

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE**  
**MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA**  
**RECHERCHE SCIENTIFIQUE**  
**UNIVERSITE ABDELHAMID IBN BADIS DE MOSTAGANEM**



**Faculté des sciences de la nature et de la vie**

**Département d'Agronomie**

**MEMOIRE DE FIN D'ÉTUDES**

**Présenté par :**

**M<sup>r</sup> LARIBI Ghalamallah**

**En vue de l'obtention du diplôme de magistère**

**Spécialité : Sciences Agronomiques**

**Option : Gestion conservatoire des eaux des sols et de l'environnement**

**Intitulé :**

***Étude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant  
et de son influence sur le régime des eaux.  
Cas du bassin versant de Oued Allala.  
(Ténès-Chlef)***

**Composition du jury de soutenance**

<b>Nom et Prénom</b>	<b>Grade</b>	<b>Qualité</b>	<b>Appartenance administrative</b>
M <sup>r</sup> KOURI Lakhdar	M.C A	Président	U.A.B.Mostaganem
M <sup>r</sup> REMAOUN Mohamed	M.C A	Encadreur	U.H.B.Chlef
M <sup>r</sup> LARID Mohamed	M.C A	Examineur	U.A.B. Mostaganem
M <sup>r</sup> CHOUIEB Mohamed	M.C B	Examineur	U.A.B. Mostaganem
M <sup>r</sup> HADDAD Ahmed	M.C A	Examineur	U.A.B. Mostaganem

**Année universitaire : 2012-2013**

*« Je peux prévoir la route des corps célestes,  
mais je ne peux rien dire sur le mouvement  
d'une petite goutte d'eau. »*  
**GALILÉO GALILÉI**  
*(1564 - 1642)*

## *Remerciements*

*Je remercie Allah, le Majestueux, de m'avoir accordé la foie la volonté et le courage afin d'accomplir dans les meilleures conditions ce travail.*

*Je voudrais remercier tout d'abords mes parents à qui je dois beaucoup et qui ont toujours été des fervents supporteurs de mes travaux sans vraiment savoir ce que c'était;*

*Mes remerciements vont à mon promoteur M<sup>r</sup>. REMAOUN Mohamed ;*

*Mes remerciements vont aussi à monsieur KOURI Lakhdar qui a accepté de présider le jury;*

*Je tiens également à remercier les membres du jury : Mr LARID Mohamed Mr CHOUIB Mohamed et Mr HADDAD Ahmed qui ont accepté d'examiner mon travail ;*

*Je n'oublie pas non plus ma petite famille ma femme et mes deux petites filles Walaâ et Najlaâ ; à qui je dois une infinie reconnaissance pour être présents et m'avoir soutenue sans conditions avec toutes leurs affections ;*

*A tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin, à tous ceux qui m'ont encadré, à tous ceux qui m'ont encouragé, à tous ceux qui m'ont accordé leur confiance, à tous ceux qui m'ont montré leur intérêt, à vous tous MERCI !!*

*Ghoulemallah*

## Résumé

L'objectif principal recherché dans notre sujet est de trouver un modèle hydrologique qui nous aide à prolonger les séries de débits dans le bassin versant d'oued Allala qui est située dans l'étage bioclimatique sub-humide.

Donc parmi une grande multitude des modèles mathématiques de transformations pluie-débit on a choisi le modèle GR4J, (Génie Rural à 4 paramètres au pas de temps Journalier). C'est un modèle conceptuel à réservoir basé sur le principe de l'hydrogramme unitaire utilisé pour la simulation des débits dans les sous bassins non jaugés, ensuite exploiter ces débits par les méthodes directes. Ce qui a nécessité en premier lieu une adaptation du modèle aux conditions locales par des modifications de certains paramètres de sa structure dans le but d'avoir un bon calage en utilisant les données des bassins jaugés.

C'est un modèle qui a été largement appliqué pour la simulation des débits dans des bassins versants peu ou non jaugés.

Afin d'obtenir des résultats fiables et satisfaisants, nous avons essayé de ressortir la meilleure version du modèle GR4J qui s'adapte aux conditions locales du site étudié.

**Mots clés :** modèle pluie-débit, GR4J, simulation des débits, Oued Allala.

## Summary

The principal objective of our subject is to find an hydrological model that helps us to extend the series of flows in the watershed of Oued Allala which is located in the sub humid bioclimatic stage.

So from a wide variety of mathematical models of rain-flow transformations we chose the model GR4J, (Rural Engineering to 4 parameters Daily) is a conceptual model based on the principle reservoir of the unit hydrogram used for simulation of flows in ungauged basins in, then use these rates by direct methods. This required first a model of adaptation to local conditions by changes in some of its structure in order to have a good calibration using data from gauged basins.

This is a model that has been widely applied to simulate flow in watersheds with little or ungauged.

To obtain satisfactory and reliable results, we tried to highlight the best version of the model GR4J that adapts to local conditions of the study site

**Keywords :** rain-flow model; GR4J; flow simulation; Oued Allala

## ملخص

الهدف الأساسي من موضوعنا هو إيجاد نموذج هيدرولوجي الذي يساعدنا على تمديد سلسلة من التدفقات في أحواض المياه من وادي علالة الذي يقع في المناخ شبه الرطب.

لذلك من مجموعة متنوعة من النماذج الرياضية لتحويل مياه الأمطار إلى تدفقات اخترنا نموذج GR4J ، هو النموذج النظري على أساس مبدأ الخزان المائي الأولي تستخدم لمحاكاة تدفق في أحواض أحادية التدفق ، ثم استخدام هذه المعدلات من خلال طرق مباشرة. المطلوب أولاً نموذجاً للتكيف مع المعطيات المحلية من قبل بعض التغييرات من أجل الحصول على معايير جيدة باستخدام بيانات من أحواض تم قياسها من قبل.

هذا النموذج تم تطبيقه على نطاق واسع لمحاكاة التدفق في مستجمعات المياه. للحصول على نتائج مرضية وموثوق بها، حاولنا تسليط الضوء على أفضل نسخة من نموذج GR4J التي تتكيف مع المعطيات المحلية لموقع الدراسة.

**مفتاح الكلمات :** نموذج الأمطار وجريان المياه ، GR4J محاكاة تدفق وادي علالة.

## Sommaire

Résumé.....	1
Introduction générale.....	3

### Chapitre I Objets de l'hydrologie

1. Objet de l'hydrologie.....	4
2. Définition des concepts de crues et de sécheresses.....	5
2.1.1 Notion de régime hydrologique.....	5
2.1.2 Les débits extrêmes.....	6
2.1.2.1 Les débits des crues.....	6
2.1.2.2 Les débits d'étiages.....	7
2.1.3 Processus d'écoulement.....	7
2.1.4 Les principaux processus de circulation de l'eau.....	9
2.1.5 Propriété hydrique du sol.....	9
2.1.6 La topographie.....	10
2.1.7 Les échanges nappes – rivières.....	10
2.1.8 Le couvert végétal.....	10
3. Historique des travaux.....	11

### Chapitre II Présentation du milieu d'étude

2.1.Choix de la zone d'étude.....	13
2.2.Situation géographique de la zone d'étude.....	13
2.3.Etude géomorphologique.....	14
2.3.1.Paramètres géométriques.....	14
2.3.2.Etude de relief.....	17
2.3.3.Etude du réseau hydrographique.....	17
2.4.La lithologie et Géologie de la zone d'étude.....	20
2.5.Végétation et occupation du sol.....	21

### Chapitre III Caractéristiques climatologiques

3.1. Sources des données.....	22
3.2 Les données climatiques.....	22
3.2.1 La température .....	22

3.2.2 Les vents .....	23
3.2.3 Evaporation.....	23
3. 3.Etude des précipitations.....	24
3.3.1 Données pluviométriques.....	24
3.3.2 Etude statistique des pluies annuelles (échantillonnage annuel).....	26
3.3.2.1 Ajustement par loi normale (loi de Gauss).....	27
3.3.2.2.Ajustement par la loi log normale (loi de GALTON).....	28
3.4. Evaluation de la lame d'eau précipitée sur le bassin.....	29
3.4.1. Méthode de la moyenne arithmétique.....	29
3.4.1.1 Précipitations mensuelles .....	30
3.4.1.2 Pluies maximales journalières.....	32
3.5 Lois de distribution.....	33
3.5.1.Ajustement des pluies journalières maximales.....	33
3.6 Pluie de courte durée.....	34
3.6.1. Formule de Montana.....	35
3.6.1.1 Choix des valeurs pour le calcul de la pluie de courte durée.....	36
3.6.1.2 Intensité de pluie.....	36
3.7. Régime climatique.....	36
3.7.1. Evapotranspiration réelle ETR.....	36
3.7.1.1. Formule de TURC (1962).....	36
3.7.1.2. Formule de COUTAGNE.....	37
3.7.2. Evapotranspiration potentielle (ETP).....	37
3.7.2.1. Méthode de THORNTHWAITE (1944).....	37
3.7.2.2. Méthode de SIERRA.....	39
3.8 Les indices climatiques.....	40
3.8.1 Indice d'aridité Annuelle de MARATONNE.....	40
3.8.2 Indice d'aridité mensuelle.....	40
3.9 Le ruissellement.....	41
3.9.1 Formule de "TEXERONT-BARKALOFF" .....	41
3.9.2 Formule de L.T.SUTON.....	41
3.10 Infiltration.....	42

## **Chapitre IV Le choix du modèle et méthodologie du travail**

4.1 Choix du modèle.....	44
4.2. Présentation de GR4J.....	44
4.2.1 Fonctionnement du modèle GR4J.....	44
4.2.2. Description mathématique du modèle GR4J.....	45
4.2.2.1. Neutralisation.....	45
4.2.2.2. Fonction de rendement.....	45
4.2.2.3. Hydrogrammes unitaires.....	46
4.2.2.4 .Fonction d'échange avec l'extérieur non atmosphérique.....	47
4.2.2.5. Réservoir de routage.....	48
4.2.2.6. Ecoulement total.....	48
4.2.3. Les quatre Paramètres du modèle.....	48
4.2.4. Les variables.....	48
4.3. L'optimisation du modèle.....	49
4.3.1. Méthode d'optimisation des paramètres.....	49
4.3.2. Période de calage et de validation.....	50
4.3.3 Critères de qualité d'ajustement et d'optimisation.....	50
4.4 Moyens mis-en œuvre.....	51

## **Chapitre V Résultats et discussion**

5.1. Calage du modèle GR4J version Perrin et al. (2003).....	52
5.2. Modification des conditions initiales S0/X1 et R0/X3.....	53
5.3. Modification de la fonction d'échange souterrain.....	53
5.3.1. Variation de l'exposant n de la fonction d'échange.....	53
5.3.2. Changement de la fonction d'échange.....	54
5.4. Modification des composants de l'écoulement.....	55
5.5. Modifications des hydrogrammes unitaires.....	56
5.5.1 Modèle GR4J modifié.....	56
Conclusion.....	61
Références bibliographiques.....	62

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau II.1: Les caractéristiques géomorphologique du bassin de Oued Allala.....	19
Tableau II.2: Répartition de différentes formations géologiques du bassin Versant de Oued .....	20
Tableau III.1: Répartitions mensuelles des températures .....	22
Tableau III.2: Vitesse des vents la moyenne mensuelle .....	23
Tableau III.3: Evaporation moyenne mensuelle.....	23
Tableau III.4: Les stations pluviométriques et leurs coordonnées. ....	24
Tableau III.5: Présentation des données des précipitations annuelles.....	25
Tableau III.6: Paramètre d'ajustement de la loi normal.....	27
Tableau III.7: Précipitation annuelles fréquentielles.....	28
Tableau III.8: Paramètre d'ajustement de la loi log normal.....	28
Tableau III.9: Précipitation annuelles fréquentielles.....	29
Tableau III.10: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations (1989-2008).....	30
Tableau III.11: Pourcentage des valeurs moyennes mensuelles des précipitations .....	30
Tableau III.12: Valeurs des pluies journalières maximales.....	32
Tableau III.13: Valeurs des pluies journalières pour différentes fréquences.....	34
Tableau III.14: Valeur des pluies de courtes durées pour différentes fréquences.....	34
Tableau III.15: Valeurs de a et b pour différentes périodes de retour de la station de Benairia....	35
Tableau III.16: Valeurs des pluies de courtes durées pour différentes fréquences .....	35
Tableau III.17: Valeurs des intensités de pluie pour différentes fréquences.....	36
Tableau III.18: Valeur moyenne de ETR par la formule de « TURC ».....	37
Tableau III.19: Calcul de ETR d'après la formule de «COUTAGNE ».....	37
Tableau III.20: Calcul de ETP par la méthode de «THORNTHWAITE».....	38
Tableau III.21: Calcul de ETP par la méthode de SIERRA.....	39
Tableau III.22: Indice d'aridité mensuelle.....	40
Tableau III.23: Valeur de ruissellement Solon la méthode de «L.T. SUTON».....	42
Tableau III.24: Valeur de la lame d'eau ruisselée et la lame d'eau infiltré.....	42
Tableau V.1: Résultats du calage pour le bassin versant Allala .....	52
Tableau V.2: Les résultats du calage en modifiant les conditions initiales.....	53
Tableau V.3: Les résultats du calage en modifiant n de fonction d'échange.....	54
Tableau V.4: Les résultats du calage avec différentes fonctions d'échange.....	55
Tableau V.5: Les résultats du calage en modifiant les fractions des deux écoulements.....	55
Tableau V.5: Les résultats du calage en modifiant la valeur de n.....	56
Tableau V.5: Les résultats du calage avec le modèle GR4J modifié pour oued Allala.....	58

..



## LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Variation du débit de Oued Allala du 01/09/83 au 31/08/89.....	5
Figure I.2: Différents processus d'écoulement dans un bassin hydrologique .....	8
Figure II.1: Situation géographique de la zone d'étude.....	14
Figure II.2 : Représentation en 3D du rectangle équivalent de l'oued Allala .....	15
Figure II.3 : Chevelu hydrographique du BV de Allala.....	17
Figure II.5: Profil en long de Oued Allala.....	18
Figure II .6: Carte géologique du bassin versant de Oued Allala.....	20
Figure II.7: Cartes lithologiques du bassin versant de Oued Allala.....	21
Figure II .8: Carte de végétation du bassin versant de Oued Allala.....	22
FigureIII.1:Histogramme de l'évaporation annuelle moyenne.. .....	23
FigureIII.2:Représentation graphique de la variation des Précipitations de Ténès.....	26
FigureIII 3:Représentation graphique de la variation des précipitations de Sidi Akkacha.....	26
FigureIII.4:Représentation graphique de la variation des précipitations Abou El Hassen.....	26
FigureIII .5: Représentation graphique de la variation des précipitations de Benaria.....	26
FigureIII.6:Histogramme des précipitations mensuelles Abou El Hassen.....	30
FigureIII.7:Histogramme des précipitations mensuelles Sidi akkacha.....	31
FigureIII.8:Histogramme des précipitations mensuelles Ténès.....	31
FigureIII.9:Histogramme des précipitations mensuelles Benairia.....	31
FigureIII 10:Courbe IDF de la station de Benairia.....	35
FigureIII.10:Courbe Ombro–thermique de la station de Ténès.....	41
FigureIV.1:Organigramme du modèle GR4J (Perrin et al ; 2007).....	45
Figure V.2:Corrélation des pluies journalières et des écoulements maximaux .....	49
FigureIV.3 :Les différents critères d'efficacité.....	51
FigureIV.4 :Présentation de la macro Solveur sous Exel.....	51
Figure V.1: La simulation du débit sur Oued Allala.....	52
FigureV.3 : La simulation du débit de Oued Allala avec les conditions initiales choisies.....	53
Figure V.4 : La simulation de débit .....	55
Figure V.5 : Structure du modèle GR4J modifié .....	57
FigureV.7:Corrélation des débits journaliers simulés et observés d'Oued Allala.....	59

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

1. A.C.P : Analyse en Composantes Principales.
2. A.N.R.H : Agence National des Ressources Hydriques.
3. B.I.R.H : Bureau Inventaire Ressources Hydrauliques.
4. GR3 : Génie Rural a trois paramètres.
5. GR1A : Génie Rural a un paramètres au pas de temps Annuel.
6. GR2M : Génie Rural a deux paramètres au pas de temps Mensuel.
7. GR4J : Génie Rural a quatre paramètres au pas de temps Jours.
8. GR3H : Génie Rural a trois paramètres au pas de temps Heure.
9. I.D.F : Intensité – Durée – Fréquence.
10. O.N.M : Office National de Météorologie.
11. S.O.G.R.E.A.H : Société Générale de la Recherche et Études des Aménagements Hydrauliques.

# INTRODUCTION GENERALE.

## **Introduction générale**

La situation de sécheresse sévère et persistante que connaît l'Algérie depuis au moins l'année 1975 est ponctuée par des crues dévastatrices dues non pas à des perturbations météorologiques de grande envergure, mais causées le plus souvent par des pluies torrentielles qui ne durent que très peu de temps mais qui peuvent être d'une extrême violence. Elles provoquent alors des crues très rapides qui sont à l'origine d'inondations dévastatrices avec les impacts socio-économiques que cela implique.

Parmi les inondations dévastatrices que le pays a connu, citons entre autres:

- les inondations exceptionnelles de l'automne 1969, pendant lesquelles, on a enregistré le 28 septembre 1969 une pluviosité de 208 mm en 24 heures,
- les inondations qui se sont produites du 25 au 31 mars 1974, les précipitations quotidiennes maximales ont atteint 80 à 224 mm.
- et plus récemment du 09 au 10 novembre 2001, la crue qui a touché la ville côtière de Ténès située au nord de la ville de Chlef a subit à elle seule, en une journée, plus de 80 milliards de centimes de dégât causées par la crue de Oued Allala .
- Les inondations de Bab El Oued 2001 resteront à jamais gravées dans la mémoire des Algérois.

Parallèlement aux inondations, une simple observation de la chronologie des totaux pluviométriques montre la persistance des épisodes déficitaires qui se sont prolongés sur plusieurs années successives, cette observation est particulièrement nette dans les années quatre vingt. En plus de la sécheresse estivale, l'environnement est soumis à des périodes de sécheresse de plus en plus sévères liés probablement à l'évolution du climat.

L'eau constitue donc un élément essentiel à la vie. Sa répartition quantitative et qualitative à l'échelle du globe est très hétérogène, et souvent très différente de la répartition des populations. Enjeu de vie, l'eau devient de plus en plus une question politique et source de tensions croissantes entre les Etats. L'eau douce, ne constitue que 3 % de la ressource mondiale (le restant étant formé par les mers et les océans), dont les trois quarts sont stockés sous forme de glace.

Vouloir cerner l'impact de « cette crise climatique » sur la gestion et la conservation des ressources en eau exige une bonne connaissance des différentes phases du cycle de l'eau.

Son intérêt a incité de nombreux scientifiques à faire des recherches approfondies afin de mieux contrôler et modéliser son cycle. Plusieurs sciences ont découlé de ces études effectuées durant des siècles, parmi lesquelles nous trouvons la mécanique des fluides,

l'hydraulique, l'hydrologie...etc. Selon le but et l'objet de ce que l'on veut modéliser et estimer, nous avons choisi la discipline adaptée au but de l'étude.

La science arrive à définir un cycle de l'eau, qu'on appelle en hydrologie le bilan hydrologique. Ce cycle représente toutes les transformations possibles de l'eau, depuis l'évaporation des eaux de surfaces (océans, mers, lacs, etc...), les déplacements des masses d'air humides et leurs précipitations ; ensuite cette eau précipitée engendre une complexité de différents processus d'infiltration, de ruissellement, d'évapotranspiration, et la fin du cycle se définit par le retour des différentes eaux soit ruisselées en surface ou par les différents types d'écoulement souterrains.

C'est une représentation grossière du cycle de l'eau; si on regarde de plus près chaque phase de cycle, on trouve qu'il existe plusieurs phénomènes très compliqués et difficiles à modéliser.

Dans notre travail, nous allons nous intéresser à deux parties du processus représentées par les précipitations et les débits.

Plusieurs recherches ont pour objet d'étudier le processus de génération de ces phénomènes, mais nous limiterons notre travail à la modélisation.

La modélisation en hydrologie et particulièrement la transformation des précipitations en débits, est un sujet qui n'est jamais démodé, car il est situé au cœur de l'hydrologie. On peut lire dans l'abondance des littératures existantes que les recherches menées dans ce domaine se continuent, non seulement pour développer ou améliorer les modèles existants, mais aussi pour créer des modèles nouveaux.

Il existe déjà, dans la littérature hydrologique, de nombreux modèles pour déterminer la réponse d'un bassin versant à la précipitation. Beaucoup de qualificatifs sont disponibles pour les caractéristiques : déterministes, physiques, statistiques, conceptuelles, empiriques, globales, distribuées...etc.

Les modèles conceptuels (modèles à réservoirs et empiriques) ont longtemps été une référence opérationnelle pour les hydrologues pour transformer la pluie en débit, par le fait que ces modèles incorporent des hypothèses sur les mécanismes qui gouvernent le cycle hydrologique.

Depuis le modèle de Stanford (Linsley ; Roche, 1971) à six réservoirs, plusieurs modèles sont apparus (exemple, modèles CREC, Knapp, Amande) avec l'introduction d'un hydrogramme unitaire (modèle GR3J et après le modèle GR4J), simulant le transfert de la pluie nette en débit de ruissellement. La modélisation pluie-débit a de nombreuses applications comme l'estimation des débits des rivières pour des sites non jaugés comme il

est le cas de plusieurs oueds algériens; le dimensionnement des ouvrages d'art (barrages, ponts, déversoirs de sécurité...); la délimitation des zones inondables ...etc.

En Algérie; l'application des modèles pluie-débit sur ses bassins versants reste rare malgré la réussite de ces modèles aux différents bassins dans d'autres pays ayant presque les mêmes caractéristiques climatiques comme la France et le Maroc.

Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes intéressés à l'application du modèle GR4J sur le sous bassin versant de Oued Allala afin de prolonger les séries des débits; en essayant d'améliorer le modèle jusqu'à avoir le modèle le plus adapté à notre zone d'étude.

Cette étude est exposée en cinq chapitres :

- Le premier chapitre présente une revue de la littérature sur les différents sujets abordés dans cette étude; le cycle hydrologique y est d'abord décrit et les différents aspects de la modélisation hydrologique sont traités en dressant un panorama des modèles de simulation pluie-débit;
- Le deuxième chapitre, nous présentons la zone d'étude;
- Le troisième chapitre est consacré à l'étude climatologique de la zone étudiée;
- Le quatrième chapitre présente la méthodologie du travail adoptée;
- Le cinquième chapitre est réservé aux différents résultats obtenus.

## CHAPITRE I

OBJETS DE L'HYDROLOGIE,  
DEFINITIONS ET CONCEPTS DE  
CRUES ET DE SECHERESSES.

## 1. Objet de l'hydrologie

Il est assez difficile de définir l'hydrologie car ce n'est pas une science unifiée. Etymologiquement "c'est une science qui traite des eaux", la définition change d'une époque ou d'un hydrologue à l'autre. Dans les dictionnaires, elle est parfois définie comme la science qui étudie les eaux, leurs caractéristiques, leurs propriétés, s'appuyant sur des considérations physiques, météorologiques, géologiques ou chimiques. Le sujet d'intérêt fondamental de l'hydrologie est le cycle de l'eau, soit sous forme de vapeur dans l'atmosphère, liquide à la surface de la Terre ou dans le sous-sol, ou sous forme solide dans les neiges et les glaces.

Dooge (1988) mentionne que l'hydrologie est la science qui résout l'équation du bilan de l'eau. Elle peut être aussi définie comme la science de l'eau qui traite la circulation, la dynamique et les propriétés de l'eau sur Terre à travers son cycle hydrologique (Eagleson, 1991). Ses thèmes d'étude sont les précipitations, l'évaporation, l'infiltration, le ruissellement, les écoulements dans les nappes et les cours d'eau, et le transport de substances dissoutes ou en suspension.

Du fait de l'étendue de ses centres d'intérêt, l'hydrologie est donc une science pluridisciplinaire comprenant l'hydrologie de surface, la glaciologie, l'hydrogéologie, la nivologie, (C'est l'étude des caractéristiques de la neige et des couches neigeuses, on s'appuyant sur des mesures et modèles spécifiques et menée tant à des fins de recherche scientifique que dans des buts pratiques, de sécurité notamment prévention des avalanches). la physico-chimie, en incluant aussi l'étude de l'érosion ou du transport de sédiments. Elle est également directement liée à la météorologie, l'hydraulique, la géographie, la géologie, la biologie ou l'écologie. Il est donc très difficile d'assigner à l'hydrologie un but plus précis que la lourde tâche de décrire et de comprendre le cycle de l'eau dans un environnement éminemment complexe, hétérogène et variable dans le temps. Klemes (1988) illustre d'ailleurs cette complexité en disant que « pour le scientifique, résoudre l'équation du bilan de l'eau peut être considéré comme l'un des Rubic Cubes les plus difficiles à résoudre de la nature, pour lequel les facettes changent de couleur, de forme, de taille au fur et à mesure qu'elles sont déplacées par différentes forces, et dans lequel même les bases structurales changent au cours du temps ».

Bien que l'hydrologie vienne d'être présentée comme une science, cette désignation n'est pas la seule acceptée.

Le moteur de cette science réside principalement dans le lien étroit qui existe entre l'homme et son environnement, et en particulier dans la dépendance qu'il a vis-à-vis de la ressource en eau, pour ses besoins d'alimentation ou dans ses activités. La variabilité de cette



ressource dans l'espace et le temps est source de multiples problèmes de gestion, auxquels l'hydrologie peut contribuer à apporter des solutions (Michel, 1989).

## 2. Définition des concepts de crues et de sécheresses

### 2.1 Notion de régime hydrologique

Aussi curieux que cela puisse paraître, il est difficile de rencontrer dans la littérature une définition précise du régime hydrologique. Très souvent il est fait exclusivement référence au régime relatif aux « variations inter - annuelles des débits mensuels. Bien qu'incontournable, cette représentation du régime ne concerne que la fluctuation mensuelle qui ne constitue qu'une partie de l'écoulement » (P. Javelle 2000).

Mais depuis longtemps, par besoin ou par curiosité, la recherche en hydrologie est allée plus loin dans les détails des processus de l'écoulement. Malgré sa complexité et les difficultés de l'observation, la compréhension et l'analyse des différents facteurs qui interviennent dans les causes qui sont à l'origine de l'écoulement et à leurs interactions dans le temps et dans l'espace, ont aboutit à l'élaboration de plusieurs définitions et concepts du régime d'écoulement, qui diffèrent d'un auteur à un autre, suivant le cadre et le but de la recherche. Quoiqu'il en soit, cette diversité est toujours justifiée, elle donne la preuve de la complexité du processus.

Le fait de représenter sur un graphique l'évolution du débit d'un cours d'eau en fonction du temps, plusieurs points et intervalles remarquables apparaissent comme des habitudes qui se répètent à des rythmes et des amplitudes relativement constantes, constituant ainsi les différents caractères identifiant le régime d'écoulement d'un cours d'eau.

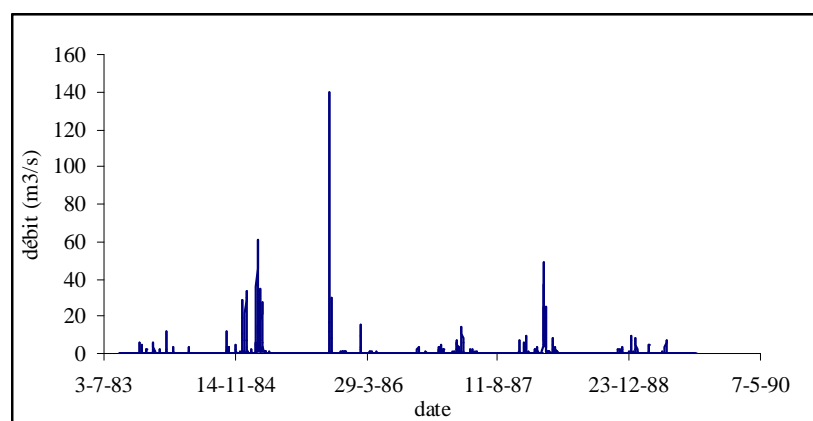


Figure I.1 : Variation du débit de Oued Allala à la station de Sidi Akkacha  
Séquence du 01/09/83 au 31/08/89.

### a. Régimes et échelles temporelles

A l'origine des variations des écoulements, se trouvent les phénomènes physiques qui les provoquent. Il s'agit des précipitations, de l'évapotranspiration et des phénomènes de stockage et de transfert dans les réservoirs superficiels et souterrains.

La durée sur laquelle chacun de ces rythmes est observable, varie considérablement d'un phénomène physique à un autre. Ainsi selon les cas, ces durées peuvent être de l'ordre :

- De quelques heures à quelques jours pour des variations brutales du débit, lors des crues provoquées par de fortes pluies sur des petits bassins.
- Du mois pour des crues lentes provoquées par des précipitations sur des grands bassins ou bien dues à la fonte nivale.
- De la saison pour les variations liées aux évapotranspirations qui agissent sur les niveaux des nappes et indirectement sur les écoulements en rivière (réservoir sol...).
- De l'année ou d'avantage, s'il s'agit d'évolutions d'origine anthropique ou liées à des variations climatiques.

Par conséquent, la caractérisation du régime hydrologique passe nécessairement par une synthèse de la variabilité observée. Cette synthèse doit se faire en fonction de l'échelle temporelle des événements que l'on cherche à caractériser. On ne procède pas de la même façon si l'on désire étudier le régime des crues, des étiages ou encore celui des variations saisonnières du débit.

## 2.2 Les débits extrêmes

Les deux valeurs extrêmes que peut atteindre le débit d'un cours d'eau continuellement et périodiquement sont souvent qualifiées de débits de hautes eaux et débits de basses eaux. Ce sont les deux caractéristiques du régime d'écoulement auxquels nous nous intéressons. Elles ont de tout temps constitué une préoccupation majeure des hydrologues car elles constituent par leur ampleur, leur agressivité et de leurs impacts négatifs une contrainte sur les activités et une entrave pour le développement économique et social.

Les deux phénomènes sont bien visibles sur le graphique de la figure I.1, ils correspondent à des périodes de hautes eaux caractérisées par une succession de crues de différentes amplitudes séparées par des périodes où le déficit pluviométrique génère une succession d'années sèches et donc un débit quasiment nul.

### 2.2.1 Les débits des crues

La crue d'un cours d'eau est une augmentation du débit liquide dans son lit, qui provoque une montée significative du niveau de l'eau et éventuellement, suivant l'importance de la crue et la géométrie du lit, des débordements. Cet afflux d'eau peut se produire plus ou moins brutalement, affecter toute ou partie du réseau hydrographique et se propage selon diverses modalités de l'amont vers l'aval. Sur le graphe de la figure I .1, la crue apparaît comme une augmentation brusque de la valeur du débit.

L'origine de l'afflux d'eau est d'abord climatique : il est dû aux pluies, dans certains cas à la fonte des neiges, par fois à la conjonction des deux. La crue traduit la réponse non seulement du cours d'eau, mais aussi celle du bassin versant à ce « forçage externe » du système.

La propagation de l'onde de crue de l'amont jusqu'à l'aval laisse des traces plus ou moins apparentes selon son amplitude sur les milieux naturels et les agglomérations, certes on n'empêchera pas la pluie de tomber, cependant les efforts peuvent porter sur la quantification des amplitudes des crues et de leurs fréquences d'apparitions afin de gérer au mieux la situation et réduire les risques.

### 2.2.2 Les débits d'étiages

D'une manière analogue, mais de l'autre côté extrême, le débit d'étiage d'un cours d'eau est la diminution du débit jusqu'à des valeurs très basses, caractérisant ainsi le régime d'écoulement pendant la saison sèche ou l'alimentation n'est garantie seulement que par la vidange des nappes souterraines suite à un manque de précipitations. La persistance de ce phénomène et l'accentuation de son impact socio-économique et écologique peuvent induire de lourdes pertes aux différents secteurs d'utilisations et de consommations.

## 2.3 Processus d'écoulement

Les processus qui affectent la distribution de l'eau précipitée, son stockage et son transfert vers les cours d'eau qui ont leur siège dans un bassin versant. Celui-ci est un système complexe à trois dimensions, bien différent d'un simple impluvium topographique, est décomposable en plusieurs domaines depuis la partie aérienne occupée généralement par la végétation ou les zones urbanisées jusqu'au substratum géologique (sol et sous-sol) et de plusieurs unités fonctionnelles des versants jusqu'au lit majeur.

Alors que certains processus conditionnent l'arrivée de l'eau au sol, d'autres assurent le retour à l'atmosphère, le transfert en surface (ruissellement) ou en profondeur.

Dans le sol les formations superficielles et les substrats rocheux régulent l'infiltration, l'écoulement hypodermique, le drainage vers les zones saturées, les nappes et les cours d'eau.

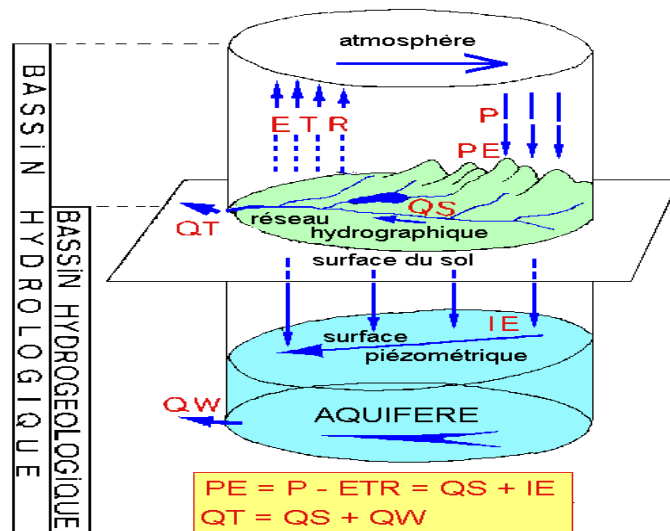


Figure I.2 : Différents processus d'écoulement dans un bassin hydrologique (Castany ; 1982)

Les crues et les étiages sont ainsi fortement dépendants des processus intervenants au niveau des échanges avec l'atmosphère, l'interface végétation – sol - formation superficielle et nappe d'eau souterraine et rivière. Ce sont ces processus que nous définissons ci-dessous.

#### ⇒ Les précipitations

Les précipitations constituent la cause première des débits extrêmes. Il est donc essentiel d'en connaître le mieux possible le volume, les intensités et la distribution spatiale. Les précipitations présentent en effet une hétérogénéité marquée à l'échelle de grandes régions. Cette hétérogénéité est en grande partie liée aux différents mécanismes générateurs de la pluie.

#### ⇒ L'évapotranspiration

Le terme évapotranspiration inclut, pour une même période de temps, l'évaporation de l'eau interceptée par les couverts végétaux, l'évaporation du sol et la transpiration de la matière vivante dans un bassin. Elle conditionne les états initiaux entre les événements pluvieux, c'est effectivement l'évapotranspiration qui influence la redistribution de l'eau dans les sols. Elle

est évidemment fonction des disponibilités en eau, de l'albédo et des apports d'énergie (radiative ou adventive, c'est à dire provenant du rayonnement solaire ou liée aux caractéristiques des masses d'air en mouvement).

⇒ L'interface sols - formations superficielles

L'essentiel de l'eau des cours d'eau est acheminé sur ou dans les versants, leurs sols et leurs formations superficielles, avant de rejoindre le réseau hydrographique. Cela justifie l'importance qu'il faut accorder à la morphologie du bassin et au fonctionnement hydrographique de l'interface sols - formations superficielles pour comprendre la redistribution de l'eau et les vitesses de circulations.

#### **2.4. Les principaux processus de circulation de l'eau**

Le ruissellement est conditionné par les paramètres climatiques (précipitations, interception, évaporation et transpiration) et les facteurs physiographiques (Caractéristiques des bassins versants et des cours d'eau).

Le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration, dit « ruissellement hortonien » est celui qui se produit lorsque l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration du sol et que l'excès d'eau se met en mouvement du fait de la pente de la surface topographique.

Le ruissellement par saturation du profil est celui qui se produit lorsque le réservoir que constituent le sol et les formations superficielles est totalement rempli, de sorte que tout apport supplémentaire sur ces zones saturées, quelque soit son intensité même faible, ne pourra que ruisseler sous l'effet de la pente.

L'écoulement hypodermique ou écoulement sub-superficiel (Interflow chez les Anglo-Saxons) est celui qui se produit à travers la partie superficielle du sol et des formations superficielles, dans un milieu non saturé en eau et rejoint l'écoulement superficiel par l'exutoire après un temps relativement long.

L'écoulement souterrain est celui qui s'effectue en milieu saturé, au-dessus d'un substratum imperméable, avec des vitesses très lentes de 10<sup>-3</sup> m/s à 10<sup>-5</sup> m/s vers différentes directions selon la texture des formations qui le contiennent.

## **2.4 Propriété hydrique du sol**

Lors d'un évènement pluvieux, l'état hydrique initial des sols va déterminer la part des pluies qui générera une crue. En effet la même hauteur de précipitation provoquera une crue plus forte lorsque l'état hydrique du sol est élevé.

De plus, la même quantité de pluie et des conditions initiales identiques de l'état hydrique du sol ne provoque pas la même crue selon que la surface du sol soit nue, tassée ou couverte de végétation.

Ces propriétés du sol subissent des variations temporelles à court et long terme pour des raisons naturelles ou anthropiques liées à l'influence humaine (variation saisonnière du couvert végétal, opération culturale, compactage, incendies ...).

## **2.5 La topographie**

La topographie d'un bassin a un impact majeur sur la composante gravitaire, principal moteur des écoulements, sur la répartition des apports atmosphériques, sur l'organisation spatiale des sols et formations superficielles ainsi que sur la répartition des différents types d'écoulements. Relativement stable à l'échelle des temps hydrologiques, elle représente un facteur important dans la genèse des débits.

## **2.6 Les échanges nappes - rivières**

Ces échanges sont importants à prendre en compte car ils peuvent modifier la réponse du bassin à un apport pluvieux, notamment l'ampleur de l'onde de crue le long d'un réseau hydrographique, ou perturber l'alimentation continue du débit de basses eaux en période d'étiage.

L'évolution de la position de la nappe phréatique au cours du temps va déterminer la possibilité d'exfiltration et d'infiltration dans le lit du cours d'eau lui-même, pour peu que la perméabilité du périmètre mouillé le permette, diminuant ainsi l'écoulement ou au contraire amplifiant son débit par drainage de la nappe.

## **2.7 Le couvert végétal**

La présence ou l'absence du couvert végétal constitue une caractéristique majeure de l'interface entre l'atmosphère et le sol du fait de l'interception des pluies par la végétation et par l'action du système racinaire sur le bilan hydrique.

On reconnaît aux couverts forestiers un rôle hydrologique majeur. Plusieurs études réalisées sur des bassins similaires ont montré que la déforestation augmente le volume des crues et

dans les mêmes conditions les valeurs des débits de pointes des crues peuvent doubler ou tripler.

De plus, les cultures annuelles et certaines cultures pérennes s'accompagnent de changements saisonniers importants de la couverture végétale et de la structure des horizons des sols travaillés. Ces changements impliquent donc des variations notables des propriétés hydriques des sols qui influencent fortement les différents types d'écoulements.

La notion de régime d'écoulement peut sembler a priori simple mais les différents processus qui entrent en jeu et leurs complexités nous donnent la conviction qu'une analyse approfondie du phénomène nécessite la collaboration de plusieurs spécialistes (météorologue, hydrologue, hydrogéologue, informaticien...).

## II - Historique des travaux

YACONO ; en 1955 a recueilli une documentation détaillée sur les crues du Cheliff sur une centaine d'années. Il constate qu'en 1927 à Boukadir que le débit annuel de l'Oued Cheliff était de 60 millions de m<sup>3</sup> soit un rapport de 1 à 22 entre deux années consécutives. Les variations au cours de l'année sont extrêmement marquées, l'étiage peut être de l'ordre du m<sup>3</sup> tandis que les crues peuvent être considérables de l'ordre de 2000 m<sup>3</sup> à Chéllif (ville). On a enregistré 4192 m<sup>3</sup>/seconde à Boukadir le 21 décembre 1930

Clarke ; en 1973 a procédé au traitement et à la mise en forme des premières séries de mesures recueillies en Algérie sur une trentaine de bassins durant la période 1946 -1957.

Dans un article paru dans l'annuaire hydrologique de l'Algérie de l'année (1958/1959) l'auteur discute les méthodes de mesures et présente les données mensuelles des écoulements solides spécifiques des 30 stations observées ainsi que les caractéristiques physiques et climatiques principales des bassins contrôlés.

Dans un tableau récapitulatif de ses travaux, l'auteur donne les estimations des précipitations et écoulements liquides et solides ainsi que les concentrations moyennes et maximales. Les premiers essais qu'il tente alors en vue d'établir les relations entre débits et concentrations instantanées ne donnent pas de résultats satisfaisants.

Par la suite TIXERONT (1960) procède à la corrélation et à l'homogénéisation des séries qui figurent dans les annuaires hydrologiques Algériens et les recueils d'observations hydrométriques du B.I.R.H (Bureau Inventaire Ressources Hydrauliques) Tunisien. Ses

travaux sont basés sur les données de 32 bassins en Algérie et 9 bassins en Tunisie dont les superficies s'échelonnent entre 90 Km<sup>2</sup> et 22.300 Km<sup>2</sup>.

Les principales conclusions des travaux de TIXERONT conduisent à admettre que le substratum joue un rôle considérable à l'échelle des bassins étudiés, avec en général une augmentation de la teneur en eau quant on descend dans l'échelle stratigraphique (des formations les plus anciennes aux plus récentes). Sur les terrains géologiquement stables, il se crée une morphologie qui fait coïncider les zones de forte pente avec les terrains les plus résistants.

A l'occasion d'une étude sur les processus actuelles d'érosions qui conditionnent les transports solides des principaux affluents du Cheliff et l'envasement des barrages existants ou en projet, Entre 1965-1969 une étude géomorphologique régionale sur ce bassin a été faite pour traiter la physiographie, l'hypsométrie, la pente, les formations lithologiques superficielles et le couvert végétal.

L'application des techniques de la géomorphologie quantitative basées sur l'analyse morphométrique des réseaux fluviaux (densité de drainage, coefficient de torrentialité) mises au point à l'école de Géographie Appliquée de Strasbourg ont permettait d'aboutir à des résultats jugés encourageants sur les bassins de Oued Rhiou et de Oued Fodda où il apparaît une bonne corrélation entre torrentialité et paramètres géomorphologiques.

Les études de SOGREAH (Société Générale de la Recherche et Études des Aménagements Hydrauliques) en Avril 1969 sur des aires d'irrigation de la région de Chlef ont mis en évidence deux contraintes majeures liées:

- D'abord à l'estimation du degré de perméabilité, rapport entre l'écoulement de crue annuel moyen et l'écoulement de base annuel moyen, l'utilisation de la méthode de séparation des écoulements étant sommaire et non justifiée.
- Ensuite à la méthode utilisée pour l'homogénéisation des séries d'écoulement à partir des séries pluviométriques non homogènes.

Signalons également quelques travaux plus récents qui se sont intéressés aux problèmes de crues et de sécheresses en Algérie, citons :

- Les travaux de l'Université de Constantine sur la régionalisation des étiages dans le Nord Ouest de l'Algérie et leur prédétermination à l'aide de la formalisation d'une approche QDF (Débit-durée-fréquence) et par la recherche d'un modèle mathématique simple de synthèse exploitant ces mêmes QDF. Ce modèle permet l'estimation régionale des débits (quantiles) d'étiage pour des durées continues allant jusqu'à 30 jours et pour des périodes moyennes de retour de 4 à 20 années.



- Ceux de A.DOUGUEDROIT sur la chronologie des précipitations et des sécheresses dans l'Ouest Algérien. Ils utilisent les méthodes multidimensionnelles, en particulier l'A.C.P (Analyse en Composantes Principales) avec rotation du type varimax.
- L'ONM (Office National de Météorologie) qui propose des indicateurs météorologiques de la sécheresse tel que l'oscillation Nord Atlantique, la température de la surface de la mer, l'oscillation méditerranéenne ainsi que la position de certaines caractéristiques saisonnières de la circulation atmosphérique.
- L'Université de Constantine caractérise et mesure dans ses travaux la sécheresse par l'étude pluviométrique et le bilan hydrique, il étudie ses variations spatiales, son intensité, sa fréquence annuelle et son apparition dans le temps. Il quantifie la sécheresse à travers la mesure du déficit et des besoins en eau.
- LEVIANDIER.T propose une méthodologie d'estimation des crues de projet en Algérie fondée sur un modèle mathématique qui utilise le modèle pluie-débit ; GR3 (Génie Rural a 3 paramètres) et s'appuie sur une distribution des pluies, une distribution des états initiaux des averses - crues et une estimation de la crue décennale.

## CHAPITRE II

### PRESENTATION DU MILIEU D'ETUDE.

Le territoire algérien est constitué de cinq bassins hydrographiques dont celui du Cheliff-Zahrez situé au Centre Ouest du Nord de l'Algérie, la région hydrographique Cheliff-Zahrez s'étend du Nord, de la méditerranée, avec un littoral de 200 km, aux chotts du Zahrez au sud.

La région hydrographique Cheliff Zahrez regroupe trois bassins versants :

✓ **Au nord** : Le bassin du Côtier Dahra, se compose de 3 sous bassins. Il présente un chevelu hydrographique de 702 Km d'oueds permanents et 1 836 Km d'oueds temporaires. Les principaux oueds sont : Oued Kramis, Oued Damous et Oued Allala.

✓ **Au centre**: le bassin du Cheliff qui s'étend sur une surface de 43 750 km<sup>2</sup>, est le plus vaste bassin de l'Algérie du nord. Il regroupe 36 sous bassins versants et compte 5 468 km d'oueds permanents et 18 495 km d'oueds temporaires. Parmi ses principaux oueds : Chélif, Mina, Rhiou et Ouahrane.

✓ **Au sud** : le bassin du Zahrez est une dépression qui regroupe 6 sous bassins, il présente un très faible chevelu hydrographique de 116 km d'oueds permanents et 4 442 km d'oueds temporaires et comprend deux chotts: Zahrez Chergui et Zahrez Gharbi.

## 2.1. Choix de la zone d'étude

On a choisi le bassin versant de Oued Allala ; pour les raisons suivantes :

- a. Disponibilité des données grâce aux stations pluviométriques, hydrométriques et météorologiques situées sur la zone d'étude.
- b. Les ouvrages hydrauliques tels que les barrages sont susceptibles de modifier le fonctionnement naturel des rivières. En fonction de leur distance par rapport à la station de jaugeage en aval, leur influence peut être transparente comme prépondérante sur le débit des rivières. Les modèles pluie-débit utilisés ne prennent pas en compte le fonctionnement des barrages et peuvent ainsi être pénalisés par l'existence d'un barrage sur le bassin versant. Dans notre travail, nous avons pris des bassins versants non influencés par le fonctionnement des barrages.

## 2.2. Situation géographique de la zone d'étude

Le bassin versant d'Oued Allala est situé sur le côtier Ténès. C'est un petit affluent déversant directement sur la méditerranée. Le bassin de l'Oued Allala est limité à l'Est par le

bassin de l'Oued BouChara, à l'Ouest par le bassin Oued Ras, au Nord par la Méditerranée, au Sud par le bassin de l'Oued Ouahrane (fig II .1).

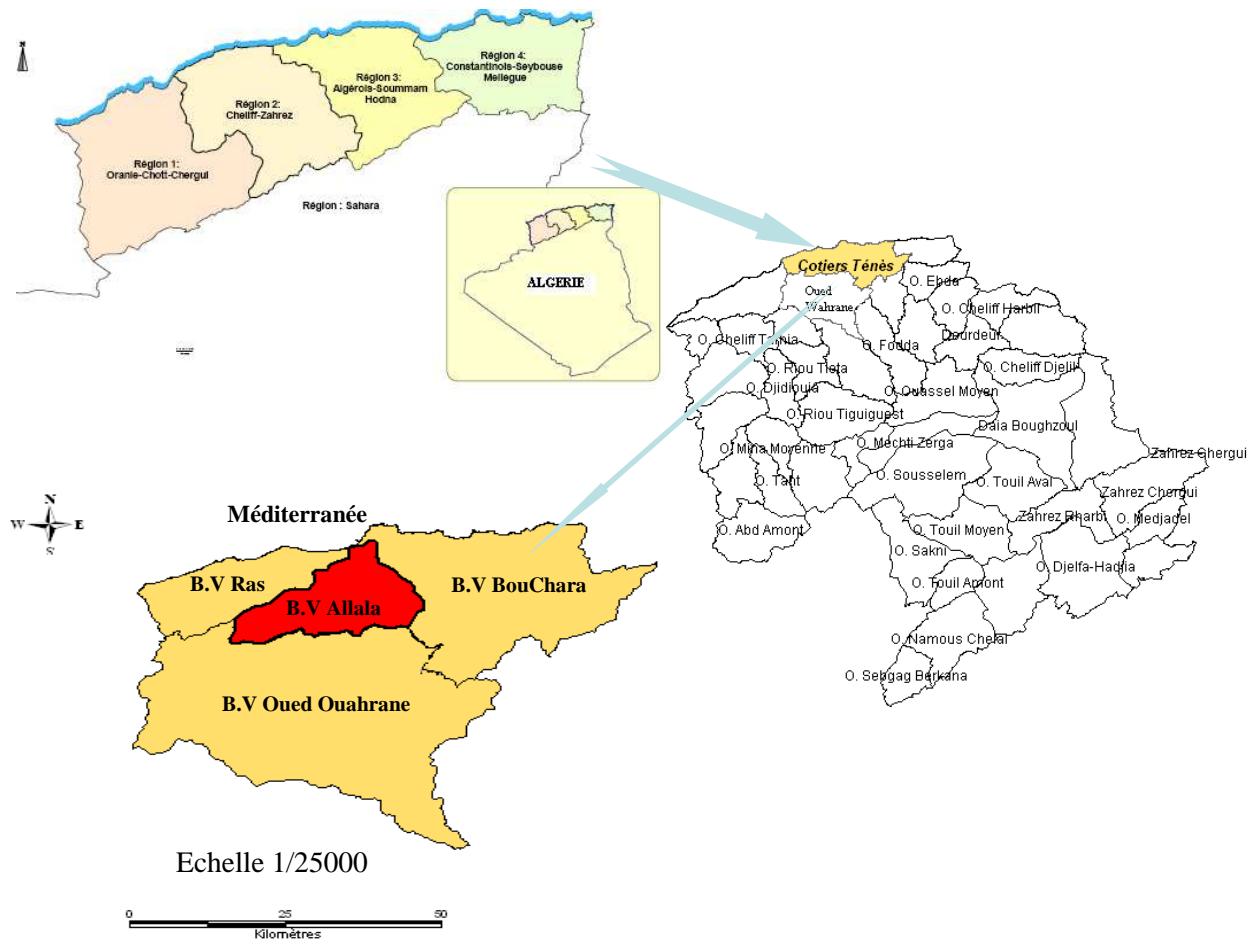


Figure II .1. Situation géographique de la zone d'étude

## 2.3. Etude géomorphologique

### 2.3.1. Paramètres géométriques

#### a- Superficie et périmètre

Le bassin d'Oued Allala s'étend sur une superficie de 287.15 Km<sup>2</sup> délimitée par une ligne de partage des eaux représentant son périmètre qui est évaluée à 89.88 Km.

#### b- Paramètre de forme

- *Indice de compacité de Gravélius*

L'indice de compacité est le rapport du périmètre du bassin versant considéré et celui d'un cercle qu'aurait la même surface.

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \approx 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (01)$$

Avec :

**A** : Superficie du bassin (Km<sup>2</sup>)

**P** : Périmètre du bassin (Km)

**K<sub>G</sub>** : Indice de compacité de Gravélius.

Pour	$K_G = 1$	bassin compacte
	$1 < K_G < 1.3$	bassin moins compacte
	$K_G > 1.3$	bassin allongé

• **Rectangle équivalent**

Il s'agit d'une transformation purement géométrique d'un bassin versant en un rectangle qui aura le même indice de compacité et la même hypsométrie que le bassin étudié.

Les dimensions de ce rectangle sont :

$$L_r = \frac{K_G \cdot \sqrt{A}}{1.12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right] \quad (02)$$

$$l_r = \frac{K_G \cdot \sqrt{A}}{1.12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right] \quad (03)$$

**L<sub>r</sub>** : Longueur du rectangle équivalent (Km).

**l<sub>r</sub>** : Largeur du rectangle équivalent (Km).

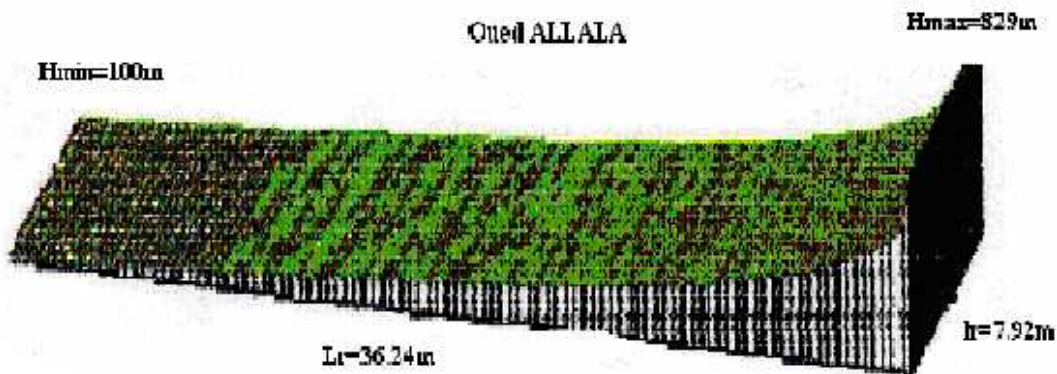


Figure II .2. Représentation en 3D du rectangle équivalent du bassin versant de l'oued Allala

### 2.3.2. Etude de relief

#### a- Paramètre de relief

- La courbe hypsométrique

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

Les principales caractéristiques altimétriques correspondent à :

**1.** L'altitude moyenne (**H<sub>MOY</sub>**) : c'est le rapport entre la somme des surfaces élémentaires par l'altitude moyenne correspondante et la surface totale du bassin versant (A)

$$H_{MOY} = \sum \frac{a_i \cdot h_i}{A} \quad (04)$$

Avec :

**h<sub>i</sub>** : l'altitude moyenne entre deux courbes de niveau en (m).

**a<sub>i</sub>** : surface élémentaire entre deux courbes de niveau en (Km<sup>2</sup>).

**A** : surface totale du bassin versant en (Km<sup>2</sup>).

**2.** L'altitude maximale (**H<sub>max</sub>**) traduite par le point le plus haut du bassin.

**3.** L'altitude médiane (**H<sub>méd</sub>**) correspondant à 50% de la superficie cumulée.

**4.** L'altitude minimale (**H<sub>min</sub>**) caractérise le point le plus bas du bassin.

• **Les indices de pente**

✓ **Indice de pente de Roche (I<sub>p</sub>)**

L'indice de pente I<sub>p</sub> de M. Roche sert à déterminer la pente moyenne avec les données réelles du bassin versant.

I<sub>p</sub> est donné par la formule :

$$I_p = L_r^{1/2} \sum_{i=1}^n (a_i d_i)^{1/2}$$

**I<sub>p</sub>** : indice de pente

**L<sub>r</sub>** : longueur du rectangle équivalent (Km)

**a<sub>i</sub>** : la fraction en pourcentage de la surface (A<sub>i</sub>) comprise entre deux courbes de niveau de distance d<sub>i</sub>.

✓ **Indice de pente globale (I<sub>g</sub>)**

Cet indice représente la pente moyenne de 90% de la superficie du bassin, il est obtenu à partir de la courbe hypsométrique, on prend la dénivelée (D) entre les altitudes H<sub>5%</sub> – H<sub>95%</sub>.

$$I_g = \frac{D}{L_r} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L_r} \quad (05)$$

- **La dénivelée spécifique  $D_s$**

La dénivelée spécifique donne une idée générale sur le relief du bassin.

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{A} = \frac{D}{L_r} \cdot \sqrt{A} = D \cdot \sqrt{\frac{I}{L_r}} \quad (06)$$

Pour :

- $D_s < 10\text{m}$  classe R1 relief très faible.
- $10 < D_s < 25$  classe R2 relief faible.
- $25 < D_s < 50$  classe R3 relief assez faible.
- $50 < D_s < 100$  classe R4 relief modéré.
- $100 < D_s < 250$  classe R5 relief assez fort.
- $250 < D_s < 500$  classe R6 relief fort.
- $D_s > 500\text{m}$  classe R7 relief très fort.

### 2.3.3. Etude du réseau hydrographique

#### 2.3.3.1. Constitution du réseau hydrographique

Le cours d'eau principal d'un fleuve est alimenté par des affluents les plus importants qui sont eux même alimentés par des affluents de second ordre ainsi de suite jusqu'aux ruisselets et petit cours d'eau de tête du bassin forment ce que les cartographes appellent le chevelu hydrographique des bassins versants.

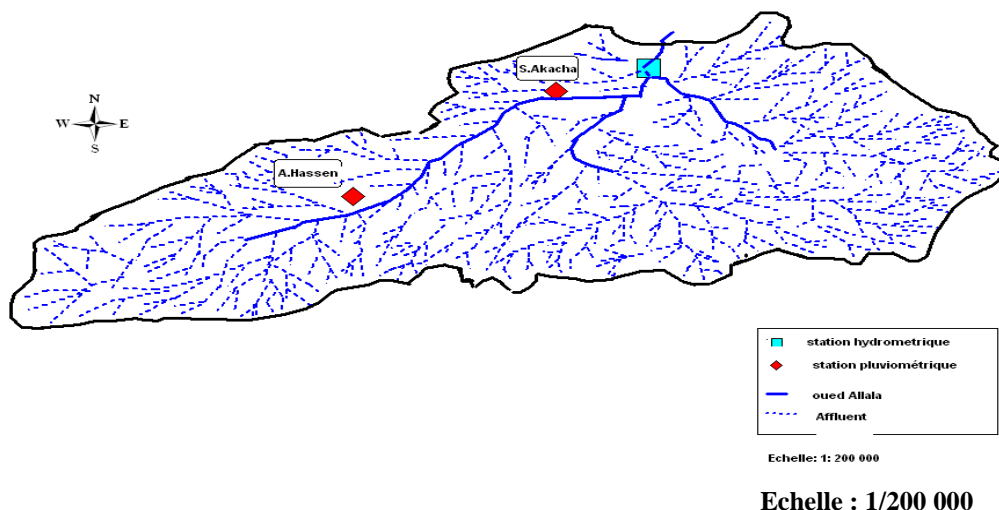


Figure II .4 : Chevelu hydrographique du BV de Allala. (Source ANRH Chlef, 1994)

**2.3.3.2. Paramètre hydrographique**

**• Densité de drainage**

La densité de drainage est définie comme le rapport de la longueur totale des cours d'eau de tout ordre, à la surface du bassin.

$$D_d = \frac{\sum l_i}{A} \quad (07)$$

Dd : Densité de drainage en Km/Km<sup>2</sup>.

$\sum L_i$  : Longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin en Km.

A : Superficie du bassin en Km<sup>2</sup>.

$$D_{dp} = \frac{\sum l_{ip}}{A} \quad (08)$$

$$D_{dt} = \frac{\sum l_{it}}{A} \quad (09)$$

$L_{ip}$  : longueurs des oueds permanents.

$L_{it}$  : longueurs des oueds temporaires

**• Profil en long**

Les études des profils en long permettent d'apporter des éléments complémentaires de la densité de drainage en vue du rôle déterminant des pentes et des talwegs sur le ruissellement superficiel.

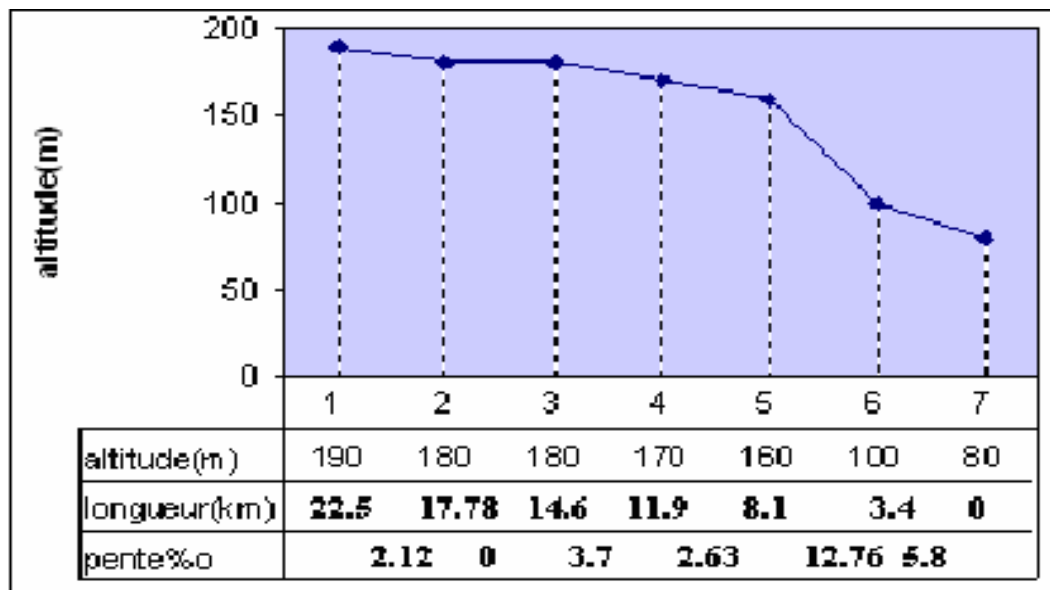


Figure II .5 : Profil en long de Oued Allala



Tableau II.1 : Les caractéristiques géomorphologiques du bassin de Oued Allala

Paramètres	Symboles	Unités	Formules	Valeurs
Superficie	A	Km <sup>2</sup>	/	287.15
Périmètre	P	Km	/	89.88
Indice de compacité	Kc	/	$0.28*(p/\sqrt{A})$	1.33
Longueur de rectangle équivalent	Lr	Km	$[(Kc*\sqrt{A})/1.128]*[1+\sqrt{(1(1.128/Kc)^2)}]$	36.24
Largeur de rectangle équivalent	Ir	Km	A/Lr	7.92
Indice de pente de roche	Ip	%	$Lr^{0.5}*(Ai*di)^{0.5}$	4.32
Indice de pente globale	Ig	%	$(H_{5\%}-H_{95\%})/Lr$	0.14
Dénivelé spécifique	Ds	/	$Ig*\sqrt{A}$	240.01
Altitude moyenne	Hmoy	m	/	375.213
Altitude maximale	Hmax	m	/	829
Altitude minimale	Hmin	m	/	100
Longueurs des talwegs totale	Lpt	Km	/	1601
Longueurs des talwegs permanent	Lp	Km	/	51.91
Longueur des talwegs temporaires	Lt	Km	/	1497.2
Densité de drainage total	Dd	Km.Km <sup>-2</sup>	Lp/A	5.57
Densité de drainage permanente	Dd <sub>p</sub>	Km.Km <sup>-2</sup>	Lp/A	0.08
Densité de drainage temporaire	Dd <sub>t</sub>	Km.Km <sup>-2</sup>	Lp/A	5.49
Relief	/	/	/	Assez forte

## 2.4. La géologie et la lithologie de la zone d'étude

D'après la carte géologique nous pouvons dire que : Le bassin d'Oued Allala est formé par des formations autochtones et allochtones. Dans la partie côtière de la région, les nappes géologiques sont chevauchées sur les formations en sédiments en position autochtonne. Dans la partie Est une nappe de Flysch et dans la partie Ouest une nappe numidienne. Nous pouvons également constater que la région centrale du bassin versant est couverte par les formations post-miocènes. (sables, graviers, argiles, ...)

Tableau II. 2 : Répartition de différentes formations géologiques du B.V de Oued Allalla

Couches	Superficie (km <sup>2</sup> )	Superficie (%)	Perméabilité des formations
Alluvions	30.97	10.44	Perméable
Conglomérats et sable rouge	4.124	1.39	Perméabilité moyenne
Gypse	0.44	0.154	Très Perméable
Grés	46.78	15.77	Perméabilité moyenne
Calcaire	38.71	13.05	Très Perméable
Argile	72.30	24.37	impermeable
Marne	61.98	20.84	impermeable
Grés et carténnien	12.04	4.18	Perméabilité moyenne
Marnes et schiste	8.25	2.78	impermeable
Argile et grés	20.65	6.96	Perméabilité faible

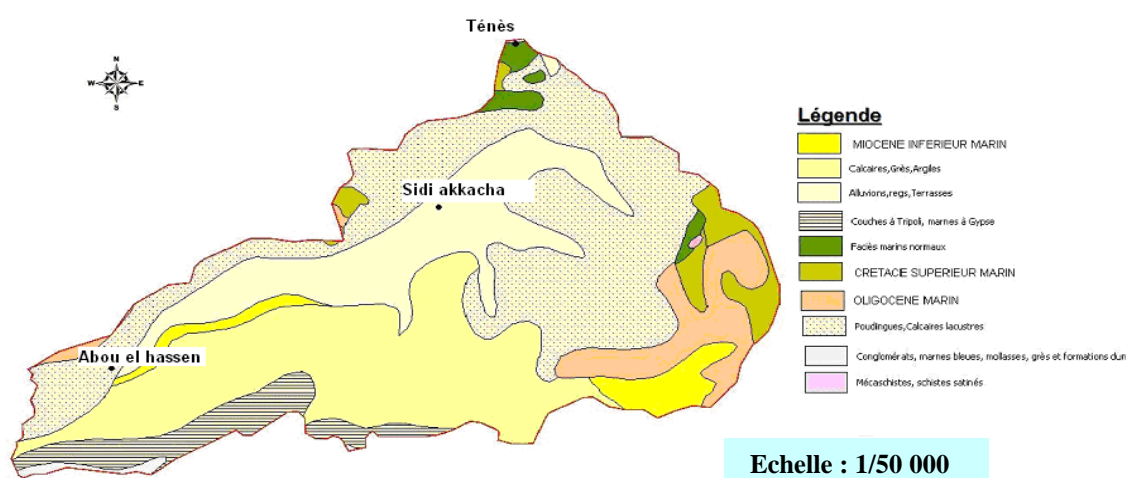


Figure II .6: Carte géologique du bassin versant de Oued Allala.

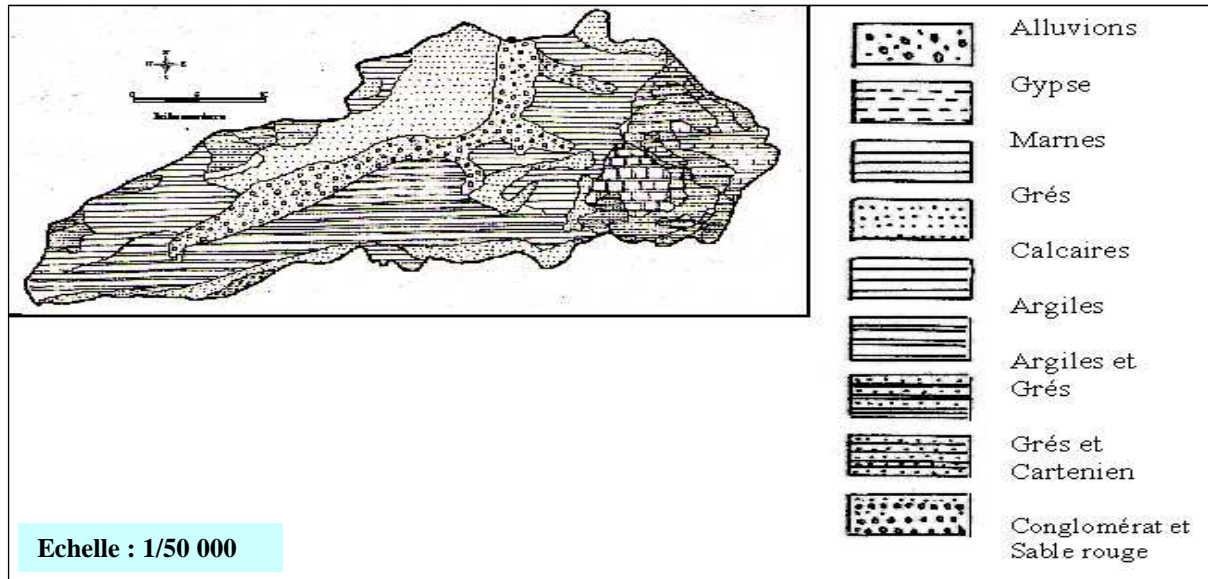


Figure II .7: Carte lithologique du bassin versant de Oued Allala. (Mattaeur, 1985)

## 2.5. Végétation et occupation de sol

Le rôle de la végétation dans la protection des sols et le bilan hydrique ont fait l'objet d'études aussi nombreuses et variées. En hydrologie, l'influence de la végétation sur l'évapotranspiration et le ruissellement est très importante.

Les parties nord et est du bassin de Oued Allala sont couvertes par une forêt à base de Pin d'Alep *Pinus halepensis* comme essence principale en mélange avec le thuya articulé *Tetraclinis articulata*. Le sous bois est dense en particulier sur les versants incendiés à exposition nord. Les terrains nus représentent plus de 70 % de la surface totale du bassin.

Le relevé floristique révèle essentiellement les espèces suivantes :

1. *Cistus salvifolius*
2. *Cistus monspeliensis*
3. *Erica arborea*
4. *Myrtus communis*
5. *Pistacia lentiscus*
6. *Arbutus unedo*
7. *Lavendula dentata*
8. *Urginea maritima*

La partie sud du bassin c'est la plaine de Sidi Akkacha est couverte par des cultures annuelles tels que les céréales ; avec quelques parcelles de cultures maraîchères.

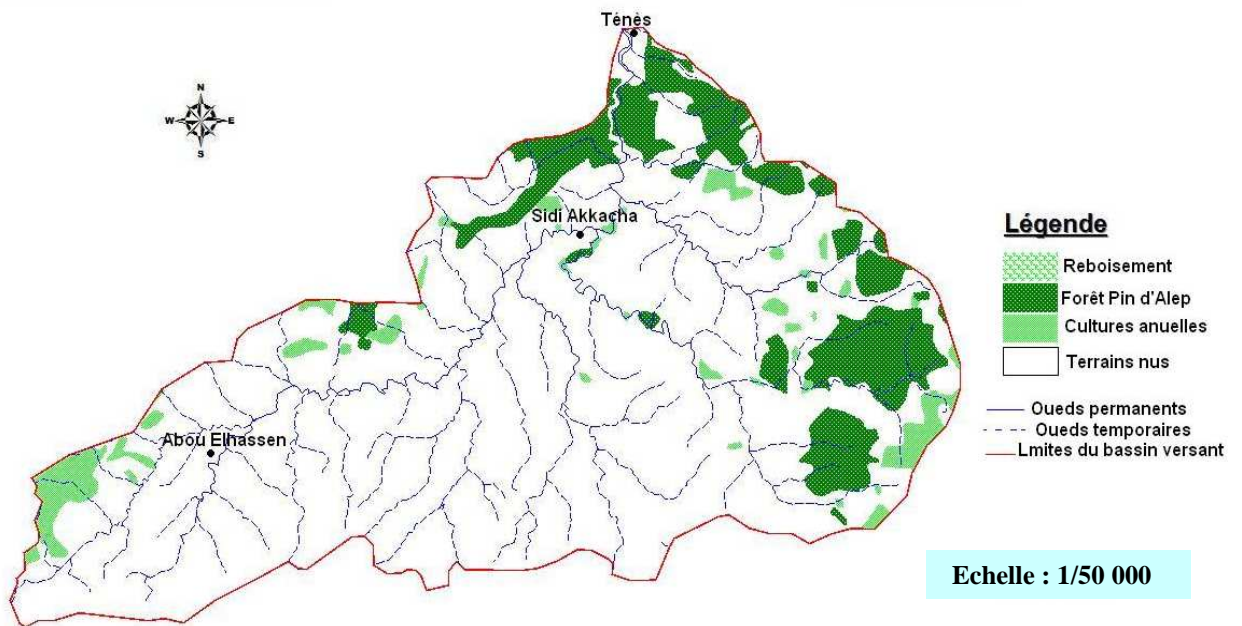


Figure II .8: Carte de végétation du bassin versant de Oued Allala.

## CHAPITRE III

### CARACTERISTIQUES CLIMATOLOGIQUES.

Le climat d'une région est le deuxième facteur principal dans le processus des phénomènes des crues. Il est donc essentiel d'étudier à fond ses composantes. En général l'analyse des données disponibles est le premier pas à franchir dans l'étude d'un phénomène complexe (précipitation, débit,.....etc.), dont les lois physiques sont aléatoires ou difficilement prévisibles dans leur ensemble.

Cette étude sera essentiellement consacrée à la quantification des précipitations de différents pas de temps afin d'en déduire les composantes de l'écoulement correspondant.

Les données disponibles sont une chronique de pluie journalière sur une durée de 20 ans de quatre stations entourant la zone d'étude.

### 3.1. Sources des données :

Les données climatologiques sont fournies par différents secteurs spécialisés dans le relevé, le traitement et le stockage des données.

Les températures et la vitesse des vents sont fournies par la station ONM de Chlef :

(Office National de Météorologie)

La pluviométrie fournie au niveau de l'ANRH de Chlef: (Agence Nationale des Ressources Hydriques).

### 3.2 Les données climatiques

**3.2.1 Les températures :** comme les autres facteurs, les températures ont un rôle très important dans le phénomène de l'évapotranspiration et de l'établissement du bilan hydrique, ainsi que dans la détermination des critères climatiques d'une région. Le tableau ci-dessous nous donne les températures moyennes mensuelles de 1988-2008.

Tableau III.1 : Répartitions mensuelles des températures (source O.N.M).

Mois	T (max) C°	T (min) C°	T (moy) C°
Janvier	15	8	11,5
Février	18,2	8,6	13,4
Mars	20,1	10	15,05
Avril	22	10,8	16,4
Mai	24,4	14	19,2
Juin	26,3	16,3	21,3
Juillet	29,9	18	22,45
Août	27	19,1	23,05
Septembre	24,8	17,3	21,05
Octobre	24,2	15,9	20,05
Novembre	19,8	11	15,4
Décembre	18	9	13,5

Avec:

T (max) : températures moyennes mensuelles maximales.

T (min): températures moyennes mensuelles minimales

Les températures moyennes annuelles de Ténès égale à 17.7°C , les mois les plus chauds sont les mois d'été soit juin , juillet , août et septembre ou les températures moyennes dépassent les 20°C. La saison froide s'étend de décembre à février ; les températures moyennes sont d'environ 13°C.

### 3.2.2 Les vents :

Le phénomène du vent est un facteur aussi prépondérant à l'implantation de certains ouvrages. La force du vent est estimée à la moyenne pendant la période qui s'étale entre 1997 et 2007, les résultats sont présentés dans le tableau suivant.

Tableau III .2 : Vitesse des vents la moyenne mensuelle (source O.N.M). (1988-2008).

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
V(moy)(m/s)	1,9	2,3	2,4	2,7	2,8	2,9	2,8	2,6	2,3	2,2	2,1	2,1

### 3.2.3 L'évaporation :

L'évaporation intervient dès le moment où les précipitations atteignant la surface du sol. C'est un facteur essentiel pour établir un bilan hydro climatique d'un bassin versant

Tableau III.3 : Evaporation moyenne mensuelle. (Source O.N.M). (1988-2008).

.Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Σ
Evap. mm	61	63	65	70	71	78	78	81	74	74	65	63	843
%	7,24	7,47	7,71	8,30	8,42	9,25	9,25	9,61	8,78	8,78	7,71	7,41	100

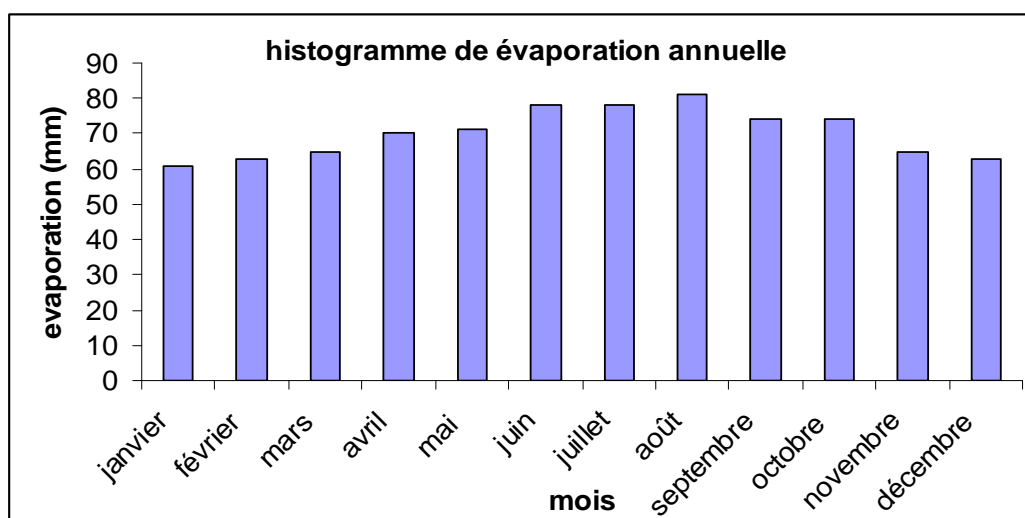


Figure. III .1 : Histogramme de l'évaporation annuelle moyenne. (Source O.N.M).

### 3.3. Etude des précipitations

Pour assurer une bonne représentation de notre région, le réseau de mesures comporte quatre stations qui couvrent presque tout le secteur d'étude

Les précipitations constituent le facteur essentiel intervenant par hauteurs totales annuelles, leur répartition mensuelle influence directement les régimes hydrologiques et leurs totaux journaliers et surtout les averses génératrices de crues.

#### 3.3.1. Données pluviométriques

Les données pluviométriques, sont collectées au niveau de l'ANRH de Chlef, elles sont disponibles sur support informatique sous forme de pluies moyennes journalières durant une période allant de 1988-2008 avec quelques lacunes.

Notre choix a été fixé sur quatre stations proches de la région d'étude celle de Sidi Akkacha, de Ténès, d'Abou el Hassen, et de Benairia.

Tableau III .4 : Les stations pluviométriques et leur coordonnées. (Source O.N.M).

Code ANRH	Station	Altitude (m)	Coordonnées géographiques	
			X	Y
02-02-01	Abou el Hassan	220	365,5	347,55
02-02-05	Ténès	5	376,8	359
02-02-11	Sidi akkacha	120	375,6	354,3
01-22-05	Benairia	320	378,15	338,4

La sommation des pluies journalières nous donne les totaux mensuels de chaque année et de chaque station, les lacunes trouvées ont été comblées par la moyenne des autres mois.

La somme des pluies mensuelles nous donne les totaux annuels.



Tableau III .5 : Présentation des données des précipitations annuelles. (Source O.N.M).

Année	Précipitations annuelles mm			
	Abou El Hassen	Ténès	Sidi Akkacha	Benairia
1988-1989	578,9	356,6	420,6	388,3
1989-1990	233,2	404,3	428,6	287,7
1990-1991	707,3	543,2	666	327
1991-1992	626,7	441,2	463,5	291,2
1992-1993	341,6	192,9	373,6	302,6
1993-1994	262,7	337,1	312,3	322,4
1994-1995	450,2	559,2	550,7	373,4
1995-1996	461,9	483,1	612,6	608,8
1996-1997	309,8	274,5	321,8	443,6
1997-1998	463,1	368	509,3	594,7
1998-1999	445,8	379,3	435,2	471
1999-2000	483,4	412,4	516,3	378,9
2000-2001	265,2	309,8	385,2	429,6
2001-2002	517,6	281,5	658,2	604,8
2002-2003	362,6	335,8	411,6	521,6
2003-2004	351,5	368,4	373,1	383,2
2004-2005	381,1	436,2	448,6	493,3
2005-2006	663,8	542,6	666,5	635
2006-2007	482	515,5	462,4	603,2
2007-2008	528,3	540,4	479,5	519

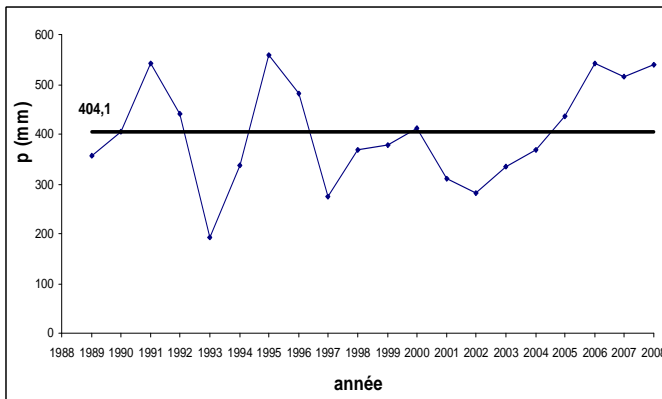


Fig. III. 2 : Représentation graphique de la variation des Précipitations de la station de Ténès (Source ONM)

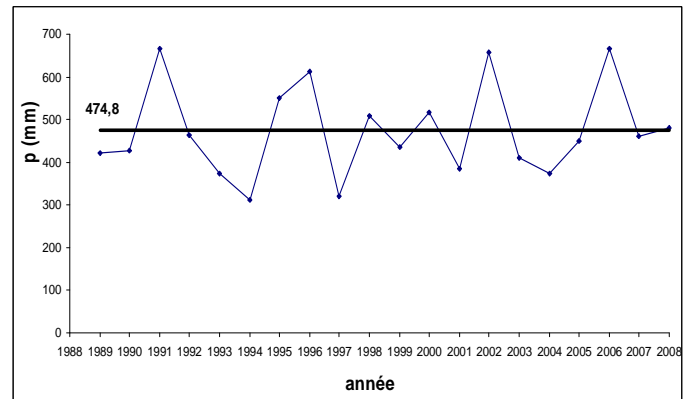


Fig. III. 3 : Représentation graphique de la variation des précipitations de la station de Sidi Akkacha. (Source ONM)

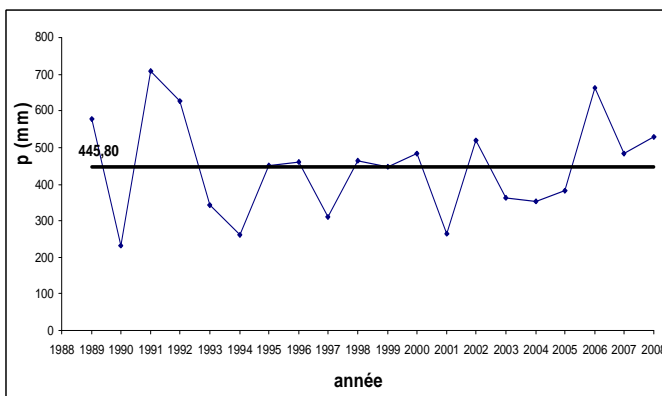


Fig. III. 4 : Représentation graphique de la variation des précipitations de la station de Abou El Hassen (Source ONM)

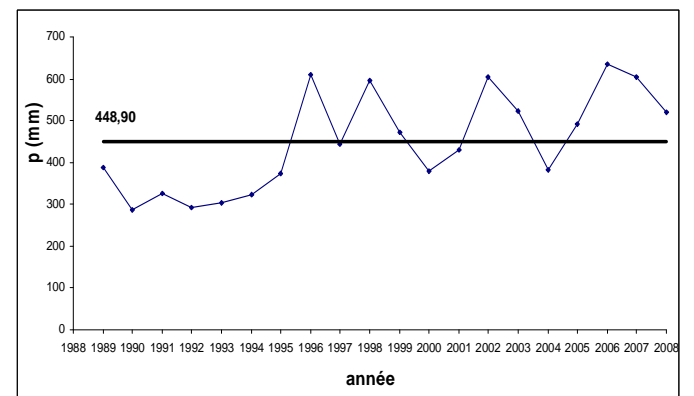


Fig. III. 5 : Représentation graphique de la variation des précipitations de la station de Benaria (Source ONM)

### 3.3.2. Etude statistique des pluies annuelles (échantillonnage annuel)

Pour comprendre au mieux le mode de répartition des précipitations et effectuer des études

prévisionnelles (calcul des différentes périodes de retour), on effectue des études statistiques pour déterminer les lois de répartition à utiliser.

La pluie annuelle est une variable aléatoire qui doit subir une analyse statistique par le biais d'une loi de distribution appropriée pour en déduire les caractéristiques.

D'après l'expérience les lois utilisées dans l'étude des pluies annuelles moyennes en région méditerranéenne sont : les lois normales, (**loi de Gauss**) et la loi log-normale (**loi de Galton**).

L'ajustement est fait pour les deux, afin de choisir la loi la plus adéquate celle qui a le coefficient de détermination  $R^2$  le plus élevé.

### 3-3-2-1 Ajustement par loi normale de Gauss

La loi normale (loi de Gauss) admet  $f(x)$  pour fonction de répartition telle que:

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^u e^{-\frac{u^2}{2}} du$$

Avec :

$$U = \frac{p - \bar{p}}{\sigma} \quad \text{variable réduite de Gauss.}$$

D'où :

$$P = \bar{p} + \sigma U \quad \text{droite d'Henry représentant la courbe de Gauss.}$$

La moyenne se calcul a partir de :

$$\bar{p} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i$$

L'écart -type :

$$\sigma_p = \sqrt{\left( \frac{1}{N} (P - \bar{p}_i)^2 \right)}$$

Le coefficient de variation :

$$C_v = \frac{\sigma_p}{p}$$

L'estimation des pluies et calculer par la formule suivant :

$$T = \frac{1}{F}$$

T : temps de retour pour une fréquence F d'une pluviométrie P donnés, c'est-à-dire que cette hauteur pluviométrique peut être atteinte ou dépassée, une fois tout les T années.

Les paramètres caractérisant la loi de distribution sont données par le tableau ci-dessous:

Tableau III .6 : Paramètres d'ajustement de la loi normal.

Paramètres	Formules	Valeurs			
		Ténès	Abou El Hassen	Sidi Akkacha	Benairia
Moyenne	$\bar{p} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i$	404.10 mm	445.80 mm	474.80 mm	448.90 mm
Ecart type	$\sigma_p = \sqrt{(S^2)}$	101.94	134.22	108.78	117.95
Coeff.de variation	$C_v = \frac{\sigma_p}{p}$	0.252	0.301	0.229	0.262

Station	Equation de droite	F	T (ans)	U	P (mm)
Abou El Hassen	$P = 445.8 + 134.22u$	0.99	100	2.327	758.14
		0.98	50	2.054	721.55
		0.9	10	1.282	617.87
		0.5	2	0.00	445.80
Ténès	$P = 404.1 + 101.94u$	0.99	100	2.327	644.14
		0.98	50	2.054	616.02
		0.9	10	1.282	536.33
		0.5	2	0.00	404.10
Sidi Akkacha	$P = 474.8 + 108.78u$	0.99	100	2.327	727.79
		0.98	50	2.054	698.14
		0.9	10	1.282	614.15
		0.5	2	0.00	474.80
Benairia	$P = 448.9 + 117.95u$	0.99	100	2.327	703.99
		0.98	50	2.054	673.23
		0.9	10	1.282	568.06
		0.5	2	0.00	448.90

Tableau III.7 : Précipitations annuelles fréquentielles.

### 3.3.2.2. Ajustement par la loi log normale de Galton

La loi de Galton est une loi normale qui résulte de la loi normale par un changement de variable.

Elle admet pour une fonction de répartition :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^u e^{-\frac{u^2}{2}} du$$

L'équation de la droite de la loi de HENRY s'écrit :

$$\ln p = \ln \bar{p} + \sigma_{\ln p} u$$

Les paramètres d'ajustement des séries d'observations sont regroupés dans le tableau suivant :

Tableau III.8 : Paramètre d'ajustement de la loi log normal.

Paramètres	Formules	Valeurs			
		Ténès	Abou El Hassen	Sidi Akkacha	Benairia
Moyenne	$\ln \bar{p} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \ln p_i$	5.967	6.054	6.138	6.058
Ecart type	$\sigma_{\ln p} = \sqrt{(S^2)}$	0.276	0.314	0.225	0.257
Coeff.de variation	$C_V = \frac{\sigma_{\ln p}}{\ln p}$	0.046	0.051	0.036	0.042

Les précipitations annuelles fréquentielles sont groupées dans le tableau qui suit

Tableau III. 9 : Précipitations annuelles fréquentielles

Station	Equation de droite	F	T (ans)	U	P (mm)
Abou el Hassen	P =6.054+0.314u	0.99	100	2.327	678.1
		0.98	50	2.054	670.0
		0.9	10	1.282	645.7
		0.5	2	0.00	605.4
Ténès	P=5.967+0.276u	0.99	100	2.327	660.9
		0.98	50	2.054	653.4
		0.9	10	1.282	632.0
		0.5	2	0.00	596.7
Sidi akkacha	P =6.138+0.225u	0.99	100	2.327	666.3
		0.98	50	2.054	660.1
		0.9	10	1.282	642.7
		0.5	2	0.00	613.8
Benairia	P=6.058+0.257u	0.99	100	2.327	665.7
		0.98	50	2.054	658.7
		0.9	10	1.282	638.8
		0.5	2	0.00	605.8

### 3.4 Evaluation de la lame d'eau précipitée sur le bassin

Sa connaissance demeure nécessaire pour déterminer le bilan moyen annuel de l'écoulement, elle permet également de cerner la variabilité des pluies sur une longue période d'observation on utilise les données de quatre station, pour la période (1988-2008) recueillies au niveau de ANRH de CHLEF.

Pour évaluer la lame d'eau moyenne précipitée dans un bassin, il existe plusieurs méthodes Dans notre cas on utilise la méthode la plus fréquente.

#### 3.4.1. Méthode de la moyenne arithmétique

On considère que la hauteur moyenne des précipitations sur l'ensemble du bassin versant pour une période déterminé est égale à la moyenne arithmétique des précipitations relevées dans le même temps aux différentes stations du bassin ou dans son voisinage immédiat

$$\bar{P} = \frac{\sum P_i}{N} \dots\dots\dots (II - 1)$$

D'où:

Avec : N : Nombre de station

P : précipitations moyennes annuelles du bassin (mm)

P<sub>i</sub> : précipitations moyennes annuelles de chaque station (mm)

Donc: Les précipitations moyennes annuelles de la station d'ABOU EL HASSEN  $P = 445,8$

Les précipitations moyennes annuelles de la station de TENES  $P = 404,1$

Les précipitations moyennes annuelles de la station de SIDI AKKACHA  $P = 474,8$

Les précipitations moyennes annuelles de la station de BENAIRIA  $P = 448,9$

$$\bar{P} = 443,4\text{mm}$$

### 3.4.1.1 Précipitations mensuelles :

Tableau III. 10 : Valeurs moyennes mensuelles des précipitations (1989-2008).

Mois précipitations	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
	Abou el Hassen	15,99	33,94	77,22	73,44	58,34	53,87	50,91	42,68	29,39	6,55	1,46
Ténès	19,83	35,06	62,81	63,48	49,03	41,59	44,05	41,89	33,22	7,37	1,37	4,4
Sidi Akkacha	20,99	35,21	87,33	69,17	62,31	53,27	49,92	48,6	35,51	6,36	1,42	4,69
Benairia	20,63	26,58	75,25	66,21	64,52	50,37	52,59	46,43	39,58	4,94	0,49	1,38

Tableau III.11 : Pourcentage des valeurs moyennes mensuelles des précipitations.

Mois	Benairia	Ténès	Sidi akkacha	Abou El Hassen	MOY	%
SEPT	20,63	19,83	20,99	15,99	19,36	4,37
OCT	26,58	35,06	35,21	33,94	32,7	7,37
NOV	75,25	62,81	87,33	77,22	75,65	17,1
DÉC	66,21	63,48	69,17	73,44	68,08	15,4
JANV	64,52	49,03	62,31	58,34	58,55	13,2
FÉVR	50,37	41,59	53,27	53,87	49,78	11,2
MARS	52,59	44,05	49,92	50,91	49,37	11,1
AVR	46,43	41,89	48,6	42,68	44,9	10,1
MAI	39,58	33,22	35,51	29,39	34,43	7,76
JUIN	4,94	7,37	6,36	6,55	6,305	1,42
JUIL	0,49	1,37	1,42	1,46	1,185	0,27
AOÛT	1,38	4,4	4,69	2,04	3,128	0,71
ANNUEL	448,97	404,1	474,78	445,83	443,4	100

Les histogrammes des précipitations mensuelles de chaque station ont la forme et l'allure des climats type méditerranéens.

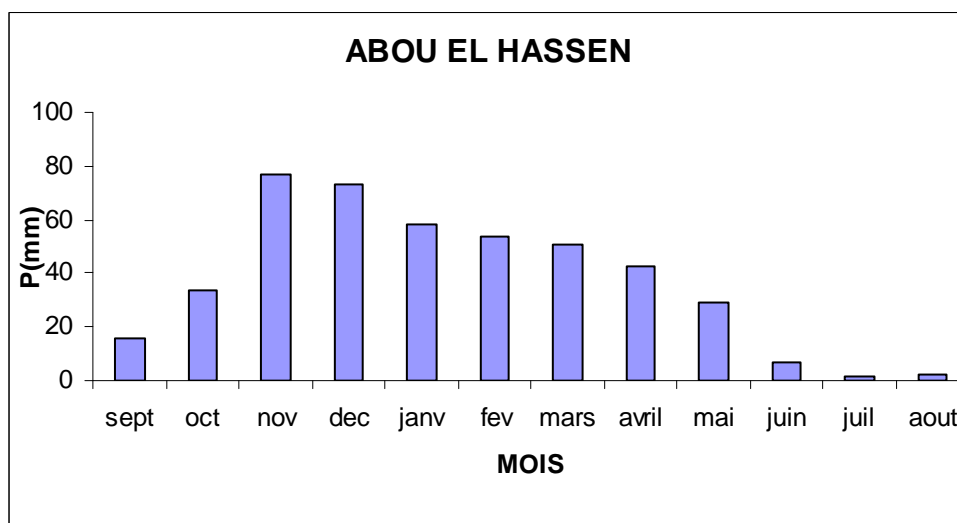


Figure. III -6 : Histogramme des précipitations mensuelles (Abou el Hassen)

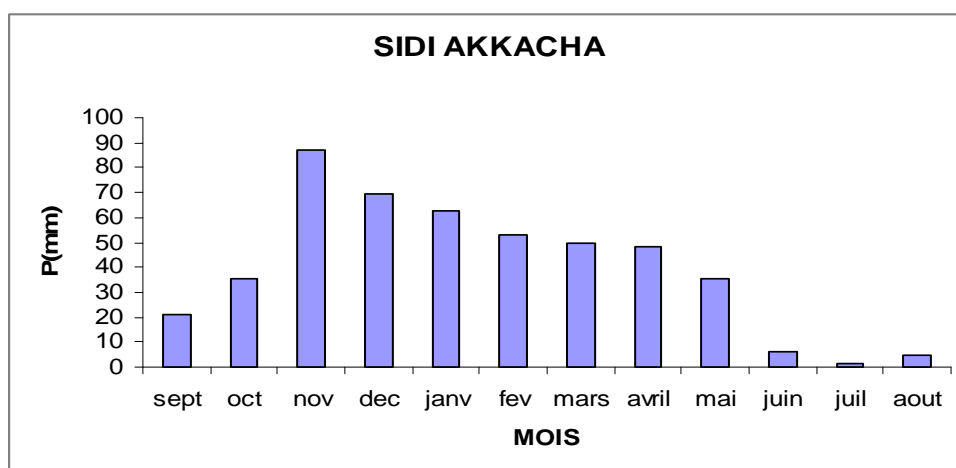


Figure. III -7 : Histogramme des précipitations mensuelles (Sidi akkacha)

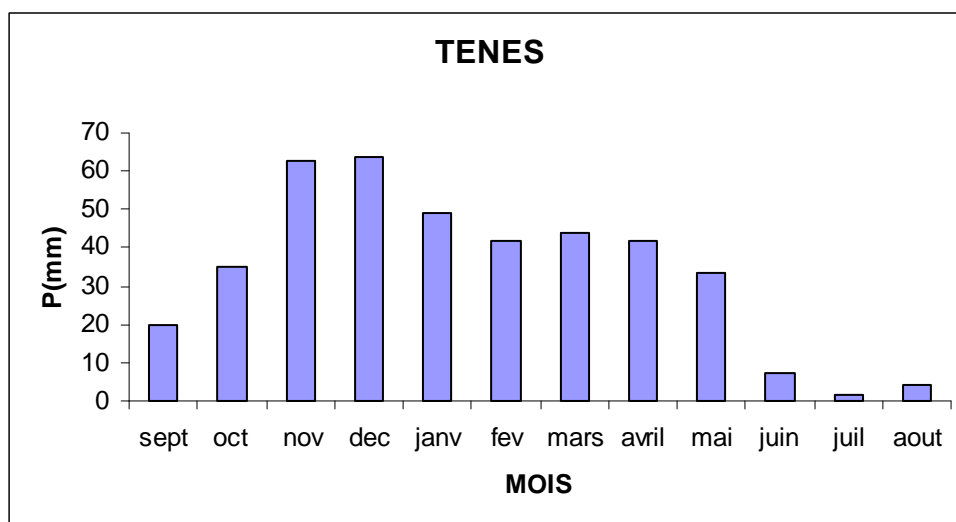


Figure. III-8 : Histogramme des précipitations mensuelles (Ténès)

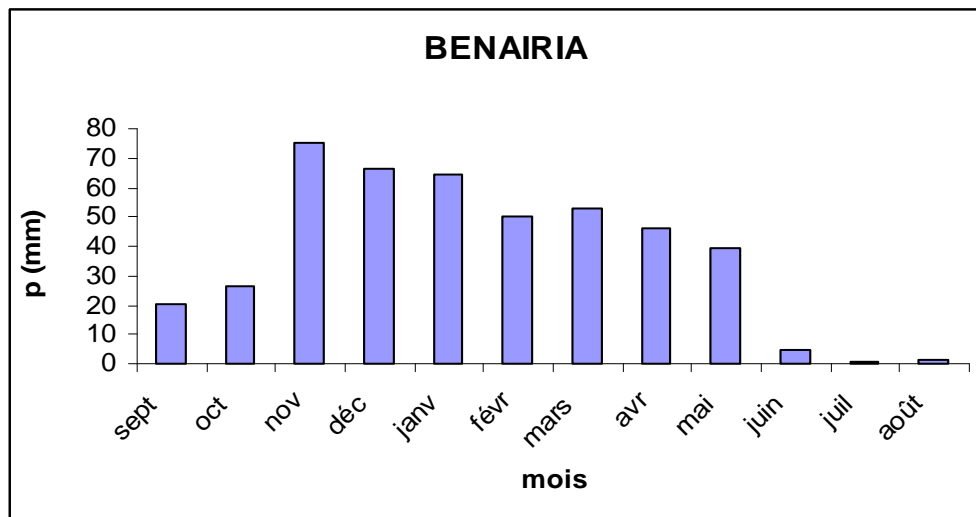


Figure. III. 9 : Histogramme des précipitations mensuelles (Benairia)

D'après les l'histogramme des précipitation mensuelles nous pouvons noter que :

- ❖ La période pluvieuse va du mois de novembre au mois d'avril en général. Cependant le mois de novembre reste le plus pluvieux; on enregistre à Abou el hassen 77.2 mm, à Ténès 62.8 mm, à Sidi Akkacha 87.3 mm et 75.25 mm à Benairia.
- ❖ la période sèche correspondre aux mois de Juin, Juillet et Août avec un minimum de pluviosité enregistré en Juillet; 1.46 mm à Abou el hassen, 1.42 mm à Sidi Akkacha, 1.37 mm à Ténès, et 0.49 mm à Benairia.

**3.4.1.2 Pluies journalières maximales :** l'estimation des averses maximales de courtes durées est nécessaire pour calculer les débits maximums probables on a utilisé les pluies journalières maximales des quatre stations sur la période (1989-2008)



Tableau III .12 Valeurs des pluies journalières maximales

Année	Tenes	Sidi Akkacha	Abou el Hassane	Benairia
1988-1989	59,2	57,8	122	40,6
1989-1990	55	70,5	36,2	31,1
1990-1991	53	61,4	59,9	23
1991-1992	47,3	48,6	64,3	39,3
1992-1993	21,3	57,7	36,9	16
1993-1994	68,5	42,8	29	16
1994-1995	76,3	52	37,9	30,1
1995-1996	43,8	58	31,8	70,5
1996-1997	48,5	67	69,2	65
1997-1998	43,8	32,8	32,6	57,7
1998-1999	60,6	71,2	98	144,4
1999-2000	44,7	49,7	86,2	49,5
2000-2001	92	52,5	27,9	60
2001-2002	40,1	176,2	166,5	147,7
2002-2003	29,5	58,2	50,4	40,3
2003-2004	35,9	30	25,3	45,5
2004-2005	32,2	28	40,2	34,9
2005-2006	62,5	112,4	87,7	142
2006-2007	46,6	32,3	43,1	59,2
2007-2008	78,3	73,3	91,1	48

### 3.5 Lois de distribution

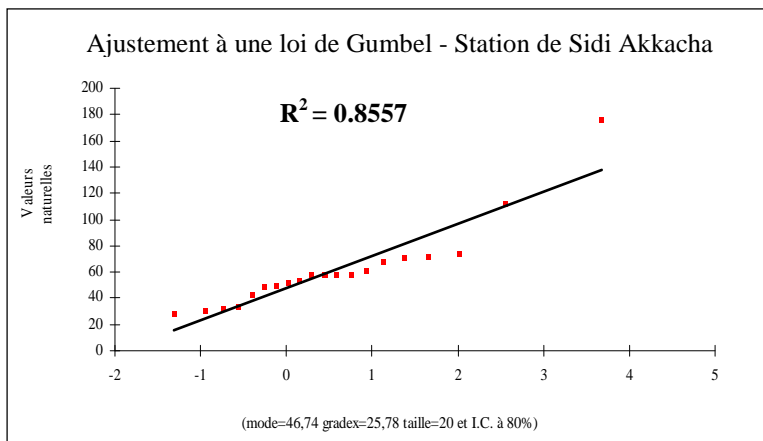
Parmi les lois de distributions qui peuvent rendre compte de la statistique des phénomènes extrêmes, c'est la loi de Gumbel qui s'adapte mieux aux variables pluviométriques.

La distribution de Gumbel peut, par exemple, servir à prévoir le niveau des crues d'un oued, si on possède le relevé des débits sur dix ans.

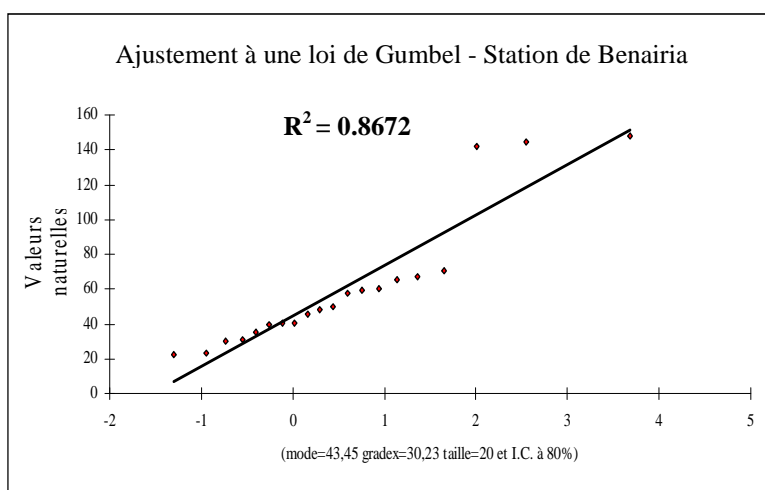
La loi de Galton reste quand même parmi les lois de distributions à dissymétrie positive qui peuvent être utilisées dans les régions semi-arides.

**3.5.1. Ajustement des pluies journalières maximales**

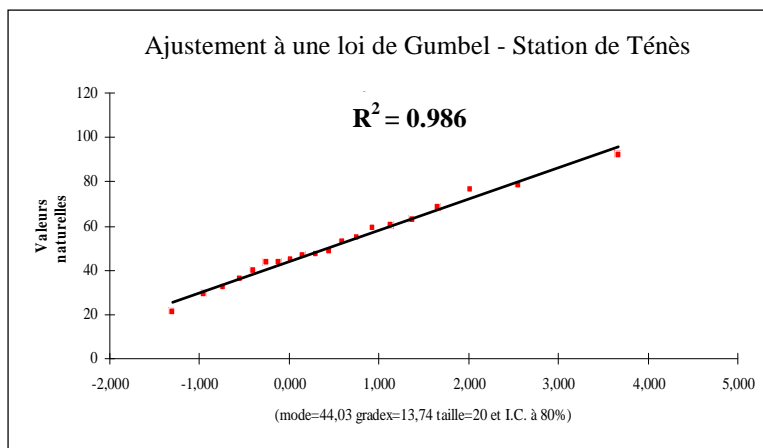
Fréquences	U.Gumbel	Val.théo.
0,99	4,600	165,348
0,98	3,902	147,346
0,95	2,970	123,323
0,9	2,250	104,764
0,8	1,500	85,416



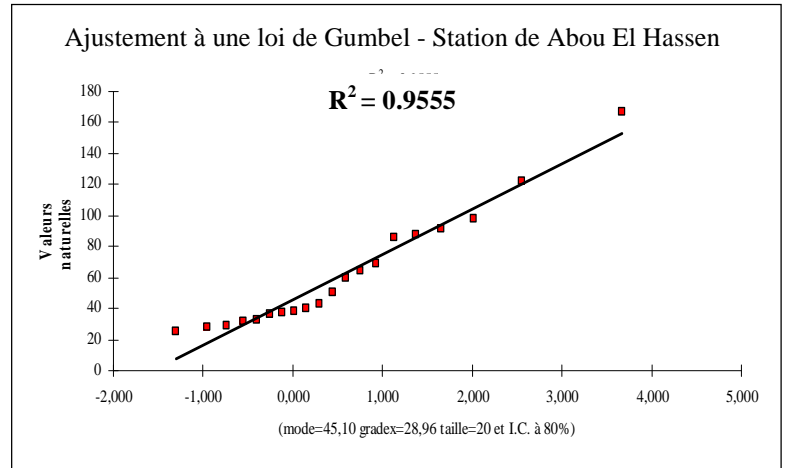
Fréquences	U.Gumbel	Val.théo.
0,99	4,600	182,517
0,98	3,902	161,409
0,95	2,970	133,241
0,9	2,250	111,479
0,8	1,500	88,792
0,5	0,367	54,527



Fréquences	U.Gumbel	Val.théo.
0,99	4,600	107,222
0,98	3,902	97,630
0,95	2,970	84,831
0,9	2,250	74,942
0,8	1,500	64,634
0,5	0,367	49,064



Fréquences	U.Gumbel	Val.théo.
0,99	4,600	178,314
0,98	3,902	158,095
0,95	2,970	131,113
0,9	2,250	110,268
0,8	1,500	88,537
0,5	0,367	55,715



Tableaux III.13 : Valeurs des pluies journalières pour différentes fréquences

### 3.6 Pluies de courte durée

Elle est utilisée pour l'estimation des crues, la pluie qui donne la crue critique est la pluie de durée égale au temps de concentration d'où la formule de "MONTANARI" applicable pour les pluies de courte durée dont l'équation est:

$$P_t (\%) = P_{jmax} (\%) (T/24)^b \dots\dots\dots(3-2)$$

Avec :

$P_t$  : pluie de courte durée à une fréquence voulue.

$P_{jmax}$  : pluie journalière max de fréquence donnée.

$b$  : exposant climatique  $b=0.71$ ( courbe IDF station Benairia)

$T$  : temps de l'averse égale à celui de temps de concentration

Aux différentes périodes de retour on obtient les pluies de courtes durées dans le tableau ci-dessous.

Tableau III .14 : Valeur des pluies de courtes durées pour différentes fréquences.

Fréquences F(x)	0.99	0.98	0.95	0.9	0.8
Temps de retour (années)	100	50	20	10	5
$P_{jmax}$ (mm)	182,51	161.40	133,24	111,47	88,79
$P_{(t)}(\%)(mm)$	16.60	14.68	12.12	10.13	8.07

**3.6.1. Formule de Montana**

On appelle l'équation simplifiée  $P = \frac{a}{t^b}$  l'équation générale qui caractérise les courbes IDF d'une station pluviométrique et cela d'après l'étude des courbes IDF du Moyen Cheliff.

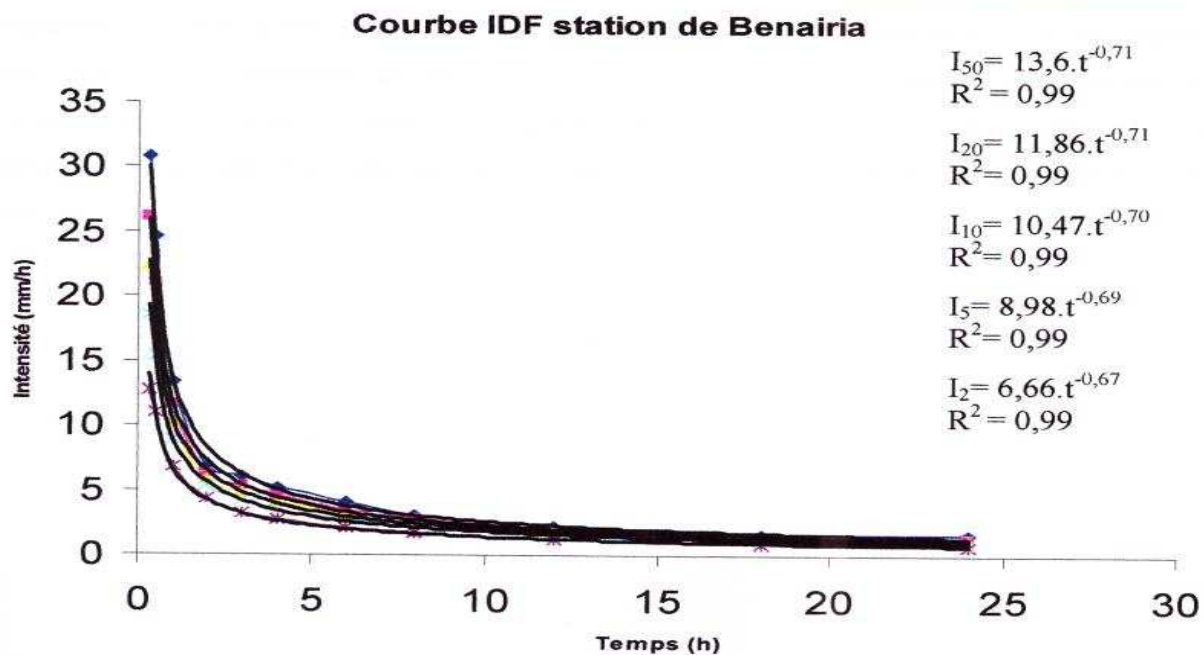


Figure. III.10 : Courbe IDF de la station de Benairia

Tableau III.15 : Valeurs de a et b pour différentes périodes de retour de la station de Benairia.

temps de retour	100 ans		50 ans		20ans		10ans		5 ans		2 ans	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
station de Benairia	15..25	0,71	13,62	0,71	11,86	0,71	10,47	0,7	8,98	0,69	6,66	0,67

Tableau III.16 : Valeurs des pluies de courtes durées pour différentes fréquences d'après les courbes IDF.

Fréquences F(x)	0.99	0.98	0.95	0.9	0.8
Temps de retour (années)	100	50	20	10	5
P <sub>t</sub> %(mm)	17.55	15.68	13.65	12.03	10.29

**3.6.1.1 Choix des valeurs pour le calcul des pluies de courte durée**

Pour notre cas, on choisit les valeurs calculées des courbes IDF qui sont élaborées selon les données réelles de la région.

**3.6.1.2 Intensité de pluie**

Elle représente la hauteur de pluie c'est-à-dire l'intensité de la pluie (le plus souvent exprimé en (mm/h) tombée par unité de temps.

$$I_p = \frac{P_t}{t} \dots\dots\dots(3-3)$$

Avec:

$I_p$  : intensité de pluie en (mm/h)

$P_t$  : pluie de courte durée (mm)

$t$  : temps considéré égale au temps de concentration (heure)

Tableau III.17 : Valeurs des intensités des pluies pour différentes fréquences.

Fréquences F(x)	0.99	0.98	0.95	0.9	0.8
Temps de retour (années)	100	50	20	10	5
$P_t$ %(mm)	17.55	15.68	13.65	12.03	10.29
$I_p$ (mm/h)	21.41	19.12	16.64	14.67	12.54

**3.7. Régime climatique :**

**3.7.1. Evapotranspiration réelle ETR**

Elle représente la quantité d'eau restituée à l'atmosphère sous forme de vapeur

Dans notre étude on va prendre deux formules.

**3.7.1.1. Formule de TURC (1962)**

Elle est déduite des observations faites sur 254 bassins expérimentaux est applicable a tout les climats.

$$ETR = \frac{\bar{P}}{\sqrt{0.9 + \frac{\bar{P}^2}{L^2}}} \dots\dots\dots(3-4)$$

Avec : **ETR** : évapotranspiration réelle moyenne (mm)

**P**: précipitation moyenne annuelle en mm.

$$L = 300 + 25T + 0,05 T^3$$

**T** : températures moyennes annuelles en (° C).

Cette formule est applicable a tout les climats, elle n'est fonction que des précipitation et des températures moyenne annuelles

Tableau III .18 : Valeur moyenne de ETR par la formule de « TURC »

Station	Précipitations (mm)	Températures (°C)	L	ETR (mm)
<b>TENES</b>	404,1	17,7	1019,76	393,04

### 3.7.1.2. Formule de COUTAGNE

Cette formule nous permet de calculer le déficit d'écoulement que l'on peut rapprocher de l'évapotranspiration réelle.

$$D = ETR = \bar{P} - \lambda \bar{P}^2 \dots\dots\dots(3-5)$$

$$\lambda = \frac{1}{(0.8 + 0.14T)} \dots\dots\dots(3-6)$$

**Avec: P:** précipitation moyenne annuelle en mm.

**T :** températures moyennes annuelles en (°C).

**ETR :** évapotranspiration réelle moyenne (mm)

La formule de COUTAGNE n'est applicable que lorsque :  $1/8 \lambda < \bar{P} < 1/2 \lambda$

Si :  $P > \frac{1}{8\lambda}$  on a  $D \approx P$  pas d'écoulement.

$P > \frac{1}{2\lambda}$  on a D indépendant de P

$$D = 0.20 + 0.035T \dots\dots\dots(3-7)$$

**Avec: D :** déficit d'écoulement en (mm). Dans notre cas la formule de COUTAGNE est applicable.

Tableau III.19 : Calcul de ETR d'après la formule de «COUTAGNE »

station	Précipitations (mm)	Températures (°C)	$\lambda$	ETR (mm)
Ténès	404,1	17,7	0,305	355

La valeur de ETR est la moyenne de deux méthodes **ETR =374.02mm**

### 3.7.2. Evapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle est définit comme étant la quantité d'eau transpiré par unité de temps par une végétation. Courte et verdoyante et couvre complètement le sol.

#### 3.7.2.2. Méthode de THORNTHWAITE (1944)

Cette méthode nous permet de calculer le bilan d'eau mensuel et annuel à partir des données mensuelles des précipitations et des températures.

THORNTHWAITE prend une lame d'eau de 100 mm qui est la quantité d'eau supposée nécessaire pour que le sol soit saturé.

$$ETP_{nc} = 1.6 \left( \frac{10T}{I} \right)^a \dots\dots\dots (3-8)$$

$$\text{Avec } I = \sum_{i=1}^{12} i \dots\dots\dots (3-9)$$

$$I = \left[ \frac{T}{5} \right]^{1.514} \dots\dots\dots (3-10)$$

$ETP_{nc}$  : l'évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée, en mm.

$T$  : les températures moyennes mensuelles en ( $^{\circ}C$ )

$I$  : l'indice thermique annuel.

Et aussi

$$a = 6,75 * 10^{-7} I^3 - 7,71 * 10^{-5} I^2 + 1,792 * 10^{-2} I + 0,492 \dots\dots\dots (3-11)$$

L'évapotranspiration corrigée se calcul par la relation suivante:

$$ETP = Kc * ETP_{nc} \dots\dots\dots (3-12)$$

Avec:  $Kc$ : coefficient de correction dépend de l'altitude.

$ETP$ : évapotranspiration potentielle mensuelle corrigé en (cm).

Tableau III .20 : Calcul de ETP par la méthode de «THORNTHWAITE»

mois	t ( $^{\circ}C$ )	i	$ETP_{nc}$ (cm)	KC	ETP (cm)
Septembre	21,05	8,81	8,824	1,02	9,001
Octobre	20,05	8,19	8,072	0,97	7,83
Novembre	15,4	5,49	4,981	0,86	4,283
Décembre	13,5	4,5	3,914	0,84	3,288
Janvier	11,5	3,53	2,919	0,87	2,539
Février	13,4	4,45	3,861	0,85	3,282
Mars	15,05	5,3	4,775	1,03	4,919
Avril	16,4	6,04	5,588	1,1	6,147
Mai	19,2	7,67	7,457	1,21	9,023
Juin	21,3	8,97	9,017	1,22	11,00
Juillet	22,45	9,72	9,928	1,24	12,31
Août	23,05	10,1	10,42	1,16	12,09

Le calcul nous a donné une valeur ETP de l'ordre: **ETP = 85.71 cm/an.**

### 3.7.2.3. Méthode de SIERRA:

$$\text{ETP}_{nc} = 1.6 \left( \frac{10T}{I} \right)^a \dots\dots\dots(3-13)$$

$$\text{Avec } I = \sum_{i=1}^{12} i \dots\dots\dots(3-14)$$

$$a = 1.6 \left[ \frac{I}{100} \right] + 0.5 \dots\dots\dots(3-15)$$

$\text{ETP}_{nc}$  : l'évapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée, en mm.

$$\text{ETP} = \text{Kc} * \text{ETP}_{nc} \dots\dots\dots(3-16)$$

I : indice thermique annuel.

i : indice thermique mensuel.

T : températures moyennes mensuelles en °C

ETP: évapotranspiration potentielle mensuelle corrigé en (cm)

Kc : coefficient de correction dépendant de l'altitude.

Tableau III. 21 : Calcul de ETP par la méthode de SIERRA

mois	t (°C)	i	ETP <sub>nc</sub> (cm)	KC	ETP (cm)
septembre	21,05	8,69	8,77	1,03	9,033
octobre	20,05	8,08	8,035	0,97	7,794
novembre	15,4	5,44	4,997	0,86	4,297
décembre	13,5	4,46	3,942	0,84	3,312
janvier	11,5	3,51	2,954	0,87	2,57
février	13,4	4,41	3,89	0,85	3,307
mars	15,05	5,25	4,794	1,03	4,938
avril	16,4	5,98	5,596	1,1	6,156
mai	19,2	7,57	7,432	1,21	8,993
juin	21,3	8,85	8,959	1,22	10,93
juillet	22,45	9,57	9,848	1,24	12,21
août	23,05	9,96	10,33	1,16	11,98

Le calcul nous a donné une valeur de l'ordre: **ETP = 85.52 cm/an.**



## Analyse

Lorsque nous comparons les résultats des deux tableaux on trouve que les résultats de calcul par la méthode de «**Thornthwaite**» sont presque égale aux résultats de la méthode de «**Sierra**». Donc on na choisi de prendre la moyenne de deux méthodes

$$ETP = 85.61 \text{ cm/an}$$

### 3.8 Les indices climatiques :

#### 3.8.1- Indice d'aridité annuelle de Martonne:

Cet indice proposé par Martonne en 1923, est fondé sur le régime des précipitations et les températures, Il s'exprime par le rapport entre les précipitations et les températures, et permet de trouver le type de climat qui règne dans la région.

La formule est la suivante :

$$I = \frac{P}{T + 10} \dots\dots\dots (3-17)$$

d'où :

**I**: Indice d'Aridité

**P** : Précipitations annuelles (mm)    P = 404.1mm

**T**: températures (°C)        T =17.7°C

**I** = 14,58

I <10 Climat aride, écoulement temporaire.

10 - 20 Climat semi-aride, écoulement temporaire.

20 - 30 zone tempéré drainage extérieure.

30 - 40 écoulements exoréiques : du préfixe *exo-*, « extérieur », et du grec *rhein*, « couler » ; dont l'écoulement de l'eau se fait vers la mer.

Notre bassin a un régime d'écoulement temporaire.

#### 3.8.2 Indice d'aridité mensuelle :

Il permet de suivre l'évaluation du climat au cours d'une année. Il est donné par la formule suivante :

$$I = \frac{12P}{T + 10} \dots\dots\dots (3-18)$$

d'où :

**P** : Précipitations mensuelles (mm)

**T**: températures moyennes mensuelles (C°)

Les résultats de calcul sont reportés dans le tableau suivant.

Tableau III. 22 : Indice d'aridité mensuelle

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
I	7,6	14.0	29.7	32.4	27.4	21.3	21.1	19.0	13.7	2.8	0.5	16.0
	6	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	0

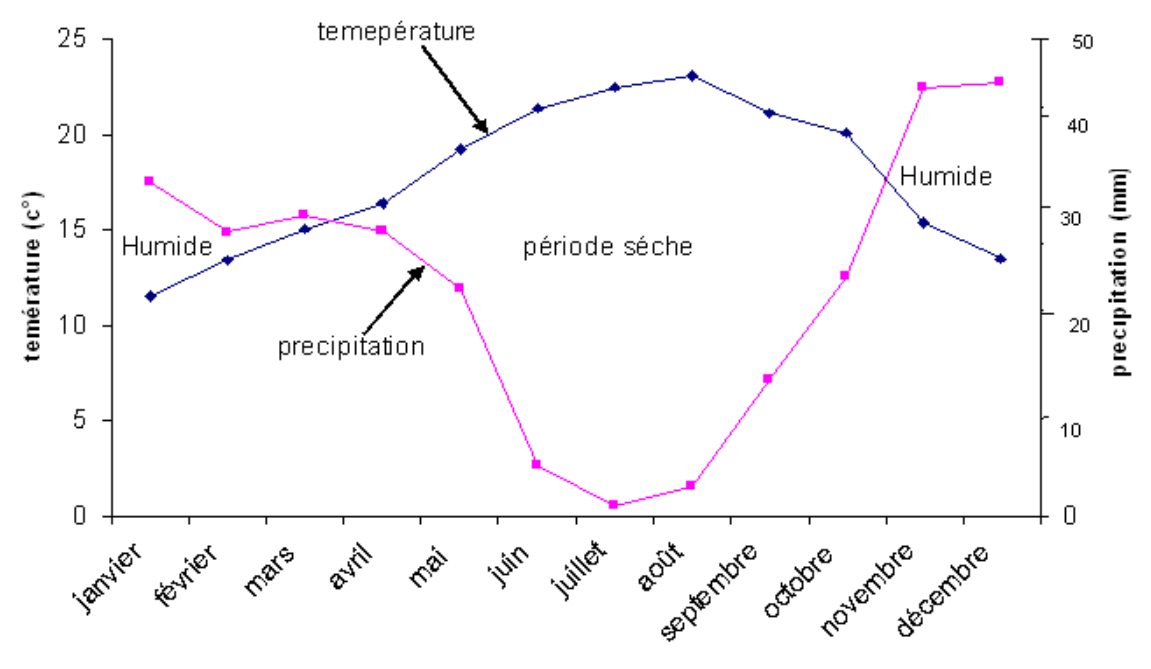


Figure. III.10 : Courbe Ombro-thermique de la station de Ténès.

### 3.9 Le ruissellement

Dans notre étude on va prendre seulement deux formules:

#### 3.9.1 Formule de "Texeront -Barkaloff"

Le calcul de ruissellement est donné par la relation suivante:

$$R = \frac{\bar{P}^3}{3(ETP)^2} \dots\dots\dots(3-19)$$

Avec :

**R** : ruissellement en mm.

**$\bar{p}$**  : Précipitation moyenne annuelle (mm).

**ETP** : l'évapotranspiration potentielle en (mm).

**R=30 mm**

### 3.9.2 Formule de L.T .SUTON:

La formule utilisée par L.T. SUTON a été mise en application en EGYPTE :

$$R = 0.75 (\bar{P} - 8) \dots\dots\dots(3-20)$$

Avec :

**R** : ruissellement en mm.

$\bar{p}$  : Précipitation moyenne annuelle (mm)

Tableau III .23 : Valeur de ruissellement Solon la méthode de «L .T. SUTON»

Station	Précipitations $\bar{P}$ (mm)	Ruissellement (mm)
Abou el Hassene	445.8	328.35
Ténès	404.1	297.07
Sidi Akkacha	474.8	350.1
Benairia	448.9	330.6

On a constaté d'après les résultats obtenus que la méthode de «L .T. SUTON» donne des résultats plus élevés que la méthode de "TEXERONT-BARKALOFF".

Nous l'avons constaté d'après les résultats dans notre bassin que la précipitation moyenne annuelle est de l'ordre de **443.4 mm** et la lame moyenne ruisselée de l'ordre **326.53 mm**

### 3.10 Infiltration

$$I = \bar{p} - (ETR) \dots\dots\dots(3-21)$$

Avec :

**I** : infiltration en (mm)

$\bar{p}$  : Précipitations moyennes en (mm)

**ETR** : évapotranspiration en mm, évaluée par la méthode de " **Sierra**"

Tableau III.24 : Valeur de la lame d'eau ruisselée et la lame d'eau infiltrée.

Station	P. moyenne	Ruissellement	ETR	Infiltration
Ténès	404.1 mm	297.07 mm	374.02 mm	30.08 mm

Le climat de la région est de type sub humide. Les régimes pluviométriques et thermiques sont très irréguliers et marquent l'année par deux saisons bien distinctes

❖ Une saison froide (d'octobre à avril) où les précipitations se caractérisent par une Irrégularité interannuelle.

❖ Une saison chaude (d'avril à septembre), très sèche

On remarque une évaporation importante en été. Elle atteint son maximum au mois de Août.

Les valeurs de l'évaporation sont estimées par des formules empiriques. La formule de «Turc» donne un déficit d'écoulement moyen annuel égale à 393.04mm.

La méthode de «COUTAGNE» donne un déficit d'écoulement de l'ordre de 355 mm. Nous avons pris la moyenne de deux méthodes. Dans notre cas le total potentiel évaporatoire sera de l'ordre de 85.61 cm/an.

Conclusion :

Les études faites dans les chapitres deux et trois permettent de nous donner quelques particularités sur le bassin versant de Oued Allala.

Le bassin est caractérisé par une forme allongée exprimée par un indice de compacité assez élevé. Le caractère altitudinal principal se traduit par une répartition fréquentielle dominante des classes d'altitude inférieure à 400 m et qui occupe 75,8 % de la surface total du bassin.

La dominance des formations lithologiques de très faible perméabilité qui dépasse les 50% favorise l'écoulement de surface. L'infiltration est égale à 30.08 mm.

Les régimes pluviométriques et thermiques marquent l'année par deux saisons bien distinctes : une saison froide et humide avec une pluviométrie qui atteint parfois 150 mm par jour et une saison chaude et sèche avec une évapotranspiration très élevée due aux températures élevées qui atteint leurs maximums pendant le mois de juillet.

Tout cela a engendré la genèse d'un réseau hydrographique dense ( $Dd = 5.49 \text{ km/km}^2$ ) caractérisé par des conditions favorables à la formations des écoulements superficielles qui atteint parfois  $27 \text{ m}^3/\text{s}$ .

## CHAPITRE IV

### CHOIX DU MODELE ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL.

## 4.1 Choix du modèle et méthodologie de travail

Le choix d'un modèle hydrologique est assez difficile. Il dépend avant tout, des objectifs recherchés et de la disponibilité des données.

En hydrologie, le critère de fidélité de la représentation d'un bassin versant est extrêmement difficile à remplir. Le seul critère qui nous semble capable de satisfaire nos objectifs est donc la capacité de reproduire le phénomène étudié.

La raison pour laquelle notre choix s'est porté sur les modèles conceptuels dits aussi modèles « à réservoir » car ce type de modèles propose une représentation du système réel en fonction des connaissances acquises dans le domaine de la physique, les données ne sont utilisées que pour les estimations des paramètres du modèle.

Une étude avec les données disponibles nous imposent à faire une simple analyse et à chercher un modèle moins exigeant en matière des paramètres d'entrée.

Le modèle **GR4J** (Génie Rural à 4 paramètres au pas de temps Journalier), est largement appliqué dans des bassins versants méditerranéens.

## 4.2. Présentation du modèle GR4J

Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Edijatno et Michel (1989), Edijatno (1991), Nascimento (1995), Edijatno et al. (1999), Perrin (2000), Perrin (2002) et Perrin et al. (2003) qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. C'est la version de Perrin et al. (2003) qui est présentée ici.

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

### 4.2.1 Fonctionnement du modèle GR4J

Si la pluie est supérieure à l'ETP on calcule la pluie efficace ( $P_n - P_s$ ), la pluie " non efficace " alimentant un premier réservoir. Dans le cas contraire, on calcule le volume qui s'évapotranspire du premier réservoir. Dans les deux cas, le calcul de la pluie efficace et de l'évapotranspiration dépendent du taux de remplissage du premier réservoir ( $S$ ) et d'un paramètre  $X1$ .

La pluie efficace est répartie en 90% d'écoulement lent et 10% d'écoulement rapide. Ces deux composantes sont transformées par deux hydrogrammes unitaires de même paramètre  $X_4$ .

L'écoulement lent alimente ensuite un réservoir (paramètre  $X_3$ ) dont le débit de vidange dépend de son taux de remplissage ( $R/X_3$ ) à la puissance 4.

Des échanges avec des nappes profondes sont possibles, leur débit  $F$  dépend du taux de remplissage du second réservoir. Selon la valeur du paramètre  $X_2$  ce flux alimente ou se retranche du second réservoir et de l'écoulement rapide. (Mouilah ; 2003)

#### 4.2.2 Description mathématique du modèle GR4J

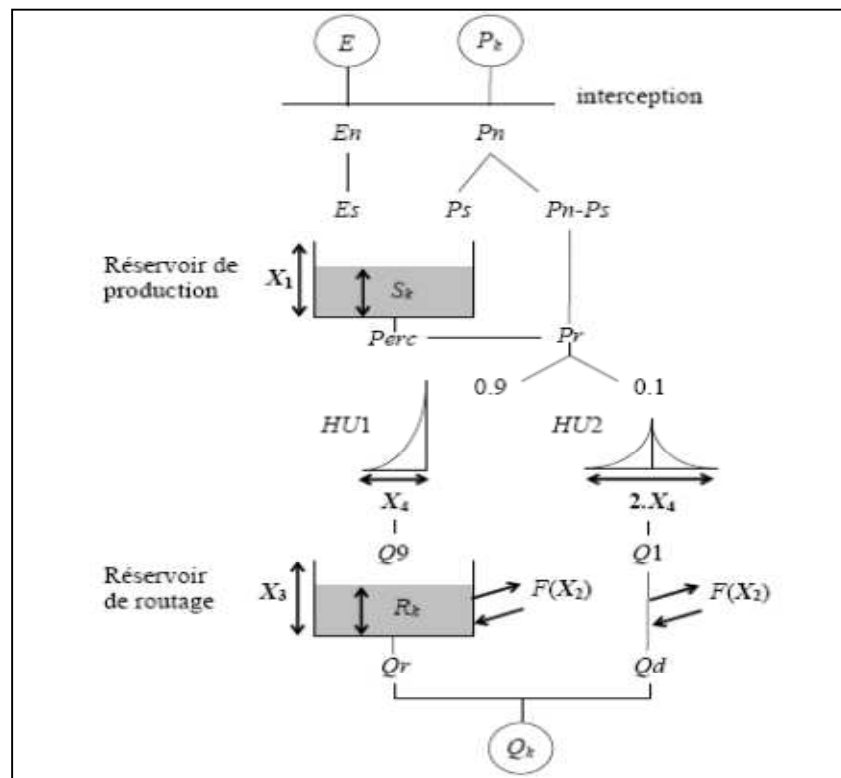


Figure IV .1 : Organigramme du modèle GR4J (Perrin et al ; 2007)

##### 4.2.-2.1 Neutralisation

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

$$\begin{aligned} \text{Si } P_k \geq E, & \quad \text{alors } P_n = P_k - E \quad \text{et} \quad E_n = 0 \\ \text{Si } P_k < E, & \quad \text{alors } P_n = 0 \quad \text{et} \quad E_n = E - P_k \end{aligned} \quad (4-1)$$

##### 4.2.2.2 Fonction de rendement

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

$$P_s = \frac{X_1 \cdot \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \frac{S_k}{X_1} \cdot \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)} \quad (4-2)$$

- réservoir de production
- $S_k$  le contenu du réservoir de production au début du jour  $k$ .

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

$$E_s = \frac{S_k \cdot \left(2 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \quad (4-3)$$

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

$$S' = S_k + P_s - E_s \quad (4-4)$$

#### 4.2.2.3. Percolation :

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

$$Perc = S' \cdot \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{4}{9} \frac{S'}{X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad (4-5)$$

Par suite, le contenu du réservoir devient :

$$S_{k+1} = S' - Perc \quad (4-6)$$

et la quantité d'eau  $P_r$  qui atteint finalement la partie routage du modèle est donnée par :

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

#### 4.2.2.3 Hydrogrammes unitaires :



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

Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S notées respectivement SH1 et SH2, qui correspondent aux fonctions cumulées de l'hydrogramme. SH1 est définie en fonction du temps par:

$$\begin{aligned} \text{Pour : } t \leq 0, & \quad SH1(t) = 0 \\ \text{Pour : } 0 < t < X_4, & \quad SH1(t) = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \\ & \quad t \geq X_4, \quad SH1(t) = 1 \end{aligned} \quad (4-8)$$

SH2 est définie de façon similaire par:

$$\begin{aligned} \text{Pour } t \leq 0, & \quad SH2(t) = 0 \\ \text{Pour } 0 < t \leq X_4, & \quad SH2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \\ \text{Pour } X_4 < t < 2.X_4, & \quad SH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \\ \text{Pour } t \geq 2.X_4, & \quad SH2(t) = 1 \end{aligned} \quad (4-9)$$

Les ordonnées de HU1 et HU2 sont alors calculées par :

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j - 1) \quad (4-10)$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j - 1) \quad (4-11)$$

Où j est un chiffre entier.

A chaque pas de temps k, les sorties Q9 et Q1 des deux hydrogrammes correspondent à la convolution des pluies antérieures par la clé de répartition donnée par l'hydrogramme discrétisé et sont calculées par :

$$Q9(k) = 0,9 \cdot \sum_{j=1}^l UH1(j) \cdot Pr(k - j + 1) \quad (4-12)$$

$$Q1(k) = 0,1 \cdot \sum_{j=1}^m UH2(j) \cdot Pr(k - j + 1) \quad (4-13)$$

$$l = \text{int}(X_4)+1 \text{ et } m = \text{int}(2.X_4)+1 \quad ,$$

#### 4.2.2.4 Fonction d'échange avec l'extérieur non atmosphérique :

Un échange souterrain en eau est calculé par la formule suivante:

$$F = X_2 \cdot \left( \frac{R_k}{X_3} \right)^{7/2} \quad (4-14)$$

- $R_k$  est le niveau dans le réservoir en début de pas de temps,
- $X_3$  la capacité à un jour du réservoir.
- $X_2$  le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports, négatif dans le cas des pertes vers des nappes profondes ou nul.

En fait, l'interprétation physique de cette fonction d'échange n'est pas directe.

#### 4-2-2-5. Réservoir de routage :

Le niveau dans le réservoir de routage est modifié en ajoutant la sortie Q9 de l'hydrogramme HU1 et F :

$$R' = \max (0 ; R_k + Q9(k) + F) \quad (4-15)$$

Il se vidange ensuite en une sortie Qr donnée par :

$$Qr = R' \cdot \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{R'}{X_3} \right)^4 \right]^{\frac{1}{4}} \right\} \quad (4-16)$$

Le niveau dans le réservoir devient :

$$R_{k+1} = R' - Qr \quad (4-17)$$

#### 4.2.2.6 Ecoulement total

La sortie Q1 de l'hydrogramme HU2 est soumise au même échange pour donner la composante d'écoulement Qd :

$$Qd = \max (0 ; Q1(k) + F) \quad (4-18)$$

Le niveau dans le réservoir devient :

$$Q_k = Qr + Qd \quad (4-19)$$

### 4.2.3 Les quatre paramètres du modèle

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler :

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

### 4.2.4 Les variables :

Les données traitées par les modèles sont la pluie, l'évapotranspiration potentielle (ETP), les débits proviennent de l'ANRH. Pour les pluies et les ETP auprès de ONM.

Ces mêmes séries de données doivent être concomitantes et disponibles sur la même période d'observation.

La pluviométrie (P) est exprimée en mm par jours (mm/j). Le modèle GR4J étant un modèle global au pas de temps journalier, il utilise en entrée une seule donnée de précipitation par jour et par bassin versant. Lorsque plusieurs mesures sont effectuées se pose le problème de savoir quelle entrée doit être choisie. Dans notre étude on a pris la série pluviométrique de la station de Benairia parce qu'elle est la station la plus représentative par rapport aux autres stations pour le bassin étudié comme l'indique la figure IV .2.

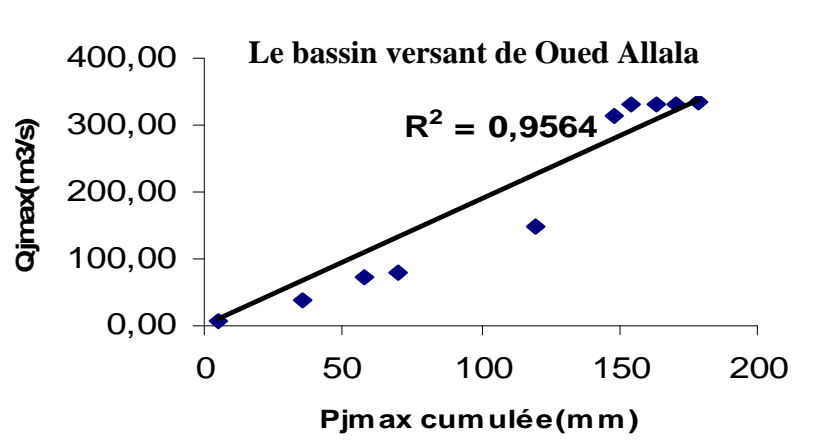


Figure IV .2: Corrélation des pluies journalières (station Benairia) et des écoulements maximaux.

Il y a deux options pour utiliser l'ETP dans un modèle pluie-débit au pas de temps journalier. La première consiste à utiliser des valeurs moyennes interannuelles, obtenues à partir de longues chroniques et la deuxième à utiliser les données datées. Dans le cadre de cette étude nous utiliserons dans un premier temps des valeurs d'ETP moyennes

interannuelles estimées à l'aide de la formule de Penman. Le débit des cours d'eau est mesuré par les stations hydrométriques installées à l'exutoire du bassin versant étudié. L'unité du débit est le  $[m^3 \cdot s^{-1}]$ .

### 4.3. L'optimisation du modèle :

#### 4.3.1. Méthode d'optimisation des paramètres :

L'optimisation des paramètres d'un modèle pluie-débit a pour but de trouver le jeu de paramètres qui rapproche le plus possible le comportement du modèle de celui du bassin modélisé, beaucoup de recherches se sont concentrées durant les quarante dernières années sur l'amélioration des algorithmes d'optimisation.

La méthode d'optimisation retenue ici, est la méthode "pas à pas" (Michel, 1989; Edijatno, 1991)

Il s'agit d'une méthode locale automatique, efficace et simple pour le modèle utilisé ici (Perrin, 2000 ; Andréassian, 2002 ; Oudin, 2004 ; Mathevet, 2005).

Le processus d'optimisation est itératif. Des transformations mathématiques ont été appliquées ( $x_1 = \ln(X_1)$  ;  $x_2 = x_1 \sinh(X_2)$  ;  $x_3 = \ln(X_3)$  ;  $x_4 = \ln(X_4 - 0.5)$ )

Soit  $F$  la fonction d'objectif et  $x_0$  la valeur initiale d'un paramètre à optimiser, notons  $x^{(1)}$ , ...,  $x^{(i)}$ , ...,  $x^{(n)}$  les valeurs obtenues successivement et  $x^*$  la valeur optimale du paramètre.

Au pas d'optimisation  $i+1$ , on fait un essai de chaque côté de  $x^{(i)}$  d'une valeur.

$$x_1^{(i+1)} = x^{(i)} - \Delta x \quad \text{conduisant au critère } F_1^{(i+1)}$$

$$x_2^{(i+1)} = x^{(i)} + \Delta x \quad \text{conduisant au critère } F_2^{(i+1)}$$

$$F^{(i+1)} = \text{Min} [F_1^{(i+1)}, F_2^{(i+1)}]$$

#### 4.3.2 Périodes de calage et de validation

Nous utilisons deux années, une année pour la mise en route et l'autre pour la période

du test. Nous avons pris une période qui possède une continuité des données.

#### 4.3.3 Critères de qualité d'ajustement et d'optimisation

La modélisation sera plus satisfaisante lorsque les débits calculés seront proches des débits effectivement observés.

Apprécier la validité du modèle consiste à juger de la proximité des deux séries Chronologiques des débits calculés et des débits observés (Makhlouf, 1994).

La détermination des paramètres optimaux nécessite le choix d'un critère d'évaluation.

#### ✓ Approche qualitative

La méthode la plus simple pour évaluer les performances du modèle consiste à évaluer graphiquement les valeurs observées et les valeurs simulées.

### ✓ Approche quantitative

L'application des routines de calage automatique est basée sur une mesure objective de comparaison, appelée critère d'ajustement (Perrin et al. 2001). Le critère le plus communément utilisé est celui de Nash-Sutcliffe (Nash, Sutcliffe, 1970), calculé avec la formule suivante :

$$NS = \left[ 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_i^{Obs} - Q_i^{Sim})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_i^{Obs} - \bar{Q}^{obs})^2} \right] \times 100 \quad (4-20)$$

$Q_i^{Obs}$	débit journalier observé au jour i
$Q_i^{Sim}$	débit journalier calculé au jour i
$\bar{Q}^{obs}$	débit moyen observé au cours de la période de simulation
N	nombre de pas de temps de simulation

Le critère de Nash-Sutcliffe varie entre  $-\infty$  et 100 %. Si NS est égal à 100%, la simulation correspond parfaitement aux données mesurées. Ce critère accorde plus d'importance aux erreurs sur les forts débits avec un calage sur Q. En pratique, il convient de garder cette propriété à l'esprit lors de l'interprétation des performances des modèles, ou encore de transformer les variables sur lesquelles on calcule le critère. Par exemple, on accordera la même importance à toutes les classes de débits en calculant le critère sur les logarithmes des débits.

On trouve Trois critères de qualité supplémentaires dans le modèle GR4J :

Nash (VQ), Nash (lnQ) et le Bilan.

31	<b>Critères d'efficacité (%)</b>				
32	Nash(Q)				83,0
33	Nash(VQ)				72,9
34	Nash(ln(Q))				14,4
35	Bilan				113,7
36					

Figure IV .3 : Les différents critères d'efficacité

#### 4.4. Moyens mis-en œuvre

Le modèle GR4J est un modèle sous forme d'Excel, c'est une version développée par Perrin et al en 2003 au Cemagref.

Pour l'étude de calage du modèle on a utilisé le Macro Solveur c'est un sous programme Excel, en appliquant la méthode pas à pas (fig. IV .4).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
6													
7		Superficie du bassin (km <sup>2</sup> )				287,15							
8		Paramètres modèle			Transf.	Réels							
10		x1: Capacité rés. production (mm)			5,60	270,30							
11		x2: Paramètre d'échange (mm)			-2,39	-5,42							
12		x3: Capacité rés. routage (mm)			2,77	15,98							
13		x4: Délai (jours)			0,40	2,00							
14		Valeurs initiales											
16		Taux de remplissage initial S0/x1				0,62							
17		Taux de remplissage initial R0/x3				0,70							
18		Période											
20		Longueur de la période de mise en route (j)				365							
21		Durée de la période test (j)				365							
22		Date de départ				01/01/1992							
23		Date de fin				31/12/1992							
24													
25		Moyenne des pluies observées (mm/j)				1,235							
26		Moyenne des ETP observées (mm/j)				4,018							
27		Moyenne des débits observés (mm/j)				0,251							
28		Moyenne des racines des débits observés				0,274							
29		Moyenne des log des débits observés				-3,170							
30													
31		Critères d'efficacité (%)											
32		Nash(Q)				83,0							

**Paramètres du solveur**

Cellule cible à définir:  Résoudre

Égale à:  Max  Min  Valeur:  Fermer

Cellules variables:  Proposer

Contraintes:

Ajouter  
Modifier  
Supprimer

Options  
Rétablir  
Aide

Figure IV .4 : Présentation de la macro Solveur sous EXCE

## CHAPITRE V

### RESULTATS ET DISCUSSION.

## 5. Résultats et discussion

Le modèle GR4J une fois calé, il a été utilisé pour générer des séries fictives de longue durée à partir de données pluviométriques fiables et représentatives de la région.

Nous allons tester les résultats de calage avec l'utilisation du modèle GR4J de la version de Perrin et al. (2003), puis nous proposons des modifications réelles des caractéristiques du bassin étudié.

Enfin nous utilisons le modèle modifié pour prolonger les séries des débits pour le bassin versant Allala.

### 5.1. Calage du modèle GR4J version Perrin et al. (2003) :

Le calage est fait sans modifier les valeurs des conditions initiales  $S0/X1=0.6$  et  $R0/X3=0.7$ , les résultats obtenus du calage sont enregistrés au tableau qui suit .

Tableau V .1: Résultats du calage pour le bassin versant Allala

Bassins	Paramètres				Critères d'efficacité (%)				R <sup>2</sup>
	X1(mm)	X2(mm)	X3(mm)	X4(jr)	Nash(Q)	Nash(VQ)	Nash(ln(Q))	Bilan	
Allala	370.42	-1.47	11.63	1.99	84.4	81.5	56.3	92.1	0.720

Le tableau V.1 représenté par la figure V.1 indique que le modèle GR4J fournit des bons résultats des critères de Nash (un critère de Nash égal à 84.4%) avec une corrélation assez élevée ( $R^2=0.72$ ) entre les débits simulés et les débits observés qui peut être expliqué par sa localisation littorale.

Nous remarquons la valeur faible de X2 qui reflètent la lithologie du bassin. La valeur de X4 qui représente le temps de base de l'hydrogramme unitaire qui nous donne une idée sur la forme et la densité de drainage dans le bassin.

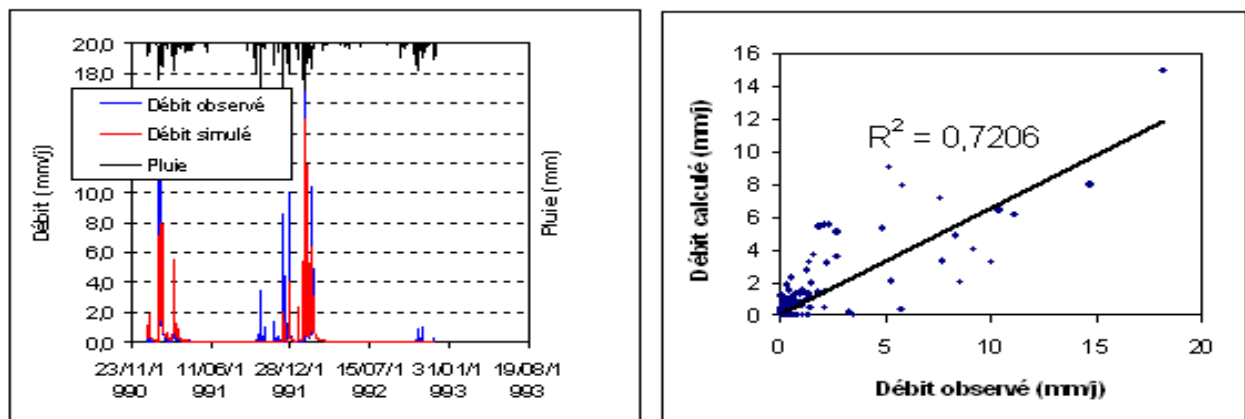


Figure V .1: La simulation du débit sur Oued Allala



### 5-2-Modification des conditions initiales S0/X1 et R0/X3

Afin d'obtenir des coefficients de corrélation plus fiable nous avons essayé de changer les valeurs des S0/X1 et R0/X3. Le tableau 5.2 et la figure 5.3 exposent les l'amélioration.

Tableau V.2 : Les résultats su calage en modifiant les conditions initiales.

S <sub>0</sub> /X <sub>1</sub>	B.V. Allala		R <sub>0</sub> /X <sub>3</sub>	B.V. Allala	
	R <sup>2</sup>	Nash (%)		R <sup>2</sup>	Nash (%)
0	0.4734	84.4	0	0.4734	84.4
0.2	0.5674	84.4	0.2	0.4808	84.4
0.4	0.684	84.4	0.4	0.4849	84.4
<b>0.6</b>	<b>0.7236</b>	84.4	<b>0.6</b>	0.4884	84.4
0.8	0.6816	84.4	0.8	0.4864	84.4
1	0.5901	84.4	1	0.4852	84.4

D'après le tableau nous voyons que le changement des valeurs initiales de S0/X1 et R0/X3 peut nous donner une petite amélioration qui est peu importante du coefficient de corrélation entre les débits simulés et calculés. Alors nous prenons les valeurs de (S0/X1 = 0.6 et R0/X3 = 0.6). Ce choix des conditions initiales nous a donné un coefficient de corrélation  $R^2 = 0.7236$ .

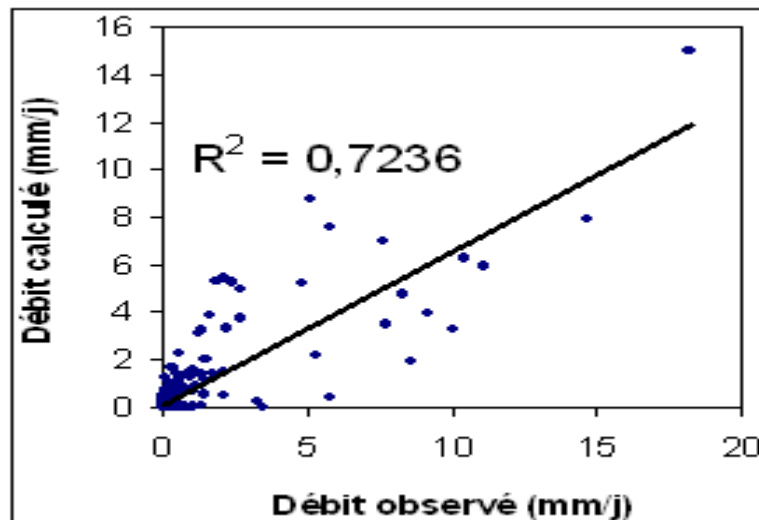


Figure V.3 : La simulation du débit de Oued Allala avec les conditions initiales choisies

### 5-3-Modification de la fonction d'échange souterraine

#### 5-3-1-Variation de l'exposant n de la fonction d'échange

Perrin et al. (2003) ont donné la fonction d'échange souterraine dans le modèle GR4J par la formule suivante :  $F(X2) = X2 * (R0/X3)^{3.5}$ .

Puisque l'échange souterrain est influé par la lithologie du bassin et ses conditions géologiques, nous avons pensé à varier la valeur de  $n$  et les résultats obtenus sont indiqués au dans le tableau suivant.

Tableau V .3: Les résultats du calage en modifiant  $n$  de la fonction d'échange.

n	B.V. Allala	
	Nash (%)	R <sup>2</sup>
<b>0.5</b>	<b>86.5</b>	0.7117
1	85.8	0.7194
1.5	85.4	0.7247
2	85.1	0.7248
2.5	84.7	0.7243
3	84.6	0.7241
3.5	84.4	0.7236
4	84.3	0.7215

Nous remarquons que le critère de Nash a faiblement changé en variant la valeur de  $n$ . Pour le bassin d'Oued Allala, le critère de Nash prend sa valeur maximale 86.5% lorsque  $n = 0.5$ .

### 5.3.2. Changement de la fonction d'échange

La fonction d'échange souterrain a été aussi développée par plusieurs hydrologues citons :

$$\begin{aligned} \text{Nascimonto ; 1995 : Si } X_2 < 0, F &= X_2 * (S/X_1) \\ X_2 > 0, F &= X_2 * (R/X_3) \end{aligned} \quad (5-1)$$

$$\text{Edijatno; 1993 : } F = X_2 * (R/X_3)^4 \quad (5-2)$$

$$\begin{aligned} \text{Rojas Serna; 2005 : Si } X_2 < 0, F &= X_2 * (R/X_3)^4 \\ X_2 > 0, F &= X_2 * (R/X_3) \end{aligned} \quad (5-3)$$

Et Zekouda a aussi essayé en 2009 de modifier la fonction d'échange afin d'obtenir une meilleure simulation des débits d'Oued Ouahrane au Nord de l'Algérie et il a proposé la formule suivante :

$$X_2 < 0 ; F = X_2 * (S/X_1)^{3.5} \quad (5-4)$$

Nous avons changé la fonction d'échange souterrain originale du modèle GR4J par les différentes fonctions proposées ci-dessus.

Tableau V.4 : Les résultats du calage avec différentes fonctions d'échange.

F(X2)	B.V. Allala	
	Nash (%)	R <sup>2</sup>
Perrin	84.4	0.7236
<b>Nascimonto</b>	<b>86.8</b>	<b>0.7206</b>
Edijatno	84.3	0.7215
Serna	84.3	0.7215
Zekouda	83.8	0.5328

Nous avons pris des résultats encourageants en utilisant la fonction de Nascimonto sur le bassin versant d'Oued Allala représentés par un critère de Nash égal à 86.8 et un coefficient de corrélation R<sup>2</sup> égal à 0.72.

#### 5.4. Modification des composants de l'écoulement

Comme nous avons dit que la pluie efficace se répartisse en 90% d'écoulement rapide et 10% d'écoulement lent. Le tableau nous donne les résultats du calage en modifiant les fractions des deux écoulements.

Tableau V.5: Les résultats du calage en modifiant les fractions des deux écoulements.

(Ecoulement rapide, Ecoulement lent)	BV Allala	
	Nash (%)	R <sup>2</sup>
(0.80, 0.20)	83.1	0.7261
(0.82, 0.18)	83.3	0.7211
(0.84, 0.16)	83.8	0.7391
(0.86, 0.14)	83.9	0.7269
(0.90, 0.10)	84.4	0.7249
(0.94, 0.06)	84.4	0.7185
<b>(0.98, 0.02)</b>	<b>85.1</b>	<b>0.7185</b>

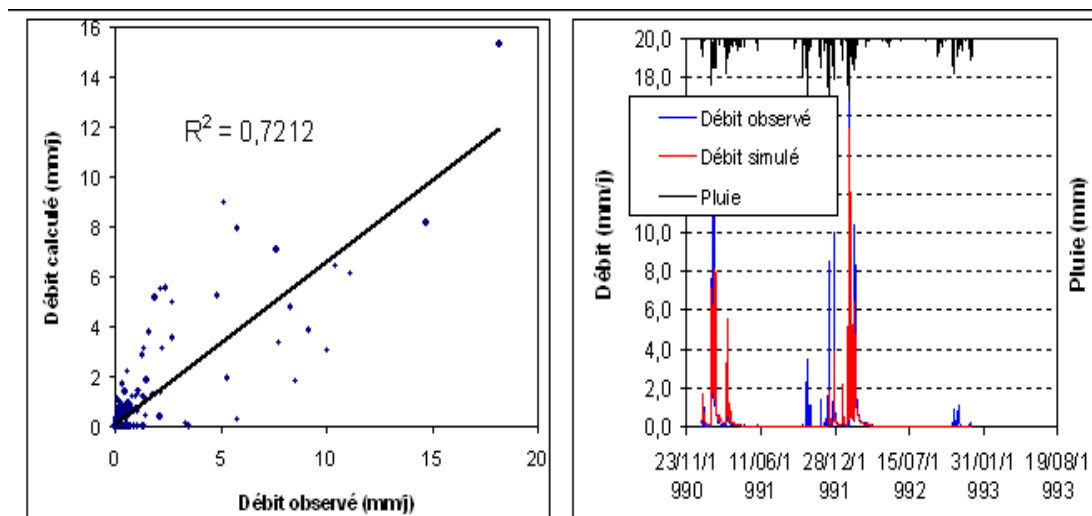


Figure V.4 : La simulation de débit avec Pr = 0.98 (écoulement rapide) + 0.02 (écoulement lent)

D'après le tableau 5.5 illustré par la figure 5.4, nous constatons que la division de la pluie efficace (Pr) en une fraction d'écoulement rapide égale à 0.98 et une autre d'écoulement lent égale à 0.02, nous a donnés une amélioration nette du critère de Nash au niveau du bassin versant (critère de Nash égal à 85.1%).

### 5.5. Modifications des hydrogrammes unitaires

Dans cette étape nous modifions les deux fonctions SH1 (t) et SH2 (2) pour modifier l'allure des deux hydrogrammes unitaires. Nous remplaçons l'exposant qui est égal à 2.5 aux équations (3-18) et (3-19) mentionnés au chapitre III par des valeurs comprises entre 0.5 et 4 (tableau V.5). Tableau V .5 : Les résultats du calage en modifiant la valeur de n.

n	BV Allala	
	Nash (%)	R <sup>2</sup>
0.5	69.3	0.6289
1	77.6	0.681
1.5	82.5	0.7273
2	84	0.729
2.5	84.4	0.7248
3	84.7	0.7177
3.5	84.9	0.7145
<b>4</b>	<b>85</b>	0.7116

Selon le tableau, nous voyons que l'augmentation de l'exposant **n** a influencé les résultats obtenus, et le critère de Nash se maximise en augmentant la valeur de **n**.

Pour Oued Allala, l'exposant  $n = 4$  nous a donnés le critère de Nash maximal qui est égale à 85%.

### 5.1 Le Modèle GR4J modifié

Après avoir fait les différentes modifications et les testées en cherchant le meilleur critère de Nash, nous allons associer les modifications qui donnent les meilleurs résultats dans un seul modèle afin d'obtenir des résultats plus fiables.

Dans cette nouvelle version GR4J, nous allons prendre  $S0/X1 = 0.6$  et  $R0/X3 = 0.6$  comme conditions initiales du bassin.

En comparant les résultats du calage en utilisant la nouvelle fonction d'échange souterrain  $F(X2)=X2*(R0/X3)^{0.5}$  avec les résultats du calage en utilisant la fonction d'échange souterrain proposé par Nascimonto en 1995 :

$$\text{Si } X2 < 0, F = X2*(S/X1)$$

$$X2 > 0, F = X2*(R/X3)$$

Nous remarquons que les résultats de la fonction d'échange de Nascimonto donne un critère de Nash plus élevé, de ce fait nous choisissons de remplacer la fonction d'échange souterrain proposée par Perrin et al. en 2003 par la fonction d'échange présentée par Nascimonto en 1995.

Nous considérons que la pluie efficace est divisée en deux écoulements, un écoulement rapide qui est présenté par 98% et un écoulement lent de 2%.

Les ordonnées des hydrogrammes seront calculées à partir des courbes en S notées respectivement SH1 et SH2, qui correspondent aux fonctions cumulées de l'hydrogramme.

SH1 est définie en fonction du temps par:

Pour	$t \leq 0$	$SH1(t) = 0$	
Pour	$0 < t < X4$	$SH1(t) = (t/X4)^4$	(5-5)
Pour	$t \geq X4$	$SH1(t) = 1$	

SH2 est définie de façon similaire par:

Pour	$t = 0$	$SH2(t) = 0$	
Pour	$0 < t \leq X4$	$SH2(t) = 1/2 * (t/X4)^4$	
Pour	$X4 < t < 2X4$	$SH2(t) = 1 - 1/2 * (2 - (t/X4))^4$	(5-6)
Pour	$t \geq 2 * X4$	$SH2(t) = 1$	

De ce fait nous obtiendrons le schéma de la structure du modèle GR4J modifié.

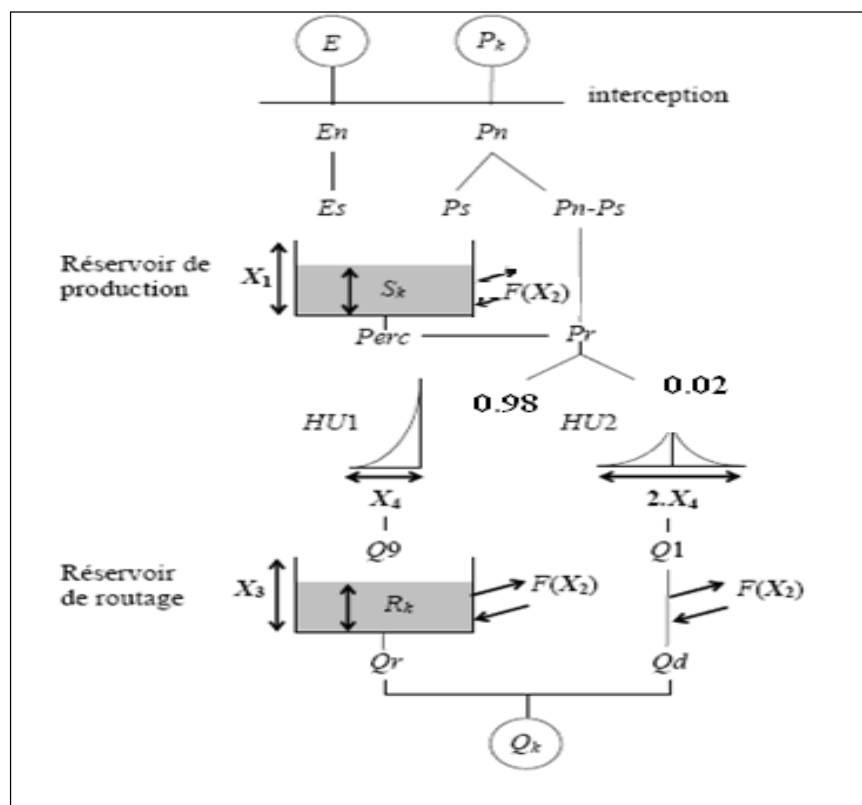


Figure V .5 : Structure du modèle GR4J modifié cas de Oued Allala

Le tableau V.5 illustré par les figures V.6 et V.7 présente les résultats du calage avec le modèle GR4J modifié.

Tableau V.5 : Les résultats du calage avec le modèle GR4J modifié pour oued Allala

Paramètres				Critères d'efficacité				R <sup>2</sup>
X1(mm)	X2(mm)	X3(mm)	X4(jr)	Nash(Q) (%)	Nash(VQ) (%)	Nash(ln(Q)) (%)	Bilan (%)	
386.12	-0.98	9.06	1.47	87.8	69.6	-37	74.1	0.718

Les figures V.7 et V.8 présentent l'évolution du taux de remplissage de réservoir de production (S/X1) et de réservoir de routage (R/X3). Nous remarquons que le taux de remplissage des deux réservoirs diminue pendant les mois secs.

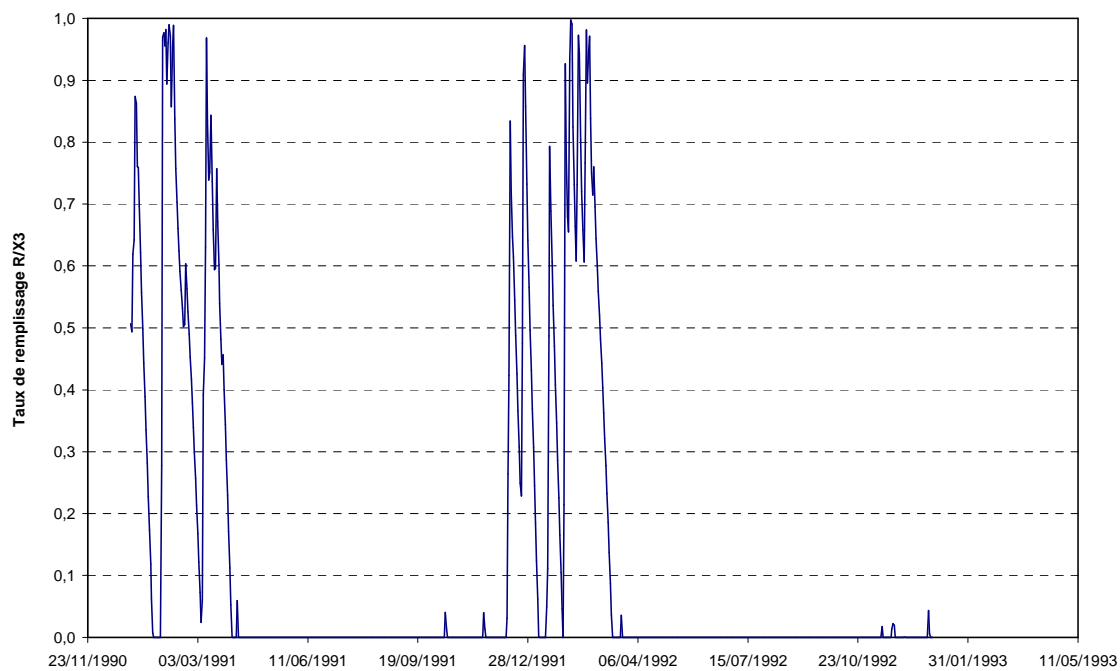


Figure V.6 : Les hydrogrammes des débits observés et les débits calculés pour Oued Allala.

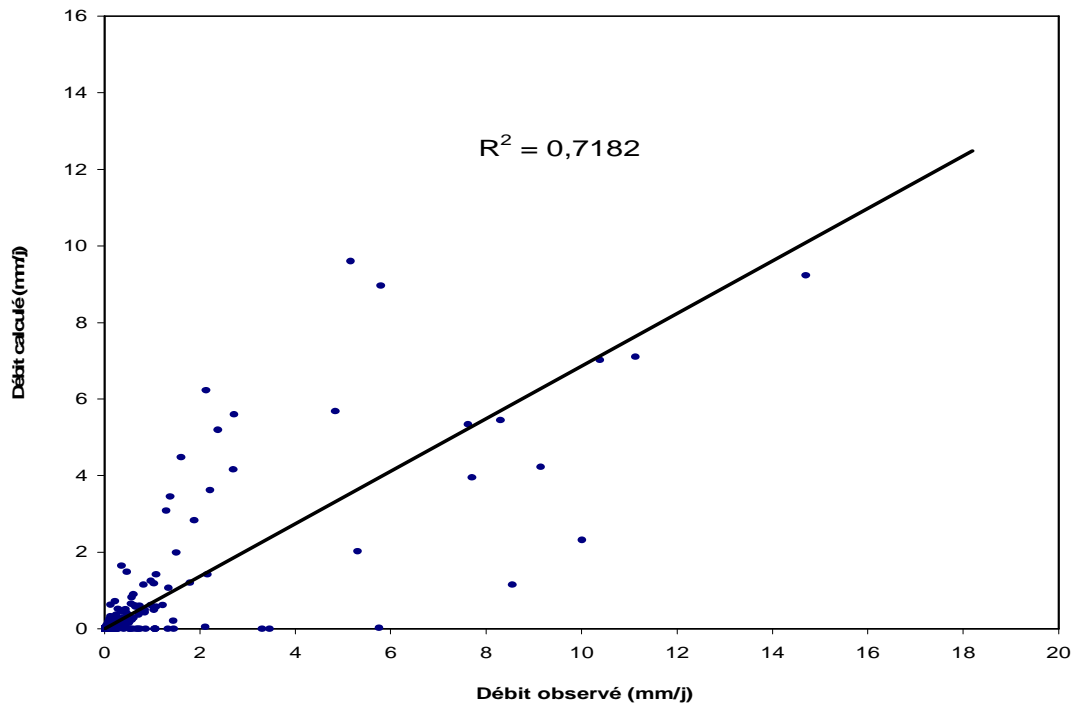


Figure V .7: Corrélation des débits journaliers simulés et observés d'Oued Allala

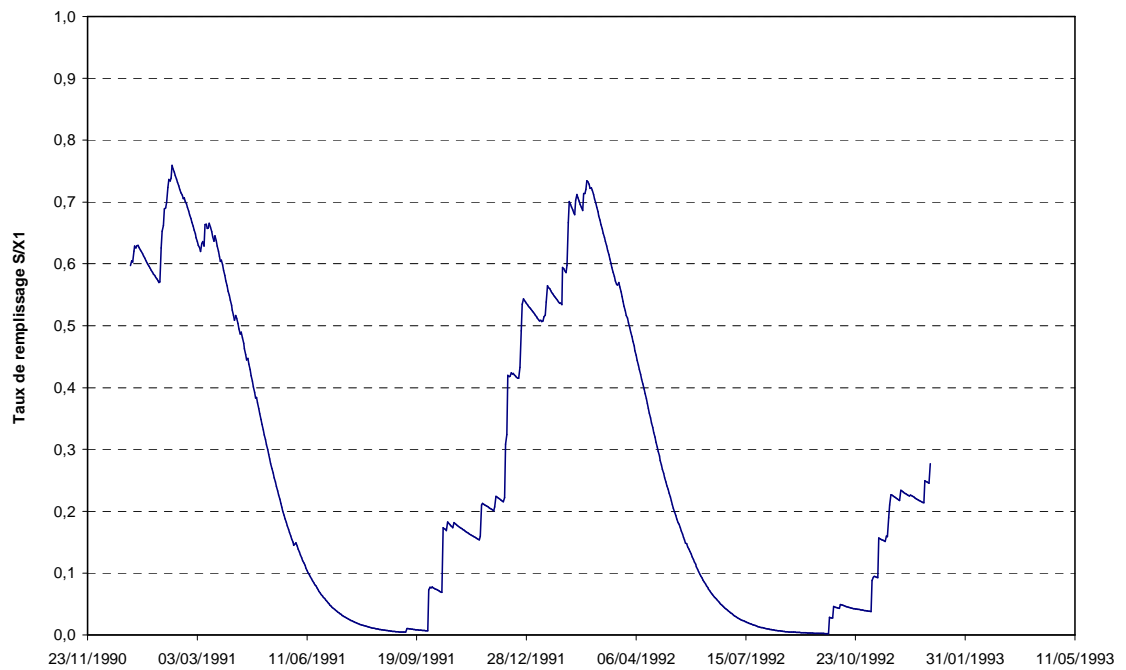


Figure V .8 : L'évolution du taux de remplissage de R/X3 pour le bassin versant Allala

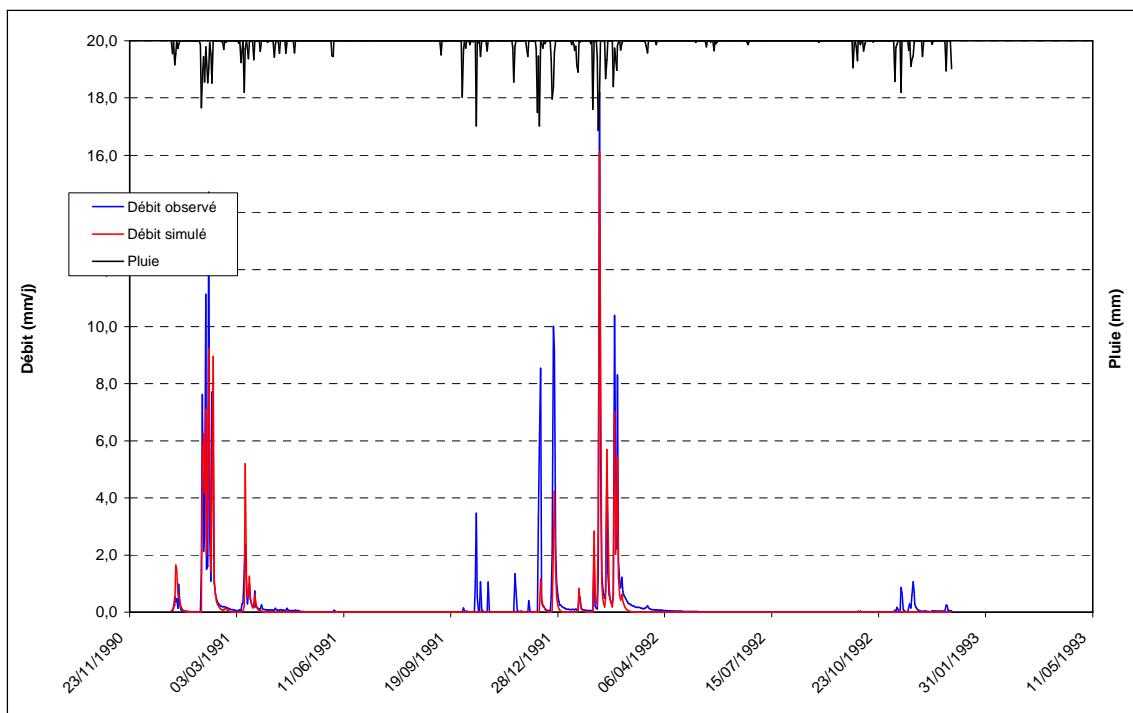


Figure V .9 : L'évolution du taux de remplissage de S/X1 pour le bassin versant Allala



# CONCLUSION GENERALE.

## Conclusion générale

L'écoulement dans les oueds obéit à un régime simple d'origine pluvial, des crues subites durant la période pluvieuse et un débit d'étiage souvent nul pendant la période sèche. Les apports annuels et mensuels sont d'une irrégularité interannuelle importante en plus d'une décroissance continue depuis plusieurs années.

Durant ces dernières années le phénomène des crues et des inondations a pris une grande envergure, en causant des dégâts humains (perte des vies) et des dégâts matériels (perte des surfaces agricoles et des infrastructures), son apparition dès le début de l'année hydrologique avec les pluies d'automne trouve un sol nu est défriché sur presque toute la superficie de la région provoquant ainsi une érosion importante évaluée à  $1500 \text{ t/km}^2/\text{an}$  au niveau du bassin de Oued Allala (Remaoun ;2007). Cet état de fait est à l'origine de plusieurs problèmes environnementaux.

Notre étude repose sur la modélisation et le fonctionnement hydrologique au sein du bassin versant de Oued Allala.

Actuellement le modèle GR4J est le plus apte a donné des repenses à une grande partie des questions d'hydrologie opérationnelle dans le domaine des prévision des risques de crues et des inondations. Il implique aussi une détermination numérique (calage) de leurs paramètres physiques.

Les résultats trouvées permettes de nous donner quelques particularités sur le bassin versant étudié. Il est caractérisé par une forme allongée exprimée par un indice de compacité assez élevé  $K_c = 1.33$ .

Sur le plan géomorphologique le bassin versant de Oued Allala présente des caractéristiques traduisant un comportement qui favorise le ruissellement à l'infiltration.

La dominance des formations lithologiques de très faible perméabilité qui dépasse les 50 % favorise l'écoulement de surface.

Le caractère altitudinal principal se traduit par une répartition fréquentielle dominante des classes d'altitude inférieure à 400 m et qui occupe 75,8 % de la surface total du bassin.

Les régimes pluviométriques et thermiques marquent l'année par deux saisons bien distinctes : une saison froide et humide avec une pluviométrie qui atteint parfois 150 mm par jour et une saison chaude et sèche avec une évapotranspiration très élevée due aux températures élevées qui atteint leurs maximums pendant le mois de juillet. Le total potentiel évaporatoire est égale à  $85.61 \text{ cm/an}$

Le réseau hydrographique est dense ( $Dd = 5.57 \text{ km/km}^2$ ) caractérisé par des conditions favorables à la formations des écoulements superficielles qui atteint parfois  $27\text{m}^3/\text{s}$ . (Remaoun ; 2007).

Dans cette étude de modélisation pluie-débit nous avons suivit une approche comparative globale (qualitative et quantitative) permettant de fonder des modèles simples, fiables, nécessitant peu de données et facile à mettre en œuvre (Perrin et al ; 2003).

Nous avons regroupés les formulations mathématiques des quatre paramètres du modèle correspondant à la fonction de production et la fonction d'échange qui représentent les processus de régénération des débits.

Le modèle GR4J donne un échange souterrain très faible qui correspond à une infiltration peu importante, chose qui reflète la lithologie réelle de notre bassin.

Nous avons aussi démontré que le modèle GR4J modifier présente des simulations acceptables pour le système hydrologique du bassin versant de Oued Allala et cela témoigne de son homogénéité.

REFERENCES  
BIBLIOGRAPHIQUES.

## Références bibliographiques

- 1-Andréassian V., 2002.** Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants. Thèse de Doctorat Thesis, Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Cemagref (Antony), 276 pp.
- 2-Castany, G.(1982)** : Principes et méthodes de l'hydrogéologie (Dunod, Paris)
- 3-Clarke R.T., 1973.** A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. Journal of Hydrology, pp : 1-20.
- 4-Dooge J.C.I. (1988).** Hydrology past and present. Journal of Hydraulic Research; 5-26pp
- 5-Douguédroit Annick .** Zbigniew Ustrnul. Department of Climatology. Faculty of Earth Sciences. University of Silesia. Bedzinska 60. 41-200.
- 6-Eagleson ; P.S (1991)** Preface. In : Opportunities in the Hydrologic Sciences, National Academy Press, Washington, 348p
- 7-Edijatno., 1987.** Amélioration des modèles simples de transformation pluie-débit au pas de temps journalier sur de petits bassins versants. Mémoire DEA. Ecole nationale des ingénieurs des travaux ruraux et des techniques sanitaires, Strasbourg. Institut de mécanique des fluides, université Louis Pasteur, CEMAGREF, Antony. 14 pp.
- 8-Edijatno et Michel C., 1989.** Recherche sur la mise au point d'un modèle journalier pluie-débit pour les petits bassins non jaugés, Rapport interne, Cemagref. 12 pp.
- 9-Edijatno., 1991.** Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier, Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur/ENGEES, Strasbourg, 242 pp.
- 10-Edijatno., Nascimento N., Yang X., Makhlouf Z. et Michel C., 1999.** GR3J: a daily watershed model with three free parameters. Hydrological Sciences Journal 44(2), pp: 263-277.
- 11-Javelle, P. (2001).** Caractérisation du régime des crues, le modèle débit - durée – Fréquence Convergent. Approche locale et régionale. Thèse de doctorat. Cemagref Lyon.
- 12-Klemeš V., 1988.** Operational testing of hydrological simulation models. Hydrological Sciences Journal, 31(1).pp : 13-24.
- 13-Leviandier, T. (1994).** Etude comparative de la résolution spatiale de modèles hydrologiques sur le bassin de la Charente. CNRS, 13p.
- 14-Linsley Roche 1971.** Rainfall-runoff models - an overview. In: V. P. Singh (Editor), Proceedings of the international symposium on rainfall-runoff modelling. Water Resources Publications, Littleton, CO, USA, pp : 3-22.

- 15-Makhlouf Z., 1994.** Compléments sur le modèle pluie-débit GJ et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Docteur es Sciences. Orsay: Université de Paris XI ORSAY, CEMAGREF d'Antony, 249 pp.
- 16-Mathevet T., 2005.** Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développement empiriques et comparaison de modèle sur un large échantillon des bassins versants. Thèse doctorat de l'ENGREF Spécialité : Sciences de l'Eau à l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts Centre de : Paris. 55 pp.
- 17-Mattaeur M., 1958.** Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie) bulletin N 17. Publication du service de la carte géologique de l'Algérie.
- 18-Michel C., 1989.** Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux, Cemagref, Antony. Pp : 47-48. 528 p.
- 19-Mouelhi S., 2003.** Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier, Thèse de doctorat, ENGREF, Paris.  
113 pp.
- 20-Nash J.E. and Sutcliffe J.V., 1970.** River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. Journal of Hydrology, 27(3). Pp : 282-290.
- 21-Oudin L., 2004.** Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global, Thèse de Doctorat, Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, Cemagref (Antony), Paris, France. 29 pp.
- 22-Perrin C., 2000.** Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative, Thèse de Doctorat, Ecole Doctorale Terre, Univers, Environnement, INPG, Grenoble, 530 pp.
- 23-Perrin C., Michel C. et Andréassian V., 2001a.** Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. Journal of Hydrology 242(3-4),pp: 275-301.
- 24-Perrin C., Michel C et Rosique J. L., 2003.** Modélisation pluie-débit et prévision des crues sur des bassins versants du Nord-Pas-de-Calais (Helpe Mineure, Helpe Majeure, Solre, Aa et Liane). Rapport d'étude, Cemagref (Antony). 20 pp.
- 25-Remaoune M., 2007.** Crues et sécheresse en Algérie –cas du moyen Chélif-. Thèse doctorat. Université Houari Boumediene.190 pp.

**26-Tixeront J** - International Association of Scientific Hydrology. Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie ; IAHS Pub L, 1960.

**27-Yacono.X. (1955).** Géologie et morphologie des plaines du moyen Chelif. Thèse de Doctorat d'état, I.N.A d'Alger

**28-Zekouda N.; 2009.** Modélisation pluie-débit pour la prédétermination des crues (application sur le bassin de oued Ouahrane). Thèse Magister. Université Hassiba Ben Bouali. 98 pp.

# LES ANNEXES



## Glossaire

**Aridité** : c'est un phénomène climatique impliquant une pluviométrie faible. Dans les régions dites arides, les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle (notée ETP) données de 2009. L'aridité étant une notion spatiale, une région peut être qualifiée d'aride et non une période. Elle est d'ailleurs marquée sur près de 30 % des terres continentales

**Bassin versant** : c'est une aire délimitée par des lignes de crête, dans laquelle toutes les eaux tombées alimentent un même exutoire : cours d'eau, lac, mer, océan, *etc.* Chaque bassin versant se subdivise en un certain nombre de bassins élémentaires (parfois appelés « sous-bassin versant ») correspondant à la surface d'alimentation des affluents se jetant dans le cours d'eau principal.

**Courbe IDF (Intensité – Durée - Fréquence)** : courbe donnant la probabilité de diverses intensités de pluie de courte durée pour diverses durées en un lieu donné. Il s'agit souvent d'une famille de courbes, dont chacune représente une certaine fréquence d'occurrence ou une certaine période de retour exprimée en années

**Cours d'eau** : tout chenal superficiel ou souterrain dans lequel s'écoule un flux d'eau continu ou temporaire. Généralement, ce terme s'applique aux chenaux naturels. On emploie plutôt le terme « canal » pour désigner un chenal artificiel, en principe avec de longues lignes droites.

**Crue** : c'est le fait qu'un cours d'eau déborde de son lit mineur, après de fortes pluies, une fracture terrestre en profondeur qui libère des nappes phréatiques ou la fonte des neiges.

**Crue-éclair** : c'est le fait qu'une rivière ou un ruisseau sorte subitement de son lit à la suite de pluies torrentielles, généralement de durée limitée sous des orages. Ce phénomène est fréquent dans les régions montagneuses où le ruissellement des pentes vers les vallées est très rapide. La pluie peut se produire loin de la zone inondée car elle est le résultat de la concentration de l'eau tombant sur le bassin hydrique vers le point le plus bas.

**Embouchure** : c'est le lieu où un cours d'eau se jette ; dans un lac, une mer ou un océan.

Les fleuves qui se jettent dans un océan où agissent les marées se terminent par un **estuaire**.

Les fleuves qui se jettent dans une mer sans marée se terminent par un **delta** (ex. le Nil)

**Étiage** : correspond statistiquement (sur plusieurs années) à la période de l'année où le débit d'un cours d'eau atteint son point le plus bas (basses eaux). Cette valeur est annuelle. Il intervient pendant une période de sécheresse forte et prolongée qui peut être fortement aggravée par des températures élevées favorisant l'évaporation, et par les pompes agricoles à fin d'irrigation.

**Evapotranspiration réelle (ETR)** ; c'est l'eau réellement « perdue » sous forme de vapeur (en fait une partie sera recyclée sous forme de rosée ou précipitation)

**Evapotranspiration potentielle (ETP)** ; c'est l'eau susceptible d'être perdue dans les mêmes conditions quand elle n'est plus facteur limitant.

**Hydrogramme** : c'est une représentation graphique montrant la variation du débit instantané dans un cours d'eau en fonction du temps. Pour les besoins des calculs hydrauliques, on introduit souvent un hydrogramme synthétique, qui vérifie un certain nombre de propriétés (débit de pointe, volume de crue, différents temps caractéristiques) similaires aux crues de la rivière étudiée, mais présente une forme beaucoup plus simple (en général, courbe avec un seul pic de crue).

**Hydrogramme unitaire** : c'est l'hydrogramme d'une crue générée par une pluie unitaire, c'est-à-dire une pluie d'intensité constante sur une certaine durée et dont le cumul est de 1 mm; cette notion sert dans les méthodes de transformation pluie- débit.

**Indice d'aridité :** Il existe une multitude d'indices et de formules, certaines basées sur des critères climatologiques, d'autres biogéographiques. Parmi tous ces indices, les plus connus restent ceux d'Emmanuel de Martonne (1926 à 1941), de Charles Warren Thornthwaite (1948), et de Bagnouls et Gaussen (1953 à 1957). Selon Gaussen, une période donnée est dite aride, quand :  $P < 2 * T$  (P : précipitations totales en mm sur une période donnée, T : température moyenne en °C sur une période donnée). Cet indice est très utile quant à l'utilisation d'un diagramme ombrothermique, ce dernier toujours construit sur le modèle d'échelle :  $1\text{ }^{\circ}\text{C} = 2\text{mm}$ .

**Intensité :** c'est la vitesse de précipitation d'une pluie ; en général mesuré en mm/h.

**Ligne de partage des eaux :** désigne une limite géographique qui divise un territoire en un ou plusieurs bassins versants. Plus précisément, de chaque côté de cette ligne, les eaux s'écoulent *in fine* dans des directions différentes. Elle est proche mais pas confondue avec les lignes de crêtes ; des couches géologiques profondes et imperméables peuvent en effet diriger l'eau dans une vallée séparée de la vallée où cette pluie est tombée par une ligne de crête. La ligne de partage des eaux sert souvent de base juridique à la délimitation de frontières dans les zones montagneuses, comme c'est le cas, par exemple, dans les Alpes entre la France et l'Italie.

**Lit majeur :** c'est l'espace occupé par le cours d'eau lors de ses plus grandes crues.

**Lit mineur :** c'est l'espace occupé, en permanence ou temporairement, par un cours d'eau. C'est la zone limitée par les berges.

**Loi de Gumbel :** En théorie des probabilités, la distribution de Gumbel, nommée d'après Émil Julius Gumbel, est une distribution de probabilité continue. C'est une distribution particulièrement importante en théorie des valeurs extrêmes : la distribution de Gumbel est une bonne approximation de la loi du maximum d'un échantillon de variables aléatoires indépendantes et de même loi, dès que cette loi appartient, précisément, au domaine d'attraction de la loi de Gumbel. Parmi les lois appartenant au domaine d'attraction de la loi de Gumbel, on compte la loi exponentielle<sup>1</sup>. La distribution de Gumbel peut, par exemple, servir à prévoir le niveau des crues d'un fleuve, si on possède le relevé des débits sur dix ans.

**Pluie brute :** c'est la quantité de pluie mesurée par un Pluviographe sur une certaine durée t. Une partie de la lame d'eau tombée contribue directement à la crue, une autre partie sera infiltrée, interceptée par les végétaux. Selon l'état du sol (taux de saturation du sol) et l'intensité de la pluie, un écoulement superficiel est en effet provoqué par la pluie.

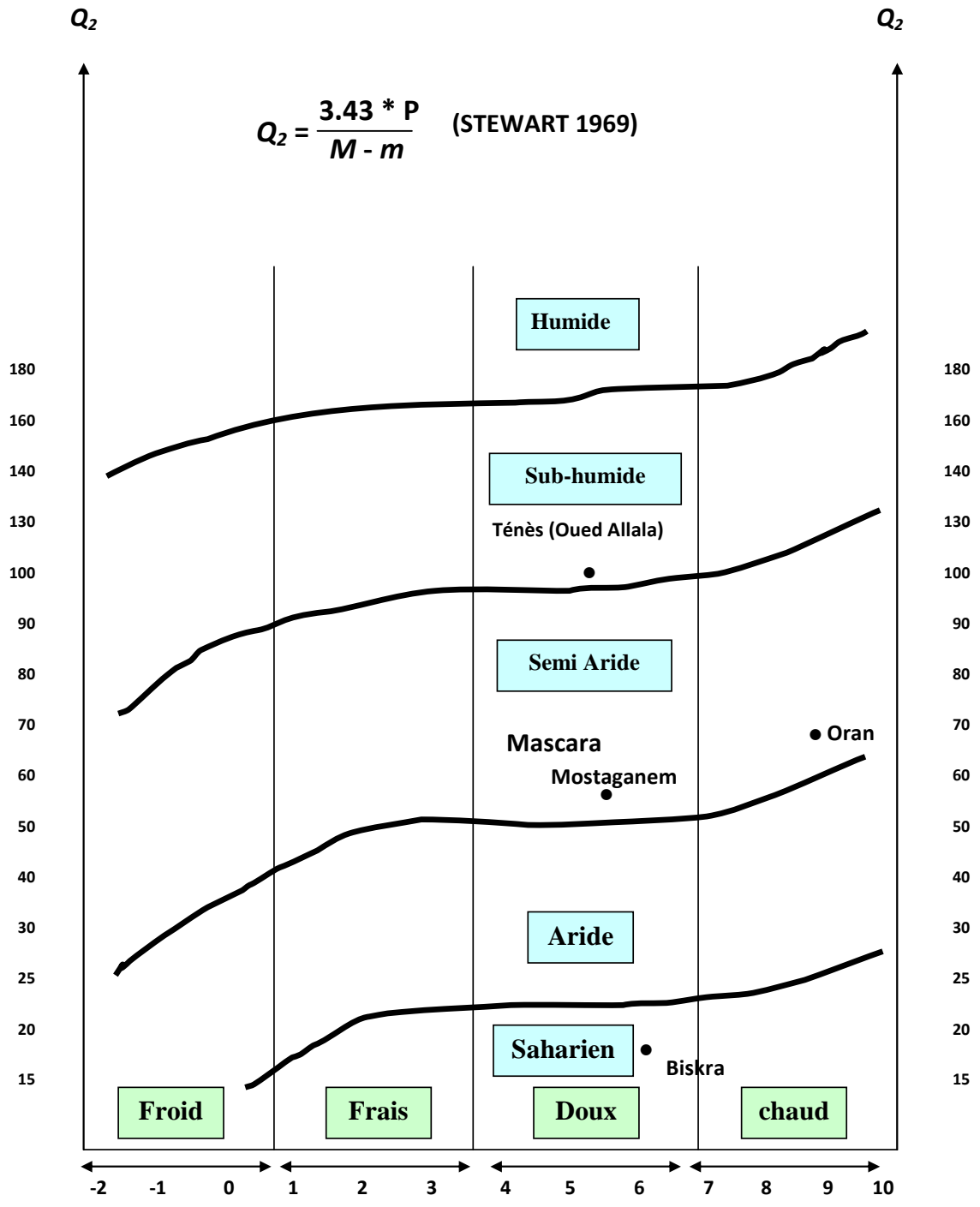
**Pluie nette :** Si la pluie dure suffisamment longtemps, une partie de l'eau infiltrée peut également participer à la crue (écoulement hypodermique). La quantité de pluie qui participe à la crue par ruissellement ou écoulement hypodermique est appelée pluie nette.

**Pluie utile :** la quantité de pluie qui participe à l'écoulement direct est appelée pluie utile.

**Pluviomètre :** c'est un comprenant un dispositif d'enregistrement continu de la hauteur d'eau des précipitations. La mesure utilisée est généralement le millimètre.

**Régime hydrologique :** désigne l'ensemble des variations de l'état et des caractéristiques d'une formation aquatique, qui se répètent régulièrement dans le temps et dans l'espace et passent par des variations cycliques, par exemple, saisonnières (définition du Glossaire International d'Hydrologie). Les régimes hydrologiques de base des cours d'eau sont le régime glaciaire, le régime nival et le régime pluvial, appelés ainsi d'après l'origine de l'eau : glace, neige ou pluie.

**Temps de concentration :** c'est le temps maximal pour qu'une goutte parcourt tout le bassin versant entre l'endroit où elle tombe et l'exutoire de ce bassin.



Climagramme d'EMBERGER (station de Benairia)

