.51
	0119	Oued Rouina Zeddine	898.54	173.69	1.62

Tableau.3. Valeurs de l'indice de compacité sous bassins versants du haut Chelif (Source ABH, 2009).

L'ensemble des sous-bassins du Haut Chelif présente des indices Kc supérieurs à 1,3, confirmant que tous ont une forme allongée. Cette morphologie générale traduit un comportement hydrologique caractérisé par des temps de concentration relativement longs, ce qui limite le risque de crues très brutales mais ne l'exclut pas en cas de pluies intenses et prolongées.

I.5.2. Indice de pente et relief

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 (Ig).

L'indice de pente globale se calcule d'après la formule suivante :

$$Ig = \frac{D}{L}\left(\frac{m}{km}\right)$$

Avec :

- $\boldsymbol{Ig}$: indice de pente globale (m/km)
- $\boldsymbol{D}$: dénivelée entre les altitudes caractéristiques du bassin (m)
- $\boldsymbol{L}$: longueur du rectangle équivalent ou longueur principale du bassin (km)

Une valeur élevée de l'indice de pente globale traduit un relief accidenté et des pentes fortes, favorisant un ruissellement rapide et une réponse hydrologique intense. En revanche, une faible valeur indique un relief plus doux, propice à l'infiltration et à un écoulement plus lent.

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

$$Ds = Ig\sqrt{A}$$

A : la superficie du bassin versant en Km^2.

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

Tableau.4. Classes de relief au sens des hydrologues de l'O.R.S.T.O.M. (IRD actuellement)

Bassin	Sous bassin	Superficie	Ig	Ds (m/km)	Classe de relief
Haut Chelif	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

Tableau.5. Indice de pentes globales et classe de relief par sous bassin versant

Sur le plan du relief, les résultats sont particulièrement éloquents : cinq sous-bassins sur six sont classés en catégorie R7 (relief très fort) selon la nomenclature de l'ORSTOM, avec des dénivelées spécifiques dépassant 500 m/km. Seul l'Oued Chelif Harbil s'inscrit en classe R6 (relief fort). Ces valeurs élevées confirment un terrain fortement accidenté, favorable à un ruissellement de surface intense, à une érosion hydrique significative et à une réponse hydrologique rapide et vigoureuse face aux précipitations.

I.5.3. Densité de drainage (Dd)

La densité de drainage d'un bassin versant est définie comme étant la longueur totale de tous les cours d'eau ramenée à l'unité de surface, elle est étroitement liée à la longueur de l'écoulement superficiel. Ce paramètre s'exprime par la relation suivante :

$$Dd = \frac{\sum Li}{S}$$

Avec :

$\boldsymbol{Dd}$: Densité de drainage (Km/Km2),

$\boldsymbol{Li}$: Longueur de cours d'eau (km),

$\boldsymbol{i}$: L'ordre d'écoulement de 1 à n.

$\boldsymbol{S}$: Surface du bassin versant.

I.5.4. Temps de concentration (Tc)

Le temps de concentration, c'est le temps que met la particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour arriver à l'exutoire. Le calcule de ce temps de concentration se fait par plusieurs formules empiriques comme suite :

- **Formule de TURRAZA**

$$Tc = 0.108 \frac{\sqrt[3]{S.L}}{\sqrt{I}}$$

Tc : Temps de concentration en (h).

S : Surface du bassin versant (Km²).

L : Longueur du thalweg principal en (Km).

Imoy : Pente moyenne du cours d'eau (%).

- **Formule de SCS (Soil Conservation Service)**

$$Tc = \left(0.87 * \frac{L^3}{H}\right)^{0.387}$$

L : Longueur du thalweg principal en (Km).

H : Différence entre altitude max et altitude min.

- **Formule de GIANDOTTI**

$$Tc = \frac{4\sqrt{S} + 1.5 * L}{0.8 * \sqrt{Hmoy - Hmin}}$$

S : Surface du bassin versant (Km²).

L : Longueur du Talweg principal (Km).

Hmoy : est l'altitude moyenne en (m).

Hmin : c'est l'altitude minimale en (m).

- **Formule de VENTURA**

$$Tc = 0.1272 * \frac{\sqrt[3]{S}}{\sqrt{Im}}$$

S : Surface du bassin versant (Km²).

Im **:** Pente moyenne du cours d'eau (%).

I.6. Synthèse Climatologique

Le bassin du Haut Chelif possède un climat méditerranéen de type semi-aride, avec un hiver froid et pluvieux, et un été chaud et sec, influencé par des facteurs géographiques (éloignement de la mer, altitude et orientation des reliefs). La répartition des précipitations et des températures influe sur la chimie des eaux par dilution pendant la période pluvieuse, ou concentration lors de l'évaporation durant la période sèche. La région du Haut Chelif en général est à vocation agricole, ce couvert végétal est un paramètre naturel qui influence énormément sur l'évapotranspiration dans notre région. La nature et la répartition des sols favoriseraient les échanges de base.

I.6.1. Etude des précipitations annuelles

Les précipitations moyennes annuelles varient globalement entre 350 et 600 mm/an, avec une concentration marquée des apports durant la saison humide, s'étendant de novembre à mars. Cette répartition irrégulière limite l'efficacité de l'infiltration et favorise le ruissellement superficiel, réduisant ainsi la recharge des nappes souterraines. De plus, les précipitations se manifestent souvent sous forme d'épisodes intenses et de courte durée, ce qui accentue les phénomènes de crues rapides et d'érosion.

I.6.2. Température

Selon les données fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH), le bassin du Haut et Moyen Chelif se caractérise par une température moyenne interannuelle variant entre 13 et 20 °C.

Les températures maximales mensuelles sont généralement observées en juillet, où elles dépassent fréquemment 30,6 °C, tandis que les minimales sont enregistrées en janvier, avoisinant 4,6 °C.

Sous bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juill	Aou	Sep	Oct	Nov	Déc	Moy ann	Max	Min
0114	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	13.7

Tableau.6. Températures moyennes mensuelles(C°). (ANRH 2003-2004)

I.6.3. L'évapotranspiration

L'évapotranspiration potentielle (ETP) atteint des niveaux particulièrement élevés dans les vallées du Haut et Moyen Chelif, avec un potentiel annuel estimé entre 1200 et 1600 mm selon les données de l'ANRH.

Sur le plan spatial, des contrastes significatifs apparaissent : la station d'Aïn Defla enregistre les valeurs les plus élevées, atteignant environ 1570 mm, tandis que les stations situées en altitude, telles que Teniet-El Had et Miliana, présentent des valeurs plus atténuées en raison de conditions climatiques plus fraîches.

D'un point de vue saisonnier, l'ETP dépasse largement les précipitations durant la période chaude, ce qui accentue le déficit hydrique. En revanche, pendant la saison froide, notamment en décembre et janvier, elle diminue de manière notable, permettant aux précipitations d'égaler voire de surpasser la demande évaporative, ce qui favorise la recharge des nappes souterraines.

Sous bassin	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juill	Aou	Sep	Oct	Nov	Déc	Moy ann
0114	28	41	76	113	151	186	220	199	136	86	43	27	1306

Tableau.7. Evapotranspirations potentielles moyennes mensuelles (mm). (ANRH 2004)

I.7. Synthèse pédologique

La nature du sol joue un rôle déterminant dans le processus de contamination des aquifères par les polluants provenant de la surface. Elle peut ralentir, retarder ou au contraire favoriser la migration des polluants vers les eaux souterraines. Plus le sol est riche en argile ou en limon, plus sa capacité d'adsorption des polluants est élevée, ce qui renforce la protection des eaux souterraines.

Selon la carte pédologique de la plaine du Haut Chelif (Boulaine, 1957 ; Djeda, 1987), les sols dominants dans la région sont principalement de nature limono-argileuse. Les sols sableux se rencontrent surtout le long d'Oued Chelif, tandis que les sols argileux, voire très argileux, sont localisés dans la partie nord, notamment entre Khemis Miliana et Arib, où ils assurent un certain niveau de protection naturelle. Les sols limoneux sont davantage présents aux marges extrêmes nord et sud de la plaine, ainsi que dans la zone sud-ouest à proximité de Djelida (Nefidsa, 2013).

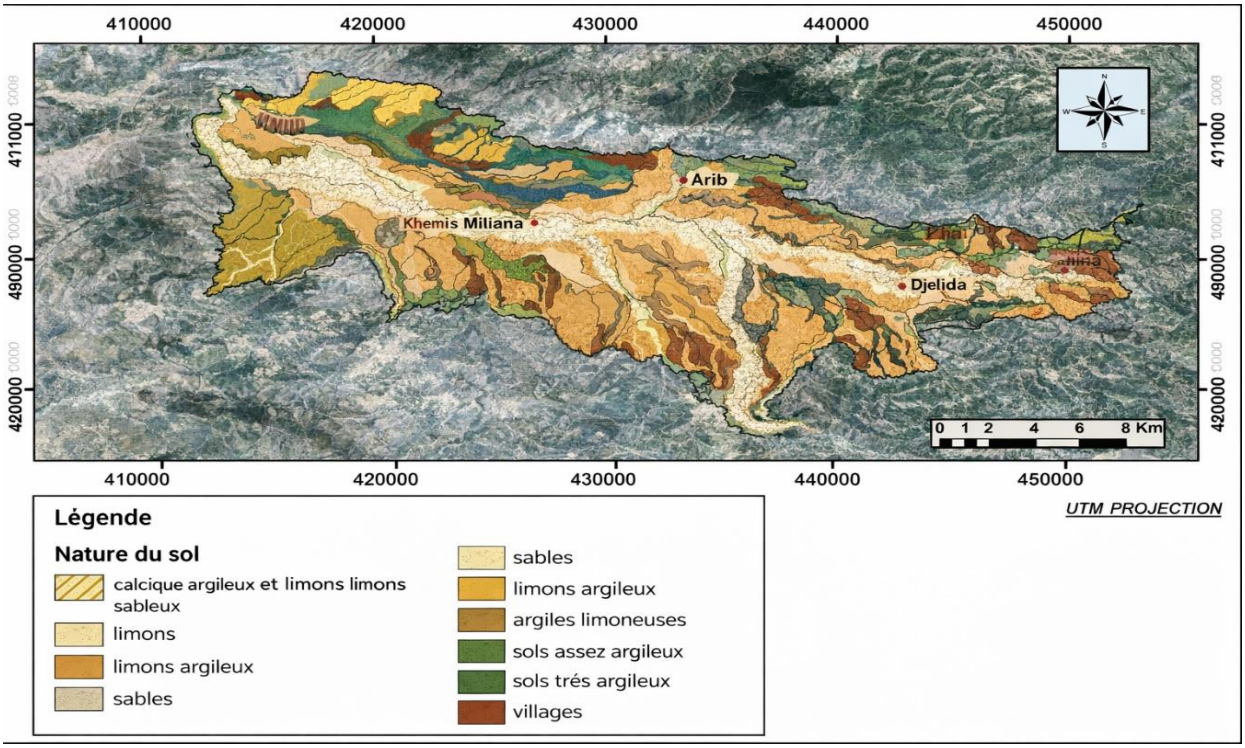


Fig.10. Carte pédologique du Haut Chelif (Boulaine, 1957 modifiée par Benahacene, 2016)&

Le sol est généralement considéré comme un milieu favorable à l'accumulation et à la transformation de la matière. Ces processus peuvent conduire à la formation de nouveaux sols, influencés par les couches de sédiments qui les recouvrent. Ainsi, la carte des sols de la plaine du Haut Chelif (Boulaine, 1957) confirme que la majorité des sols de la région sont de type limono-argileux, avec une répartition spécifique des sols sableux, argileux et limoneux selon les différentes zones de la plaine.

III.8. Végétation et occupation du sol

La végétation est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin.

La présence de végétation va jouer le rôle de régulateur dans la région d'écoulement.

+ Le périmètre du Haut Chelif est devisé selon l'axe de l'oued Chelif en deux rives :

- La rive gauche d'une superficie agricole utile de 9730 ha qui est subdivisée en trois zone (Est, Ouest et Centrale).
- La rive droite couvre 11303 ha, découpée en cinq zones.

D'après la carte d'occupation du sol **(Fig.11)**, on constate que les cultures maraichères occupent la première position en s'étalant sur toute la plaine et sont beaucoup plus concentrés dans la partie Est de la plaine du Haut Chelif près de la ville de Djendel. Les cultures pratiquées durant les dernières années montrent que les superficies irriguées ne dépassent pas 6000 ha/compagne sur une totale de la surface agricole utile de 16300 ha.

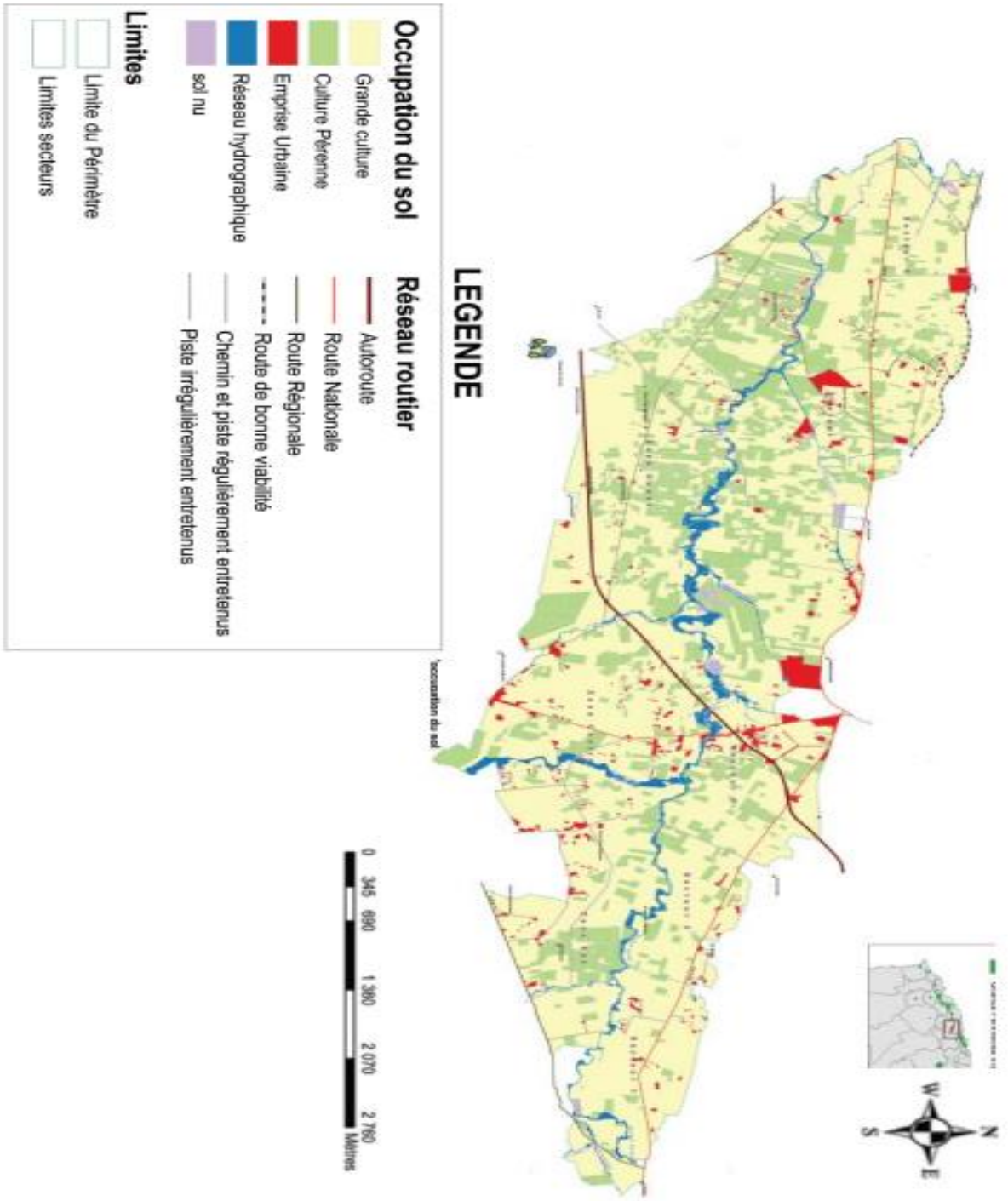


Fig.11. Carte d'occupation du sol du Haut Chelif (ONID, 2012)

Cette carte montre que 65 % de la surface de la plaine est occupée par des cultures annuelles (pomme de terre, tomate, oignon, melon, pastèque, carotte…), 26 % est occupée par des cultures pérennes (agrumes, vergers…), alors que les emprises urbaines et le réseau hydrographique occupent 4 % chacun.

II. Traitement des Données

II.1. Définition

La fiabilité de toute analyse hydrologique repose en premier lieu sur la qualité des données collectées et sur la rigueur de leur traitement. Dans le cadre de cette étude, trois catégories de données ont été mobilisées : les données pluviométriques, les données hydrométriques et les données géographiques issues des outils SIG. Chacune de ces catégories a fait l'objet d'une procédure spécifique d'acquisition, de vérification et de traitement, afin de garantir leur cohérence et leur représentativité à l'échelle du bassin versant du Haut Chelif (Meddi et al., 2009).

II.1.1. Données Pluviométriques

Les données pluviométriques constituent l'entrée principale de tout modèle pluie-débit. Elles ont été collectées auprès des organismes compétents, notamment l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH), pour l'ensemble des stations pluviométriques couvrant le bassin versant du Haut Chelif.

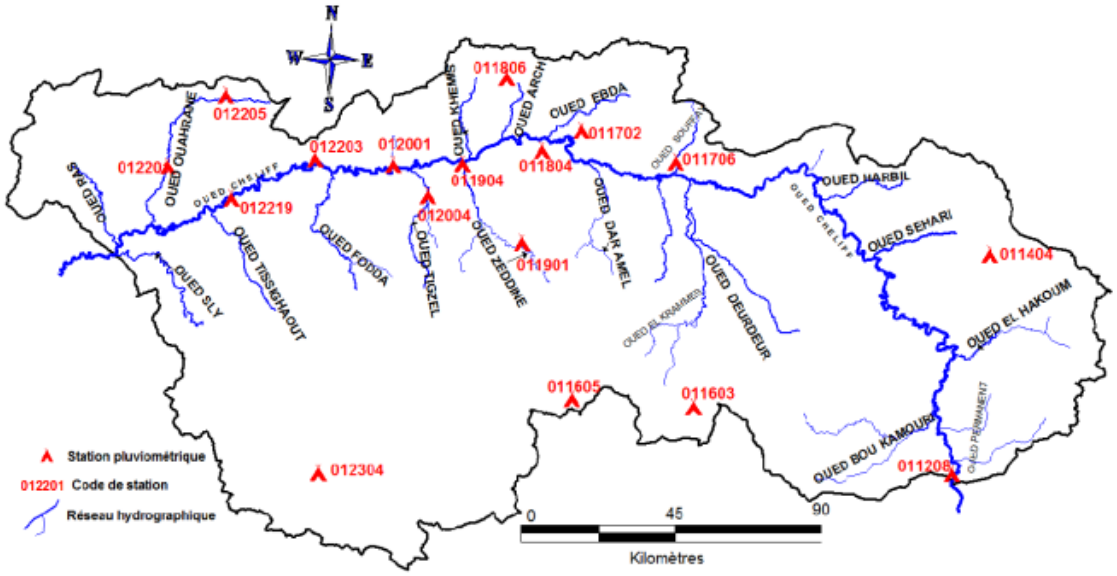


Fig.12. Réseau des stations pluviométriques du bassin du Chelif (Source : ANRH).

Le réseau pluviométrique couvrant le bassin du Chelif est représenté sur la **Fig.12**. On y distingue dix-sept stations pluviométriques réparties de façon hétérogène sur l'ensemble du bassin, avec une densité plus importante dans le Haut Chelif, où seules quelques stations sont implantées (011806, 011702, 011804, 011706, 011404, 011605, 011603, 011206).

Les stations sont globalement positionnées le long du réseau hydrographique principal et de ses affluents, de manière à assurer une couverture spatiale représentative des différents sous-bassins versants. Cette configuration met en évidence que la zone d'étude (sous-bassin Arib Chelif) ne dispose pas d'une station pluviométrique propre, ce qui justifie le recours, dans cette étude, à la désagrégation des données mensuelles de la station Ghrib BGE, la plus proche et la plus représentative du secteur étudié.

II.1.2. Choix de l'événement pluie-débit

Le choix des événements pluie-débit analysés dans cette étude a été effectué selon des critères hydrologiques rigoureux. Seuls les épisodes pluvieux présentant une réponse hydrologique clairement identifiable à l'exutoire ont été retenus, c'est-à-dire des événements pour lesquels la relation entre la pluie et le débit est suffisamment nette pour permettre une séparation fiable des écoulements. Par ailleurs, les événements sélectionnés devaient disposer de données simultanées et complètes aux stations pluviométriques et hydrométriques, sans lacunes significatives susceptibles d'altérer les résultats.

II.1.3. Vérification et critique des données des stations

Les séries pluviométriques ont fait l'objet d'une vérification approfondie visant à détecter et corriger les éventuelles anomalies. Cette étape a consisté en :

- La détection des valeurs aberrantes et des lacunes dans les séries temporelles.
- L'homogénéisation des données par la méthode des doubles masses, qui permet de comparer l'évolution des cumuls pluviométriques d'une station par rapport à un groupe de stations de référence supposées homogènes.
- Le calcul de la pluie moyenne sur le bassin versant à partir des données ponctuelles des différentes stations, en utilisant la méthode de Thiessen, qui pondère la contribution de chaque station en fonction de sa zone d'influence géographique.

II.2. La Méthode des Doubles Masses

II.2.1. Définition

La méthode des doubles masses, également appelée méthode des doubles cumuls, est une technique graphique et statistique largement utilisée en hydrologie pour vérifier la cohérence et l'homogénéité des séries de données pluviométriques. Elle repose sur le principe que, si les conditions de mesure d'une station sont restées stables au cours du temps, il doit exister une relation linéaire et stable entre les cumuls de cette station et ceux d'un groupe de stations de référence supposées homogènes et représentatives de la même région climatique.

Cette méthode permet ainsi de détecter d'éventuelles ruptures dans les séries chronologiques, pouvant résulter de changements d'emplacement de la station, de modification de l'environnement immédiat (construction, déforestation), de remplacement de l'appareil de mesure, ou encore d'erreurs systématiques de lecture.

II.2.2. Etapes de la méthode

La méthode des doubles cumuls repose sur plusieurs étapes essentielles :

- Sélection des stations de référence : choix de stations voisines, climatiquement similaires, avec des données fiables pour établir une série de référence.
- Calcul des cumuls : détermination des cumuls successifs des précipitations de la station testée (ΣPi) et des stations de référence (ΣPi).
- Tracé de la courbe des doubles cumuls : représentation graphique de ΣPi en fonction de ΣPi.
  → Une droite unique indique des données homogènes, tandis qu'une rupture de pente signale une inhomogénéité.

- Détection et interprétation des ruptures :

  → Augmentation de pente : surestimation ou changement de conditions

  → Diminution de pente : sous-estimation (obstacles, environnement).

- Correction des données : application d'un facteur de correction K (rapport des pentes) pour homogénéiser la série et assurer la comparabilité des données.

La méthode des doubles masses présente plusieurs avantages. Elle est simple à mettre en œuvre, ne nécessite pas de logiciels complexes et offre une visualisation graphique claire de l'homogénéité des données. Elle est particulièrement adaptée aux régions disposant d'un réseau de stations suffisamment dense pour constituer un groupe de référence fiable.

II.2.3. Ajustement des données par la méthode des doubles masses

Le graphique illustre la relation entre les cumuls annuels de précipitations enregistrés aux stations Ghrib amont et Ghrib BGE avant toute correction. Les données présentent une tendance linéaire ascendante, ce qui met en évidence une corrélation positive entre les deux stations ainsi qu'une évolution comparable des précipitations au fil du temps. Toutefois, quelques dispersions autour de la droite de tendance et de faibles variations de pente apparaissent, révélant certaines incohérences dans la série pluviométrique de la station Ghrib BGE.

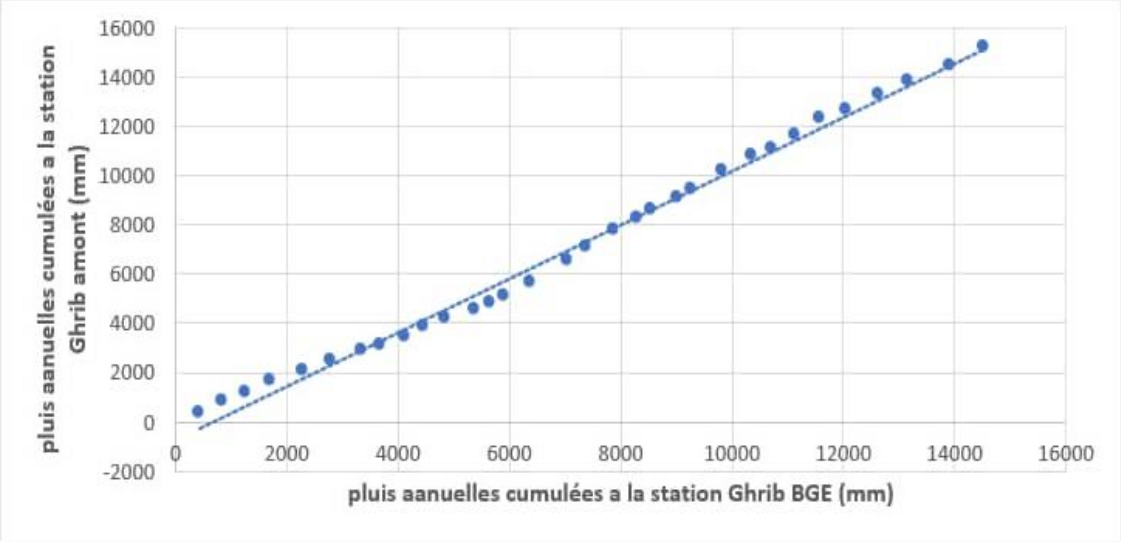


Fig.13. Données pluvio des deux stations Ghrib amont et Ghrib BGE (AYOUAZ.M_2026)

Ces anomalies peuvent être attribuées à des erreurs de mesure, à des changements d'équipements, à des modifications des conditions d'observation ou encore à des influences climatiques locales.

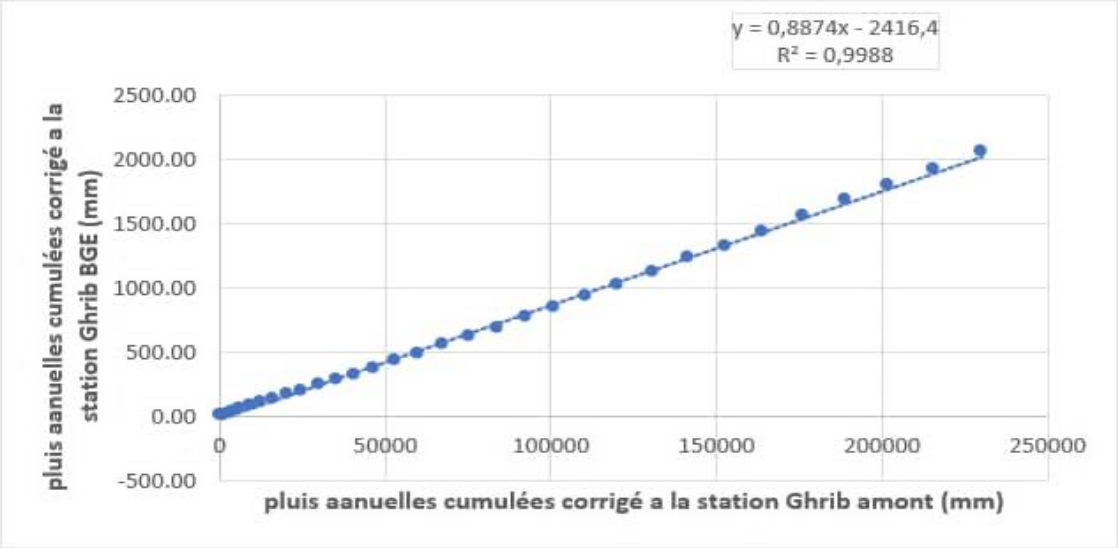


Fig.14. L'ajustement des données pluvio des deux stations par la méthode des doubles masses (AYOUAZ.M_2026)

Le deuxième graphe illustre la relation entre les pluies annuelles cumulées corrigées de la station Ghrib BGE et celles de la station Ghrib amont après l'application de la méthode de la double masse. Les différents points sont quasiment alignés sur la droite de régression, traduisant une très forte corrélation ainsi qu'une excellente homogénéité entre les deux séries pluviométriques. L'équation de la droite de régression obtenue $Y = 0.8874x - 2416.4$, associée à un coefficient de détermination très élevé ($R^2 = 0.9988$), confirme la fiabilité et l'efficacité de la correction appliquée. En effet, cette valeur de R^2 montre que plus de 99 % de la variabilité des précipitations enregistrées à la station Ghrib BGE est expliquée par celles de la station Ghrib amont. Ainsi, le graphe met en évidence que la méthode de correction a permis de supprimer les incohérences présentes dans la série initiale et de rétablir une cohérence hydrologique satisfaisante des données pluviométriques exploitées dans l'étude du bassin versant.

III. Station Arib Chelif

III.1. Variations des débits annuels

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

Tab.08. Débits annuels (m^3/s) de la station Arib Chelif (1969-2011) (AYOUAZ.M_2026)

La variation interannuelle temporelle des débits annuels de la station d'Arib Chelif sur la période 1969–2011 met en évidence une forte irrégularité hydrologique. Les valeurs des débits fluctuent considérablement d'une année à l'autre, traduisant une alternance entre périodes humides et périodes sèches.

L'analyse du tableau montre que les débits les plus élevés sont enregistrés au début de la série, notamment en 1971 (17,11 m³/s) et 1972 (15,76 m³/s), indiquant des années exceptionnellement humides. En revanche, les valeurs les plus faibles sont observées durant les années 1993 (0,23 m³/s) et 1992 (0,60 m³/s), ce qui correspond à des périodes de sécheresse marquée.

Par ailleurs, plusieurs périodes de faibles débits apparaissent, particulièrement durant les années 1987–1989 et 1991–1993, ainsi que le début des années 2000, ce qui traduit une tendance à la diminution des écoulements durant ces phases. À l'inverse, certaines années comme 1997 (10,05 m³/s) montrent des reprises ponctuelles des débits.

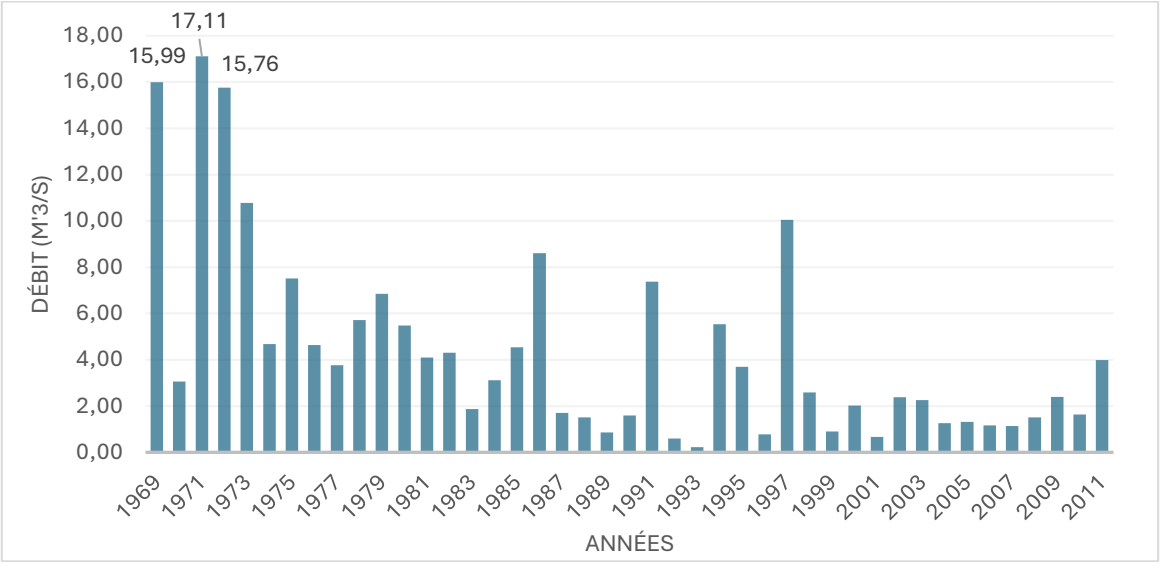


Fig.15. Variations des débits annuels de la station Arib Chelif (1969-2011) (AYOUAZ.M_2026)

La figure représentant les variations des débits annuels au niveau de la station Arib Chelif sur la période 1969-2011 met en évidence une forte variabilité interannuelle du régime hydrologique. Les premières années de la série, notamment entre 1969 et 1972, se distinguent par des débits élevés dépassant 15 m³/s, traduisant des conditions climatiques humides et une disponibilité hydrique importante. À partir du milieu des années 1970, une tendance générale à la baisse des débits est observée, bien que ponctuée par quelques reprises temporaires, en particulier autour des années 1986, 1991 et 1997, reflétant l'influence directe des fluctuations climatiques sur les écoulements.

Durant les décennies récentes, les débits deviennent globalement plus faibles et relativement stables, avec des valeurs souvent inférieures à 3 m³/s, ce qui suggère une augmentation de la fréquence des périodes sèches et une diminution des apports hydriques.

II.2. Variations des débits mensuels

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juill	Aout
1969	4,96	16,23	10,04	60,17	49,32	19,00	8,70	5,30	3,24	4,58	4,93	5,35
1970	3,61	2,65	2,33	2,20	4,64	3,14	2,90	8,96	2,36	1,26	1,30	1,41
1971	1,95	1,53	6,61	8,36	50,00	56,57	36,10	19,26	13,45	3,41	3,32	4,83
1972	5,43	24,11	8,33	5,16	18,61	53,95	27,15	23,95	5,75	4,94	5,16	6,52
1973	4,11	1,70	1,46	4,29	3,90	11,56	40,19	37,94	10,02	3,37	5,91	4,94
1974	2,92	3,02	4,51	2,12	1,89	5,03	11,83	6,93	3,38	4,32	5,76	4,50
1975	4,06	2,19	4,29	4,24	2,76	42,38	11,61	3,79	3,92	3,45	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	5,60	4,58	2,80	2,42	3,73	3,76	6,34	8,79	2,06	1,79	1,76	1,55
1978	1,52	3,54	2,36	2,00	3,01	11,11	33,53	3,61	1,91	2,09	1,88	2,10
1979	6,96	3,19	4,04	3,13	14,56	4,61	22,30	3,88	4,48	4,36	5,85	4,83
1980	4,10	2,75	1,96	12,48	6,01	13,14	5,60	4,60	2,62	2,82	4,20	5,43
1981	4,65	4,27	2,72	2,48	4,42	7,95	3,37	1,98	2,27	4,47	5,58	4,98
1982	3,00	4,54	6,73	14,73	4,00	3,56	2,11	1,76	1,75	2,34	3,40	3,80
1983	0,99	0,91	3,05	2,04	3,02	4,67	3,13	1,83	0,93	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	2,14
1985	1,46	0,63	0,94	1,11	2,80	10,61	17,85	4,37	2,86	4,66	5,28	1,89
1986	1,44	2,11	2,15	6,20	6,80	50,11	12,82	2,87	3,33	5,32	5,06	5,07
1987	1,91	2,06	2,35	1,95	1,79	1,25	1,43	0,93	1,12	1,01	2,20	2,59
1988	1,13	0,65	0,50	5,74	1,76	1,46	2,44	1,52	0,45	0,53	0,74	1,20
1989	0,11	0,02	0,08	0,79	1,10	0,90	0,46	0,97	0,40	1,56	3,45	0,42
1990	1,43	1,30	0,96	2,04	1,78	3,36	4,63	1,90	0,81	0,56	0,26	0,10
1991	0,00	33,00	3,63	1,14	18,70	17,38	3,37	8,12	1,78	0,52	0,71	0,08
1992	0,20	0,19	1,15	1,28	1,27	1,02	1,49	0,21	0,36	0,01	0,01	0,00
1993	0,01	0,01	0,02	0,12	1,05	1,57	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
1994	4,80	12,22	1,47	2,18	28,14	1,87	12,40	1,41	1,03	0,49	0,20	0,24
1995	0,55	2,73	0,89	1,27	1,33	11,42	10,02	6,02	5,01	2,35	2,58	0,14
1996	0,90	1,43	0,98	1,45	2,16	1,07	0,07	0,86	0,30	0,03	0,07	0,03
1997	0,91	1,3	0,85	1,3	1,23	1,77	0,42	1,05	0,7	0,3	0,22	0
1998	2,26	1,34	0,80	1,28	4,93	11,07	6,97	0,91	0,61	0,41	0,44	0,01
1999	0,64	0,98	1,72	4,55	1,93	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	3,00	0,92	0,54	0,71	0,11	0,12	0,00
2001	0,36	0,87	2,59	1,40	1,24	0,73	0,41	0,10	0,21	0,01	0,00	0,00
2002	0,02	0,06	1,35	2,65	7,35	9,28	5,39	2,03	0,30	0,13	0,03	0,02
2003	0,46	1,06	1,64	6,04	9,55	1,63	2,86	0,63	1,48	0,55	0,26	0,92
2004	0,68	1,08	1,89	1,82	1,81	3,70	3,09	0,53	0,01	0,01	0,05	0,40
2005	0,00	0,57	0,76	1,99	1,76	5,37	3,14	0,04	2,12	0,03	0,00	0,00
2006	0,34	0,07	0,20	0,80	0,65	0,88	7,07	3,47	0,55	0,00	0,00	0,00
2007	1,39	1,00	5,01	1,77	2,15	0,62	1,35	0,15	0,14	0,11	0,00	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	0,39	1,47	2,13	13,68	9,13	0,66	0,46	0,03	0,00	0,22
2010	0,09	0,59	1,35	1,23	1,22	6,62	3,61	1,60	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

Tab.9. Débits mensuels (m^3/s) de la station Arib Chelif (1969-2011) (AYOUAZ.M_2026)

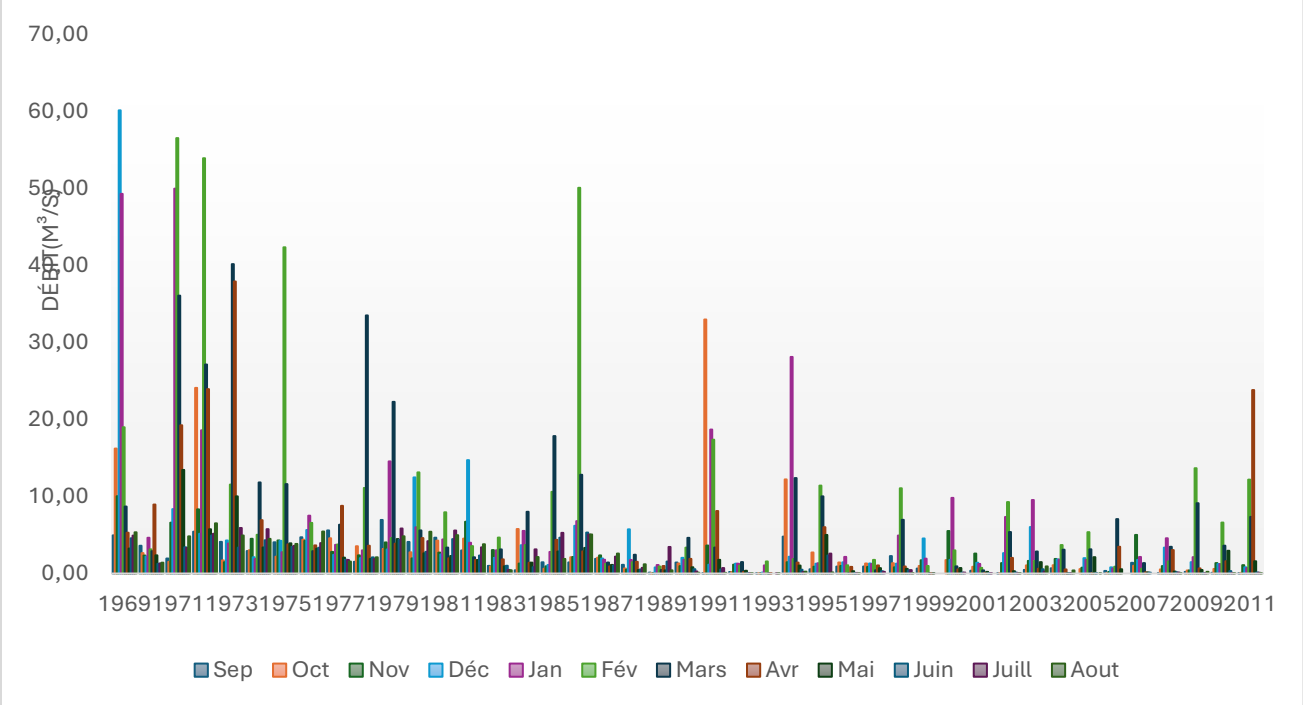


Fig.16. Variations des débits mensuels de la station Arib Chelif (1969-2011) (AYOUAZ.M_2026).

La station Arib Chelif présente un régime hydrologique typiquement méditerranéen, marqué par une forte variabilité saisonnière des débits mensuels sur la période 1969–2011. Les écoulements sont généralement faibles en été (juin, juillet, août) ainsi qu'au début de l'automne (septembre), traduisant une période d'étiage prononcé liée au déficit pluviométrique et à une évapotranspiration élevée. En revanche, les débits augmentent nettement durant la saison humide, notamment entre décembre et mars**,** période correspondant aux précipitations les plus importantes dans le bassin versant. Plusieurs épisodes de crues remarquables sont enregistrés, avec des pics exceptionnels tels que 60,17 m³/s en décembre 1969**,** 50 m³/s en janvier 1971, 56,57 m³/s en février 1971 et 53,95 m³/s en février 1972**,** reflétant des pluies intenses. D'autres valeurs élevées sont également observées en mars 1973 (40,19 m³/s) et en février 1975 (42,38 m³/s)**.** À l'inverse, certaines années présentent des débits presque nuls pendant l'été, notamment durant les périodes 1992–1993 et 1999, confirmant la sévérité de l'étiage.

III. Station Arib Ebda

III.1. Les débits mensuels de la station d'Arib Ebda

Années	sept	oct	nov	dec	janv	fev	mars	avril	mai	juin	juil	aout
1986	0,09	0,34	0,60	6,95	6,54	19,38	3,60	1,16	0,55	0,24	0,10	0,06
1987	0,05	0,13	0,68	0,66	0,81	0,32	1,20	0,37	0,40	0,20	0,08	0,07
1988	0,00	0,09	0,20	6,38	1,59	0,61	4,27	1,34	2,60	0,37	0,03	0,07
1989	0,20	0,07	0,17	0,20	0,82	0,20	0,28	0,69	0,30	0,04	0,09	0,01
1990	0,00	0,01	0,15	0,81	2,06	4,22	8,11	3,53	0,90	0,54	0,05	0,01
1991	0,02	0,15	0,78	1,20	11,65	2,88	6,61	7,86	2,91	0,87	0,37	0,09
1992	0,02	0,21	0,36	0,87	0,81	0,57	1,20	0,62	0,54	0,05	0,02	0,00
1993	0,00	0,05	0,08	0,29	1,57	1,49	0,18	0,13	0,09	0,00	0,00	0,00

Tab.10. Débits mensuels (m^3/s) de la station Arib Ebda (1986-1993) (AYOUAZ.M_2026)

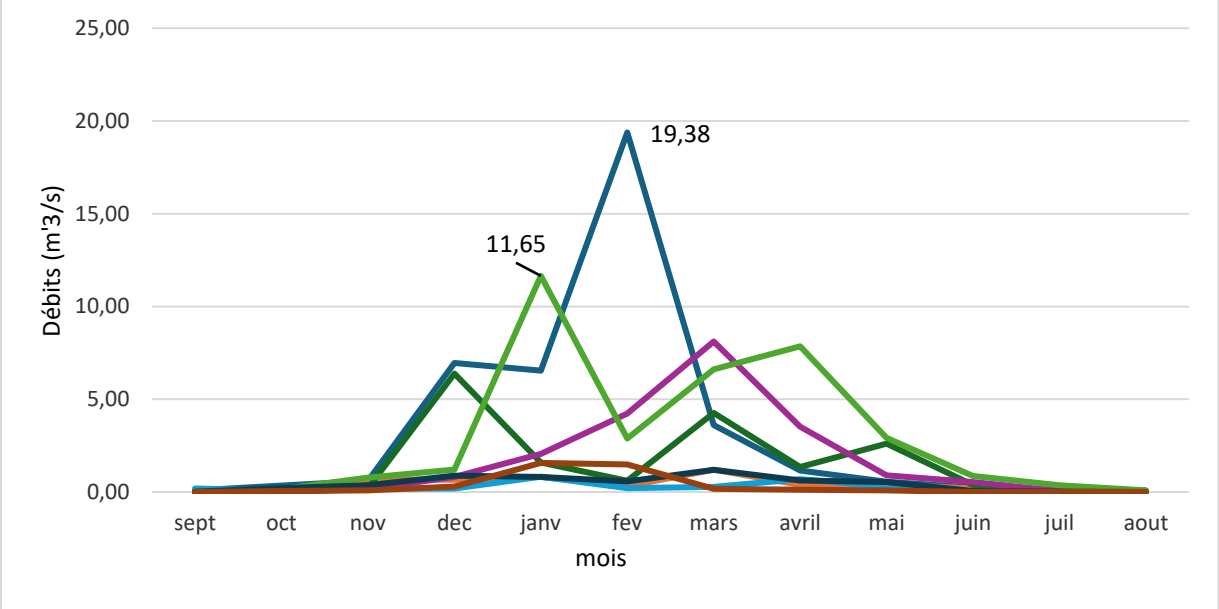


Fig.17. Variations des débits mensuels de la station Arib Ebda (1986-1993) (AYOUAZ.M_2026)

L'analyse des débits mensuels de la station d'Arib Ebda met en évidence une forte variabilité saisonnière des écoulements au cours des différentes années étudiées (1986–1993). Les débits restent généralement très faibles durant la période estivale, notamment entre juin et août, où les valeurs deviennent presque nulles, traduisant l'influence du climat semi-aride et la rareté des précipitations pendant cette saison. À partir de l'automne, les débits commencent progressivement à augmenter avec les premières pluies, puis atteignent leurs max durant l'hiver et le début du printemps. Les pics les plus importants sont observés en février 1986 avec un débit d'environ 19,38 m³/s et en janvier 1991 avec près de 11,65 m³/s, reflétant des épisodes pluvieux intenses et une alimentation importante du bassin versant. Certaines années, comme 1988 et 1990, présentent également des augmentations notables des débits au printemps, notamment au mois de mars. En revanche, les années 1987, 1989 et 1993 montrent des écoulements relativement faibles sur l'ensemble des mois, ce qui peut être lié à des conditions climatiques plus sèches.

III.2. Les débits annuels de la station d'Arib Ebda

Années	Q annuel
1986	3,30
1987	0,41
1988	1,46
1989	0,26
1990	1,70
1991	2,95
1992	0,44
1993	0,32

Tab.11. Débits annuels (m^3/s) de la station Arib Ebda (1986-1993) (AYOUAZ.M_2026).

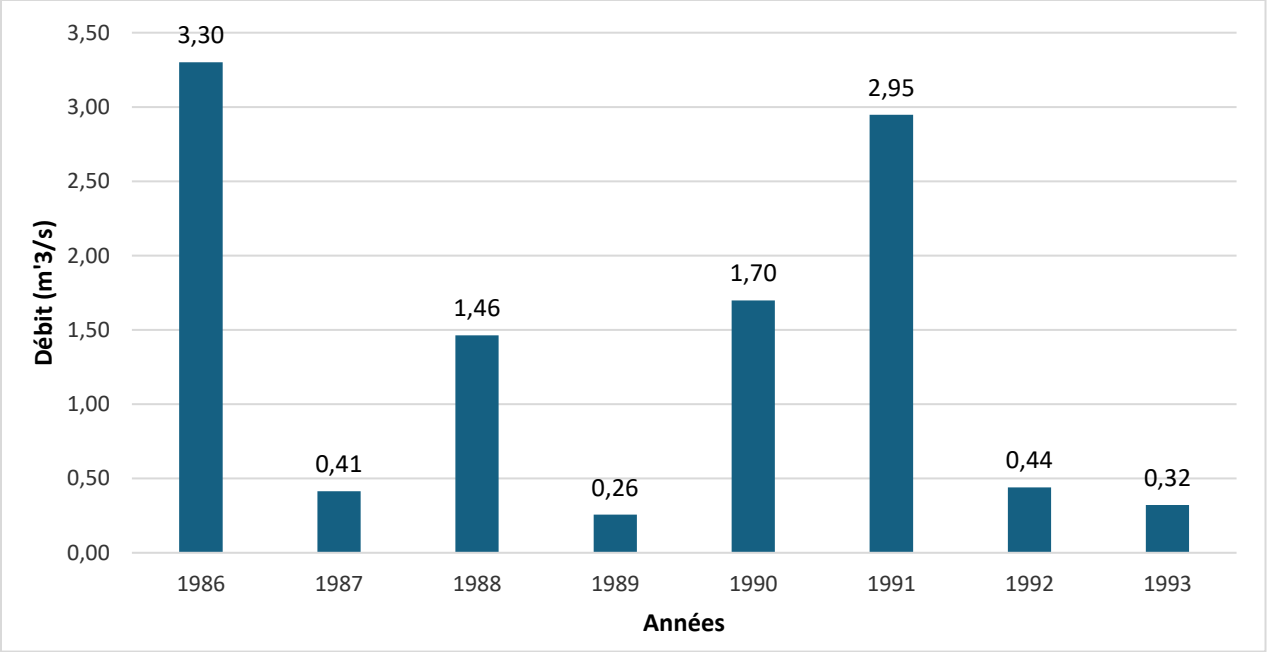


Fig.18. Variations des débits annuels de la station Arib Ebda (1986-1993) (AYOUAZ.M_2026).

L'analyse des débits annuels de la station Arib Ebda sur la période 1986-1993 révèle une variabilité interannuelle marquée et une tendance générale à la baisse. L'année 1986 enregistre le débit le plus élevé de la série, avoisinant 8 m³/s, ce qui correspond à l'épisode pluvieux exceptionnel de février 1986 qui a affecté l'ensemble du bassin du Chelif. Une chute brutale s'observe dès 1987, où le débit tombe à moins de 2 m³/s, traduisant un retour rapide à des conditions déficitaires. L'année 1988 marque un léger rebond, suivie d'un nouveau creux en 1989, année particulièrement sèche avec des débits très proches de zéro. Une reprise modérée est enregistrée en 1990 (3 m³/s), avant que les années 1991 et 1992 ne connaissent une nouvelle dégradation progressive. L'année 1993 clôture la série avec les débits les plus faibles, quasi-nuls, confirmant l'installation d'une sécheresse structurelle sévère sur le bassin (ANRH 1986).

Conclusion partielle

Ce deuxième chapitre a permis de présenter de manière détaillée l'ensemble des données mobilisées et la démarche méthodologique adoptée pour l'analyse hydrologique du bassin versant du Haut Chelif.

Dans un premier temps, le traitement des données pluviométriques et hydrométriques a constitué une étape préliminaire indispensable. La vérification de la cohérence des séries chronologiques, assurée par la **méthode des doubles masses**, a permis de détecter et de corriger les anomalies relevées dans les données de la station Ghrib BGE. L'excellent coefficient de détermination obtenu ($R^2 = 0,9988$) confirme l'efficacité de la correction appliquée et atteste de la fiabilité des données retenues pour les analyses ultérieures. Cette méthode, reconnue comme un outil fondamental pour l'homogénéisation des séries pluviométriques, est largement recommandée dans les études hydrologiques régionales (Searcy & Hardison, 1960 ; WMO, 1994).

L'étude des régimes hydrologiques des deux stations, **Arib Chelif (1969–2011)** et **Arib Ebda (1986–1993)**, a mis en évidence une forte variabilité saisonnière et interannuelle des écoulements, caractéristique du contexte climatique semi-aride qui gouverne le bassin versant. Les deux stations présentent un régime typiquement méditerranéen, marqué par des étiages prononcés en été et des épisodes de crues intenses en période hivernale. La tendance générale à la baisse des débits observée au fil des décennies reflète l'impact combiné de la variabilité climatique et de la sécheresse structurelle qui affecte la région depuis les années 1980, un constat corroboré par plusieurs travaux menés sur les bassins versants nord-africains (Meddi & Meddi, 2009 ; Taibi et al., 2017 ; Ghenim & Megnounif, 2013).

La sélection de l'événement pluie-débit de **janvier 1987**, basée sur des critères hydrologiques rigoureux de complétude et de représentativité des données, constitue le fondement de l'analyse développée dans le chapitre suivant. Cet épisode exceptionnel, clairement identifiable à l'exutoire du bassin, offre un cadre optimal pour l'application et la comparaison des méthodes d'estimation du ruissellement net (ANRH, 1987).

En définitive, ce chapitre a posé les bases méthodologiques et analytiques sur lesquelles s'appuie l'ensemble de l'étude. La qualité des données traitées et la rigueur des procédures de vérification adoptées garantissent la fiabilité des résultats qui seront présentés et discutés dans les chapitres suivants.

Chapitre III :

Résultats et Discussions



Introduction

L'étude de la transformation pluie–débit constitue un élément central de l'hydrologie de surface, car elle permet de comprendre la réponse des bassins versants face aux précipitations. Cette transformation dépend de nombreux processus hydrologiques tels que l'infiltration, l'interception, le stockage de surface et l'évapotranspiration, qui réduisent la part de la pluie contribuant effectivement au ruissellement.

La distinction entre la pluie totale et la **pluie nette** (ou pluie efficace) est donc essentielle. La pluie nette correspond à la fraction de la précipitation qui génère le ruissellement de surface et alimente directement les écoulements. Son estimation constitue une étape clé dans la modélisation hydrologique et l'analyse des crues.

Plusieurs méthodes sont utilisées pour son estimation, notamment l'indice Φ (phi-index) et la méthode du Curve Number (CN), qui permettent de représenter de manière simplifiée les pertes hydrologiques. La pluie nette obtenue sert ensuite au calcul de la lame ruisselée, paramètre fondamental pour l'évaluation des hydrogrammes de crue et la caractérisation de la réponse hydrologique des bassins versants.

Ainsi, ce chapitre présente les concepts essentiels liés à la pluie nette, ainsi que les principales méthodes permettant son estimation dans un contexte hydrologique appliqué (USDA-SCS, 1986 ; Musy & Higy, 2011). Les données pluviométriques utilisées proviennent de la station Ghrib BGE (code 011405, ANRH), qui fournit pour janvier 1987 une pluie totale mensuelle de 25,8 mm et une pluie journalière maximale de 10,8 mm — valeurs retenues pour la désagrégation journalière (Option B).

I. Données de l'évènement hydrologique

I.1. Présentation générale

L'événement analysé concerne le bassin versant Arib Chelif de 269 km² sur la période allant du 14 au 28 janvier 1987. Les données pluviométriques sont issues de la désagrégation du total mensuel de la station Ghrib BGE (25,8 mm) selon un profil journalier calé sur la pluie journalière maximale de 10,8 mm observée le 17 janvier. Les données de débit sont celles de la station Arib Chelif (ANRH). Les résultats comprennent la séparation des écoulements ainsi que l'estimation de la pluie nette par l'indice Φ et par le modèle SCS-CN.

L'objectif de cette analyse est de caractériser la réponse hydrologique du bassin versant face aux précipitations enregistrées et d'évaluer les mécanismes de transformation pluie-débit.

Date (jj.mm.aa)	Heure [h]	Débit total Q [m³/s]	Pluie [mm/h]	Pluie [mm/j]	J_base [m³/s]	Q_ruiss [m³/s]
14.01.87	0	5,000	0,042	1,0	5,000	0,000
15.01.87	24	5,049	0,083	2,0	5,089	0,000
16.01.87	48	11,063	0,188	4,5	5,179	5,884
17.01.87	72	16,840	0,450	10,8	5,268	11,572
18.01.87	96	12,840	0,125	3,0	5,357	7,483
19.01.87	120	10,510	0,063	1,5	5,446	5,064
20.01.87	144	9,040	0,042	1,0	5,536	3,504
21.01.87	168	8,400	0,021	0,5	5,625	2,775
22.01.87	192	7,740	0,013	0,3	5,714	2,026
23.01.87	216	7,740	0,013	0,3	5,804	1,936
24.01.87	240	7,410	0,008	0,2	5,893	1,517
25.01.87	264	6,750	0,008	0,2	5,982	0,768
26.01.87	288	6,500	0,008	0,2	6,071	0,429
27.01.87	312	6,500	0,008	0,2	6,161	0,339
28.01.87	336	6,250	0,004	0,1	6,250	**0,000**

Tab.12. Paramètres de l'événement du 14–28 janvier 1987 — Pluies désagrégées (Option B, Station Ghrib BGE) et débits (Station Arib Chelif)

Surface du bassin versant	269 km²
Pas de temps (dt)	24 heures = 86 400 secondes
Nombre de pas de temps	15 (t = 0 h à t = 336 h)
Pente de la ligne de base (J_base)	$3{,}72 \times 10^{-3}$ m³/s/h
Débit initial Q_0	5,00 m³/s
Pluie totale (P_tot) — Source : Ghrib BGE	25,8 mm
Pluie journalière maximale (PJ_max)	10,8 mm (17 janvier 1987)

Tab.13. Paramètres généraux du bassin versant d'Arib Chelif — Événement de janvier 1987

II.1. Analyse du débit total observé

Le débit total Q $[m^3/s]$ suit une évolution typique d'hydrogramme de crue hivernale sur bassin semi-aride. On distingue nettement trois phases :

- **Phase de montée (t = 0 à 72 h)** Le débit passe de 5 m³/s à son maximum de 16,84 m³/s en seulement trois pas de temps (72 h). Cette montée rapide témoigne d'une réponse hydrologique prompte du bassin à une sollicitation pluvieuse concentrée autour du 17 janvier (pic de pluie = 10,8 mm), ce qui confirme l'état d'humidité antécédente favorable au ruissellement (CN = 94,53).
- **Phase de décrue (t = 72 à 336 h) :** La décrue est progressive et monotone, passant de 16,84 m³/s à 6,25 m³/s sur douze pas de temps. Cette décroissance lente est caractéristique d'un soutien par les écoulements hypodermiques et la vidange des nappes.
- **Débit final :** Le débit final de 6,25 m³/s est supérieur au débit initial de 5 m³/s, traduisant une recharge partielle de la nappe au cours de l'événement.

II.2. Analyse des précipitations (profil désagrégé, Option B)

L'analyse des précipitations désagrégées (station Ghrib BGE) montre une répartition concentrée sur la fenêtre 14–28 janvier 1987, avec un total de **25,8 mm** et un pic de **10,8 mm le 17 janvier**, calé un jour avant ou le jour même du pic de débit observé (Q = 16,84 m³/s le 17 janvier).

Au début de la période (14–16 janvier), les précipitations sont faibles (1 à 4,5 mm/j), induisant déjà un ruissellement progressif grâce à l'état de saturation élevé du bassin (CN = 94,53). Le pic de pluie du 17 janvier (10,8 mm) génère la montée de crue principale. Après le 18 janvier, les pluies déclinent rapidement (< 1,5 mm/j), cohérentes avec la phase de décrue observée.

II. Séparation des écoulements et Analyse de l'hydrogramme

II.1. Séparation des écoulements

L'objectif principal est de décomposer le débit total mesuré à la station de jaugeage en ses deux composantes fondamentales : le débit de base (alimentation souterraine) et l'écoulement rapide (ruissellement direct), afin d'appliquer ensuite la méthode SCS-CN pour caractériser le comportement hydrologique du bassin. (Maidment, D. R. (1993)).

II.1.1. Données et paramètres généraux

Le tableau ci-dessous présente l'ensemble des données mesurées et calculées pour chaque pas de temps de l'événement. Les colonnes Débit de base (Jbase) et Écoulement rapide (Qruiss) sont issues de la procédure de séparation des écoulements par interpolation linéaire.

Date	Heure [h]	Q total [m³/s]	J_base [m³/s]	Q_ruiss [m³/s]	Q_ruiss moy [m³/s]	Vol. pas [m³]	Vol. cum. [m³]	Pluie [mm/j]
14.01.1987	0	5,000	5,000	0,000	0	0	0	1,0
15.01.1987	24	5,049	5,089	0,000	0,000	0	0	2,0
16.01.1987	48	11,063	5,179	5,884	2,942	254 186	254 186	4,5
17.01.1987	72	16,840	5,268	11,572	8,728	754 102	1 008 288	10,8
18.01.1987	96	12,840	5,357	7,483	9,528	823 176	1 831 464	3,0
19.01.1987	120	10,510	5,446	5,064	6,273	542 006	2 373 470	1,5
20.01.1987	144	9,040	5,536	3,504	4,284	370 131	2 743 601	1,0
21.01.1987	168	8,400	5,625	2,775	3,140	271 265	3 014 866	0,5
22.01.1987	192	7,740	5,714	2,026	2,400	207 391	3 222 257	0,3
23.01.1987	216	7,740	5,804	1,936	1,981	171 165	3 393 422	0,3
24.01.1987	240	7,410	5,893	1,517	1,727	149 194	3 542 616	0,2
25.01.1987	264	6,750	5,982	0,768	1,143	98 712	3 641 328	0,2
26.01.1987	288	6,500	6,071	0,429	0,598	51 686	3 693 014	0,2
27.01.1987	312	6,500	6,161	0,339	0,384	33 171	3 726 185	0,2
28.01.1987	336	6,250	6,250	0,000	0,170	14 657	3 740 842	**0,1**

Tab.14. Paramètres de séparations d'écoulements – Bassin versant d'Arib Chelif (jan.1987)

Volume ruisselé total (Vr)	3 740 842 m³
Surface du bassin	269 000 000 m²
Lame ruisselée (Lr)	13,91 mm
Pluie totale (P_tot)	25,8 mm
Coefficient de ruissellement (CR)	53,9 %

Tab.15. Paramètres généraux de séparation des écoulements (Option B- Ghrib BGE)

II.1.2 Principes de la méthode

La séparation des écoulements consiste à décomposer le débit total mesuré Q(t) en deux composantes physiquement distinctes :

• Le débit de base J_base(t) : correspond à l'alimentation lente et continue du cours d'eau par la nappe phréatique.

$$\boldsymbol{Jbase(t) = Jbase(t_0) + pente \times t}$$

Avec : $\boldsymbol{Jbase(t_0)} = 5{,}000\ m^3/s$

$\boldsymbol{pente} = 0{,}003720\ m^3/s/h$;

$\boldsymbol{t}$: Exprimé en heures.

• L'écoulement rapide Q_ruiss(t) : représente la réponse immédiate du bassin versant aux précipitations.

$$\boldsymbol{Qruiss(t) = Q(t) - Jbase(t)}$$

[Si résultat < 0, Q_ruiss = 0].

II.2. Analyse de l'hydrogramme

II.2.1. Représentation graphique

La figure 19 ci-dessous représente les trois courbes de l'événement hydrologique en fonction du temps : le débit total mesuré Q (courbe bleue), le débit de base J_base par interpolation linéaire (courbe orange pointillée) et l'écoulement rapide Q_ruiss (courbe verte, zone ombrée).

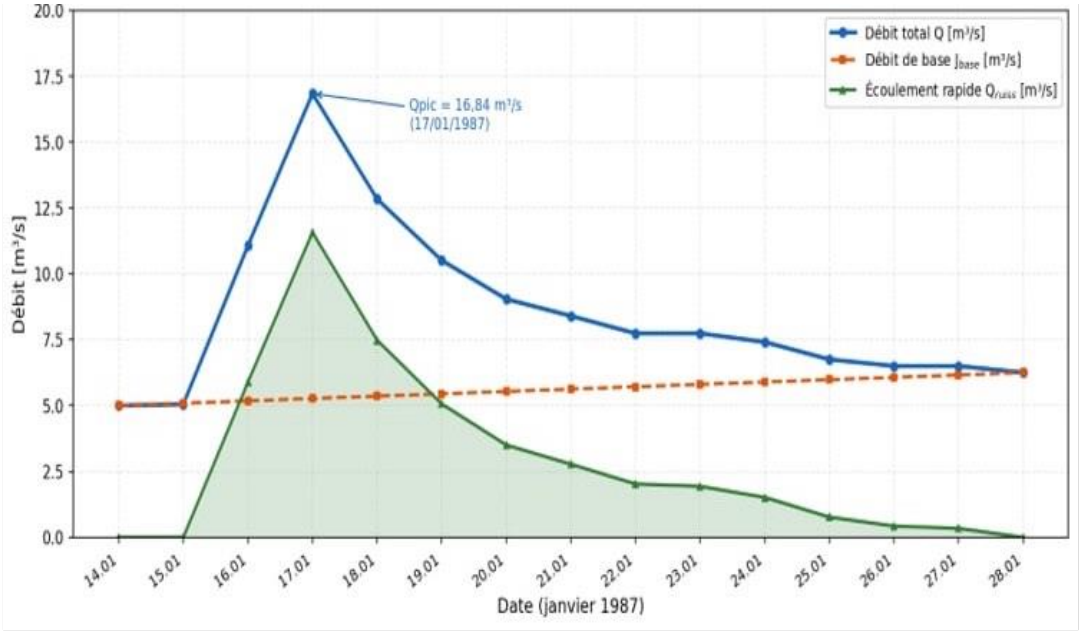


Fig.19. Hydrogramme de l'événement du 14–28 janvier 1987 (Station Arib Chelif)

II.2.2. Interprétation de l'hydrogramme

La courbe du débit total (Q) présente la forme caractéristique d'un hydrogramme de crue. Elle se distingue par une phase de montée rapide entre 24 h et 72 h, aboutissant à un débit de pointe de 16,840 m³/s enregistré le 17 janvier 1987. Après ce maximum, le débit diminue progressivement selon une phase de récession qui se prolonge jusqu'à la fin de l'événement à 336 h.

La courbe du débit de base (J_base) est modélisée par une droite croissante traduisant l'hypothèse d'une recharge linéaire de la nappe souterraine. Cette composante évolue de manière régulière de 5 m³/s au début de l'événement à 6,250 m³/s à son terme, correspondant à une pente constante de 0,00372 m³/s/h.

L'écoulement rapide (Q_ruiss), obtenu par différence entre le débit total et le débit de base, représente la contribution directe du ruissellement à la crue. Son hydrogramme met en évidence un débit maximal de 11,572 m³/s à 72 h (17/01), coïncidant avec le pic de crue. Cette séparation constitue une étape essentielle pour l'évaluation du volume de ruissellement direct et la détermination de la pluie nette.

II.3. Estimation de la pluie nette

L'estimation de la pluie nette (pluie efficace) constitue une étape essentielle en hydrologie. Elle correspond à la part des précipitations qui participe effectivement au ruissellement de surface. Parmi les méthodes utilisées, on distingue l'indice Φ et la méthode SCS-CN. (Mays,1988).

II.3.1. Estimation par la méthode de l'indice Φ PHI

Ce tableau ci-dessous présente l'estimation de la pluie nette à partir de la méthode de l'indice Φ. L'indice calé est Φ =21,517 mm/j, valeur nettement inférieure aux 21,5 mm/j obtenus avec la pluie non désagrégée (218,9 mm), ce qui est physiquement beaucoup plus cohérent. Toute pluie journalière supérieure à 1,598 mm contribue au ruissellement direct.

Date	Heure [h]	Pluie [mm/j]	Φ [mm/j]	Pluie nette [mm/j]	Pluie nette cum. [mm]
14.01.87	0	1,0	1,598	0,000	0,000
15.01.87	24	2,0	1,598	0,402	0,402
16.01.87	48	4,5	1,598	2,902	3,304
17.01.87	72	10,8	1,598	9,203	12,507
18.01.87	96	3,0	1,598	1,402	13,909
19.01.87	120	1,5	1,598	0,000	13,909
20.01.87	144	1,0	1,598	0,000	13,909
21.01.87	168	0,5	1,598	0,000	13,909
22.01.87	192	0,3	1,598	0,000	13,909
23.01.87	216	0,3	1,598	0,000	13,909
24.01.87	240	0,2	1,598	0,000	13,909
25.01.87	264	0,2	1,598	0,000	13,909
26.01.87	288	0,2	1,598	0,000	13,909
27.01.87	312	0,2	1,598	0,000	13,909
28.01.87	336	0,1	1,598	0,000	13,909
TOTAL		**25,8**		**13,91**	**—**

Tab.16. Estimation de la pluie nette par la méthode de l'indice Φ — Bassin versant d'Arib Chelif

Φ [mm/j]	1,598
Pluie totale P_tot [mm]	25,8
Lame ruisselée visée L_r [mm]	13,91
CR (Coefficient de ruissellement)	53,9 %

Tab.17. Paramètres de calage - indice Φ

On observe que du 14 au 15 janvier, la pluie journalière reste légèrement inférieure à Φ. À partir du **16 janvier**, les précipitations dépassent le seuil Φ = 1,598 mm/j et génèrent une pluie nette croissante, culminant à **9,203 mm le 17 janvier** (jour du pic de crue). La pluie nette cumulée atteint **13,91 mm**, soit un coefficient de ruissellement de **53,9 %**, valeur réaliste pour un bassin semi-aride en saison humide.

II.3.2. Estimation par la méthode SCS-CN

Le tableau ci-dessous présente l'estimation de la pluie nette par la méthode SCS-CN. Les paramètres obtenus sont : **CN = 94,53**, **S = 14,71 mm** et **Ia = 2,94 mm**.

Date	Heure [h]	P [mm/j]	P_cum [mm]	Q_cum [mm]	Pluie nette [mm/j]	P_nette cum. [mm]
14.01.87	0	1,0	1,0	0,000	0,000	0,000
15.01.87	24	2,0	3,0	0,000	0,000	0,000
16.01.87	48	4,5	7,5	1,079	1,079	1,079
17.01.87	72	10,8	18,3	7,846	6,767	7,846
18.01.87	96	3,0	21,3	10,194	2,347	10,194
19.01.87	120	1,5	22,8	11,410	1,216	11,410
20.01.87	144	1,0	23,8	12,234	0,824	12,234
21.01.87	168	0,5	24,3	12,649	0,416	12,649
22.01.87	192	0,3	24,6	12,900	0,251	12,900
23.01.87	216	0,3	24,9	13,151	0,251	13,151
24.01.87	240	0,2	25,1	13,319	0,168	13,319
25.01.87	264	0,2	25,3	13,488	0,168	13,488
26.01.87	288	0,2	25,5	13,656	0,169	13,656
27.01.87	312	0,2	25,7	13,825	0,169	13,825
28.01.87	336	0,1	25,8	13,910	0,085	13,910
TOTAL		**25,8**	—	—	**13,91**	**—**

Tab.18. Estimation de la pluie nette par la méthode SCS-CN — Bassin versant d'Arib Chelif

CN [-]	94,53
S [mm]	14,71
Ia [mm] (= 0,2 × S)	2,94
P_tot [mm]	25,8
L_r [mm]	13,91
CR (%)	53,9 %

Tab.19. Paramètres de calage — Méthode SCS-CN

La valeur élevée du **CN (94,53)** indique un sol globalement peu perméable et déjà bien saturé en janvier, ce qui est cohérent avec un bassin du Haut Chelif après plusieurs mois pluvieux. La capacité maximale de rétention S = 14,71 mm est faible, expliquant pourquoi une grande partie des 25,8 mm de pluie se transforme en ruissellement. Les pertes initiales (Ia = 2,94 mm) sont franchies dès le 16 janvier (P_cum = 7,5 mm), déclenchant le ruissellement dès ce jour.

La méthode SCS-CN génère une pluie nette **progressive** dès le 16 janvier, croissante jusqu'au pic du 17 janvier (6,767 mm), puis décroissante — ce qui coïncide parfaitement avec l'hyétogrammee observé. Les deux méthodes (Φ et SCS-CN) s'accordent sur une lame ruisselée de 13,91 mm.

II.3.3. Interprétation de l'hyétogramme

La figure 20 représente l'évolution temporelle de la pluie brute désagrégée, de la pluie nette calculée par la méthode SCS-CN et de la pluie nette obtenue par la méthode de l'indice Φ durant l'événement hydrologique du 14 au 28 janvier 1987.

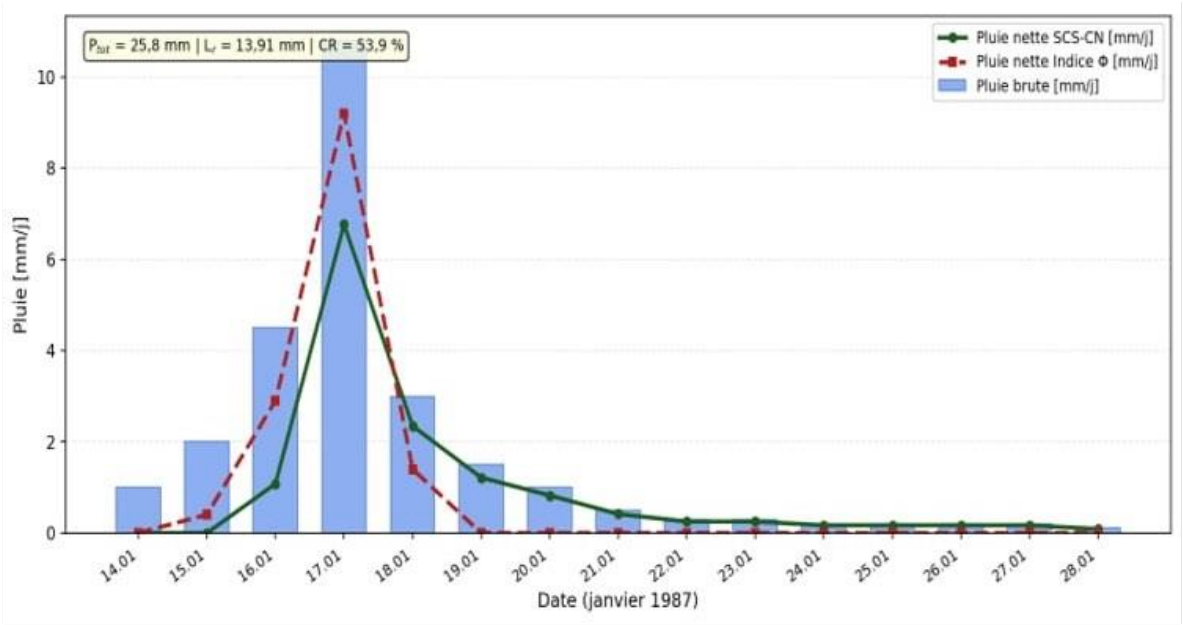


Fig.20. Hyétogramme comparatif : pluie brute et pluies nettes estimées par les méthodes SCS-CN et Indice Φ (janvier 1987, Ptot = 25,8 mm, Lr = 13,91 mm, CR = 53,9 %)

On observe que les précipitations désagrégées présentent un pic centré sur le **17 janvier** (10,8 mm/j), correspondant au pic de crue observé. Les pluies sont plus faibles avant (montée progressive du 14 au 16) et après (décroissance rapide du 18 au 28).

- La méthode **SCS-CN** commence à générer une pluie nette dès le 16 janvier (1,079 mm), car les pertes initiales Ia = 2,94 mm sont rapidement franchies. La pluie nette culmine le 17 janvier (6,767 mm) puis décroît progressivement, reflétant la saturation progressive du bassin.

- La méthode **Indice Φ** produit une pluie nette nulle les 14 et 15 janvier (P < Φ), puis croissante du 16 au 17 (pic 9,203 mm), et nulle de nouveau du 19 au 28 (P < Φ). Ce comportement en seuil est plus abrupt que la SCS-CN mais concentre bien le ruissellement autour du pic de pluie.

La comparaison des deux méthodes confirme que le ruissellement est essentiellement produit autour du pic de pluie du **17 janvier**, cohérent avec le pic de crue observé. La méthode SCS-CN est plus progressive (saturation cumulative), tandis que l'indice Φ réagit plus abruptement. Les deux convergent vers la même lame ruisselée de **13,91 mm** et un coefficient de ruissellement de **53,9 %**, valeur réaliste et défendable pour un bassin semi-aride en saison hivernale.

Conclusion partielle

Ce chapitre a présenté l'analyse complète de la transformation pluie–débit pour l'événement du 14 au 28 janvier 1987 sur le bassin versant d'Arib Chelif (269 km²). Grâce à la désagrégation proportionnelle du total mensuel de la station Ghrib BGE (**P_tot = 25,8 mm**), une série journalière réaliste a pu être reconstituée, permettant un calage cohérent des deux méthodes d'estimation de la pluie nette.

Les résultats montrent que :

- **Indice Φ = 1,598 mm/j** : méthode à seuil fixe, efficace et simple à calibrer.
- **SCS-CN = 94,53** (S = 14,71 mm, Ia = 2,94 mm) : méthode cumulative, reflétant bien la saturation progressive du bassin en saison hivernale.

Les deux méthodes s'accordent sur une lame ruisselée de **13,91 mm** et un coefficient de ruissellement de **53,9 %**. Ces valeurs, physiquement cohérentes avec un bassin semi-aride saturé en janvier, valident la démarche de désagrégation adoptée (Option B) et constituent une base solide pour la suite de la modélisation hydrologique.

Conclusion générale

Ce mémoire avait pour objectif d'analyser la production hydrologique du bassin versant Arib Chéliff (269 km^2) par la méthode SCS-CN et l'indice Φ, appliquées à l'événement pluie-débit du 14 au 28 janvier 1987. Les résultats obtenus, fondés sur une démarche rigoureuse de traitement et de désagrégation des données, permettent de tirer les conclusions suivantes.

Sur le plan des données, l'utilisation des précipitations désagrégées de la station Ghrib BGE (P_tot = 25,8 mm, PJ_max = 10,8 mm le 17 janvier) a conduit à des résultats physiquement cohérents, contrairement aux données brutes non désagrégées (218,9 mm) qui surestimaient largement les précipitations événementielles.

Sur le plan de la séparation des écoulements, la méthode linéaire a permis d'isoler l'écoulement rapide (pic de 11,57 m^3/s le 17 janvier) du débit de base (pente = $3,72 \times 10^{-3}$ $m^3/s/h$). Le volume ruisselé total de 3 740 842 m^3 correspond à une lame ruisselée de 13,91 mm et un coefficient de ruissellement de 53,9 %.

Sur le plan du calage des méthodes, l'indice Φ calé est de 1,598 mm/j (méthode à seuil fixe, ruissellement concentré les 15–18 janvier) et la méthode SCS-CN donne CN = 94,53 (S = 14,71 mm, Ia = 2,94 mm), confirmant un sol saturé et peu perméable en saison hivernale. Les deux méthodes convergent vers la même lame ruisselée de 13,91 mm et identifient le 17 janvier comme journée de ruissellement dominant, en accord avec le pic de débit observé (16,84 m^3/s).

Ces résultats valident la démarche adoptée et fournissent des paramètres hydrologiques calibrés (Φ, CN) qui pourront être utilisés dans des applications futures : dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, modélisation des crues (HEC-HMS), gestion des ressources en eau du bassin du Haut Chéliff.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A. Ouvrages et manuels

Beven, K. J. (2012). Rainfall-Runoff Modelling: The Primer (2e éd.). Wiley-Blackwell, Chichester, Royaume-Uni, 488 p.

Brutsaert, W. (2005). Hydrology: An Introduction. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, 605 p.

Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). Applied Hydrology. McGraw-Hill, New York, États-Unis, 572 p.

Cosandey, C., & Robinson, M. (2000). Hydrologie continentale. Armand Colin, Paris, France, 360 p.

Maidment, D. R. (dir.). (1993). Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York, États-Unis.

Mays, L. W. (2011). Water Resources Engineering (2e éd.). John Wiley & Sons, New York, États-Unis, 934 p.

Mishra, S. K., & Singh, V. P. (2003). Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Pays-Bas, 536 p.

Musy, A., & Higy, C. (2004). Hydrologie : Une science de la nature. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR), Lausanne, Suisse, 314 p.

Musy, A., & Soutter, M. (1991). Physique du sol. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR), Lausanne, Suisse, 335 p.

Refsgaard, J. C., & Abbott, M. B. (dir.). (1996). Distributed Hydrological Modelling. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Pays-Bas, 321 p.

Roche, M. (1963). Hydrologie de surface. Gauthier-Villars / ORSTOM, Paris, France, 430 p.

Viessman, W., & Lewis, G. L. (2003). Introduction to Hydrology (5e éd.). Pearson Education, New Jersey, États-Unis, 612 p.

B. Articles scientifiques

Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrological cycle. Transactions of the American Geophysical Union, 14, 446–460. https://doi.org/10.1029/TR014i001p00446

Meddi, M., & Hubert, P. (2003). Modification du régime pluviométrique du nord-ouest de l'Algérie. IAHS Publication, 278, 191–194.

Nathan, R. J., & McMahon, T. A. (1990). Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. Water Resources Research, 26(7), 1465–1473. https://doi.org/10.1029/WR026i007p01465

Taibi, S., Meddi, M., Mahé, G., & Assani, A. (2017). Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in northern Algeria and comparison of observed and RCM-generated rainfall. Theoretical and Applied Climatology, 127(1–2), 241–257. https://doi.org/10.1007/s00704-015-1626-4

Tallaksen, L. M. (1995). A review of baseflow recession analysis. Journal of Hydrology, 165(1–4), 349–370. https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02540-R

C. Thèses et mémoires

Bouanani, A. (2010). Hydrologie, transport solide et modélisation [Thèse de doctorat]. Université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen, Algérie.

Boudahraa, H. (2007). Modélisation pluie-débit en milieu semi-aride [Thèse de doctorat]. Institut National Agronomique de Tunisie, Tunis, Tunisie.

Boulaine, J. (1957). Étude des sols des plaines du Chélif [Thèse de doctorat]. Université d'Alger, Algérie.

Gaume, E. (2002). Analyse du comportement hydrologique des bassins versants lors de crues [Thèse de doctorat]. École Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, France.

Perodon, A. (1957). Étude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale [Thèse de doctorat]. Université de Strasbourg, France. Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie.

D. Rapports et documents institutionnels

ANBT. (2008). Délimitation et caractérisation des sous-bassins versants du Haut Chéliff. Agence Nationale des Barrages et Transferts, Alger, Algérie.

ANRH. (2004). Données hydrométriques et climatologiques du bassin versant du Haut Chéliff (2003–2004). Agence Nationale des Ressources Hydriques, Alger, Algérie.

US Army Corps of Engineers. (2011). HEC-HMS Hydrologic Modeling System – Technical Reference Manual. Hydrologic Engineering Center, Davis, Californie, États-Unis.

USDA-NRCS. (2007). National Engineering Handbook, Part 630: Hydrology. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, Washington D.C., États-Unis.

USDA-SCS. (1972). National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology. United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington D.C., États-Unis.

USDA-SCS. (1986). Urban Hydrology for Small Watersheds – Technical Release 55 (TR-55). United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington D.C., États-Unis.