

Université de Tlemcen

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des Sciences de la Terre et de  
l'Univers

Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

Laboratoire de Recherche n° 25

« Promotion des Ressources Hydriques, Minières et Pédologiques, Législation de  
l'Environnement et Choix Technologiques »

## **THESE**

Présentée par

**Radia GHERISSI**

en vue de l'obtention du

**Diplôme de Doctorat  
En Sciences de la Terre**

**Option : Ressources en eau dans leur environnement**

**MODELISATION HYDROLOGIQUE D'UN BASSIN VERSANT EN CLIMAT  
MEDITERRANEEN PAR L'APPROCHE CONCEPTUELLE GLOBALE. CAS DE  
L'OUED LAKHDAR (ex : CHOULY) (TAFNA NORD OUEST ALGERIEN)**

Soutenue le 27/09/2018, devant le jury composé de :

Présidente	AZZOUNI Abla	Prof.	Université de Tlemcen
Encadreur	BABA-HAMED Kamila	Prof.	Université de Tlemcen
Co-encadreur	BOUANANI Abderazzak	Prof.	Université de Tlemcen
Examinatrice	ADJIM Fouzia	Prof.	Université de Tlemcen
Examinatrice	ZAIDI Naima	Prof.	Université d'Oran
Examineur	SAFA Aissa	M.C.A.	Université d'Oran

Année universitaire : 2017 – 2018

## RESUME

---

Le bassin versant d'Oued Lakhdar est situé dans une région hydroclimatique où la sécheresse joue un rôle important sur les précipitations et les écoulements de surface, cette thèse s'est focalisée sur l'étude de cette dernière afin d'évaluer sa sévérité et de caractériser son impact sur la ressource en eau.

La quantification et la gestion de la ressource en eau dans un tel contexte est un enjeu important pour la zone. Dans ce sens, ce travail avait pour objectifs :

- D'étudier les variations temporelles du régime pluviométrique et hydrométrique,
- D'évaluer la sécheresse par utilisation des indices statistiques qui servent à quantifier sa sévérité (SPI, SSFI, IP),
- Une étude statistique basée sur l'utilisation des tests statistiques (test d'homogénéité et test de tendance),
- La mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel pluie-débit, afin d'identifier les tendances dans la relation pluie-débit du bassin versant.

L'analyse des données hydropluviométriques sur une période de 44 ans nous a permis de constater que la tendance chronologique de la pluviométrie et de l'écoulement dans notre bassin versant a été généralement déficitaire. Par ailleurs, l'application des tests d'homogénéité, ont permis d'identifier des ruptures entre 1970 et 1980, qui marquent une modification du régime pluviométrique et hydrologique. Ces ruptures s'accompagnent d'une diminution de la pluviométrie et de l'écoulement. Des fréquences d'humidité et de sécheresse ainsi que des fréquences d'écoulement déficitaires et excédentaires ont été détectées. Les décennies 1980, 1990 et 2000 apparaissent comme déficitaires avec une tendance de retour des précipitations enregistrée pour la période (2008/2014). Aussi, les résultats du bilan hydrique obtenus par le modèle pluie-débit, nous ont permis de déceler l'impact de cette variabilité sur la ressource en eau.

En effet, les manifestations de cette variabilité climatique se sont répercutées sur les ressources en eau du bassin, il a connu aussi une réduction de la pluviométrie et une augmentation de la température sur une période allant de (1982/1983) à (2007/2008).

**Mots-clés :** Modélisation pluie-débit, Oued Lakhdar, Tafna, Algérie, Variabilité climatique, Rupture.

## ABSTRACT

---

Wadi Lakhdar watershed is located in a hydroclimatic region where drought plays an important role on rainfalls and surface run-off. This work focuses on the study of this phenomenon with the aim of assessing its impact on water resources.

The quantification and management of water resource in such a context constitutes important issues for this region. Therefore, the objectives of this work were:

- To study temporal variations of pluviometric and hydrometric regimes,
- To assess the drought through the use of statistic indices that enable to its severity quantification (SPI, SSFI, IP),
- A statistic study based on the use of statistic tests (homogeneity and tendency tests),
- To draw a hydrologic model based on a conceptual rainfall-runoff in order to identify tendencies in the rainfall-runoff relation of the basin.

A forty-four years hydropluviometric data analysis enabled us to find out that the of the rainfall and flow chronological tendencies in the watershed have generally been in deficit. On another hand, homogeneity test application enabled us to identify breaks between 1970 and 1980 that led to a change of the hydrologic and pluviometric situations. Those ruptures are accompanied by rainfall and flow decreases. The wet or drought frequencies as well as low and excess flow frequencies have been detected. The 1980, 1990 and 2000 periods appeared in deficit with a return tendency of rainfalls registered during the period (2008/2014). Also, hydric analysis results obtained by the rainfall-runoff enabled us to find out this change impact on water resources.

Indeed, the climatic variability manifestations have had repercussions on the water resources of the basin which has also experienced a rainfall reduction and an increase in temperature during 1982/1983 to 2007/2000.

**Keywords:** Rainfall-Runoff modeling, WadiLakhdar, Tafna, Algeria, Climatic variability, Rupture.

## الملخص

يقع الحوض الهيدروغرافي لودي الاخضر في منطقة هيدرو-مناخية جافة وهذا الجفاف يلعب دورا هاما على كمية التساقطات وعلى السيلاان السطحي وهذا ما يؤثر كثيرا على الثروة المائية بالمنطقة. هذا البحث يتمحور في دراسة الجفاف من اجل تقييم حدة الجفاف ومدى تأثيره على نسبة المياه.

قياس وتسيير الثروة المائية في مثل هذا المناخ يمثل تحدي في المنطقة ولهذا هذه الدراسة تمثل الاهداف التالية:

- دراسة التغيرات الزمنية لنظام سقوط الامطار مع نسبتها،
  - تقدير نسبة الجفاف باستعمال مؤشرات احصائي وقياس حدته،
  - دراسة احصائية تعتمد على استعمال التجارب الإحصائية،
  - استعمال نموذج هيدرولوجي تساقط تدفق، لتعريف علاقة التساقط بكمية التدفق لهذا الحوض.
- ان دراسة المعطيات وكميات التساقط والتدفق لمدة 44 سنة سمحت لنا بملاحظة ان العلاقة بين كمية التساقط في هذا الحوض ضعيفة بنسبة عامة بينما استعمال مؤشرات المتكافئ سمح لنا بملاحظة انقطاع التساقط ما بين 1970-1980 وتمثل تغيير النظام التساقط والتدفق، هذه الانقطاعات يتبعها انخفاض في نسبة التساقط والسيلاان بينما لوحظ في الحوض فترات تواتر لارتفاع نسبة الرطوبة ونسبة الجفاف.

ان الفترة الممتدة من 1980-1990 الى 2000 تعتبر سلبية من حيث التساقط واتبعها كمية معتبرة من التساقط ما بين (2008/ 2014). أيضا، النتائج المتحصل عليها من خلال نموذج تساقط-تدفق سمح لنا بملاحظة تأثير هذه التغيرات على الثروة المائية.

ان ظاهرة التغيرات المناخية اثرت على الثروة المائية بهذا الحوض الذي عرف انخفاض كبير في نسبة التساقط وارتفاع في درجات الحرارة ما بين (1982/ 1983) حتى (2007/ 2008).

**الكلمات المفتاحية :** نموذج تساقط-تدفق، وادي الاخضر , تافنة , الجزائر , التغيرات المناخية , انقطاعات .

## *Dédicaces*

*Permettez-moi de dédier ce travail de longue haleine à feu mon père, qui nous a récemment quitté Allah yarahmou, c'est en grande partie grâce à lui, à son dévouement, à son soutien inconditionnel, à son affection et à ses précieux conseils ainsi qu'à sa disponibilité, que j'ai pu mener à bien ces travaux. J'espère que de là où il est, il appréciera tous mes efforts et ma réussite...*

*Mon père Allah yarahmou tenait à ce que je continue mes études et que je réussisse, en espérant qu'il soit fier de mes résultats, car c'est grâce à lui que j'en suis arrivée là et c'est pour lui que j'ai eu la force de continuer et d'être devant vous aujourd'hui pour honorer sa mémoire, respecter sa volonté, et ne pas décevoir ses espoirs.*

*Je dédie également ce travail à ma précieuse maman pour son soutien indéfectible et sa présence invétérée. Je ne saurai exprimer ma gratitude pour son investissement tout au long de mon éducation et durant mon parcours universitaire. Merci à cette maman qui m'a toujours aidé et encouragé et qui, grâce à Dieu, est toujours à mes côtés.*

*Enfin, je ne pourrai finir ces remerciements sans penser à ma famille dont je suis particulièrement attachée, et dont le soutien constant et l'encouragement m'ont été d'un grand réconfort et ont contribué indéniablement à l'aboutissement de ce travail.*

*Je dédie ce travail à :*

*Mes chers parents,*

*Mes deux frères et leurs épouses,*

*Mes chers Neveux,*

*Toute ma famille,*

*A tous mes enseignants, amis et collègues,*

*Enfin, à tous ceux qui m'ont aidé à réaliser cet ouvrage.*

## Remerciements

---

La question de l'eau a éveillé en moi un intérêt particulier depuis ma 1<sup>ère</sup> année universitaire.

La gestion de l'eau est un principe particulièrement bien énoncé au regard des défis à venir. Sa mise en application reste une entreprise très difficile, car les moyens pour parvenir aux objectifs donnés sont très divers, particulièrement dans le domaine épineux des ressources en eau.

Traiter ce sujet est donc une grande satisfaction en finalité probable de mon parcours d'études. Cette satisfaction n'aurait pu avoir lieu sans le soutien de nombreuses personnes que je tiens à remercier sincèrement dans ces modestes lignes.

Mes remerciements vont en particulier à :

Mes parents pour tout ce qu'ils m'ont appris, donné et inculqué et pour leur soutien durant toutes mes études, sans eux ce travail n'aurait pu être réalisé.

Mon encadreur Madame **BABA-HAMED Kamila**, pour sa disponibilité, merci pour avoir été autant conciliante durant ma période de travail et pour l'intérêt porté à mes recherches. Je voudrais également lui témoigner ma gratitude pour ses conseils pertinents avec écoute, amabilité et patience. C'est en partie grâce à elle que mon travail a pu aboutir et voir le jour.

Monsieur **BOUANANI Abderrazak**, de m'avoir tout d'abord ouvert la porte sur le monde de la post-graduation, pour sa grande contribution à ma formation, et de bien veiller à l'achèvement de ce modeste travail, de m'avoir guidé et conseillé.

Madame **AZZOUNI Abla**, qui après m'avoir fait profiter de son enseignement, a accepté de présider ce jury.

Madame **ADJIM Fouzia**, Madame **ZAIDI Naima** et Monsieur **SAFA Aissa**, pour avoir eu la bienveillance d'accepter d'examiner en profondeur ce travail.

Personnages de l'A.N.R.H d'Oran et de Tlemcen qui ont accepté volontiers de me fournir les documents que je convoitais.

Que soient remerciés tous ceux, collègues et amis, qui m'ont témoigné leur amitié et qui m'ont soutenu et encouragé durant ma thèse.

Puisse cette thèse refléter tous mes efforts, mon sérieux et le résultat de tout ce que vous m'avez appris tout au long de mon parcours universitaire.

# Table des matières

---

	<b>Pages</b>
<b>RESUME</b>	I
<b>Dédicaces</b>	III
<b>Remerciements</b>	IV
<b>Table des matières</b>	V
<b>Liste des abréviations</b>	XII
<b>Liste des figures</b>	XIII
<b>Liste des tableaux</b>	XVIII
<b>Introduction générale</b>	1

## PARTIE I

### *Chapitre I*

---

#### SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE CHANGEMENT CLIMATIQUE

I.1- Introduction	4
I.2- Notion du changement climatique	5
I.3- Les causes du changement climatiques	6
I.3.1- L'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre	6
I.3.2- La déforestation	6
I.4- Les changements hydrologiques observés au niveau du globe suite aux changements climatiques.	6
I.4.1- La température	6
I.4.2- Les précipitations	7
I.4.3- L'évaporation	8
I.4.4- L'évapotranspiration	8
I.4.5- L'humidité du sol	9
I.4.6- Les nappes d'eau souterraines	9
I.4.7- Les lacs	9
I.4.8- La qualité de l'eau	10
I.4.9- Les glaciers	10
I.4.10- Le ruissellement et le débit fluvial	10
I.4.11- Les évènements extrêmes	11
I.5- Evolution du climat dans le monde	11
I.6- Evolution et impact de la variabilité climatique en Algérie	13
I.6.1- Evolution climatique.	14
I.6.1.1- Température	14
I.6.1.2- Précipitations	14
I.6.1.3- Evapotranspiration potentielle	15
I.6.2- Impacts de la variabilité climatique	15
I.6.2.1- Sécheresse	15
I.6.2.2- Inondations	15
I.6.2.3- Vagues de chaleurs	16
I.6.2.4- Ressources en eau	16

---

*Chapitre II*


---

**MODELISATION HYDROLOGIQUE**

II.1- Introduction	18
II.2- Modélisation hydrologique et modèle pluie-débit	18
II.2.1- Définitions générales	18
II.2.2- Objectifs de la modélisation pluie-débit	20
II.2.3- Intérêts d'un modèle pluie-débit	20
II.2.4-Choix d'un modèle.	21
II.2.5-Etapes d'élaboration d'un modèle	21
II.2.6- Typologie de modèles hydrologiques	22
II.2.6.1- Selon le degré d'abstraction	23
II.2.6.2- Selon la nature des variables	23
II.2.6.3- Selon la discrétisation spatiale	23
II.2.6.4- Selon la description des sous processus	24
II.2.7- Critères d'évaluation de la modélisation	24
II.2.7.1- Erreur moyenne absolue	24
II.2.7.2- Erreur quadratique moyenne	25
II.2.7.3- Coefficient de Nash-Sutcliffe	25
II.2.7.4- Critère de bilan	26
II.2.8-Calage de modèle hydrologique	26
II.2.9- Méthodes de calage des modèles pluies-débits	27
II.2.9.1-Calage manuel	27
II.2.9.2-Calage automatique	27
II.2.9.3-Calage mixte	27
II.2.10-Présentation de quelques modèles	27
II.2.11- Choix du modèle utilise	28
II.3- Modèle GR	28
II.3.1- Introduction	28
II.3.1.1- Objectifs de développement	29
II.3.1.2- Mode de développement	29
II.3.1.3- Principales caractéristiques	29
II.3.2- Description du modèle pluie-débit annuel GR1A	30
II.3.2.1- Introduction	30
II.3.2.2- Description mathématique	30
II.3.2.3- Paramètre	30
II.3.3- Description du modèle pluie-débit mensuel GR2M	31
II.3.3.1- Introduction	31
II.3.3.2- Description mathématique	31
II.3.3.3- Paramètres	33
II.3.4- Description du modèle pluie-débit journalier GR4J	33
II.3.4.1- Introduction	33
II.3.4.2- Description mathématique	34
II.3.4.3- Paramètres	38
II.3.5- Applications des modèles	38
II.4- Modèle GARDENIA	39

II.4.1- Principes et objectifs	39
II.4.2- Fonctionnement du modèle	40
II.4.3- Données et paramètres	41
II.4.3.1- Données nécessaires	41
II.4.3.2- Paramètres hydrologiques	42
II.4.4- Les entrées et les sorties du modèle	42
II.4.5- Fonctionnement du modèle	42
II.4.6- Calage du modèle	45
II.4.7- Unicité des calages	46
II.4.8- Domaines d'application	46
II.5- Modèle HBV LIGHT	46
II.5.1- Description des paramètres du modèle HBV Light	49
II.5.1.1- Paramètres de captage	52
II.5.1.2- Paramètres de zone végétation	53
II.5.2- Fonte des neiges et accumulation de neige	54
II.5.3- Précipitation efficace et humidité du sol	54
II.5.3- Relation entre l'humidité du sol et la capacité du champ des eaux de ruissèlement	56
II.5.4- L'évapotranspiration	56
II.5.5- Réponse des eaux de ruissèlement	57
II.5.6- L'étalonnage ou calibration du modèle	58
II.5.7- Résultat graphique	59
Conclusion	60

---

### *Chapitre III*

#### **ETUDE DU MILIEU**

III.1- Introduction	61
III.2- Généralités sur le bassin versant de la Tafna	61
III.2.1- Situation géographique	61
III.2.2- Réseau hydrographique	63
III.3- Description du bassin versant de l'oued Lakhdar	64
III.3.1- Situation géographique	64
III.3.2- Etude des caractéristiques morphométriques	65
III.3.2.1- Caractéristique de forme	65
III.3.2.1.1- Indice de compacité de Gravelius (Kc)	65
III.3.2.1.2- Rectangle équivalent	65
III.3.2.2- Etude du réseau hydrographique	66
III.3.2.2.1- Caractéristiques hydrographiques	67
III.3.2.2.1.1- Rapport de confluence	67
III.3.2.2.1.2- Rapport des longueurs	68
III.3.2.2.1.3- Densité de drainage	69
III.3.2.2.1.4- Profil en long du cours d'eau principal	69
III.3.2.3- Etude du relief	70
III.3.2.3.1- Courbe hypsométrique	71
III.3.2.3.2- Indice de pente	73
a- Indice de pente (Ip)	73
b- Indice de pente global (Ig)	74
c- Dénivelée spécifique (Ds)	75

d- Indice de pente moyenne (Im)	76
III.3.3- Occupation du sol	77
III.3.4- Aperçu géologique et hydrogéologique	78
III.3.4.1- Description lithostratigraphique	78
III.3.4.1.1- Secondaire	78
A- Jurassique	78
A.1- Marnes et calcaires du Kimméridgien moyen	78
A.2- Dolomies et calcaires du Kimméridgien supérieur	79
B- Crétacé	79
B.1- Berriasien	79
III.3.4.1.2- Tertiaire	80
A- Pliocène continental	80
III.3.4.1.3- Quaternaire	80
A- Alluvions récentes et sub-actuelles	80
III.3.4.2- Tectonique	80
III.3.4.3- Hydrogéologie	81
III.3.4.3.1- Aquifère	81
III.4- Etude hydroclimatique	82
III.4.1- Présentations des stations	83
III.4.2- Etude des précipitations	83
III.4.2.1- Etude de la variabilité interannuelle des précipitations	83
III.4.2.2- Etude des précipitations mensuelles	84
III.4.2.3- Etude des précipitations saisonnières	85
III.4.2.4- Etude des précipitations journalières	87
III.4.3- Etude des écoulements	88
III.4.3.1- Variation annuelles des lames d'eau écoulées	88
III.4.3.2- Variations mensuelles des lames d'eau écoulées.	88
III.4.3.3- Variations saisonnières des lames d'eau écoulées	90
III.4.3.4- Variations journalières des lames d'eau écoulées	92
III.4.4- Etude des températures	92
III.4.4.1- Températures moyennes annuelles	92
III.4.4.2- Températures moyennes mensuelles	93
III.4.4.3- Températures moyennes saisonnières	93
III.4.5- Etude statistique des données hydropluviométriques	95
III.4.5.1- Adéquation des données de précipitations à une loi statistique	95
III.4.5.1.1- Ajustement par la loi normale	96
a- Test graphique	96
b- Test du $\chi^2$	97
III.4.5.1.2- Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée	97
III.4.5.2- Adéquation des données de lames d'eau écoulées à une loi statistique	98
III.4.5.2.1- Ajustement des lames d'eau écoulées annuelles à la loi log normal.	98
a- Test graphique	99
b- Test du $\chi^2$	99
III.4.5.2.2- Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée	100
III.4.5.2.3- Calcul des périodes de retour extrême	100
III.4.6- Etude des périodes de retour des extrêmes maximales et minimales	100
III.4.7- Relation pluie-débit	104
III.4.7.1- corrélation annuelle	104

III.4.7.2- Corrélation mensuelle	104
III.4.7.3- Corrélation journalière	105
Conclusion	105

## *Chapitre IV*

### **ETUDE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE**

IV.1- Introduction	107
IV.2- Méthodologie	107
IV.2.1- Caractérisation de la sécheresse	107
IV.2.1.1- Définition de la sécheresse	107
IV.2.1.2- Justification du choix de l'indice statistique	107
IV.2.1.2.1- Indice SPI	108
IV.2.1.2.2- Indice SSFI	109
IV.2.1.2.3- Indice de pluviosité	109
IV.2.1.2.4- Coefficient d'Hydraulicité	109
IV.2.2- Caractérisation de la variabilité climatique	109
IV.2.2.1- Tests de détection de ruptures (tests d'homogénéité)	109
IV.2.2.1.1- Test de PETTITT (Pettitt, 1979)	110
IV.2.2.1.2- Test de LEE et HEGHINIAN	110
IV.2.2.1.3- Test D'HUBERT	110
IV.2.2.2- Test de tendance	111
IV.2.2.2.1- Test de MENN-KANDALL	111
IV.2.2.3- Justifications du choix des tests statistiques	112
IV.2.2.4- Méthode du simple cumul	112
IV.2.3- Estimation des périodes de retour des pluies autour des ruptures	112
IV.2.4- Déficit (ou excès) pluviométrique et hydrométrique	113
IV.3- Résultats	113
IV.3.1- Etude de l'évolution interannuelle du régime pluviométrique et hydrométrique (période 1970/1971-2013/2014)	113
IV.3.2- Etude de la sécheresse	115
IV.3.2.1- A l'échelle annuelle	115
IV.3.2.2- A l'échelle saisonnière	117
IV.3.3- Caractérisation de la variabilité climatique	118
IV.3.3.1- Méthodes statistiques de détection des ruptures (tests d'homogénéité)	118
IV.3.3.2- Tests de tendance de MANN-KENDALL	120
IV.3.3.2.1- A l'échelle annuelle	120
IV.3.3.2.2- A l'échelle saisonnière	121
IV.3.4- Cumul des précipitations et des lames d'eau écoulées	125
IV.3.4.1- A l'échelle annuelle	125
IV.3.4.2- A l'échelle saisonnière	126
IV.3.5- Variabilité de la récurrence des pluies autour des ruptures	127
IV.3.6- Déficit (ou Excès) Pluviométrique et Hydrométrique	127
Conclusion	128

---

*Chapitre V*

---

**IMPACT DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU**

V.1- Introduction	130
V.2- Etude de la variabilité hydro-pluviométrique par l'indice centré et réduit	130
V.2.1- A l'échelle annuelle	130
V.2.2- A l'échelle saisonnière	131
V.3- Bilan hydrique	132
V.3.1- Evolution interannuelle des paramètres climatiques	134
V.4- Etude du phénomène de tarissement par la loi de maillet	138
V.4.1- Méthode de calcul du coefficient de tarissement et du volume mobilise par les aquifères	138
V.4.1.1- Coefficient de tarissement	138
V.4.1.2- Volume mobilisé	139
V.4.2- Analyse des résultats	139
V.4.3- Application de la formule de Maillet pour la séparation des différents écoulements (ruissellement et nappe)	141
Conclusion	143

---

*Chapitre VI*

---

**ETUDE COMPARATIVE ENTRE TROIS MODELES HYDROLOGIQUES ET  
EVALUATION DU BILAN HYDRIQUE**

VI.1- Introduction	145
VI.2- Les données utiles pour le fonctionnement des modèles GR, GARDENIA et HBV LIGHT	145
VI.2.1- Les données d'entrée	145
VI.2.2- Données de sortie	145
VI.3- Méthodologie de la modélisation	145
VI.3.1- Période de la mise en route	145
VI.3.2- Période de calage	146
VI.3.3- Période de validation	146
VI.3.4- Méthodes d'optimisation	146
VI.4- Application des modèles GR, GARDENIA et HBV LIGHT	147
VI.4.1- Périodes de calage/validation pour les modèles	147
VI.4.2- Méthode de calage et validation	147
VI.4.2.1- Calage du modèle GR	147
VI.4.2.2- Calage du modèle GARDENIA	147
VI.4.2.3- Calage du modèle HBV LIGHT	147
VI.4.2.4- Validation des modèles	147
VI.4.3- Application du modèle GR	148
VI.4.3.1- Modèle annuel GR1A	148
VI.4.3.1.1- Calage du modèle	148
VI.4.3.1.2- Validation du modèle	149
VI.4.3.2- Modèle mensuel GR2M	150
VI.4.3.2.1- Calage du modèle	150
VI.4.3.2.2- Validation du modèle	151
VI.4.3.3- Modèle journalier GR4J	152
VI.4.3.3.1- Calage du modèle	152
VI.4.3.3.2- Validation du modèle	153

VI.4.4- Application du modèle GARDENIA	154
VI.4.4.1- Résultats du calage et de la validation	155
VI.4.4.1.1- Résultats du calage et validations de l'ensemble des périodes étudiées	155
VI.4.4.1.1.1- Calage et validation annuelle	157
VI.4.4.1.1.2- Calage et validation mensuelle	157
VI.4.4.1.1.3- Calage et validation journalière	158
VI.4.4.1.1.4- Calage et validation avant et après rupture	159
VI.4.4.1.1.5- Calage et validation sur la période totale	159
VI.4.4.1.2- Calcul de la pluie efficace	160
VI.4.4.1.2.1- Pluie efficace annuelle durant la période (1971-2014)	160
VI.4.4.1.2.2- Pluie efficace mensuelle durant la période (1971-2014)	161
VI.4.4.1.2.3- Corrélation entre pluie efficace, pluie et débit	162
VI.4.4.1.3- Calcul de la recharge	164
VI.4.4.1.3.1- Evaluation de la recharge annuelle durant la période totale (1971-2014)	164
VI.4.4.1.3.2- Evaluation de la recharge mensuelle durant la période totale (1971-2014)	165
VI.4.4.1.3.3- Corrélation entre recharge, pluie et débit	165
VI.4.4.1.3.4- Corrélation entre la pluie, débit, pluie efficace et recharge à l'échelle annuelle (avant et après rupture)	168
VI.4.4.1.4- Simulation des débits à l'échéance 2050	170
VI.4.4.1.4.1- Corrélation entre la pluie, débit, pluie efficace et recharge	171
VI.4.4.2- Résultats du bilan hydrologique	172
VI.4.5- Application du modèle HBV LIGHT	174
VI.4.5.1- Résultats du calage et de la validation	174
VI.4.6- Comparaison des performances des modèles	176
VI.4.6.1- Comparaison basée sur les corrélations entre les débits simulés du modèle GR, GARDENIA et HBV Light	177
VI.4.6.2- Comparaison basée sur les valeurs du critère de Nash-Sutcliffe (NS) les coefficients de corrélation (R) et l'erreur du bilan (EB)	178
<b>Conclusion</b>	180
<b>Conclusion générale</b>	182
<b>Références bibliographiques</b>	189
<b>Annexes</b>	208

## Liste des abréviations

---

<b>ANRH</b>	Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
<b>ARIMA</b>	Autoregressive integrated moving average
<b>BRGM</b>	Bureau de Recherches Géologiques et Minières
<b>ETP</b>	Evapotranspiration potentielle
<b>ETR</b>	Evapotranspiration réelle
<b>FAO</b>	Food and Agriculture Organization
<b>GARDENIA</b>	Modèle Global à Réservoirs pour la simulation des Débits et des Niveaux Aquifères
<b>GIEC</b>	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
<b>GR</b>	Modèle du Génie Rural
<b>HBV Light</b>	Modèle Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning
<b>IPCC</b>	Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>MERRA</b>	Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications
<b>MNT</b>	Modèle Numérique de Terrain
<b>OMM</b>	Organisation Météorologique Mondiale
<b>ORSTOM</b>	Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
<b>PNUE</b>	Programme des Nations Unies pour l'environnement
<b>SOGREAH</b>	Société Grenobloise d'Etudes et d'Applications Hydrauliques
<b>SMHI</b>	Institut Suédois de Météorologie et d'Hydrologie

# Liste des figures

---

Pages

## Chapitre I

Figure I.1 :	Conséquences du changement climatique à l'échelle mondiale (Planete.info, 2013)	5
Figure I.2 :	Changement relatif d'intensité des percentiles de précipitations zonalement agrégées (Pall <i>et al.</i> , 2006)	7
Figure I.3 :	Moyenne annuelle des précipitations (mm/jour) pendant la période 1979-2014 estimée par MERRA (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, 2015)	8

## Chapitre II

Figure II.1 :	Représentation schématique d'un modèle hydrologique (Oudin, 2004)	19
Figure II.2 :	Schéma d'un modèle hydrologique	19
Figure II.3 :	Les quatre opérations de la modélisation	20
Figure II.4 :	Intérêt d'un modèle pluie-débit (Perrin, 2000)	21
Figure II.5 :	Composants d'un modèle (d'après Singh, 1995)	22
Figure II.6 :	Classification des modèles proposée par Singh, 1995	23
Figure II.7 :	Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002)	24
Figure II.8 :	Schéma de la structure du modèle GR2M	32
Figure II.9 :	Schéma de la structure du modèle GR4J	35
Figure II.10 :	Représentation schématique des éléments du bilan hydrologique d'un bassin versant (Gaaloul, 1992)	40
Figure II.11 :	Schéma du fonctionnement du modèle à réservoir (Gaaloul <i>et al.</i> , 2008)	41
Figure II.12 :	Schéma complexe à un seul réservoir souterrain (Thiéry, 2014)	43
Figure II.13 :	Réservoir superficiel (Thiéry, 2014)	44
Figure II.14 :	Réservoir intermédiaire (Thiéry, 2014)	44
Figure II.15 :	Schéma du réservoir G1 (Thiéry, 2014)	45
Figure II.16 :	Schéma simplifié du modèle HBV (Abadie, 2006)	47
Figure II.17 :	Structure générale du modèle HBV Light	51
Figure II.18 :	Exemple du menu des paramètres de calage du modèle HBV Light	53
Figure II.19 :	Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV Light (Seibert, 2005)	54
Figure II.20 :	Coefficient de ruissellement en fonction de l'humidité du sol et de la capacité maximale du stockage (Seibert, 2005)	55
Figure II.21 :	Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP (Seibert, 2005)	57
Figure II.22 :	Fonction de réponse	57
Figure II.23 :	Menu de l'efficacité du modèle HBV Light	58
Figure II.24 :	Exemple des résultats graphique de la simulation obtenu par le modèle HBV Light	59

## Chapitre III

Figure III.1 :	Situation géographique du bassin versant de la Tafna	61
Figure III.2 :	Cadre géographique du bassin de la Tafna	62
Figure III.3 :	Réseau hydrographique	63
Figure III.4 :	Sous bassins de la Tafna	64

Figure III.5 :	Situation géographique du bassin d'Oued Lakhdar	64
Figure III.6 :	Représentation graphique du rectangle équivalent du bassin versant de l'Oued Lakhdar	66
Figure III.7 :	Réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Lakhdar	67
Figure III.8 :	Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre	68
Figure III.9 :	Droite représentative du rapport des longueurs en fonction de l'ordre	68
Figure III.10 :	Profil en long du cours d'eau principal de l'Oued Lakhdar	69
Figure III.11 :	Carte altimétrique du bassin versant d'Oued Lakhdar	71
Figure III.12 :	Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar	72
Figure III.13 :	Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar	73
Figure III.14 :	Histogramme de fréquences altimétriques du bassin versant de l'Oued Lakhdar	73
Figure III.15 :	Carte des pentes	75
Figure III.16 :	Carte d'occupation du sol du bassin d'Oued Lakhdar	77
Figure III.17 :	Coupe synthétique des principales formations affleurant dans les monts de Tlemcen (jusqu'au Callovo-Oxfordien) (Collignon, 1986)	78
Figure III.18 :	Extrait de la carte géologique du Nord d'Algérie 1/500 000 (A.S.P.E.W.I.T, 2010 in Bemoussat, 2011)	79
Figure III.19 :	Schéma tectonique du bassin de la Tafna (Auclair et Biehler, 1967)	80
Figure III.20 :	Zones aquifères d'après Collignon (1984)	81
Figure III.21 :	Esquisse hydrogéologique de l'Oued Lakhdar (Mouzouna et Ould Saadi, 1994)	82
Figure III.22 :	Variations interannuelles des précipitations à la station d'oued Lakhdar (1970/71-2013/14)	84
Figure III.23 :	Variation des précipitations moyennes mensuelles (1970/71-2013/14)	84
Figure III.24 :	Variation des précipitations moyennes mensuelles, minimales, maximales et moyennes des extrêmes (1970/71-2013/14)	85
Figure III.25 :	Variations saisonnières des précipitations (1970/71)2013/14	86
Figure III.26 :	(a, b, c et d) : Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles	87
Figure III.27 :	Variation des précipitations moyennes journalières (1970/71-2010/11)	87
Figure III.28 :	Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1970/71-2013/14)	88
Figure III.29 :	Variations mensuelles des lames d'eau écoulées (1970/71-2013/14)	89
Figure III.30 :	Variation des lames d'eau écoulées mensuelles minimales, moyennes et maximales (1970/71-2013/14)	89
Figure III.31 :	Variation mensuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées (1970/71-2013/14)	90
Figure III.32 :	Variation du coefficient moyen mensuel de l'écoulement (1970/71-2013/14)	90
Figure III.33 :	Variations saisonnières des lames d'eau écoulées (1970/71-2013/14)	91
Figure III.34 :	(a, b, c et d) : Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles	91
Figure III.35 :	Variation des lames d'eau écoulées moyennes journalières (1970/71-2011/12)	92
Figure III.36 :	Variation des températures moyennes annuelles (1970/71-2013/14)	93
Figure III.37 :	Variation des températures moyennes mensuelles (1970/71-2013/14)	93
Figure III.38 :	Variations saisonnières des lames d'eau écoulées (1970/71-2013/14)	94
Figure III.39 :	(a, b, c et d) : Evolution saisonnière des températures avec leurs moyennes mobiles.	94
Figure III.40 :	Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale	96
Figure III.41 :	Période de retour des précipitations annuelles par la loi normale	98
Figure III.42 :	Ajustement graphique des lames d'eau écoulées annuelles à la loi de distribution log normale	99
Figure III.43 :	Période de retour des précipitations annuelles par la loi log normale	100
Figure III.44 :	Période de retour des précipitations pour les extrêmes maximales et minimales	101

Figure III.45 :	Période de retour des lames d'eau écoulées pour les extrêmes maximales et minimales	102
Figure III.46 :	Estimation des périodes de récurrence des précipitations à partir de la loi de Gumbel	103
Figure III.47 :	Estimation des périodes de récurrence des lames d'eau écoulées à partir de la loi de Gumbel	103
Figure III.48 :	Corrélation Pluie-Débit annuelle à oued Lakhdar (1970/71-2013/14)	104
Figure III.49 :	Corrélation Pluie-Débit mensuelle à oued Lakhdar (1970/71-2013/14)	105
Figure III.50 :	Corrélation Pluie-Débit journalière à oued Lakhdar (1970/71-2011/12)	105

## Chapitre IV

Figure IV.1 :	Fluctuations annuelles (a) et saisonnières (b, c, d et e) des précipitations (P), et des lames d'eau écoulées (L) de 1970/71 à 2013/14	115
Figure IV.2 :	Évolution des indices SPI, SSFI, IP et coefficient d'hydraulicité à l'échelle annuelle de 1970/1971 à 2013/2014	116
Figure IV.3 :	Évolution des indices SPI, SSFI, IP et coefficient d'hydraulicité à l'échelle saisonnière de 1970/1971 à 2013/2014	118
Figure IV.4 :	Rupture annuelle des précipitations et lames d'eau écoulées	119
Figure IV.5 :	Rupture saisonnière des précipitations et lames d'eau écoulées	120
Figure IV.6 :	Tendances annuelles des chroniques de pluie, lames d'eau écoulées et températures dans un intervalle de confiance à 95 % correspondant à une variable réduite égale à 1.96	121
Figure IV.7 :	Tendances saisonnières des chroniques de pluie, lames d'eau écoulées et températures dans un intervalle de confiance à 95 % correspondant à une variable réduite égale à 1.96	124
Figure IV.8 :	Cumuls des précipitations (a) et des lames d'eau écoulées (b) (mm) en fonction du temps à l'échelle annuelle de 1970/71 à 2013/14	125
Figure IV.9 :	Cumuls des précipitations (a) et des lames d'eau écoulées (b) (mm) en fonction du temps à l'échelle saisonnière de 1970/1971 à 2013/2014	126
Figure IV.10 :	Impact des ruptures pluviométriques sur la récurrence des pluies annuelles(a) période de 1971/1976, (b) période de 1977/2014	127
Figure IV.11 :	(a) % annuel des excédents et des déficits pour les précipitations et les lames d'eau écoulées (b) % des années excédentaires et déficitaires incluses dans chaque décennie	128

## Chapitre V

Figure V.1 :	Evolution interannuelle des indices centrés réduits des hauteurs hydro-pluviométriques (1970/71-2013/14)	131
Figure V.2 :	Evolution saisonnière des indices centrés réduits des hauteurs hydro-pluviométriques (1970/71-2013/14)	132
Figure V.3 :	Variation interannuelle d'apport de nappe et du volume superficiel (1970/71-2013/14)	133
Figure V.4 :	Variation interannuelle des précipitations (1970/71-2013/14)	135
Figure V.5 :	Evolution des paramètres climatiques (1970/71-2013/14)	135
Figure V.6 :	Variation interannuelle du bilan hydrique (1970/71-2013/14)	136
Figure V.7 :	Variation interannuelle de la lame d'eau écoulée (1970/71-2013/14)	136
Figure V.8 :	Evolution des paramètres hydro-météorologiques (1970/71-2013/14)	137
Figure V.9 :	Répartition saisonnière des précipitations et des apports liquides (1970/1971-2013/2014)	138
Figure V.10 :	Variation du coefficient de tarissement et du volume annuel mobilisé	140
Figure V.11 :	Variation du coefficient de tarissement et du volume annuel total	141
Figure V.12 :	Variation du volume mobilisé sur le volume total de la nappe	141

Figure V.13 :	Hydrogramme séparatif interannuel des débits de ruissellement et des débits de nappe (1970-1981)	142
Figure V.14 :	Hydrogramme séparatif des débits de ruissellement et des débits de nappe (1981-2012)	143

## Chapitre VI

Figure VI.1 :	Résultats du calage obtenus par le modèle GR1A, <b>(a)</b> : Corrélation entre les débits observés (Qobs) et les débits simulés (Qsim), <b>(b)</b> : Visualisation de la qualité du calage	149
Figure VI.2 :	Résultats de la validation du modèle GR1A sur les données annuelles	150
Figure VI.3 :	Résultats du calage obtenus par le modèle GR2M, <b>(a)</b> : Corrélation entre les débits observés (Qobs) et les débits simulés (Qsim), <b>(b)</b> : Visualisation de la qualité du calage	151
Figure VI.4 :	Résultats de la validation du modèle GR2M sur les données mensuelles	152
Figure VI.5 :	Résultats du calage obtenus par le modèle GR4J, <b>(a)</b> : Corrélation entre les débits observés et les débits simulés, <b>(b)</b> : Visualisation de la qualité du calage	153
Figure VI.6 :	Résultats de la validation du modèle GR4J sur les données journalières	154
Figure VI.7 :	Résultats du calage sur les données annuelles (1971-1994)	157
Figure VI.8 :	Résultats de la validation sur les données annuelles (1995-2001)	157
Figure VI.9 :	Résultats du calage sur les données mensuelles (1971-1990)	157
Figure VI.10 :	Résultats de la validation sur les données mensuelles (1991-2001)	158
Figure VI.11 :	Résultats du calage sur les données journalières (2000-2002)	158
Figure VI.12 :	Résultats de la validation sur les données journalières (2003)	158
Figure VI.13 :	Résultats du calage sur les données de la période avant rupture (1971-1976)	159
Figure VI.14 :	Résultats de la validation sur les données de la période après rupture (1977-2014)	159
Figure VI.15 :	Résultats de la validation sur les données de la période totale (1971-2014)	159
Figure VI.16 :	Pluie efficace annuelle (1971-2014)	160
Figure VI.17 :	Variation de la pluie efficace annuelle ; <b>(a)</b> : avant rupture (1971/76) et <b>(b)</b> : après rupture (1977/14)	161
Figure VI.18 :	Pluie efficace mensuelle (1971-2014)	161
Figure VI.19 :	Variation de la pluie efficace mensuelle ; <b>(a)</b> : avant rupture (1971/76) et <b>(b)</b> : après rupture (1977/14)	162
Figure VI.20 :	Corrélation annuelle entre pluie efficace, pluie et débit	162
Figure VI.21 :	Corrélation mensuelle entre pluie efficace, pluie et débit	163
Figure VI.22 :	Recharge annuelle (1971-2014)	164
Figure VI.23 :	Variation de la recharge annuelle avant rupture (1971/76) et après rupture (1977/14)	164
Figure VI.24 :	Recharge mensuelle (1971-2014)	165
Figure VI.25 :	Variation de la recharge mensuelle ; <b>(a)</b> : avant rupture (1971/76) et <b>(b)</b> : après rupture (1977/14)	165
Figure VI.26 :	Corrélation annuelle entre recharge, pluie et débit	166
Figure VI.27 :	Corrélation mensuelle entre recharge, pluie et débit	166
Figure VI.28 :	Corrélation entre la pluie, débit et pluie efficace (1971-2014)	168
Figure VI.29 :	Corrélation entre la pluie, débit et pluie efficace ; <b>(a)</b> : avant rupture (1971/76) et <b>(b)</b> : après rupture (1977/14)	168
Figure VI.30 :	Corrélation entre la pluie, débit, recharge (1971-2014)	169
Figure VI.31 :	Corrélation entre la pluie, débit et recharge ; <b>(a)</b> : avant rupture (1971/76) et <b>(b)</b> : après rupture (1977/14)	169
Figure VI.32 :	Relation entre la pluie, le débit et la recharge (1971-2014)	170
Figure VI.33 :	Simulation des débits à l'échéance 2050 (1971-2050)	170
Figure VI.34 :	Relation entre la pluie, le débit et la pluie efficace (1971-2050)	171

Figure VI.35 :	Relation entre la pluie, le débit et la recharge (1971-2050)	171
Figure VI.36 :	Variation interannuelle du bilan hydrologique	173
Figure VI.37 :	Variation mensuelle du bilan hydrologique	174
Figure VI.38 :	Résultats du calage obtenus par le modèle HBV Light, <b>(a)</b> : Corrélation entre les débits observés et les débits simulés, <b>(b)</b> : Visualisation de la qualité du calage	176
Figure VI.39 :	Résultats de la validation du modèle HBV Light	176
Figure VI.40 :	Corrélation entre les débits simulés des trois modèles en phase de calage	177
Figure VI.41 :	Corrélation entre les débits simulés des trois modèles en phase de validation	178
Figure VI.42 :	Synthèse des critères de performances en phase de calage	179
Figure VI.43 :	Synthèse des critères de performance en phase de validation	180

## **Conclusion générale**

Figure 1 :	Schéma synthétique de la méthodologie d'approche utilisée	183
Figure 2 :	Synthèse des résultats obtenus	188

## **Annexes**

Figure I.1	Résultats du calage et de la validation du modèle GR1A sur les données annuelles	208
Figure I.2	Résultats du calage et de la validation du modèle GR2M sur les données mensuelles	208
Figure I.3	Résultats du calage et de la validation du modèle GR4J	209
Figure II.1	Résultats du calage et de la validation du modèle GARDENIA sur les données annuelles	210
Figure II.2	Résultats du calage et de la validation du modèle GARDENIA sur les données mensuelles	210
Figure II.3	Résultats du calage et de la validation du modèle GARDENIA sur les données journalières	211
Figure III.1	Résultats du calage et de la validation du modèle HBV Light sur les données journalières.	212

## Liste des tableaux

---

<b>Chapitre II</b>		<b>Pages</b>
Tableau II.1 :	Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants (Andreassian <i>et al.</i> , 2007)	33
Tableau II.2 :	Valeur des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants	38
Tableau II.3 :	Paramètres de captage (Catchment Parameters)	52
Tableau II.4 :	Paramètres de végétation (Vegetation Zone Parameters)	53
Tableau II.5 :	Liste des Graphes-options (Cette opération est optionnelle)	59
<b>Chapitre III</b>		
Tableau III.1 :	Caractéristique de forme du bassin versant de l'Oued Lakhdar	66
Tableau III.2 :	Les caractéristiques du réseau hydrographique du B.V de l'Oued Lakhdar	68
Tableau III.3 :	Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar	72
Tableau III.4 :	Altitudes caractéristiques du sous bassin de l'Oued Lakhdar	73
Tableau III.5 :	Classification des reliefs selon Ig par l'O.R.S.T.O.M	74
Tableau III.6 :	Classification du relief selon Ds	76
Tableau III.7 :	Indices de pentes et reliefs du sous bassin de l'Oued Lakhdar	76
Tableau III.8 :	Principaux paramètres du bassin versant de l'Oued Lakhdar	76
Tableau III.9 :	Distribution du couvert végétal du bassin d'Oued Lakhdar	77
Tableau III.10 :	Description des stations hydrométriques de la zone d'étude	83
Tableau III.11 :	Valeurs moyennes mensuelles des précipitations (1970/71-2013/14)	84
Tableau III.12 :	Valeurs des précipitations moyennes mensuelles, minimales, maximales et moyennes des extrêmes	85
Tableau III.13 :	Répartition des précipitations saisonnières	85
Tableau III.14 :	Valeurs moyennes mensuelles de la lame d'eau écoulée	88
Tableau III.15 :	Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières	90
Tableau III.16 :	Valeurs moyennes mensuelles des températures de la station d'El Meffrouche (1970/71-2013/14)	93
Tableau III.17 :	Paramètres de position des précipitations de la station de Chouly	96
Tableau III.18 :	Résultats du $\chi^2$	97
Tableau III.19 :	Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée	97
Tableau III.20 :	Paramètres de distribution des lames d'eau écoulées de la station de Chouly	98
Tableau III.21 :	Paramètres de position pour la loi log normale de la station de Chouly	99
Tableau III.22 :	Résultats du $\chi^2$	99
Tableau III.23 :	Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée	100
Tableau III.24 :	Calcul des extrêmes maximaux et minimaux pour les précipitations à partir de la loi de Gumbel	101
Tableau III.25 :	Calcul des extrêmes maximaux et minimaux pour les lames d'eau écoulées à partir de la loi de Gumbel	101
Tableau III.26 :	Périodes de récurrences des précipitations calculés par la loi de Gumbel	102
Tableau III.27 :	Périodes de récurrences des Lames d'eau écoulées calculés par la loi de Gumbel	103

## Chapitre IV

Tableau IV.1 :	Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI et du SSFI	108
Tableau IV.2 :	Justificatif du choix des tests statistiques	112
Tableau IV.3 :	Principaux paramètres statistiques caractérisant les séries annuelles et saisonnières des précipitations et des lames d'eau écoulées sur la période de 1970/1971 à 2013/2014	113
Tableau IV.4 :	Tableau récapitulatif des résultats des tendances	114
Tableau IV.5 :	Classes des SPI et des SSFI et fréquences d'occurrence	116
Tableau IV.6 :	Résultats des tests statistiques de rupture sur les précipitations et les lames d'eau écoulées	119
Tableau IV.7 :	Test statistique de tendance des séries hydro-climatiques annuelles	121
Tableau IV.8 :	Test statistique de tendance de séries hydro-climatiques saisonnières	122
Tableau IV.9 :	Tests de rupture annuels et saisonniers par la méthode des cumuls	126

## Chapitre V

Tableau V.1 :	Résultats du bilan hydrique	133
Tableau V.2 :	Répartition interannuelle des apports d'eau en fonction des précipitations et des températures	137
Tableau V.3 :	Répartition saisonnière des apports liquides et des précipitations	138
Tableau V.4 :	Caractéristiques et les composantes des hydrogrammes séparatifs calculés à partir de la formule de Maillet	143

## Chapitre VI

Tableau VI.1 :	Périodes de calage/validation pour les modèles choisis	147
Tableau VI.2 :	Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR1A	148
Tableau VI.3 :	Les variations du coefficient de corrélation	149
Tableau VI.4 :	Représentation des résultats du calage obtenus par utilisation de GR2M sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar	151
Tableau VI.5 :	Représentation des résultats de la validation obtenue par utilisation de GR2M sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar	152
Tableau VI.6 :	Représentation des résultats obtenus du calage par l'utilisation de GR4J sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar	153
Tableau VI.7 :	Résultats obtenus de la validation par l'utilisation de GR4J sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar	154
Tableau VI.8 :	Résultats des paramètres d'optimisation du calage et de la validation des différents pas de temps durant la période (1971-2014)	155
Tableau VI.9 :	Résultats du bilan hydrologique pour l'ensemble des périodes d'études	172
Tableau VI.10 :	Résultats des paramètres d'optimisation du calage et de la validation du pas de temps Journalier (2000-2003)	175
Tableau VI.11 :	Synthèse des performances (NS) et (R) des modèles sur les séries étudiées	178

# *Introduction générale*

---

Le climat de la terre n'a jamais été stable. Elle a connu au cours de son histoire un nombre incalculable de changements climatiques qui ont été à l'origine des catastrophes naturelles (inondation, sécheresse, désertification, ...etc) dans le monde. Ces changements ont entraîné des conséquences néfastes sur l'environnement.

De ce fait, l'ampleur de ces grandes manifestations climatiques récentes et leurs impacts négatifs sur le plan socio-économique et ressources en eau dans plusieurs pays, ont poussé la communauté mondiale à s'y intéresser.

En effet, la problématique des changements climatiques est devenue l'un des sujets d'actualité ces dernières décennies. De nombreuses recherches scientifiques (Krepper *et al.*, 2003; Hobbins *et al.*, 2004 ; Groisman *et al.*, 2005 ; Brohan *et al.*, 2006 ; Solomon *et al.*, 2007 ; Lespinas, 2008; Loehle et Scafetta, 2011) se sont intéressées aux changements qui ont été la cause principale de la modification du climat (augmentation de la température, fonte des neiges, élévation du niveau des mers et la raréfaction de l'eau dans plusieurs régions (GIEC, 2007)).

En plus de la variabilité climatique qui est caractérisée par des tendances décroissantes de la pluviométrie et des débits des rivières (Goodess et Jones, 2002 ; Xoplaki *et al.*, 2004 ; Koutsoyiannis *et al.*, 2007) et des tendances d'augmentation des températures (PNUE, 2004) s'ajoutent le problème de la croissance démographique accompagnée par une augmentation de la demande en eau, des problèmes économiques et environnementaux qui ont rendu notre société plus vulnérable à ces changements (vagues de chaleur changement des fréquences des événements extrêmes, crues, sécheresse).

Parmi ces changements, on peut citer la sécheresse qui est un phénomène climatique extrême (désastreux) régissant un déficit dans la ressource en eau. Elle s'est produite en de nombreux endroits du globe. La diminution des précipitations est la cause principale de cette sécheresse, elle est avant tout météorologique ensuite hydrologique et agricole. Les dernières statistiques ont évalué que 35 pays feront face au manque d'eau d'ici l'année 2020 (Mahtab *et al.*, 2013), cette gravité augmentera plus dans les 50 prochaines années (Bovolo *et al.*, 2010). Donc l'eau est devenue une denrée de moins en moins accessible dans plusieurs régions du monde et les réserves en eau continuent de baisser. Les ressources en eau risquent de devenir source de conflits et de guerres. L'eau rejoint le pétrole et certaines richesses minérales en tant que ressources stratégiques, elle constitue le principal enjeu du 21<sup>ème</sup> siècle.

L'Algérie, à l'instar des pays d'Afrique du Nord et dont une bonne partie du territoire est dominée par un climat aride et semi-aride a été affectée par ce phénomène, elle a connu plusieurs grandes sécheresses d'ampleur variable durant ce siècle, pendant les années 40 et les années 70 jusqu'à nos jours, certaines ont eu des répercussions parfois dramatiques sur les conditions de vie de la population. Les sécheresses les plus sévères et les plus persistantes sont celles relevées durant les années 1980 à 1990 où le déficit pluviométrique a été estimé à 50% pour les régions du centre et de l'Ouest de l'Algérie et à 30% à l'est (Khoualdia, 2014). De nombreuses études l'ont suffisamment montré (Agoumi *et al.*, 1990 ; Laborde, 1993 ; Haida *et al.*, 1999 ; Meddi, 2001 ; El Mahi, 2002 ; Meddi et Hubert, 2003 ; El Mahi *et al.*, 2004 ; Ketrouci *et al.*, 2004 ; Telia et Meddi, 2004 ; Khaldi, 2005 ; Bekkoussa *et al.*, 2008 ; Meddi H. Et Meddi M., 2009 ; Ghenime *et al.*, 2010, Nouaceur *et al.*, 2013 ; Belarbi et Touiabia 2015 ; Baahmed, 2015 ; Djellouli, 2017). Cette sécheresse a eu un impact négatif sur le régime d'écoulement des oueds, sur l'alimentation de la nappe phréatique et sur le niveau de remplissage des barrages. Etudier l'impact négatif de la sécheresse sur les ressources en eau est devenu un impératif de plus en plus pressant en Algérie.

Dans ce contexte, le bassin versant d'Oued Lakhdar situé en zone semi-aride, a fait l'objet de cette étude, il a connu durant ces dernières décennies, les différentes manifestations de sécheresse.

L'objectif principal de ce travail s'intéresse à l'analyse de la sécheresse et des tendances des paramètres hydroclimatiques, afin de suivre leurs évolutions et de saisir leurs incidences sur la ressource en eau par modélisation de la réponse hydrologique du bassin versant d'Oued Lakhdar à différents pas de temps. Cette modélisation a pour but de quantifier l'influence de la variabilité du climat sur ces tendances et les points de changement détectés sur le débit.

En effet, la modélisation pluie-débit est désormais un volet important des sciences hydrologiques. Elle permet d'entreprendre l'étude du comportement des bassins versants à travers l'établissement de leur bilan hydrologique.

Pour cela, les travaux de recherches s'articulent sur trois axes :

- 1- **Etude de la variabilité climatique** : dans cette partie nous analyserons les séries des variables hydroclimatiques (pluie et débit) à l'échelle annuelle et saisonnière par application des tests statistiques (test d'homogénéité et test de tendance), pour la détection de tendance au sein des séries pluviométriques et hydrométriques et mettre en évidence la variabilité climatique,
- 2- **Evaluation de la sécheresse** : la quantification et la détermination de l'ampleur, la durée et l'intensité des séquences de sécheresse, afin d'identifier la relation sécheresse météorologique et hydrologique, nous utiliserons les indices de sécheresse météorologique (SPI) et hydrologique (SSFI) aux différents pas de temps (3 et 12 mois),
- 3- **Modélisation hydrologique** : nous évaluons l'efficacité des trois modèles utilisés (GR, GARDENIA et le HBV Light) pour simuler les écoulements du bassin. Grâce à ces modèles, nous pourrions déterminer l'impact de la sécheresse sur les ressources en eau par évaluation des différentes composantes du bilan hydrologique.

Pour y répondre, nous avons subdivisé notre travail en deux parties comportant les chapitres suivants :

La première partie traite des généralités sur les changements climatiques, la théorie de la modélisation et une étude du milieu de notre bassin versant. La deuxième partie a pour objectif d'étudier la variabilité climatique et de déterminer son impact sur la ressource en eau, et l'étude de la relation pluie-débit par application d'un modèle hydrologique.

- **Chapitre I** : présente une introduction générale sur les changements climatiques dans le monde et en Algérie, ainsi que quelques synthèses sur les travaux entrepris dans cet axe de recherche.

-**Chapitre II** : traite des généralités sur la modélisation, nous avons présenté les différents types de modèles hydrologiques rencontrés dans la littérature ainsi que les logiciels les plus courants.

- **Chapitre III** : aborde une présentation générale du bassin versant de l'Oued Lakhdar (situation géographique, étude morphométrique, étude géologique et étude hydroclimatique).

- **Chapitre IV** : s'intéresse à la caractérisation de la variabilité climatique par utilisation des tests statistiques qui permettent d'identifier les ruptures et les tendances dans les séries chronologiques annuelles et saisonnières.

- **Chapitre V** : étude de l'impact de la variabilité climatique par utilisation des indices centrés réduit, le suivi de l'évolution des paramètres climatiques sur les séries hydroclimatiques à l'échelle annuelle et saisonnière et l'étude du phénomène de tarissement par application de la loi de Maillet.

- **Chapitre VI** : Après avoir présenté succinctement au chapitre II les principaux outils de modélisation qui ont été appliqués dans la littérature pour l'évaluation des débits de ruissellement, nous proposons plus de détails dans ce chapitre, les modèles qui ont fait l'objet de la présente étude. Il s'agit d'une :

- Modélisation par application de trois modèles hydrologiques (GR, GARDENIA et HBV Light) à trois pas de temps annuel, mensuel, et journalier afin de modéliser la réponse hydrologique et d'évaluer l'impact de la sécheresse sur la ressource en eau de notre bassin versant.

Enfin une conclusion générale sera donnée à la fin de notre étude permettant de faire une synthèse des principaux résultats obtenus et de lister quelques perspectives associées à ces résultats.

# *Partie I*

---

## *Chapitre I*

---

# **Synthèse bibliographique sur le changement climatique**

## I.1- Introduction

L'Eau, ressource naturelle, bien commun vital, est, désormais, une ressource rare dans de nombreuses régions à travers le monde. Rare, en ce sens qu'elle est très peu disponible dans certaines régions, et dans d'autres la multiplicité des demandes qui s'y adressent accroît les tensions, notamment économiques et politiques à propos de ses usages.

Cette ressource est désormais indispensable à la vie humaine, notre dépendance à elle ne fait que se renforcer car elle représente le facteur essentiel de notre civilisation. Sa rareté engendre une décroissance importante de l'économie dans tous les domaines. De ce fait, on comprend alors que la lutte contre la pénurie d'eau est primordiale tout en essayant de minimiser les activités anthropiques, industrielles et agricoles qui ne font que l'accroître.

Cependant, la rareté de l'eau est la conséquence d'un changement climatique qui a affecté notre globe terrestre suite à la progression des nouvelles technologies. Donc, l'homme a aujourd'hui conduit la terre à la limite. Depuis le début de la Révolution Industrielle, l'impact des activités humaines sur l'environnement est devenu de plus en plus important, altérant l'équilibre climatique et ayant ainsi des effets sur la température et les précipitations (*in Saidi, 2011*).

Dès le milieu des années 80, ces changements climatiques ont fait naître de vives discussions entre les scientifiques, s'interrogeant tant sur la part anthropique dans les changements que sur leur ampleur ou leurs conséquences. Le caractère aigu des controverses a motivé la mise en place d'un dispositif d'expertise sans précédent à l'échelle internationale par sa dimension et son mode de fonctionnement. Dans un contexte incertain d'univers controversé, le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC ou IPCC en anglais pour Intergovernmental Panel on Climate Change) a été créé conjointement par l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE), en 1988, avec une mission claire d'aide à la décision (*Maljean-Dubois et al., 2010*).

Des rapports méthodologiques, spéciaux, supports techniques et cinq rapports d'évaluation (1990, 1995, 2001, 2007 et 2014) publiés par ce groupe depuis les années 1990 sont devenus des ouvrages de référence reconnus à travers le monde. Chaque rapport apporte soit une confirmation soit un complément de ce qui a été déjà fait ou observé auparavant (*in Djellouli, 2017*).

En effet, les conclusions du dernier groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (IPCC) confirment la thèse d'une augmentation de la température mondiale depuis le début de l'ère industrielle et une accélération du réchauffement depuis 1975 (IPCC, 2007). Ces changements auront des conséquences à l'échelle planétaire, à savoir une augmentation des fréquences d'apparition des phénomènes climatiques extrêmes (inondations, sécheresse), hausse régionale importante des températures, décroissance de la production agricole, élévation du niveau de la mer, migration humaine d'une région à une autre, dégradation de la qualité des eaux douces, ... etc (Fig. I.1). Aujourd'hui, les changements climatiques sont considérés comme l'une des plus grandes menaces sur l'environnement et le bien-être humain.

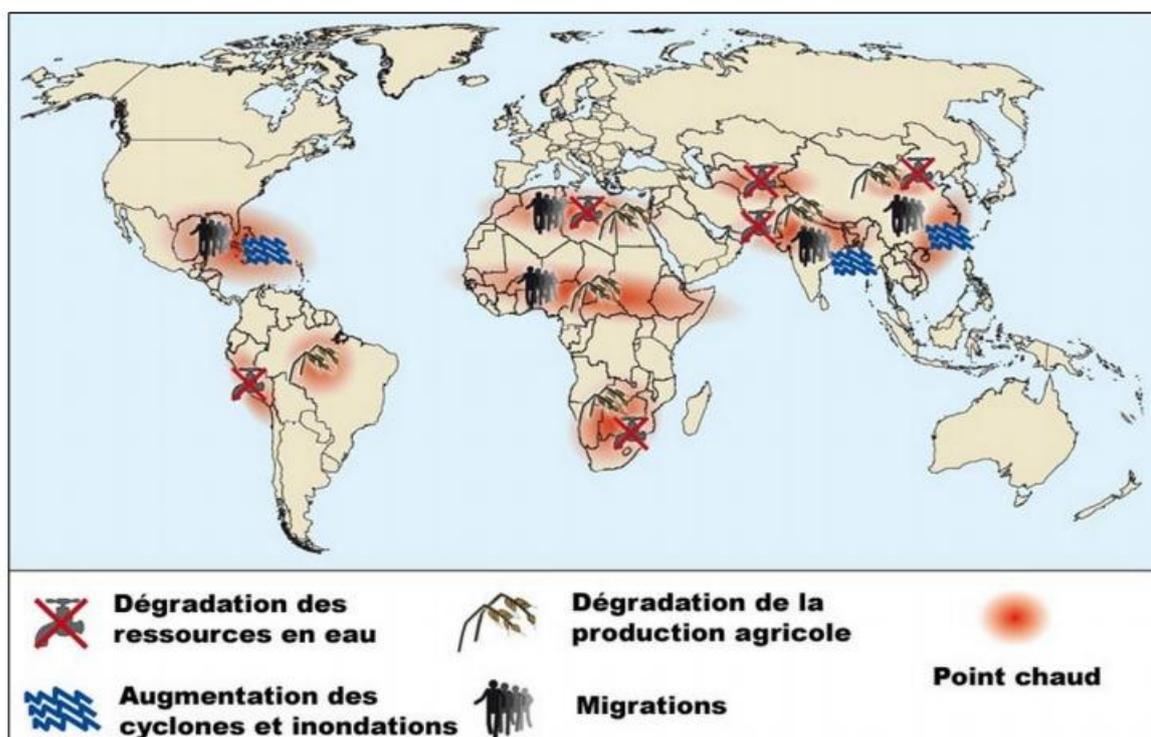


Figure I.1 : Conséquences du changement climatique à l'échelle mondiale (Planete.info, 2013).

Ce chapitre a comme objectif de déterminer les changements actuels du climat et leurs impacts sur le cycle de l'eau à l'échelle du globe, de la méditerranée et de l'Algérie. Dans cette optique, nous présentons une synthèse bibliographique sur les travaux qui ont été faits sur ce sujet.

## I.2- Notion de changement climatique

Le terme changement climatique, se réfère à des changements de climat qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observé au cours de périodes comparables (GIEC, 2007).

Plusieurs manifestations climatiques récentes de grande ampleur ont poussé la communauté scientifique à s'intéresser aux changements climatiques et à leurs conséquences socio-économiques.

Parmi ces manifestations nous pouvons citer :

- La sécheresse qui a touché les deux bandes tropicales de notre planète, surtout les régions sahéliennes d'Afrique de l'Ouest, depuis les années 70 (Sircoulon, 1976),
- Les récents phénomènes d'El Nino (Vandiepenbeeck, 1998),
- Les constatations de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) sur le réchauffement de la planète évalué à 0.5 °C depuis la moitié du siècle dernier (Cantat, 1995). La moyenne décennale des températures (2001 – 2010) représente la moyenne la plus élevée depuis le début des relevés des instruments météorologiques (OMM, 2013).

### **I.3- Les causes du changement climatiques**

Les changements climatiques sont dus à un renforcement de l'effet de serre naturel, par les activités humaines, ce qui a pour conséquence d'augmenter sensiblement la température sur terre. Deux causes principales sont à pointer.

#### **I.3.1- L'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre**

Les recherches scientifiques ont montré que depuis 800.000 ans il n'y a jamais eu autant de concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Depuis, et à partir de l'apparition de la révolution industrielle, la forte utilisation des ressources fossiles (charbon, pétrole, gaz, ...etc) comme source d'énergie a provoqué l'augmentation des rejets du CO<sub>2</sub>. Aussi, les activités agricoles (élevages, engrais, pesticides,...etc) et industrielles rejettent d'avantage du méthane (CH<sub>4</sub>) et de l'oxyde nitreux (N<sub>2</sub>O). L'ensemble de ces facteurs est la conséquence d'une augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère terrestre.

Les rejets de gaz à effet de serre d'origine anthropique sont responsables d'environ 75% du phénomène des changements climatiques (GIEC, 2008).

#### **I.3.2- La déforestation**

La déforestation est responsable d'un quart du phénomène des changements climatiques. En effet, les zones forestières stockent beaucoup de carbone tant au-dessus du sol qu'en dessous. Une fois coupées, les arbres larguent le CO<sub>2</sub> accumulé pendant des siècles. De plus, moins il y a d'arbres, moins il y a de CO<sub>2</sub> absorbé pour la photosynthèse... Ce sont surtout les forêts primaires des zones tropicales qui connaissent la déforestation (agriculture, bois de chauffage, meuble, gain de surface...). Selon la FAO, environ 13 millions d'hectares de forêts disparaissent annuellement sur Terre, soit 1 terrain de football toutes les quinze secondes (Saidi, 2011).

La déforestation est responsable d'environ 25% du phénomène des changements Climatiques (GIEC, 2008).

### **I.4- Les changements hydrologiques observés au niveau du globe suite aux changements climatiques**

Le dérèglement du climat et l'augmentation de la température moyenne de la terre sont la conséquence d'une accumulation des gaz à effet de serre.

#### **I.4.1- La température**

Les différents travaux entamés sur la variation de la température moyenne, ont montré que cette dernière a augmenté de façon remarquable. Différentes approches ont été utilisées :

L'utilisation des indices de modèles à grande échelle de variation de température de surface (Károly *et al.*, 2003) permet la comparaison entre les tendances des indices dans les observations et la simulation du modèle a montré que les changements de température observés en Amérique du Nord entre 1950 et 1999 ne peuvent être expliqués par la seule variation du climat. Brohan *et al.*, (2006) ont confirmé qu'au cours du 20<sup>ème</sup> siècle, l'augmentation de la température est encore nettement plus grande que son incertitude. Aussi, les résultats obtenus de l'utilisation de la décomposition empirique des données climatiques ont montré l'existence d'une tendance croissante approximativement linéaire d'environ 0.66°C/siècle de 1942 à 2010.

### I.4.2- Les précipitations

Les précipitations sont le principal facteur de variabilité dans le cycle de l'eau, elles sont en continues variations que ce soit à l'échelle journalière, mensuelle, annuelle ou saisonnière.

Différentes tendances de variations des précipitations aux échelles saisonnière et annuelle ont pu être mises en valeur. Une augmentation des précipitations annuelles dans les moyennes et hautes latitudes, de même pour les régions tempérées comme l'Europe du Nord, elles enregistrent une augmentation des précipitations en hiver, par contre pour l'Asie centrale et l'Asie du Nord les précipitations augmentent en été. Pour les régions subtropicales comme la Méditerranée, le Sahel, Afrique et l'Asie du Sud, des tendances négatives ont été observées suivies d'un assèchement important (Saidi, 2011).

Beaucoup de travaux ont été réalisés à propos de ce sujet-là. Pall *et al.*, (2006) ont confirmé que les événements les plus intenses à l'échelle planétaire se situent principalement dans les tropiques, ils ont en outre étudié le lien entre augmentation des extrêmes et relation de Clausius-Clapeyron et ont analysé la déclinaison des extrêmes selon les latitudes (Fig. I.2). Ils ont constaté aussi qu'entre 60°N et 60°S il existe une diminution d'intensité des événements peu intenses et une augmentation d'intensité des événements rares.

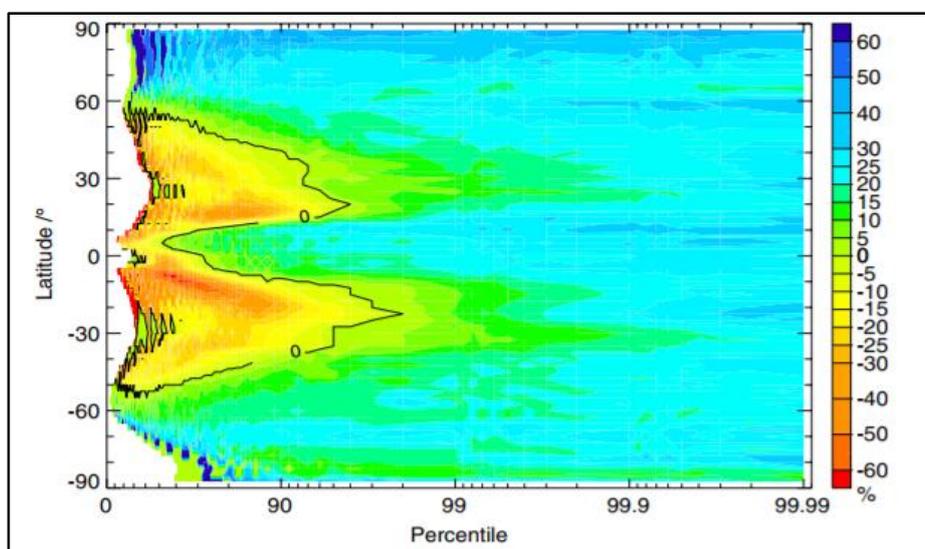


Figure I.2 : Changement relatif d'intensité des percentiles de précipitations zonalement agrégées (Pall *et al.*, 2006).

Selon Solomon *et al.*, (2007) une légère augmentation des précipitations a été observée au cours du siècle dernier, ces résultats ont été confirmés par les constatations de Boe (2007).

Pour Lespinas (2008), il a affirmé que les précipitations ont tendance à augmenter au-dessus des continents situés au-delà de 30° Nord tandis qu'elles ont diminué au niveau des latitudes tropicales sur la même période.

En effet, L'influence de l'orographie sur le cumul des précipitations est très importante. Le Sahara est une région caractérisée par de très faibles taux de précipitations (région de subsidence), contrairement aux chaînes montagneuses comme la chaîne de l'Himalaya et des Andes par exemple sont en partie responsables des importants cumuls des précipitations en Inde et en Amazonie (Fig. I.3). Ces précipitations résultent d'un transport d'air humide à grande échelle, de l'évapotranspiration, de la condensation et à la répartition de l'énergie solaire sur le globe terrestre (Dayon, 2015).

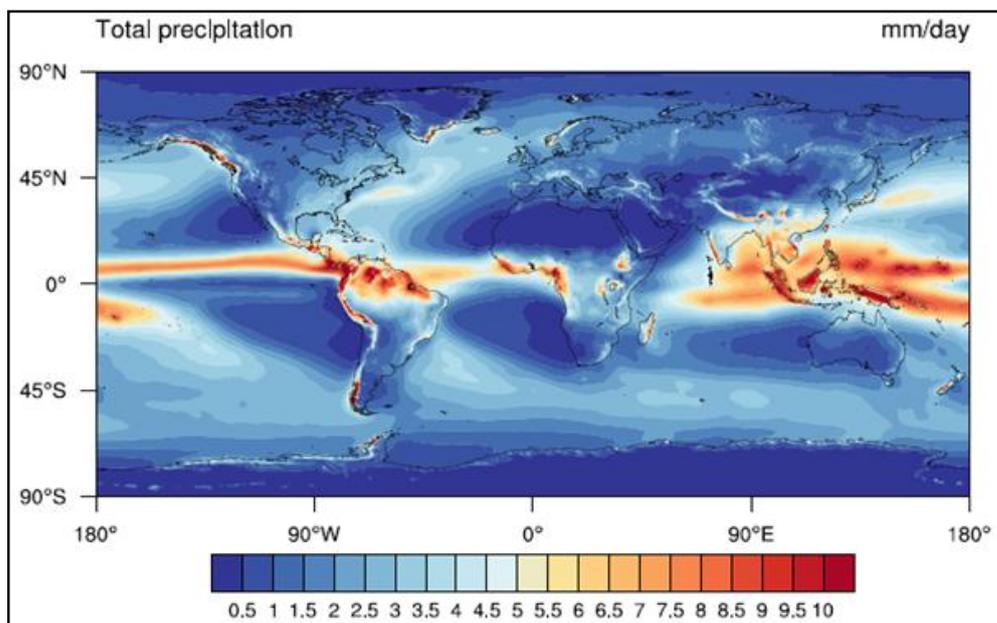


Figure I.3 : Moyenne annuelle des précipitations (mm/jour) pendant la période 1979-2014 estimée par MERRA (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, 2015).

#### I.4.3- L'évaporation

Elle comprend l'évaporation qui vient du sol ou des surfaces recouvertes d'eau, et de l'évapotranspiration. Elle dépend de l'énergie reçue par le sol, du taux d'humidité de l'air et de la turbulence de l'air au-dessus du sol.

Une tendance à la baisse de l'évaporation a été observée dans plusieurs régions du monde durant les dernières décennies. Plusieurs auteurs l'ont confirmé, par exemple en Inde par (Chattopadhyay et Hulme, 1997), aux Etats-Unis par (Peterson *et al.*, 1995, Golubev *et al.*, 2001, Hobbins *et al.*, 2004), en Chine par (Liu *et al.*, 2004a) et en Thaïlande par (Tebakari *et al.*, 2005).

Les causes de cette tendance à la baisse sont dues :

- En Chine : à une diminution d'ensoleillement (Kaiser et Qian, 2002) liée à une augmentation de la pollution de l'air et des aérosols atmosphériques (Liepert *et al.*, 2004).
- Aux Etats-Unis, en Russie et dans certains pays d'Europe : à une diminution du rayonnement solaire de surface (Abakumova *et al.*, 1996, Liepert, 2002).

#### I.4.4- L'évapotranspiration

Une augmentation de l'évapotranspiration pourrait s'attendre avec la diminution de l'humidité de l'air. A partir de 1950, une augmentation de l'évapotranspiration réelle a été ressentie sur la plus part des régions sèches des Etats-Unis et de la Russie (Golubev *et al.*, 2001).

L'évapotranspiration de la surface des terres émergées du globe suit de près les variations des précipitations terrestres (Qian *et al.*, 2006a). En effet, les changements dans l'évapotranspiration dépendent non seulement de l'humidité d'alimentation, mais aussi de la disponibilité de l'énergie et le vent de surface (GIEC, 2007).

#### **I.4.5- L'humidité du sol**

D'autre part, l'évaporation peut être limitée par la quantité d'eau contenue par le sol, c'est-à-dire son humidité. En effet, il a été prouvé (Gregory *et al.*, 1997) que dans l'Hémisphère Nord, suite à l'augmentation de température, l'évaporation serait plus forte qu'avant en hiver et au printemps et donc que l'humidité du sol serait de plus en plus faible pendant l'été.

Il faut toutefois noter que ces tendances sont à moduler suivant la composition du sol. En général, moins un sol peut contenir d'eau, plus il sera sujet aux variations dues au changement climatique.

La fréquence et l'intensité du gel peuvent influencer la capacité d'un sol à contenir de l'eau. La baisse de la fréquence et de l'intensité du gel, c'est la tendance actuelle dans les pays tempérés à cause du changement climatique, réduit la quantité d'eau que peuvent contenir les sols et donc son humidité et pourrait augmenter la quantité d'eau qui circule en surface. L'évolution à la baisse de l'humidité du sol entraînerait un besoin accru en irrigation (Saidi, 2011).

#### **I.4.6- Les nappes d'eau souterraines**

C'est la principale source d'eau utilisée par l'homme dans le monde, mais il y a eu très peu de travaux de recherche sur les effets potentiels du changement climatique sur cette dernière. Quelques hypothèses ont tout de même été avancées. Par exemple, dans les moyennes latitudes, suite à l'augmentation des précipitations pendant l'hiver, les nappes pourraient se remplir davantage. Mais nous avons vu aussi que l'évaporation des sols pourrait augmenter en hiver et au printemps. Les chercheurs ne savent pas encore quel effet pourrait l'emporter sur l'autre, cela dépend d'abord du type de nappe.

Les nappes non confinées sont rechargées directement par les précipitations locales, les rivières et lacs. La majorité des nappes sont de ce type et ce sont celles qui sont les plus sujettes au changement climatique. Elles évoluent en effet en étroite relation avec la quantité d'eau qui leur arrive des pluies ou des rivières, et avec la demande du sol en évaporation, surtout quand elles sont peu profondes. D'autre part certaines nappes d'eau douce peu profondes et proches de la mer sont menacées par l'augmentation du niveau de la mer. Une nappe confinée est située en dessous d'une couche de roches imperméables. Son évolution ne dépend donc pas des précipitations locales. Elles sont rechargées par des précipitations, des lacs ou des rivières à quelques kilomètres comme à quelques milliers de kilomètres de la nappe et ne sont donc pas affectées en général par la variabilité saisonnière ou annuelle des précipitations ou de la température. Elles sont par contre très vulnérables à une exploitation trop intense par l'homme (Saidi, 2011).

#### **I.4.7- Les lacs**

Ils sont particulièrement vulnérables aux changements des paramètres climatiques et sont donc souvent un très bon indicateur de l'évolution de ces paramètres. Les lacs qui n'ont aucun déversoir sont les plus vulnérables à une diminution du débit des rivières qui s'y jettent ou à une augmentation de l'évaporation. En effet, pour ces lacs, la quantité d'eau évaporée est environ égale à l'eau qui arrive de l'amont et une variation de ces deux facteurs peut faire changer rapidement la superficie du lac. Un lac de ce type peut disparaître presque complètement en une décennie si le débit des rivières qui s'y jettent baisse fortement et ne compense plus l'évaporation.

Le changement climatique pourrait avoir aussi des conséquences sur la qualité de l'eau en entraînant une augmentation de la température de l'eau ou en diminuant la durée de la période où le lac est recouvert de glace.

#### **I.4.8- La qualité de l'eau**

La variation de la qualité de l'eau dans les rivières est en étroite relation avec le changement climatique, elle pourrait s'améliorer ou se détériorer suivant l'augmentation ou la diminution du débit de la rivière.

Le réchauffement climatique peut toutefois entraîner une tendance générale sur la qualité de l'eau. En effet, une augmentation de la température de l'eau entraîne une diminution de la quantité d'oxygène dissous qu'elle peut contenir et pourrait donc avoir le même effet qu'une augmentation de la pollution organique.

#### **I.4.9- Les glaciers**

Depuis le 18<sup>ème</sup> ou le 19<sup>ème</sup> siècle, un retrait général des glaciers dans les zones non polaires et particulièrement sous les tropiques a été observé.

A l'heure actuelle, une accélération du retrait des glaciers se produit, l'augmentation des précipitations pendant l'hiver ne compensant pas la hausse de température et donc l'augmentation de la fonte du glacier pendant l'été. Les glaciers tropicaux sont les plus menacés. La simulation des variations de masse de douze glaciers situés dans le monde entier a fait ressortir qu'une augmentation de la température de 0,4°C par décennie, si les précipitations n'évoluent pas, tous les glaciers étudiés auront disparu en 2100 (Oerlemans *et al.*, 1998).

#### **I.4.10- Le ruissellement et le débit fluvial**

La majorité des études hydrologiques sur les impacts du changement climatique se sont concentrées sur les évolutions des débits des fleuves et rivières.

En Amérique du Sud, les auteurs : Bischoff *et al.*, (2000), Camilloni et Barros (2000, 2003), Berri *et al.*, (2002), Krepper *et al.*, (2003) ont confirmé une évidence que les débits fluviaux mensuels et extrêmes sont liés aux phénomènes El Niño<sup>1</sup>, La Niña<sup>2</sup> et ENSO<sup>3</sup>.

En Paraguay et Uruguay, les fleuves Paraná montrent depuis les années 1970, des tendances positives dans les débits moyens annuels en concordance avec les tendances des précipitations régionales (García et Vargas, 1998 ; Liebmann *et al.*, 2004).

En Asie, Yang *et al.*, (2002) ont mentionné au niveau du bassin de la rivière Lena en Sibérie, une diminution de l'épaisseur de la glace durant la saison froide, fonte de neige durant le printemps et augmentation des débits maximaux en juin grâce à l'augmentation observée de la température et des précipitations.

En Chine, le débit du bassin du fleuve Jaune a une tendance négative au cours des cinquante dernières années du 20<sup>ème</sup> siècle (Yu *et al.*, 2004a).

---

<sup>1</sup>El Niño : Phénomène climatique correspondant au réchauffement accentué des eaux de surface près des côtes de l'Amérique.

<sup>2</sup>La Niña est un phénomène climatique ayant pour origine une anomalie thermique des eaux équatoriales de surface de l'océan Pacifique centre.

<sup>3</sup>ENSO est un acronyme composé à partir des termes El Niño et Southern Oscillation (oscillation australe).

En Europe, Bauwens *et al.*, (2013) ont conclu la présence des phénomènes de basses eaux dans le fleuve du bassin versant de la Meuse.

En Afrique, une tendance de baisse de débit a été constatée par Jury (2003) au niveau des fleuves du Sénégal, du Congo, du Niger et de l'Égypte où les cinq plus basses années d'écoulement pour ces fleuves sont observées après 1971.

#### **I.4.11- Les événements extrêmes**

Ce sont les principales préoccupations des décideurs dans le domaine de la gestion de l'eau. Plusieurs auteurs ont étudié les changements des valeurs extrêmes de précipitations. Ces études ne couvrent qu'une partie limitée du globe. Alexander *et al.*, (2006) ont constaté que l'évolution du climat au cours des cinquante dernières années marquée par un réchauffement exceptionnel, a été accompagnée par des changements dans différents types de phénomènes extrêmes.

Les études régionales sur les précipitations, ont fait ressortir qu'il n'existe pas de cohérence dans la répartition de cette dernière. En effet, une augmentation dans les forts épisodes pluvieux a été observée au Japon (Iwashima et Yamamoto, 1993), aux États-Unis (Karl et Knight, 1998 ; Trenberth, 1998 ; Kunkel *et al.*, 1999), en Russie (Gruza *et al.*, 1999), au Switzerland (Frei et Schär, 2001) et en Europe (Tank et Konnen, 2003; Moberg et Jones, 2005) et une diminution des forts événements pluvieux dans les régions subtropicales a été observé en Afrique de l'Ouest (Trenberth *et al.*, 2007 ; Panthou, 2013), en zone Sahel du Soudan y compris le plateau Ethiopien (Nicholson, 1993; Tarhule et Woo, 1998; Easterling *et al.*, 2000), au Sud-Ouest d'Australie (Hennessy *et al.*, 1999), au Niger (Shinoda *et al.*, 1999) et au Maroc (Khomsi, 2014).

Aussi, l'augmentation du risque d'inondation est souvent citée comme l'un des risques les plus importants liés au changement climatique. Mais il y a eu relativement peu d'études réalisées sur le sujet. Il est en effet très difficile de simuler avec des modèles climatiques globaux des événements de courte durée et de forte intensité.

Certaines études sont toutefois arrivées à la conclusion que la fréquence des inondations sous des latitudes tempérées pourrait augmenter suite à l'augmentation générale des précipitations.

Les sécheresses sont beaucoup plus difficiles à définir que les inondations en termes quantitatifs. Une sécheresse ne sera pas en effet ressentie comme telle si le niveau des oueds est inhabituellement bas mais si les réservoirs d'eau sont pleins suite à un hiver pluvieux. L'état des ressources en eau ne dépend pas uniquement des facteurs météorologiques mais aussi de la manière de gérer cette ressource.

#### **I.5- Evolution du climat dans le monde**

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

Le réchauffement climatique a intensifié le cycle hydrologique mondial au cours des dernières années. De nombreuses études à travers le monde ont été menées pour la détection de ces changements.

- **En Russie** : des tendances significatives du changement de régime de la glace au cours des dernières décennies ont été détectées après l'analyse des données hydrométéorologiques

de 146 stations hydrométriques (Frolova et Alekseevsky, 2013). Il a été trouvé qu'en Automne, les espaces occupés par la glace se réduisent laissant la place aux socles de glaces flottantes et plus longues, des embâcles plus fréquents, et des périodes d'englacement plus courtes. Un peu plus à l'Ouest, au niveau des bassins versants situés entre l'Allemagne, la Slovaquie et les pays Tchèques, il a été observé que l'écoulement au niveau des cours d'eau aurait eu une tendance à la baisse évaluée à 10% (Baahmed, 2015).

- **En Chine** : des ruptures dans les séries des variables hydroclimatiques autour des années 1978 et 1998 ont été mises en évidence lors de l'analyse des écoulements annuels du bassin du fleuve Hun-Tai, suivies d'une diminution directe des débits annuels juste après le point de changement brusque. Il a été conclu que dans cette région, la variabilité climatique explique plus de 43% de la variabilité des écoulements, qui peut principalement être attribuée à la diminution des précipitations et à l'augmentation de l'ETP.

- **En Suède** : le travail de Destouni, (2012) qui avait pour objectif l'analyse du comportement hydroclimatique de neuf grands bassins hydrographiques suédois et de synthétiser et puis comparer ces résultats avec d'autres organisations régionales et mondiales. L'évaluation des changements hydrologiques sont dus à l'irrigation et à la déforestation. Cette comparaison interrégionale a montré une hausse de l'évapotranspiration pour l'agriculture irriguée. Ceci souligne la nécessité de tenir compte des différentes utilisations humaines de l'eau au sein des modèles climatiques et hydrologiques globaux (Baahmed, 2015).

- **En Jordanie et en Palestine** : concernant l'application du test de Mann-Kendall sur la période (1961-1990) par Tornros, (2010) sur 37 séries de stations pluviométriques homogènes, aucune tendance n'a pu être observée sur les précipitations moyennes annuelles, par contre une tendance significative à la baisse était remarquée sur les mêmes stations avec des séries de données plus longues (de 1950 à 1997).

- **En Sud-Ouest de la France** : une tendance à la baisse de l'ETP en Février est estimée à une moyenne de 0.2 mm par an dans la zone étudiée (Chaouche *et al.*, 2010).

- **En Afrique occidentale** : elle a été soumise à d'importantes variations de précipitations au cours des 50 dernières années, caractérisées à la fois par des périodes de sécheresse de longue durée, e.g de 1970 à 1990. De nombreuses études ont décrit cette variabilité et son facteur déterminant (Hubert, Carbonnel, et Chaouche 1989 ; Hulume *et al.*, 2001 ; Le Lay et Galle, 2005 ; Fontaine, Janicot et Monerie, 2013). Les impacts hydrologiques de ces fluctuations climatiques ne sont pas aussi bien compris, car ils nécessitent des études à plus petite échelle spatiale (Le Lay et Galle, 2005).

- **En Afrique sahélienne et non Sahélienne** : beaucoup d'auteurs ont mis en évidence, à partir des séries hydro-pluviométriques, une phase sèche qui a débuté vers les années 1970 et qui dure jusqu'à présent. Dans cette région, il a été constaté :

- ✓ Une diminution de la pluviométrie annuelle (Hubert et Carbonnel, 1998 ; Paturel *et al.*, 1995 ; Paturel *et al.*, 1997; Tarhule Aondover et Woo Ming-ko, 1998 ; Moron Vincent, 1994 ; Servat *et al.*, 1999),
- ✓ Une diminution du nombre de jours de pluie (Paturel *et al.*, 1997; Servat *et al.*, 1997; Houndénou et Hernandez, 1998 ; Tarhule Aondover et Woo Ming-ko, 1998 ; Servat *et al.*, 1999),
- ✓ Une diminution des débits des rivières (Sircoulon, 1987, Opoku-Ankomah et Amisigo, 1998),
- ✓ Une diminution des niveaux des lacs (Sircoulon, 1987),
- ✓ De fortes intensités de pluies (Houndénou et Hernandez, 1998 ; Tarhule et Woo, 1998 ; GIEC, 2008),
- ✓ Un raccourcissement de la saison pluvieuse (Bello, 1998 ; Servat *et al.*, 1999).

- **Pays Méditerranéens** : Le climat méditerranéen est caractérisé par une alternance saisonnière entre deux régimes qui explique le contraste saisonnier entre hivers doux et

pluvieux et étés chauds et secs. Bolle, (2003) a mentionné que la région méditerranéenne est sous l'influence du régime des vents d'Ouest en période hivernale tandis qu'elle se situe plutôt sous la branche descendante de la cellule de Hadley en période estivale. L'étude de l'évolution pluviométrique par rapport à l'indice de normalité (Kadi, 1995) sur quelques pays méditerranéens (Algérie, Maroc, Portugal, Espagne, France, Italie, Grèce et Moyen-Orient) a montré que :

- ✓ L'occurrence du déficit en précipitations dans une très vaste zone durant les années 1944, 1945, 1970, 1973, 1980, 1981, 1989 et 1990, où au moins entre 4 et 6 des huit sous régions traitées ont été touchées,
- ✓ Certaines zones sont plus affectées que d'autres, comme l'Algérie et l'Espagne dans la partie occidentale et la Grèce et le Moyen-Orient dans la partie orientale,
- ✓ Généralement, la sécheresse est apparue sur la majorité des pays du bassin méditerranéen depuis les débuts des années 80.

Les études effectuées par GIEC, (2008) sur le changement climatique des pays du bassin méditerranéen, prévoient :

- ✓ Une augmentation des températures,
- ✓ Une accentuation de la variabilité climatique.

Plusieurs simulations climatiques indiquent que la sécheresse est apparue sur la majorité des pays du bassin méditerranéen depuis les débuts des années 80 (GIEC, 2007 ; GIEC, 2008; Blöchliger et Neidhöfer, 1998 ; Kadi, 1995) est en particulier l'Algérie (Djellouli et Daget, 1993 ; Talia et Meddi, 2004 ; Meddi et Meddi, 2007 ; Nouaceur, 2011 ; Hirche *et al.*, 2007 ; Nouaceur *et al.*, 2013) avec l'apparition fréquente des phénomènes météorologiques extrêmes et catastrophes naturelles (Hoff et Rambal, 1999 ; Blöchliger et Neidhöfer, 1998 ; Nouaceur, 2011 ; Nouaceur *et al.*, 2013 ; Saadaoui et Ben Sakka, 2007 ; La Chaîne Météo, 2013).

• **Pays du Maghreb** : tout comme les autres pays de la Méditerranée, ces pays n'échappent pas à la variabilité climatique. Les travaux sur la Tunisie, dans le même ordre d'idée, Kingumbi *et al.*, (2006) ont mis en évidence une baisse significative (sans rupture de stationnarité des séries) des précipitations annuelles en Tunisie centrale, entre 1976 et 1989. Aussi, la région de Siliana en Tunisie a fait l'objet d'une étude de la sécheresse météorologique et hydrologique en se basant sur plusieurs indices (Bergaoui et Alouini, 2001). Les résultats obtenus montrent que la méthode des écarts à la moyenne donne un pourcentage de 60 % d'années sèches. L'analyse fréquentielle révèle que la sécheresse est de classe modérée (35 %). La fréquence d'apparition d'années successives sèches est relativement élevée : 55 % d'années sèches sont formées de deux, trois ou cinq années sèches consécutives. Quant à la sécheresse hydrologique, elle est plus accentuée, prouvant la dissymétrie des apports et la tendance générale des phénomènes hydrologiques à la faible hydraulicité. Simultanément, Benzarti *et al.*, (2001) ont étudié la persistance de la sécheresse en Tunisie par utilisation des chaînes de Markov sur des séries de pluviométrie annuelle. Cette méthode a été déjà appliquée à l'échelle journalière et saisonnière (Bergaoui, 1983). Les auteurs prouvent que la persistance des années sèches est plus fréquente dans les régions du Nord et du centre du pays. De plus, la probabilité d'avoir deux années sèches consécutives varie de 23 à 40 % suivant une croissance du Sud-ouest au Nord-ouest (Khoualdia, 2014).

## **I.6- Evolution et impact de la variabilité climatique en Algérie**

La situation géographique de l'Algérie, lui confère une diversité climatique et écologique particulière. Son climat se relève du régime méditerranéen à deux saisons tranchées, celles des pluies et celles de la sécheresse (Kadik, 1986).

En général le climat qui prédominait ces trois dernières décennies en Algérie, a eu une influence négative sur la ressource en eau. Son impact s'est ressenti sur les cours d'eau des bassins versants.

## **I.6.1- Evolution climatique**

### **I.6.1.1- Température**

La tendance positive de la température à travers les différentes régions du pays a été confirmée par plusieurs auteurs.

Amara, (2014) a cité la présence d'une éventuelle modification thermique à l'Ouest du pays. Un accroissement des températures moyennes annuelles pour les stations de Zenata, Ouled Mimoun, Maghnia et Ghazaouet durant la période allant de 1980 à 2013 a été observé. Haouchine *et al.*, (2015) ont mentionné que les températures ont augmenté de 1°C à 2°C sur la période allant 1926 à 2006 à la station d'Es-Senia avec une présence d'une tendance négative entre 1955 et 1980 et une tendance positive depuis la fin des années soixante-dix. Aussi, une augmentation de la température moyenne de 0.9°C a été constatée au niveau des stations de Saida et Ghriss par El Mahi *et al.*, 2012 sur la période 1985 et 2006.

Khoualdia *et al.*, (2014), ont confirmé ces tendances à l'Est du pays par les recrudescences des vagues de chaleur sur le bassin de la Medjerda durant la période 1980 à 1990. Farah (2014) a prouvé que cette tendance est apparue depuis l'année 1977 tandis que Laala et Alatou (2016) ont mis en évidence que le réchauffement vécu durant la période 1982-2011 est dû à la hausse de la température.

### **I.6.1.2- Précipitations**

Depuis les années 1970, l'Algérie a connu un déficit pluviométrique important. Plusieurs travaux sur la pluviométrie en Algérie ont été menés depuis le dernier siècle.

L'étude des précipitations annuelles réalisée de Septembre à Août sur la période 1970-2014 montre une nette diminution.

Quatre phases pluviométriques successives ont été mises en évidence par Laborde (1995) en étudiant des données de 120 postes pluviométriques du Nord de l'Algérie.

- ✓ Une longue phase humide durant laquelle la pluviométrie est supérieure à la moyenne, de 6% de 1922 à 1938,
- ✓ Une courte phase sèche débutant en 1939 et s'arrêtant en 1946 à l'Ouest et au centre du pays avec un déficit de l'ordre de 11 %,
- ✓ Une phase pluvieuse qui dure jusqu'en 1972 environ,
- ✓ Une longue phase sèche qui s'affirme dès la fin de 1973.

Laborde (1995) a également élaboré une cartographie de la pluviométrie du Nord algérien en collaboration avec l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH). D'après cet étude, le changement climatique s'est fait sentir sur le Nord-Ouest de l'Algérie particulièrement dans les bassins de la Macta, la Tafna et du Cheliff, dans le sens où la pluviométrie a fortement diminué sur cette région.

D'après Hassini *et al.*, (2008), une centaine de stations météorologiques au Nord de l'Algérie dans les zones côtières et intérieures ont eu une succession d'épisodes pluviométriques excédentaire et déficitaire par rapport à la normale durant les périodes 1951-1980 et 1961-1990. La réduction de la pluviométrie dépasse 36 % dans la région de Mascara

(Ouest) et 20% à Mitidja (centre) (Meddi et Meddi, 2009 ; Medejerab et Henia, 2011 ; Nezzal et Iftini-Belaid 2013 ; Khoualdia *et al.*, 2014).

Au Sud-Est, au niveau du bassin de Chott Melghir, les précipitations annuelles ont diminué de 66% pendant la période 1965 à 1994 (Benkhaled, 2011).

L'application des tests de régression et le test de Pettitt durant la période 1950-2004 sur cinq stations des bassins de la Macta (14380 Km<sup>2</sup>) et de la Tafna (7949 Km<sup>2</sup>) situés dans le Nord-Ouest de l'Algérie afin d'analyser la variabilité temporelle des précipitations annuelles ont révélé une baisse significative des précipitations annuelles dans le milieu des années 1970 dans les deux bassins. En outre, une diminution d'au moins 20% du total annuel des précipitations est également observée sur les cinq stations.

### **I.6.1.3- Evapotranspiration potentielle**

L'augmentation de la température durant les années 70, a conduit à une augmentation de l'évapotranspiration potentielle. Cette combinaison a influé sur les rendements agricoles surtout durant les années 2002 à 2005 (Medejerab, 2009).

La répartition de l'évapotranspiration potentielle varie d'une région à une autre, une moyenne annuelle de 858 mm à Oran, 865 mm à Mostaganem, 880 mm à Mascara, 1009 mm à Ain-Defla, 840 mm à Annaba et 810 mm à Tébessa tandis que les moyennes mensuelles sont supérieures ou égales à 100 mm (Mate, 2010).

## **I.6.2- Impacts de la variabilité climatique**

### **I.6.2.1- Sécheresse**

1.4 Milliards d'individus depuis 1967-1991 ont été touchés par les événements de sécheresse selon l'organisation météorologique mondiale (OMM) (Obassi, 1994). Djellouli et Daget, (1993) ont montré que depuis 1881, l'Algérie a subi deux périodes de sécheresse : la première a été ressentie de 1943 à 1948 et qui avait une répercussion importante sur la récolte et le bétail, et la deuxième est celle que nous subissons depuis 1980 enregistrant un déficit pluviométrique estimé à 50% (durant les décennies 1980-1990) pour les régions du Centre et de l'Ouest de l'Algérie, et de 30% pour les régions de l'Est. Selon Matari et Douguédroit, (1999), la sécheresse des années 40 est due principalement à une baisse de pluie printanière et celles des années 80 est due à une baisse de pluie hivernale.

Aussi les travaux de Demmak *et al.*, (1994), ont montré que l'ampleur du déficit pluviométrique de la dernière période 1974-1992 s'est intensifiée d'Est en Ouest engendrant des tendances à la sécheresse durant les vingt dernières années et font apparaître des sécheresses analogues durant les années 1913 et 1940.

Des impacts chroniques et néfastes causés par ce déficit pluviométrique ont constitué le phénomène de désertification, la salinisation des sols, l'augmentation de la pollution des eaux (Benslimane *et al.*, 2008) sans oublier la pression croissante qui s'exerce sur la ressource en eau. Ces conséquences néfastes sont d'ordre économique et social (Meddi et Hubert, 2003).

### **I.6.2.2- Inondations**

L'augmentation du risque d'inondation est souvent citée comme l'un des risques les plus importants liés au changement climatique. La sécheresse qui a frappé le pays a été suivie par de nombreuses inondations qui ont été marquées sur tout le territoire algérien :

- 03 Février 1984 avec (120 mm en 3 jours) généralisée sur l'ensemble de l'Est algérien (Jijel, Constantine, Skikda et Guelma, Khenchella, Oum El Bouaghi),
- 29 Décembre 1984 au 01 Janvier 1985 (plus de 250 mm en 4 jours seulement et 195mm en une journée) a touché l'Est algérien provoquant des inondations très catastrophiques dans les wilayas de Jijel, Constantine, Skikda, Guelma, Annaba et El-Tarf,
- 26 et 27 Janvier 1992 des inondations catastrophiques dans les wilayas d'Alger, Blida Tipaza, Chlef, Ain Defla et Médéa,
- Le 20 Octobre 1993 (Ouest algérien) causant 22 décès et 14 blessés à oued Rhiou,
- Octobre 1994, elle a touché plusieurs régions du pays causant 60 décès et des dizaines de disparus au cours de dix jours d'inondations,
- 9 et 10 Novembre 2001 : inondation catastrophique sur l'Algérois à Bab El Oued (750 morts, 115 disparus et 30 millions de dinars de pertes matérielles),
- 22 Août 2002 à Souk-Ahras (Est Algérien) causant 2 décès, et des dégâts matériels importants,
- Octobre 2008 à Tébessa, engendrant des dégâts matériels importants,
- 10 Octobre 2008 à Ghardaïa (600 Km au Sud d'Alger), pluies diluviennes (150 mm) accompagnées de violents orages, 60 décès, 48 blessés et des dégâts considérables.

#### **I.6.2.3- Vagues de chaleurs**

L'analyse des températures minimales et maximales enregistrées au niveau des stations du Nord-Ouest Algérien (Oran, Tiaret et Sidi-bel Abbes) sur la période 1997-2006 lors d'une étude menée par Abderrahmani *et al.*, (2009) a montré que les vagues de chaleurs qui affectent les secteurs de la santé, de l'agriculture ainsi que d'autres domaines, représentent une menace pour les personnes âgées. Des pics de températures ont été enregistrés durant la période 1er juin au 31 août 2003 à Annaba (41°C), Alger (41.8°C), El Kala (40°C) etc..., ces pics sont suite à une canicule qui a touché les pays du Maghreb et une grande partie de l'Europe, elle est considérée parmi les années les plus chaudes des cinquante dernières années. L'étude de Sabri et Medjareb (2009) (*in* Djellouli, 2017) a confirmé que cette canicule serait due au réchauffement climatique de ces dernières années.

#### **I.6.2.4- Ressources en eau**

Les ressources en eau sont très sensibles aux variabilités climatiques. La tendance des principaux paramètres hydroclimatiques (les précipitations, l'évapotranspiration, la température, les écoulements etc.....) influe sur le volume mobilisable des bassins versants, elle conduit à un déficit d'écoulement, entraînant une diminution des écoulements de surface et des niveaux des nappes souterraines.

Au cours des dernières décennies, ces variabilités climatiques ont un impact négatif sur les ressources en eau, induisent une diminution des écoulements allant jusqu'à des taux de 70 % (Meddi et Hubert, 2003, Ghenim *et al.*, 2010). Face à ces changements climatiques, les bassins versants algériens pourraient se confronter à un régime hydroclimatique très sévère traduit par de fortes pluviométries, des inondations, des sécheresses, raréfaction des ressources en eau et réduction des rendements des cultures.

Cette vulnérabilité a été confirmée sur plusieurs bassins versants :

- Le bassin versant d'Oued Mina (6000 km<sup>2</sup>, situé au Nord-Ouest du pays et affluent de l'oued Chellif) : ces ressources sont influencées par une pression anthropique

qui ne cesse de croître (changement d'occupation des sols, construction de barrages, prélèvements d'eau souterraine) (Hallouz, Meddi, et Mahe, 2013). Durant la période 1930-2007, une baisse des pluies annuelles de 19 à 20% au cours de l'année 1976 et des ruptures ont pu être décelées, à partir de 1970 jusqu'à 1980, dans les séries de débits mensuels et annuels. La baisse de la ressource a affecté même les nappes,

- Le bassin hydrographique de Chélif-Zahrez, suite à la sécheresse qui a touché le Nord de l'Algérie (Meddi *et al.*, 2009), les agriculteurs de la région ont eu recours à la mobilisation intense des ressources en eau souterraine par le biais de forage. L'étude hydrogéologique faite dans cette zone a permis l'identification des tendances des variations climatiques et la mise en évidence des impacts des changements climatiques sur la recharge des nappes,

- Pour le bassin de la Macta, la diminution des précipitations durant la période 1973-2002, a eu des répercussions sur les lames d'eau écoulées annuelles moyennes engendrant une réduction de 28 à 36% par rapport à la période 1946-1976 (Meddi *et al.*, 2009) ;

- Le bassin de la Tafna a enregistré un déficit pluviométrique de 27% conduisant une baisse de 69% (Ghenim *et al.*, 2010) ;

- Les barrages de l'Ouest et du centre se sont asséchés durant l'année 1988-1989 suite à la forte sécheresse (Kettab *et al.*, 2002). Ceci est moins ressenti à l'Est de l'Algérie. C'est ainsi que, la situation de l'approvisionnement en eau potable est devenue de plus en plus difficile à gérer. L'année 1988-1989 a été classée comme année sèche pour l'Algérie (Khoualdia, 2014).

## Conclusion

Les variations climatiques qui ont touché le monde, ont influencé sur le climat mondial. Ces changements auront des conséquences à l'échelle planétaire, à savoir une augmentation des fréquences d'apparition des phénomènes climatiques extrêmes (inondations, sécheresse), hausse régionale importante des températures, décroissance de la production agricole, élévation du niveau de la mer, migration humaine d'une région à une autre, dégradation de la qualité des eaux douces, etc.....

Aujourd'hui, les changements climatiques sont considérés comme l'une des plus grandes menaces sur l'environnement, l'économie et le bien-être humain.

Comprendre et évaluer l'impact de cette variabilité climatique surtout le problème de la sécheresse sur les ressources en eau et identifier la tendance du comportement de notre bassin versant, ainsi que l'évaluation des différentes composantes du bilan hydrologique peut se faire par utilisation des modèles hydrologiques qui sont devenus des outils indispensables pour divers domaines surtout en regard de la relation pluie – débit. De ce fait, nous avons évoqué dans le chapitre suivant, l'historique et l'intérêt de la modélisation hydrologique en expliquant quel modèle doit-on appliquer afin de comprendre et évaluer les éventuels impacts sur les ressources en eau.

## *Chapitre II*

---

# **Modélisation hydrologique**

## II.1- Introduction

Connaître le débit des rivières, c'est une évidence, de première importance pour la gestion de la ressource en eau et la maîtrise du risque hydrologique. La modélisation pluie-débit constitue un substitut efficace à des mesures de débits fastidieuses, quand elles sont possibles, elle a pris une dimension tellement importante qu'on la surnomme le "cœur" même de l'hydrologie.

De nombreux modèles hydrologiques ont vu le jour au cours de ces vingt dernières années, surtout en regard de la relation pluie - débit, offrant ainsi beaucoup de flexibilité dans la manipulation, beaucoup de gain en temps matériel, etc.

La modélisation hydrologique est devenue un outil indispensable pour divers domaines : résoudre les problèmes de gestion de ressources d'eau (irrigation), prédétermination des crues et aménagement de l'environnement (édification de barrage) ou de protection de l'environnement (évolution due à la pression anthropique) et de prévision de catastrophes naturelles (simulations de crues à court terme, prévision d'étiages).

Il s'agit d'une représentation mathématique simplifiée de tout ou partie des processus du cycle hydrologique par un ensemble de concepts hydrologiques exprimés en langage mathématique et reliés entre eux dans des séquences temporelles et spatiales correspondant à celles que l'on observe dans la nature.

## II.2- Modélisation hydrologique et modèle pluie-débit

### II.2.1- Définitions générales

La modélisation hydrologique est la représentation simplifiée partielle ou totale du cycle hydrologique (Marchandise, 2007). Cette représentation se fait grâce à un ensemble d'équations mathématiques qui sont appelées à reproduire le système. Le modélisateur introduit généralement les facteurs qui lui semblent pertinents pour minimiser l'inexactitude liée aux hypothèses simplificatrices de la modélisation. On distingue quatre types de variables qui existent en totalité ou en partie dans chaque modèle (Fig. II.1) (Boudahraa, 2007) :

- **Variables d'entrées** : Le modèle fait appel à ces variables qui dépendent du temps et/ou de l'espace (pluie, ETP, caractéristiques et hydrodynamiques du milieu, ...).
- **Variables de sorties** : Le modèle répond par un ensemble de variables (débits, flux ou concentration en polluants, ...).
- **Variables d'état** : Elles permettent de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps (niveau de remplissage des réservoirs d'eau d'un bassin versant, taux de saturation des sols, profondeurs des sols, pentes, ...).
- **Paramètres de calage** : En plus des variables, la modélisation fait intervenir des variables dont la valeur doit être déterminée par calage (conductivité hydraulique à saturation, ...) (Gaume, 2002).

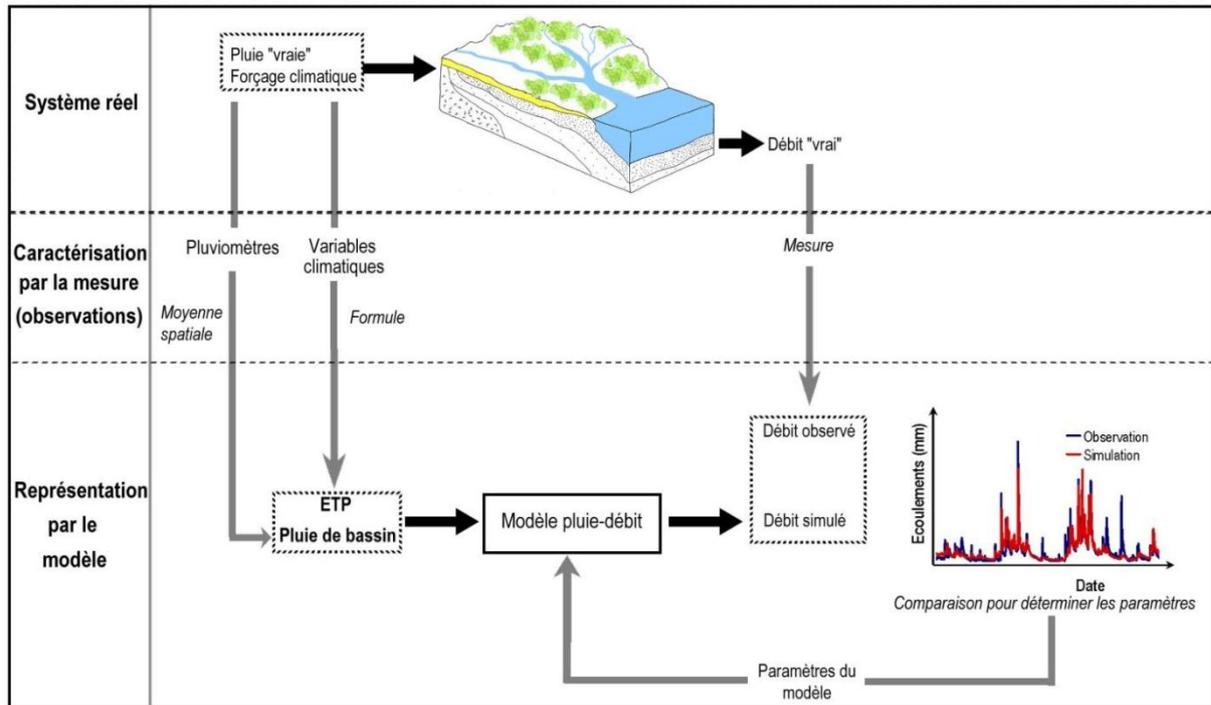


Figure II.1 : Représentation schématique d'un modèle hydrologique (Oudin, 2004).

Les variables citées ci-dessus interviennent dans la modélisation hydrologique par l'intermédiaire de deux fonctions : une fonction de production et une fonction de transfert (Fig. II.2) (Boudahraa, 2007) :

- **La fonction de production** : c'est une représentation simple mais réaliste, des différentes voies que suivra l'eau de pluie, entre le moment où elle rejoint le cours d'eau (Morin, 1991 in Boudahraa, 2007), elle exprime la transformation de la pluie brute en pluie nette, définit la fraction de la pluie brute qui contribue effectivement au ruissellement. En d'autres termes, elle permet de calculer la quantité d'eau qui va s'écouler à l'exutoire d'un bassin ou sous bassin versant.
- **La fonction de transfert** : c'est la fonction qui permet de transférer, comme son nom l'indique, la quantité d'eau déterminée par la fonction de production, vers le cours d'eau. Elle permet la transformation de la pluie nette en un hydrogramme à l'exutoire du bassin versant, donc, de donner une forme à la crue dont le volume a été déterminé par la fonction de production, en simulant l'hydrogramme de crue à l'exutoire.

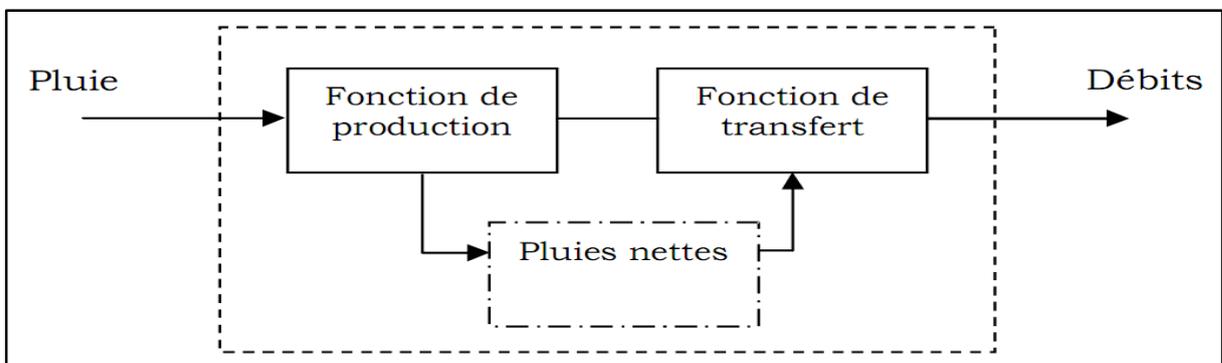


Figure II. 2 : Schéma d'un modèle hydrologique.

## II.2.2- Objectifs de la modélisation pluie-débit

La modélisation de la transformation pluie-débit intègre dans son contexte les différents éléments du cycle hydrologique. Certains types de modèles nécessitent le passage par la modélisation de chaque élément avant de construire le modèle finale pluie-débit. L'unité de l'étude est généralement le bassin versant limité topographiquement, sauf dans le cas où des formations géologiques drainent des surfaces situées hors limites topographiques du bassin.

La modélisation pluie-débit peut donner la réponse aux nombreuses questions, relatives à l'eau, axée sur la gestion des ressources et de risque. Parmi ces questions on note (Gresillon, 2000 *in* Chachoua, 2010) (Fig. II.3) :

- La reconstitution des séries de débit par le comblement de lacunes dans les séries historiques afin de permettre les traitements statistiques utilisés notamment dans les études de faisabilité des ouvrages et de détermination des valeurs de projet,
- Prévision des fréquences avec lesquelles les débits extrêmes (crue et étiage) peuvent se produire,
- Prédétermination de la réponse hydrologique d'un bassin versant avec un pas de temps, afin de permettre l'élaboration d'un système de prévention et d'alarme,
- L'étude de l'impact des différents aménagements sur la réponse hydrologique.

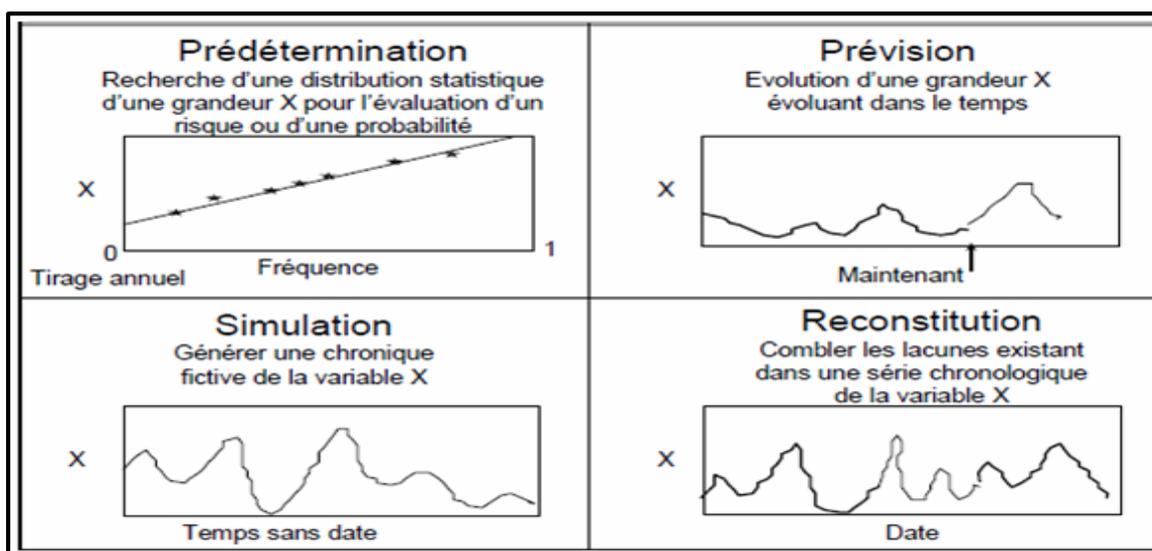


Figure II.3 : Les quatre opérations de la modélisation.

## II.2.3- Intérêts d'un modèle pluie-débit

- Les débits sont parfois inexistants ou connus sur une durée trop faible.
- Les pluies sont plus faciles à observer et à modéliser.
- Le délai de prévision est augmenté si l'on remonte aux pluies.
- Avec les débits seuls, on ne peut pas faire la différence entre variation climatique et évolution du bassin.

Les différentes applications de la modélisation pluie-débit (Fig. II.4) :

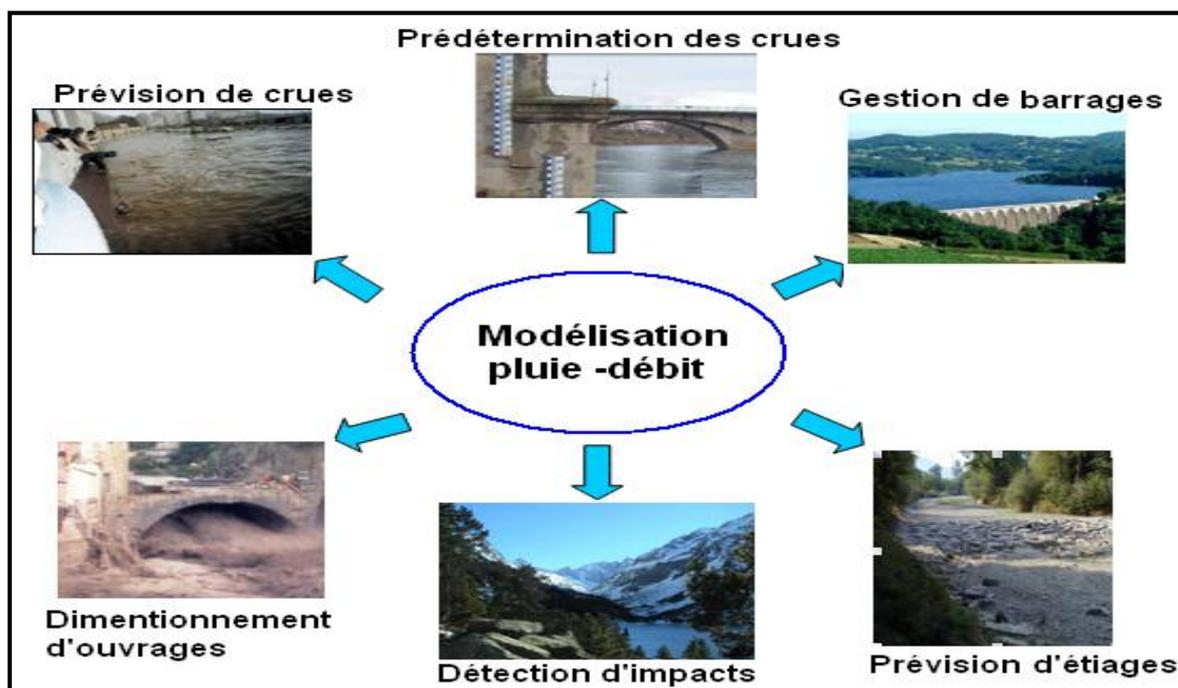


Figure II.4 : Intérêt d'un modèle pluie-débit (Perrin, 2000).

### III.2.4-Choix d'un modèle

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

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

### III.2.5-Etapes d'élaboration d'un modèle

L'élaboration d'un modèle hydrologique comporte certaines étapes essentielles (Boudahraa, 2007) :

- **Définir** le modèle et ses objectifs en termes de précision (Ambroise, 1998). Cette définition permettra de déterminer les choix à faire par la suite et donc de préciser les chemins à suivre dans l'élaboration des étapes suivantes.
- **Identifier** le modèle, pour pouvoir définir et caractériser le système, ses frontières et sa structure ; définir l'événement, les variables et les paramètres et émettre les hypothèses et le choix des échelles de temps et d'espace caractéristiques des processus de base.
- **Elaborer** l'algorithme à incorporer dans un outil informatique capable de procéder aux instructions. Cet algorithme doit être suivi de la vérification du logiciel lui-même (De Marsily, 1994 et Ambroise, 1998).

- **Caler** le modèle, par estimation des paramètres du modèle, non mesurables, selon des critères déductifs ou des observations des entrées et des sorties. Il existe deux façons d'estimer les paramètres à partir d'un échantillon : la méthode passive (on prend tous les couples entrées-sorties disponibles, et par des méthodes statistiques, on évalue les coefficients des équations) et la méthode active (en donnant un poids spécifique plus grand à certaines observations ou groupe d'observations). Le calage peut être manuel ou automatique.
- **Evaluer** le modèle, en comparant la réponse simulée par le modèle à une sollicitation expérimentale et la réponse réelle, à partir de données différentes de celle utilisées pour le calage.
- **Définir le domaine de validité** du modèle élaboré (Ambroise, 1998). La formulation mathématique du modèle est basée sur des équations simplifiées, selon certaines hypothèses concernant les conditions initiales et aux limites.

### II.2.6- Typologie de modèles hydrologiques

L'ambiguïté des interactions entre les différents éléments du bilan hydrologique et la complexité des systèmes étudiés ont permis l'émergence d'un nombre indénombrable de modèles " *il y a presque autant de modèles que d'hydrologues*", " *on ne trouve pas dans la littérature des catégories de modèles nettement distincts*" (Ambroise, 1998).

Beaucoup d'auteurs ont abordé le sujet de la classification des modèles. Rappelons à titre d'exemple les références suivantes : Singh (1995), Singh et Woolhiser (2002), Clarke (1973), Beven (1989), ASCE (1996), Wurbs (1998), Ambroise (1998) pour ne citer qu'eux. D'après Refsgaard (1997), les modèles hydrologiques peuvent être classés selon la description des processus physiques en tant que conceptuels ou physiques et selon la description spatiale des processus au niveau du bassin versant en tant que globaux ou distribués.

Selon Singh, 1995 (Fig. II.5), un modèle est caractérisé par 5 éléments constitutifs : la géométrie du système (bassin versant), les entrées dans le système, les lois de formalisations des processus, l'état initial et les conditions aux limites du système et enfin les sorties. Singh (1995) a proposé trois critères pour classer les modèles hydrologiques qui sont : la description des processus, l'échelle spatio-temporelle et la méthode utilisée pour résoudre les équations. Selon la description des processus, on peut avoir plusieurs niveaux de classifications : modèle global ou distribué (Fig. II.6) déterministe ou stochastique. La méthode de résolution employée peut également différencier les modèles en empirique ou conceptuel.

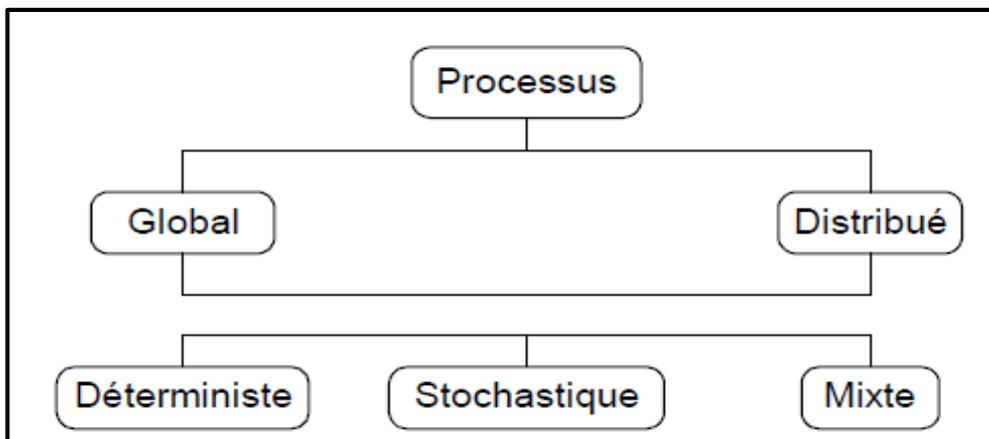


Figure II.5 : Composants d'un modèle (d'après Singh, 1995).

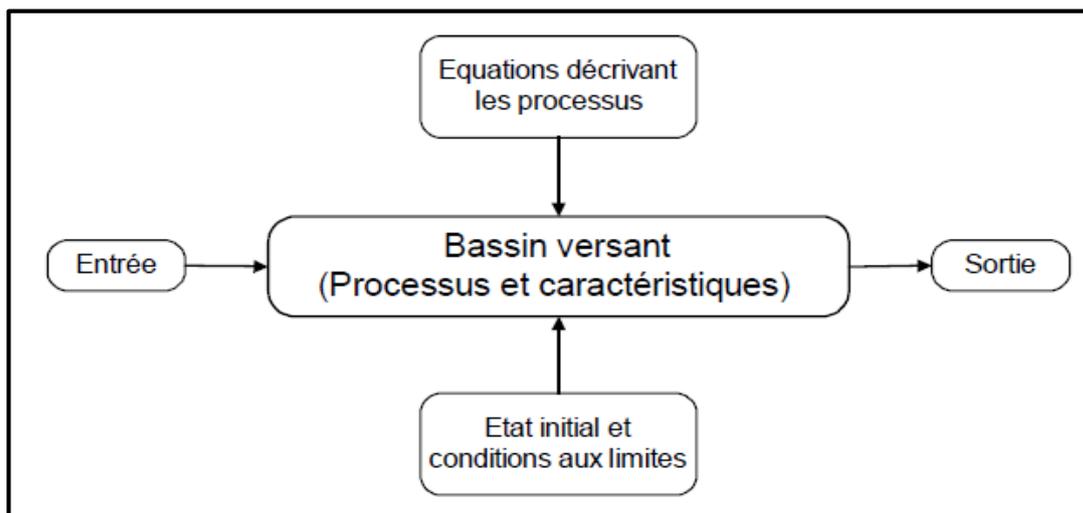


Figure II.6 : Classification des modèles proposée par Singh, 1995.

### II.2.6.1- Selon le degré d'abstraction

**Modèles physiques** : Dont les équations ont été déduites à partir des principes de base de la physique (conservation de masse, quantité de mouvement, quantité d'énergie, ...), et dont la forme finale simplifiée contient des paramètres qui ont un sens physique. Ils représentent le système à une échelle réduite. Il existe plusieurs modèles à bases physiques comme le modèle KINEROS, LISEM, ABC,...

**Modèles mathématiques** : Ils décrivent le processus hydrologique à l'aide des équations mathématiques qui relient les variables d'entrée et de sortie.

### II.2.6.2- Selon la nature des variables

**Modèles déterministes** : Dans lesquels la relation entre variables d'entrée et de sortie est phénoménologique et ne considère pas le caractère aléatoire de variable, la même entrée produit toujours la même sortie.

**Modèles stochastiques (probabilistes)** : Le terme stochastique est lié à la statistique et traduit le caractère aléatoire du modèle. Il permet de générer, aléatoirement, des données par des lois de distributions particulières.

### II.2.6.3- Selon la discrétisation spatiale

**Modèles globaux** : D'après Maison (2000), le modèle global s'applique globalement sur l'ensemble d'un bassin versant (approche par bilan) qui est considéré comme entité homogène. On utilise dans ce type de modèles des valeurs représentatives moyennes.

Un exemple de ce type de modèle est le modèle GR (génie rural) (IRSTEA) que nous allons utiliser dans notre étude. C'est un modèle à réservoir, il fonctionne pour différents pas de temps annuel GR1A, mensuel GR2M et journalier GR4J.

**Modèles spatialisés (distribués)** : Ils tiennent compte de la variabilité spatiale des processus et des variables d'entrée, ils sont plus avantageux que les modèles globaux. Dans le cas où les composants du système ne sont pas complètement spatialisés, on parle de modèles semi spatialisés.

### II.2.6.4- Selon la description des sous processus

Le processus hydrologique de transformation pluie-débit est composé d'autres sous-processus : précipitations, interception, infiltration, etc.... Les modèles hydrologiques peuvent se classer selon la manière de décrire ces processus :

**Modèles conceptuels** : D'après Ambroise (1991), le modèle conceptuel considère le bassin versant comme un assemblage de réservoirs d'humidité, interconnectés et qui sont censés de représenter plusieurs niveaux de stockages, suivant une dimension verticale. Ce modèle est basé sur la connaissance des phénomènes physiques qui agissent sur les entrées pour obtenir les sorties.

**Modèles empiriques** : Ils sont utilisés pour reproduire le comportement global du système sans décrire les processus élémentaires. Ils sont généralement de type boîte noire sous la forme  $\text{débit} = f(\text{pluie})$  où  $f$  est déterminée par une régression effectuée sur les chroniques pluies-débits (Ambroise, 1991).

Les approches habituellement utilisées dans la modélisation pluie-débit apparaissent dans la Figure II.7.

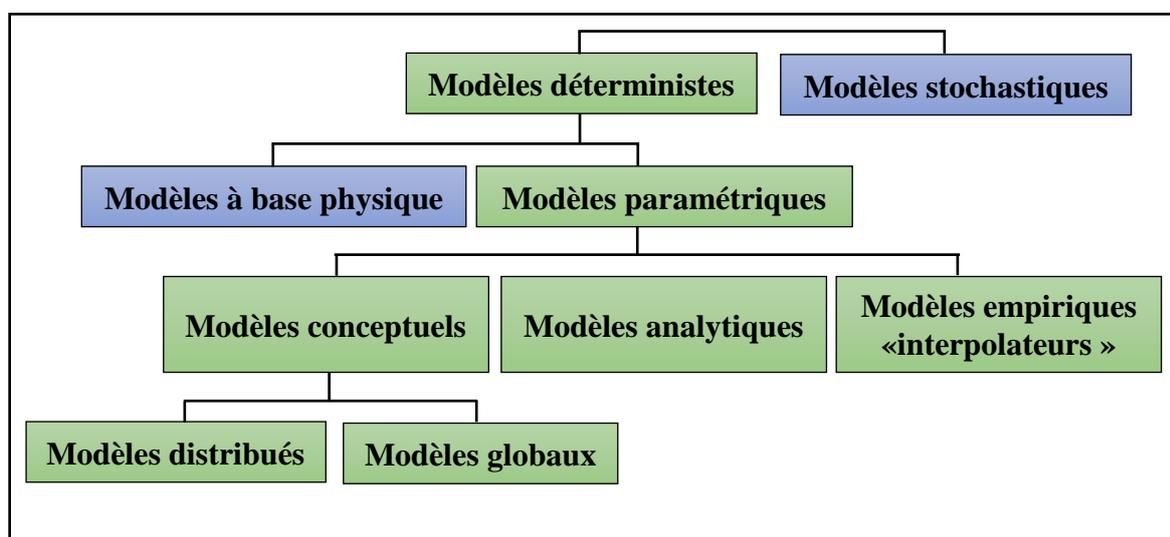


Figure II.7 : Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002).

### II.2.7- Critères d'évaluation de la modélisation

L'évaluation ou la mesure des performances d'un modèle se fait selon les objectifs qu'on se fixe, et par conséquent, le critère qu'on choisit. Un même modèle peut être évalué de plusieurs façons, l'unique contrainte étant l'objectif du jugement.

Pour satisfaire les différents objectifs, plusieurs critères d'évaluation ont été développés, qui sont soit des critères graphiques, soit des critères analytiques. Les plus utilisés en hydrologie sont:

#### II.2.7.1- Erreur moyenne absolue

Elle est notée  $\varepsilon$  et définie par la moyenne des écarts entre les débits observés et les débits calculés (Habaieb, 1992 in Boudahraa, 2007) :

$$\varepsilon = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - Q_{obs,i}) \quad \text{Eq. II.01}$$

Avec :

$n$  : nombre d'observations

$Q_{calc, i}$  : débit calculé

$Q_{obs, i}$  : débit observé

Plus cette erreur se rapproche de zéro, plus l'estimation des débits est considérée meilleure.

### II.2.7.2- Erreur quadratique moyenne

Cette erreur se calcule comme étant la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre les débits observés et les débits calculés (Habaieb, 1992 in Boudahraa, 2007) :

$$EQM = \sqrt{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - Q_{obs,i})^2\right)} \quad \text{Eq. II.02}$$

Plus cette erreur quadratique tend vers zéro, plus l'estimation est meilleure. C'est le critère le plus utilisé en hydrologie pour quantifier l'erreur.

### II.2.7.3- Coefficient de Nash-Sutcliffe

Ce critère, noté NTD, varie entre  $-\infty$  et 1. Il tend vers 1 lorsque le débit calculé tend vers le débit observé. Une valeur du critère négative indique que le modèle donne des résultats moins bons que l'utilisation de la moyenne de l'échantillon.

Il est donné par la formule suivante (Nash et Sutcliffe, 1970) :

$$Na(Q) = 100 \cdot \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \right\} \quad \text{Eq. II.03}$$

Avec :

$\overline{Q_{obs}}$  : débit moyen observé.

Cette formule traduit un certain rendement du modèle comparable au coefficient de détermination d'une régression. On considère généralement qu'un modèle hydrologique donne des résultats acceptables si la valeur du critère de Nash est supérieure à 0.8 (Gaume, 2002).

Le critère de Nash peut également s'appliquer sur les racines carrées des débits et sur les logarithmes des débits. L'utilisation combinée de ces trois critères permet de mettre l'accent sur plusieurs situations hydrologiques : le critère de Nash sur les débits est plus sensible aux périodes de crue, le critère de Nash sur les logarithmes des débits est plus sensible aux périodes d'étiage. Nous porterons une attention particulière aux valeurs de critères de Nash sur les racines carrées des débits, qui donnent une estimation de la performance du modèle sans privilégier les épisodes de crue ou d'étiage. Les critères de Nash sur les racines carrées des débits et sur les logarithmes des débits s'écrivent respectivement (Baahmed, 2015):

$$Na(\sqrt{Q}) = 100 \cdot \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{Q_{calc,i}})^2}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{\overline{Q_{obs}}})^2} \right\} \quad \text{Eq. II.04}$$

$$Na(In(Q)) = 100 \cdot \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (In(Q_{obs,i} + \varepsilon) - In(Q_{calc,i} + \varepsilon))^2}{\sum_{i=1}^n (In(Q_{obs,i}) - In(\overline{Q_{obs}}))^2} \right\} \quad \text{Eq. II.05}$$

#### II.2.7.4- Critère de bilan

Un autre critère utilisé est le critère de bilan (Oudin, 2004) défini par :

$$CB = 100 \cdot \left( 1 - \left| 1 - \frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \right| \right) \quad \text{Eq. II.06}$$

Par comparaison entre les débits moyens observé et calculé, ce critère indique la capacité du modèle à reproduire le volume d'eau total observé sur la période observée. Différemment aux critères précédents, ce critère ne fait plus référence à une adéquation temporelle à chaque pas de temps entre le débit calculé et le débit observé (de la même façon que certains critères graphiques tels que la courbe des débits classés éludent cette référence temporelle) (in Baahmed, 2015). Il ne pourrait donc être utilisé comme seul critère d'optimisation, un débit constant égal au débit moyen donnant un critère parfait. Une valeur de 100 pour le critère de bilan indiquera un bilan parfait. La formulation utilisée permet de faire des moyennes comme pour les critères précédents.

#### II.2.8-Calage du modèle hydrologique

Les étapes qui doivent être suivies dans toute modélisation hydrologique sont :

- La conceptualisation de la problématique.
- Choix du modèle correspondant.
- Introduction des données analysées et critiquées.
- Le calage du modèle avec des données observées.
- Validation avec d'autres données.
- Utilisation du modèle pour la prévision et la simulation hydrologique.
- Vérification des prévisions faites par le modèle (post-audit) (Kingumbi, 2006).

Le calage est donc une des étapes fondamentales dans la démarche de modélisation hydrologique. Elle consiste à rechercher les valeurs optimales des paramètres des différentes équations (régissant l'écoulement) utilisées dans le modèle hydrologique (Anderson et Woessner, 1992 in Kingumbi, 2006).

Le calage a pour but :

- De compenser les erreurs de mesures de données fournies aux modèles.
- Forcer les paramètres vers de valeurs dont l'interprétation ne correspond pas à la physique du modèle.
- Trouver une valeur moyenne pour un paramètre descripteur d'un bassin versant dont la variabilité spatiale n'est pas appréhendée par le modèle (Marchandise, 2007).

Pour caler un modèle, il faut choisir une série de référence (pluies-débits) et fixer un critère d'évaluation pour l'ajustement des simulations des modèles aux données de calage pour un jeu de paramètres donnés.

### II.2.9-Méthodes de calage des modèles pluies-débits

On peut procéder au calage de modèle par trois méthodes :

#### II.2.9.1-Calage manuel

Cette méthode consiste à donner des valeurs aux paramètres du modèle et évaluer manuellement l'erreur entre les valeurs de sortie et les valeurs observées et l'échantillon de référence, pour faciliter cette opération on a une représentation graphique.

#### II.2.9.2-Calage automatique

Ce calage optimise automatiquement les paramètres de modèle par l'utilisation d'un algorithme numérique pour trouver un extremum d'un critère numérique donné afin de déterminer l'ensemble des paramètres qui satisferont un critère donné de précision à travers différentes combinaisons possibles (Kingumbi, 2006).

#### II.2.9.3-Calage mixte

Le calage mixte consiste à combiner les deux méthodes précédentes. On détermine manuellement l'intervalle de variation des paramètres, puis on utilise la méthode automatique pour trouver les valeurs de paramètres optimales.

### II.2.10-Présentation de quelques modèles

Il existe plusieurs modèles pluie-débit en littérature, on peut citer parmi eux :

✓ **Modèle MIKE SHI** : Ce modèle d'inspiration mécanique est le fruit d'une collaboration entre le Danish Hydrologic Institute, le British Institute of hydrology et la Sogreah. Le logiciel MIKE SHE (Système Hydrologique Européen) a pour objet la modélisation de la partie continentale du cycle de l'eau et peut être, en théorie appliqué à des surfaces allant de la parcelle à la totalité du bassin versant (Abbott *et al.*, 1986 in Maison, 2000). Parmi les domaines d'application de MIKE SHI, nous retrouvons l'étude classique de la dynamique du bassin versant, ainsi que le suivi des pollutions, mais également, dans un contexte plus tourné vers la prévision, les études d'impacts relatives aux modifications du bassin (occupation des sols, aménagement, ...) ou de scénarios climatiques (sécheresse, fortes pluies, ...).

✓ **Modèle CEQUEAU** : C'est un modèle hydrologique conceptuel spatialisé ou, comme le décrivent ses concepteurs, un modèle paramétrique matriciel à bilan, développé depuis 1971 par l'Institut de la Recherche Scientifique Eau et environnement du Canada (Charbonneau *et al.*, 1977 in Agosta, 2007). Il tient compte à la fois des caractéristiques physiques du bassin versant et de leurs variations dans l'espace.

✓ **Modèle TOP MODEL** : TOP MODEL (Topography-based hydrological Model) est un modèle hydrologique initialement développé par (Beven et Kirkby, 1979 in Estupina Borrell, 2004), (Beven, 1989), (Beven, 1992) à l'Université de Lancaster. Il s'agit d'un modèle pluie-débit qui suit une approche articulée autour de deux idées centrales :

- le ruissellement se produit sur des zones contributives variables,

- la topographie influence la manière dont se produit le ruissellement.
  - ✓ **Modèle MERCEDES** : modèle conceptuel distribué (Maillage d'Eléments Réguliers carrés pour l'étude des écoulements superficiels). Il généralise le principe de l'hydrogramme unitaire à une structure maillée. Le bassin versant est discrétisé en mailles carrées régulières et les pluies sont interpolées par la méthode de Thiessen.
  - ✓ **Modèle MODCOU**: modèle conceptuel déterministe élaboré au Centre d'Informatique Géologique (CIG) de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (Ledoux, 1980 in Kingumbi, 2006).
  - ✓ **Modèle SWAT** : modèle conceptuel physique semi-empirique distribué (Soil and Water Assessment Tool) permettant de manipuler et d'analyser de nombreuses données hydrologiques et agronomiques. Il a été développé par Jeff Arnold pour l'USDA Agriculture research service en 1993 pour répondre à cette demande.
  - ✓ **Autres modèles utilisées au pays du Maghreb** : Il existe un nombre important de modèles hydrologiques qui ont été appliqués en Algérie, Maroc et Tunisie, parmi eux on peut citer : le modèle SWAT, SRM, HYDROMED, KINEROS, LOIEAU, GR et GARDENIA.
- Pour notre bassin versant, les modèles GR, GARDENIA et HBV LIGHT vont être appliqués.

### II.2.11- Choix du modèle utilise

Compte tenu de cette étude des modèles analysés et vu l'insuffisance de données spatialement réparties, et la qualité moyenne de quelques mesures météorologiques disponibles, on peut considérer le bassin de l'Oued Lakhdar comme un bassin mal jaugé, puisque même les données disponibles ne reflètent qu'une partie du bassin, là où se trouve la station hydrométrique 160601.

Face à cette situation de manque de données nous avons opté pour une approche conceptuelle globale et semi-distribuée par utilisation du modèle hydrologique du Génie Rural (GR), le modèle global à réservoirs pour la simulation des débits et des niveaux aquifères (GARDENIA) et le modèle conceptuel semi-distribué (HBV LIGHT). En effet les trois modèles ont été testés dans les régions arides et semi-arides, avec un intérêt particulier sur la gestion et l'exploitation rationnelle des ressources en eau.

Les objectifs de ces modèles sont nombreux citons à titre d'exemple :

- ces modèles sont des modèles complets et simples, donc adaptés théoriquement à n'importe quel type de climat et notamment à celui des zones arides, en plus ils ont la capacité de simuler aussi les pertes, l'écoulement de surface et l'écoulement souterrain,

- la fiabilité des résultats du modèle GR obtenus lors de son application à des sous bassins versants méditerranéens (Tafna (Bouanani, 2010 ; Bakriti, 2014)), Mekerra (Bourek, 2010 ; Otmane, 2015), Bassin de Oued Sikkak (Bouanani *et al.*, 2010), Bassin de la Macta (Baahmed, 2014) et en Algérie septentrionale (Kabouya, 1990), Tunisie (Boudahraa, 2007), Maroc (Ahbari, 2013) et en Afrique de l'Ouest (NkaNnomo, 2016)) nous a encouragé à appliquer ce modèle. De même pour le modèle GARDENIA, il a été appliqué sur des bassins versants tunisiens (Gaaloul, 1992 ; Bakhoulou, 2012 ; Chebbi, 2013)) et algériens (Djellouli, 2017). Quant au modèle HBV LIGHT, il a été appliqué sur un bassin versant de l'Est Algérien (Bouguerme, 2017), et un bassin Tunisien (Dakhlaoui, 2014).

Pour cela, nous allons présenter dans ce qui suit, le modèle du Génie Rural (GR), le modèle GARDENIA et le modèle HBV LIGHT, que nous appliquerons sur les données du bassin de l'Oued Lakhdar.

### **II.3- Modèle GR**

#### **II.3.1- Introduction**

Les modèles de simulation du Génie Rural fonctionnent aux pas de temps annuel, mensuel, journalier et horaire.

##### **II.3.1.1- Objectifs de développement**

La simulation du débit à l'exutoire d'un bassin versant est nécessaire voire indispensable pour de nombreuses applications d'ingénierie et de gestion de la ressource en eau, telles que le dimensionnement et la gestion d'ouvrages, la prévision des crues ou des étiages, la détection d'impact, etc. C'est pour répondre à ces questions que le Cemagref a commencé à développer au début des années 1980 des modèles hydrologiques (du Génie Rural – GR) permettant de faire le lien entre la lame d'eau précipitée sur un bassin versant et son débit à l'exutoire (Michel, 1983). Au-delà de leur aspect pratique, ces modèles ont soulevé des questions essentielles sur la façon de représenter la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant (Andréassian *et al.*, 2007).

##### **II.3.1.2- Mode de développement**

Bien que ces modèles soient parfois apparentés à des modèles conceptuels du fait de leur structure à réservoirs, ce sont en fait des modèles empiriques: leur construction s'est faite sur la base de grands jeux de données et en découvrant progressivement la structure permettant de reproduire au mieux le comportement hydrologique du bassin versant (c'est-à-dire sa réponse aux pluies).

Les idées suivantes se sont progressivement imposées au cours du développement de ces modèles pour permettre d'obtenir des modèles fiables et robustes (Mathevet, 2005):

- représentation globale du bassin versant,
- approche empirique de développement sans recours a priori à la physique des écoulements,
- augmentation progressive de la complexité de la structure du modèle en partant de structures simples,
- justification de la complexité de la structure d'un modèle par ses performances,
- recherche de structures de modèle générales (applicables à des bassins variés),
- utilisation de larges échantillons de bassins versants pour tester les performances des modèles (Andréassian *et al.*, 2006),
- évaluation d'un modèle par comparaison à d'autres structures du modèle.

##### **II.3.1.3- Principales caractéristiques**

Comme tout modèle hydrologique, les modèles GR opèrent une triple globalisation (triple considération de moyenne) du système bassin versant:

- au niveau des processus : les modèles GR proposent des relations comportementales simples à l'échelle du bassin, mises au point empiriquement et sans liens directs avec la physique des processus à petite échelle et pouvant représenter une moyenne de plusieurs processus,

- au niveau de l'espace : les modèles GR sont globaux, c'est-à-dire que, tout en reconnaissant l'extraordinaire hétérogénéité de tout bassin versant, ils considèrent le bassin versant comme un tout. Les tentatives de distribution progressive n'ont, jusqu'à présent, pas abouti à des résultats intéressants. C'est le comportement de la moyenne spatiale qui est étudié en priorité,

- au niveau du temps : les modèles GR ont été développés pour des pas de temps de fonctionnement spécifiques : annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J). Les différents modèles travaillent donc sur des moyennes temporelles. Notons que le développement d'un modèle au pas de temps horaire est en cours (Mathevet, 2005) et actuellement, le modèle journalier est appliqué au pas de temps horaire. Le modèle GR3H (horaire) utilisé dans certaines applications développées au Cemagref d'Aix-en-Provence (Fourmigué et Lavabre, 2005) correspond au modèle proposé par Edijatno (1991) au pas de temps journalier.

Dans la suite, on désignera par  $P$  (mm) la hauteur journalière de pluie, par  $E$  (mm) l'évapotranspiration potentielle journalière (ETP) et par  $Q$  (mm) le débit simulé (mm).  $P$  est une estimation de la pluie de bassin, calculée à partir de l'information pluviométrique disponible (postes au sol notamment).  $E$  n'est pas nécessairement une donnée datée mais peut être issue d'une courbe de régime d'ETP moyenne interannuelle. Toutes les variables internes des modèles sont exprimées en mm.

### II.3.2- Description du modèle pluie-débit annuel GR1A

#### II.3.2.1- Introduction

Le modèle GR1A (modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1990, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications d'évaluation et de gestion de la ressource en eau. La principale version, que nous présentons ici, est celle proposée par Mouelhi (2003) et Mouelhi *et al.*, (2006a).

#### II.3.2.2- Description mathématique

La structure du modèle est très simple puisqu'elle se résume à une simple équation, le débit  $Q_k$  de l'année  $k$  étant proportionnel à la pluie  $P_k$  de la même année, avec un coefficient d'écoulement dépendant de  $P_k$ , de la pluie  $P_{k-1}$  de l'année  $k-1$  et de l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne  $E$ . Le modèle s'écrit :

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[ 1 + \left( \frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{X.E} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \quad \text{Eq. II.07}$$

Où  $X$  est l'unique paramètre du modèle.

Cette formule dérive de la formule de Turc (1955), qui donne l'écoulement moyen interannuel. Une recherche systématique de la meilleure manière de prendre en compte l'état antérieur du système a montré que l'on devait se limiter à prendre en compte la pluie de l'année précédant l'année en cours. Le paramètre  $X$  traduit l'influence d'une

ouverture du bassin sur l'extérieur non atmosphérique (par exemple échange avec des nappes profondes ou avec des bassins adjacents dans le cas d'une non-superposition des limites topographiques et géologiques) : si  $X$  est supérieur à 1, le système perd de l'eau et si  $X$  est plus petit que 1, le système en gagne, le tout exprimé en fraction de l'ETP.

### II.3.2.3- Paramètre

Le modèle ne comporte qu'un paramètre optimisable, le paramètre  $X$  adimensionnel, qui apparaît comme un coefficient modulateur de l'évapotranspiration potentielle. Sur un large échantillon de bassins versants, la médiane de  $X$  vaut 0.7 et un intervalle de confiance à 90% est donné par [0.13 ; 3.5] (Andreassian *et al.*, 2007).

## II.3.3- Description du modèle pluie-débit mensuel GR2M

### II.3.3.1- Introduction

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuel) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres optimisables :

- $X_1$  : capacité du réservoir de production (mm),
- $X_2$  : coefficient d'échanges souterrains (mm).

Le modèle est à pas de temps mensuel. Il fonctionne autours de deux réservoirs, un de production (ou réservoir sol) et un de routage sur lesquels les ajustements et interception se font différemment sur les entrées. Le modèle utilise en entrées la pluie moyenne et l'ETP, et fournit en sortie le débit (Sossou, 2011). Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1980, avec des objectifs d'applications dans le domaine des ressources en eau et des étiages.

Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Kabouya (1990), Kabouya et Michel (1991), Makhoulf (1994), Makhoulf et Michel (1994), Mouelhi (2003) et Mouelhi *et al.*, (2006b), qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. La version présentée ici est celle de Mouelhi *et al.*, (2006b) qui paraît la plus performante (Perrin *et al.*, 2007).

Sa structure, bien qu'empirique, l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui semble être le meilleur moyen de tenir compte des conditions antérieures et d'assurer un fonctionnement en continu du modèle. Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage ainsi qu'une ouverture sur l'extérieur autre que le milieu atmosphérique. Ces trois fonctions permettent de simuler le comportement hydrologique du bassin.

### II.3.3.2- Description mathématique

Un schéma de la structure est donné à la figure II.8.  $P_k$  est la pluie mensuelle du mois  $k$  et  $E$  l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire. Les équations qui régissent le modèle sont les suivantes :

- **Production**

La fonction de production du modèle repose sur un réservoir de suivi d'humidité du sol. Une partie  $P_s$  de la pluie  $P_k$  va être ajoutée au contenu  $S_k$  dans le réservoir en début de pas de

temps :

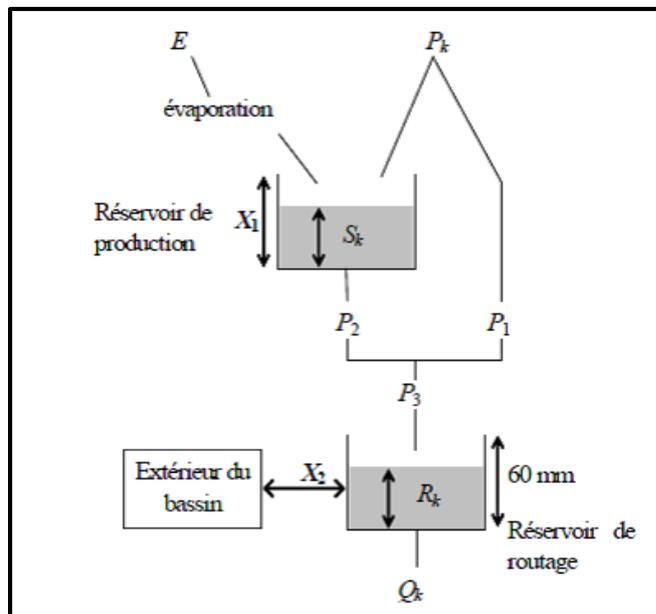
$$P_s = \frac{X_1 \cdot \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{X_1}\right)}{1 + \frac{S}{X_1} \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{X_1}\right)} \quad \text{Eq. II.08}$$

Le paramètre  $X_1$ , capacité du réservoir, est positif et exprimé en mm. La pluie en excès,  $P_1$ , est donnée par :

$$P_1 = P - P_s \quad \text{Eq. II.09}$$

et le contenu du réservoir est actualisé :

$$S' = S_k + P_s \quad \text{Eq. II.10}$$



$P_1$  : Pluie en excès : écoulement de surface ;  $P_2$  : percolation du réservoir de production : saturation du réservoir ;  $S_k$  : contenu du réservoir au début du mois  $k$  ;  $Q_k$  : débit de l'année  $k$ .

Figure II.8 : Schéma de la structure du modèle GR2M.

Du fait de l'évapotranspiration, une quantité  $E_s$  est prélevée du réservoir :

$$P_s = \frac{S' \cdot \left(2 - \frac{S'}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S'}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)} \quad \text{Eq. II.11}$$

$E$  est l'évapotranspiration potentielle moyenne du mois calendaire considéré. Le niveau  $S'$  devient  $S''$  :

$$S'' = S' - E_s \quad \text{Eq. II.12}$$

- **Percolation**

Le réservoir de suivi d'humidité du sol se vidange ensuite selon une percolation  $P_2$  :

$$P_2 = S'' \cdot \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{S''}{X_1} \right)^3 \right]^{-1/3} \right\} \quad \text{Eq. II.13}$$

et son niveau  $S_{k+1}$ , prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par :

$$S_{k+1} = S'' - P_2 \quad \text{Eq. II.14}$$

- **Routage et échange avec l'extérieur non atmosphérique**

La quantité d'eau totale  $P_3$  qui atteint le réservoir de routage est donnée par :

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad \text{Eq. II.15}$$

Le niveau  $R_k$  dans le réservoir devient alors  $R'$  :

$$R' = R_k + P_3 \quad \text{Eq. II.16}$$

Un terme d'échange en eau souterrain  $F$  a été imposé par les données des nombreux bassins utilisés. Ignorer cette ouverture sur l'extérieur non atmosphérique conduit à une baisse considérable de l'efficacité du modèle.  $F$  est alors calculé par :

$$F = (X_2 - 1) \cdot R' \quad \text{Eq. II.17}$$

Le paramètre  $X_2$  est positif et adimensionnel. Le niveau dans le réservoir devient :

$$R'' = X_2 - R' \quad \text{Eq. II.18}$$

Le réservoir, de capacité fixe égale à 60 mm, se vidange pour donner le débit  $Q_k$  selon l'équation suivante:

$$Q_k = \frac{R''^2}{R'' + 60} \quad \text{Eq. II.19}$$

Le contenu du réservoir est enfin actualisé par :

$$R_{k+1} = R'' + Q_k \quad \text{Eq. II.20}$$

### II.3.3.3- Paramètres

Le modèle a deux paramètres optimisables :

$X_1$  : capacité du réservoir de production (mm)

$X_2$  : Coefficient d'échanges souterrains (-)

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

Tableau II.1 : Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants (Andreassian *et al.*, 2007).

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 90%
$X_1$ (mm)	380	140 – 2640
$X_2$ (-)	0.92	0.21 – 1.31

## II.3.4- Description du modèle pluie-débit journalier GR4J

### II.3.4.1- Introduction

Le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier) est un modèle pluie-débit global à quatre paramètres optimisables :

- $X_1$  : capacité du réservoir de production (mm)
- $X_2$  : coefficient d'échanges souterrains (mm)
- $X_3$  : capacité à un jour du réservoir de routage (mm)
- $X_4$  : temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1 (j)

Le modèle utilise en entrée la hauteur de pluie moyenne sur le bassin versant  $P$  (mm) et l'évapotranspiration potentielle  $E$  (mm) (Sossou, 2011). Son développement a été initié au Cemagref au début des années 1980, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications de gestion de la ressource en eau et d'ingénierie (dimensionnement d'ouvrages, prévision des crues et des étiages, gestion de réservoirs, détection d'impact...).

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

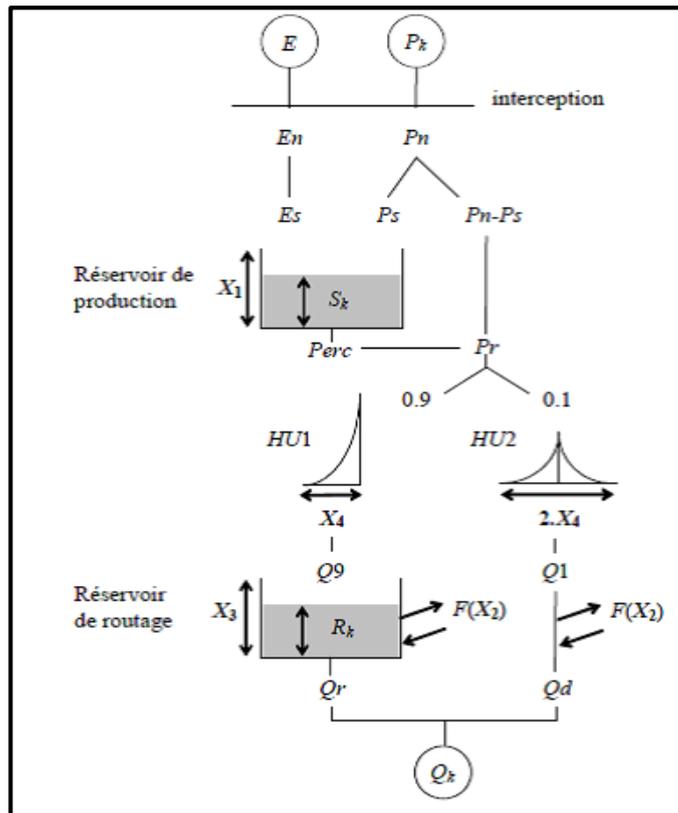
Bien que GR4J soit un modèle empirique, sa structure l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui permet de tenir compte des conditions antérieures et d'en assurer un fonctionnement en continu. Sa structure associe un réservoir de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

Le modèle GR4J a certaines fonctions communes avec le modèle GR2M (par exemple la fonction de production liée au réservoir sol). Son module de routage est cependant plus sophistiqué qu'au pas de temps mensuel.

Remarquons que le modèle GR3H (Fourmigué et Lavabre, 2005) utilisé au pas de temps horaire correspond à la version à trois paramètres proposée par Edijatno (1991). Le modèle GR3H est très similaire à la version du modèle décrite dans la section suivante, mais n'intègre ni fonction d'échange, ni fonction de percolation, les autres fonctions étant pratiquement identiques.

### II.3.4.2- Description mathématique

Un schéma de la structure est donné à la (Fig. II.9).  $P_k$  est la pluie journalière du jour  $k$  et  $E$  l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même jour calendaire.



**P<sub>n</sub>** : pluie nette ; **S<sub>k</sub>** : contenu du réservoir au début du mois *k* ; **E<sub>s</sub>** : quantité d'eau évaporée à partir du 1<sup>er</sup> réservoir (réservoir de production) ; **Q<sub>9</sub>** : débit de sortie du réservoir de production ; **Q<sub>1</sub>** : débit de sortie issu de l'écoulement de surface ; **Q<sub>d</sub>** : composante d'écoulement ; **R<sub>k</sub>** : réservoir de routage, la quantité d'eau infiltrée du réservoir de production.

Figure II.9 : Schéma de la structure du modèle GR4J.

- **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 :

Si  $P_k > E$  alors  $P_n = P_k - E$  et  $E_n = 0$  Eq. II.21

Si  $P_k \leq E$  alors  $P_n = 0$  et  $E_n = E - P_k$  Eq. II.22

- **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 :

$$P_s = \frac{X_1 \left( 1 - \left( \frac{S_k}{X_1} \right)^2 \right) \cdot \tanh \left( \frac{P_n}{X_1} \right)}{1 + \frac{S_k}{X_1} \cdot \tanh \left( \frac{P_n}{X_1} \right)} \quad \text{Eq. II.23}$$

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

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

$$Es = \frac{S_k \cdot \left(2 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X_1}\right)} \quad \text{Eq. II.24}$$

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

$$S' = S_k + Ps - E_s \quad \text{Eq. II.25}$$

• **Percolation**

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

$$Perc = S' \cdot \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{4 S'}{9 X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad \text{Eq. II.26}$$

Par suite, le contenu du réservoir devient :

$$S_{k+1} = S' - Perc \quad \text{Eq. II.27}$$

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

$$Pr = Perc + (Pn - Ps) \quad \text{Eq. II.28}$$

• **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 *X4*, 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 :

$$\text{Pour } t \leq 0, \quad SH1(t) = 0 \quad \text{Eq. II.29}$$

$$\text{Pour } t \ 0 < t < X_4, \quad SH1(t) = \left( \frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{Eq. II.30}$$

$$\text{Pour } t \geq X_4, \quad SH1(t) = 1 \quad \text{Eq. II.31}$$

*SH2* est définie de façon similaire par :

$$\text{Pour } t \leq 0, \quad SH2(t) = 0 \quad \text{Eq. II.32}$$

$$\text{Pour } t \ 0 < t \leq X_4, \quad SH2(t) = \frac{1}{2} \left( \frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{Eq. II.33}$$

$$\text{Pour } X_4 < t < 2.X_4, \quad SH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left( 2 - \frac{t}{X_4} \right)^2 \quad \text{Eq. II.34}$$

$$\text{Pour } t \geq 2.X_4, \quad SH2(t) = 1 \quad \text{Eq. II.35}$$

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

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j-1) \quad \text{Eq. II.36}$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j-1) \quad \text{Eq. II.37}$$

Où,  $j$  est un 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 :

$$Q9(k) = 0.9 \cdot \sum_{j=1}^l UH1(j) \cdot \text{Pr}(k-j+1) \quad \text{Eq. II.38}$$

$$Q1(k) = 0.1 \cdot \sum_{j=1}^l UH2(j) \cdot \text{Pr}(k-j+1) \quad \text{Eq. II.39}$$

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

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

Un échange souterrain en eau est calculé par :

$$F = X_2 \cdot \left( \frac{R_k}{X_3} \right)^{7/2} \quad \text{Eq. II.40}$$

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

- **Réservoir de routage**

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

$$R' = \max(0; R_k + Q9(k) + F) \quad \text{Eq. II.41}$$

Il se vidange ensuite en une sortie  $Qr$  donnée par :

$$Qr = R' \cdot \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{R'}{X_3} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad \text{Eq. II.42}$$

Le niveau dans le réservoir devient :

$$R_{k+1} = R' - Qr \quad \text{Eq. II.43}$$

• **Ecoulement total**

La sortie  $Q_1$  de l'hydrogramme  $HU_2$  est soumise au même échange pour donner la composante d'écoulement  $Q_d$  :

$$Q_d = \max (0 ; Q_1(k) + F) \tag{Eq. II.44}$$

Le débit total  $Q$  est alors donné par :

$$Q_k = Q_r + Q_d \tag{Eq. II.45}$$

**II.3.4.3- Paramètres**

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler:

- $X_1$  : capacité du réservoir de production (mm)
- $X_2$  : coefficient d'échanges souterrains (mm)
- $X_3$  : capacité à un jour du réservoir de routage (mm)
- $X_4$  : temps de base de l'hydrogramme unitaire  $HU_1$  (j)

Sur un large échantillon de bassins versants, Andreassian *et al.*, 2007 ont obtenu les valeurs données dans le Tableau II.2.

Tableau II.2 : Valeur des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants.

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 80%
$X_1$ (mm)	350	100 - 1200
$X_2$ (mm)	0	-5 à 3
$X_3$ (mm)	90	20 à 300
$X_4$ (jours)	1.7	1.1 à 2.9

**II.3.5- Applications des modèles**

Les modèles présentés précédemment peuvent être utilisés pour un certain nombre d'application d'ingénierie ou de gestion de l'eau. A titre d'exemples, on peut citer :

- la reconstitution ou l'extension de séries de débit : après calage, le modèle est appliqué en simulation sur une période sur laquelle on dispose de données pluviométriques observées,
- la prédétermination : les séries de débit observé étant souvent courtes, il peut être intéressant de les étendre à l'aide d'un modèle pluie-débit. On peut pour cela soit utiliser des séries de pluies observées si elles sont suffisamment longues, soit utiliser un générateur stochastique de pluie qui permettra d'obtenir des séries probables de pluie sur le bassin (un tel générateur demandant un calage préalable sur des séries de pluies observées),
- la prévision à court terme (quelques heures à quelques jours) : elle est particulièrement utile pour les événements de crues Le modèle doit alors intégrer une procédure d'assimilation des débits observés, ce qui permet d'améliorer de façon substantielle les prévisions. Les travaux de Tangara (2005) ont par exemple permis de mettre au point un modèle continu (GR3P) dérivant du modèle GR4J et spécifiquement adapté à l'exercice de prévision à court terme, voir également les travaux réalisés en mode événementiel avec le modèle GR3H (Fourmigué et Lavabre, 2005),
- la prévision à moyen ou long terme (de quelques semaines à quelques mois) : elle est

intéressante pour les problématiques d'étiage et de gestion de la ressource. Dans ce cas, se pose le problème de l'incertitude sur les pluies futures. Pour en tenir compte, on doit adopter un cadre de prévision probabiliste en utilisant de nombreux scénarios de pluie future à partir de l'instant de prévision, scénarios issus soit de prévisions d'ensemble de modèle météorologiques, soit d'archives météorologiques si elles existent, soit d'un générateur stochastique de pluie,

- la détection de tendance dans le comportement hydrologique du bassin versant : l'utilisation d'un modèle hydrologique permet d'identifier dans la variabilité des séries de débit ce qui vient de la variabilité naturelle des conditions climatiques de ce qui vient de changements de caractéristiques du bassin versant (Andréassian, 2002; Andréassian *et al.*, 2003),

- la gestion ou le dimensionnement d'ouvrages : grâce au modèle, on peut dans une étude de dimensionnement simuler en continu des apports au réservoir et ainsi optimiser son dimensionnement pour des objectifs particuliers (soutien d'étiage, écrêtement de crue, etc.) en tenant compte ainsi de la variabilité naturelle de ces apports. En conditions opérationnelles, la prévision des apports peut permettre de mieux gérer l'ouvrage (Yang *et al.*, 1991).

## **II.4- Modèle GARDENIA**

### **II.4.1- Principes et objectifs**

Le code de calcul GARDÉNIA (modèle **G**lobal à **R**éservoirs pour la simulation des **D**ébits et des **N**iveaux **A**quifères) (Thiéry, 2003, 2011, 2013), est un modèle hydrologique global qui simule par une succession de réservoirs les principaux mécanismes du cycle de l'eau dans un bassin versant (pluie, évapotranspiration, infiltration, écoulement). Son développement a été initié au BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) à la fin des années 1988 (Roche et Thiéry, 1984) avec des objectifs d'application dans le domaine des ressources en eau. Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Thiéry (1991) (GARDENIA V3.2), Thiéry (2003) (GARDENIA V 6.0), Thiéry (2013) (GARDENIA V8.1), Thiéry (2014) (GARDENIA V8.2) et Thiéry (2015a) (GARDENIA V8.3), qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. Un autre développement a été effectué en collaboration avec l'Institut national de Recherches en Génie rural, Eaux et Forêts (INRGREF-Tunisie) (Gaaloul, 1992).

A partir de la séquence des données météorologiques (précipitations, évapotranspiration potentielle) sur son bassin d'alimentation, il permet donc de calculer:

- Le choix à l'exutoire d'un cours d'eau (ou d'une source),
- Le niveau en un point de la nappe libre sous-jacente.

Les calculs peuvent être réalisés au choix, au pas de temps journalier, décadaire ou mensuel. Le pas de temps de chaque série doit être constant, mais chaque série peut avoir un pas de temps différent des autres. Il est possible de prendre en compte la fonte de la neige (Bakhlouti, 2012).

Le logiciel GARDENIA est exploité de façon courante pour l'extension de données, tant dans l'espace que dans le temps. Il permet les fonctionnalités suivantes (Gaaloul, 1992 ; Gaaloul *et al.*, 2002) :

- Génération de longues séries de débits ou de niveaux piézométriques à partir d'historiques de pluies, après calage sur une période relativement courte.

- Analyse de cohérence entre observations climatiques et observations de débits ou de

niveaux piézométriques.

-Analyse des différents termes du cycle hydrologique (infiltration, évapotranspiration, écoulements).

Les paramètres doivent être ajustés sur une période d'observation commune des pluies et des débits (ou de niveaux). Cette phase de calage du modèle est réalisée automatiquement par le logiciel sous contrôle de l'utilisateur.

A l'issue du calage, GARDENIA permet (Gaaloul *et al.*, 2008):

- De reconstituer, pour un bassin versant donné, les débits d'une rivière ou d'une source, ou le niveau piézométrique d'une nappe, durant une période pendant laquelle on ne possède pas de mesures.

- De simuler au choix:

- ✓ Des débits résultant de périodes de sécheresse (débits d'étiage ou dimensionnement de barrage) ou de séquences de précipitations exceptionnelles (dimensionnement de fondations, de parkings),
- ✓ Des niveaux piézométriques ponctuels de nappe à partir de précipitations effectivement observées, prolongées par des scénarios de précipitations prévisionnelles (Sécheresses, périodes de hautes eaux).

Enfin, le logiciel GARDENIA est conçu pour enchaîner le traitement de plusieurs bassins avec des options communes. Il constitue donc un outil tout particulièrement adapté aux synthèses régionales pour lesquelles on désire réaliser, avec une certaine cohérence, l'analyse de plusieurs bassins versants.

#### II.4.2- Fonctionnement du modèle

Le modèle GARDENIA simule le cycle de l'eau depuis les précipitations sur un bassin versant jusqu'à un débit à l'exutoire ou un niveau aquifère en un point (Fig. II.10). Il est dit "global" car il considère une "entrée" globale : la lame d'eau (les précipitations) sur le bassin versant, l'évapotranspiration potentielle (ETP) et une "sortie" unique : le débit d'un cours d'eau, d'une source ou le niveau piézométrique (Gaaloul, 1992).

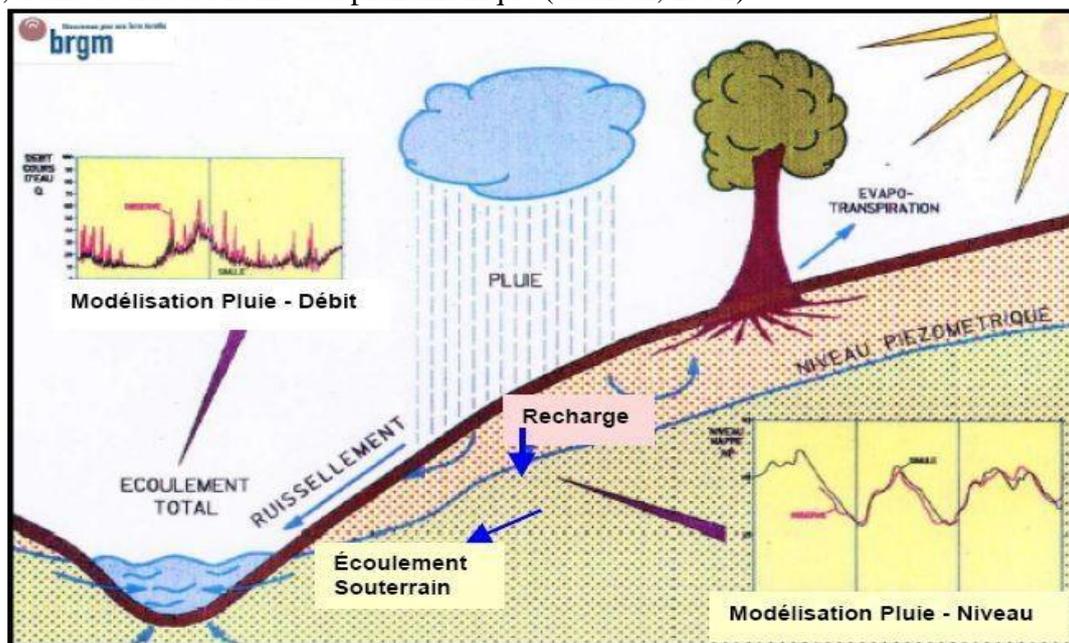


Figure II.10 : Représentation schématique des éléments du bilan hydrologique d'un bassin versant (Gaaloul, 1992).

Un modèle hydrologique global simule par une succession de réservoirs, les principaux mécanismes du cycle de l'eau dans un bassin versant (pluie, évapotranspiration, infiltration, écoulement). Les transferts d'un réservoir à l'autre sont régis par des lois simples qui sont particulières à chaque réservoir, ces lois sont contrôlées par les paramètres des modèles (réserve utile, temps de transfert, seuil de débordement...).

Le modèle GARDENIA propose une simulation du cycle de l'eau au moyen de 3 à 4 réservoirs interconnectés (fig. II.11) à savoir (Gaaloul, 1992) :

- **Le réservoir "sol"** : Il correspond aux premiers décimètres du sol, zone d'influence des racines et de la végétation, où se produit l'évapotranspiration,
- **Le réservoir de la zone "non - saturée"** : Il correspond à la zone intermédiaire de l'écoulement rapide,
- **Le réservoir de la "zone noyée ou saturée"** : Il produit l'écoulement souterrain.

Le modèle hydrologique nécessite des chroniques ininterrompues de précipitations et d'ETP, la chronique des débits peut comporter certaines lacunes. Les données d'ETP et de précipitations disponibles couvrent une plus large période que la chronique de débit, cela permet d'utiliser les premières années de données comme années de démarrage compte tenu du fait que les premiers débits dépendent des précipitations antérieures (Chebbi, 2013).

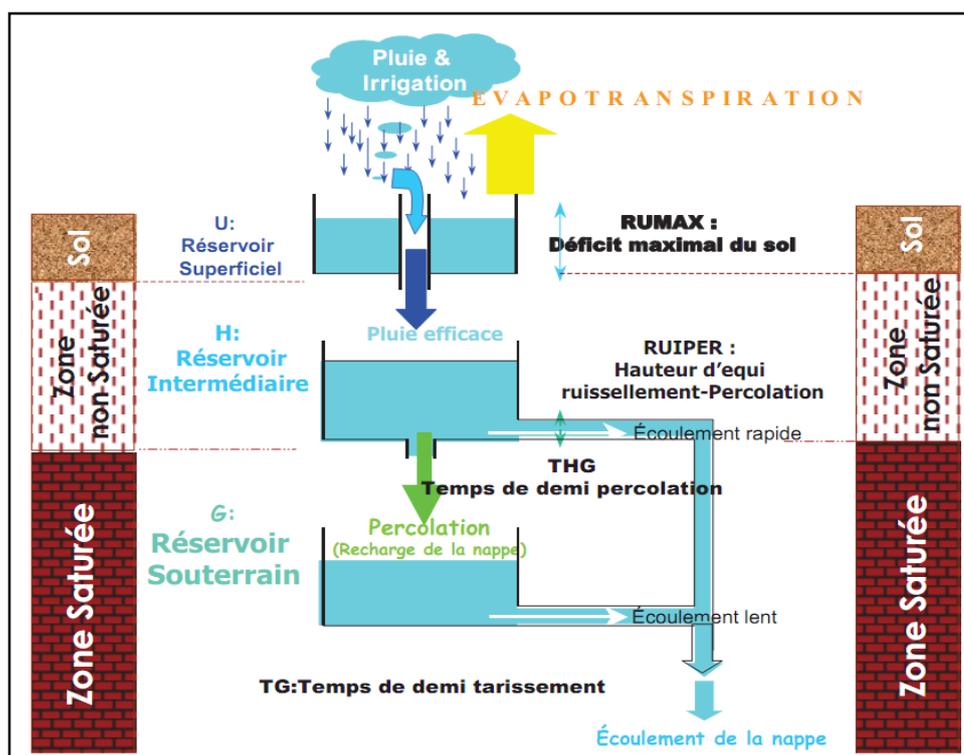


Figure II.11 : Schéma de fonctionnement du modèle à réservoirs (Gaaloul *et al.*, 2008).

## II.4.3- Données et paramètres

### II.4.3.1- Données nécessaires

Pour ajuster le modèle, il est indispensable de disposer des données suivantes :

- Une série de précipitations (continue),
- Une série d'évapotranspiration potentielle (continue),

- Une série de débits à l'exutoire du bassin ou de niveaux en un piézomètre (pas forcément continue).

Ces trois séries doivent être disponibles sur la même période d'observations pour que le modèle fonctionne correctement, et il est bon de disposer de précipitations et d'évapotranspirations potentielles (ETP) pendant au moins un an avant les mesures des débits afin de faciliter l'utilisation du modèle.

#### II.4.3.2- Paramètres hydrologiques

Ils sont généralement au nombre de 4 à 6 et au maximum au nombre de 8 dans le cas général (15 si l'on tient compte des précipitations sous forme de neige).

Les paramètres hydrologiques se divisent en six paramètres dimensionnels, deux coefficients correctifs facultatifs et éventuellement sept paramètres pour la fonte de neige (Gaaloul, 1992).

Les six paramètres dimensionnels sont les caractéristiques des différents réservoirs :

- **RUMAX** (mm) : capacité du réservoir RU, ou « réserve disponible pour l'évapotranspiration ».
- **THG** (mois) : temps de demi-montée du réservoir G.
- **RUIPER** (mois) : hauteur dans le réservoir H pour laquelle il y a répartition égale entre écoulement rapide et percolation.
- **TG1** (mois) : temps de demi-tarissement du réservoir G1.
- **TG12** (mois) : temps de demi montée du réservoir G2 (temps de demi-transfert de G1 à G2).
- **TG2** (mois) : temps de demi-tarissement du réservoir G2 (temps de demi-tarissement lent).

#### II.4.4- Les entrées et les sorties du modèle

Le modèle hydrologique à réservoirs, possède une entrée globale à savoir : les précipitations, l'évapotranspiration et débit (ou niveaux piézométriques). Après plusieurs essais et un meilleur calage du modèle on obtient les résultats suivants : la recharge qui est la sortie fondamentale du modèle, qui nous informe sur la lame d'eau infiltrée dans l'aquifère, Ainsi que, la pluie efficace déterminée à partir du premier réservoir, qui est la somme de l'écoulement et l'infiltration. Enfin, le modèle permet de ressortir le débit à l'exutoire du bassin versant.

#### II.4.5- Fonctionnement du modèle

Le modèle est composé de trois réservoirs superposés (Fig. II.12) :

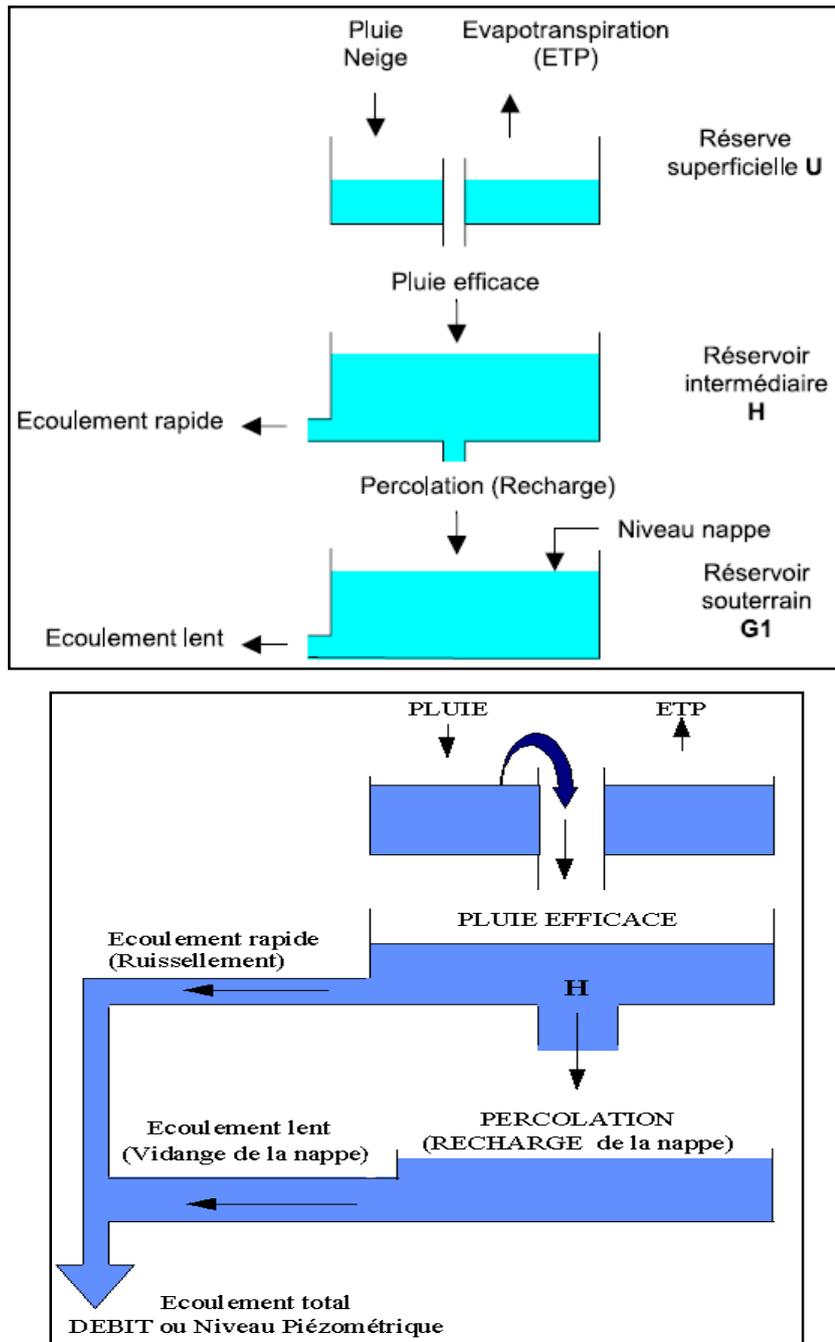


Figure II.12 : Schéma complexe à un seul réservoir souterrain (Thiéry, 2014).

- **Le premier réservoir (RU)** (Fig. II.13) est caractérisé par sa capacité de rétention maximale (RU MAX) ou plutôt par son déficit maximal. Il représente l'effet de rétention des premiers centimètres du sol. Ce réservoir est alimenté par les précipitations et vidangé par l'évapotranspiration. On ne peut observer de ruissellement, ni d'infiltration avant qu'il ne soit saturé ce qui est une simplification de la réalité surtout en période de crues violentes. Il prend en compte à la fois l'effet d'interception dans les dépressions du sol et schématise "l'effet de clapet" du sol non saturé selon son état d'humidité.

Si la hauteur du réservoir superficiel (RU) dépasse la valeur de rétention RUMAX, l'excédent ALIMH sort de ce réservoir et pénètre dans le réservoir intermédiaire H :

$$ALIMH = RU - RUMAX \quad \text{Eq. II.46}$$

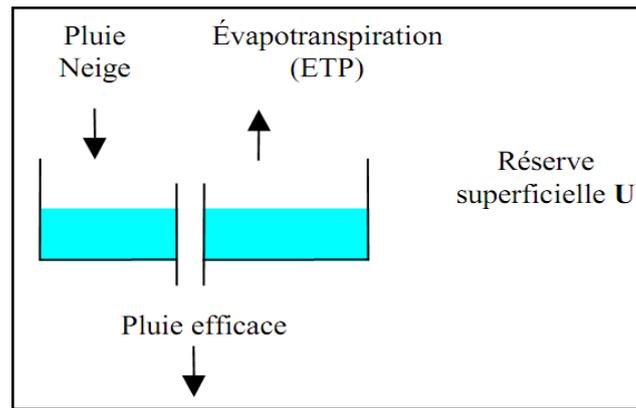


Figure II.13 : Réservoir superficiel (Thiéry, 2014).

- **Le deuxième réservoir (réservoir intermédiaire H)** (Fig. II.14) représente la zone non saturée. Il est alimenté en eau par le réservoir superficiel et vidangé par deux exutoires (Gaaloul, 2008) :

- Percolation dans le réservoir souterrain G suivant une loi linéaire (vidange exponentielle) ;

$$ALIMG = \frac{H \cdot dt}{THG} \quad [dt: \text{durée du pas de temps}] \quad \text{Eq. II. 47}$$

- Écoulement à l'extérieur sous forme de ruissellement suivant une loi non linéaire contrôlée par le paramètre RUIPER qui est en fait, la hauteur H pour laquelle la percolation et l'écoulement sont égaux. Cet écoulement non linéaire est prépondérant quand l'état de remplissage H est élevé, la percolation prévaut quand l'état de remplissage H est plus bas.

$$QH = \frac{H \cdot dt}{\left(THG \cdot \frac{RUIPER}{H}\right)} \quad \text{Eq. II. 48}$$

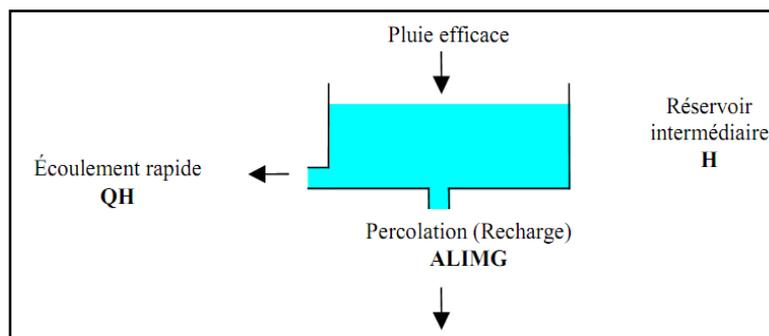


Figure II.14 : Réservoir intermédiaire (Thiéry, 2014).

- **Le troisième réservoir (réservoir souterrain G)** (Fig. II.15) représente l'aquifère. Il est alimenté en eau par le réservoir intermédiaire H. Il est vidangé par deux exutoires (Gaaloul, 2008) :

- Par écoulement vers l'extérieur sous forme de débit souterrain, suivant une loi de vidange exponentielle ;

$$QG1 = \frac{G1 \cdot dt}{TG1} \quad \text{Eq. II. 49}$$

- Par drainance dans le réservoir souterrain lent suivant une vidange exponentielle.

$$ALIMG2 = \frac{G1 \cdot dt}{TG12} \quad \text{Eq. II. 50}$$

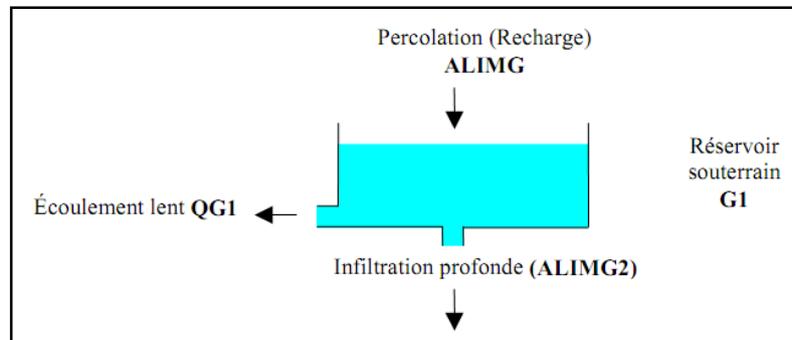


Figure II.15 : Schéma du réservoir G1 (Thiéry, 2014).

L'ensemble des flux calculés représente, jour par jour, les termes du bilan hydrologique: l'évapotranspiration, le ruissellement, l'infiltration et la recharge des aquifères. Les valeurs optimales des paramètres ne peuvent être mesurées sur le terrain. Elles sont déterminées par un processus de calcul itératif, à partir de valeurs initiales, qui recherche le meilleur ajustement entre les niveaux piézométriques mesurés et les niveaux piézométriques calculés.

#### II.4.6- Calage du modèle

Le calage (ou calibration) consiste à ajuster les paramètres du modèle, de telle sorte qu'ils permettent de calculer les chroniques des débits ou des niveaux piézométriques aussi proches que possibles des débits ou des niveaux observés.

Le calage se fait par une méthode semi-automatique. L'utilisateur fournit un jeu de paramètres initiaux et indique ceux qui doivent être optimisés selon un algorithme non linéaire adapté de la méthode de Rosenbrock (1960).

Le calage du modèle se fait par l'intermédiaire de quatre paramètres (Gaaloul, 1992 ; Gaaloul *et al.*, 2002 ; Gaaloul *et al.*, 2008b) :

- **RUMAX** représente la réserve maximale d'eau disponible dans le réservoir "sol" pour l'évapotranspiration.

- **RUIPER** correspond à la hauteur d'eau pour laquelle, dans le réservoir de la zone non saturée, il y a une répartition égale entre l'écoulement rapide contribuant au débit de la source et la percolation.

- **THG** est le temps de demi - montée du réservoir de la zone non saturée (1/2 montée de percolation) caractérisant la vitesse de réponse entre une pluie efficace et un accroissement du débit souterrain.

- **TG** est le temps de demi - tarissement de la composante souterraine correspondant au temps au bout duquel, en l'absence de recharge, le débit de ce réservoir est divisé par deux : (débit souterrain QG1 et QG2 débit lent).

Il est possible de corriger par deux coefficients distincts les données d'ETP et de pluie permettant d'ajuster au mieux le modèle. En effet, les mesures disponibles aux stations sont ponctuelles et peuvent différer des moyennes réelles du bassin versant.

Le modèle hydrologique à réservoirs dispose d'une fonction d'optimisation pour chacun des paramètres, permettant de réaliser le meilleur calage d'un point de vue mathématique. Cependant, cette fonction peut conduire à des valeurs n'ayant pas de signification physique. Il est possible d'introduire un coefficient de pondération donnant plus de poids aux événements de crue ou d'étiage afin de mieux les modéliser.

Le logiciel fait alors varier ces paramètres jusqu'à trouver un jeu fournissant les résultats les plus proches possibles de la série d'observations.

#### **II.4.7- Unicité des calages**

Dans le cas d'aquifères à réactions très rapides les données de niveau piézométrique permettent à elles seules de déterminer la capacité de rétention du sol: si la valeur est trop faible, les niveaux calculés réagiront trop souvent et trop tôt à des séquences de précipitations, si elle est trop forte, ils réagiront trop tard et parfois ne réagiront pas du tout.

La répartition entre ruissellement et infiltration de la "pluie efficace" calculée se fait alors de manière unique par une répartition non linéaire de l'eau du réservoir H. Cette fonction du modèle ne donne pas un pourcentage fixe d'infiltration, mais écrête les fortes pluies efficaces. Ce réglage de l'écrêtement des fortes pluies efficaces régularise le partage entre infiltration et ruissellement. L'infiltration est alors transformée en variations de niveau piézométrique dont les amplitudes sont inversement proportionnelles aux valeurs choisies du coefficient d'emmagasinement.

Dans le cas d'aquifères à réactions rapides, un seul couple de valeurs (capacité de rétention et coefficient d'emmagasinement libre) permet un calage du modèle sur la série piézométrique observée: les valeurs de ces deux paramètres permettent d'établir un bilan hydrologique unique compatible avec la série piézométrique observée.

Dans le cas d'un aquifère très amorti ceci n'est plus valable. Une première série de simulations de dégrossissage réalisées avec différentes valeurs de capacité de rétention et du coefficient d'emmagasinement libre a montré que pour tous les sites une assez large plage de valeurs de ces deux paramètres conduit à des calages satisfaisants.

#### **II.4.8- Domaines d'application**

Les domaines d'application de ce modèle sont les suivants :

- Pour un bassin versant déterminé, reconstitution des valeurs manquantes dans une chronique des débits (rivière ou source), ou de niveaux piézométrique (nappe). Les séries ainsi complétées peuvent être utilisées dans d'autres calculs ou modélisation,
- Calcul des termes du bilan du cycle hydrologique à un pas de temps choisi (journalier, mensuel ou annuel),
- Simulation des débits et des niveaux résultants d'épisodes climatiques exceptionnels. Ces simulations permettent le dimensionnement d'ouvrages, tels que les retenus pour l'irrigation, aménagement de sources, fondations et bâtiment, niveaux de sous-sols,
- Extension des débits et niveaux piézométriques sur une longue période à partir des différents scénarios climatiques,
- Etude de l'influence du changement climatique.

## II.5- Modèle HBV LIGHT

Le modèle hydrologique HBV Light (**H**ydrologiska **B**yråns **V**atten balansavdelning), (Lindström *et al.*, 1997) est un modèle conceptuel global ou semi distribué à l'échelle du bassin versant et qui est capable de calculer le débit pour divers sous bassins. Son développement a été initié en 1972 par l'Institut Météorologique et Hydrologique Suédois SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute), il a eu une large diffusion dans la pratique hydrologique surtout dans le domaine de prédiction des débits pour les bassins versants non jaugés, il est connu pour sa robustesse, malgré sa simplicité relative. Il a été appliqué sur plus de 45 cours d'eau en Suède et dans plus que 30 pays dans le monde (Bergström, 1992). Ce modèle simule le débit quotidien en utilisant comme entrées la température et la précipitation journalières, ainsi que les estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle.

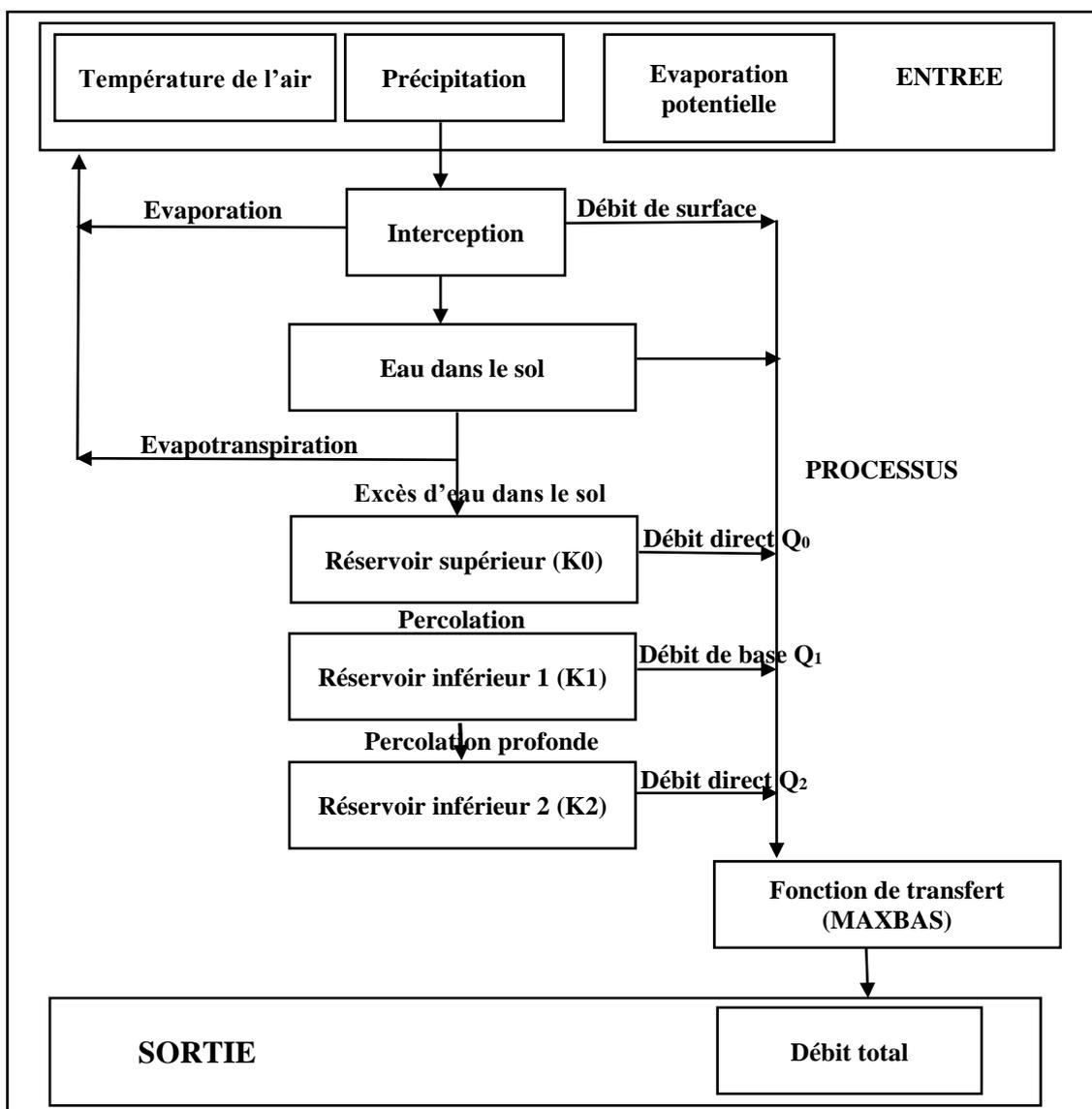


Figure II.16 : Schéma simplifié du modèle HBV (Abadie, 2006).

L'idée principale derrière le développement du HBV Light était de fournir un outil facile à utiliser. Les équations de base sont conformes à la SMHI version HBV 6 (Bergström, 1992) avec seulement deux légères modifications. Dans la version originale, que des entiers des valeurs autorisées pour le paramètre de routage MAXBAS. Il est possible d'utiliser une

correction de la moyenne à long terme de l'évaporation potentielle des valeurs proposées par Lindström et Bergström (1992). La version HBV Light offre deux options qui n'existent pas dans la version HBV 6. La première est la possibilité d'inclure des niveaux des eaux souterraines observées en l'analyse et la seconde est la possibilité d'utiliser une routine de réponse différente avec un paramètre de retard (Bouguerne, 2014).

Ce modèle est disponible en tant que communauté modèles en plusieurs versions qui varient dans leurs caractéristiques selon la complexité et l'utilité. La principale structure et les représentations de processus présenté ici, ils sont basés sur la version modifiée du modèle HBV, développé à l'Institut de Génie Hydraulique, Université de Stuttgart (Allemagne).

Le Modèle HBV peut être utilisé comme un modèle entièrement global ou semi-distribué en divisant le bassin versant en sous-bassins, aussi cette version est utilisée pour des fins pédagogiques. Dans un modèle global, on suppose que la zone d'étude (bassin versant) est d'une seule unité (zone) et les paramètres ne changent pas dans l'espace du bassin versant. Le modèle HBV se compose de quatre principaux modules :

- La fonte des neiges et le module de l'accumulation de neige,
- La précipitation efficace, et le module de l'humidité du sol,
- Module de l'évapotranspiration,
- Module de la réponse des eaux de ruissellement.

La fiabilité des modèles hydrologique est fortement tributaire de la procédure d'étalonnage, qui est normalement la recherche d'un ensemble de paramètre optimale. L'incertitude des paramètres, à savoir le problème pour trouver un ensemble unique de paramètre, augmente avec le nombre de paramètre du modèle et diminue avec des informations croissantes sur le système. Les informations qui sont normalement disponibles pour la calibration et la validation, à savoir, les séries chronologiques des variables d'entrée et de sortie, ne permettent pas souvent le bon choix du paramètre (Sorooshian et Gupta, 1983). Kuczera et Williams, (1992) ont démontré que le paramètre d'incertitude augmente lorsque des erreurs dans les précipitations utilisées et mesurées sont prises en considération dans la période de calibrage. Il peut être conclu que l'incertitude des paramètres peut provenir de nombreux aspects de la modélisation.

Le modèle HBV (Bergström, 1976) a été appliqué dans de nombreuses études, par exemple, pour calculer les prévisions hydrologiques, et pour le calcul des crues de projet ou pour les études de changement climatique (Bergström, 1992). Le problème de l'incertitude des paramètres dans le modèle, n'a pas encore été complètement examiné.

Une procédure de Monte Carlo a été utilisée dans le modèle HBV Light pour déterminer l'incertitude dans les valeurs des paramètres en utilisant les résultats d'un grand nombre de modèle fonctionnant avec une manière aléatoire et d'étudier pour chaque paramètre comment arriver aux bonnes simulations du ruissellement mesuré. Souvent, les degrés d'incertitude dans les valeurs des paramètres calibrés sont étudiés par des tests de la sensibilité des sorties du modèle aux variations d'un paramètre, tout en gardant tous les autres paramètres constants. La procédure utilisée dans cette étude a l'avantage de toute interaction entre les paramètres qui sont implicitement pris en compte depuis divers jeux de paramètres qui sont utilisés. L'incertitude des paramètres du modèle HBV a été étudiée par Harlin et Kung, (1992) en utilisant une autre procédure de Monte Carlo décrite par Hornberger *et al.*, (1986). Ils ont généré 1000 paramètres pour définir le choix des valeurs de paramètre afin d'être uniformément en distributions avec des valeurs minimales et maximales provenant de huit calibrages du modèle en utilisant des méthodes d'étalonnage et de différentes périodes de simulation. Ils ont divisé respectivement l'ensemble des paramètres dans celles qui ont donné des simulations acceptables et inacceptables. En comparant les distributions des séries

acceptables et inacceptables, ils ont identifié les paramètres à laquelle la sortie du modèle a été sensible en enquêtant sur la taille de chance et d'obtenir des simulations acceptables avec une certaine valeur pour un paramètre. Si la question est posée dans le sens inverse : Quelle est la taille de l'intervalle pour un certain paramètre sur lequel il est possible d'obtenir une bonne simulation par rapport aux eaux de ruissellement mesurées ? (Bouguerne, 2014).

L'incertitude des paramètres est bien sûr importante pour les états internes et des flux simulés par le modèle, mais on pourrait dire que ce n'est pas un problème pour les pluies et les débits de simulations. Si les jeux de différents paramètres ne contribuent pas aux bons ajustements on peut prendre la valeur la plus justificatif. Cet argument implique l'hypothèse que la simulation de ruissellement à l'aide de jeux de paramètres tout aussi bonne est similaire (Bouguerne, 2014). Cela ne doit pas être toujours vrai pour la période de calibrage et il peut être complètement faux lors de la simulation du ruissellement pendant les périodes de conditions météorologiques différentes. Par conséquent, entre autres sources, telles comme aléatoire naturelles, des erreurs de données et l'incertitude de la structure du modèle, le paramètre d'incertitude peut être une source importante de l'incertitude de modélisation (Beck, 1987 ; Melching *et al.*, 1990).

Habituellement, le modèle de HBV est calibré en cherchant un paramètre optimal ensemble qui représente le bassin versant. Par expérience, nous savons, cependant, qu'il n'est guère possible de trouver un jeu de paramètres unique. Ceci est dû à des erreurs dans à la fois la structure du modèle et les variables observées et en raison d'interactions entre les paramètres du modèle différents. Par conséquent, il peut être de nombreux ensembles de paramètres qui donnent de bons résultats similaires lors d'une période de calibration, mais leurs prédictions peuvent différer lors de la simulation du ruissellement à l'avenir. Dans cette étude, une procédure de Monte Carlo a été utilisée pour évaluer l'incertitude de l'estimation des paramètres et de décrire les différences dans cet incertitude pour les différents paramètres. Une mesure floue de la bonté du modèle a été introduite afin de permettre la combinaison de différentes fonctions objectives. Seuls quelques paramètres ont été bien définis, alors que pour la plupart des résultats les bons paramètres pourraient être obtenus sur de grands intervalles (Bouguerne, 2014).

### II.5.1-Description des paramètres du modèle HBV Light

Le modèle simule le débit journalier moyen du quotidien de la pluie, la température et l'évaporation potentielle moyen mensuel comme entrées. Les précipitations sont simulées pour être soit de la neige ou de pluie en fonction de la température  $t$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) au-dessus ou en dessous de la température critique de la fonte de neige  $\mathbf{TT}$  [ $^{\circ}\text{C}$ ]. Toutes les précipitations simulées à la neige, lorsque la température est inférieure à  $\mathbf{TT}$ , est multiplié par un facteur de correction des chutes de neige,  $\mathbf{SFCF}$  [-]. La fonte des neiges est calculée avec la méthode des degrés-jours (Equation II.51).

$$\text{Eau de fonte} = \text{meltwater} = \text{CFMAX} (T(t) - \mathbf{TT}) \quad \text{en (mm.j}^{-1}\text{)} \quad \text{Eq. II.51}$$

L'eau de fonte de neige et les précipitations sont retenues dans le manteau neigeux jusqu'à ce qu'il dépasse une certaine fraction,  $\mathbf{CWH}$  [-], de l'équivalent en eau de la neige. L'eau liquide dans le manteau neigeux regèle en fonction de l'équation II.52.

$$\text{Fonte de la congélation} = \text{refreezing} = \text{CFR CFMAX} (\mathbf{TT} - T(t)) \quad \text{Eq. II.52}$$

Avec : CFMAX : Facteur du degré-jour ( $\text{mm } ^{\circ}\text{C}^{-1}\text{j}^{-1}$ ),  $\mathbf{TT}$  et  $T(t)$  en ( $^{\circ}\text{C}$ )

$C_{FR}$  : Coefficient de recongélation  
 $TT$  : Température critique de fonte de la neige (°C)  
 $T(t)$  : la température de départ (°C)

Les précipitations (P) et la fonte des neiges sont divisées par le remplissage en eau de la boîte du sol et de la recharge des eaux souterraines en fonction de la relation entre la teneur en eau dans le réservoir du sol (**SM** [mm]) et sa plus grande valeur (**FC** [mm]) (équation II.53).

$$\frac{rech\ arg\ e}{P(t)} = \left( \frac{SM(t)}{FC} \right)^{BETA} \quad \text{Eq. II.53}$$

Avec : **FC** : humidité maximale de stockage du sol (mm)  
**SM** : Humidité du sol (mm)  
 Recharge en eau souterraine (mm)  
**BETA** : paramètre qui détermine la contribution relative à les eaux de ruissèlement de la pluie ou la fonte des neiges (-)

NOTE : **FC** est un paramètre du modèle et non pas nécessairement à mesurer.

L'évaporation réelle de la boîte sol est égale à l'évaporation potentielle si **SM/FC** est au-dessus **LP** [-] tout en linéarisant, alors que la réduction est utilisée lorsque **SM/FC** est inférieur à **LP** (équation II.54).

$$E_{act} = E_{pot} \cdot \min \left( \frac{SM(t)}{FC \cdot LP}, 1 \right) \quad \text{Eq. II.54}$$

Avec : **LP** : valeur d'humidité du sol au-dessus du quel  $E_{act}$  atteint  $E_{pot}$  (mm)  
 $E_{pot}$ : Evapotranspiration (mm)

La recharge en eau souterraine est ajoutée à la zone des eaux souterraines supérieure (**SUZ** [mm]). **PERC** [mm j<sup>-1</sup>] défini la percolation maximale prise à partir de la partie supérieure de la boîte en bas des eaux souterraines (**SLZ** [mm]). Les eaux de ruissèlement des réservoirs des eaux souterraines sont calculées comme la somme de deux ou trois sorties d'équations linéaire selon que **SUZ** est supérieure à une valeur seuil, **UZL** [mm] (Fig. II.17). Le débit de base (groundwater GW) (avec ou sans débit de ruissèlement) est calculé par l'équation II.57.

$$Q_{GW}(t) = K_2 SLZ + K_1 SUZ + K_0 \max (SUZ - UZL, 0) \quad \text{Eq. II.55}$$

Avec : **SUZ** : recharge des eaux souterraines supérieures (mm)  
**PERC** : Percolation maximale (mm.j<sup>-1</sup>), j : jour

Ce ruissèlement est enfin transformé par une fonction de pondération triangulaire définie par le paramètre **MAXBAS** (équation II.56) pour donner le ruissèlement simulé  $Q_{Sim}(t)$  [mmd<sup>-1</sup>].

$$\left. \begin{aligned} Q_{Sim}(t) &= \sum_{i=1}^{MAXBAS} C_i Q_{GW}(t-i+1) \\ ou C(i) &= \int_{i-1}^i \frac{2}{MAXBAS} \left| u - \frac{MAXBAS}{2} \right| \frac{4}{MAXBAS^2} du \end{aligned} \right\} \quad \text{Eq. II.56}$$

Si on utilise les différentes zones d'altitude différentes, les précipitations et les températures changent avec l'altitude, celles-ci sont calculées en utilisant les deux paramètres **PCALT** [% /100 m et] et **TCALT** [° C/100 m] (Equation II.57 et II.58) (Fig. II.17).

$$P(h) = P_o \left( 1 + \frac{PCALT(h - h_o)}{10000} \right) \quad \text{Eq. II.57}$$

$$T(h) = T_o - \frac{TCALT(h - h_o)}{100} \quad \text{Eq. II.58}$$

- Avec :  $P_o$  et  $T_o$  : des précipitations mesurées (mm)
- $P_{calt}$  : Précipitations calculées (mm) selon l'altitude  $h(m)$
- $T_{calt}$  : Températures calculées (°C) selon l'altitude  $h(m)$

La moyenne à long terme de l'évaporation potentielle,  $E_{pot}$ , pour un certain jour de l'année peut être corrigée à leur valeur au jour  $t$ ,  $E_{pot}(t)$ , en utilisant les écarts de la température,  $T(t)$ , de sa moyenne à long terme  $T_M$  et  $C_{ET}$  [° C<sup>-1</sup>] est un facteur de correction (équation II.59).

$$E_{pot}(t) = (1 + C_{ET}(T(t) - T_M)) \cdot E_{pot,M} \quad \text{Eq. II.59}$$

- Avec :  $E_{pot}(t)$  : évaporation potentiel corrigé au jour  $j^{-1}$
- $C_{ET}$  : Facteur de correction (° C)
- $T(t)$  : Température au jour  $t$  (°C)
- $T_M$  : Température moyenne à long terme pour ce jour de l'année (°C)
- $E_{pot,M}$  : Evaporation moyenne à long terme pour ce jour de l'année (mm.j<sup>-1</sup>)

La figure II.17.a résume l'ensemble des données des 15 paramètres optimisables du modèle HBV Light qui contribuent aux trois composantes de l'écoulement total (pur  $Q_1$ , hypodermique  $Q_2$  et de base  $Q_3$ ).

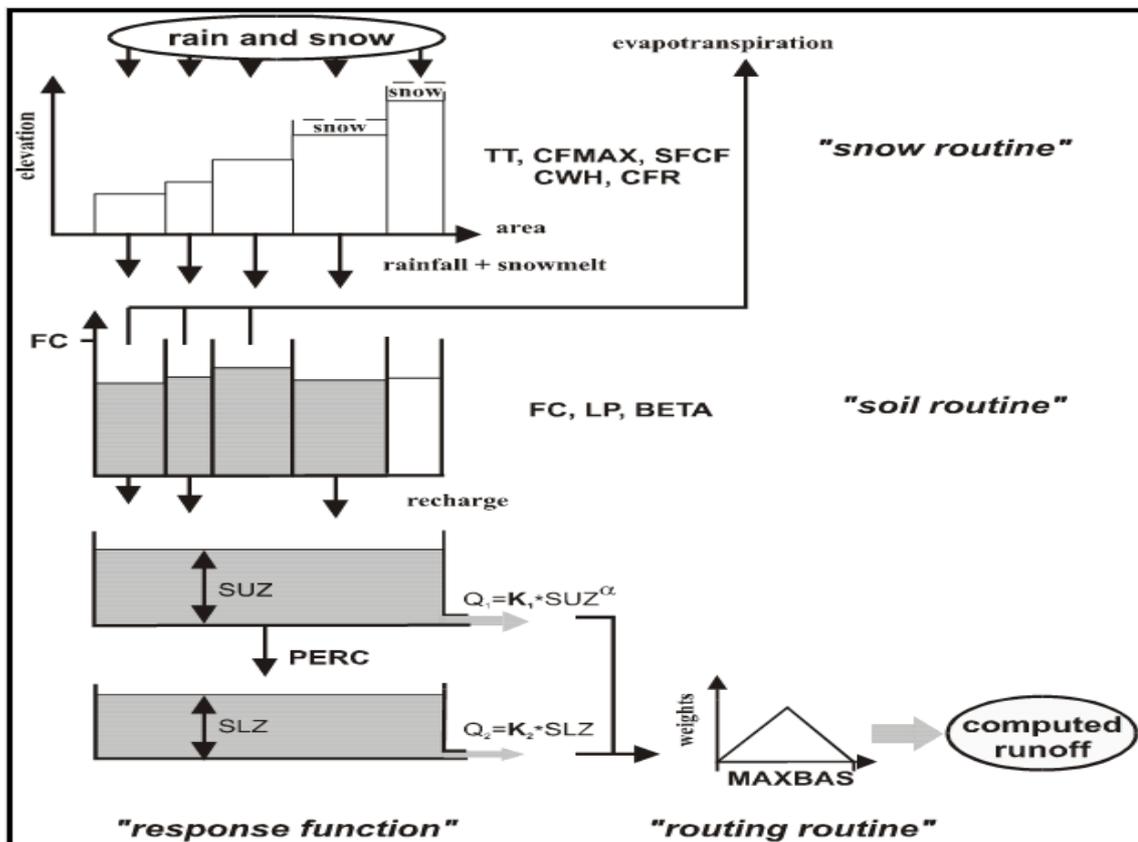


Figure II.17 : Structure générale du modèle HBV Light.

Avec : TM: Température moyenne à long terme (°C)  
 Recharge : Entrée de la routine du sol (mm jour<sup>-1</sup>)  
 SUZ : Stockage dans la zone supérieure (mm)  
 SLZ : Stockage dans la zone inférieure (mm)  
 UZL : Paramètre de seuil (mm)  
 PERC : max. percolation de zone inférieure (mm jour<sup>-1</sup>)  
 Ki : Coefficient de récession (jour dans la zone du sous-sol j<sup>-1</sup>)  
 Qi : Composante de ruissèlement (mm .jour<sup>-1</sup>)  
 Ki : Coefficient de récession (j<sup>-1</sup>)  
 FC : Capacité de stockage maximale d'humidité du sol.

N.B (Fig. II.17) :

- SUZ n'a pas de limite supérieure,
- Q<sub>2</sub> ne peut jamais dépasser PERC/ ZSL et ne peut jamais dépasser PERC/K.
- Les 3 coefficients (K<sub>0</sub>, K<sub>1</sub> et K<sub>2</sub>) des 3 composantes du débit simulé, Q<sub>0</sub> : débit de ruissèlement pur, Q<sub>1</sub> :débit hypodermique et Q<sub>2</sub> : débit de base qui font partie de l'optimisation manuel au cours du calage du modèle ;
- AXBAS : temps de base de l'hydrogramme unitaire ;
- FC : est la plus grande teneur en eau dans le réservoir supérieur.

On peut distinguer deux types de paramètres : les paramètres de captage et les paramètres de zone de végétation.

### II.5.1.1- Paramètres de captage

Tableau II.3 : Paramètres de captage (Catchment Parameters).

Nom	Unité	Plage valide	Description
PERC	mm/d	[0,inf)	Paramètre de seuil
Alpha	-	[0,inf)	Coefficient de non linéarité
UZL	mm	[0,inf)	Paramètre de seuil
K0	1/d	[0,1)	Coefficient 0 de stockage (ou de récession)
K1	1/d	[0,1)	Coefficient 1 de stockage (ou de récession)
K2	1/d	[0,1)	Coefficient 2 de stockage (ou de récession)
MAXBAS	Δt	[1,100]	Longueur de pondération triangulaire de fonction
Cet	1/°C	[0,1]	Facteur potentiel de correction de l'évaporation
PCALT	%/100m	(-inf,inf)	Changements de précipitations avec l'altitude Variables
TCALT	°C/100m	(-inf,inf)	Variation de la température avec l'altitude Variables
Pelev	m	(-inf,inf)	Elévation de données des précipitations dans les fichiers PTQ
Telev	m	(-inf,inf)	Elévation des données des températures dans les fichiers PTQ
PART	-	[0,1]	Partie de la recharge qui est ajouté à la boîte des eaux souterraines
DELAY	d	[0,inf)	Période de temps pendant laquelle la recharge est répartie

### II.5.1.2-Paramètres de zone végétation

Tableau II.4: Paramètres de végétation (Vegetation Zone Parameters).

Nom	Unité	Plage valide	Description
TT	°C	(-inf,inf)	Température de seuil
CFMAX	mm/d°C	[0,inf)	Facteur de degrés-Δt
SFCF	-	[0,inf)	Facteur de correction de chutes de neige
CFR	-	[0,inf)	Coefficient de regel
CWH	-	[0,inf)	Capacité de rétention d'eau
CFGlacier	-	[0,inf)	Facteur de correction de glacier
CFSlope	-	(0,inf)	Facteur de correction de pente
FC	mm	(0,inf)	Humidité maximale de stockage du sol
LP	-	[0,1]	Valeur de l'humidité du sol au-dessus duquel AET atteint PET
BETA	-	(0,inf)	paramètre qui détermine la contribution relative aux eaux de ruissellement de la pluie ou de la fonte des neiges

L'ensemble des paramètres de simulation sont donnés arbitrairement au début du traitement après avoir enregistré les données journalières des précipitations, des températures, des débits mesurés et les 12 valeurs moyennes de l'ETP mensuelle (fig. II.18) ;

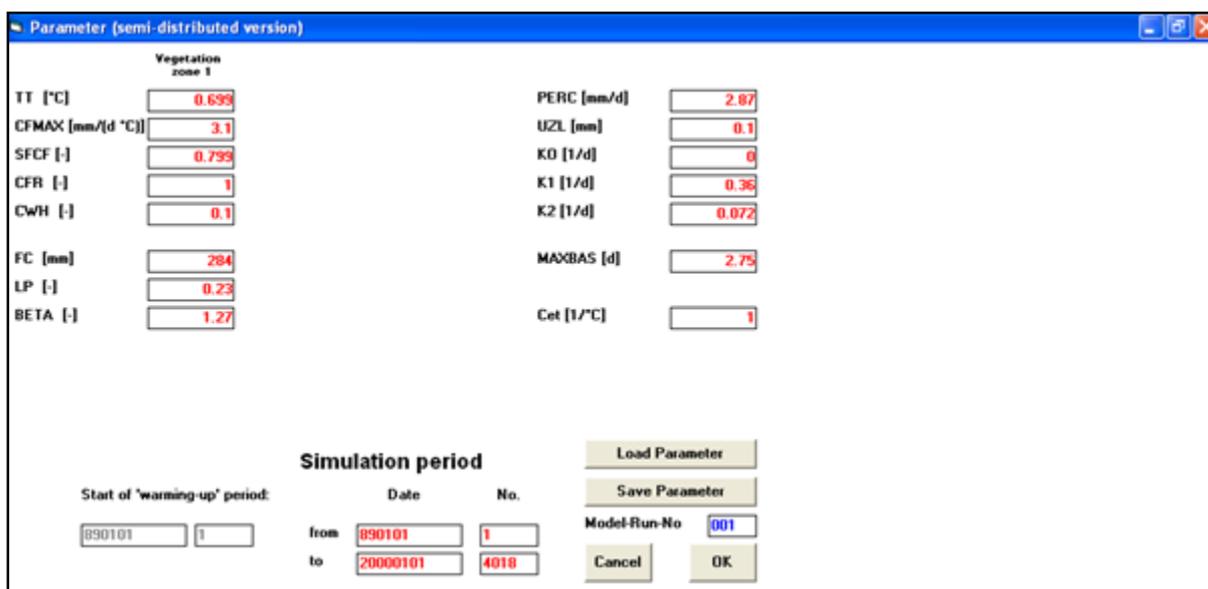


Figure II.18 : Exemple du menu des paramètres de calage du modèle HBV Light.

La figure II.18 illustre le processus général de la version simplifiée du schéma d'utilisation du modèle HBV. Le modèle peut fonctionner à un pas de temps journalier ou mensuel, les données d'entrée requises comprennent des séries chronologiques de précipitations et des observations de température à chaque pas de temps journalier, et des estimations à long terme de la moyenne mensuelle de la température et de l'évapotranspiration potentielle.

Le modèle inclue aussi un module qui traite les précipitations d'entrée soit de la pluie ou de la neige, sur la base d'entrée de température à chaque pas de temps. Les précipitations et la fonte des neiges (si elle existe) sont ensuite traitées dans le module d'humidité du sol ou de la pluviométrie efficace qui contribue à l'écoulement de surface évalué. La partie restante de la pluie contribue au stockage de l'humidité du sol qui lui-même peut être évaporé tant qu'il y a assez d'eau dans le sous-sol.

Le résultat principal du modèle est le ruissellement à l'exutoire du bassin versant, qui est constitué de trois composantes (en millimètre par jour (mm.j<sup>-1</sup>)) : les eaux de ruissellement pur Q<sub>0</sub>, (mm .j<sup>-1</sup>) hypodermique Q<sub>1</sub> (mm.j<sup>-1</sup>) (contribution de l'écoulement près de la surface)

et le débit de base  $Q_2$  ( $\text{mm.j}^{-1}$ ) (contribution de l'écoulement des eaux souterraines). Le modèle a un certain nombre de paramètres qui doivent être calibré en fonction des observations disponibles. Dans la suite, le détail de chaque module est brièvement décrit dans l'organigramme représenté par la figure II.19 (Bouguerne, 2014).

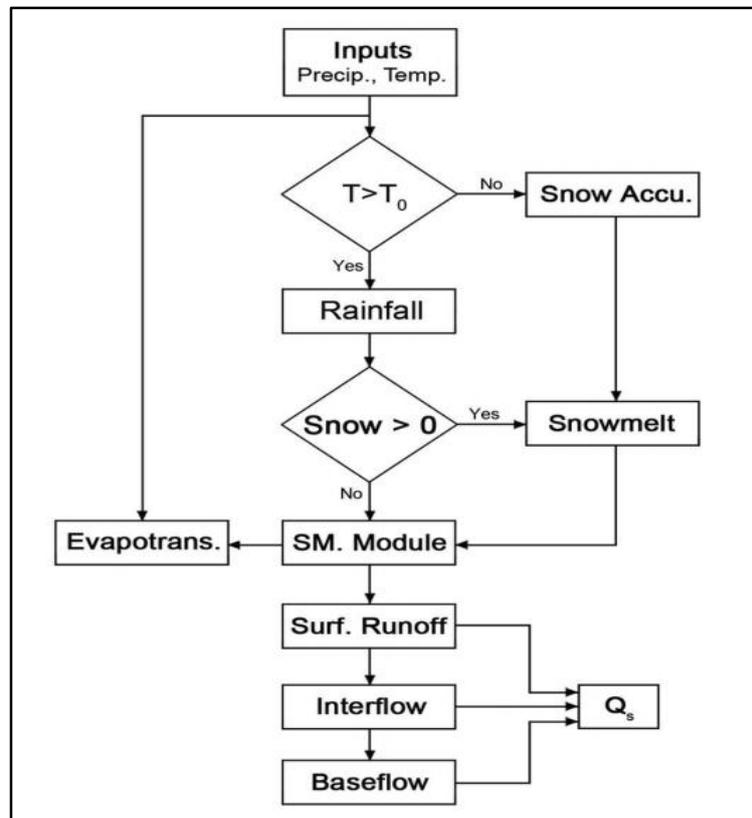


Figure II.19 : Organigramme des procédés généraux de la version du modèle HBV Light (Seibert, 2005).

### II.5.2- Fonte des neiges et accumulation de neige

La fonte des neiges et l'accumulation sont supposées être directement proportionnelles à la température. Le premier des paramètres du modèle est le seuil de, la température  $TT$  (Fig. II.18) ; pour des températures supérieures à la neige fondue et si  $TT$  est au-dessous de celle-ci la neige s'accumule. Le réglage de la température initiale  $TT$  à zéro degrés Celsius est une hypothèse de départ raisonnable si un événement de précipitation  $P$  (mm) se produit lorsque la température est inférieure à  $TT$  puis la précipitation s'accumule sous forme de neige, sinon la précipitation d'entrée est supposée comme précipitation. Tant que la température  $t(t)$  reste au-dessous du seuil de la température  $TT$ , la précipitation d'entrée ne contribue pas au ruissellement. Cependant, dès que la température dépasse le seuil, c'est le début de la fonte des neiges qui contribue à l'écoulement (Fig. II.19) (Bouguerne, 2014).

### II.5.3- Précipitation efficace et humidité du sol

Les précipitations tombant sur un bassin versant sont généralement divisées en deux volets :

- Le premier contribue à l'infiltration dans la zone des sols ;
- Et le deuxième volet contribue au ruissellement de surface.

La deuxième composante, généralement connu sous le nom des précipitations efficaces, estimé par le HBV qui contribue à la teneur de l'humidité du sol au moment des précipitations. La capacité (FC) est le paramètre qui décrit le stockage maximal d'humidité du sol dans la zone sous-sol. En général, la production devient plus concentrée en humidité du sol au moment de la précipitation, et par la suite la contribution des précipitations au ruissellement. Lorsque l'humidité contenue dans le sol se rapproche de la capacité au champ d'infiltration, elle réduit la contribution des précipitations au ruissellement, c'est l'augmentation de la production.

L'équation II.60 donne les précipitations efficaces en fonction de la teneur en humidité du sol.

$$P_{eff} = \left(\frac{SM}{FC}\right)^\beta (P + S_m) \quad \text{Eq. II.60}$$

- Avec :  $P_{eff}$  : est la précipitation efficace [L]  
 SM : est réel l'humidité du sol [L]  
 FC : est maximal dans le sol capacité de stockage [L]  
 P : est la hauteur des précipitations quotidiennes [L]  
 $\beta$  [-] un paramètre du modèle (coefficient de forme)

Pour un déficit d'humidité du sol donnée (mesuré par le rapport de (SM/CF), SM est le paramètre, connu sous le nom de coefficient de forme, (P + SM) contrôle la quantité de l'eau qui contribue au ruissellement. La Figure II.20 montre la relation entre l'humidité du sol (SM), sur la capacité du terrain, le coefficient de forme  $\beta$  [-] et le coefficient de ruissellement qui est défini comme le rapport des précipitations effectifs à la profondeur d'eau totale disponible.

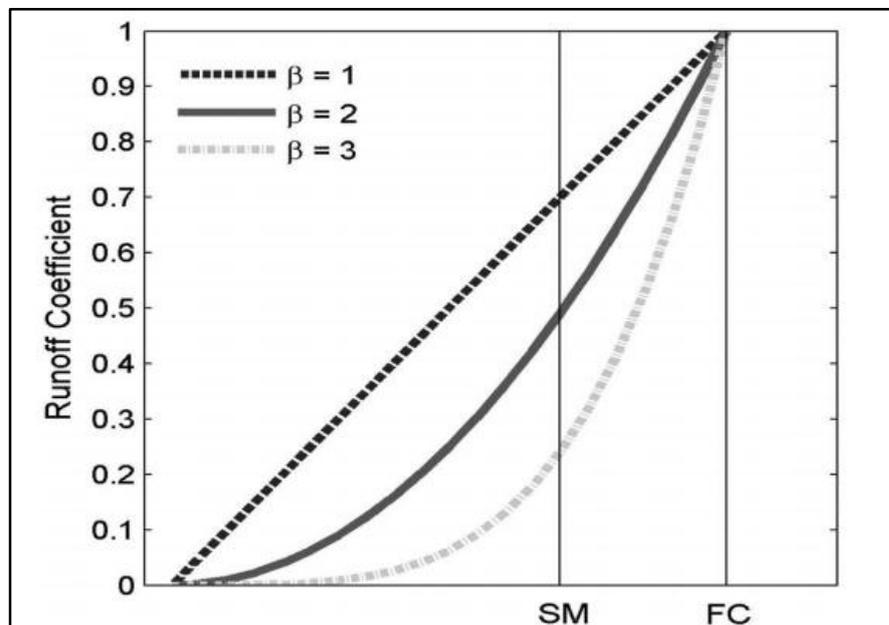


Figure II.20 : Coefficient de ruissellement en fonction de l'humidité du sol et de la capacité maximale du stockage (Seibert, 2005).

La figure II.20 montre que l'humidité SM augmente avec le coefficient de forme  $\beta$  [-] et admet une valeur constante quel que soit la valeur  $\beta$  [-] pour une valeur de capacité maximale de stockage.

### II.5.3- Relation entre l'humidité du sol et la capacité du champ des eaux de ruissèlement

Le montant particulier de l'humidité du sol soit plus élevé si le coefficient de ruissellement est faible (Fig. II.20). En outre, l'humidité du sol (SM) se rapproche de la capacité du champ (FC), quand le coefficient de ruissellement  $\beta[-]$  augmente et tant que la capacité sur le terrain et le coefficient de forme FC sont utilisés comme paramètres d'étalonnage (Fig. II.20). Il est à noter que le coefficient de ruissellement et l'humidité du sol ne sont pas constants et qu'ils changent de façon dynamique au cours des pas de temps de simulation. Pour commencer les calculs une valeur initiale pour l'humidité du sol est nécessaire. La pluie efficace est calculée par l'utilisation de l'équation (II.62) et la valeur initiale de l'humidité du sol (SM) (Seibert, 2005).

Par exemple, si le coefficient de ruissellement est estimé à 0,7, les 70% des précipitations contribuent aux eaux de ruissellement et le reste (30%) s'infiltré dans le sous-sol. La valeur initiale de l'humidité du sol est ensuite mise à jour, fondée sur l'infiltration et l'évapotranspiration. Pour le prochain pas de temps, la nouvelle valeur de l'humidité du sol est utilisée et les calculs sont répétés en utilisant les nouvelles précipitations (Seibert, 2005).

### II.5.4-L'évapotranspiration

Pour calculer l'évapotranspiration réelle au niveau des bassins versants, l'utilisateur du modèle doit fournir à l'entrée et à long terme l'évapotranspiration potentielle mensuel. Ensuite, pour chaque jour dans la période de simulation, l'ajustement de l'évapotranspiration potentielle est calculé en réduisant la valeur potentielle basée sur la différence entre la température moyenne dans la journée et à long terme de la température moyenne mensuelle (Equation II.61).

$$PEa = (1 + C(T - T_m)).PE_m \quad \text{Eq. II.61}$$

Avec : PEa : ajustement de l'évapotranspiration potentielle [mm]

T : température quotidienne moyenne

T<sub>m</sub> : température moyenne mensuelle à long terme

PE : évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle à long terme C'est un paramètre du modèle.

Le paramètre C du modèle est utilisé pour améliorer la performance du modèle lorsque la température quotidienne moyenne s'écarte considérablement de son long terme. L'humidité du sol et l'évapotranspiration réelle calculés sont couplées grâce à l'utilisation du point de flétrissement permanent du sol (PWP). L'équation II.62 montre la relation entre l'humidité du sol et l'évapotranspiration réelle.

$$Ea = PEa \left( \frac{SM}{PWP} \right) \quad \text{si } SM < PWP$$

$$Ea = PEa \quad \text{si } SM > PWP$$

Eq. II.62

Avec : Ea : est l'évapotranspiration réelle [mm]

PWP : est le point de flétrissement permanent du sol [mm]

L'équation II.64 indique que lorsque l'humidité du sol SM est au-dessus, l'évapotranspiration réelle se produit au même rythme que l'évapotranspiration potentielle.

Le PWP est une limite pour l'évapotranspiration de l'humidité du sol, ce qui signifie que lorsque l'humidité du sol est inférieure à PWP, l'évapotranspiration réelle est inférieure à l'évapotranspiration ajustée.

La réduction du montant de l'évapotranspiration est due à l'absence de la disponibilité de l'humidité du sol en dessous de PWP. La figure II.21 illustre la relation qui existe entre le rendement réel l'évapotranspiration et PWP décrit dans l'équation II.62.

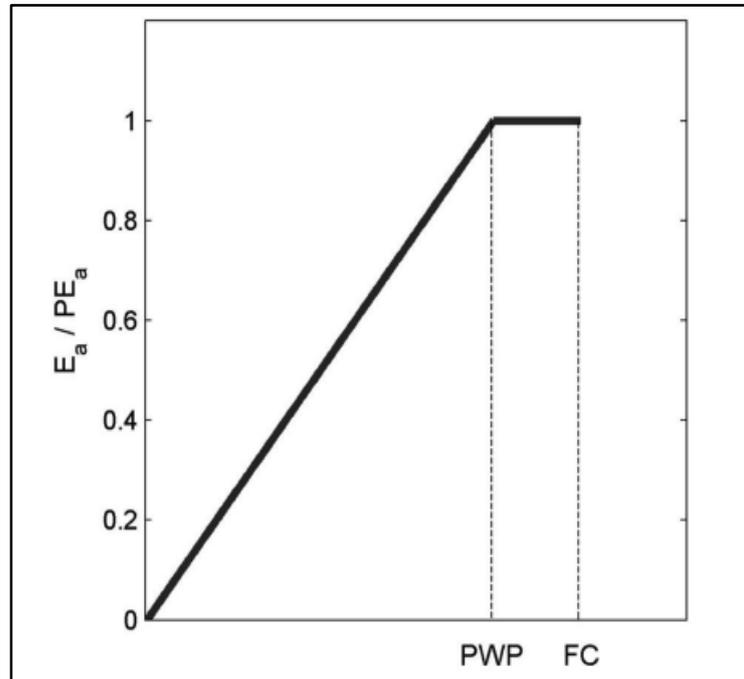


Figure II.21 : Relation entre l'évapotranspiration réelle et PWP (Seibert, 2005).

Le figure II.21 montre que lorsque le PWP est proche de la capacité au champ, l'évapotranspiration réelle sera plus élevée, et vice-versa. Sur la base des observations, les paramètres du modèle FC et PWP peuvent être tous les deux estimés par l'étalonnage du modèle.

### II.5.5-Réponse des eaux de ruissellement

Ce module évalue le ruissellement à l'exutoire du bassin en se reposant sur le concept de réservoir. Le système se compose de deux réservoirs conceptuels, l'un au-dessus de l'autre, comme représentés schématiquement sur la Figure II.17 et II.22. Le premier réservoir est introduit dans le modèle de l'écoulement près de la surface, tandis que le second réservoir est utilisé pour simuler le débit de base (contribution en eau souterraine).

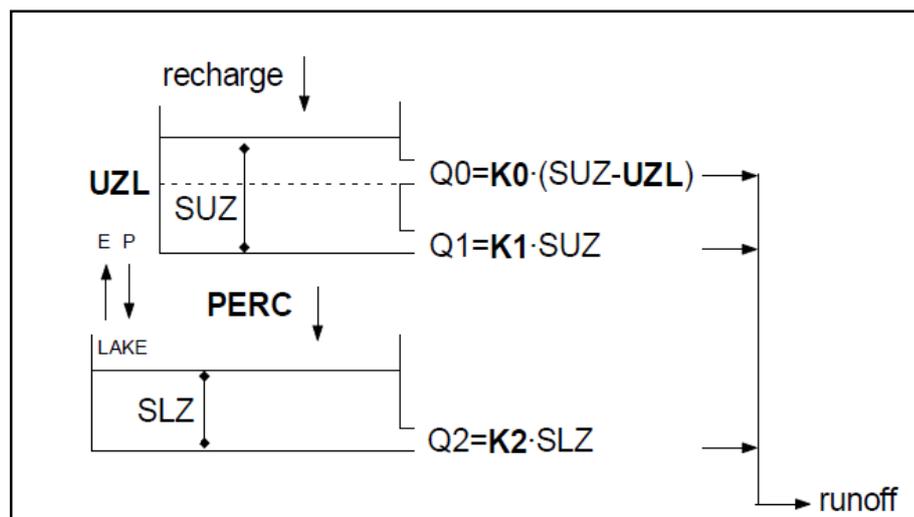


Figure II.22 : Fonction de réponse.

recharge	= entrée de la routine du sol (mm jour <sup>-1</sup> )
SUZ	= stockage dans la zone supérieure (mm)
SLZ	= stockage dans la zone inférieure (mm)
UZL	= (paramètre de seuil mm)
PERC	= max. percolation de zone inférieure (mm jour <sup>-1</sup> )
Ki	= coefficient de récession (jour <sup>-1</sup> )
Qi	= composante ruissellement (mm / jour <sup>-1</sup> )

### II.5.6-L'étalonnage ou calibration du modèle

L'étalonnage du modèle est généralement effectué par essai manuel selon l'erreur technique (Bergström, 1992).

Différents critères peuvent être utilisés pour évaluer l'ajustement du débit simulé à ruissellement observés :

- Inspection visuelle des parcelles avec Qsim et Qobs ;
- Différence accumulée ;
- Des critères statistiques.

Le coefficient d'efficacité,  $R_{eff}$  est utilisée pour l'évaluation des simulations par le modèle HBV.

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - Q_{obs})^2} \quad \text{Eq. II.63}$$

$R_{eff}$  compare la prévision par le modèle le plus simple de prédiction possible, une valeur constante de la valeur moyenne observée sur toute la période.

$R_{eff} = 1$  ajustement parfait,  $Q_{sim}(t) = Q_{obs}(t)$ .

$R_{eff} = 0$  simulation aussi bonne (ou mauvaise) que la constante de la valeur de prédiction.

$R_{eff} < 0$  s'adaptent très pauvrement.

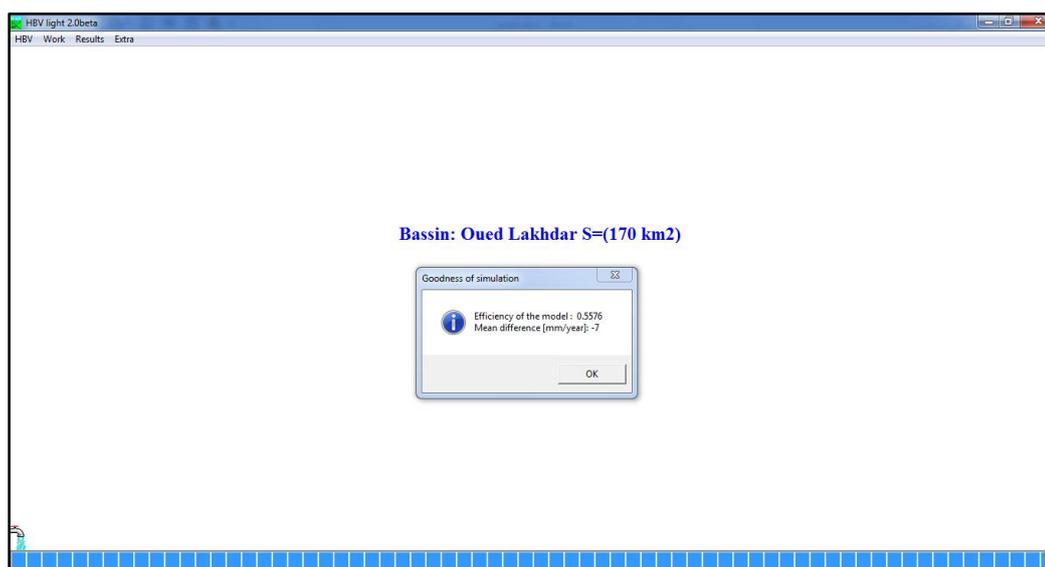


Figure II.23 : Menu de l'efficacité du modèle HBV Light.

### II.5.7-Résultat graphique

Les résultats sont tracés en fonction de l'option choisie parcelle. Le tableau II.5 indique les moyens d'observer la simulation par superposition des débits simulés ainsi que les températures et les précipitations. Comme on peut voir sur le graphique le niveau des eaux souterraines, l'évaporation ainsi que d'autres écoulements contribuant à l'écoulement global au niveau de l'exutoire.

Tableau II.5 : Liste des Graphes-options (Cette opération est optionnelle).

Option Plot	Graphique	Plotted variable (s)
PTQ	Haut	Différence accumulée entre la sortie simulées et observées (en noir) et la température mesurée (en rouge)
	Milieu	Précipitations mesurées (bleu) et la neige simulée (en équivalent d'eau, en vert)
	Bas	Débit enregistrées (bleu) et simulées (en rouge)
Soil+E+Q	Haut	Evapotranspiration potentiel (bleu) et actuel (rouge)
	Milieu	Montant de l'eau dans la zone du sol, SM (en rouge) Débit enregistrées (bleu) et simulé (en rouge)
	Bas	Enregistrées (bleu) et simulé (rouge) de décharge
GW+Q	Haut	Montant de l'eau souterraine dans la zone supérieure, SUZ (en bleu)
	Milieu	Montant de l'eau dans la zone inférieure des eaux souterraines, ZSL (noir)
	Bas	Débit enregistrées (bleu) et simulé (rouge)

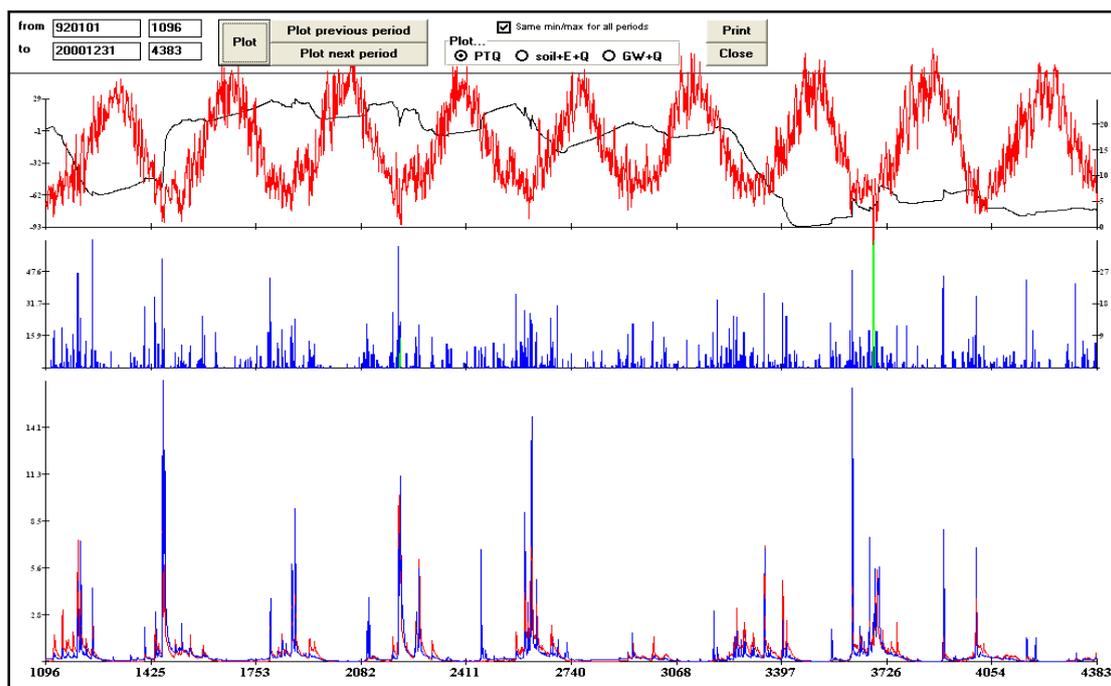


Figure II.24 : Exemple des résultats graphique de la simulation obtenu par le modèle HBV Light.

## Conclusion

Grâce aux progrès importants réalisés dans le domaine de l'informatique et des Systèmes d'Informations Géographiques les modèles hydrologiques et en particulier distribués utilisent une description de plus en plus complète du bassin versant et des termes du cycle hydrologique. Ces modèles sont devenus des outils d'aide à la décision, la gestion des ressources en eau disponible (dimensionnement d'ouvrages, la disponibilité de la ressource) et étude de l'impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau. Cependant, du fait du grand nombre de paramètres qui interviennent dans les processus hydrologiques, la complexité de ces bassins et la méconnaissance des données hydropluviométriques, cet approche pointue n'apporte pas forcément des résultats meilleurs. A cet effet nous avons fait appel à l'utilisation de deux modèles conceptuels globaux, GR à trois pas de temps (GR1A, GR2M et GR4J) et GARDENIA ainsi qu'un troisième modèle qui est le HBV Light en version globale et semi-distribuée qui ont été détaillées dans ce chapitre afin qu'ils puissent rendre compte du comportement hydrologique du bassin.

Les résultats de la simulation du quotidien de notre bassin versant (chapitre IV) seront interprétés en comparaison avec les résultats issus des trois approches utilisées (globales et semi-distribuées). Le modèle doit parfaitement reproduire les données d'observation. Il est impossible d'avoir un ajustement parfait entre les simulations du modèle et les observations. Il est bon de rappeler que le modèle n'est qu'une simplification de la réalité, il représente au mieux les dynamiques simplifiées des processus physiques (Bessiere, 2008) et indépendamment de l'incertitude associée aux observations et à la structure du modèle.

## *Chapitre III*

---

### **Etude du milieu**

### III.1- Introduction

Les précipitations atmosphériques jouent un rôle important dans l'alimentation des cours d'eau et des nappes d'eau souterraines. Hors, ce n'est pas la totalité de la pluie qui va alimenter les lacs, les nappes ou les cours d'eau, il y a une partie qui s'écoule, une autre qui s'infiltré, ou elle s'évapore. Donc, en plus de la nature du climat et de l'intensité des précipitations, la réponse d'un bassin versant dépend de plusieurs paramètres qui sont : la topographie, la géologie, l'occupation des sols, ...etc. Dans ce chapitre, nous présentons un aperçu rapide sur la géographie, la géologie, l'hydrogéologie, les principales caractéristiques physiques du bassin versant de l'Oued Lakhdar (ex Chouly) et une étude hydrologique.

### III.2- Généralités sur le bassin versant de la Tafna

#### III.2.1- Situation géographique

Situé au Nord-Ouest du territoire algérien, le bassin versant de la Tafna est comptabilisé parmi les grands bassins du Nord-ouest algérien. Il s'étend sur la totalité de la wilaya de Tlemcen sur une superficie de 7245 km<sup>2</sup> et déborde sur le royaume du Maroc. Il porte le code 16 des 17 bassins de l'Algérie et appartient à la région hydrographique de l'ensemble Oranie-Chott Cherguie (Fig. III.1).

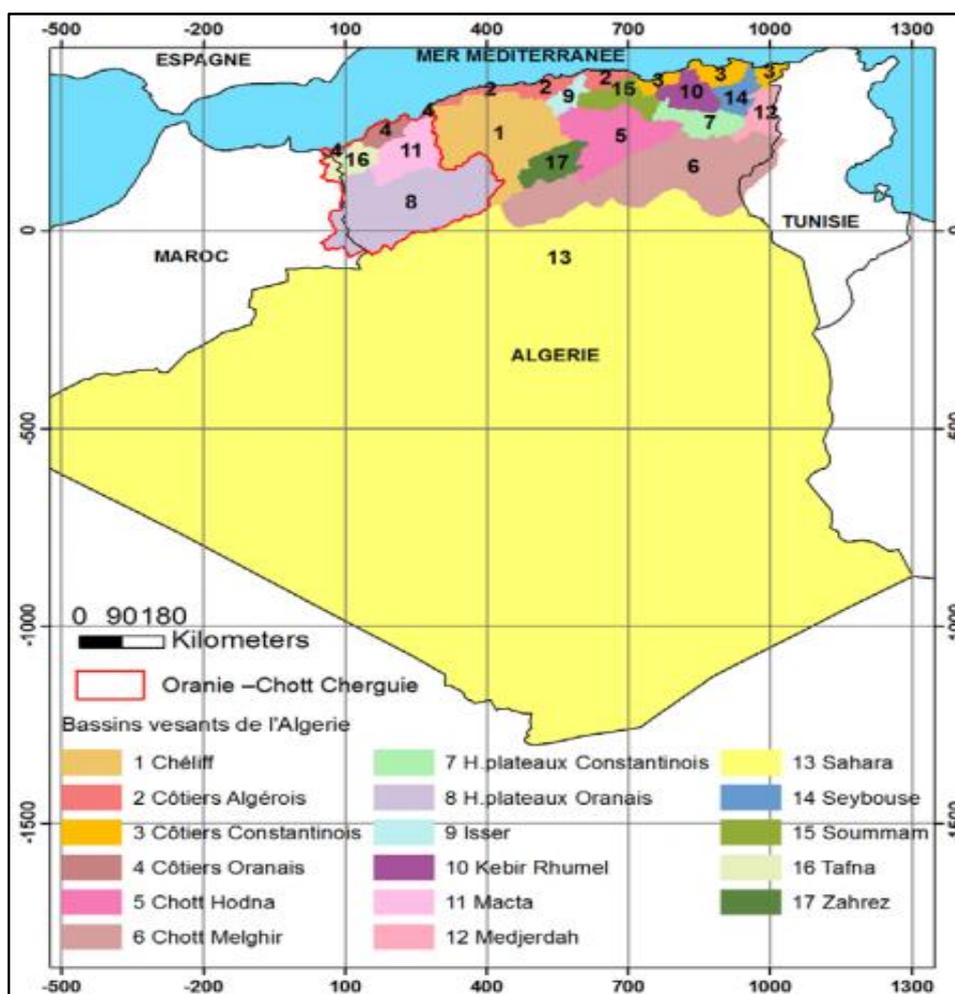


Figure III.1 : Situation géographique du bassin versant de la Tafna.

Le bassin versant de la Tafna est limité par (Fig. III.2) :

- Au Nord : la mer Méditerranée,
- A l'Ouest : le Maroc,
- A l'Est : bassin versant de la Macta et le côtier Oranais,
- Au Sud : hauts plateaux Oranais.

Géographiquement le bassin versant de la Tafna est très diversifié, il comporte 7 domaines distincts (Fig. III.2) :

- Les monts des Traras : c'est une chaîne montagneuse côtière de 1250 km<sup>2</sup> située au Nord-ouest du bassin. Ils dressent une barrière entre le bassin et la mer, ils correspondent à une série de crêtes de direction NE – SW. Son altitude moyenne varie de 500 à 1000 m, culminant à 1081 m au niveau de djebel Fillaoucène,
- Les monts de Sebaa Chioukh : c'est une chaîne montagneuse de 250 km<sup>2</sup> située au Nord-Est du bassin, d'une altitude moyenne comprise entre 600 et 800 m,
- Les monts de Tlemcen : c'est une chaîne montagneuse de 3000 km<sup>2</sup> située au Sud du bassin. Elle s'étend à l'Ouest jusqu'au royaume marocain et à l'Est jusqu'aux monts du Tessala. Son altitude moyenne varie entre 1200 et 1500 m culminant à 1843 m à Djebel Tenouchfi. Elle est relativement bien arrosée avec des précipitations variant de 500 à 700 mm/an,
- Les plaines et plateaux intérieurs : qui se situent au centre du bassin versant de la Tafna entre les zones montagneuses. On distingue :
  - ✓ Le plateau d'Hennaya : limitée au Sud par les piémonts Nord de Tlemcen et au Nord par le plateau de Zenata,
  - ✓ Le plateau de Zenata-Ouled Riah : situé au Nord-Ouest de la plaine d'Hennaya,
  - ✓ Le plateau de Sidi Abdelli – Ain Nehala : situé sur la rive droite de l'Oued Isser au Nord d'Ouled Mimoun.

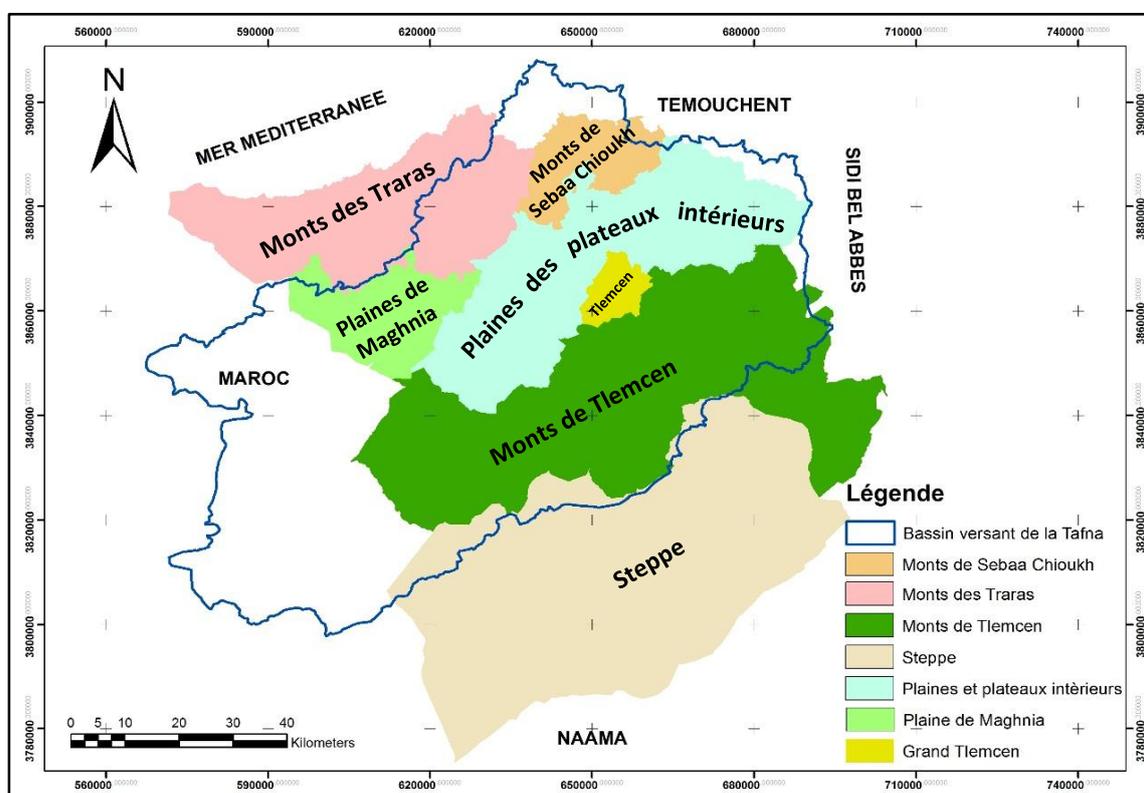


Figure III.2 : Cadre géographique du bassin de la Tafna.

### III.2.2- Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique de la Tafna est constitué par un ensemble important d'oued et de chaâbat qui déversent tous dans l'oued Tafna qui mesure 170 km de long et qui prend sa source dans les monts de Tlemcen (région de Sebdo), soit directement ou par l'intermédiaire de ses affluents (Fig. III.3).

Du point de vue géomorphologique, le bassin versant de la Tafna peut se subdiviser en trois grandes parties : la haute Tafna, la moyenne Tafna et la basse Tafna.

- La haute Tafna (partie occidentale) : comprend la haute Tafna (oued Sebdo et oued Khemis) et l'oued Mouilah,
- La moyenne Tafna (partie orientale) : dont les principaux affluents : oued Isser et oued Sikkak,
- La basse Tafna (partie septentrionale) : elle débute pratiquement du village Tafna et s'étend jusqu'à l'embouchure de la Tafna sur la mer (plage de Rechgoune). Les oueds Boukiou, Boumessaoud et Zitoun sont les principaux affluents de cette partie.

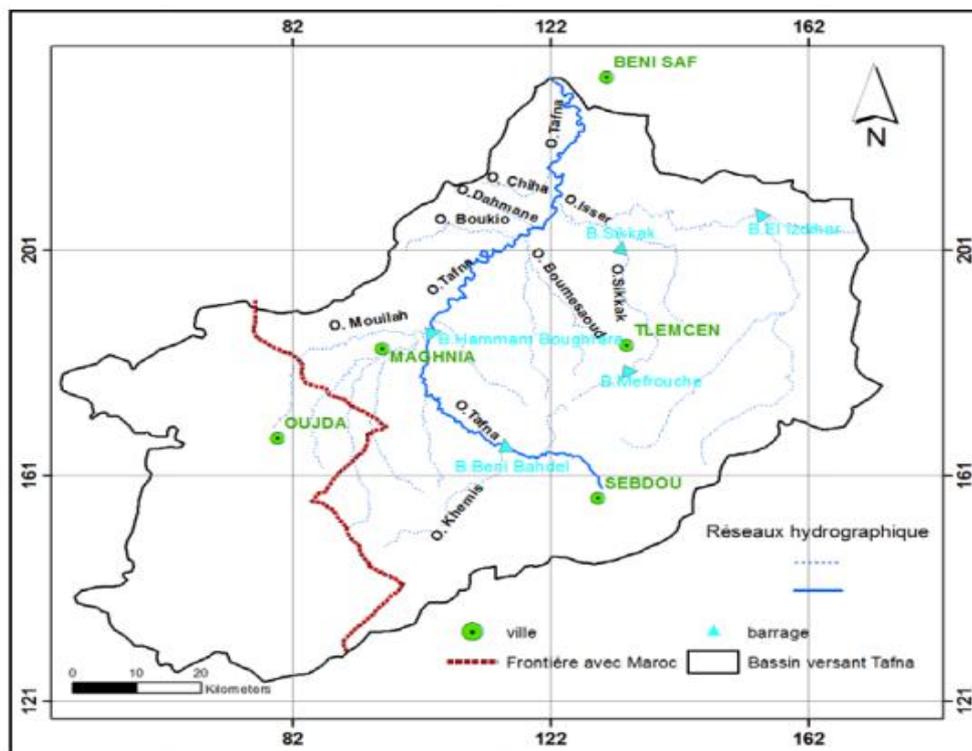


Figure III.3 : Réseau hydrographique (Bemmoussat, 2011).

Le bassin de la Tafna est constitué de huit sous bassins, dont deux se trouvent en amont dans le territoire marocain (Fig. III.4).

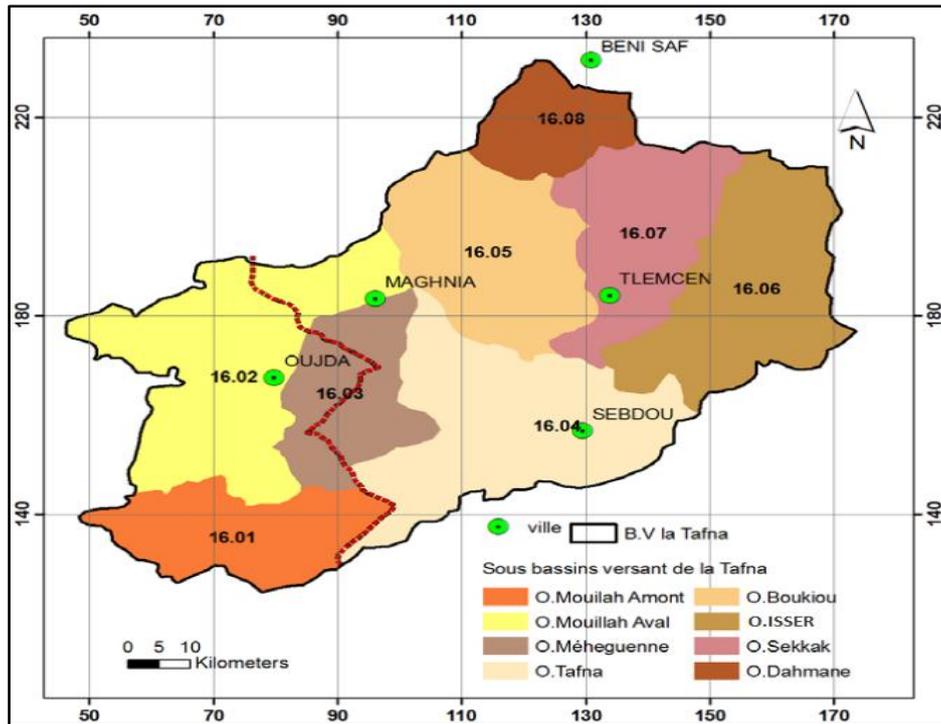


Figure III.4 : Sous bassins de la Tafna (Bemoussat, 2011).

### III.3- Description du bassin versant de l’oued Lakhdar

#### III.3.1- Situation géographique

Le bassin versant de l’Oued Lakhdar est un affluent de la Tafna. Il est situé en amont d’Oued Isser entre 30°45’ et 30°51’ de latitude Nord et entre 1°9’ et 1°20’5’’ de longitude Ouest. Il occupe une superficie de 288.91 km<sup>2</sup> (Fig. III.5), dont la superficie du bassin contrôlé est de 170 Km<sup>2</sup> (Fig. III.7).

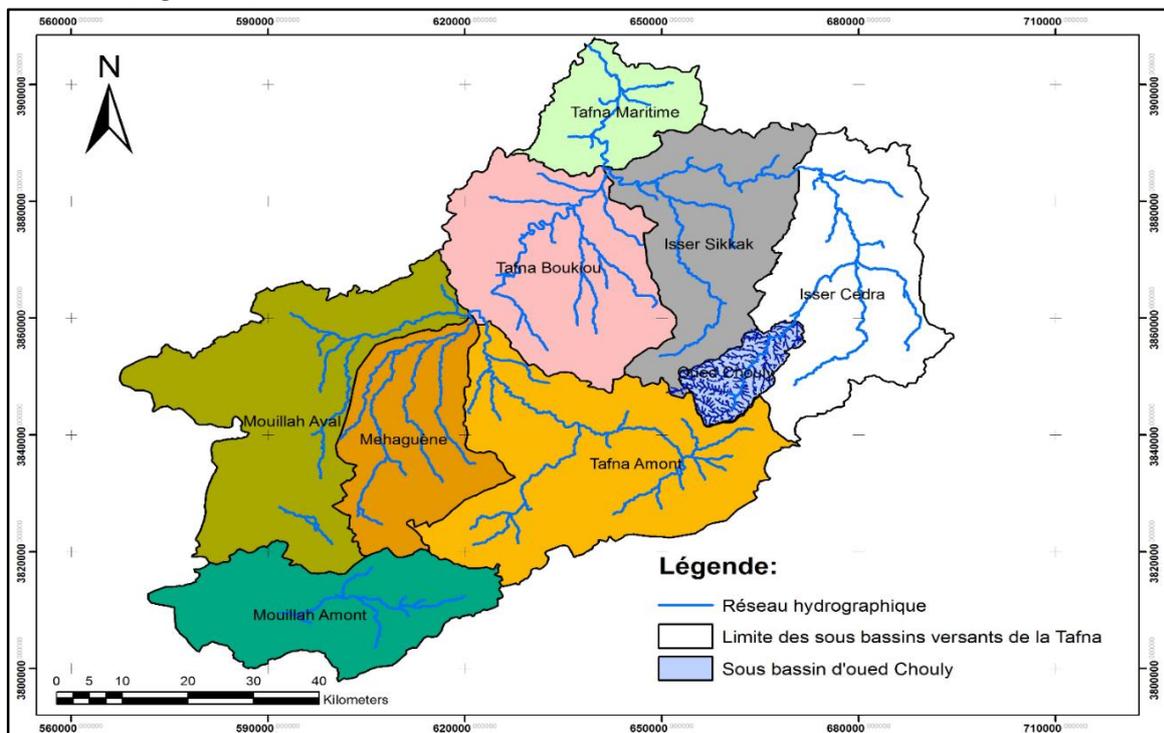


Figure III.5 : Situation géographique du bassin d'Oued Lakhdar.

Le bassin de l'Oued Lakhdar est limité :

- Au Sud, par le sous bassin de Meffrouch,
- A l'Est, par oued Isser,
- Al' Ouest par le sous bassin de Sikkak.

### **III.3.2- Etude des caractéristiques morphématiques**

L'écoulement naturel des eaux dans un bassin versant est commandé à la fois par les conditions climatiques et par les caractéristiques physiques du bassin.

Les caractéristiques physiques les plus importantes qui jouent un rôle essentiel et qui font l'objet de l'analyse morphométrique sont : la forme, l'ordre des cours d'eau, le relief et les modèles de représentation.

Il existe un certain nombre de caractéristiques qui pourront compléter l'analyse morphométrique en particulier, tels que : la densité de drainage, la fréquence des cours d'eau, l'allongement et le profil des cours d'eau.

#### **III.3.2.1- Caractéristique de forme**

Ce sont les caractères purement géométriques des bassins que l'on peut atteindre par le seul concours des relevés topographiques. Leurs utilisations ont pour but, la quantification des facteurs caractéristiques du milieu physique d'un bassin versant.

##### **III.3.2.1.1- Indice de compacité de Gravelius (Kc)**

Le coefficient de compacité de Gravelius est le rapport entre le périmètre (P) du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie que le bassin (S). Il est donné par la relation suivante :

$$Kc = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad \text{Eq. III.01}$$

Où :

- Kc : Coefficient de compacité de Gravelius,
- P : Périmètre du bassin versant (P= 115 km),
- P : Périmètre du bassin versant contrôlé (P= 60 km),
- S : Surface du bassin versant (A= 288.91 km<sup>2</sup>),
- S : Surface du bassin versant contrôlé (A= 170 Km<sup>2</sup>).

Le cercle étant par définition l'élément le plus compact, son indice de compacité Kc sera égal à 1. Cette valeur croîtra au fur et à mesure que la compacité du système diminue.

Sur le plan morphologique, la valeur élevée de l'indice de compacité (Kc = 1.28) traduit la forme allongée du bassin versant contrôlé de l'Oued Lakhdar.

##### **III.3.2.1.2- Rectangle équivalent**

Le rectangle équivalent permet de comparer l'influence de la forme sur l'écoulement dans les différents bassins versants (Fig. III.6).

**Longueur (L) :**

$$L = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad \text{Eq. III.02}$$

Avec :

L : Longueur du rectangle,

l : largeur du rectangle.

L = 21.8 km.

**Largeur (l) :**

$$l = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad \text{Eq. III.03}$$

l = 7.8 km.

Tableau III.1 : Caractéristique de forme du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Bassin	Superficie (Km <sup>2</sup> )	Périmètre (Km)	Kc	Rectangle équivalent	
				Longueur (Km)	Largeur (Km)
Oued Lakhdar	170	60	1.28	21.7	7.68

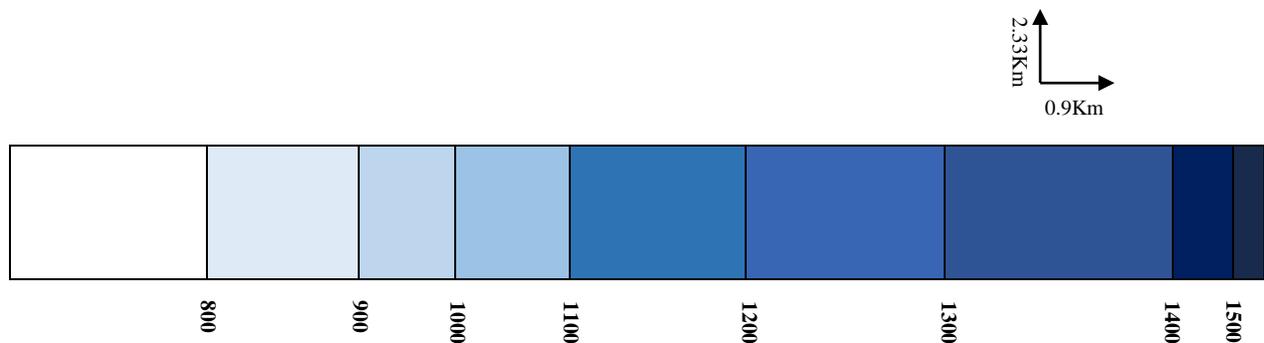


Figure III.6 : Représentation graphique du rectangle équivalent du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

### III.3.2.2- Etude du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est représenté par un Oued d'importance régionale (Oued Lakhdar) de direction Sud-Ouest-Nord Est (Fig. III.7).

C'est un cours d'eau à régime permanent qui doit sa pérennité aux nombreuses sources qui l'alimentent telles que : Aïn Tot Hamam, Aïn Ouissert et Aïn Béni Hella.

Il prend sa source dans les monts de Tlemcen à environ 1600 m d'altitude et se déverse plus bas dans Oued Isser constituant ainsi son principal affluent (affluent rive gauche).

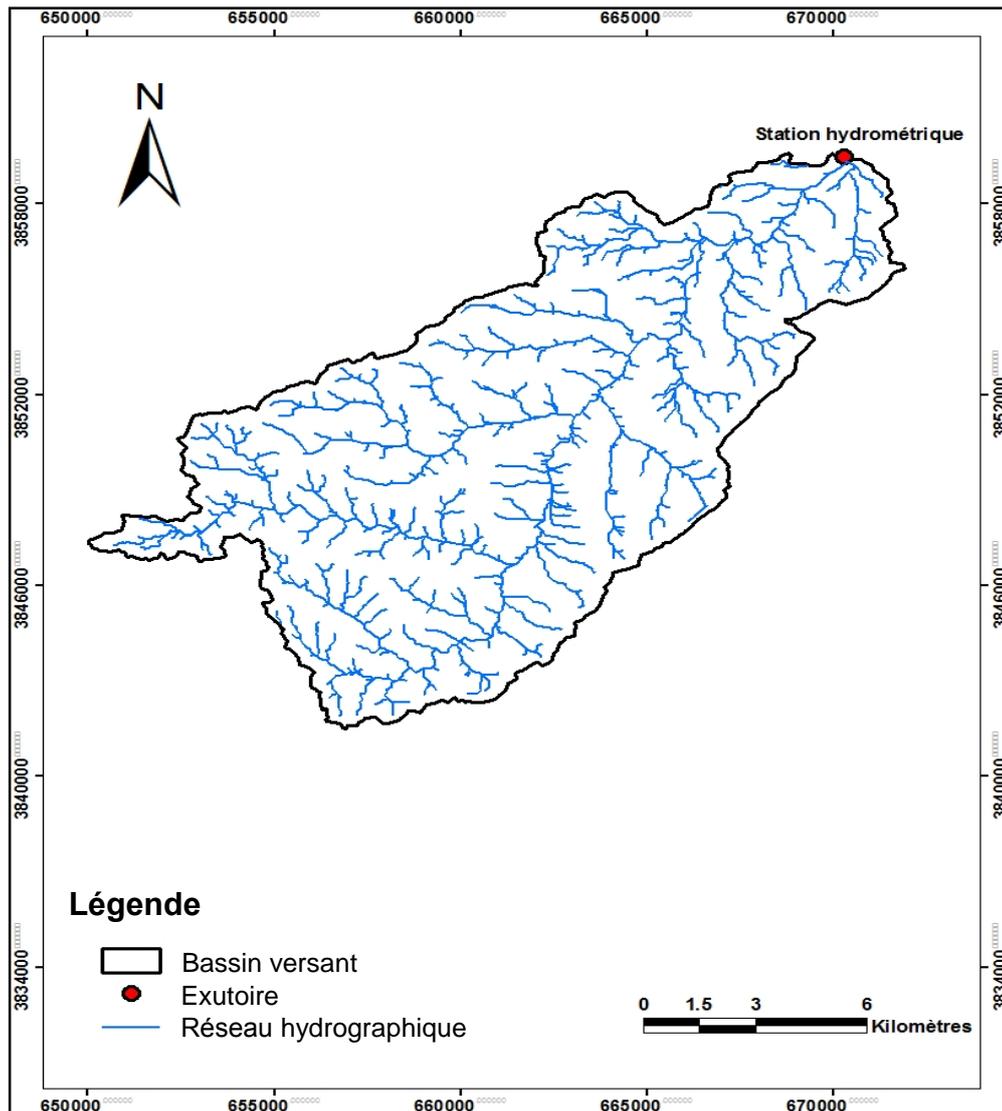


Figure III.7 : Réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Lakhdar.

### III.3.2.2.1- Caractéristiques hydrographiques

La disposition du réseau hydrographique est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux qui ont affecté la région au cours des temps géologiques.

Le chevelu hydrographique suit pratiquement les accidents importants qui ont affecté les formations carbonatées du Jurassique et se modifie avec l'évolution de la tectonique.

Les paramètres importants qui régissent le régime hydrologique d'un cours d'eau sont : la densité de drainage (Dd), le rapport de confluence (Rc) et le rapport des longueurs (Rl).

#### III.3.2.2.1.1- Rapport de confluence

Il est défini par :

$$R_C = N_i / N_{i+1} \quad \text{Eq. III.04}$$

Le Rc, c'est le quotient de nombre de thalwegs d'ordre i par celui des thalwegs d'ordre supérieur (i+1), (Tab. III.2).

Rc : rapport de confluence,

$N_n$  : nombre de cours d'eau d'ordre  $n$ ,  
 $N_{n+1}$  : nombre de cours d'eau d'ordre  $n+1$ .

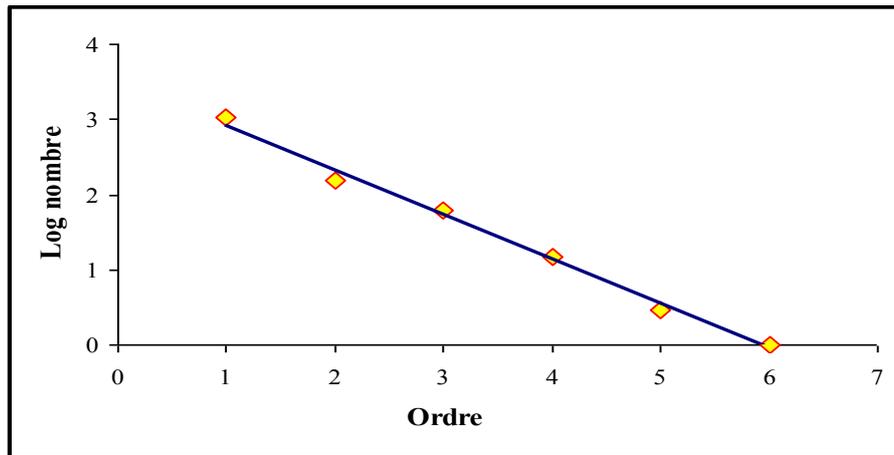


Figure III.8 : Droite représentative du nombre de thalwegs en fonction de l'ordre.

Pente moyenne est égale à 0.76%.  
 $R_c = 5.75$ .

La figure III.8 montre que le réseau est bien organisé, les nombres de cours d'eau d'ordres successifs croissants forment une série géométrique inverse.

### III.3.2.2.1.2- Rapport des longueurs

$$R_L = L_{n+1} / L_n \quad \text{Eq. III.05}$$

$L_n$  : longueur des cours d'eau d'ordre  $n$  (Tab. III.2),  
 $L_{n+1}$  : longueur de cours d'eau d'ordre  $n+1$ .

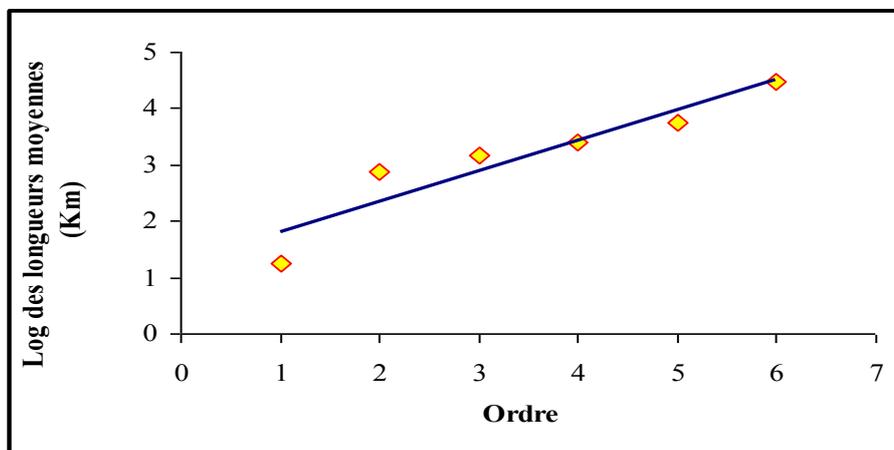


Figure III.9 : Droite représentative du rapport des longueurs en fonction de l'ordre.

Tableau III.2 : Caractéristiques du réseau hydrographique du B.V de l'Oued Lakhdar.

Ordre	Nombre	Rapport de confluence	Longueur cumulée (Km)	Longueur moyenne (Km)	Rapport des longueurs
1	1058	6.960	19.78	0.018	42.277
2	152	2.491	115.75	0.761	1.921
3	61	4.066	89.2	1.462	1.727
4	15	5	37.9	2.526	2.163
5	3	3	16.4	5.466	5.488
6	1	-	30	30	-

La figure III.9 montre que le réseau est bien organisé, les longueurs moyennes des thalwegs d'ordres successifs croissants forment une série géométrique directe.

### III.3.2.2.1.3-Densité de drainage

La densité de drainage permet l'identification du chevelu hydrographique d'un bassin versant.

Elle est définie comme étant la somme des longueurs des thalwegs drainant la surface du bassin versant.

$$D_d = \sum L / A \quad \text{Eq. III.06}$$

Où,

Dd : densité de drainage (km/km<sup>2</sup>).

L : longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin (km).

A : aire du bassin (km<sup>2</sup>).

$\sum L = 309.3 \text{ km}$ .

$S = 170 \text{ km}^2$ .  $\longrightarrow Dd = 1.82 \text{ km}^{-1}$

### III.3.2.2.1.4-Profil en long du cours d'eau principal

Il est établi en portant en abscisse les distances horizontales et en ordonnée l'altitude selon les courbes de niveau de la région, (Fig. III.10).

La longueur de l'oued est de 30 km.

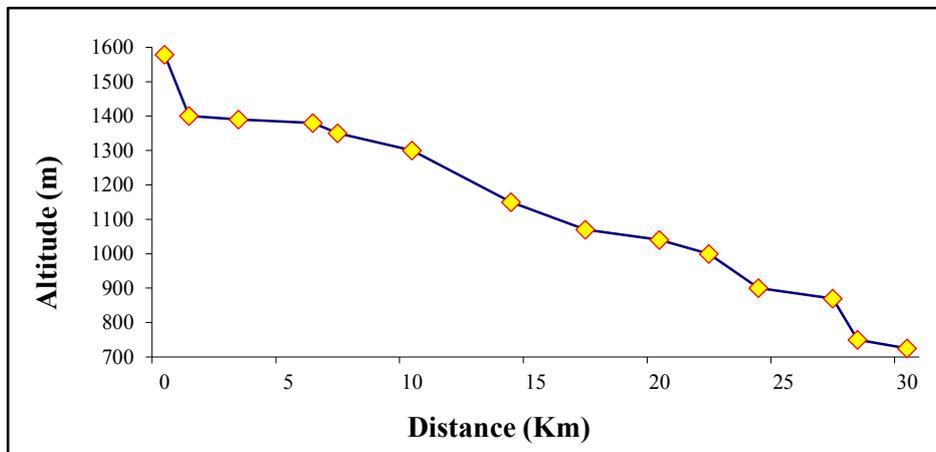


Figure III.10 : Profil en long du cours d'eau principal de l'Oued Lakhdar.

Le Profil en long de l'Oued Lakhdar (Fig. III.10), montre dans sa partie aval, avant de se jeter dans Oued Isser, une pente relativement régulière et plutôt faible. Il faut noter l'existence de ruptures de pentes qui vont avec l'encaissement profond du lit de l'oued, ceci est dû à l'érosion causée premièrement par l'écoulement et par la présence de failles (dans les formations calcaires et dolomitiques du Jurassique) dans la partie amont : l'érosion s'établit différemment, selon que ce soit un terrain dur ou tendre, d'autre part par la présence de failles et fractures que connaît la région.

### **III.3.2.3- Etude du relief**

Le relief est un facteur essentiel qui permet de déterminer en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement hydrologique d'un bassin.

Le relief du bassin versant d'Oued Lakhdar, s'intègre dans l'ensemble montagneux, avec la présence de la vallée d'Oued Lakhdar.

L'une de ces principales caractéristiques, est la présence d'une série de massifs montagneux qui constituent un écran protecteur contre les vents, dont on peut citer (Mouzouna *et al.*, 1994):

- Djebel Kerma (1566m), Djebel Dar Cheich (1616m), Djebel Tazkminet (1606m), Djebel Ed-Demamène (1425m), Djebel Mekmène Ez-Zouail (1338m), Djebel Si Hamza (1202m) et Djebel Mersat (1205m),
- Au Sud-ouest : Djebel Rhenndas (1480m), Djebel Mehalla (1369m) et Djebel Diar Ouled Yahia (1467m),
- Au Sud-Ouest et au Nord-est : Djebel Boulaâdour (1541m), Djebel Beni Yahia (1412m), Djebel Gaât El Hakoud (1311m), Djebel Bou Aid (1097m), Djebel Si Choaib (901m) et Djebel Sidi Chaib (858m).

Les altitudes au niveau du bassin oscillent entre 1500 m dans la partie amont (Sud-ouest) à 725 m dans la partie aval (Nord-est) (Fig. III.11).

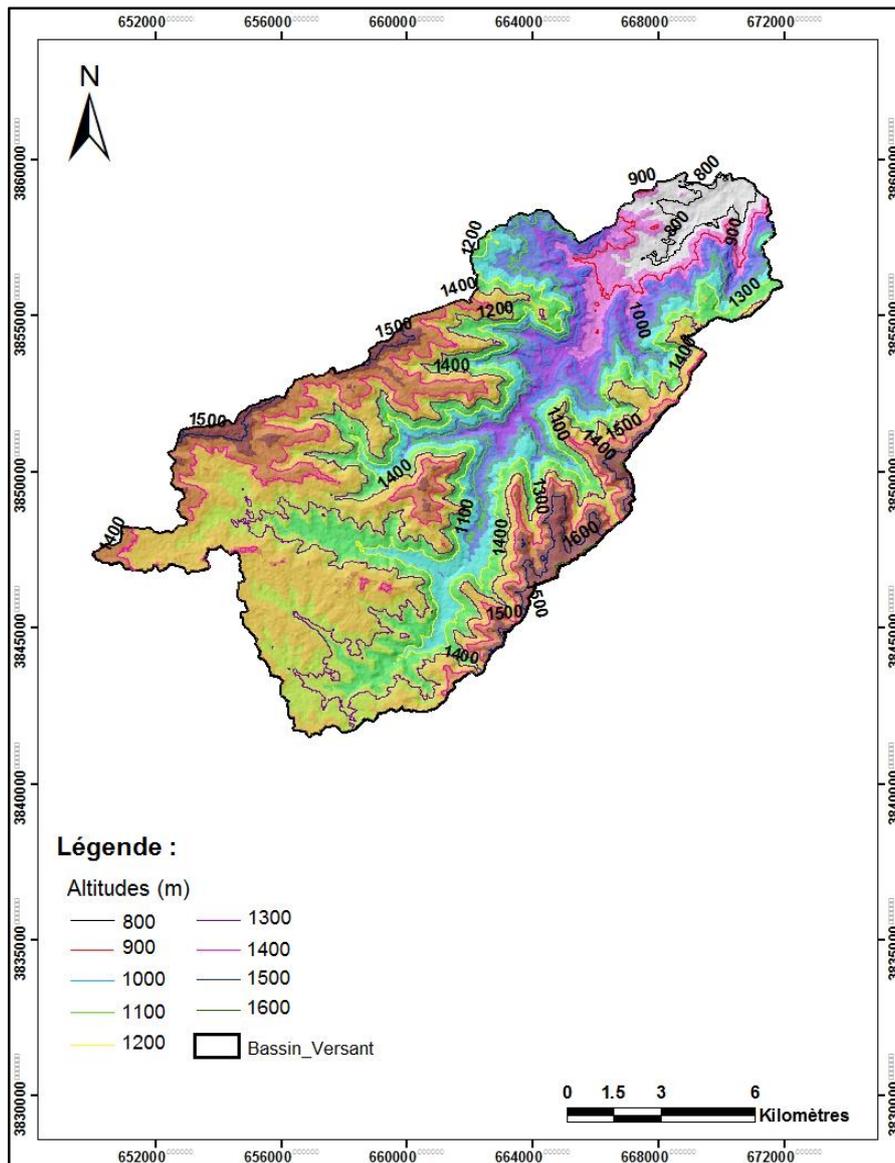


Figure III.11 : Carte altimétrique du bassin versant d'Oued Lakhdar.

Il apparaît donc que les altitudes relatives c'est-à-dire la différence entre les altitudes les plus élevées et les altitudes les plus basses est de 854 m.

L'analyse de ces données (les altitudes) montre clairement que la vallée d'Oued Lakhdar est un bassin montagneux à relief assez élevé.

### III.3.2.3.1- Courbe hypsométrique

Partant de la répartition par tranche d'altitudes du bassin (Tab. III.3), nous avons établi la courbe hypsométrique qui un facteur essentiel pour la détermination de l'état du bassin vis-à-vis de son potentiel érosif (Fig. III.12).

Nous tracerons l'histogramme des fréquences altimétriques avec en ordonnée les pourcentages des surfaces partielles et les altitudes en abscisse tous les 100 m (Fig. III.14).

#### • Altitudes caractéristiques

- L'altitude de fréquence 1/2 = 1130 m.
- L'altitude la plus fréquente = 1350 m.

Avec :

a : Surface partielle,

A : Surface totale du bassin versant.

Tableau III.3 : Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Tranches d'altitudes (m)	Altitudes %	Surfaces partielles		Surfaces cumulées	
		Surface partielle (ai) (Km <sup>2</sup> )	Fraction Surface parti. %	Surfaces cumulées (Km <sup>2</sup> )	Fraction Surfaces cumulées %
1500-1579	8.78	2.06	1.21	2.06	1.21
1400-1500	20.48	8.31	4.89	10.37	6.1
1300-1400	32.18	31.35	18.44	41.72	24.54
1200-1300	43.88	27.29	16.05	69.01	40.59
1100-1200	55.58	24.1	14.18	93.11	54.77
1000-1100	67.28	15.8	9.29	108.91	64.06
900-1000	78.98	13.25	7.79	122.16	71.85
800-900	90.68	20.82	12.25	142.98	84.1
725-800	100	27.02	15.89	170	100

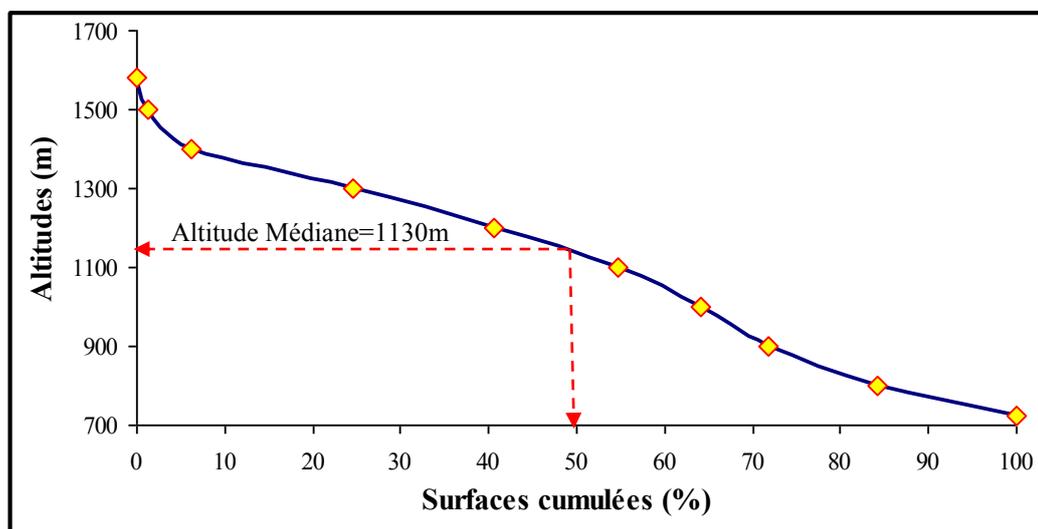


Figure III.12 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

La courbe hypsométrique a une allure qui semble assez régulière (Fig. III.12), vers les hautes altitudes la pente de la courbe est assez forte indiquant la présence d'un plateau. Alors qu'au niveau des basses altitudes (exutoire) la faible pente de la courbe hypsométrique indique la présence d'une vallée encaissée. La régularité de la pente moyenne entre 1300 m et 900 m témoigne bien que oued Lakhdar est bien situé dans une vallée encaissée entourée de reliefs montagneux assez forts.

La concavité de la courbe hypsométrique (Fig. III.13), montre que la forme du bassin d'Oued Lakhdar présente un état de maturité (équilibre) où le potentiel érosif est moyen.

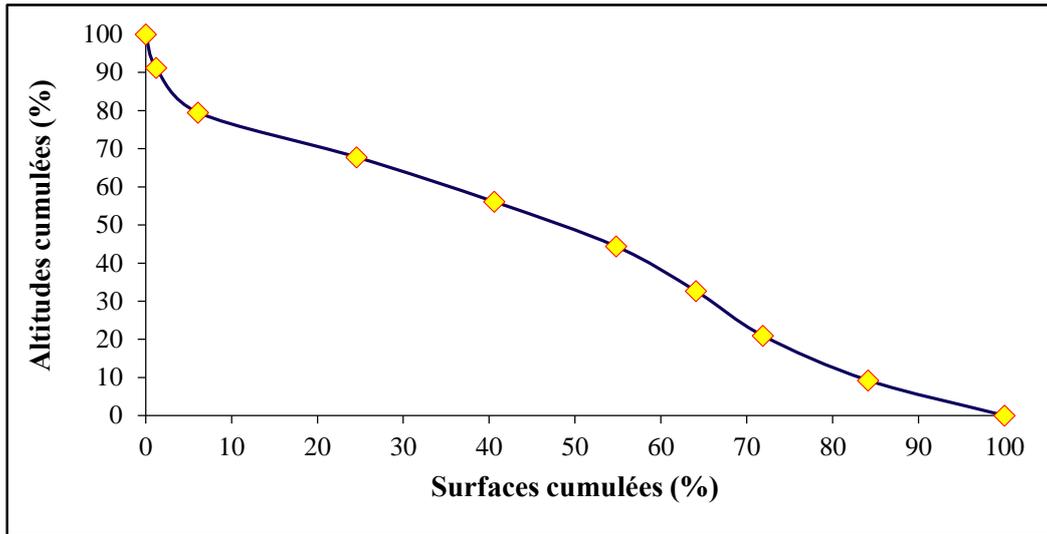


Figure III.13 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Tableau III.4 : Altitudes caractéristiques du sous bassin de l'Oued Lakhdar.

Bassin	Altitude la plus fréquente en (m)	Altitude de fréquence 1/2 (m)
Oued Lakhdar	1400-1300	1130

La répartition altimétrique des surfaces est assez homogène (Fig. III.14), l'altitude la plus fréquente est de 1350 m.

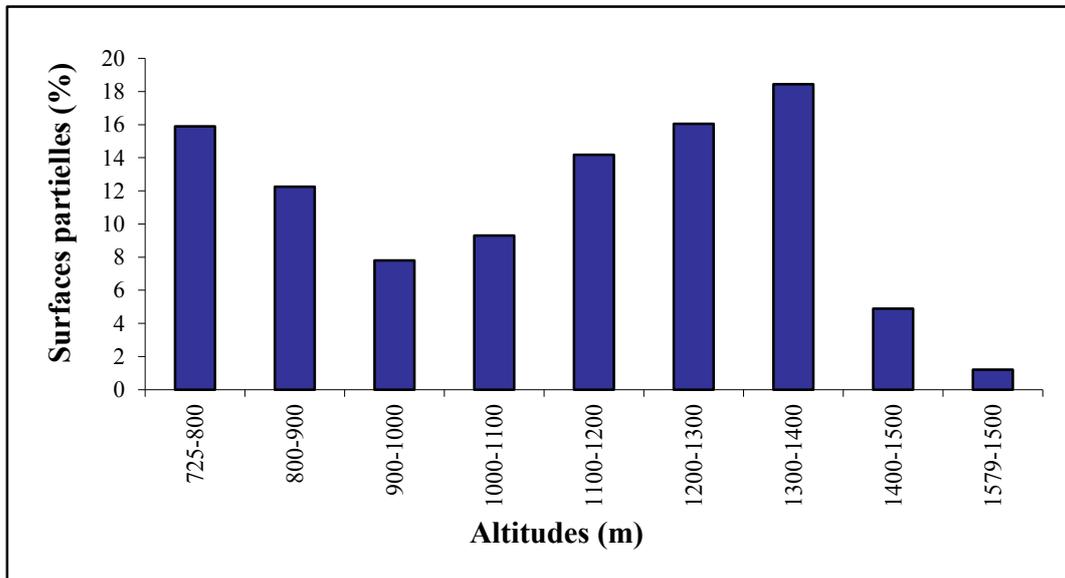


Figure III.14 : Histogramme de fréquences altimétriques du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

### III.3.2.3.2- Indice de pente

#### a- Indice de pente (Ip)

Le relief joue un rôle important, car il commande en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains. Son appréhension peut être faite à l'aide de l'indice de pente de Roche Ip donné par la relation suivante :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n X_i \sqrt{\beta_i (a_i - a_{i-1})} \quad \text{Eq. III.07}$$

$\beta_i$  : fraction de la surface totale du bassin comprise entre les côtes  $a_i$  et  $a_{i-1}$  ; fonction donnée par le tableau hypsométrique,

$X_i$  : distance séparant de courbes de niveau sur le rectangle équivalent,

$L$  : longueur du rectangle équivalent,

$a_i - a_{i-1}$  : dénivelé entre deux courbes voisines (m).

$$I_p = 0.19$$

### **b- Indice de pente global (I<sub>g</sub>)**

Sur la courbe hypsométrique déjà tracée, on prend les points tels que la surface supérieure ou inférieure soit égale à 5 % de la surface totale.

$$I_g = D / L \quad \text{Eq. III.08}$$

Avec :

$D$  : dénivelée (m) :  $H_{5\%}$ ,  $H_{95\%}$  ( $H_{5\%}$  et  $H_{95\%}$  sont les altitudes entre lesquelles s'inscrivent 90% de la surface du bassin),

$L$  : longueur du rectangle équivalent,

$I_g$ : indice de pente global de Roche.

La dénivelée  $D$  est donc égale à  $D = H_{5\%} - H_{95\%}$  : altitude exprimée en m

$$H_{5\%} = 1400 \text{ m}$$

$$H_{95\%} = 800 \text{ m} \quad \rightarrow \quad D = 600 \text{ m.}$$

$$I_g = \frac{600}{21.7 \times 10^3} = 27.6 \times 10^{-3} = 0.0276 = 2.76\%.$$

La valeur de  $I_g$  trouvée :  $0.02 < I_g = 0.027 < 0.05$  indique suivant la classification de l'O.R.S.T.O.M. (Tab. III.5) que le bassin de l'Oued Lakhdar a un relief assez fort.

Tableau III.5 : Classification des reliefs selon  $I_g$  par l'O.R.S.T.O.M.

Relief très faible	$I_g < 0.002 \text{ m/km}$
Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$
Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0.01$
Relief modéré	$0.01 < I_g < 0.02$
Relief assez fort	$0.02 < I_g < 0.05$
Relief fort	$0.05 < I_g < 0.5$
Relief très fort	$0.5 \text{ m/km} < I_g$

La carte de la répartition des pentes du bassin versant (%) (Fig. III.15), montre que le bassin est caractérisé par des pentes très fortes dépassant les 60% aux abords de l'Oued. A l'Est et l'Ouest du bassin les pentes sont moyennes à fortes (de 10% à 30%). Ce qui confirme que le relief de ce bassin est assez fort et abrupt.

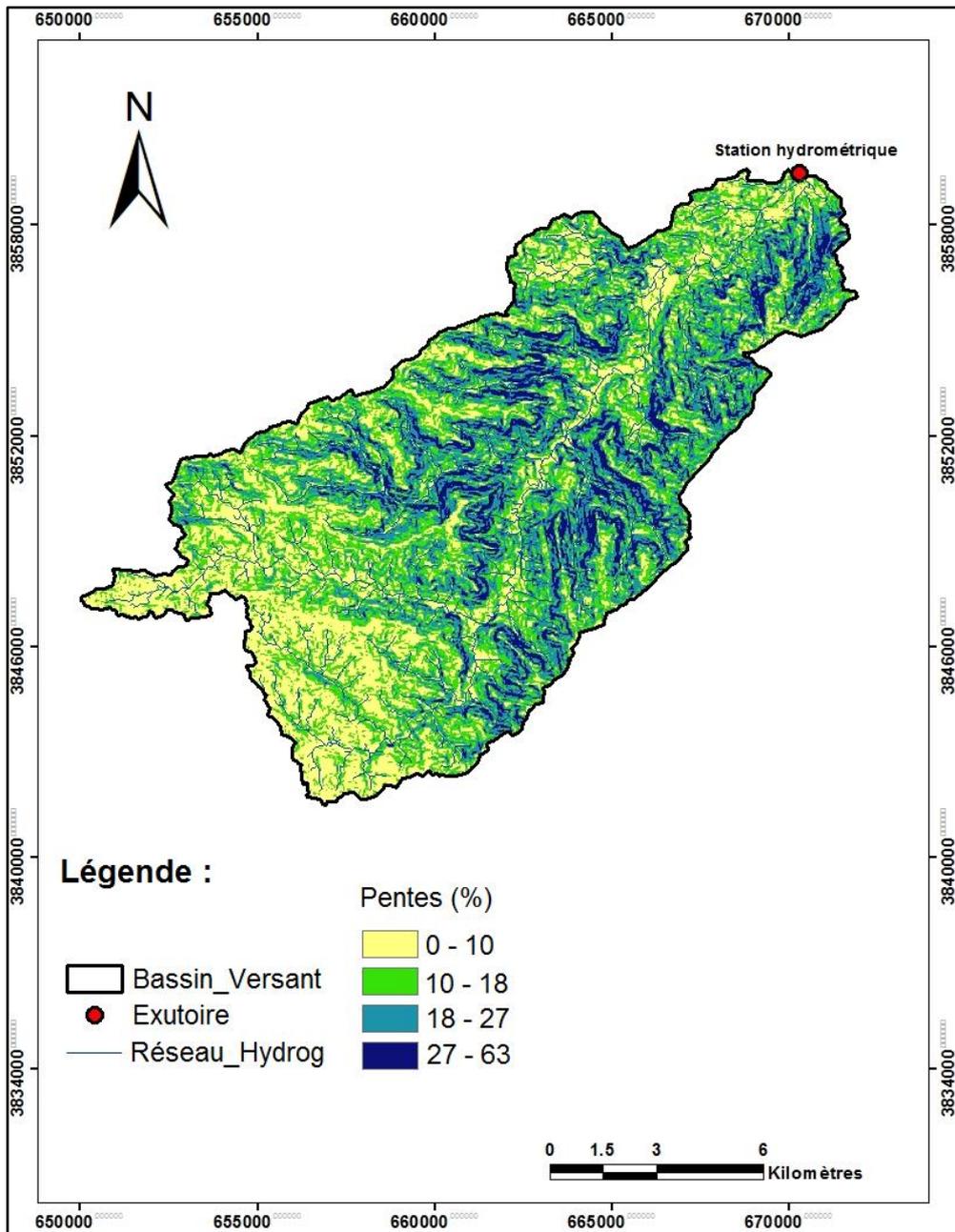


Figure III.15 : Carte des pentes.

**c- Dénivelée spécifique (Ds)**

Ig diminue quand L augmente (donc en général quand la surface du bassin versant augmente), il sera donc difficile de comparer deux bassins versants de tailles différentes. On définit donc une grandeur qui ne présente pas d'inconvénient de l'influence de la surface.

Ds : dénivelée spécifique :

$$D_s = I_g \sqrt{A} \tag{Eq. III.09}$$

Ds est proportionnelle à la largeur :  $D_s = \frac{D}{L} \sqrt{L \cdot 1} = D \sqrt{\frac{1}{L}}$  Eq. III.10

Ds= 356.9 m.

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ( $D = H_{5\%} - H_{95\%}$ ) et de la forme du bassin (1/L). Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M, indépendante des surfaces des bassins (Tab. III.6) (Merrien, 2009) :

Tableau III.6 : Classification du relief selon  $D_s$ .

$D_s < 10$ m	Relief très faible
$10 \text{ m} < D_s < 25$ m	Relief faible
$25 \text{ m} < D_s < 50$ m	Relief assez faible
$50 \text{ m} < D_s < 100$ m	Relief modéré
$100 \text{ m} < D_s < 250$ m	Relief assez fort
$250 \text{ m} < D_s < 500$ m	Relief fort
$D_s > 500$ m	Relief très fort

La valeur de  $D_s$  (Tab. III.6), traduit bien l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief.

**d- Indice de pente moyenne ( $I_m$ )**

Elle est donnée par la formule suivante :

$$I_p = \frac{H(0.5P_0 + P_1 + \dots + P_{n-1} + 0.5P_n)}{F} \tag{Eq. III.11}$$

H : différence entre deux courbes de niveau voisins,

$P_0$  : longueur de la courbe de niveau inférieure,

$P_n$  : longueur de la courbe de niveau supérieure,

$P_1$  et  $P_2$  : longueur des courbes de niveau intermédiaires.

$I_m = 21.6\%$ .

Cet indice montre le caractère montagneux de la zone de l'Oued Lakhdar. Il met en évidence l'importance des pentes.

Tableau III.7 : Indices de pentes et reliefs du sous bassin de l'Oued Lakhdar.

Sous bassin	$I_m$	$I_p$	$I_g$	Relief selon $I_g$	$D_s$ (m)	Relief selon $D_s$
Oued Lakhdar	0.216	0.19	0.027	Assez fort	356.9	relief fort

A partir des valeurs calculées, découlent les résultats suivants :

- L'indice de pente global nous permet de classer la zone de l'Oued Lakhdar à relief fort.
- L'indice de pente moyenne montre le caractère montagneux.
- La courbe hypsométrique traduit bien l'aspect accidenté de la zone.

Tableau III.8 : Principaux paramètres du bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Paramètres	Unité	Symbole	Oued Lakhdar
Superficie	Km <sup>2</sup>	A	170
Périmètre	Km	P	60
Indice de compacité	-	$K_c$	1.28
Indice de pente de Roche	-	$I_p$	0.19
Indice de pente global	-	$I_g$	0.027
Longueur du rectangle équivalent	Km	$L_{RE}$	21.7
Longueur du thalweg principal	Km	$L_p$	30
Densité de drainage	Km/Km <sup>2</sup>	$D_d$	1.82
Altitude la plus fréquente	m	-	1350
Altitude minimale	m	$H_{min}$	725
Altitude maximale	m	$H_{max}$	1579

### III.3.3- Occupation du sol

La végétation est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin. La présence de végétation va donc jouer le rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement. L'occupation végétale a une influence directe sur l'écoulement fluvial aussi bien comme facteurs orographiques que climatiques. La résistance à l'écoulement est d'autant plus grande que le couvert végétal est plus dense. Cette influence de la forêt sur le régime des eaux en domaine méditerranéen a un rôle considérable. Le paysage végétal du bassin de la Tafna a été largement dégradé et défriché en montagne par les incendies et par une petite agriculture extensive et un surpâturage endémique ce qui a entraîné une perte d'eau par évaporation et une accélération de l'érosion (Bouanani, 2004).

L'occupation du sol dans notre bassin est représentée dans le tableau III.9 et Figure III.16. A partir de l'analyse des pourcentages des valeurs des types d'occupations, nous remarquons que notre bassin connaît une activité agricole intense.

Tableau III.9 : Distribution du couvert végétal du bassin d'Oued Lakhdar.

Type d'occupation	Surface en Km <sup>2</sup>	Surface en %
Forêt	6.43	3.78
Maquis	119.20	70.11
Urbain	0.90	0.53
Parcours	13.17	7.75
Agriculture	30.31	17.83

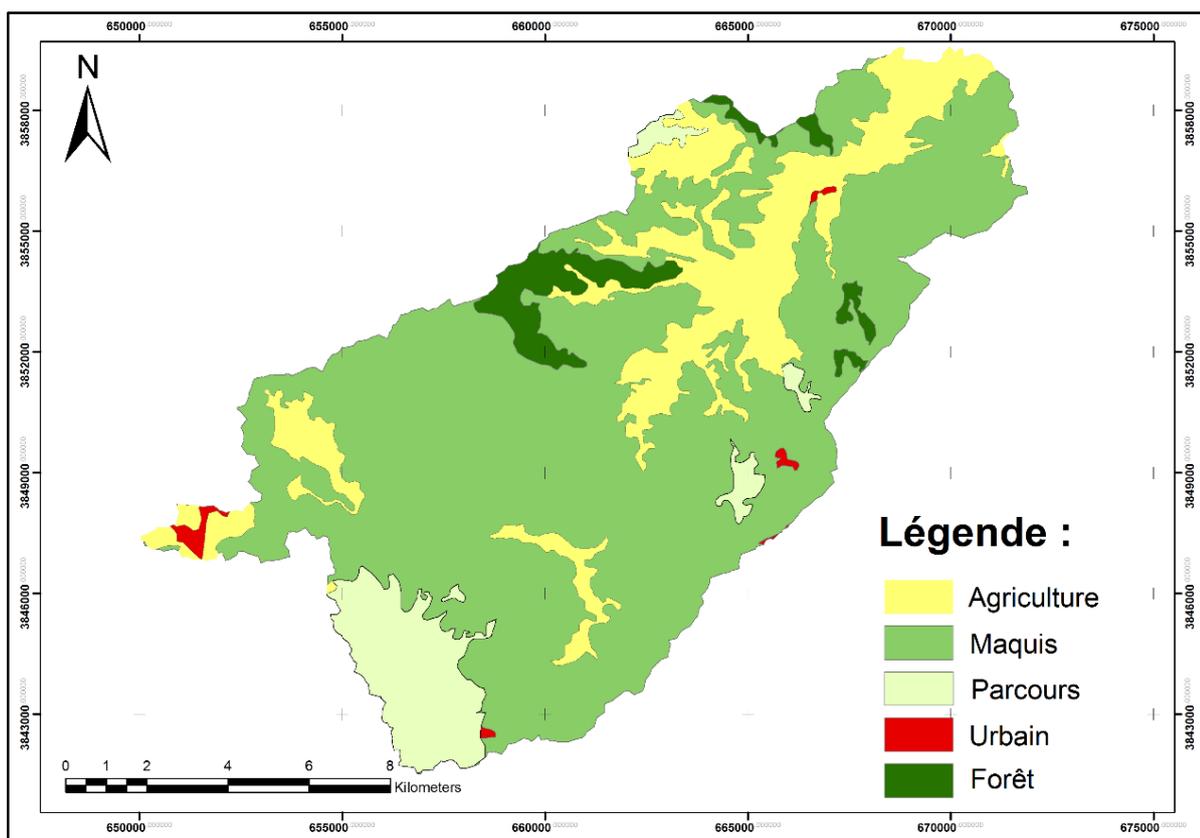


Figure III.16 : Carte d'occupation du sol du bassin d'Oued Lakhdar.

### III.3.4- Aperçu géologique et hydrogéologique

La lithologie joue un rôle important sur le ruissellement, l'infiltration, l'érosion et le transport solide. Les matériaux géologiques se distinguent en formations meubles (sables, argiles, marnes) ou en formations consolidées (grès, calcaires, dolomies,...). La nature des affleurements a une influence sur l'hydrologie de surface et le type du dépôt alluvionnaire.

Nous allons présenter brièvement quelques caractères généraux sur la géologie de l'Oued Lakhdar.

#### III.3.4.1- Description lithostratigraphique (Fig. III.17)

La lithologie dominante est la formation calcaire, la formation des grès de Boumediene constitue le "mègarylème" du Jurassique supérieur des monts de Tlemcen selon M. Benest 1985.

Ainsi le bassin versant de l'Oued Lakhdar se caractérise par cinq principales formations géologiques.

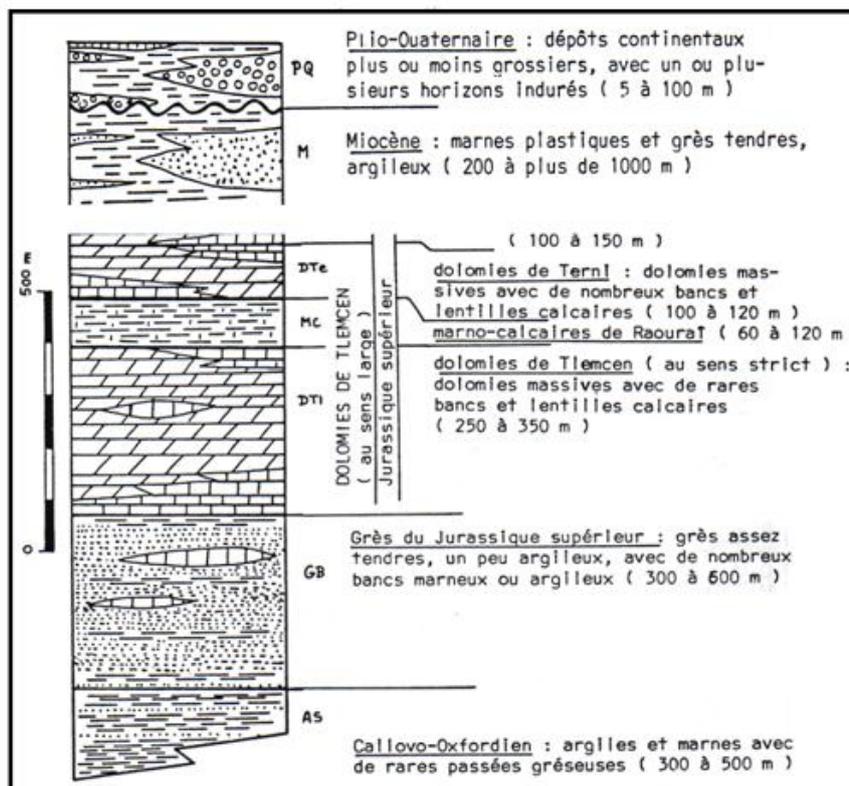


Figure III.17 : Coupe synthétique des principales formations affleurant dans les monts de Tlemcen (jusqu'au Callovo-Oxfordien) (Collignon, 1986).

#### III.3.4.1.1- Secondaire

##### A- Jurassique (Fig. III.18)

##### A.1- Marnes et calcaires du kimméridgien moyen

Constituant la partie Nord de l'Oued Lakhdar, ce sont des marnes grises, blanchâtres en surfaces intercalées de nombreux lits et bancs de calcaire généralement marneux, parfois durs et sublithographiques (Gherissi, 2012).

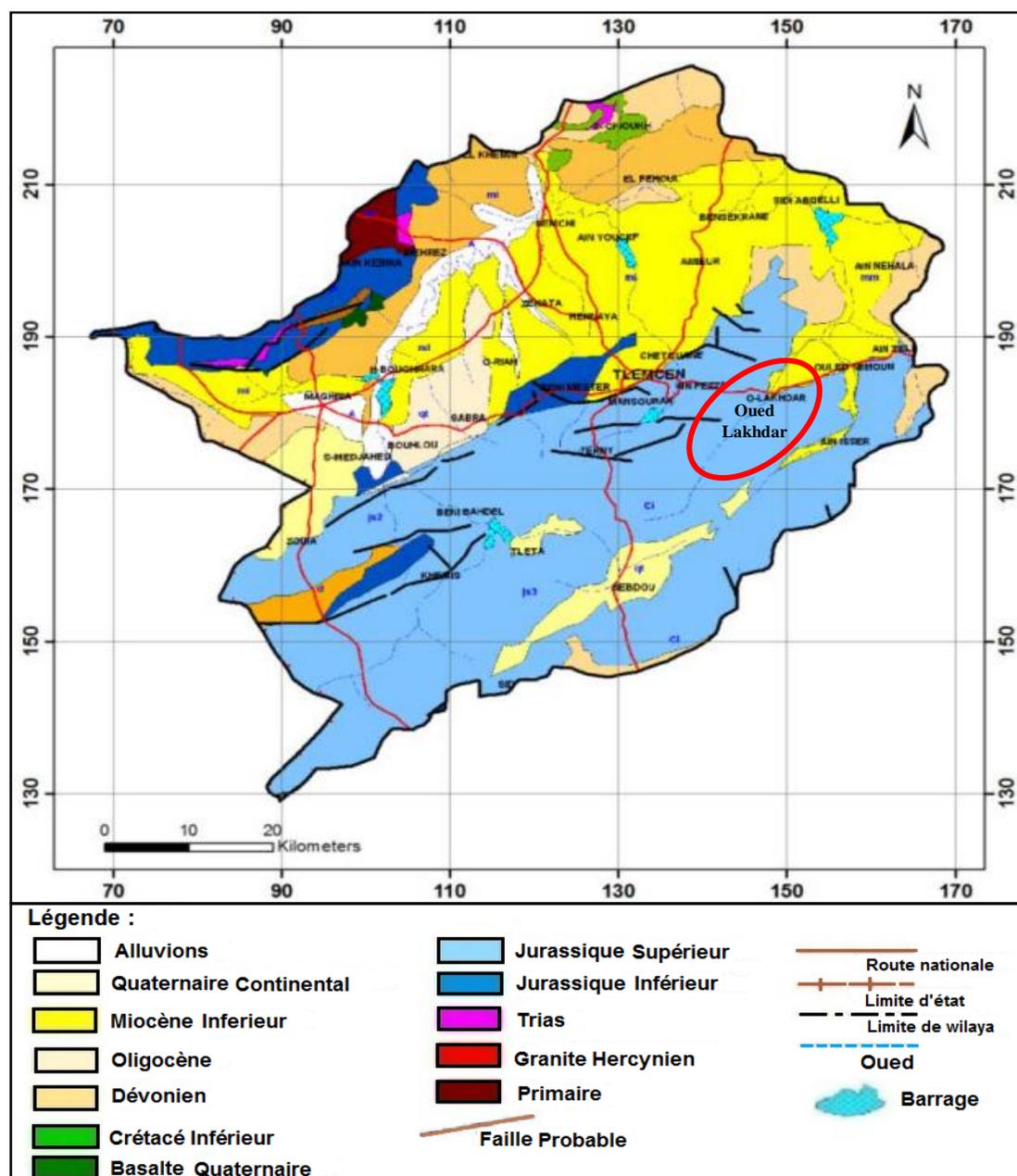


Figure III.18 : Extrait de la carte géologique du Nord d'Algérie 1/500 000 (A.S.P.E.W.I.T, 2010 in Bemoussat, 2011).

## A.2- Dolomies et calcaires du Kimméridgien supérieur

C'est la formation dominante, ce sont des calcaires gris en bancs cristallins à la base, surmontés de dolomies d'escarpement. Elle constitue donc avec les dolomies de Terny parfois mises en communication par faille, l'aquifère le plus important du secteur étudié.

## B- Crétacé

### B.1- Berriasien

Représenté au Sud de l'agglomération de l'Oued Lakhdar par des argiles, de grès et de calcaires.

Les argiles de couleur verdâtre son intercalées entre les bancs de grès argileux, et d'autres bancs calcaires s'intercalent dans les parties supérieures.

**III.3.4.1.2- Tertiaire**

**A- Pliocène continental**

Affleurant au Nord de l'Oued Lakhdar, ce sont des dépôts alluvionnaires des plateaux caillouteux et limoneux parfois grès sableux.

**III.3.5.1.3- Quaternaire**

Représenté par un faciès continental d'origine alluvial et colluvial.

**A- Alluvions récentes et sub-actuelles**

Sont des dépôts caillouteux et limoneux occupant les fonds des oueds, surmontant un niveau grossier au niveau de l'Oued Lakhdar et Oued Isser, les formations subactuelles se présentent en terrasse d'origine fluviocontinentales (Mouzouna et Ould Saadi, 1994).

Le Moulouyen : représenté par un conglomérat grossier à ciment calcaire protégé par une croûte calcaire

**III.3.4.2- Tectonique**

La tectonique se traduit par un massif jurassique calcaréo-dolomitique peu plissé. La chaîne montagneuse Nord-Sud forme un anticlinal : c'est un pli de couverture souple bordé sur son flanc et représente un repli synclinal, sa forme en cuvette en fait un bon bassin de réception des eaux, et il donne ainsi naissance à Oued Tafna et à Oued Lakhdar.

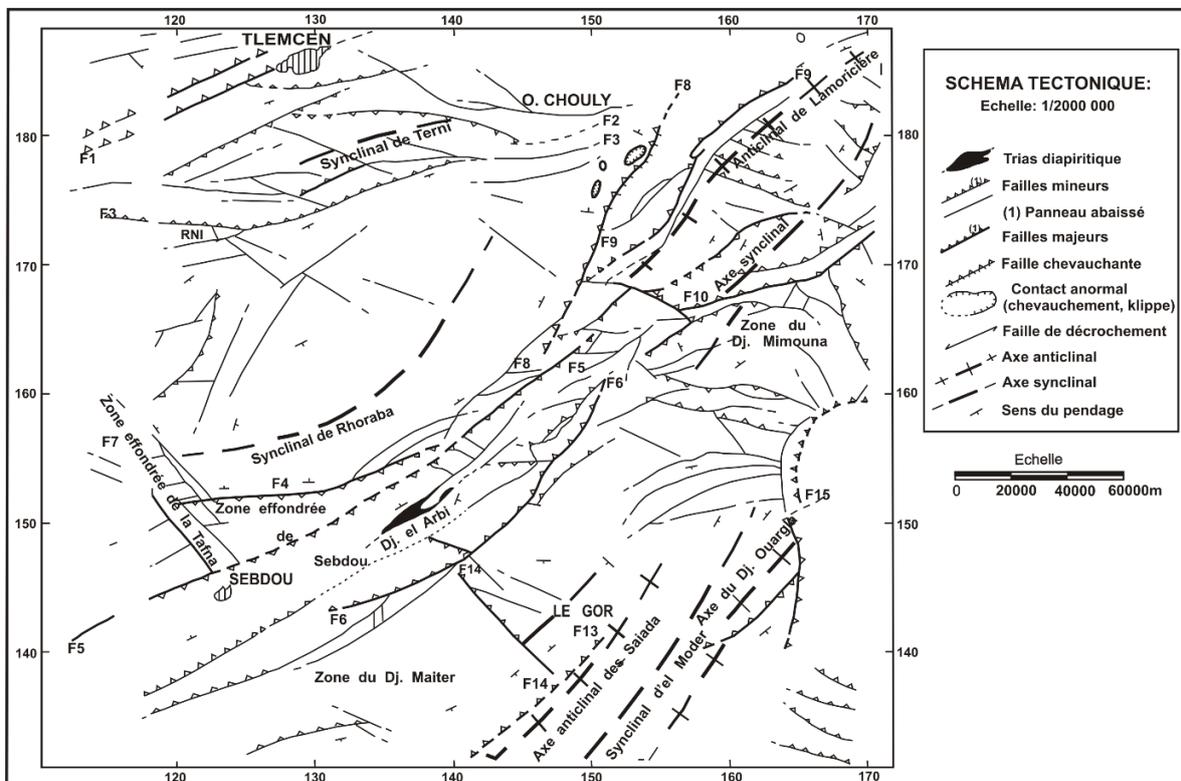


Figure III.19 : Schéma tectonique du bassin de la Tafna (Auclair et Biehler, 1967).

La faille d'effondrement Nord (F<sub>2</sub>) au niveau de la forêt de Zarifet est orientée Sud-Ouest - Nord Est. Plus à l'Est une direction Est Ouest est présente jusqu'à l'agglomération de l'Oued Lakhdar, où elle rencontre l'accident du fossé d'effondrement de Tlemcen (Fig. III.19).

### III.3.4.3- Hydrogéologie

Le bassin d'oued Lakhdar fait partie de la zone karstique des Monts de Tlemcen (appelée aussi réservoir souterrain de l'Ouest) constituée essentiellement par les formations carbonatées du Jurassique (Fig. III.20).

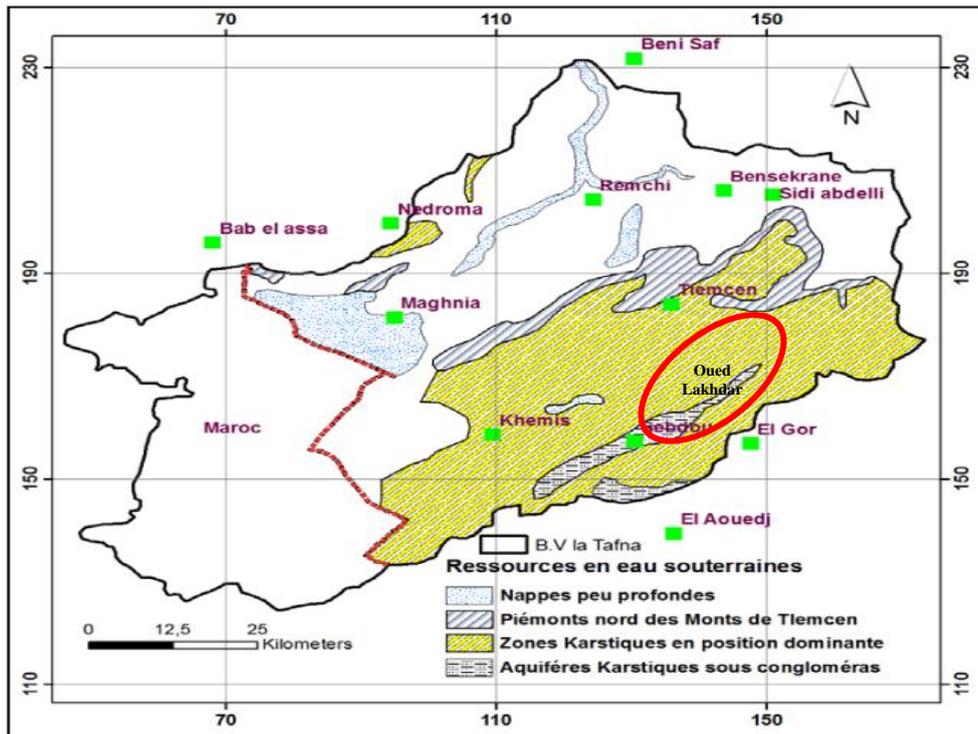


Figure III.20 : Zones aquifères d'après Collignon (1984).

#### III.3.4.3.1- Aquifère

Les calcaires et les dolomies du Jurassique supérieur est la formation qui a les plus vastes affleurements (Fig. III.21), et celle qui jouit des meilleures propriétés transmissives, elle recèle alors l'aquifère le plus important du bassin d'Oued Lakhdar.

L'intensité de la karstification et des fissures, ainsi que les nombreuses sources localisées aux points bas, confèrent à ces formations un grand intérêt hydrogéologique.

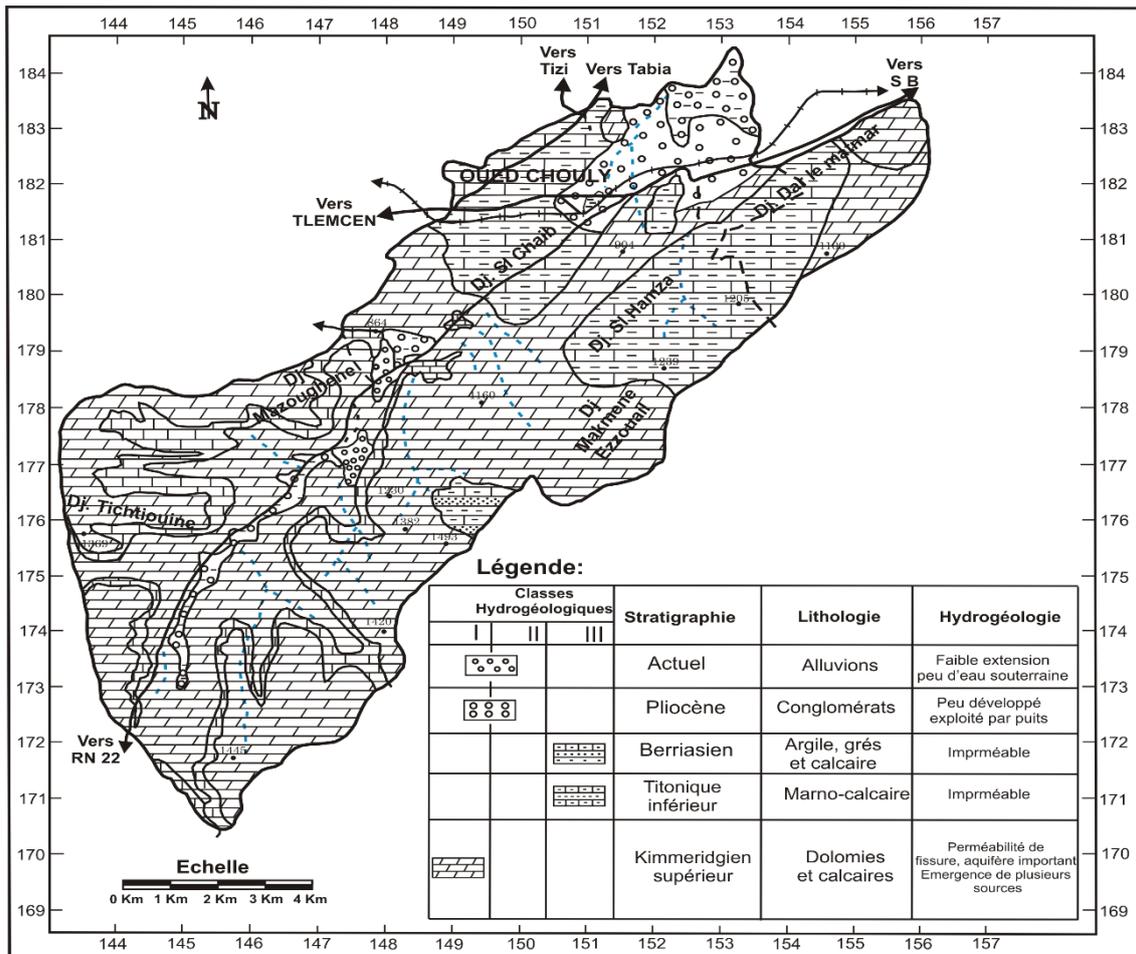


Figure III.21 : Esquisse hydrogéologique de l'Oued Lakhdar (Mouzouna et Ould Saadi, 1994).

Les nombreuses failles et diaclases ont permis le développement de la karstification en profondeur. La plupart des sources émergent à la faveur des failles qui constituent par suite des drains actifs.

Il existe une importante ressource en eau souterraine dans les formations karstiques et calcaréo-dolomitiques, la zone favorable se situe au niveau de la bordure de cette formation géologique dans la partie Nord d'Oued Lakhdar.

Cette ressource est exploitée par des forages, des puits et des sources. Ces émergences sortent principalement à la faveur de nombreuses failles résultat d'une structure en horsts et grabens caractéristique des monts de Tlemcen.

### III.4- Etude hydroclimatique

Le climat en général et les précipitations en particulier sont de loin les plus importants éléments qui conditionnent les écoulements aussi bien de surface que souterrain. Leur étude est donc plus que nécessaire pour pouvoir d'une part comprendre et analyser le comportement hydrologique des oueds et d'autre part établir les bilans d'eau des bassins versants.

L'étude des séries hydrométriques menée sur une durée assez longue permet donc d'évaluer la réponse des rivières aux variations du climat. Dans cette optique, nous allons examiner l'évolution des précipitations et des écoulements au cours des dernières décennies dans le bassin versant de l'Oued Lakhdar.

L'analyse statistique a été effectuée sur les données hydrométéorologiques de l'année hydrologique qui débute au premier septembre de l'année M et se termine le 31 août de l'année (M + 1). Ce choix se justifie par le fait que, dans le domaine méditerranéen, la saison pluvieuse commence au mois de Septembre et s'achève au mois de Mai. Le maximum pluviométrique est souvent enregistré pendant l'hiver, aux mois de novembre, décembre ou janvier. Il s'ensuit que l'année hydrologique reflète une réalité naturelle (Sebbar *et al.*, 2011).

### **III.4.1- Présentations des stations**

Les données de base utilisées sont constituées de relevés pluviométriques et hydrométriques à la station d'Oued Lakhdar et Meffrouche (Tableau III.10) sur une période de mesure commune de 44 ans (1970/71-2013/14), et qui nous ont été fournies par l'A.N.R.H (l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques).

Tableau III.10 : Description des stations hydrométriques de la zone d'étude.

Nom	Code	Coordonnées			Période d'observation	Paramètres mesurés
		X	Y	Z (m)		
O. Lakhdar	160601	1° 8'7''	34° 51'76''	725	1970-2014	P et Q
Meffrouche	160726	1° 17'	34° 50'	1106	1970-2014	T

Les postes sélectionnés, obéissent à des critères de continuité, de durée de l'information disponible et de la qualité des données.

### **III.4.2- Etude des précipitations**

D'une manière générale, les précipitations déterminent la variabilité ou, mieux, l'irrégularité inter-saisonnière et interannuelle de l'écoulement de surface. Elles représentent la part essentielle de l'alimentation fluviale. Par ailleurs, le climat et les variations hydroclimatiques (températures, précipitations et drainage) représentent l'un des principaux facteurs de contrôle des processus de la géodynamique externe des bassins versants.

En Algérie, la pluviométrie a été étudiée par plusieurs auteurs, (P. Seltzer, 1913-1938, H. Gaussen, 1918-1947, G. Medinger, 1913-1953, M. Chaumont et C. Paquin, 1913-1963 *in* Bouanani, 2004). Pendant la guerre d'Algérie, les observations dans la plupart des stations du bassin, ont été arrêtées, d'autres ont subi des modifications après 1962. Ceci se traduit par des résultats entachés d'erreur, et des lacunes d'observations.

#### **III.4.2.1- Etude de la variabilité interannuelle des précipitations**

Le régime annuel est très irrégulier d'une année à une autre. Sur une période de 44 ans (Fig. 22), 18 années ont enregistré des hauteurs de pluie supérieures à la moyenne qui est de 434 mm.

Entre 1970/71 – 1976/77, les précipitations sont supérieures à la moyenne avec un maximum en 1974/1975 de 636,7 mm, ceci caractérise une période relativement humide.

A partir de 1977/78, et pour le reste de la série d'observation, règne une période relativement sèche avec un minimum de 218,4 mm en 1987/1988 à l'exception des années 1986/87 – 1990/91 – 1995/96 – 2003/04 – 2008/09 – 2009/10 – 2012/13 et 2013/14 où les précipitations sont supérieures à la moyenne.

Sur une période de 44 ans les précipitations ont subi une diminution importante de 160.7 mm.

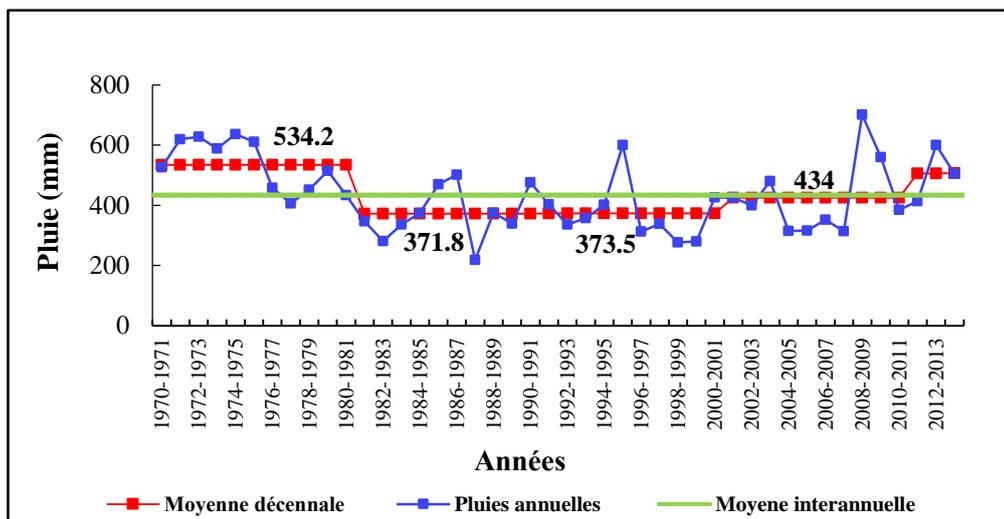


Figure III.22 : Variations interannuelles des précipitations à la station d’oued Lakhdar (1970/71- 2013/14).

### III.4.2.2- Etude des précipitations mensuelles

Le tableau III.11 présente les valeurs moyennes mensuelles des précipitations à la station de O. Lakhdar.

Tableau III.11 : Valeurs moyennes mensuelles des précipitations (1970/71-2013/14).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
<b>P (mm)</b>	20.6	32.8	54.8	50.5	54	57.5	61.5	45.6	38.2	9.3	4.5	4.7

La répartition des précipitations moyennes mensuelles pour la période (1970/71-2013/14) (Fig. III.23), montre que le minimum des précipitations s'observe au mois de Juillet et Août (≈5 mm) (mois les plus secs), et le maximum au mois de Mars avec (61.5 mm) (mois le plus pluvieux).

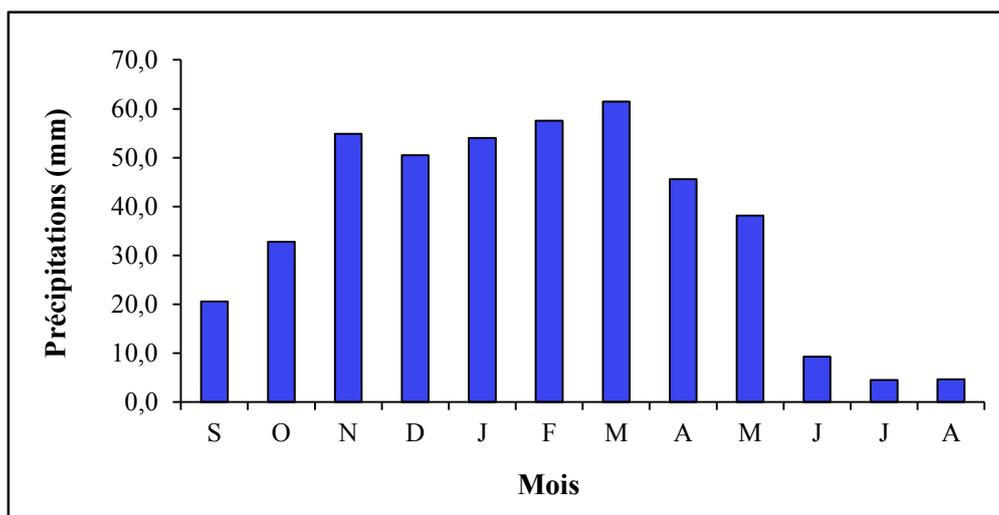


Figure III.23 : Variation des précipitations moyennes mensuelles (1970/71-2013/14).

Tableau III.12 : Valeurs des précipitations moyennes mensuelles, minimales, maximales et moyennes des extrêmes.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
<b>Pmoy (mm)</b>	20.6	32.8	54.8	50.5	54	57.5	61.5	45.6	38.2	9.3	4.5	4.7
<b>Minimum</b>	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0.9	0	0	0
<b>Maximum</b>	124.1	92.4	155.4	198.9	147	195.4	232.3	193.5	148.2	38	73	32
<b>Max extrême</b>	9,5	17,0	30,7	22,6	23,4	28,2	25,3	23,4	15,2	2,6	0,7	1,2
<b>Min extrême</b>	42,0	60,5	86,6	90,9	102,7	100,0	118,9	77,8	71,3	20,0	17,8	15,2

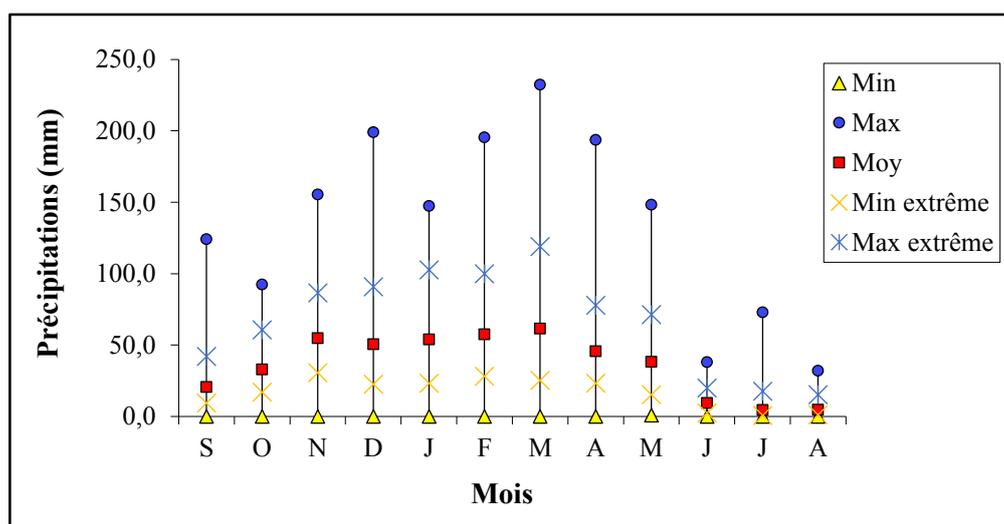


Figure 24 : Variation des précipitations moyennes mensuelles, minimales, maximales et moyennes des extrêmes (1970/71-2013/14).

- **Les minima** : Les valeurs minimales sont nulles.
- **Les maxima** : Les valeurs les plus basses apparaissent en Juin, Juillet et Août, alors que les valeurs les plus élevées se présentent en Décembre et Mars.
- **Les précipitations moyennes** : Le maximum apparaît en Février et Mars, et le minimum aux mois de Juillet et Août.

### III.4.2.3- Etude des précipitations saisonnières

L'étude de la variabilité saisonnière est indispensable, pour voir si la baisse ou la hausse de la pluviométrie est spécifique à une saison particulière ou à plusieurs saisons.

Tableau III.13 : Répartition des précipitations saisonnières.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
<b>Saison</b>	<b>Automne</b>			<b>Hiver</b>			<b>Printemps</b>			<b>Été</b>		
	108.2			162.1			145.2			18.5		

La distribution saisonnière des précipitations (Fig. III.25) montre, que l'été correspond à la saison la plus sèche. L'ensemble de l'hiver et du printemps forme une saison humide ou s'effectuerait la plus grande partie des écoulements.

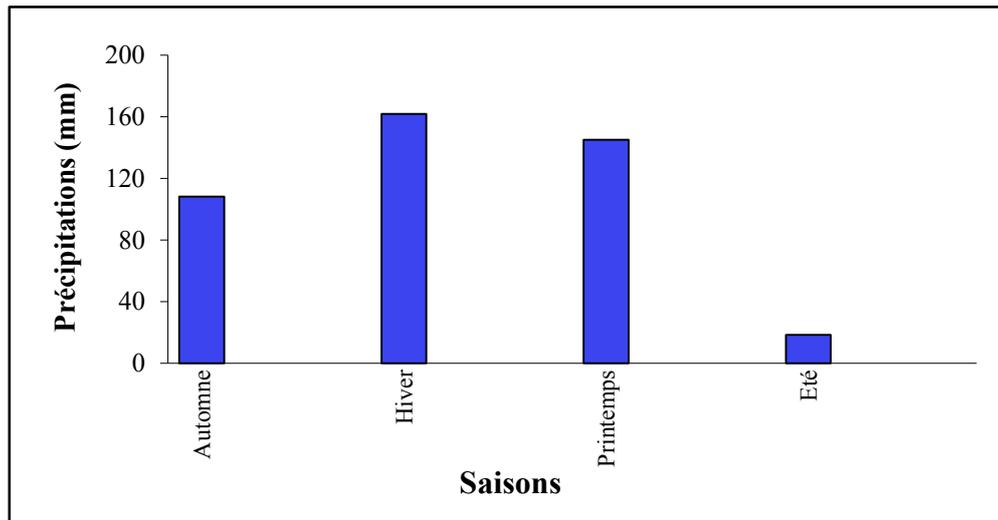


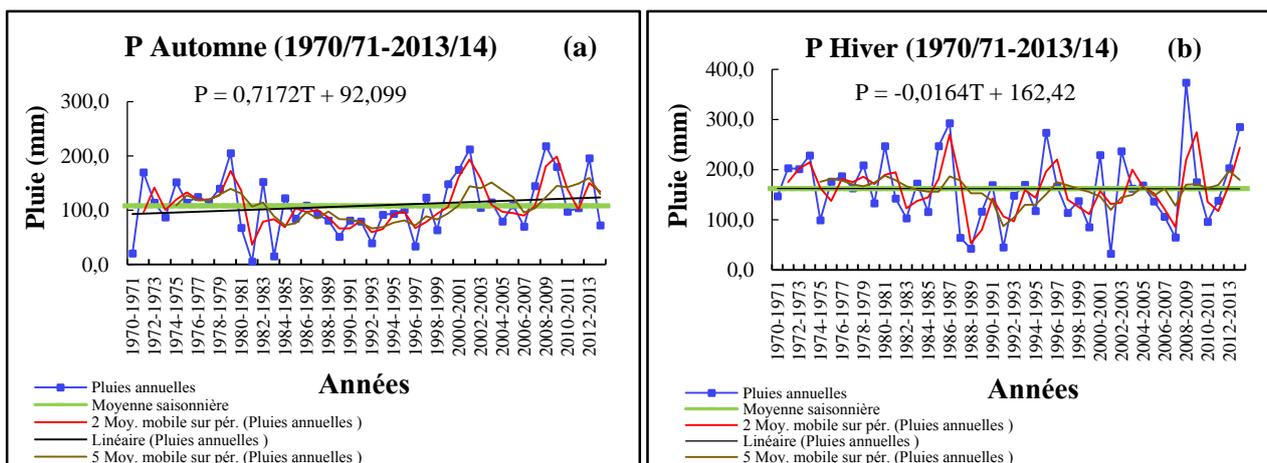
Figure III.25 : Variations saisonnières des précipitations (1970/71-2013/14).

L'étude de la variabilité saisonnière est importante afin de voir si la hausse ou la baisse des paramètres hydropluviométriques est spécifique à une saison particulière ou à plusieurs saisons. Pour cela, nous avons utilisé la moyenne mobile (méthode de filtrage) qui permet de visualiser la chronologie des totaux de pluie ou de l'écoulement saisonniers dans le temps.

Ce modèle consiste à calculer une moyenne arithmétique sur un nombre limité de données et ensuite à l'affecter à une certaine période. Le paramètre à sélectionner est le nombre de données dans la moyenne mobile. Plus ce nombre est élevé, et plus les moyennes élimineront les fluctuations.

Cette méthode réduit l'influence des variations accidentelles, élimine l'effet des fluctuations de très courtes périodes et par conséquent les résultats sont plus commodes à interpréter.

Nous avons choisi pour cette étude les quatre saisons avec des intervalles de temps différents (2 et 5 périodes).



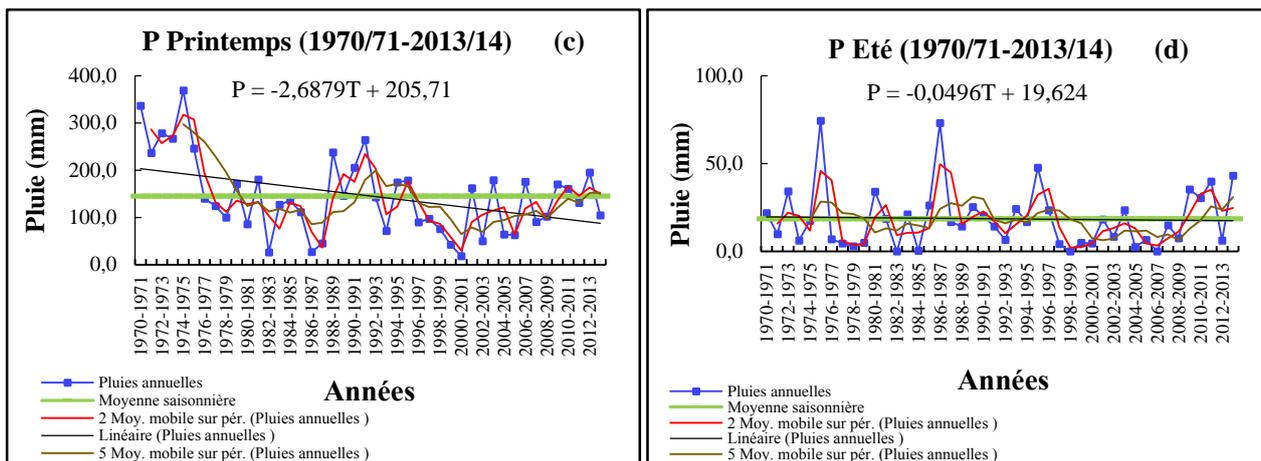


Figure III.26 (a, b, c et d) : Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles.

L'évolution des totaux saisonniers est représentée sur la figure III.26 (a, b, c et d). Pour les saisons automnales, hivernales et estivales, la fluctuation autour de la moyenne des totaux de pluie ne présente pas une tendance apparente (pas de tendance vers la hausse ou la baisse). Par contre, les totaux printaniers sont en nette baisse dès le début des années quatre-vingt-dix. On peut conclure que la tendance à la baisse de la pluviométrie durant les deux dernières décennies est principalement occasionnée par une baisse importante des pluies du printemps.

En comparant la variation des deux courbes de la moyenne mobile (2 et 5), nous remarquons que plus ce nombre est élevé, et plus les moyennes élimineront les fluctuations.

#### III.4.2.4- Etude des précipitations journalières

La variation des précipitations moyennes journalières s'effectue en dents de scie. Nous enregistrons des augmentations suivies de diminutions continues et progressives d'un jour à un autre avec une baisse importante enregistrée durant les mois d'été (Fig. III.27).

Nous remarquons que les mois les plus pluvieux sont du mois de Novembre jusqu'au mois de Mars caractérisant la saison hivernale et printanière.

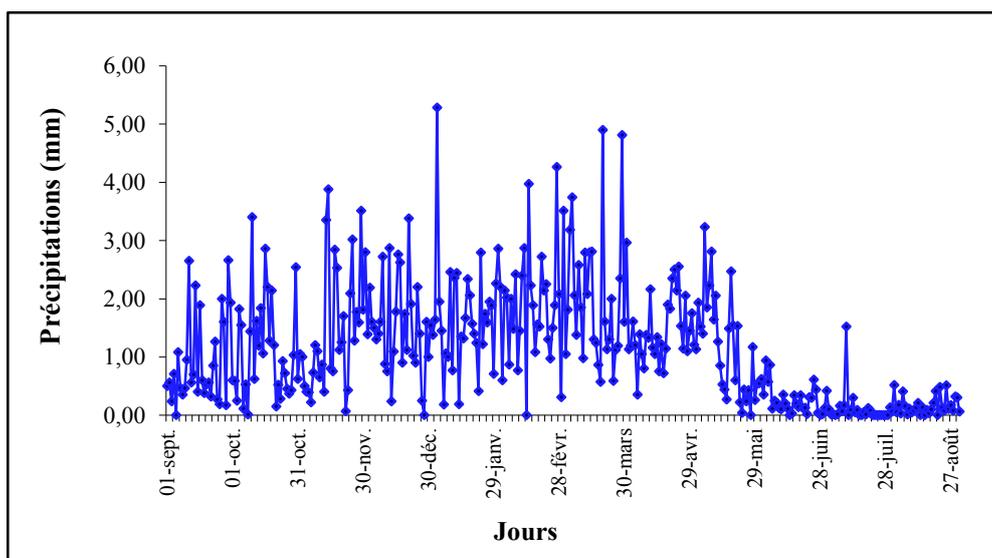


Figure III.27 : Variation des précipitations moyennes journalières (1970/71-2010/11).

### III.4.3- Etude des écoulements

L'écoulement des Oueds, dépend essentiellement du régime des précipitations qui dépendent du climat de la région, nous noterons une variation importante des régimes d'écoulement, mensuels, saisonniers, et interannuels engendrée par l'irrégularité des précipitations.

L'évolution des débits de surface, sur le secteur étudié nous est connue par la station hydrométrique de Chouly installée et surveillée par l'A.N.R.H sur une période de 1970/71 à 2013/14.

#### III.4.3.1- Variation interannuelle des lames d'eau écoulées

Avec un module de 58.4 mm, les variations de l'écoulement dans le bassin versant de l'Oued Lakhdar pendant la période 1970/71-2013/14 (Fig. III.28), se traduisent par une diminution progressive. Les modules annuels maximaux sont présentés en 1972 /1973 avec 167 mm, en 2008/2009 avec 188.5 mm et en 2012/2013 avec 179.3 mm alors que le module minimal est enregistré en 2007/2008 avec 6.6 mm.

Sur une période de 41 ans les lames d'eau écoulées ont subi une diminution importante de 65.1 mm.

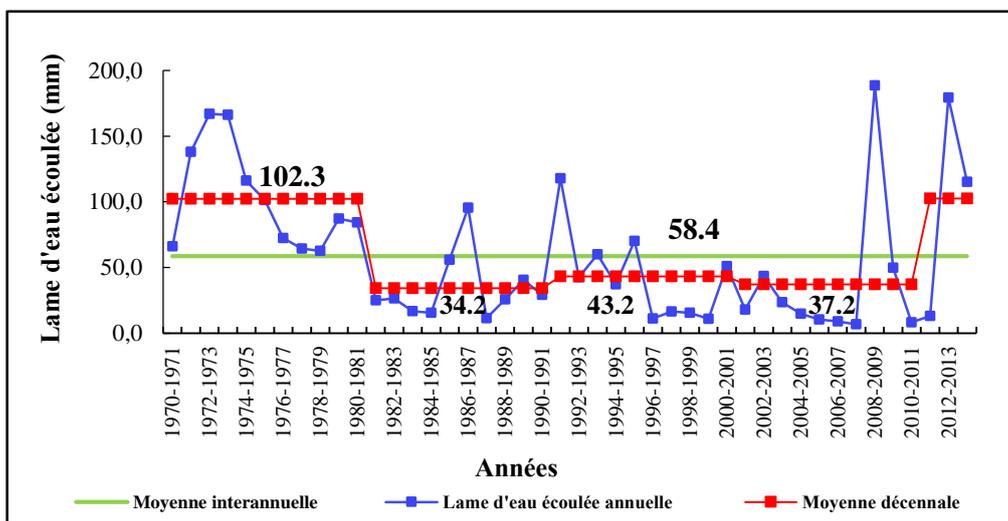


Figure III.28 : Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1970/71-2013/14).

#### III.4.3.2- Variations mensuelles des lames d'eau écoulées

Tableau III.14 : Valeurs moyennes mensuelles de la lame d'eau écoulée.

Année	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
E (mm)	1.2	1.7	3.3	3.6	6.7	10.2	16.1	7.1	4	2.5	1.1	0.9

L'évolution des lames d'eau écoulées mensuelles (Fig. III.29 et III.30), montre un minimum en mois d'Août avec 0.9 mm et évolue vers des valeurs plus importantes, il atteint son maximum en mois de Mars avec 16.1mm.

A partir de Septembre on observe un léger relèvement (en liaison avec la diminution de l'évapotranspiration potentielle) et surtout des premières pluies de l'automne.

Le régime hydrologique de notre bassin est caractérisé par deux périodes : une période humide constituée par les mois de Novembre à Mai, et un étiage principal d'été allant de Juillet

à Octobre. La période des mois d'Octobre et Novembre est consacrée à la reconstitution des réserves.

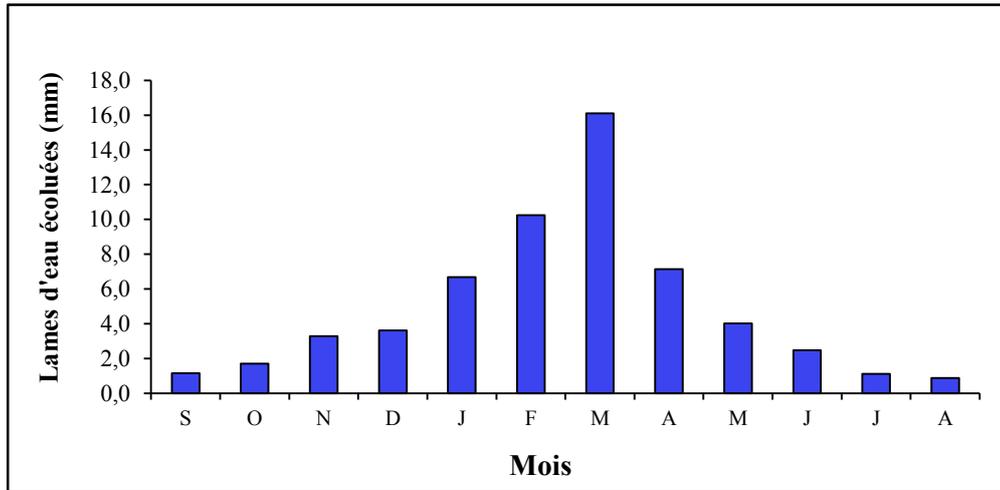


Figure III.29 : Variations mensuelles des lames d'eau écoulees (1970/71-2013/14).

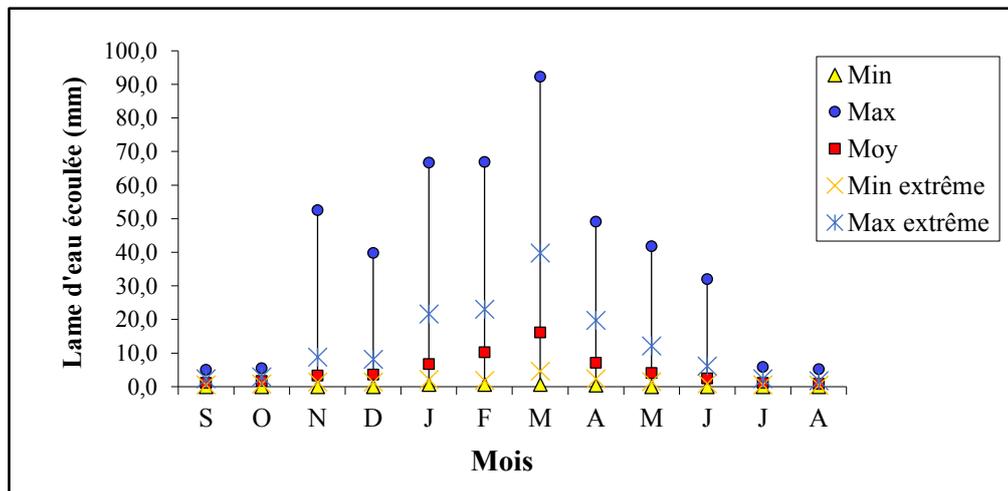


Figure III.30 : Variation des lames d'eau écoulees mensuelles minimales, moyennes et maximales (1970/71-2013/14).

La comparaison entre les précipitations et les lames d'eau écoulees mensuelles (Fig. III.31) nous montre l'existence d'un décalage entre le maximum de la lame d'eau écoulee et celui des précipitations. Ce décalage pendant un cycle hydrologique nous renseigne sur la capacité de stockage en eau du sol au niveau du bassin versant. Si le décalage est faible dans le temps, cela suppose que nous avons une faible capacité de stockage et que le rôle des nappes est négligeable. Par contre dans notre cas, le décalage est important, il est d'environ deux mois (entre Novembre et Décembre), nous pouvons supposer que nous avons un fonctionnement hydrologique par surfaces saturées contributives et le rôle joué par les nappes peut être important. Durant cette période (de Novembre à Décembre), la pluie sert plutôt à alimenter le réservoir sous-jacent (aquifère carbonaté).

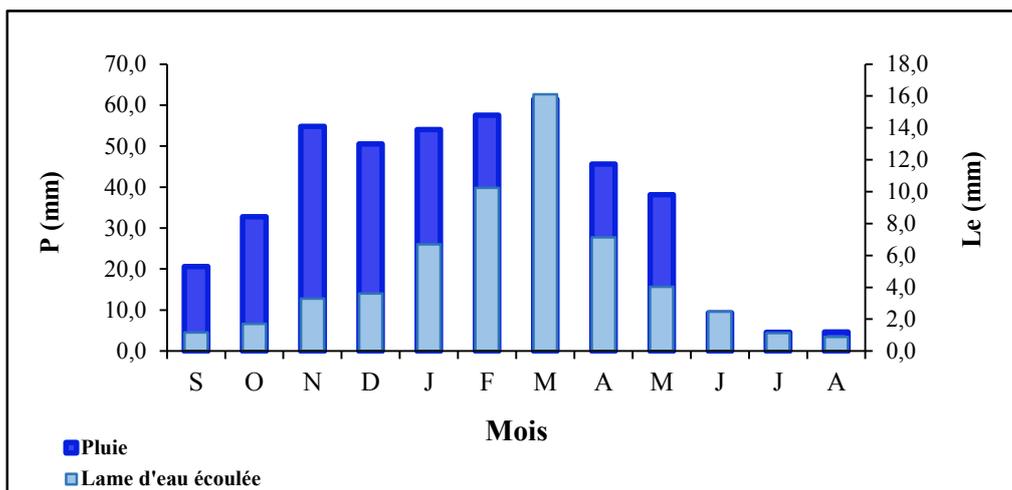


Figure III.31 : Variation mensuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées (1970/71-2013/14).

Le régime mensuel du coefficient de l'écoulement (Fig. III.32), qui est défini comme étant le rapport de la lame d'eau écoulée sur la hauteur moyenne des précipitations, montre que le minimum des écoulements s'observe au mois de Septembre, Octobre, Novembre, Décembre et Janvier (7.3 %), donc les pluies du début de l'année hydrologique (Août-Septembre) n'interviennent pas efficacement au soutien de l'écoulement superficiel. A partir du mois de Février le taux des écoulements augmente et dépasse la moyenne avec un pic enregistré au mois de Juin (26.5 %), cet écoulement est soutenu par les sources (eaux souterraines) (bien que pendant l'été les pluies sont presque nulles mais le débit de base est soutenu par les sources).

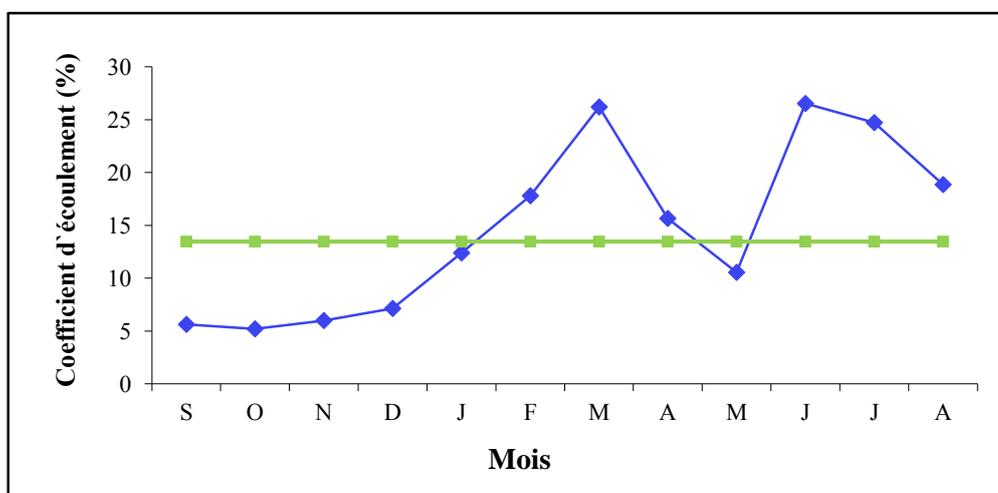


Figure III.32 : Variation du coefficient moyen mensuel de l'écoulement (1970/71-2013/14).

### III.4.3.3- Variations saisonnières des lames d'eau écoulées

Tableau III.15 : Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières.

Année	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Saison	Automne			Hiver			Printemps			Été		
	6.2			20.5			27.2			4.5		

La distribution saisonnière des lames d'eau écoulées (Fig. III.33) montre, que c'est au printemps et en hiver que s'effectuent l'essentiel des écoulements. Le maximum est enregistré au printemps, cela s'explique par la présence de fortes pluies durant cette saison.

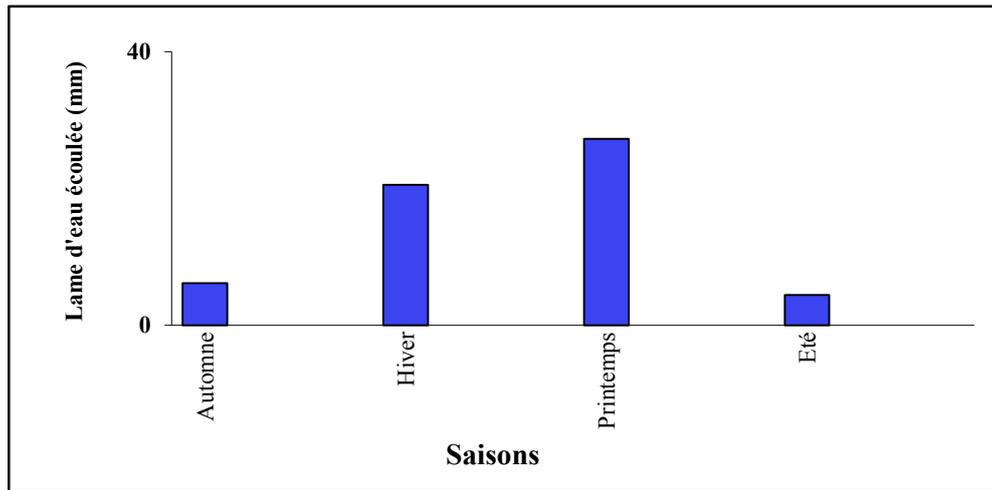


Figure 33 : Variations saisonnières des lames d'eau écoulées (1970/71-2013/14).

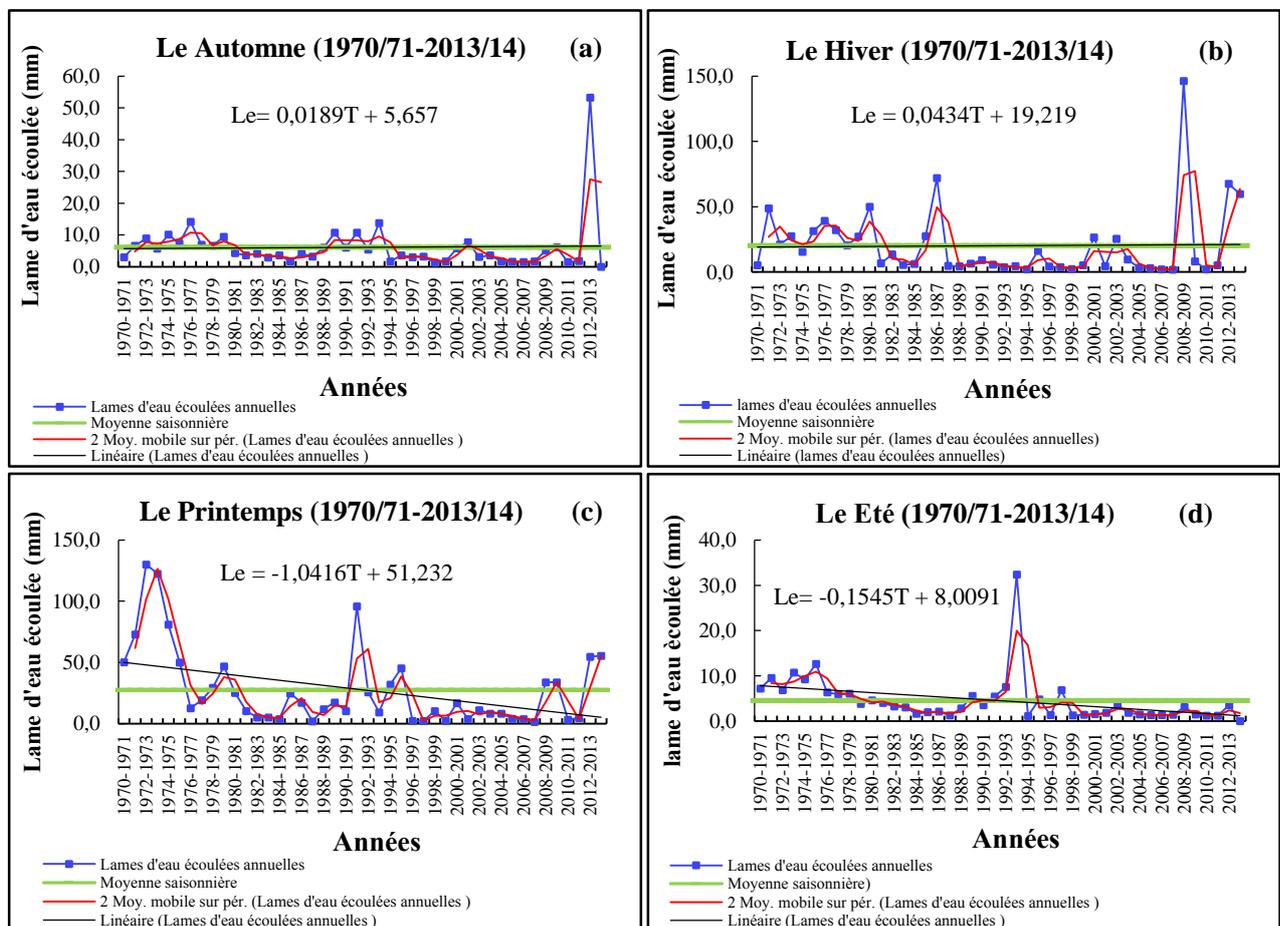


Figure III.34 (a, b, c et d) : Evolution des totaux saisonniers avec leurs moyennes mobiles.

La figure III.34 (a, b, c et d), traduit l'évolution des totaux saisonniers. Elle montre que la saison printanière et estivale présente une tendance vers la baisse dès le début des années quatre-vingt-dix. Cette diminution d'écoulement est due principalement à la diminution des précipitations (Fig. III.26 (c)) durant les décennies 1990 et 2000.

En été le déficit d'écoulement augmente, ce qui peut être interprété comme le résultat d'une évapotranspiration très active et le manque de précipitations.

### III.4.3.4- Variations journalières des lames d'eau écoulées

Pour les lames d'eau écoulées journalières, nous observons une augmentation générale des débits de Février à Mars, et un pic enregistré le mois de Juin dû aux averses orageuses et violentes, puis une baisse de Mai à Octobre. Cependant, ces augmentations et diminutions s'effectuent en dents de scie. En effet, on peut avoir un faible débit un jour, il peut doubler le lendemain et diminuer fortement le surlendemain (Fig. III.35).

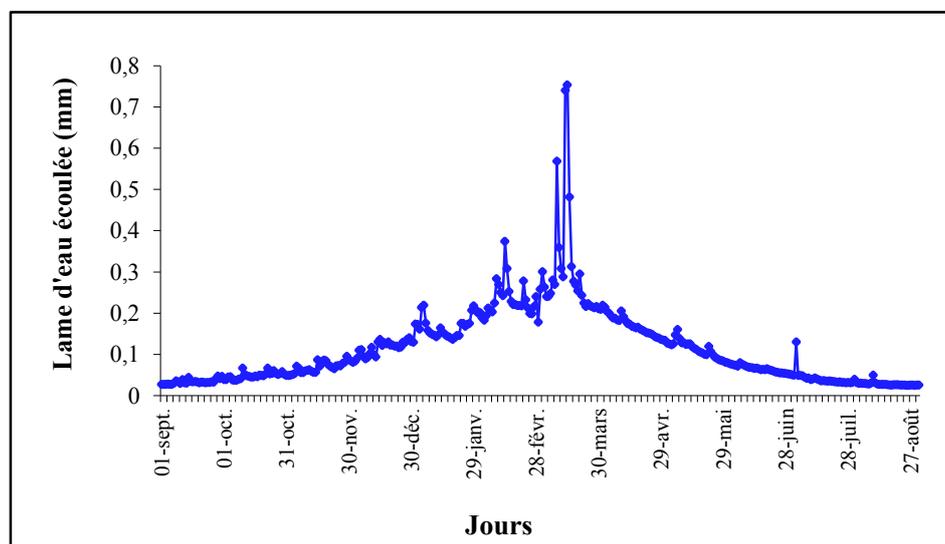


Figure III.35 : Variation des lames d'eau écoulées moyennes journalières (1970/71-2011/12).

### III.4.4- Etude des températures

La température est un facteur important qui détermine le climat en interaction avec les autres facteurs météorologiques. Elle permet avec les précipitations le calcul du déficit d'écoulement et des indices climatiques.

Pour la réalisation de cette étude, nous disposons des mesures effectuées sur la station d'El Meffrouche période 1970/71 à 2013/14 (Tab. III.10). Ceci en l'absence de mesure à la station de Chouly.

#### III.4.4.1- Températures moyennes annuelles

Les températures moyennes annuelles sont irrégulières, elles ont tendance à augmenter d'une année à l'autre (figure III.36).

Entre 1970 et 1981 les températures étaient de 15.7°C, à partir de 1981 elles sont au-dessus de la moyenne pour atteindre 17.4°C et donc une augmentation de 1.7°C, cette variabilité serait due au changement climatique global.

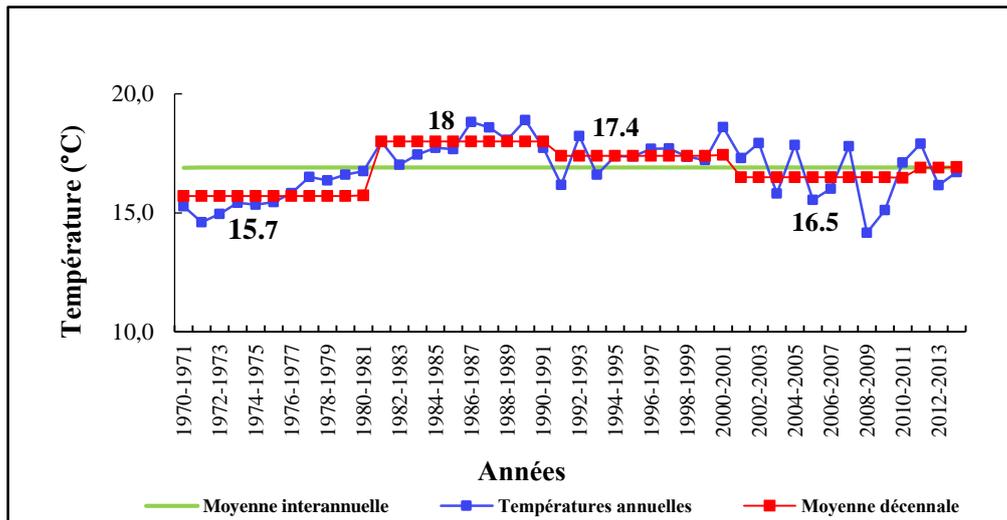


Figure III.36 : Variation des températures moyennes annuelles (1970/71-2013/14).

### III.4.4.2- Températures moyennes mensuelles

Les températures moyennes mensuelles à la station d'El Meffrouche sont reportées dans le Tableau III.16.

Tableau III.16 : Valeurs moyennes mensuelles des températures de la station d'El Meffrouche (1970/71-2013/14).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moyenne
T°(C)	22.4	18	13.4	11.4	09.5	10.4	12.6	14.1	17.2	21.9	25.6	26.1	17

Les variations des températures moyennes mensuelles à la station d'El Meffrouche (Fig. III.37), montrent que le mois de Janvier avec 9,5°C est le plus froid, et les mois de Juillet et d'Août avec plus de 25°C sont les plus chauds. La température moyenne annuelle est de 17°C.

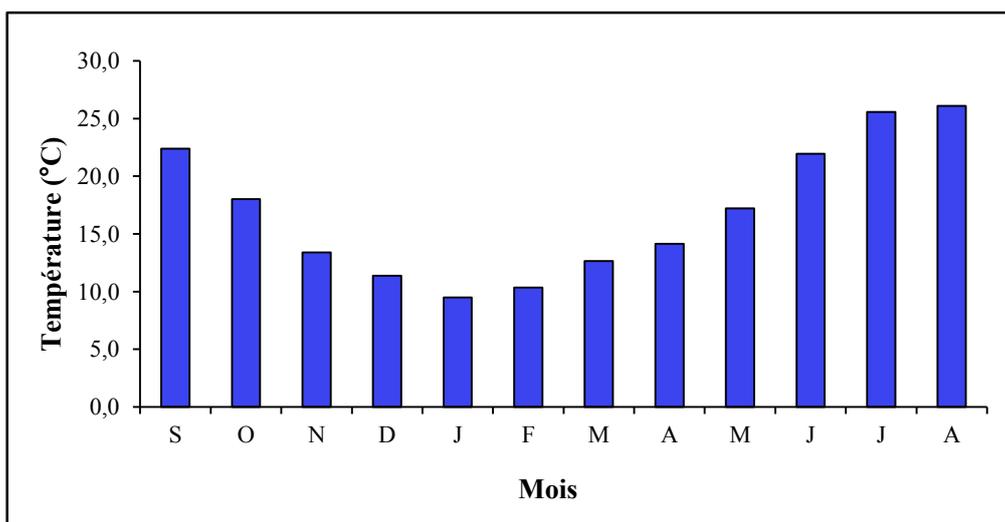


Figure III.37 : Variation des températures moyennes mensuelles (1970/71-2013/14).

### III.4.4.3- Températures moyennes saisonnières

La distribution saisonnière des températures (Fig. III.38) montre, que l'été et l'automne correspondent aux saisons les plus chaudes, l'hiver et le printemps aux saisons froides.

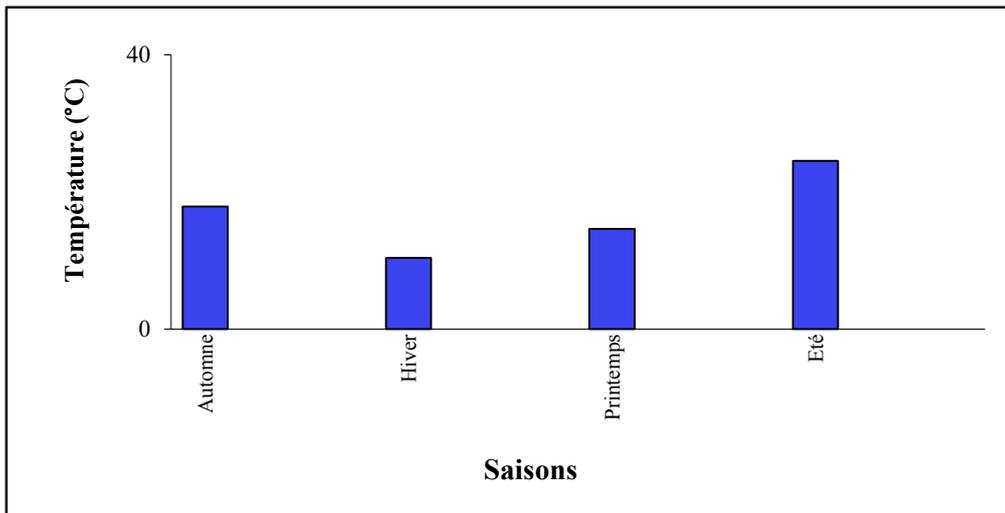


Figure III.38 : Variations saisonnières des températures (1970/71-2013/14).

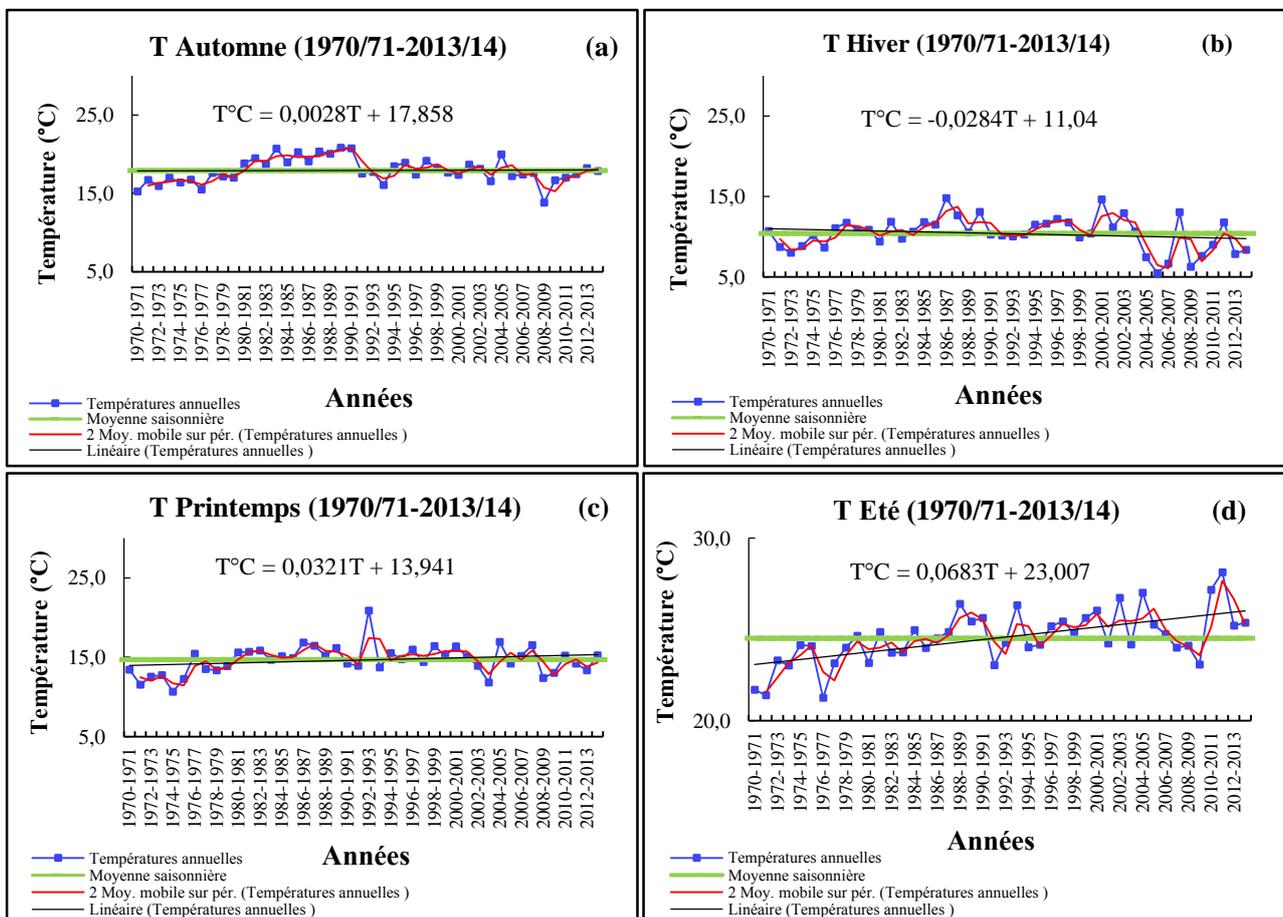


Figure III.39 (a, b, c et d) : Evolution saisonnière des températures avec leurs moyennes mobiles.

L'évolution saisonnière des températures (figure 39 (a, b, c et d)), montre que la saison d'été présente une tendance vers la hausse dès le début des années quatre-vingt-dix, traduit par une diminution des précipitations (fig. III.26 (c) et III.34 (c)). Nous pouvons donc déduire que la diminution des précipitations est la conséquence de la hausse des températures.

### **III.4.5- Etude statistique des données hydropluviométriques**

L'ajustement statistique consiste à vérifier des hypothèses d'homogénéité entre une variable aléatoire et un modèle calculé. Si ce modèle est bien superposé à l'échantillon étudié, nous pouvons dire qu'il est bien ajusté. L'objet de la méthode statistique est la réduction de la masse de données, qui si importante, devrait être remplacée par un nombre réduit de paramètres statistiques pouvant représenter correctement cette masse.

Afin de découvrir la structure des variations des débits annuels et pour faire une analyse détaillée de ces données, l'ajustement statistique a été réalisé grâce au logiciel HYFRAN 1.1 développé par l'institut canadien (INRS-ETE). Ce dernier propose les ajustements statistiques et détermine le modèle d'une loi ou plus qui ajustent au mieux l'ensemble des données. La méthode de calcul choisie pour l'estimation des paramètres du modèle est la méthode du maximum de vraisemblance.

L'ajustement graphique permet de vérifier si la forme de la loi retenue, ayant une valeur de test la plus petite, corrèle bien avec la distribution de la variable étudiée et représente mieux l'échantillon. Le calcul des différents paramètres de la loi ou les lois choisies permet enfin de déduire les variations futures de la variable pour une probabilité donnée.

- **Test de normalité**

Pour tester la normalité des séries, il existe deux méthodes :

- **Test graphique** : Consiste à tracer sur un papier de Gauss la courbe théorique et la courbe empirique et de les comparer.

- **Test analytique** : Parmi les tests utilisés nous avons le test du  $Khi^2$ , le test de Kolmogorov, et nous pouvons utiliser un test qui considère les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement. Le test de  $Khi^2$  mesure l'écart qu'il y a entre les fréquences observées et les fréquences théoriques, il est donné par la statistique du  $\chi^2$ . Il est utilisé pour déterminer si une distribution théorique comme la distribution normale, peut ajuster une distribution empirique, c'est-à-dire une distribution calculée à partir des données observées.

La loi normale est la loi statistique la plus répandue et la plus adéquate pour notre série pluviométrique annuelle. De plus, de nombreuses autres lois statistiques peuvent être approchées par la loi normale. Pour notre cas, nous allons appliquer les tests graphiques et le test du  $\chi^2$  sur les données de notre bassin versant.

#### **III.4.5.1- Adéquation des données de précipitations à une loi statistique**

L'analyse statistique des précipitations permet de préciser les conditions du régime pluviométrique dans notre secteur d'étude, elle nous conduira également à estimer les précipitations pour des récurrences données. Elle nous permettra aussi de déterminer la loi d'ajustement des précipitations de notre station.

La fréquence de chaque valeur sera calculée par la relation suivante :

$$F_i = i / N+1$$

Avec :

I : rang

N : période d'observation (nombres d'années).

La série pluviométrique obtenue, nous permet de calculer les paramètres statistiques et de juger la distribution des précipitations annuelles. Les résultats de l'étude statistique sont portés sur le tableau III.17.

Tableau III.17 : Paramètres de position des précipitations de la station de Chouly.

Paramètres	Formules	Valeurs
Moyenne	$\bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a p_i$	434
Variance	$S^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a (p_i^2 - \bar{p}^2)$	13691.4
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{S^2}$	117
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{P}$	0.26

Le coefficient de variation  $Cv < 0.5$ , cela nous laisse penser fortement que l'ajustement suit une loi normale ( $Cv < 0.3$ ), le test  $\chi^2$  permettra de vérifier cette adéquation.

### III.4.5.1.1- Ajustement par la loi normale

#### a- Test graphique

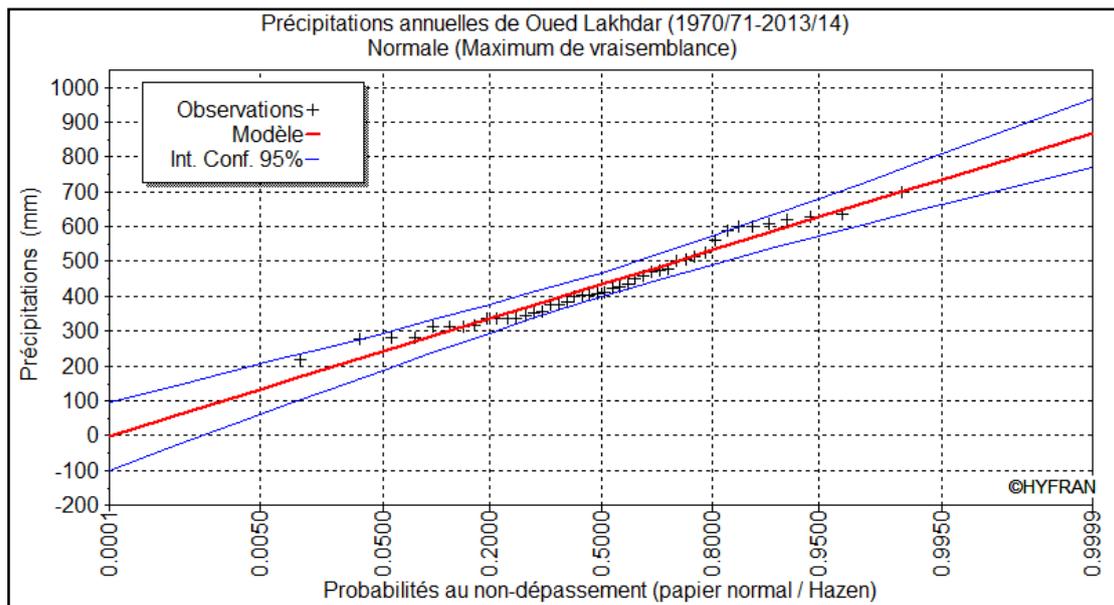


Figure III.40 : Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.

D'après la figure III.40, nous remarquons que la distribution des précipitations à la loi normale fournit un alignement de points acceptables.

On obtient une distribution représenté par une droite (la droite d'Henry) d'équation :

$$X = \sigma \cdot u + \beta \quad \text{Eq. III.12}$$

Avec :  $\delta =$  Ecart-type = 117 ;  $\beta =$  moyenne des précipitations = 434 mm ;  $u$  : variable réduite de Gauss.

Pour :  $F_i = 0.5 \longrightarrow u = 0 \longrightarrow P = 434 \text{ mm.}$

$F_i = 0.9 \longrightarrow u = 1.28 \longrightarrow P = 583.8 \text{ mm.}$

**b- Test du  $\chi^2$**

Afin de déterminer la valeur du  $\chi^2$ , nous avons repris les séries des précipitations et nous avons réparti ces valeurs en classes. Les résultats sont donnés au tableau III.18.

Tableau III.18 : Résultats du  $\chi^2$ .

Paramètres	Valeurs
$\chi^2$ calculé	6.15
$\chi^2$ tabulé	9.48
Degré de liberté ddl	4
Nombre de classes K	7

Le  $\chi^2$  calculé étant inférieur au  $\chi^2_{\text{tabulé}}$  ( $\chi^2_c < \chi^2_t$ ), le test est positif, l'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale des précipitations.

**III.4.5.1.2- Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée**

A partir des résultats obtenus des ajustements, nous pouvons conclure que l'adéquation la plus satisfaisante est celle donnée par la loi normale et c'est-elle que nous retiendrons pour effectuer les calculs des volumes de pluies correspondants à des récurrences données. Ceci confirme ce qui a été mentionné dans les tests du  $\chi^2$ .

Nous pouvons calculer les valeurs des précipitations pour une période de retour des précipitations présentant une valeur connue.

Partant de l'équation de la loi normale :  $P = 434 + 117.u$ . Nous calculerons un certain nombre de précipitations types, en remplaçant « u » par sa valeur. Les résultats sont donnés au tableau III.19.

Tableau III.19 : Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.

Période de retour T (ans)	u	Précipitations (mm)				
		Annuel	Automne	Hiver	Printemps	Été
5	0.84	532.5	151.3	222.8	214.3	33.1
10	1.28	583.9	173.9	254.5	250.5	40.8
20	1.64	626.4	192.5	280.8	280.4	47.1
50	2.05	674.3	213.6	310.3	314.0	54.2
100	2.32	706.2	227.6	330.0	336.5	59.0
1000	3.09	795.6	266.8	385.1	399.3	72.3

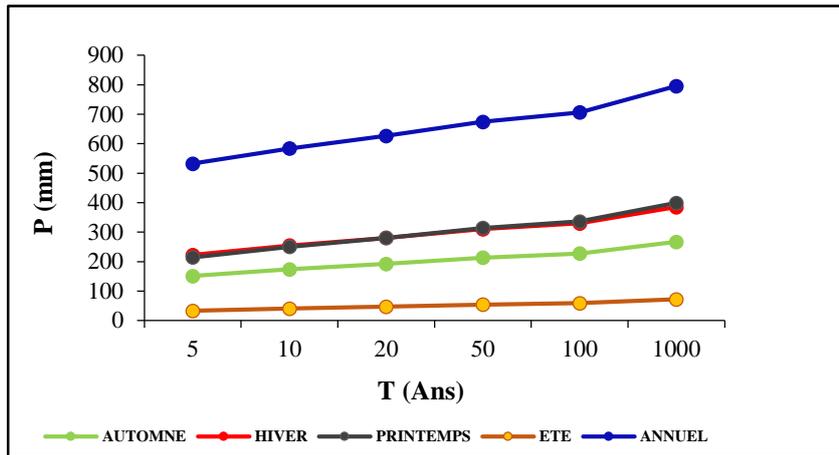


Figure III.41 : Période de retour des précipitations par la loi normale.

Le pas de temps saisonnier donne une superposition des courbes indiquant les précipitations pour des périodes de récurrences pour le printemps et l’hiver allant de 200 jusqu’à 400 mm (Fig. III.41).

### III.4.5.2- Adéquation des données de lames d’eau écoulées à une loi statistique

L’analyse statistique des données hydrométriques vise à définir les régimes à travers certaines valeurs caractéristiques et représentatives.

Tableau III.20 : Paramètres de distribution des lames d’eau écoulées de la station de Chouly.

Paramètres	Formules	Valeurs
Moyenne	$\bar{Le} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a Le_i$	58.6
Variance	$\delta^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a (Le_i^2 - \bar{Le}^2)$	2619.71
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\delta^2}$	51.2
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\bar{Le}}$	0.78

La forte dispersion des lames d’eau écoulées mise en lumière par la valeur élevée du coefficient de variation laisse supposer une distribution dissymétrique à notre série.

$Cv > 0.5$ , nous pouvons supposer qu’une adéquation à une loi log normale est possible.

#### III.4.5.2.1- Ajustement des lames d’eau écoulées annuelles à la loi log normal

La variable statistique dans ce cas n’exprime pas les lames d’eau écoulées, mais leurs logarithmes.

$$\text{Log}Le = \text{Log}\bar{Le} + \sigma \text{Log}.u \quad \text{Eq. III.13}$$

Tableau III.21 : Paramètres de position pour la loi log normale de la station de Chouly.

Paramètres	Formules	Valeurs
Moyenne	$\bar{Le} \log = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Le_i \log$	3.66
Variance	$\delta^2 \log = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (p^2_i \log - \bar{p}^2 \log)$	0.89
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\delta^2 \log}$	0.97
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\bar{Le}}$	0.26

**a- Test graphique**

Le test graphique (Fig. III.42), montre que la distribution log normale s'ajuste mieux que les autres types de distributions.

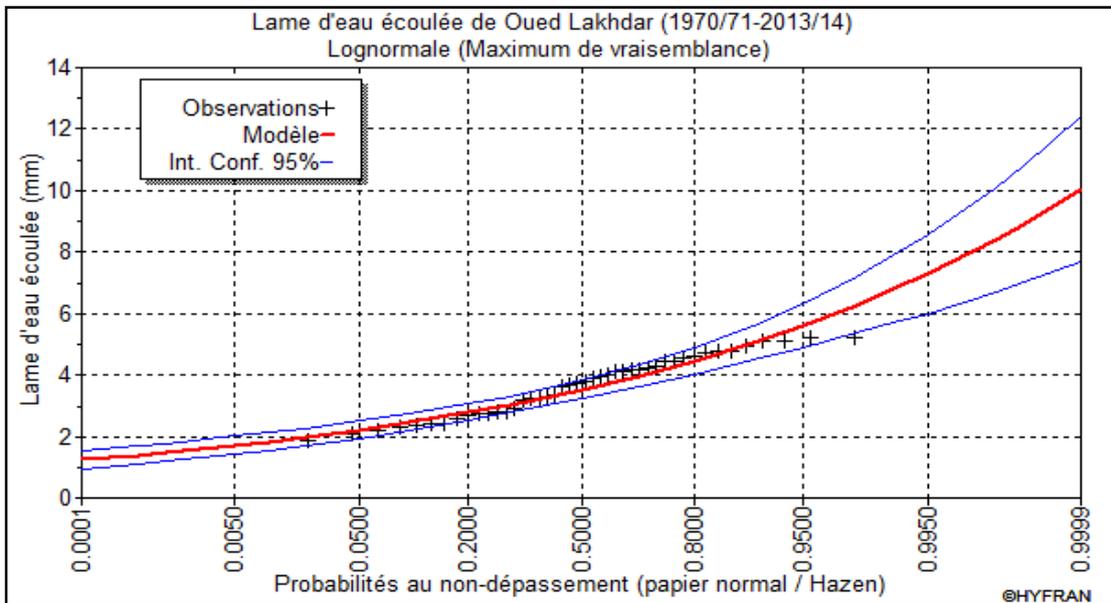


Figure III.42 : Ajustement graphique des lames d'eau écoulées annuelles à la loi de distribution log normale.

D'après la figure 44, nous remarquons que la distribution des lames d'eau écoulées à la loi log normale fournit un bon alignement de points.

**b- Test du  $\chi^2$**

Les résultats du  $\chi^2$  sont récapitulés au tableau III.22.

Tableau III.22 : Résultats du  $\chi^2$ .

Paramètres	Valeurs
$\chi^2$ calculé	3.62
$\chi^2$ tabulé	3.84
Degré de liberté ddl	1
Nombre de classe K	5

Le  $\chi^2$  calculé étant légèrement inférieur au  $\chi^2$  tabulé ( $\chi^2_c < \chi^2_t$ ), l'ajustement permet donc d'admettre une distribution log normale des lames d'eau écoulées.

### III.4.5.2.2- Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée

Partant de l'équation de la loi log normal :  $\text{Log } E = 3.7 + 0.89.u$ , nous calculons les valeurs des lames d'eau écoulées correspondant à des récurrences données.

A partir de cette équation, nous pouvons calculer un certain nombre de lames d'eau écoulées types, en remplaçant « u » par sa valeur. Les résultats sont donnés au tableau III.23.

Tableau III.23 : Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée.

Période de retour T (ans)	u	Lames d'eau écoulées (mm)				
		Annuel	Automne	Hiver	Printemps	Été
5	0.84	93.8	8.0	27.8	40.9	14.3
10	1.28	145.7	11.3	45.1	69.3	21.2
20	1.64	209.5	15.1	67.3	107.1	29.4
50	2.05	315.4	21.0	105.5	174.9	4.5
100	2.32	414.2	26,1	142.4	242.6	54.3
1000	3.09	889.1	48.0	330.1	606.8	107.9

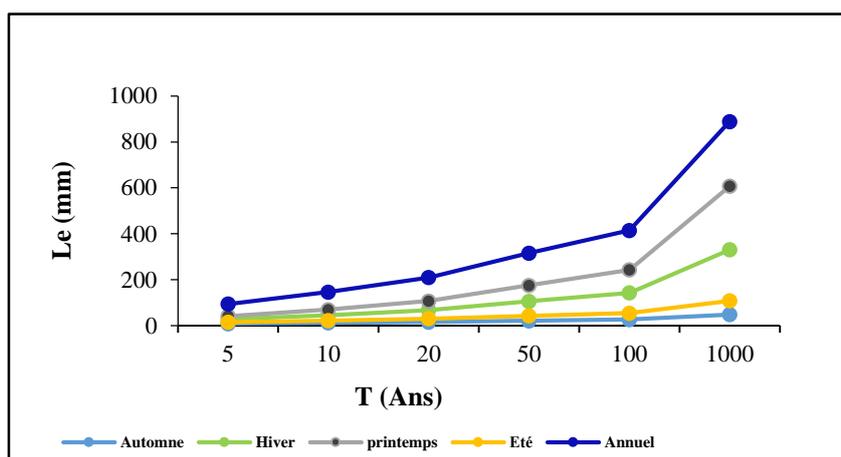


Figure III.43 : Période de retour des précipitations par la loi log normale.

L'application de la loi log normale pour estimer les périodes de retour des lames d'eau écoulées a donné presque une similitude dans le comportement des différents pas de temps, c'est à partir du pas de temps centennale que la variation devient importante (Fig. III.43).

### III.4.6- Etude des périodes de retour des extrêmes maximales et minimales

Pour le traitement des données maximales nous avons utilisé la loi de Gumbel ou (EV1), généralement c'est la plus utilisée pour le traitement des observations hydrologiques extrêmes.

La fréquence cumulative de la distribution de Gumbel (1958) pour les valeurs extrêmes maximales à la forme de l'exponentielle double est la suivante :

$$F(x) = \exp[-\exp(-\alpha(x-u))] \quad -\infty \leq x \leq +\infty \quad \text{Eq. III.14}$$

Pour l'extrême minimal la fréquence cumulative devient :

$$F(x) = 1 - \exp[-\exp(-\alpha(x-u))] \quad -\infty \leq x \leq +\infty \quad \text{Eq. III.15}$$

Les paramètres  $\alpha$  et  $u$  peuvent être estimés à partir de la moyenne  $\bar{X}$  et l'écart-type  $\sigma$  de l'échantillon par les relations suivantes :

$$\alpha = 1.2825/\sigma \quad \text{Eq. III.16}$$

$$u = \bar{X} - 0.45 \sigma \quad (\text{Extrême maximal}) \quad \text{Eq. III.17}$$

$$u = \bar{X} + 0.45 \sigma \quad (\text{Extrême minimal}) \quad \text{Eq. III.18}$$

Les résultats obtenus à partir de l'application de la formule de Gumbel sont récapitulés dans les tableaux (III.24) et (III.25).

Tableau III.24 : Calcul des extrêmes maximaux et minimaux pour les précipitations à partir de la loi de Gumbel.

		Automne	Hiver	Printemps	Été	Annuel
Extrême maximal	U	85,3	129,6	107,7	10,7	381,4
	ALFA	0,03	0,02	0,02	0,07	0,01
	F(X)	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9
	T(ANS)	28,7	1,0	1,0	1,2	1,0
Extrême minimal	U	131,2	194,4	182,4	26,3	486,6
	ALFA	0,03	0,02	0,02	0,07	0,01
	F(X)	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
	T(ANS)	24,2	18,5	13,2	7,5	19,5

Tableau III.25 : Calcul des extrêmes maximaux et minimaux pour les lames d'eau écoulées à partir de la loi de Gumbel.

		Automne	Hiver	Printemps	Été	Annuel
Extrême maximal	U	2,6	7,85	13,6	2,2	36,05
	ALFA	0,2	0,04	0,04	0,2	0,02
	F(X)	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
	T(ANS)	81,3	80,1	106,7	24,2	46,9
Extrême minimal	U	9,8	32,2	42,4	6,8	81,9
	ALFA	0,2	0,04	0,04	0,2	0,02
	F(X)	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9
	T(ANS)	5,3	4,7	5,6	5,9	7,2

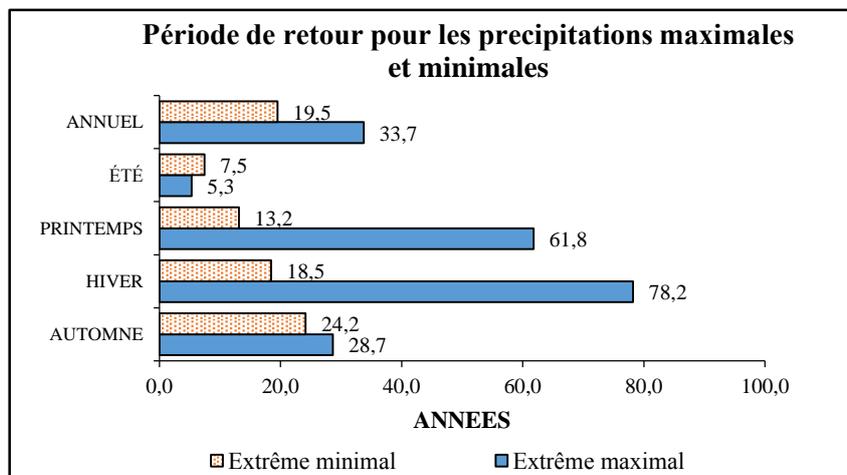


Figure III.44 : Périodes de retour des précipitations pour les extrêmes maximales et minimales.

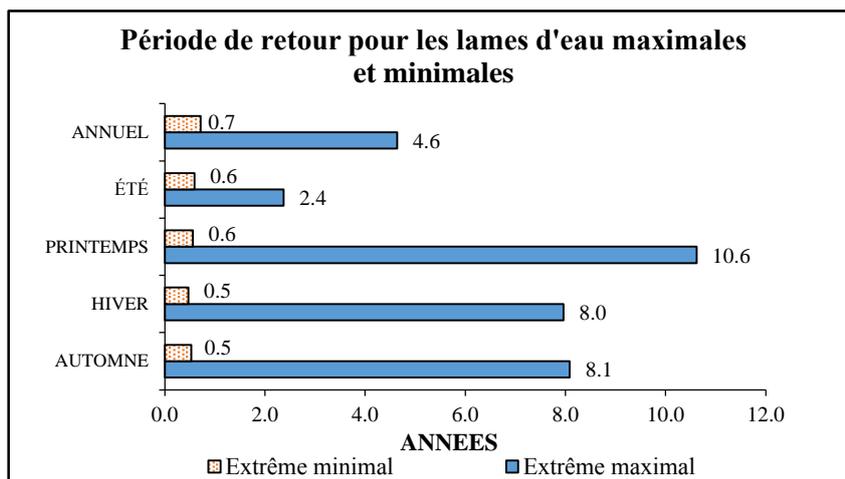


Figure III.45 : Périodes de retour des lames d’eau écoulées pour les extrêmes maximales et minimales.

Les figures (III.44) et (III.45) présentent les valeurs extrêmes maximales et minimales. Nous remarquons bien que les années de retour pour les extrêmes maximales sont plus étendues que celle des extrêmes minimales.

Pour une période de retour donnée, la pluie extrême maximale correspondante peut être estimée à partir de la relation III.19. Les résultats de son application pour les pas de temps annuel et saisonniers sont illustrés dans la figure III.46.

$$X_t = \bar{p} + K \sigma \quad \text{Eq. III.19}$$

K est un facteur de fréquence généralement exprimé en fonction de la période de retour T :

$$K = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left( 0,5772 + \ln \left[ \ln \left( \frac{T}{T-1} \right) \right] \right) \quad \text{Eq. III.20}$$

Et :

$$T = \frac{1}{1-F} \quad \text{Eq. III.21}$$

Les tableaux (III.26 et III.27) présentent les résultats des valeurs de récurrence calculés par la loi de Gumbel, ainsi que leurs représentations graphiques pour le pas de temps annuel et saisonnier (Fig. III.46 et III.47).

Tableau III.26 : Périodes de récurrences des précipitations calculés par la loi de Gumbel.

Période de retour T (ans)	K	Précipitations (mm)				
		Automne	Hiver	Printemps	Été	Annuel
5	0,7	144,7	213,8	204,7	31,02	518,2
10	1,3	174,6	255,9	253,3	41,2	586,7
20	1,7	203,2	296,4	299,9	50,9	652,4
50	2,6	240,3	348,7	360,3	63,6	737,5
100	3,1	268,05	387,9	405,5	73,1	801,2
1000	4,9	359,8	517,5	554,9	104,4	1011,7

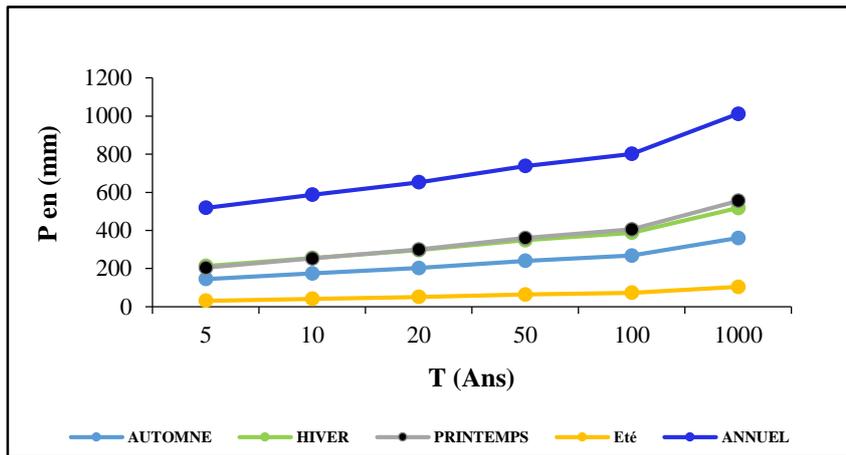


Figure III.46 : Estimation des périodes de récurrence des précipitations à partir de la loi de Gumbel.

Tableau III.27 : Périodes de récurrences des Lames d'eau écoulées calculés par la loi de Gumbel.

Période de retour T (ans)	K	Lames d'eau écoulées (mm)				
		Automne	Hiver	Printemps	Été	Annuel
5	0,8	6,9	39,5	51,1	8,1	95,9
10	0,9	8,8	55,3	69,9	11,2	126,0
20	0,95	10,6	70,4	87,9	14,0	154,8
50	0,98	13,03	89,9	111,1	17,8	192,1
100	0,99	14,8	104,6	128,6	20,6	220,0
1000	0,999	20,8	153,1	186,3	29,8	312,3

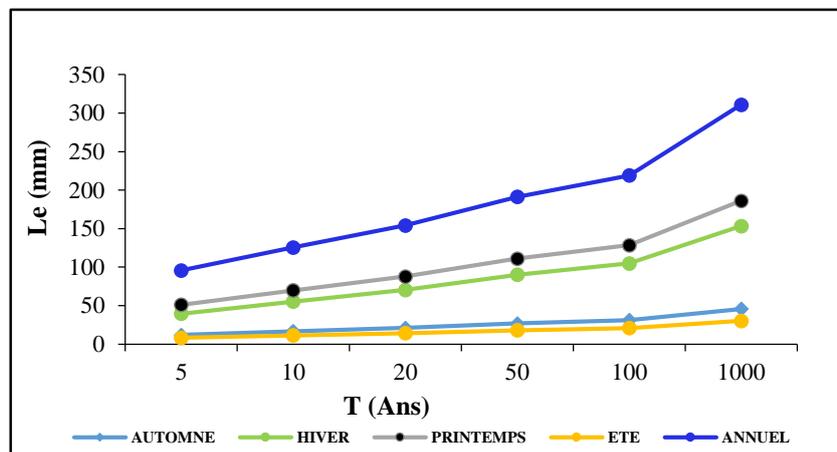


Figure III.47 : Estimation des périodes de récurrence des lames d'eau écoulées à partir de la loi de Gumbel.

L'application de la loi de Gumbel pour estimer les périodes de retour des précipitations et des lames d'eau écoulées a donné presque une similitude dans le comportement des différents pas de temps, c'est à partir du pas de temps centennale que la variation devient importante (Fig. III.46 et III.47).

### III.4.7- Relation pluie-débit

Afin de comparer l'existence de concordance entre les précipitations et les écoulements résultants de cette dernière, nous avons tracé une droite de régression entre les précipitations et les écoulements au pas de temps annuel, mensuel et journalier. Pour cela, nous avons choisi la relation linéaire car elle a présenté le meilleur coefficient de corrélation par rapport aux autres relations.

#### III.4.7.1- corrélation annuelle

La corrélation entre les données annuelles (Fig. III.48) (pluies et les lames d'eau écoulées) donne un bon coefficient de corrélation  $R=81\%$  avec quelques points qui s'éloignent de la droite et qui sans doute résulte de la mauvaise qualité des données qui s'expriment parfois par une sur ou sous-estimation. Aussi les caractéristiques physiques, la taille, la géologie, le climat et la structure du bassin associé à l'intensité, la répartition spatio-temporelle des précipitations, le caractère karstique qui réduit la surface d'écoulement des eaux qui ont tendance à s'infiltrer instantanément à travers l'exokarst, les pertes et les transferts souterrains vers d'autres bassins versants peuvent constituer la principale cause.

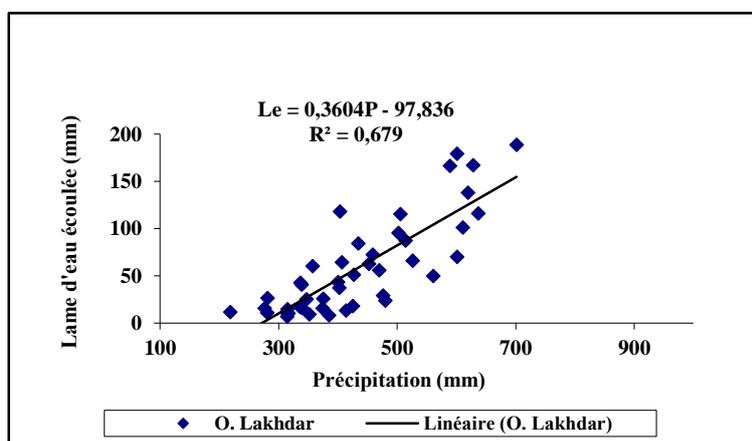


Figure III.48 : Corrélation Pluie-Débit annuelle à oued Lakhdar (1970/71-2013/14).

#### III.4.7.2- Corrélation mensuelle

La corrélation entre les pluies et les lames d'eau écoulées donne une relation mensuelle non significative avec un coefficient de corrélation de 54% (Fig. III.49). Ceci est assez logique car le réservoir modifie le lien temporel qui peut exister entre ces deux variables. De même, ceci peut s'expliquer par le fait que l'écoulement enregistré dans le mois K ne correspond pas forcément aux pluies tombées au même mois et que les écoulements de surface peuvent en effet être soutenus par les écoulements souterrains dus aux pluies du mois ou des mois précédents.

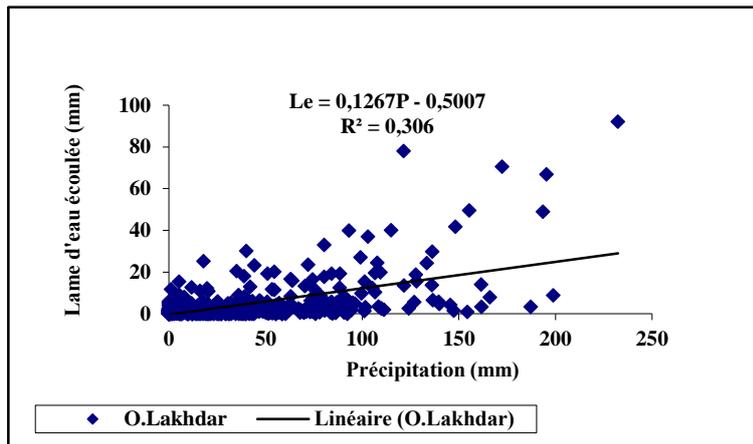


Figure III.49 : Corrélation Pluie-Débit mensuelle à oued Lakhdar (1970/71-2013/14).

### III.4.7.3- Corrélation journalière

La régression entre les précipitations et les lames d'eau écoulées sont faibles 45% (Fig. III.50), du fait que la réponse hydrologique d'un bassin versant dépend des conditions propres à ce bassin versant (volume des précipitations, remplissage des aquifères et état du couvert végétal, etc).

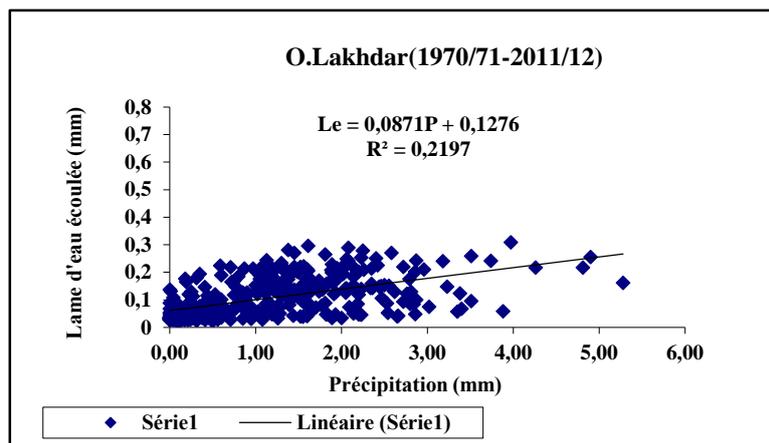


Figure III.50 : Corrélation Pluie-Débit journalière à oued Lakhdar (1970/71-2011/12).

### Conclusion

Le bassin versant d'Oued Lakhdar est caractérisé par une pédo-géo-morphologie très variée. En effet, sa forme allongée, ces pentes très fortes dépassant les 60% et ces sols couverts de 70% de maquis, influence sa réponse hydrologique.

L'analyse des paramètres hydropluviométriques a montré que notre bassin est soumis à un climat caractérisé par une saison pluvieuse allant en moyenne d'Octobre à Mai et par un été chaud et sec.

La pluviométrie est variable, la moyenne enregistrée sur une période de 44 ans (1970/71-2013/14) est de 434 mm/an.

La température moyenne annuelle enregistrée au niveau de la station d'El Maffrouche (1970/71-2013/14) est de 16.9 °C. En général, les températures maximales sont enregistrées

aux mois de Juillet et Août (26.1 °C) et les minimales sont observées du mois de Décembre à Février.

Quant aux écoulements, l'étude hydrologique a montré que ce cours d'eau est caractérisé par un régime d'écoulement irrégulier dû à l'irrégularité du régime pluvial.

Les débits mensuels atteignent leurs maximums en Mars alors que le minimum s'observe en Août.

La comparaison entre les précipitations mensuelles et journalières, nous montre que les précipitations mensuelles varient de façon continue. Les maximas se trouvent au mois de Mars et les minimas aux mois de Juillet/Août. Pour ce qui est du journalier, on a constaté une tendance différente. En effet, les précipitations ne varient pas de façon continue mais plutôt en dent de scie entre les mois de Janvier/Mai et Septembre/Décembre. La même chose est observée pour les débits mensuels et annuels.

L'évolution des totaux saisonniers a montré que le printemps et l'été présentent une tendance vers la baisse dès le début des années quatre-vingt-dix. Cette diminution d'écoulement est due principalement à la diminution des précipitations durant les décennies 1990 et 2000.

## *Partie II*

---

## *Chapitre IV*

---

# **Etude de la variabilité climatique**

## **IV.1- Introduction**

Au cours de ces dernières décennies, la problématique des changements climatiques a été reconnue comme l'un des problèmes majeurs qui engendre des impacts négatifs sur la ressource en eau. L'Algérie, à l'instar des pays d'Afrique du Nord a été affectée par ce phénomène, elle a connu plusieurs grandes sécheresses d'ampleurs variables durant ce siècle, pendant les années 40 et 80 jusqu'à nos jours, certaines ont eu des répercussions parfois dramatiques sur les conditions de vie de la population. Il est donc nécessaire de suivre rigoureusement et périodiquement la quantité de cette ressource, d'analyser sa tendance et de s'interroger sur les facteurs influençant cette tendance.

Cette partie a comme objectif de déterminer comment se manifeste le changement climatique selon son intensité, sa durée et sa situation chronologique. A cet effet, afin de mieux le caractériser, nous proposons de faire une étude sur les données pluviométriques et hydrologiques observées sur une période de 44 ans au niveau de la région d'Oued Lakhdar. Pour déceler d'éventuels changements dans le régime pluviométrique et hydrologique, nous avons utilisé un certain nombre d'indices de sécheresse qui servent à quantifier sa sévérité, et une étude statistique basée sur l'utilisation des tests statistiques afin de déterminer les tendances climatiques et les années de rupture.

## **IV.2- Méthodologie**

Il existe un nombre important de méthodes utilisées pour l'analyse de la sécheresse et des tendances climatiques. Dans cette étude, nous avons utilisé les indices de sécheresse et les tests de ruptures et de tendances les plus utilisés en hydrométéorologie pour leur simplicité et robustesse.

L'approche méthodologique adoptée sur les séries annuelles et saisonnières comporte les opérations suivantes :

- 1- Etude de l'évolution interannuelle du régime pluviométrique et hydrométrique,
- 2- Evaluation de la sécheresse par utilisation des indices statistiques qui servent à quantifier sa sévérité (SPI, SSFI, IP),
- 3- Une étude statistique basée sur l'utilisation des tests statistiques (test d'homogénéité et test de tendance), pour la détection de tendance au sein des séries pluviométriques et hydrométriques,
- 4- Une estimation des périodes de retour des pluies autour des ruptures,
- 5- Estimation du Déficit (ou Excès) Pluviométrique et Hydrométrique.

### **IV.2.1- Caractérisation de la sécheresse**

#### **IV.2.1.1- Définition de la sécheresse**

Il n'existe aucune définition universelle de la sécheresse. Elle pourrait être définie comme une période prolongée de précipitations insuffisantes sur une ou plusieurs saisons qui causent un déficit d'eau dans certains secteurs de l'économie d'un pays (Khaldi, 2005).

#### **IV.2.1.2- Justification du choix de l'indice statistique**

Pendant le vingtième siècle, plusieurs indices de sécheresse ont été développés, basés sur différents variables et paramètres. Ces indices sont primordiaux pour l'analyse et la planification continue des sécheresses dans le temps et dans le temps l'espace (Ghenim, 2013).

Parmi les nombreux indices d'appréciation de la sécheresse pluviométrique, l'Indice Standardisé des Précipitations SPI (Standardized Precipitation Index) (McKee *et al.*, 1993) est le plus utilisé (Wu *et al.*, 2006 ; Khan *et al.*, 2008 ; Naresh Kumar *et al.*, 2009). Le choix de cette indice est lié au fait qu'il présente des avantages en termes de cohérence statistique et à la capacité de décrire à la fois à court terme et à long terme les impacts de la sécheresse à travers les différentes échelles de temps (McKee *et al.*, 1993).

Pour apprécier la sécheresse hydrologique, une approche similaire à celle du SPI est utilisée. Elle se base sur l'indice standardisé des écoulements SSFI (Standardized Stream Flow Index), introduit par Modarres (2007).

#### IV.2.1.2.1- Indice SPI

L'Indice SPI (Standardized Precipitation Index) est un indice statistique de type probabiliste, mis au point par l'université du Colorado au début des années 90 (McKee *et al.*, 1993 ; Hayes, 1996 ; Edwards et Mc kee, 1997). Il a été développé en vue de quantifier le déficit des précipitations pour des échelles de temps multiples (ex : 1, 3, 6, 12, 24, 36, 48 mois) qui va refléter l'impact de la sécheresse sur la disponibilité des différents types de ressources en eau pour une période donnée. Il est exprimé mathématiquement comme suit :

$$SPI = \frac{(P_i - P_m)}{S} \quad \text{Eq. IV. 01}$$

$P_i$  : Pluie de l'année,

$P_m$  : Pluie moyenne de la série sur l'échelle temporelle considérée,

$S$  : Ecart-type de la série sur l'échelle temporelle considérée.

Selon l'échelle de temps choisi, le SPI permet différentes interprétations. Le SPI de 1 mois reflète le court terme et les conditions de son application peuvent être liées étroitement à l'humidité du sol, le SPI de 3 mois fournit une évaluation saisonnière des précipitations, les SPI de 6 et 9 mois indiquent la tendance à moyen terme des précipitations. Quant aux SPI de 12 mois et plus, ils reflètent la tendance à long terme (Ghenim *et al.*, 2011). Ils sont généralement liés aux écoulements dans les cours d'eau, au taux de remplissage des réservoirs et même aux niveaux statiques des nappes souterraines (Khan *et al.*, 2008).

Etudier cet indice permet également de distinguer les années sèches des années humides ou les années déficitaires des années excédentaires. Une sécheresse sévit lorsque le SPI est consécutivement négatif et que sa valeur atteint une intensité de -1 au moins et se termine lorsque le SPI devient positif. On effectue une classification de la sécheresse suivant les valeurs du SPI (Tab. IV.1).

Tableau IV.1 : Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI et du SSFI.

Valeurs SPI et SSFI	Degré d'Humidité et de Sécheresse
> +2	Humidité extrême
[1.5, 1.99]	Humidité forte
[1, 1.49]	Humidité modérée
[0.1, 0.99]	Humidité légère
0	Normalité absolue
[-0.1, -0.99]	Sécheresse légère
[-1, -1.49]	Sécheresse modérée
[-1.5, -1.99]	Sécheresse forte
< -2	Sécheresse extrême

Le SPI a été employé par de nombreux auteurs sur diverses régions du globe (Giddings *et al.*, 2005 ; Wu *et al.*, 2001 ; Sönmez *et al.*, 2005 ; Bodian, 2014).

#### IV.2.1.2.2- Indice SSFI

Indice SSFI (Standardized Stream Flow Index) est un indice de type probabiliste. Pour l'appréciation de la sécheresse hydrologique, une approche similaire à celle du SPI est utilisée (Tab. IV.1). Elle se base sur l'indice standardisé des écoulements SSFI (Standardized Stream Flow Index), introduit par Modarres (2007). Le SSFI offre l'avantage de contrôler la sécheresse hydrologique et/ou l'approvisionnement en eau à court, moyen et long terme. Selon Yevjevich (1967), la sécheresse pluviométrique ou hydrologique est définie comme une interruption des apports en dessous d'un niveau arbitraire. Dans cette étude, ce niveau est pris égal à la moyenne interannuelle entre 1970/71 et 2013/2014. Les valeurs négatives du SPI et/ou du SSFI correspondent alors à des déficits. Les valeurs positives, en revanche, témoignent d'années bénéficiant de précipitations et/ou d'écoulements excédentaires.

#### IV.2.1.2.3- Indice de pluviosité

L'Indice de pluviosité ( $I_p$ ), correspond au rapport de la hauteur des précipitations d'une année à la hauteur moyenne annuelle des précipitations de la série.

$$I_p = P_i / P_m \quad \text{Eq. IV. 02}$$

Une année est dite humide si ce rapport est supérieur à 1 et sèche s'il est inférieur à 1. Le cumul des indices d'années successives permet de dégager les grandes tendances en faisant abstraction des faibles fluctuations d'une année à l'autre. Quand la somme des indices croît, il s'agit d'une tendance « humide » et, dans le cas contraire, lorsque la somme des indices décroît, la tendance est de type « sèche ».

#### IV.2.1.2.4- Coefficient d'Hydraulicité

Il exprime le caractère humide ou sec de l'année hydrologique. Il représente le débit d'une année donnée sur le débit moyen interannuel (calculé sur plusieurs années). Pour un coefficient supérieur à 1, c'est une année humide à écoulement important et pour un coefficient inférieur à 1, c'est une année de faible hydraulicité, c'est à dire de faible débit du cours d'eau ou du bassin versant.

### IV.2.2- Caractérisation de la variabilité climatique

#### IV.2.2.1- Tests de détection de ruptures (tests d'homogénéité)

Selon Lubes *et al.*, (1994), une "rupture" peut être définie de façon générale par un changement dans la loi de probabilité d'une série chronologique à un moment donné le plus souvent inconnu. Une telle rupture marque une modification du régime pluviométrique ou hydrologique.

Il existe plusieurs méthodes de détection des ruptures des séries chronologiques (test de PETTITT, statistique de BUISSHAND, procédure bayésienne de LEE et HEGHINIAN, segmentation d'HUBERT). Dans cette étude, leur application est effectuée à l'aide du logiciel Khronostat 1.01 développé par l'Institut français de Recherche pour le Développement (IRD).

#### IV.2.2.1.1- Test de PETTITT (Pettitt, 1979)

Le test de Pettitt est un test non-paramétrique qui dérive du test de Mann-Whitney. Ce test est appliqué sur les chroniques non stationnaires disposant d'au moins 3 données et dont la distribution est non normale (BRGM, 2014).

C'est un test qui permet de tester la significativité des ruptures dans les séries pluviométriques et hydrométriques considérées à partir d'une hypothèse nulle. Ce test est réputé pour sa robustesse (Lubes *et al.*, 1994 ; Paturol *et al.*, 2010). Pettitt définit la variable  $U_{t,n}$ :

$$U_{t,n} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^n D_{ij} \quad \text{Eq. IV.03}$$

Où :

$$D_{i,j} = \text{sgn}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1 & \text{si } x_i > x_j \\ 0 & \text{si } x_i = x_j \\ -1 & \text{si } x_i < x_j \end{cases}$$

Pettitt propose de tester l'hypothèse nulle en utilisant la statistique K définie par le maximum en valeur absolue de U, pour t variant de 1 à n-1. A partir de la théorie des rangs, il montre que si k désigne la valeur de K prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par la relation (IV.3) (Pettitt, 1979 ; Paturol et Servat, 1996 ; Lubes-Niel *et al.*, 1998) :

$$\text{Prob}(k_n > k) \approx 2 \exp \left[ \frac{-6k^2}{(n^3+n^2)} \right] \quad \text{Eq. IV.04}$$

Pour un risque de première espèce donnée, si la probabilité de dépassement estimée est inférieure à, l'hypothèse nulle, H est rejetée. La série comporte alors une rupture localisée au moment où est observée  $\max |U_{t,n}|_{t=1, \dots, n-1}$  (Kingumbi 2006).

#### IV.2.2.1.2- Test de LEE et HEGHINIAN

La méthode bayésienne de LEE et HEGHINIAN est une approche paramétrique qui requiert une distribution normale des variables étudiées (Ghenim, 2013). L'absence de rupture dans la série constitue l'hypothèse nulle. La méthode établit la distribution de probabilité a posteriori de la position dans le temps d'un changement (Lee et Heghinian, 1977 ; Lubes *et al.*, 1994). La procédure repose sur le modèle suivant :

$$X_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases} \quad \text{Eq. IV.05}$$

Les  $\varepsilon_i$  sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance  $\sigma^2$ .  $\tau$  et  $\delta$  représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne. La procédure bayésienne se fonde sur la distribution marginale a posteriori de  $\tau$  et  $\delta$ . Lorsque la distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le mode avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible (Ghenim, 2013).

#### IV.2.2.1.3- Test D'HUBERT

La procédure de segmentation initiée par P. HUBERT a pour principe de découper la série en m segments ( $m > 1$ ) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit nettement

différente de la moyenne des segments voisins (Hubert *et al.*, 1989 ; Lubes *et al.*, 1998 ; Hubert, 2000). Pour un ordre donné, la segmentation retenue est celle qui minimise l'écart quadratique entre la moyenne du segment et celle de la série.

Toute série  $X_i$ ,  $i=i_1, i_2$  avec  $i_1 \geq 1$  et  $i_2 \leq N$  où  $i_1 < i_2$ , constitue un segment de la série initiale des  $(X_i)$ . Toute partition de la série initiale en  $m$  segments est une segmentation d'ordre  $m$  de cette série. À partir d'une segmentation particulière d'ordre  $m$  pratiquée sur la série initiale, on définit :  $I_k$ ,  $k = 1$  à  $m$ , le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale de  $k^{\text{ième}}$  segment ;

$$D_m = \sum_{k=1}^{k=m} d \quad \text{avec} \quad d_k = \sum_{j=1_{k-1}+1}^{i=jk} (x - k_n)^2 \quad \text{Eq. IV.06}$$

$X_k$ , la moyenne du  $k^{\text{ième}}$  segment,  $D_m$ , l'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée :

La segmentation retenue au terme de la mise en œuvre de la procédure doit être telle que pour un ordre  $m$  de segmentation donné, l'écart quadratique  $D_m$  soit minimum et que les moyennes de deux segments contigus soient significativement différentes.

#### IV.2.2.2- Test de tendance

##### IV.2.2.2.1- Test de MANN-KANDALL

Le test de Mann-Kendall est un test non paramétrique basé sur le rang. Il permet de mesurer le degré de signification de la tendance et les ruptures de stationnarité dans les séries hydrométéorologiques (Mann, 1945 ; Paturol et Servat, 1996).

Ce test consiste à calculer pour chaque élément  $X_i$ , ou pour chaque élément  $Y_i$ , le nombre  $n_i$  d'éléments  $Y_i$  qui le précèdent ( $i > j$ ) tels que :  $Y_i > Y_j$  avec :  $i =$  Chronologie de la série de la statistique  $t$  est donnée par :

$$t = \sum_i n_i \quad \text{Eq. IV.07}$$

Et sous l'hypothèse nulle ( $H_0$ : Absence de tendance), sa loi de répartition est asymptotiquement une loi normale de moyenne.

$$E(t) = n \frac{n-1}{4} \quad \text{Eq. IV.08}$$

et de variance :  $Var(t) = n(n-1)(2n+5)/72 \quad \text{Eq. IV.09}$

Nous calculons :  $U(t) = (t - E(t))/\sqrt{Var(t)} \quad \text{Eq. IV.10}$

Et nous déterminons à l'aide d'une table de la loi normale réduite  $\alpha_2$  tel que :

$$\alpha_2 = P(|U| > |U(t)|) \quad \text{Eq. IV.11}$$

L'hypothèse nulle est acceptée ou rejetée au niveau de signification  $\alpha_0$  pour un seuil de 0.05 :

Si  $\alpha_0 > \alpha_2$  :  $H_0$  est acceptée

Si  $\alpha_0 < \alpha_2$  :  $H_0$  est rejetée

Lorsque les valeurs de  $u(t)$  sont significatives, on conclut une tendance croissante ou décroissante selon que  $u(t) > 0$  ou  $u(t) < 0$  (Sneyers, 1975).

Lorsqu'une série présente une tendance significative, pour savoir l'époque favorable à partir de laquelle cette tendance s'est manifestée, la statistique du second test (Mann-Kendall) se prête mieux au calcul progressif et régressif nécessaire à cet effet.

De façon similaire au calcul de  $u(t)$ , qui est un calcul progressif, le calcul régressif de  $u'(t)$  est effectué en commençant par la fin de l'échantillon. Le point d'intersection progressive  $u(t)$  et régressive  $u'(t)$  donne la date du début de la tendance

Le test de Mann-Kendall permet de confirmer ou pas l'existence d'une tendance (à la hausse ou à la baisse) sur une série chronologique.

#### IV.2.2.3- Justifications du choix des tests statistiques

Les divers tests qui viennent d'être présentés, ont été recensés comme les tests les plus utilisés et les plus argumentés dans la littérature (Tab. IV.2) :

Tableau IV.2 : Justificatif du choix des tests statistiques.

Tests	Arguments
Test de PETTITT	Existence de multiples applications (Demarée, 1990 ; Sutherland <i>et al.</i> , 1991 ; Vannitsem et Demarée, 1991 ; Ghenim <i>et al.</i> , 2013 ; Baahmed, 2015 ; Belarbi, 2017 ; Djellouli, 2017) justifie qu'il soit ici retenu.
Test de BUIZHAN	La robustesse de ce test et l'originalité de son fondement à partir d'une approche Bayésienne le rendent intéressant.
Test de LEE et HEGHINIAN	Appliquée à l'étude de la structure de la saison des pluies en Afrique Soudano-Sahélienne (Chaouche, 1988) et elle a donné de très bons résultats.
Test d'HUBERT	Appliquée à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest (Hubert et Carbonnel, 1993) et de l'Algérie (Meddi <i>et al.</i> , 2003 ; Djellouli, 2017).
Test de MANN-KENDALL	Il est très utilisé en sciences de l'environnement, et plus particulièrement en hydrométéorologie pour sa simplicité et sa robustesse (Adamowski <i>et al.</i> , 2009 ; Baahmed, 2015 ; Belarbi, 2017).

#### IV.2.2.4-Méthode du simple cumul

La méthode du simple cumul (Merriam, 1937) est introduite dans cette étude afin de vérifier l'homogénéité des données et de déceler les changements de comportement du cours d'eau. En représentant les valeurs cumulées d'une variable en fonction du temps, on obtient une droite dont toute rupture de pente traduit une modification de la relation, en raison soit d'un problème météorologique, soit d'un changement de tendance.

#### IV.2.3-Estimation des périodes de retour des pluies autour des ruptures

Le logiciel HYFRAN 1.1, est utilisé ici pour effectuer une analyse fréquentielle des cumuls pluviométriques portant sur chaque période de rupture qui sera identifiée. L'objectif est de déterminer une éventuelle variation de la période de retour d'une pluie  $P$  quelconque du fait de la rupture. Un ajustement statistique à partir de la loi normale mieux adaptée à notre zone d'étude (Gherissi, 2012), est préalablement réalisé afin de transformer les pluies en quantiles avant le calcul fréquentiel. L'intérêt de ce calcul est d'apprécier l'impact de la variabilité

climatique sur le choix des pluies (et débits) de projet dans le dimensionnement des ouvrages hydrauliques.

#### **IV.2.4-Déficit (ou excès) pluviométrique et hydrométrique**

L'ampleur de la sécheresse peut également être évaluée à partir du calcul de déficit. Il permet d'estimer le déficit pluviométrique annuel. Cet écart à la moyenne est la différence entre la hauteur de précipitations d'une année  $P_i$  et la hauteur moyenne annuelle de précipitations  $P$  de la série. La formule est :  $IS = P_i - P$ , l'indice est positif pour les années humides et négatif pour les années sèches. C'est l'indice le plus simple et le plus utilisé. Il peut également se formuler de cette façon :  $Em = P_i - P_m$ , où ( $P_i$ ) : hauteur des précipitations annuelles et ( $P_m$ ) : hauteur moyenne annuelle des précipitations.

On parle d'année déficitaire quand la pluie est inférieure à la moyenne et d'année excédentaire quand la moyenne est dépassée. Cette visualisation peut être présentée par le tracé de l'évolution des  $P_i$  en fonction du temps avec la présentation de la droite  $P_m$  qui sépare les périodes (années) déficitaires des années excédentaires.

### **IV.3- Résultats et discussions**

#### **IV.3.1- Etude de l'évolution interannuelle du régime pluviométrique et hydrométrique (période 1970/1971-2013/2014)**

L'une des principales caractéristiques de la pluviométrie, dans notre région, est sa grande variabilité interannuelle. En effet, d'une année à l'autre le total annuel peut varier fortement.

Ceci nous a conduits à mener une étude détaillée sur la variabilité interannuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées.

Le tableau IV.3 montre les principaux paramètres statistiques de position et de dispersion des précipitations et des lames d'eau écoulées pour les pas de temps annuel et saisonnier. Les valeurs des coefficients de variation ainsi que les coefficients d'immodération, montrent une très grande variabilité d'une année à l'autre. Sur une période d'observation de 44 ans, les précipitations annuelles ont varié de 218 mm en 1987/1988 à 701 mm en 2008/2009. Ainsi, pour deux années consécutives, les précipitations sont passées de 314 mm en 2007/2008 à 701 mm en 2008/2009. De même pour les lames d'eau écoulées, les valeurs sont passées de 7 mm en 2007/2008 à 188 mm en 2008/2009. Pour les saisons, la variabilité interannuelle est particulièrement marquée en Eté (saison sèche), pour laquelle le coefficient d'immodération atteint 74.4.

Pour les lames d'eau écoulées, la variabilité est particulièrement forte, les valeurs des coefficients de variation présentent une forte fluctuation, ils sont plus élevées de ceux des précipitations, ils montrent que la variation des écoulements est plus importante que celle des précipitations. Il en est de même pour le coefficient d'immodération, les valeurs sont très élevées, elles avoisinent 75.8 pour l'hiver et 82.7 pour le printemps.

Tableau IV.3 : Principaux paramètres statistiques caractérisant les séries annuelles et saisonnières des précipitations et des lames d'eau écoulées sur la période de 1970/1971 à 2013/2014.

	Précipitations (mm)					Lames d'eau écoulées (mm)				
	Ann	Aut	Hiv	Prtp	Eté	Ann	Aut	Hiv	Prtp	Eté
<b>Moyenne (mm)</b>	434.0	108.2	162.1	145.2	18.5	58.6	6.1	20.2	27.8	4.5
<b>Maximum (mm)</b>	701.1	218	374.1	368.5	74.3	188.5	53.3	146.3	130.1	32.4
<b>Minimum (mm)</b>	218.4	5.3	32.3	18.1	0.0	6.6	0.0	1.9	1.6	0.0
<b>Ecart-type (mm)</b>	117.0	51.4	72.2	82.3	17.4	51.2	8.0	26.9	31.6	5.2
<b>Coef. Variation</b>	0.3	0.5	0.4	0.6	0.9	0.9	1.3	1.3	1.1	1.1
<b>Coef. Asymétrie</b>	0.5	0.5	0.4	0.6	0.9	1.1	5.0	2.9	1.8	3.8
<b>Coef. Immodération</b>	3.2	41.1	11.6	20.4	74.3	28.4	53.3	75.8	82.7	32.4

Coefficient de variation : écart-type / valeur moyenne.

Coefficient d'asymétrie (FISHER) : moment centré d'ordre 3 normalisé × cube de l'écart-type.

Coefficient d'immodération : valeur maximale / valeur minimale.

Les courbes de tendance des précipitations et des lames d'eau écoulées (Fig. 1) pour les différentes échelles temporelles, traduisent des diminutions en fonction du temps, les deux ont tendance à la baisse (Tab. IV.4). Les pentes des droites de régression sont plus fortes pour les lames d'eau écoulées que pour les précipitations.

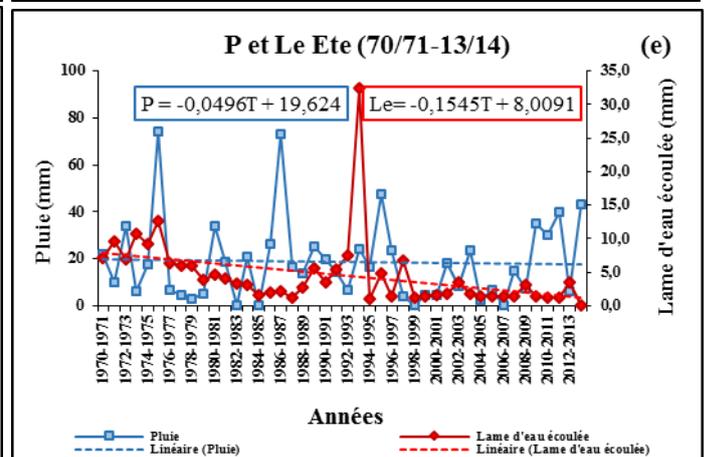
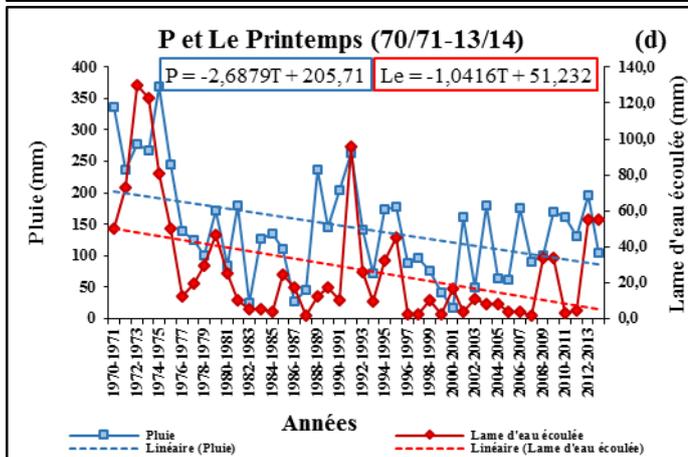
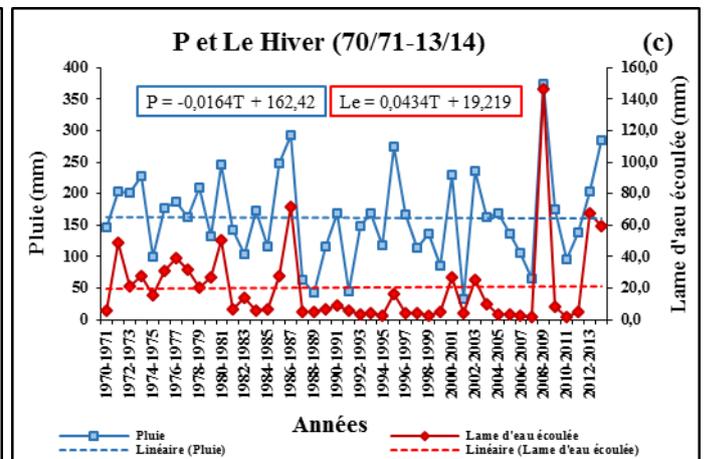
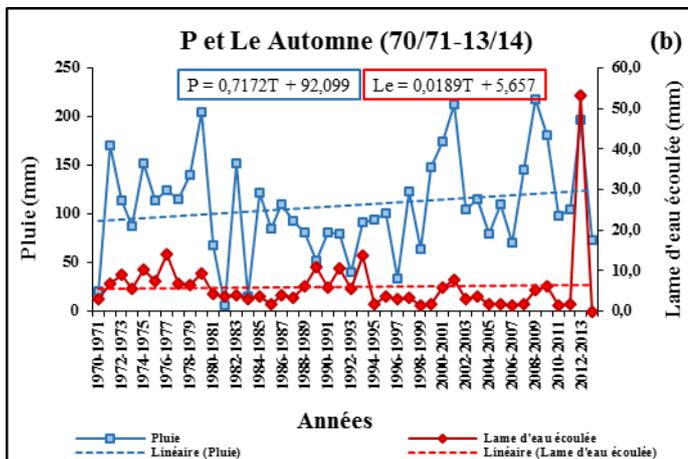
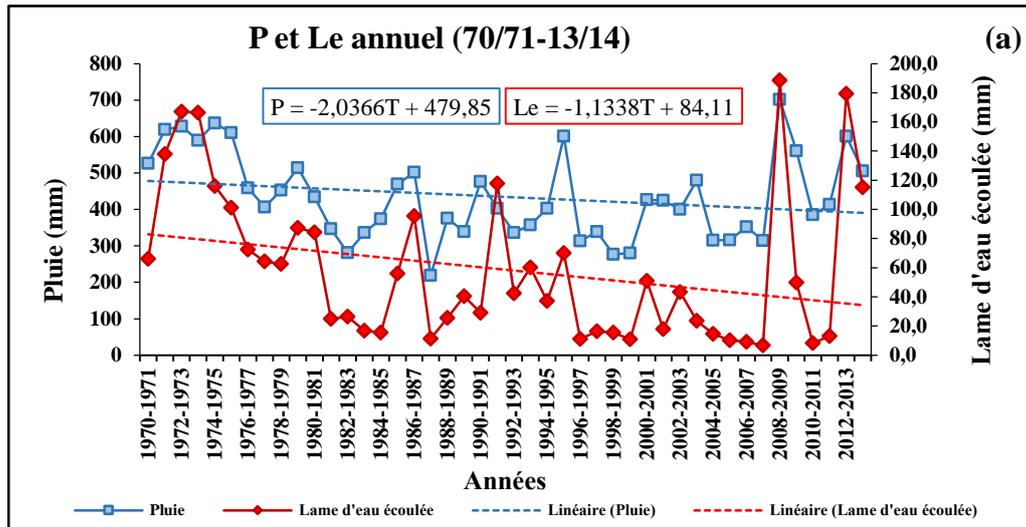
La baisse moyenne des précipitations est de 2.03 mm/an, soit 0.5 % par rapport à la moyenne interannuelle. Pour les lames d'eau écoulées, elle est de 1.13 mm/an, soit 1.9 % de la moyenne interannuelle (Fig. IV.1a).

L'étude de la variabilité saisonnière est indispensable, pour voir si la baisse ou la hausse de la pluviométrie et de l'hydrométrie est spécifique à une saison particulière ou à plusieurs saisons. Les figures IV.1 (b, c, d et e), traduisent l'évolution des totaux saisonniers. Elles montrent la fluctuation annuelle de ces derniers. En Hiver, le total pluviométrique et hydrométrique est en nette baisse dès le début des années quatre-vingt. La saison du printemps a connu aussi des variations assez semblables, de sorte qu'on observe une baisse de pluie durant les deux dernières décennies.

Sur toute la période d'étude, l'évolution des pluies et des lames d'eau écoulées se divise en deux périodes. La première période allant de 1970/1971-1976/1977, les totaux annuels sont supérieurs à la moyenne. Pour la deuxième période, qui commence dès la fin des années 70 et s'étale jusqu'aux années 2000, les valeurs se situent majoritairement au-dessous de la moyenne (période déficitaire). Nous remarquons aussi une légère augmentation des pluies à la fin des années 2000.

Tableau IV.4 : Tableau récapitulatif des résultats des tendances.

Périodes	Pluie		Lame d'eau écoulée	
	Tendance	Taux	Tendance	Taux
Annuel		-2.0366		-1.1338
Automne		0.7172		0.0189
Hiver		-0.0164		0.0434
Printemps		-2.6879		-1.0416
Eté		-0.0496		-0.1545



T : temps depuis l'origine, représenté par le rang de l'année dans la chronique.

Figure IV.1 : Fluctuations annuelles (a) et saisonnières (b, c, d et e) des précipitations (P), et des lames d'eau écoulées (L) de 1970/71 à 2013/14.

### IV.3.2- Etude de la sécheresse

L'analyse de la variabilité spatio-temporelle des indices pluviométriques et hydrométriques annuelles et saisonnières au cours des différentes décennies, de 1970/1971 à 2013/2014, a permis de confirmer la tendance vers un assèchement accru, les sécheresses sont de plus en

plus longues, notamment ces dernières décennies où elles s'étalent sur trois, quatre, voire sept années consécutives (Fig. IV.2 et IV.3).

### IV.3.2.1- A l'échelle annuelle

A l'échelle annuelle, les valeurs varient entre -1.84 et +2.28 pour le  $SPI_{(12)}$ , -1 et +2.5 pour le  $SSFI_{(12)}$ , 1.6 et 0.5 pour  $IP_{(12)}$  et de 3.25 à 0.11 pour l'hydraulicité (Fig. IV.2). Les résultats obtenus par les quatre indices montrent qu'il y a une tendance décroissante tout au long de la période d'étude. L'analyse des droites de régression fait ressortir une baisse annuelle moyenne de l'ordre de 1.6% pour le  $SPI_{(12)}$  et de 2% pour le  $SSFI_{(12)}$ .

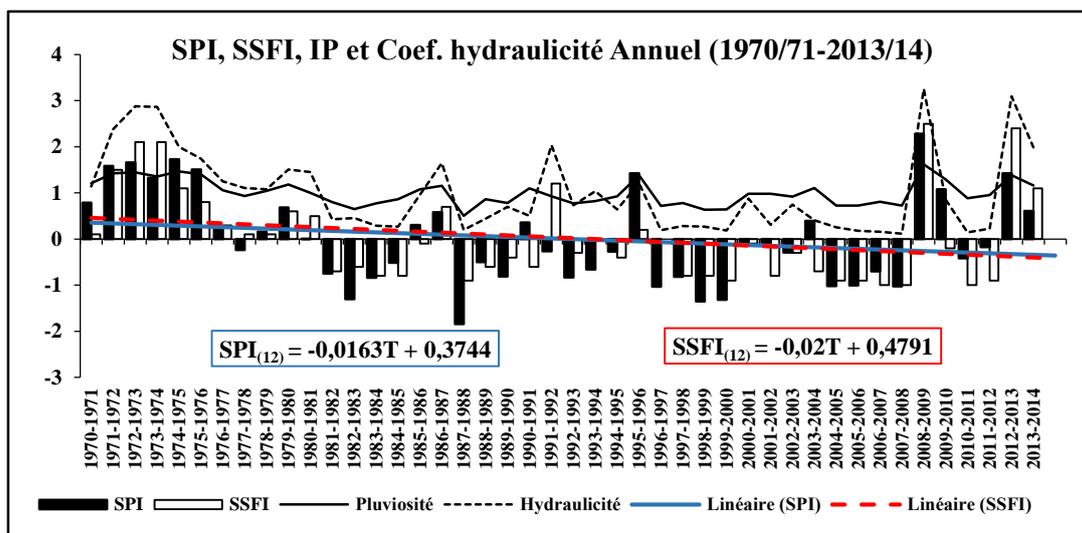


Figure IV.2 : Évolution des indices SPI, SSFI, IP et coefficient d'hydraulicité à l'échelle annuelle de 1970/1971 à 2013/2014.

Aussi, la période d'étude a été essentiellement marquée par des séquences d'humidité et de sécheresse légère, les valeurs très fortes ne sont pas nombreuses à l'exception des années (1987/1988 et 2007/2008) où nous avons enregistré une sécheresse forte, cette succession a conduit soit à une accumulation considérable d'apport en eau soit à une sécheresse latente. La classe modale [-0,99 à +0,99] représente plus de 59 % des valeurs des indices  $SPI_{(12)}$  et 70 % pour le  $SSFI_{(12)}$  (Tab. IV.5).

Depuis 1981/1982, des sécheresses fréquentes d'intensité légère à modérée ont été observées. Les figures IV.2 et IV.3 le montrent clairement et les dernières décennies (1990 à 2008) semblent encore plus affectées par ce phénomène. La récurrence des années sèches s'accélère et la longévité de la période sèche également. La succession des années sèches a dépassé 7ans (1996/1997 à 2007/2008).

Durant toute la période étudiée nous avons une tendance vers la sécheresse. Elle est entrecoupée de deux périodes humides de 3 à 5 ans. A partir des années 1995/1996, les périodes sèches sont de plus en plus longues. L'année 2008/2009 semble annoncer un retour des précipitations, avec la réduction du champ des forts déficits.

Tableau IV.5 : Classes des SPI et des SSFI et fréquences d'occurrence.

Degré d'Humidité et de Sécheresse	SPI-SSFI	Fréquence %					Fréquence %				
		SPI <sub>(12)</sub>	SPI <sub>(3Aut)</sub>	SPI <sub>(3Hiv)</sub>	SPI <sub>(3Prt)</sub>	SPI <sub>(3Ete)</sub>	SSFI <sub>(12)</sub>	SSFI <sub>(3Aut)</sub>	SSFI <sub>(3Hiv)</sub>	SSFI <sub>(3Prt)</sub>	SSFI <sub>(3Ete)</sub>
Humidité extrême	> +2	2,27	4,5	2,3	4,54	4,54	9,09	4,5	4,54	6,81	2,3
Humidité forte	[1,5, 1,99]	9,09	4,5	6,8	4,54	2,27	2,27	6,8	4,54	4,54	2,3
Humidité modérée	[1, 1,49]	9,09	6,8	6,8	9,09	6,81	6,81	4,5	2,27	0	4,5
Humidité légère	[0,1, 0,99]	20,45	27	32	25	25	20,5	23	20,5	15,9	27
Normalité absolue	0	2,27	4,5	4,5	4,54	4,54	4,54	0	4,54	9,09	0
Sécheresse légère	[-0,1, -0,99]	38,63	39	34	34,09	47,72	50	50	63,6	63,6	64
Sécheresse modérée	[-1, -1,49]	15,9	4,5	6,8	15,9	9,09	6,81	11	0	0	0
Sécheresse forte	[-1,5, -1,99]	2,27	6,8	6,8	2,27	0	0	0	0	0	0
Sécheresse extrême	< -2	0	2,3	0	0	0	0	0	0	0	0

#### IV.3.2.2- A l'échelle saisonnière

A l'échelle saisonnière, les quatre indices présentent une bonne proportionnalité entre eux (Fig. IV.3). Les niveaux de sécheresse et d'humidité sont plus marqués qu'à l'échelle annuelle ce qui permet une bonne description des phénomènes hydrologiques. Les saisons à humidité et à sécheresse légères occupent 60 à 70 % de la période étudiée (Tab. IV.5). En Automne, nous notons une certaine disproportionnalité entre le SPI et le SSFI, la tendance est croissante pour le SPI et décroissante pour le SSFI du au début de la saison hydrologique qui vient après une longue période sèche. La pluie tombée ne contribue pas directement à l'écoulement, une partie s'évapore, une autre participe à la recharge des nappes. Pour l'Hiver, les écoulements ont une allure décroissante, leurs indices sont parfois différents de ceux des précipitations et la succession entre les années humides et sèches est désordonnée. 70% des indices SPI et 88% des indices SSFI oscillent entre +0.1 et -0.99, le degré d'humidité et de sécheresse pour cette saison se situe entre humidité et sécheresse légère (Tab. IV.5). L'année 2008/2009 a enregistré un pic dans les valeurs de tous les indices sur toute la période d'étude. Le coefficient d'hydraulicité indique que l'écoulement dans le cours d'eau a dépassé sept fois la moyenne interannuelle. Pendant le printemps où la variation climatique est bien prononcée, nous notons une certaine proportionnalité entre les quatre indices, la tendance est décroissante avec une légère prononciation de celle du SSFI. Avant 1976, tous les indices SPI et SSFI étaient positifs et frôlaient la valeur de 3 indiquant une humidité extrême, de même pour les indices de pluviosité et d'hydraulicité, ils surpassaient largement la valeur de 1. Au-delà et à partir de 1977 les tendances des indices SPI et SSFI ont pris des reculs de 3,2% et 4,2% par an, ceci s'est répercuté sur le régime hydrologique du bassin versant. La sécheresse des années 1980 jusqu'à nos jours est due principalement à la baisse des pluies printanières car cette saison représente la saison la plus pluvieuse de l'année hydrologique de la région. L'été est la saison sèche de l'année, la tendance est vers la baisse, 48% des indices SPI et 64% des indices SSFI appartiennent à la fourchette sécheresse légère. L'année 1995/1996 a fait une exception où nous avons enregistré un max de SSFI de +3 accompagné d'une hydraulicité de 7.

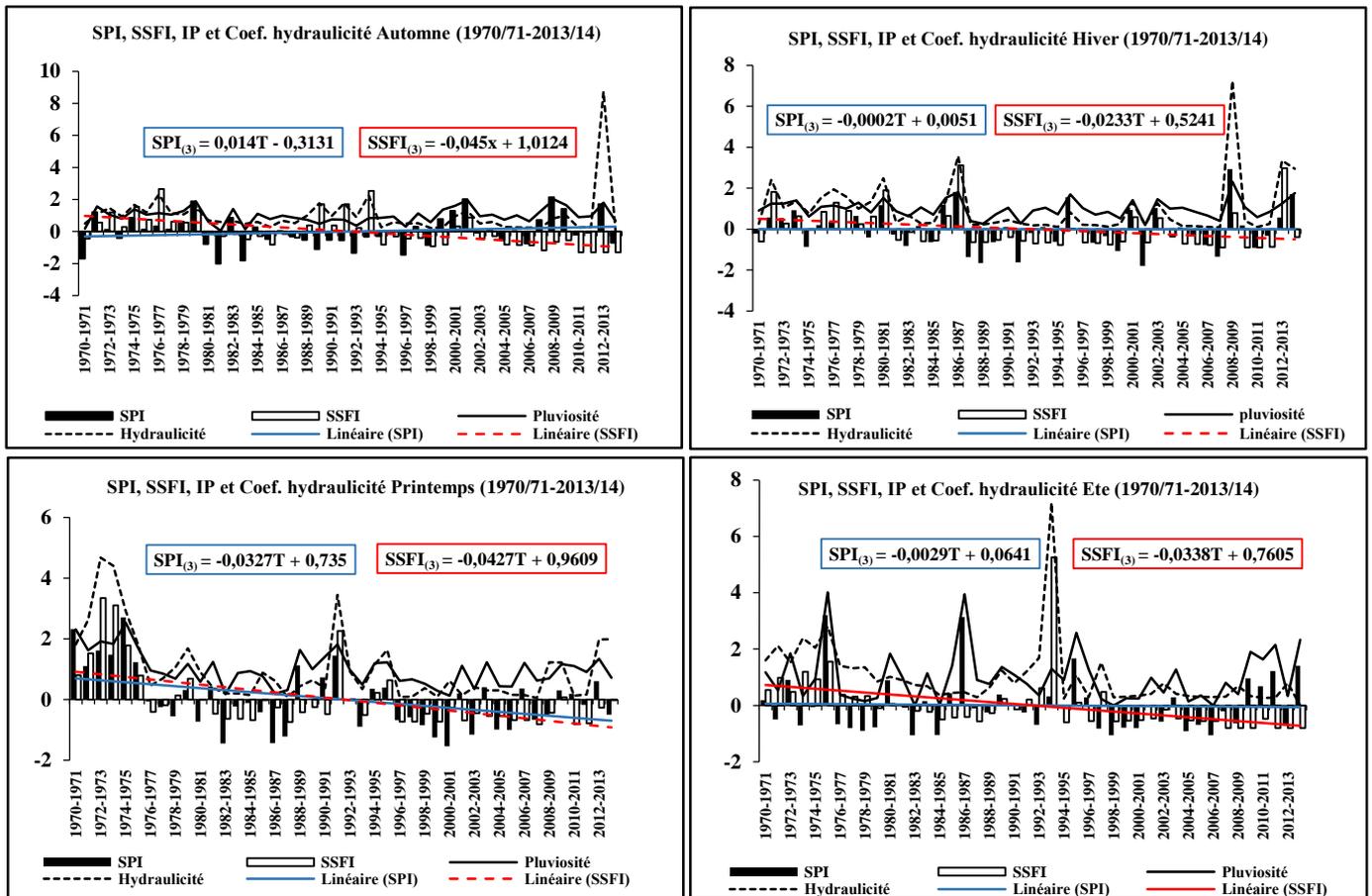


Figure IV.3 : Évolution des indices SPI, SSFI, IP et coefficient d'hydraulicité à l'échelle saisonnière de 1970/1971 à 2013/2014.

L'analyse du SPI-SSFI à moyen terme (12 mois) montre une alternance entre les séquences sèches et humides avec des durées un peu plus longues que du court terme (3 mois). Par contre, celle du court terme (3 mois) présente des alternances de courte durée.

La fréquence des épisodes secs diminue avec l'augmentation du pas de temps. A court terme, nous constatons que les valeurs du SPI-SSFI varient énormément et sont parfois positives, parfois négatives, dû à la nouvelle pluie mesurée qui influe considérablement sur le cumul des précipitations trimestrielles et semestrielles.

A moyen et long termes, il est évident que chaque nouvel événement pluvieux à moins d'impact sur les totaux cumulés et par conséquent les valeurs du SPI-SSFI sont moins fluctuantes.

A court terme la plupart des événements pluvieux sont de courte durée alors qu'à moyen et long termes les valeurs du SPI-SSFI se stabilisent et traduisent mieux les périodes de déficit pluviométrique.

### IV.3.3- Caractérisation de la variabilité climatique

#### IV.3.3.1- Méthodes statistiques de détection des ruptures (tests d'homogénéité)

Pour compléter l'analyse de la sécheresse réalisée à l'aide du SPI, SSFI, IP et l'Hydraulicité, nous avons appliqué les tests de rupture. Leurs utilisations ont montré qu'il y a eu une rupture d'homogénéité dans les séries pluviométriques et hydrométriques.

Pour le pas de temps annuel, l'application des tests de Lee Heghinian et Pettitt (Tab. IV.6) (Fig. IV.4) sur les précipitations a permis de détecter la date de la rupture en 1976/1977 et 1981/1982 avec un déficit de 32% et 25% pour chaque test. Tandis que la segmentation d'Hubert a permis de détecter deux ruptures, la première en 1975/76 avec un déficit de 34% et la seconde en 2007/2008 avec un excédent de 21% (année de retour des précipitations). Ces résultats présentent une concordance avec les résultats de l'évolution des indices observés précédemment.

Par ailleurs, les tests de Lee Heghinian et Pettitt pour l'écoulement ont permis de détecter une seule année de rupture qui est 1981/1982 avec un déficit de 57%. Le test de la segmentation d'Hubert mentionne deux ruptures, une en 1975/1976 (commune avec la date de rupture des précipitations) et une autre en 2010/2011.

Tableau IV.6 : Résultats des tests statistiques de rupture sur les précipitations et les lames d'eau écoulées.

	Tests de ruptures	Echelle temporelle					Excédent (+) et Déficit (-) (%)				
		Ann.	Aut.	Hiv.	Print.	Été	Ann.	Aut.	Hiv.	Print.	Été
Précipitations (mm)	Pettitt	1981/82	1980/81	1987/88	1977/78	1997/98	-24.8	-20	-16.7	-54	-29.7
	Lee Heghinian et	1976/77	1999/00	-	1976/77	-	-32.2	+43	-	-57	-
	Hubert	1975/76 2007/08	-	-	1975/76	-	-34 +21.4	-	-	-57	-
Lames d'eau écoulées (mm)	Pettitt	1981/82	1993/94	1986/87	1980/81	1993/94	-57	-18	-38.3	-70	-68.2
	Lee Heghinian et	1981/82	-	-	1976/77	-	-57	-	-	-78	-
	Hubert	1975/76 2010/11	1992/93 2010/11	1985/86 2008/09	1975/76	-	-65.5 +136	-52 +470	-57 +79	-79	-

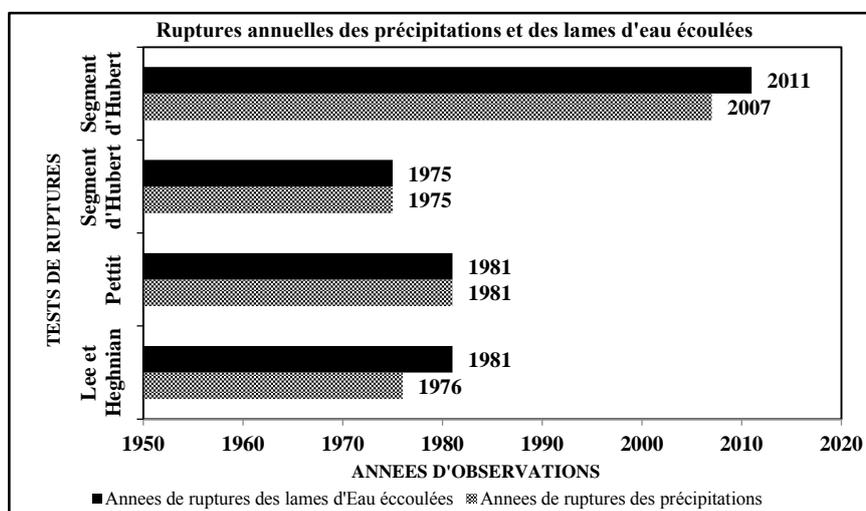


Figure IV.4 : Rupture annuelle des précipitations et lames d'eau écoulées.

Pour le pas de temps saisonnier, le test de Pettitt a mis en évidence pour les précipitations une seule année de rupture pour chaque saison, pour le test de Lee Heghinian la rupture a été marquée uniquement durant l'automne et le printemps (1976/1977) avec un déficit de 32% et 57% (Tab. IV.6) (Fig. IV.5). La segmentation d'Hubert a marqué une seule année de rupture (1975/1976) durant le printemps. Pour les lames d'eau écoulées, le test de Pettitt a mis en évidence une seule année de rupture pour chaque saison, tandis que le test de Lee Heghinian a mentionné la rupture durant le Printemps. La segmentation d'Hubert dénote deux années de

rupture pour la saison automnale (1993/1994 avec un déficit de 52% et 2010/2011 avec un excédent de 470%) et hivernale (1985/1986 avec un déficit de 57% et 2008/2009 avec un excédent de 79%) et une seule année en Printemps (1975), elle avoisine celle trouvée par Lee Heghinian.

Les trois tests de ruptures apportés aux précipitations et écoulements donnent des résultats divergents pour les quatre saisons (les années de ruptures ne se situent pas durant les mêmes années).

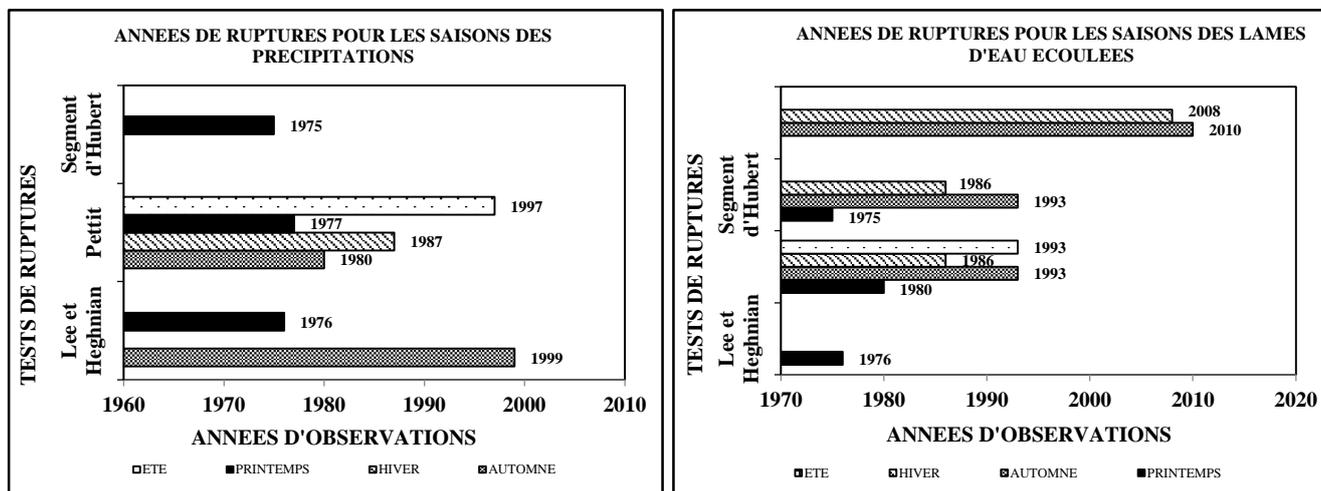


Figure IV.5 : Rupture saisonnière des précipitations et lames d'eau écoulées.

Les tests de rupture appliqués aux données hydrométriques (Tab. IV.6) ont confirmé deux ruptures observées sur les données pluviométriques. Hubert a détecté une rupture en 1975/1976 tandis que Pettitt et Lee Heghinian ont confirmé celle de 1981/1982.

Les résultats des trois tests étudiés montrent que la rupture se situe entre 1975/1976 et 1980/1981. Ces ruptures confirment l'évolution vers la sécheresse avec un pourcentage déficitaire allant de 30% à 80%. Ces ruptures concernent l'ensemble des postes pluviométriques de l'Algérie du Nord (Laborde, 1993 ; Meddi, 2009 ; Ghenim *et al.*, 2010 ; Khaldi, 2005, Baahmed, 2015 ; Bakriti, 2014, Djellouli, 2017). L'ampleur du déficit enregistré après la rupture est la conséquence d'une modification progressive du régime.

### IV.3.3.2- Tests de tendance de MANN-KENDALL

Les résultats du test sont présentés ci-après en figures IV.6 et IV.7 : les deux courbes relatives à  $u(t)$  et  $u'(t)$  sont représentées, le  $p$  (P-Value) est la probabilité de la variable réduite, si sa valeur absolue soit supérieure à 0.95 (l'intervalle de confiance prédéfini), cela confirmera une tendance significative.

Le croisement des deux courbes montre les points de rupture dans la chronique mise en considération.

#### IV.3.3.2.1- A l'échelle annuelle

L'application du test de Mann-Kendall, a permis de déceler l'existence d'une tendance significative à la baisse dans la série des précipitations et des lames d'eau écoulées annuelles. Cette tendance se produit vers 1976/77 pour les précipitations et 1981/82 pour la lame d'eau écoulée (Fig. IV.6), confirmant les résultats obtenus par les autres tests statistiques (Pettitt, Hubert et Lee Heghinian). La statistique du test montre que la tendance négative est fortement

significative sur les lames d'eau écoulées (Tab. IV.7) que sur les autres paramètres. Par ailleurs, la régression linéaire entre les précipitations et le temps utilisé pour décrire quantitativement la possibilité d'une tendance linéaire à la baisse ou à l'augmentation dans la série chronologique, confirme que les précipitations ont subi une baisse moyenne de 2,03 mm/an, soit 0,5% par rapport à la moyenne interannuelle. De même pour les lames d'eau écoulées, elle est de 1.13 mm/an, soit 1.9 % de la moyenne interannuelle (Fig. IV.6).

Contrairement aux précipitations et aux écoulements, la température a une tendance vers la hausse. L'année 1974/75 marque le début de cette hausse. Cette date est proche de celle de l'année de rupture des précipitations, ce qui explique que l'augmentation des températures influe sur le régime pluvial.

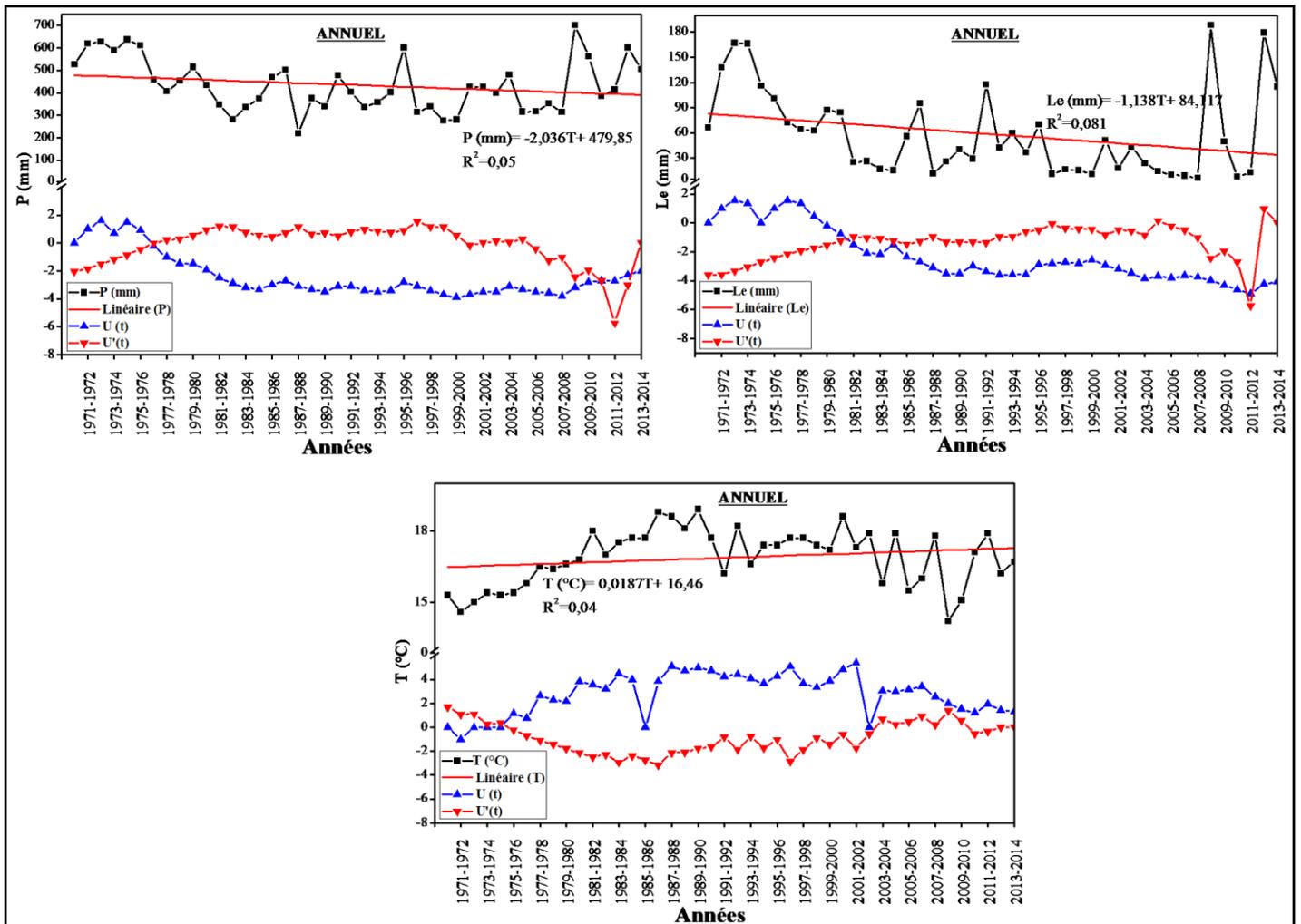


Figure IV.6 : Tendances annuelles des chroniques de pluie, lames d'eau écoulées et températures dans un intervalle de confiance à 95 % correspondant à une variable réduite égale à 1.96.

Tableau IV.7 : Test statistique de tendance des séries hydro-climatiques annuelles.

	Paramètres	T	E (t)	$\sqrt{Var}(t)$	Seuil de signification	U (t)	P-Value	Tendance
Annuel	P	372	473	49.4	-1.96	-2.04	0.041	-
	Le	307	473	49.4	-1.96	-3.60	3.10 <sup>-4</sup>	-
	T	538	473	49.4	-1.96	1.31	0.19	+

Le signe (-) indique une tendance significative à la baisse (à 95%), le signe (+) indique une tendance significative à la hausse, et (0) indique qu'aucune tendance significative n'est décelée.

#### IV.3.3.2.2- A l'échelle saisonnière

A l'échelle saisonnière, la statistique du test montre que la tendance est négative pour toutes les saisons à l'exception de la saison automnale ou la tendance est croissante, elle va vers la hausse pour les trois paramètres, dû au début de la saison hydrologique qui vient après une longue période sèche où la pluie tombée contribue à l'écoulement (Tab. IV.8). Cette tendance négative durant les trois saisons (Hiver, Printemps et Eté) influe sur le régime pluviométrique interannuel. En effet, la rupture de tendance détectée sur les totaux pluviométriques et hydrométriques annuels est due à une baisse des totaux pluviométriques hivernaux, printaniers et estivaux. L'observation de la figure IV.7, confirme l'apparition d'une tendance négative à partir de la fin des années soixante-dix et qui a persisté durant les deux dernières décennies 80-90. La pluviométrie est inférieure à la normale durant la plupart des années sur ces deux dernières décennies. Donc, l'augmentation de la température et la diminution des précipitations influent sur le régime du cours d'eau.

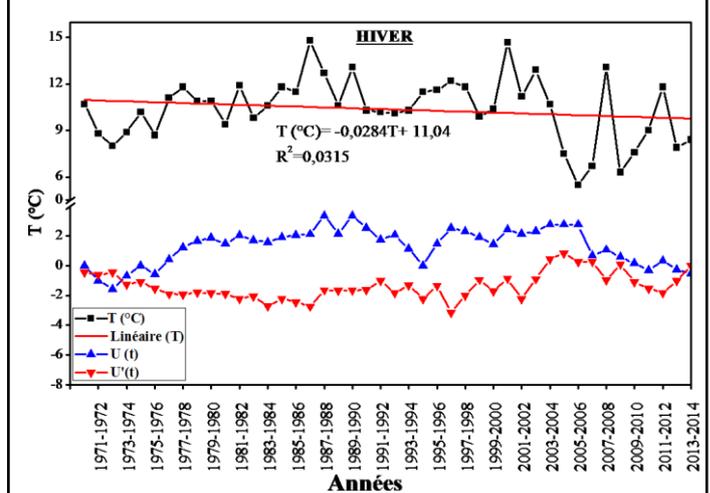
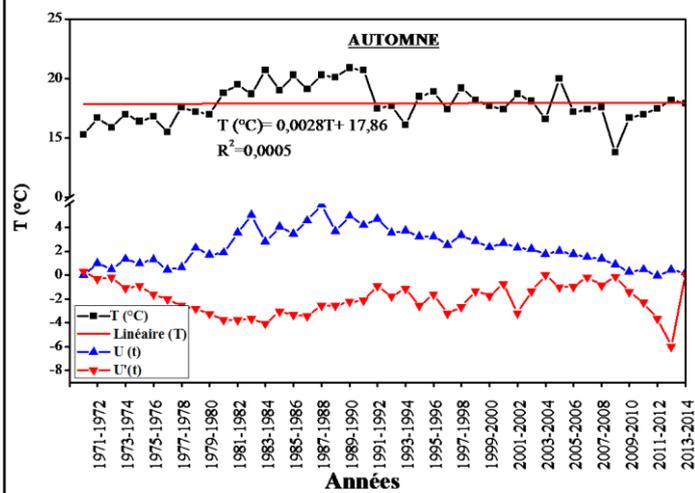
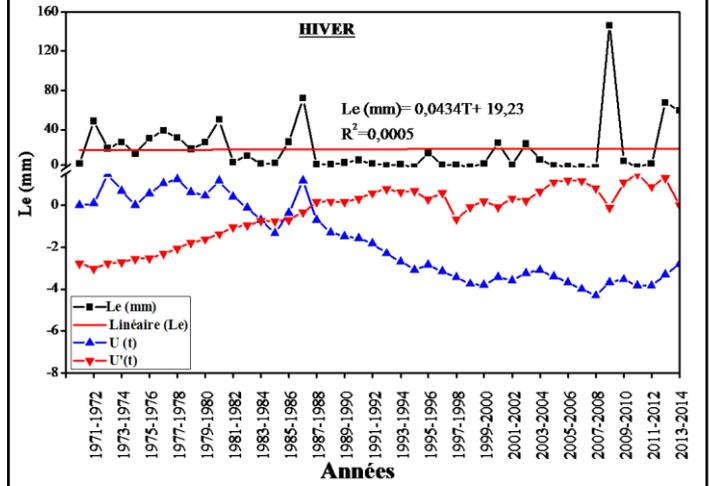
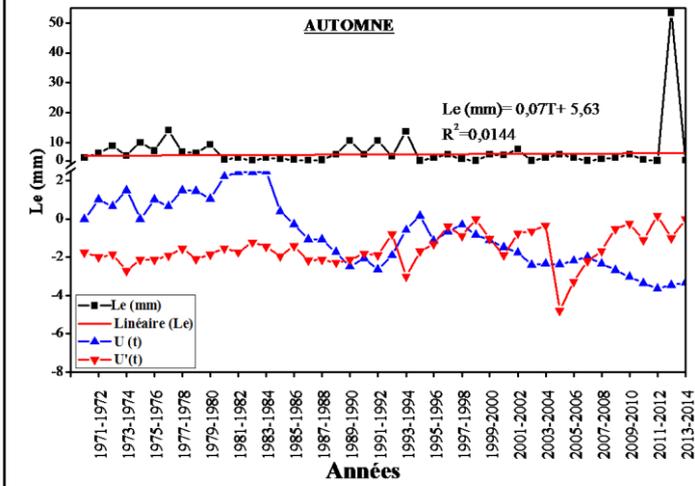
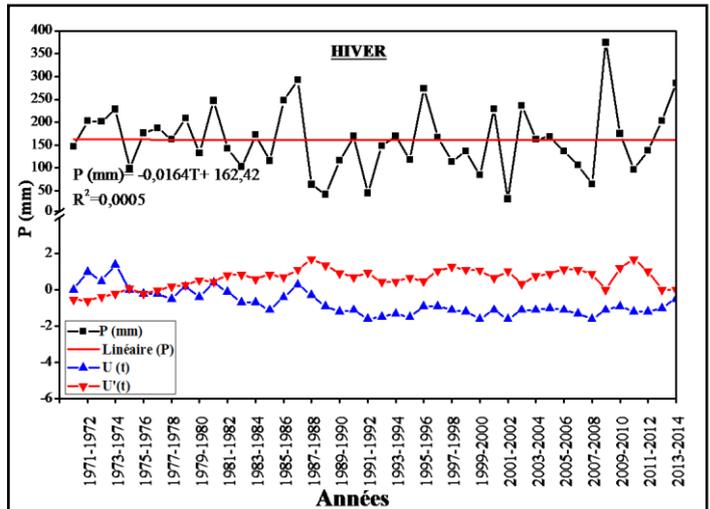
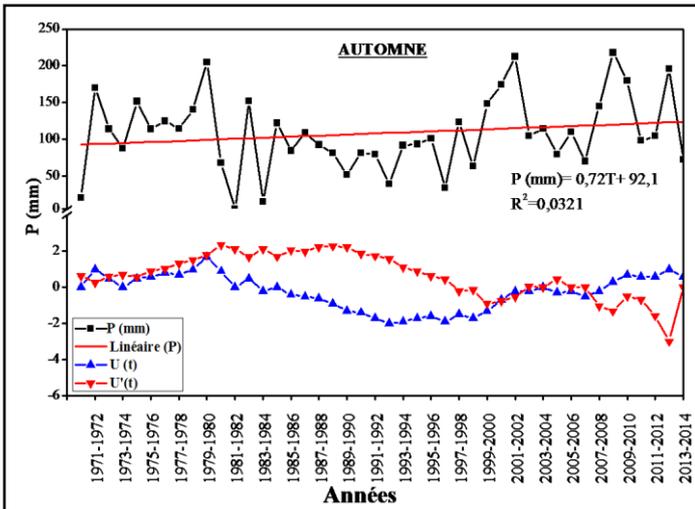
Les résultats des tests statiques (Pettitt, Lee-Heghnian et Hubert) montrent que les dates de rupture décelée sur les totaux pluviométriques et hydrométriques saisonniers sont proches de celle obtenus par le test de tendance de Mann-kendall. Aussi les dates de rupture observées sur les totaux pluviométriques et hydrométriques saisonniers sont proches de celle obtenues sur les totaux pluviométriques annuels.

La tendance des températures est vers la hausse à l'exception de l'hiver, ce qui explique la persévérance de la sécheresse. Cette tendance croissante influe sur le régime pluvial de la région.

Tableau IV.8 : Test statistique de tendance de séries hydro-climatiques saisonnières.

	Paramètres	T	E(t)	$\sqrt{Var}(t)$	Seuil de signification	U (t)	P-Value	Tendance
Automne	P	501	473	49.4	-1.96	0.56	0.57	+
	Le	307	473	49.4	-1.96	-3.35	3.10 <sup>-4</sup>	+
	T	485	473	49.4	-1.96	0.24	0.81	+
Hiver	P	501	473	49.4	-1.96	-0.58	0.55	-
	Le	334	473	49.4	-1.96	-2.81	0.004	+
	T	447	473	49.4	-1.96	-0.53	0.40	-
Printemps	P	366	473	49.4	-1.96	-2.16	0.03	-
	Le	324	473	49.4	-1.96	-3.01	0.002	-
	T	566	473	49.4	-1.96	1.88	0.06	+
Eté	P	466	473	49.4	-1.96	-0.14	0.89	-
	Le	221	473	49.4	-1.96	-5.09	3.39	-
	T	667	473	49.4	-1.96	3.92	10 <sup>-4</sup>	+

Le signe (-) indique une tendance significative à la baisse (à 95%), le signe (+) indique une tendance significative à la hausse, et (0) indique qu'aucune tendance significative n'est décelée.



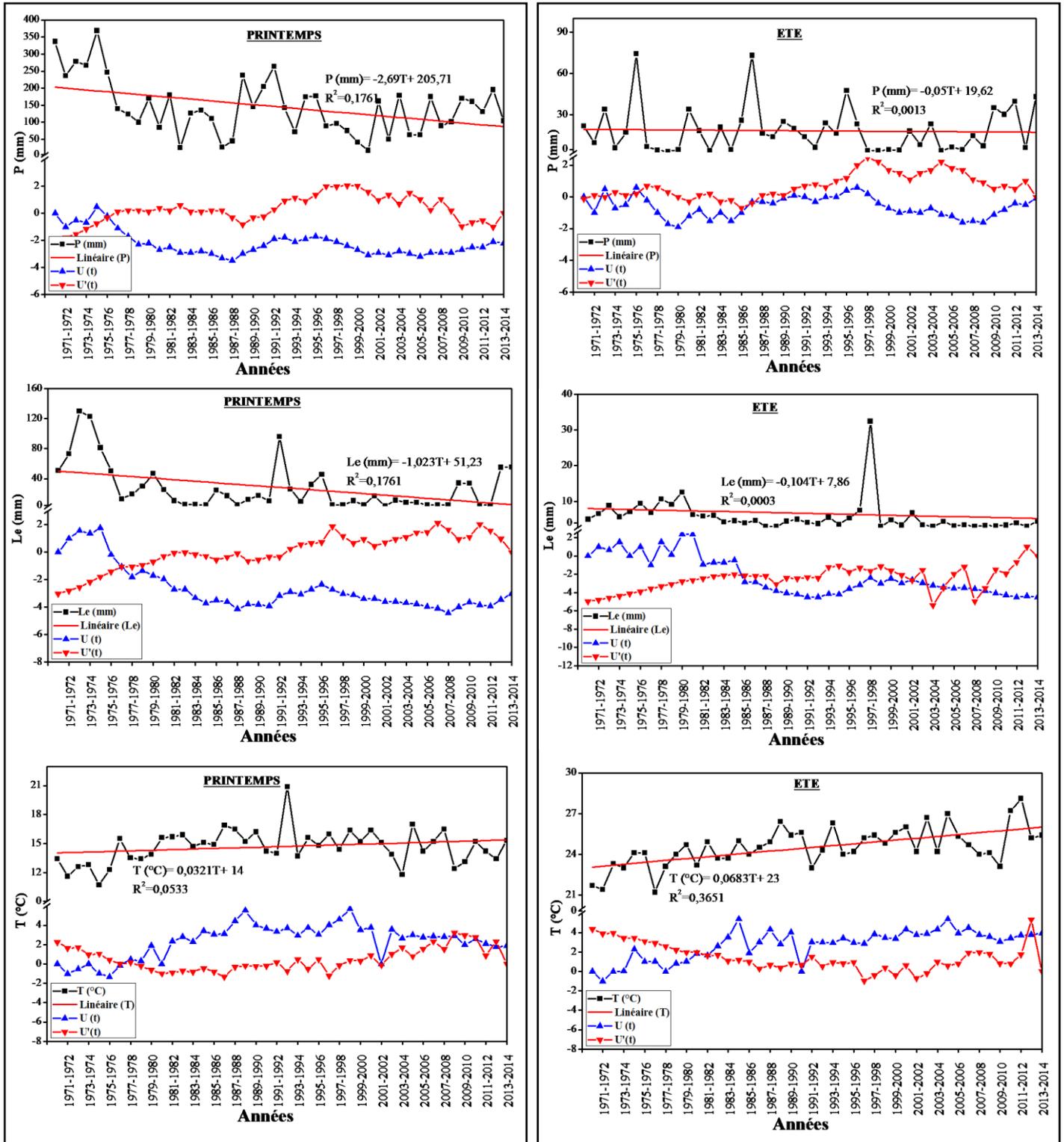


Figure IV.7 : Tendances saisonnières des chroniques de pluie, lames d’eau écoulées et températures dans un intervalle de confiance à 95 % correspondant à une variable réduite égale à 1.96.

### IV.3.4- Cumul des précipitations et des lames d'eau écoulées

#### IV.3.4.1- A l'échelle annuelle

La méthode des cumuls pluviométriques annuels (Fig. IV.8) appliquée au bassin versant d'Oued Lakhdar durant la période (1970/1971-2013/2014) a mis en évidence une rupture d'homogénéité au milieu des années soixante- dix plus exactement en 1976/1977 ce qui confirme les résultats obtenus par les tests statistiques de Lee Heghinian et Hubert.

Cette cassure explique un changement dans le régime pluviométrique annuel. Avant cette rupture (1970/1971-1976/1977), la moyenne interannuelle des précipitations était de 581mm (Tab. IV.9), au-delà, de cette date (1976/77 à 2013/14) elle n'est que de 406 mm soit une diminution de 30%, ce pourcentage avoisine celui trouvé par Megnounif *et al.*, (2012) pour le bassin de Sebdou (Haute Tafna) qui est de 26.5% et Ghenim *et al.*, (2010) pour le bassin de Beni-Bahdel.

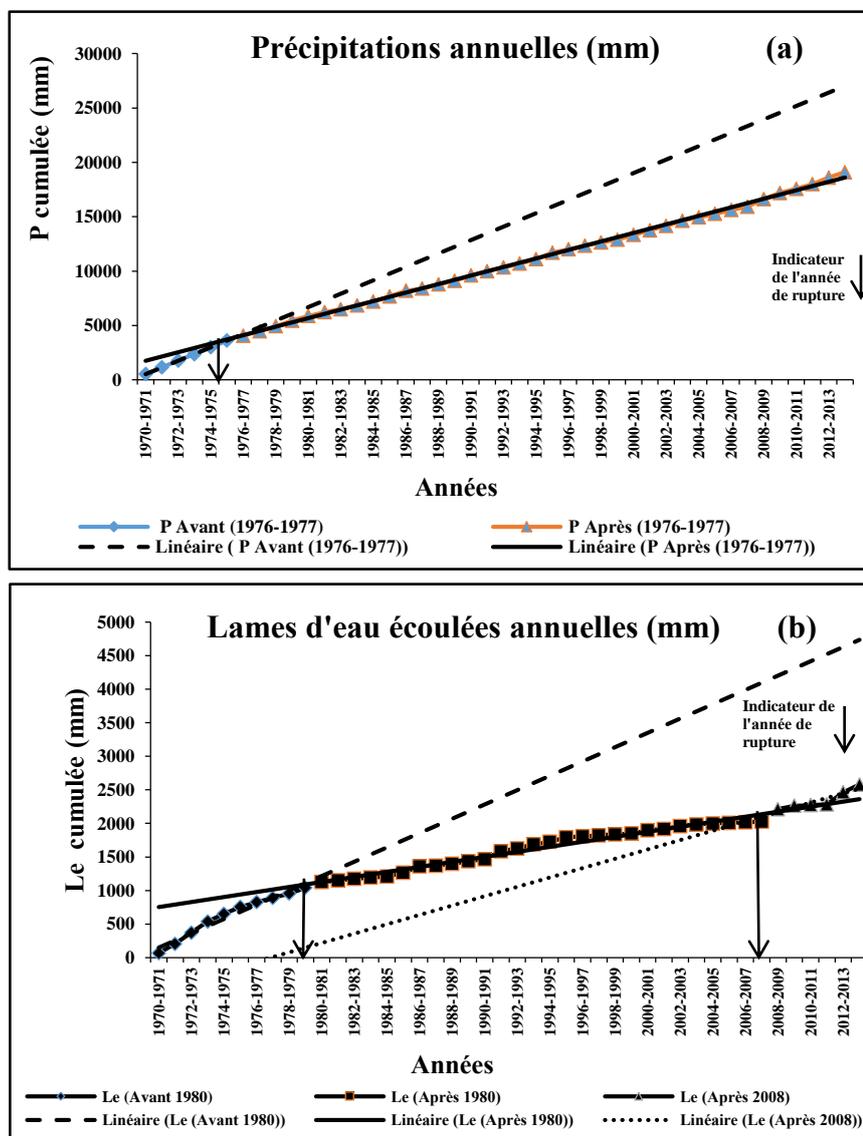


Figure IV.8 : Cumuls des précipitations (a) et des lames d'eau écoulées (b) (mm) en fonction du temps à l'échelle annuelle de 1970/71 à 2013/14.

### IV.3.4.2- A l'échelle saisonnière

Pour le pas de temps saisonnier (Fig. IV.9), nous remarquons plusieurs fluctuations qui indiquent des ruptures dans les courbes d'homogénéité. Pour l'automne la première rupture s'est produite en 1976/1977 avec une diminution des précipitations de l'ordre de 37%, la deuxième est survenue en 1999/2000 mais avec une augmentation de 72%, indiquant une élévation du régime pluvial annuel.

Pour l'hiver et l'été, aucune rupture n'a été signalée. Pour le printemps, la rupture est enregistrée durant 1975/1976. Des fluctuations ont été observées au niveau des courbes dues aux instabilités des régimes pluviométriques pour la saison d'été. Pour le printemps, les pics des fluctuations dénotent des périodes humides.

Tableau IV.9 : Tests de rupture annuel et saisonnier par la méthode des cumulés.

	Paramètres	Nombre de rupture	Année de rupture	Moyenne avant rupture	Moyenne après rupture	Ecart type avant rupture	Ecart type après rupture	Coefficient de variation (Avant)	Coefficient de variation (Après)	Excédent ou Déficit(Après rupture) (%)
Annuel	Précipitations (mm)	1	1976/1977	581,2	406,2	65,5	103,1	0,11	0,18	-30
	Lame d'eau (mm)	2	1980/1981 2008/2009	104,1 35,1	35,1 92,3	41 28,56	28,56 80,65	0,39 0,81	0,81 0,87	-66 163
Automne	Précipitations (mm)	2	1979/1980 1999/2000	124,35 78,44	78,44 135,24	49,43 37,6	37,6 50,7	0,4 0,48	0,48 0,37	-37 72
	Lame d'eau (mm)	0	-	-	-	-	-	-	-	-
Hiver	Précipitations (mm)	0	-	-	-	-	-	-	-	-
	Lame d'eau (mm)	2	1979/1980 2008/2009	26,8 11,8	11,8 48,2	12,2 16	16 56	0,46 1,35	1,35 1,62	-56 307
Printemps	Précipitations (mm)	1	1975/1976	288,3	122,57	52,6	60,22	0,18	0,49	-57
	Lame d'eau (mm)	1	1975/1976	84,5	16,8	34,7	18,8	0,41	1,14	-80
Eté	Précipitations (mm)	0	-	-	-	-	-	-	-	-
	Lame d'eau (mm)	0	-	-	-	-	-	-	-	-

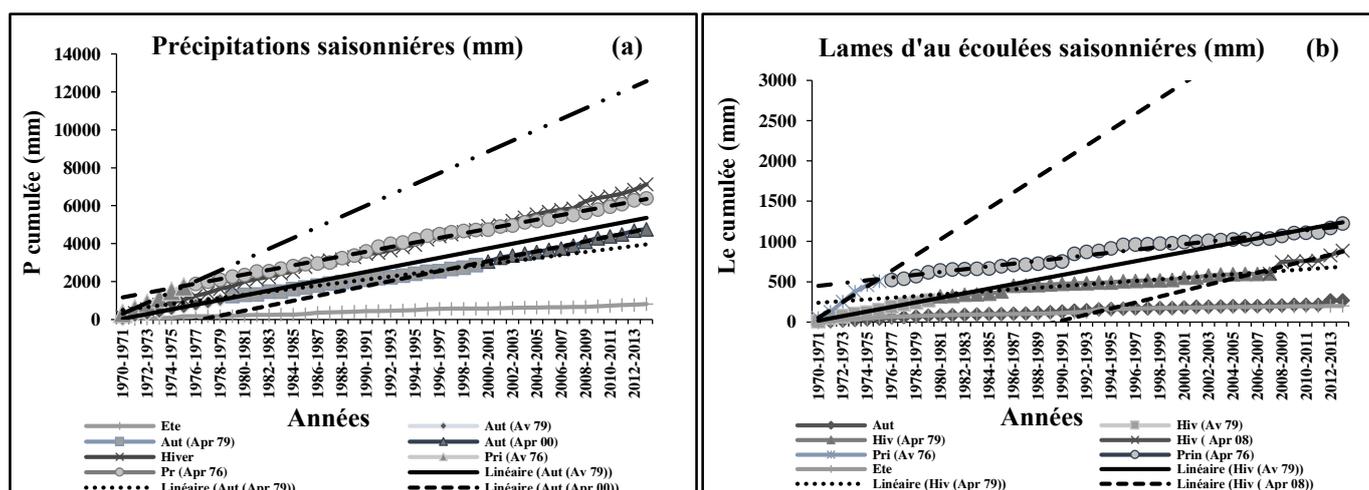


Figure IV.9: Cumuls des précipitations (a) et des lames d'eau écoulées (b) (mm) en fonction du temps à l'échelle saisonnière de 1970/1971 à 2013/2014.

La rupture de l'homogénéité dans la série pluviométrique s'est répercutée, en s'accroissant, sur les écoulements. Les cumuls des précipitations et des lames d'eau écoulées en fonction du temps confirment la modification qui s'est produite dans les années 1970. La comparaison des courbes avant et après la date de rupture permet de quantifier le déficit moyen annuel.

### IV.3.5- Variabilité de la récurrence des pluies autour des ruptures

Nous avons utilisé la loi normale adéquate pour les bassins algériens et plus particulièrement les sous bassins de la Tafna (Bouanani, 2004).

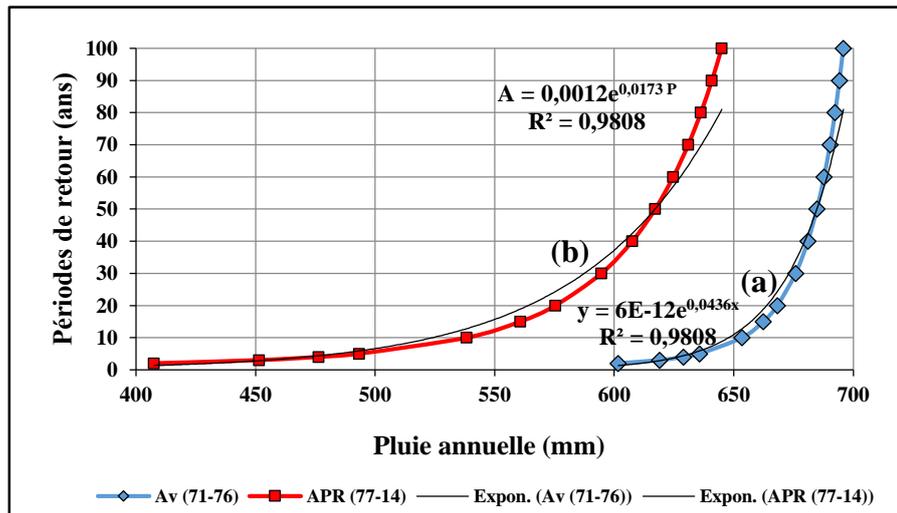


Figure IV.10 : Impact des ruptures pluviométriques sur la récurrence des pluies annuelles (a) période de 1971/1976, (b) période de 1977/2014.

L'étude des récurrences réalisées pour les précipitations durant les 44 ans d'observation à montrer qu'avant la rupture de 1976/1977, les pluies moyennes annuelles inférieures à 645 mm présentaient un temps de retour d'au moins une fois tous les 7 ans (Fig. IV.10). Pour ce qui suit et à partir de 653 mm, 662 mm et 668 mm les cumuls présentent des récurrences de 10ans. Tout en gardant ces mêmes périodes de récurrences pour la durée d'après rupture 1977-2014, nous remarquons une baisse des pluies qui traduit que le quantile de 645 mm qui avait une récurrence de 7 ans avant rupture est devenue centennale ans après rupture.

### IV.3.6- Déficit (ou Excès) Pluviométrique et Hydrométrique

La figure IV.11 (a) présente 43% d'années excédentaires (Année excédentaire où année humide est décrite par  $P_i - P_m$  où  $E_i - E_m \geq 0$ ) et 57% d'années déficitaires. Pour les lames d'eau écoulées, nous avons enregistré 41% d'années excédentaires accompagnées de 59% de déficits interannuels. Enfin, nous pouvons dire que sur les 44 années nous avons enregistré une baisse de la pluviométrie et des lames d'eau écoulée de l'ordre de 7 et 9%.

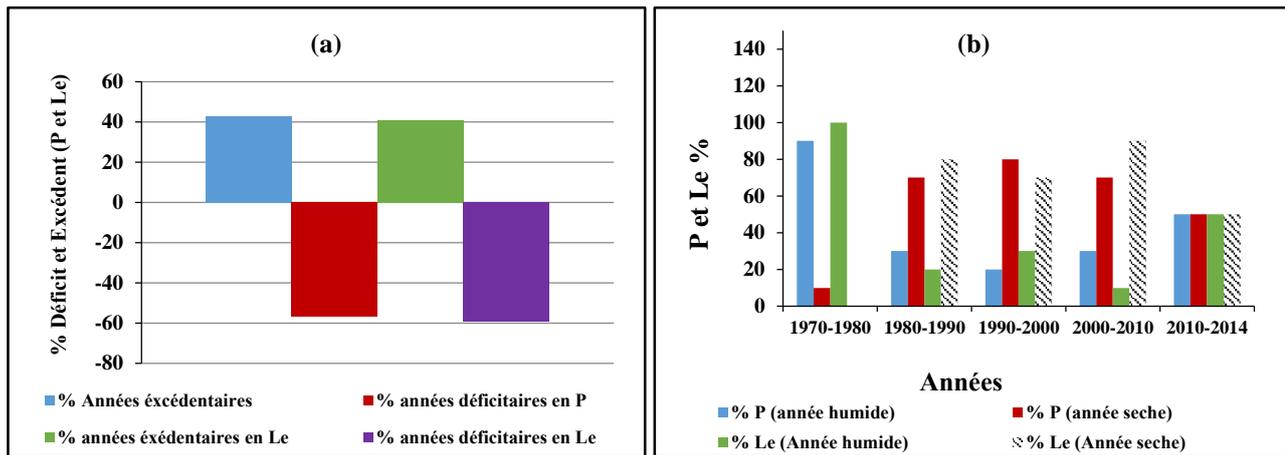


Figure IV.11 : (a) % annuel des excédents et des déficits pour les précipitations et les lames d'eau écoulées. (b) % des années excédentaires et déficitaires incluses dans chaque décennie.

La figure 11 (b) fait répartir les données interannuelles des pluies et des débits liquides pour la zone d'étude en 4 décennies et 4 ans. Cette répartition décrit tous les 10 ans les pourcentages des années humides et des années sèches pour la pluviométrie et les lames d'eau écoulées. La première décennie qui va de 1970 à 1980 a enregistré 90% d'années humides pour les précipitations et 100% pour les lames d'eau écoulées. Ces pourcentages décroissent pour les décennies qui suivent avec un balancement entre 20 et 30%. A partir de la période 2010 à 2014, le pourcentage augmente pour atteindre les 50%.

## Conclusion

L'analyse des données hydro-pluviométriques sur une période de 44 ans nous a permis de constater que la tendance chronologique de la pluviométrie et de l'écoulement dans notre bassin versant a été généralement déficitaire pour les deux pas de temps décrits. La tendance annuelle est vers une baisse de -2 mm/an pour les précipitations et de -1.13 mm/an pour les lames d'eau écoulées.

L'application des indices SPI, SSFI, IP et le coefficient de l'hydraulicité ont mis en évidence une variabilité climatique caractérisée par une alternance de phases humides et sèches et des fréquences d'écoulement déficitaires et excédentaires. En général, le bassin a connu globalement des périodes d'humidité et de sécheresse légères avec une tendance à la sécheresse. La période 1980-2008 est caractérisée par les sécheresses les plus remarquables de par leur intensité, leur durée et leur fréquence et cela quelle que soit l'échelle de temps considérée, ces épisodes secs ont atteint leurs paroxysmes en 1981-1982 et 1983-1984 avec des sécheresses de type fortes. Le SPI annuel dénote 57% d'années sèches dont son indice varie entre -0,1 et -1,99, par ailleurs le SSFI a donné 38% d'années humides dont 17 années possèdent un indice compris entre le +0,1 et +2. Pour les saisons, le SPI est normalisé pour l'automne et l'hiver le % de saisons sèches est égal au % des saisons humides, à l'exception de la saison du printemps et d'été où le % des saisons sèches dépasse le % des saisons humides. Contrairement le SSFI a attribué un % de sécheresse dominant pour les quatre saisons.

Les méthodes des tests statistiques montrent que les chroniques ne sont pas stationnaires et qu'elles ont subi des ruptures dont la date comprise entre 1976 et 1981, marquant une modification du régime pluviométrique et hydrologique. Ces ruptures s'accompagnent d'une diminution de la pluviométrie de l'ordre de 24 % et de 57 % pour les écoulements par rapport

à la première période (avant la rupture). Les manifestations de cette variabilité climatique se répercutent sur les ressources en eau.

La courbe des précipitations cumulées a présenté une rupture au milieu des années soixante-dix plus exactement en 1976-1977, où l'allure du taux des précipitations a diminué de 30% ce qui influe négativement sur les lames d'eau écoulées par une baisse de 66% enregistrée en 1980-1981.

Les ruptures des précipitations et la hausse des températures jouent un rôle sur la variabilité des volumes d'eau évacués à la surface du bassin versant. Nous avons remarqué une bonne proportionnalité entre les pluies annuelles et les apports à la surface du bassin. La température joue un rôle secondaire sur l'impact des apports en eau du bassin. Durant toute la période d'observation nous assistons à trois phases distinctes. La première de 1970 à 1976 où nous avons enregistré un excédent de  $7,43\text{Hm}^3$  annuellement, la seconde phase une moyenne de  $-3\text{Hm}^3$  et la troisième s'étale de 2008 à 2014 avec un excédent moyen annuel de  $3,65\text{Hm}^3$ . Le maximum de toute la série a été signalé en 2008 d'un apport annuel de  $32\text{Hm}^3$ .

## *Chapitre V*

---

# **Impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau**

## V.1- Introduction

Les dérèglements actuels du climat se sont traduits par une irrégularité des précipitations, des écoulements et par une sécheresse qui s'est établie depuis plusieurs années. Les résultats obtenus du chapitre précédent le confirment, ils ont montré que :

- 1- Le bassin versant de l'Oued Lakhdar a connu une diminution de la pluviométrie et de l'écoulement,
- 2- Une augmentation de la température durant la période (1980/81-2000/01),
- 3- Une alternance de périodes humides et sèches avec une tendance à la sécheresse.

Donc nous pouvons dire, que cette sécheresse a modifié le régime climatique de notre bassin. Ceci peut avoir une incidence sur les différents compartiments du cycle de l'eau : par exemple la baisse sensible des niveaux des cours d'eau, des barrages et des retenues collinaires. Aussi, les modifications des conditions de précipitations et d'évapotranspiration avec le changement climatique ont des impacts visibles sur les débits des rivières. Devant une situation pareille, nous devons chercher comment se sont traduites ces modifications et quelle solution adopter pour faire face à ces problèmes ?

## V.2- Etude de la variabilité hydro-pluviométrique par l'indice centré et réduit

La méthode des indices centrés et réduits ou indices standardisés est couramment utilisée dans l'analyse de la variabilité interannuelle de la pluviométrie (Le Barbe et Lebel, 1997 ; L'hote *et al.*, 2002 ; Nicholson, 1983; Cisse *et al.*, 2014) du fait de sa simplicité et de son interprétation facile. L'indice est donné par la formule suivante :

$$I_i = \frac{(X_i - X_{moy})}{\sigma} \quad \text{Eq. V.01}$$

Où :

- I : Indice annuel de la variable hydrométéorologique,
- $X_i$  : Module annuel de la variable enregistrée au cours de l'année  $i$ ,
- $X_{moy}$  : Moyenne interannuelle de la variable enregistrée sur la période d'étude,
- $\sigma$  : Ecart type de la variable enregistrée sur la période d'étude.

### V.2.1- A l'échelle annuelle

L'évolution des indices centrés réduits montre que la variabilité hydro-pluviométrique est marquée par une alternance d'années humides, normales et sèches (Fig. 1). On entend par période normale, une période où les indices se répartissent de façon équilibrée de part et d'autre du zéro de l'axe des abscisses (Khoualdia, 2014).

Sur une période de 44 ans, le nombre d'années sèches était beaucoup plus important que celui des années humides. Nous enregistrons une première période humide allant de 1970/71 jusqu'à 1980/81 avec une moyenne hydro-pluviométrique supérieure à la moyenne interannuelle qui est de 534.16 mm (moyenne totale 434 mm) pour les précipitations et de 102.3 mm pour la lame d'eau écoulée (moyenne totale 58.6 mm). Au-delà, et à partir de 1980/81 jusqu'à 2000-01, une période déficitaire s'est installée sur deux décennies consécutives, coupées par quatre années excédentaires 1985/86 – 1986/87 – 1990/91 – 1995/96). La longévité de cette période a engendré une diminution importante dans les paramètres hydro-pluviométriques (218.4 mm pour les précipitations et 11.4 mm pour la lame d'eau écoulée). La plus grande baisse des écoulements par rapport à celle des précipitations peut être liée à la longue durée du déficit pluviométrique. La succession d'années à pluviométrie déficitaire marque aussi négativement l'écoulement.

Bien que l'année 1993/94 soit déficitaire, elle enregistre un écoulement considérable due probablement aux apports et soutien souterrains (vidange des nappes). Il en est de même pour l'année 1990/91 qui bien qu'elle soit excédentaire elle marque une faiblesse des écoulements se rapportant ainsi à l'état d'étiage des nappes. En effet, les réserves d'eau souterraines diminuaient au fur et à mesure que le déficit pluviométrique se prolongeait engendrant une diminution du niveau piézométrique qui entraîne celle des écoulements de base. Cette année excédentaire a réduit le déficit hydrologique de l'année suivante lors de cette longue période de sécheresse.

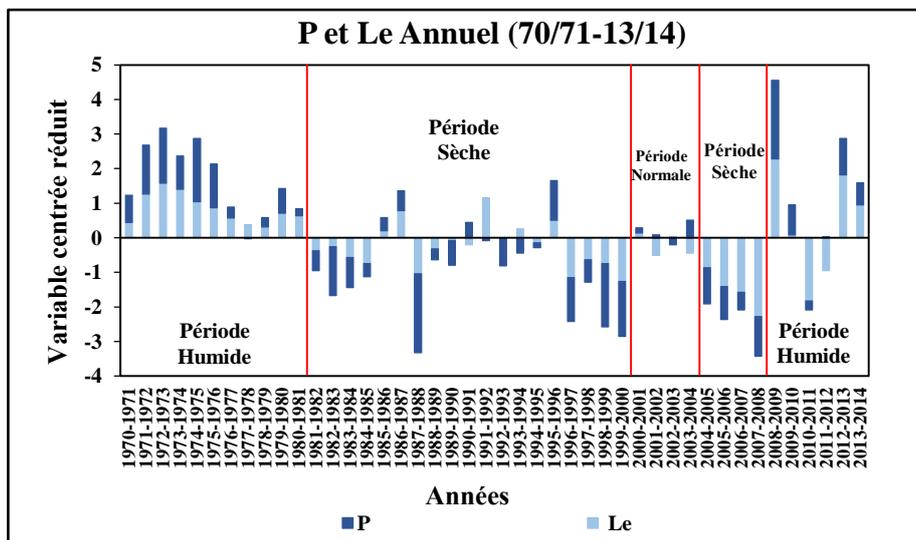


Figure V.1 : Evolution interannuelle des indices centrés réduits des hauteurs hydro-pluviométriques (1970/71-2013/14).

Entre 2000/01 et 2003/04, une période normale a été enregistrée, avec une moyenne pluviométrique de 439.9 mm, sensiblement égale à la moyenne annuelle totale (434 mm). Cette période est caractérisée par alternance d'une année humide suivie d'une année sèche.

De nouveau, nous remarquons l'apparition d'une succession d'années sèches. Cette deuxième période déficitaire commence de 2004/05 et se prolonge jusqu'à 2007/08. Au-delà de 2008/09, nous assistons à un retour des précipitations impliquant une réduction de déficits importants.

### V.2.2- A l'échelle saisonnière

La variabilité saisonnière des paramètres hydro-pluviométriques à travers l'évolution des indices centrés réduits (Fig. V.2), permet de distinguer une alternance entre les périodes excédentaires, normales et déficitaires pour les quatre saisons. Les précipitations et les écoulements saisonniers sont caractérisés par une variabilité spatio-temporelle irrégulière.

Généralement pour les quatre saisons, les périodes varient d'une décennie à une autre et selon des proportions différentes. La période allant de 1970/71 jusqu'à 1980/81 avait un caractère excédentaire pour l'ensemble des saisons. Au-delà, et à partir de 1980/81 jusqu'à 2007/08, une succession de deux décennies déficitaires engendrant une baisse importante dans les valeurs des indices centrés réduits des précipitations et des écoulements. A partir de l'année 2007/08, le caractère déficitaire s'estompe pour laisser place à la tendance à la hausse.

Donc, nous pouvons conclure que la tendance à la baisse de la pluviométrie durant les deux décennies 80 et 90 est principalement occasionnée par une baisse des pluies du printemps et plus particulièrement celle de l'hiver.

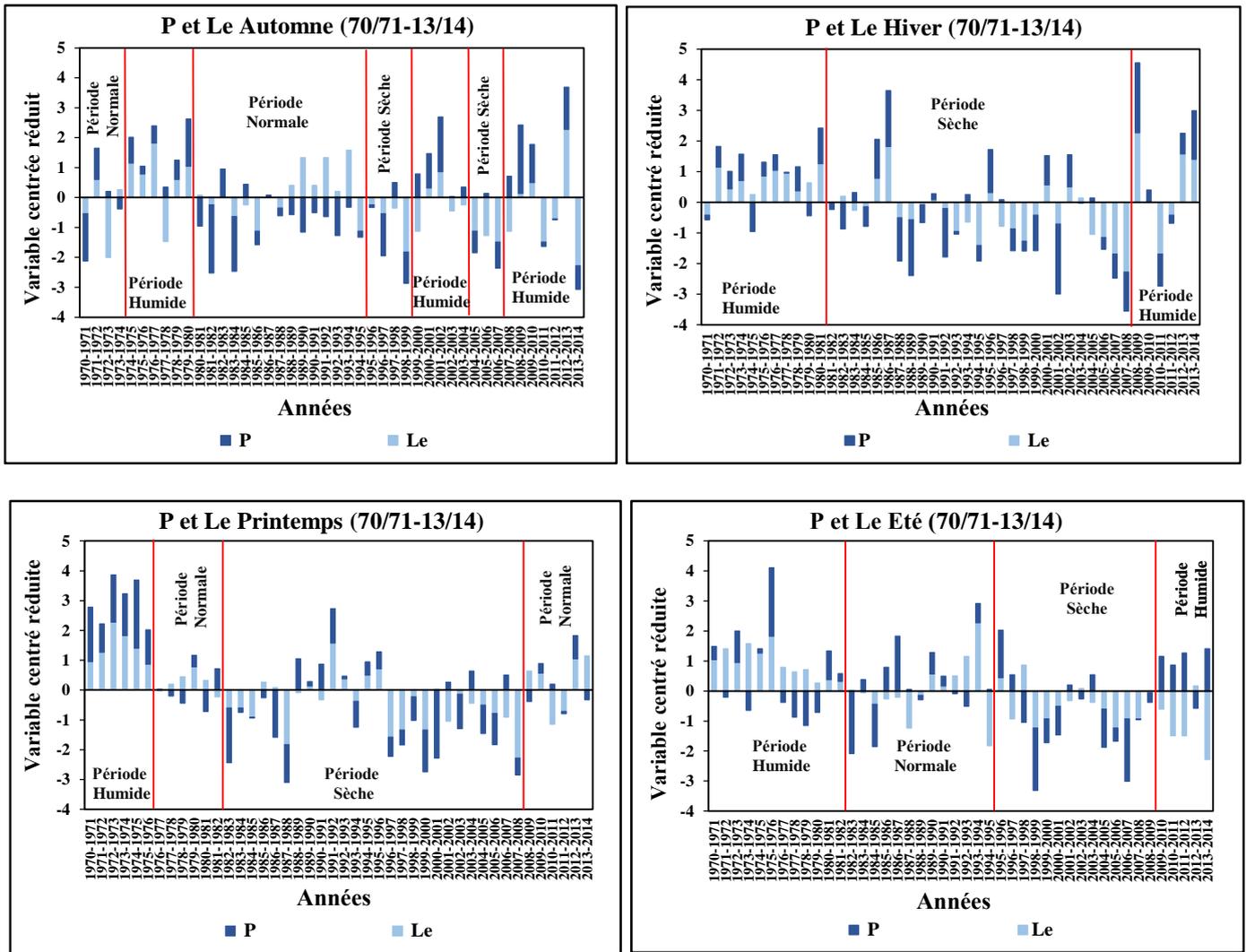


Figure V.2 : Evolution saisonnière des indices centrés réduits des hauteurs hydro-pluviométriques (1970/71-2013/14).

### V.3- Bilan hydrique

Afin de mieux apprécier l'impact de la variabilité climatique sur notre bassin, nous avons établi le bilan hydrique avant et après rupture dans les séries pluviométriques.

Le bilan hydrique a été établi à partir de l'année 1970/71, date à partir de laquelle les mesures de la température sont disponibles.

L'estimation de l'évapotranspiration de référence est faite par la méthode de Turc (Musy, 2001) compte tenu des données disponibles.

L'évapotranspiration correspond à la quantité d'eau totale transférée du sol vers l'atmosphère par l'évaporation au niveau du sol et par la transpiration des plantes. La température de l'air joue un rôle important dans son calcul (Khoualdia, 2014).

Une grande partie de la variabilité des débits annuels s'explique par la variation de la pluviométrie et des températures, que l'on peut synthétiser avec le bilan hydrique (précipitation moins évapotranspiration).

Le bilan hydrique de notre bassin porte sur les périodes 1970/71-1976/77 (période avant rupture) et 1976/77-2013/14 (période après rupture) (Tab. V.1). Les valeurs annuelles

moyennes obtenues avant et après rupture sont respectivement comme suit : 581.2 mm et 406.2 mm pour les précipitations, 496.5 mm et 385.8 mm pour l'évapotranspiration et 84.7 mm et 21.4 mm pour l'excédent ou infiltration efficace.

Tableau V.1 : Résultats du bilan hydrique.

Paramètres/Périodes	Avant rupture (1970/71-1976/77)	Après rupture (1976/77-2013/14)
P (mm)	581.2	406.2
ETR (mm)	496.5	385.8
Excédent (mm)	84.7	21.4

P : Précipitations annuelles moyennes,  
 ETR : Evapotranspiration réelle annuelle moyenne,  
 Excédent : P - ETR.

La comparaison des excédents obtenus à partir du bilan hydrique nous donne une idée de l'impact des modifications pluviométriques sur la recharge des aquifères. L'excédent ou bien l'infiltration efficace, qui constitue la part des précipitations susceptibles d'atteindre les nappes souterraines, est passé de 84.7 mm (avant rupture 1970/71-1976/77) à 21.4 mm (après rupture 1976/77-2013/14), soit une diminution de 75 %.

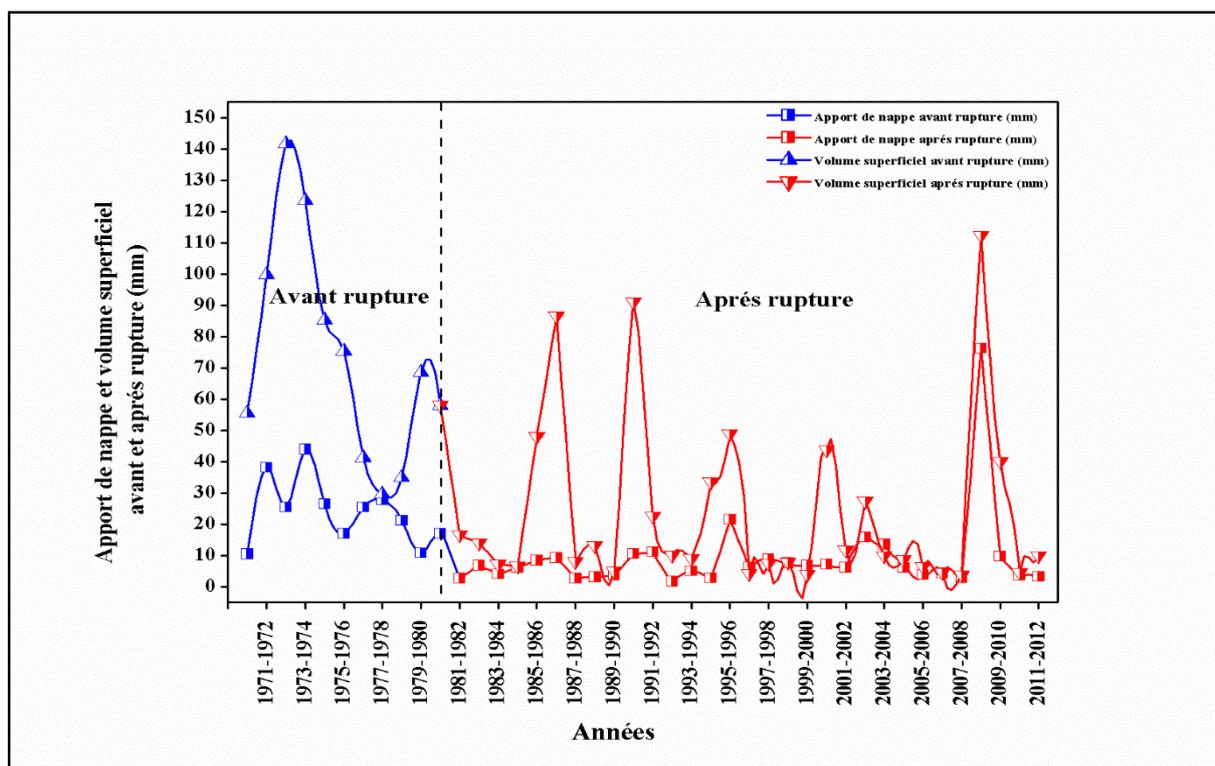


Figure V.3 : Variation interannuelle d'apport de nappe et du volume superficiel (1970/71-2013/14).

L'analyse de la figure V.3 montre que l'apport de la nappe varie avec le volume superficiel. En effet, durant la période humide (1970/71-1980/81 (avant rupture)), le volume superficiel était important dû aux précipitations abondantes qui régnaient durant cette période d'où un apport de nappe important. Au-delà, et après la rupture qui est survenue en 1980/81, le taux du volume superficiel a diminué à l'exception de quelques années de bonnes pluviométries (1986/87 – 1990/91- 2008/09) engendrant une baisse dans les apports de la nappe. Nous remarquons donc que l'apport de la nappe varie en fonction du volume superficiel alimenté par les précipitations.

### V.3.1- Evolution interannuelle des paramètres climatiques

Nous avons appliqué pour l'étude de l'évolution des précipitations et des écoulements annuels la méthode de la moyenne mobile sur une période de deux ans afin de suivre la cyclicité de ces derniers.

L'analyse des figures V.4, V.5, V.6 et V.7 nous montre qu'il existe une forte corrélation entre les différents paramètres (P, Le, T, ETP, Apport de la nappe et Volume superficiel). En effet, la tendance des écoulements annuels est fortement calée avec celle du bilan, et bien justifiée par celle des précipitations. Aussi la forte augmentation de la température depuis 1981/82 et donc de l'évapotranspiration présentent une grande influence sur la variabilité et la tendance des débits.

La diminution des précipitations est bien remarquée durant les décennies 80 et 90, où une longue période d'années consécutives de sécheresse entrecoupée parfois de quelques années humides a été la conséquence de la baisse des écoulements.

L'évolution de l'évapotranspiration de référence et de la température est inverse par rapport à celle de la pluviométrie. L'augmentation de la température influe négativement sur la disponibilité des ressources en eau. Cette influence se traduit par l'augmentation des pertes par évaporation (Henia et benzarti, 2006 ; Amoussou *et al.*, 2006).

Nous notons aussi qu'il existe une concordance entre les dates du déficit hydrique. En effet, les périodes de déficit hydrique sont observées à la même date de la succession des années sèches (1980 et 1990). Cette concordance des dates montre que le régime du cours d'eau est fortement lié à celui des précipitations. Ces résultats sont en accord avec ceux trouvés par (Mebarki, 2010 ; Meddi, 2009) dans des études récentes en Algérie orientale. Ils mettent, en évidence une diminution pluviométrique au cours des dernières décennies, et aussi 1987/88 est l'année la plus marquée par la sécheresse hydrologique (faible hydraulité) suivie par les années 1999/2000 et 2007/08.

La diminution des précipitations durant les décennies 80 et 90 et l'augmentation de la température ont eu des répercussions importantes sur le bilan hydrique engendrant une forte décroissance des écoulements.

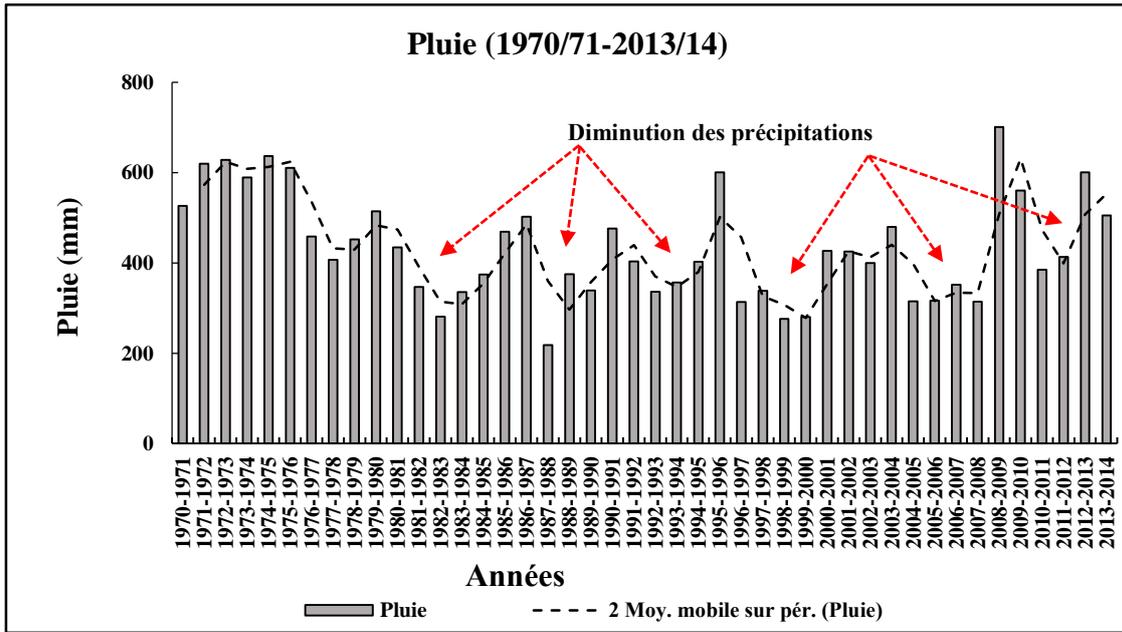


Figure V.4 : Variation interannuelle des précipitations (1970/71-2013/14).

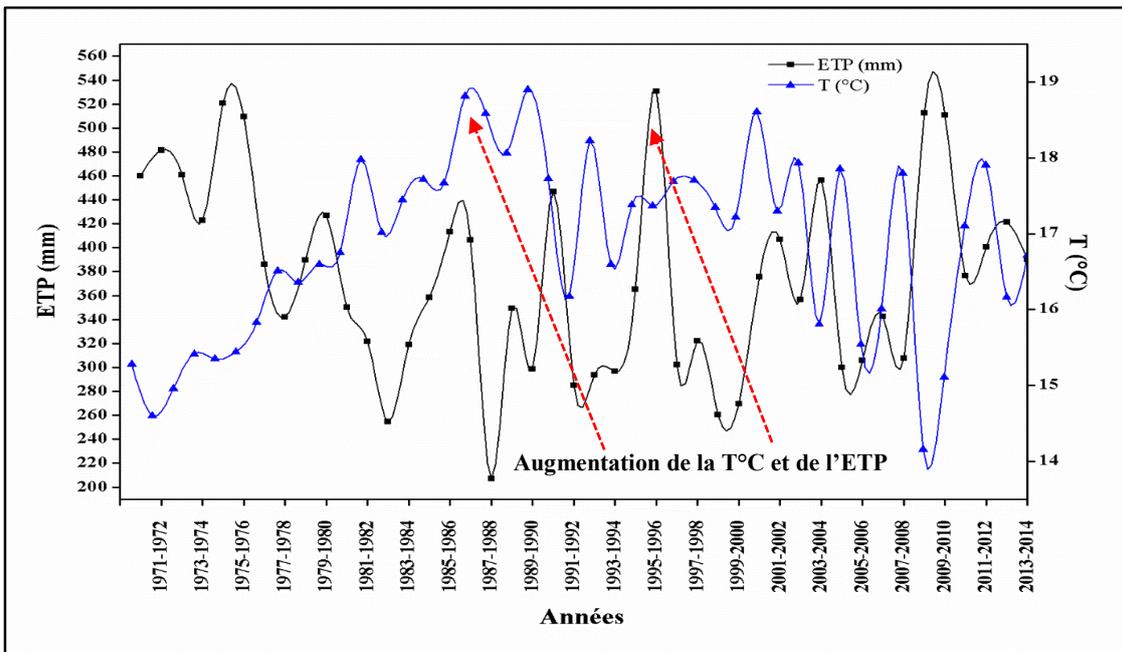


Figure V.5 : Evolution des paramètres climatiques (1970/71-2013/14).

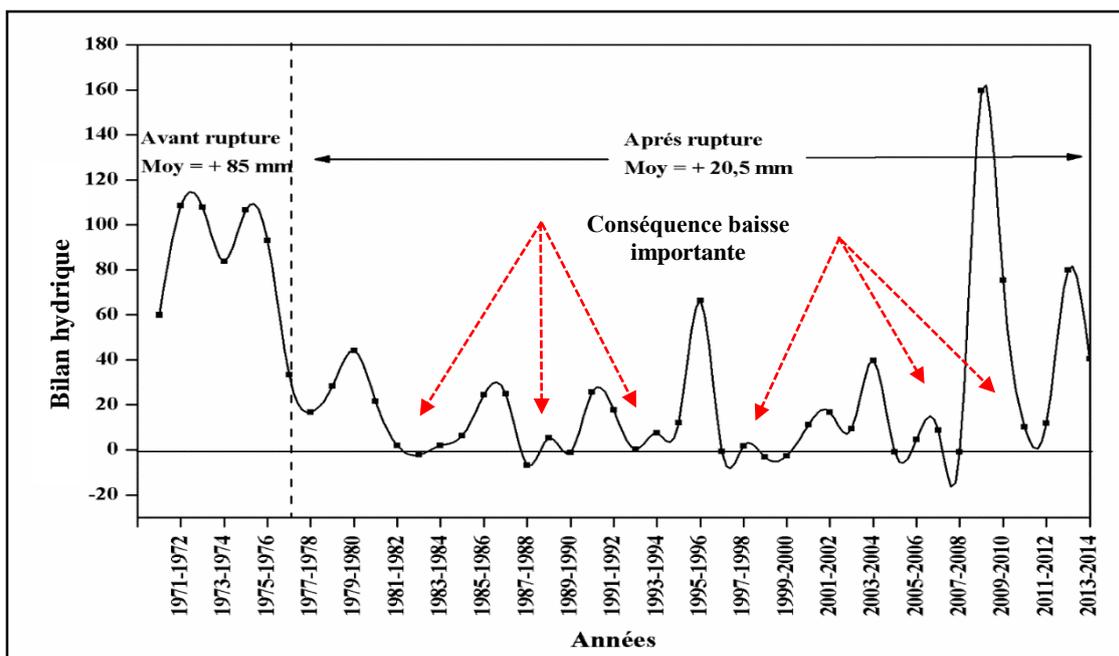


Figure V.6 : Variation interannuelle du bilan hydrique (1970/71-2013/14).

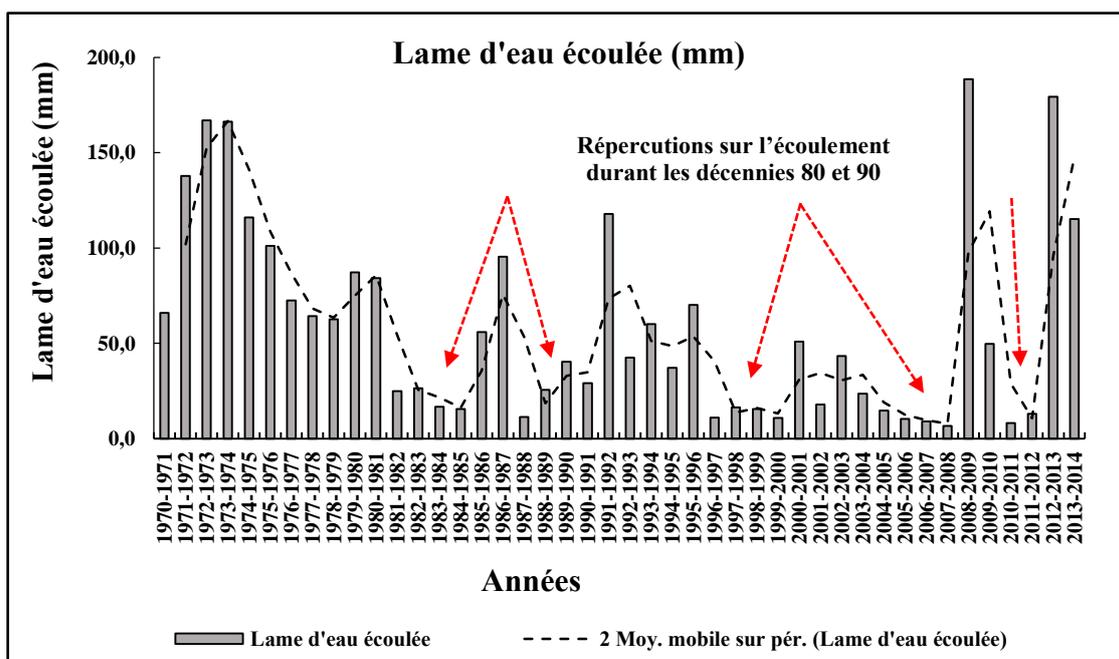


Figure V.7 : Variation interannuelle de la lame d'eau écoulee (1970/71-2013/14).

La sécheresse a eu pour conséquence une diminution de l'écoulement superficiel dans notre bassin ce qui se traduit par une régression des volumes d'eaux écoulés.

Les années les plus pluvieuses sont généralement les plus abondantes en écoulement, à titre d'exemple l'année 1974/1975 - 2008/2009. Les années les moins pluvieuses, au contraire, correspondent aux écoulements les plus maigres comme est le cas pour l'année 1987/1988.

La figure V.8 illustre des répartitions intermittentes entre les précipitations, les apports et les températures. Pour les précipitations et les températures annuelles, deux périodes différentes ont été mises en évidence, de (1970/1971 à 1976/1977) et de (1977/1978 à 2013/2014). Par contre, les apports hydriques se divisent en trois périodes (1970/1971 - 1980/1981), (1981/1982 - 2007/2008) et (2008/2009 - 2013/2014). Les volumes

d'eau évacués annuellement varie proportionnellement avec l'intensité annuelle des précipitations à l'inverse des températures. Durant la première période (1970/1971-1976/1977) avant la rupture, la moyenne des précipitations était de 601mm, ce qui a engendré une augmentation de la moyenne annuelle des apports liquides à 21,37 Hm<sup>3</sup> (Tab. V.2) (un excédent de 11,41 Hm<sup>3</sup> par rapport à la moyenne interannuelle de toute la période).

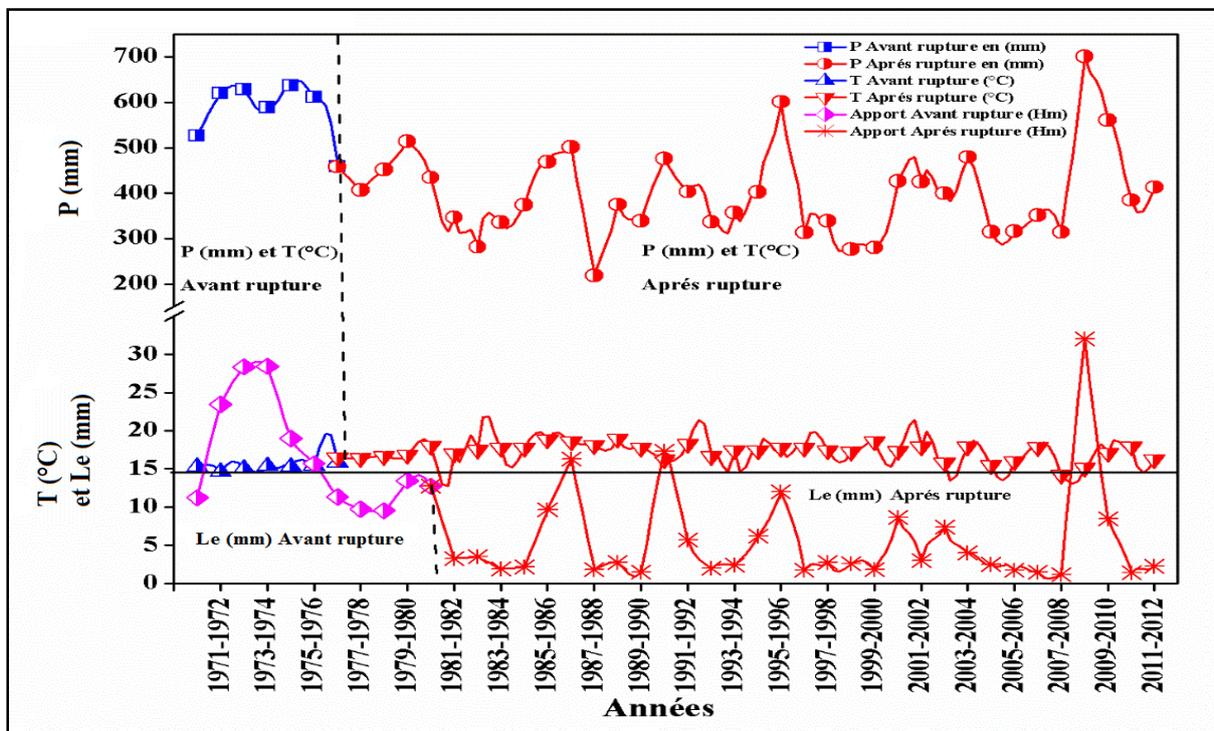


Figure V.8 : Evolution des paramètres hydro-météorologiques (1970/71-2013/14).

De 1976/1977 à 2008/2009, la température moyenne annuelle s'est élevée jusqu'à 17 C°, ce qui a influencé les précipitations annuelles et les apports liquides du bassin. D'après le tableau 2 cette période dénote un déficit de 26mm pour les précipitations et -3Hm<sup>3</sup> pour les apports liquides par rapport aux moyennes. A partir de 2008/2009, les températures ont enregistré une légère baisse contrairement aux précipitations qui ont augmenté pour atteindre les 701 mm (le max de toute la série) engendrant des apports liquides de 32Hm<sup>3</sup> (le max de toute la série d'observation). C'est à partir de cette année que les apports liquides ont commencé à atteindre des valeurs extrêmes dépassant deux à trois fois la moyenne interannuelle 9Hm<sup>3</sup>. La troisième période 2008/2014 a enregistré un excédent de 3.65Hm<sup>3</sup>.

Le déficit pluviométrique observé sur plusieurs années consécutives s'est répercuté sur les écoulements des principaux oueds et leurs affluents et les déficits d'écoulement semblent s'être amplifiés.

Tableau V.2 : Répartition interannuelle des apports d'eau en fonction des précipitations et des températures.

Périodes	Précipitations (mm)			Température (°C)			Apports (Hm <sup>3</sup> )			
	1970/ 1976	1976/ 2014	1970/ 2014	1970/ 1976	1976/ 2014	1970/ 2014	1970/ 1976	1976/ 2008	2008/ 2014	1970/ 2014
<b>Moyenne</b>	601,63	407,56	434	15,17	17,11	16,9	21,37	6,75	13,61	9,96
<b>Maximum</b>	636,7	701,1	701,1	15,4	18,9	18,9	28,4	20,04	32,05	32,05
<b>Minimum</b>	526	218,4	218,4	14,6	14,2	14,2	11,22	1,13	1,4	1,13
<b>Excédent ou Déficit par rapport à la moyenne de la période totale (mm),(°C),(Hm<sup>3</sup>)</b>	167,6	-26,44	-	-1,73	0,21	-	11,41	-3,21	3,65	-

Sur le plan saisonnier, la figure V.9 représente la variation saisonnière des apports liquides et des précipitations. Les résultats sont récapitulés dans le (Tab. V.3) où nous avons mentionné le % avec les valeurs des apports et des précipitations par rapport au % annuel pour toute la période d'étude (1970/1971-2013/2014). L'automne représente 25% des précipitations annuelles, cette saison où le sol est à sec est la conséquence d'une longue période marquée par l'absence des précipitations. Les 10% que représentent les lames d'eau écoulées parviennent principalement des premiers orages violents de l'année, de courte durée mais de forte intensité. Pour le printemps les précipitations représentent 33%, ce pourcentage est réduit de 4 % par rapport à celui de l'hiver qui est de 37%, alors que les lames d'eau écoulées enregistrées sont de 47%. Cette hausse qui représente presque la moitié des apports annuels de surface est due principalement à la vidange des nappes, aussi au cours de cette période de l'année le sol est couvert de végétation. Donc presque toutes les eaux précipitées dans le bassin versant participent à l'écoulement du cours d'eau. Enfin, pour l'été, nous enregistrons une diminution avérée des écoulements de surface. Durant cette époque de l'année les précipitations se raréfient, les températures augmentent et l'évaporation joue le rôle principal. De ce fait, seules les sources existantes dans le bassin contribuent aux écoulements de surface.

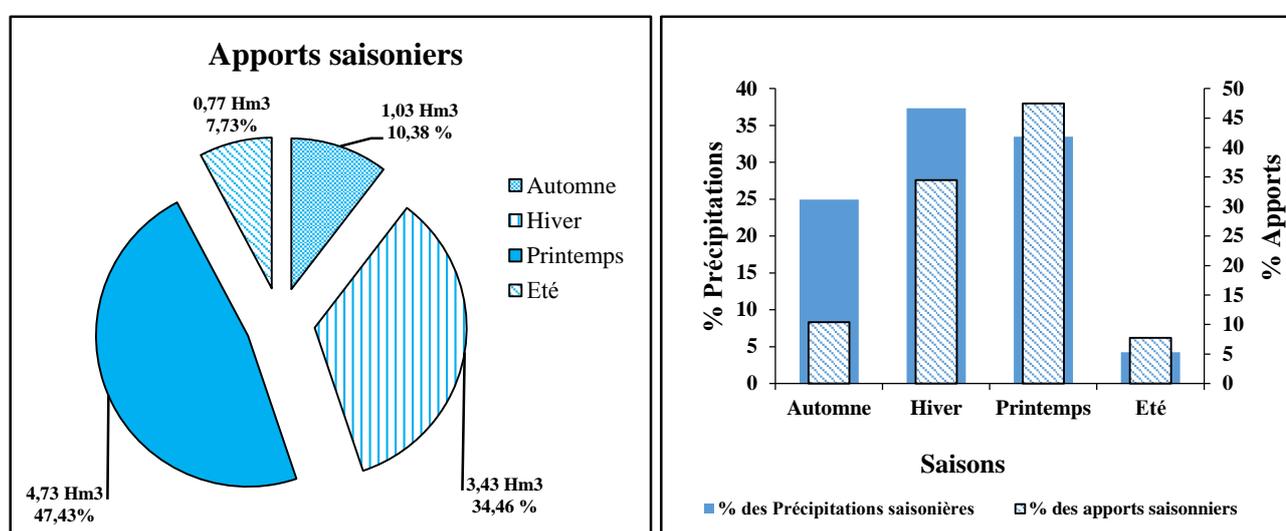


Figure V.9 : Répartition saisonnière des précipitations et des apports liquides (1970/1971-2013/2014).

Tableau V.3 : Répartition saisonnière des apports liquides et des précipitations.

	Automne	Hiver	Printemps	Été
<b>% Apports</b>	10	34	47	8
<b>Volume Apport (Hm³)</b>	1,03	3,43	4,73	0,77
<b>%Pluies</b>	25	37	33	4
<b>Lame précipitée (mm)</b>	108,2	162,1	145,2	18,5

#### V.4- Etude du phénomène de tarissement par la loi de maillet

##### V.4.1- Méthode de calcul du coefficient de tarissement et du volume mobilise par les aquifères

###### V.4.1.1- Coefficient de tarissement

Pour évaluer les tarissements sur les différents bassins, l'application de la loi de la décroissance exponentielle de Maillet est requise. Cette loi est donnée par l'équation 2 :

$$Q_{(t)} = Q_0 e^{-kt} \quad \text{Eq. V.02}$$

Avec :

$Q_t$  et  $Q_0$ , les débits aux instants  $t$  et  $t_0$  (début du tarissement) exprimés en jours, et  $k$  le coefficient de tarissement de Maillet dépendant des caractéristiques physiques et géométriques de l'aquifère qui a la dimension  $k$ .

La valeur de  $k$  est l'inverse du temps et s'exprime en jours<sup>-1</sup>.

$$k = 1/T \quad \text{Eq. V.03}$$

Il est généralement constant pour un même aquifère.

Le coefficient de tarissement  $k$  se déduit dans ce cas du logarithme de l'expression de l'équation V.04 comme suit :

$$K = \frac{\text{Log}Q_0 - \text{Log}Q_t}{0.4343t} \quad \text{Eq. V.04}$$

La courbe de tarissement se construit à partir des débits caractéristiques de la période sèche. Ces débits sont portés sur un graphique logarithmique de sorte que le temps est reporté en abscisse et les débits en ordonnée. Le débit initial  $Q$  doit correspondre au débit journalier le plus élevé de la période sèche proche des hautes eaux (Khoualdia, 2014).

#### V.4.1.2- Volume mobilisé

Le volume mobilisé, de la réserve hydrogéologique susceptible d'alimenter l'écoulement superficiel est déterminé par approche graphique à partir de la courbe de tarissement. Dans le cas contraire le calcul du volume d'eau mobilisé se fait à l'aide de l'équation V.05 suivante :

$$V_{mob} = \frac{Q_0 \left(\frac{m^3}{s}\right)}{k} \times 86400 (s.j^{-1}) = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-kt} dt \quad \text{Eq.V.05}$$

Ainsi les courbes d'évolution des coefficients de tarissement et des volumes mobilisés du bassin versant d'Oued Lakhdar sont représentées sur les figures V.10 et V.11 pour permettre une étude comparée de leurs évolutions dans le bassin et évaluer leur impact sur la ressource en eau.

#### V.4.2- Analyse des résultats

L'analyse de l'évolution des coefficients de tarissement annuels sur la période 1970/71-2011/12 (fig. V.10 et V.11) montre qu'ils varient fortement d'une année à l'autre. Avant 1980/81 (avant la rupture) les variations sont faibles. Après 1980/81 (après rupture), les variations sont devenues plus importantes. Les valeurs moyennes autour desquelles oscillent les coefficients sont de 0,0152 j<sup>-1</sup> avant 1980/81 et 0,0164 j<sup>-1</sup> après cette année. Ces moyennes traduisent un tarissement rapide du cours d'eau. A partir de 1980/81 les volumes d'eau mobilisés par année, varient très peu quel que soit la vitesse du tarissement, exception faite pour les années 1995/96 et 2008/09.

Les volumes d'eau mobilisés évoluent inversement aux coefficients de tarissement. En effet, quand le coefficient de tarissement augmente, le volume mobilisé par les aquifères diminue et vis vers ça (Fig. V.10 et V.11). Donc, Le coefficient de tarissement est proportionnel à la vitesse

de vidange de la nappe. Il augmente en période de sécheresse et diminue quand il y a recharge de la nappe (Goula *et al.*, 2006).

Nous notons une bonne recharge des nappes souterraines entre 1970/71 jusqu'à 1980/81 avec un coefficient de tarissement relativement faible ( $0.015 \text{ j}^{-1}$ ) et un volume d'eau mobilisé assez élevé ( $8.4 \text{ Hm}^3$ ) (1973/74). A partir de 1981/82 jusqu'à 2011/12, les réserves d'eau souterraine deviennent plus faibles à l'exception des années (1995/96 et 2008/09), le coefficient de tarissement est assez élevé ( $0.025 \text{ j}^{-1}$ ) en 2007/08 (année très sèche) et un volume d'eau mobilisé faible ( $1.09 \text{ Hm}^3$  en moyenne). La valeur moyenne du volume d'eau mobilisé en phase de tarissement, qui atteint  $1.94 \text{ Hm}^3$  sur l'ensemble de la période d'observation, s'élève à  $4.35 \text{ Hm}^3$  sur la période 1970/71-1980/81 et tombe à  $1.09 \text{ Hm}^3$  sur la période 1981/82, ce qui cause une diminution de 74.94%, sur une superficie de  $170 \text{ Km}^2$ .

Ces résultats montrent que les perturbations pluviométriques qui ont affecté la région pendant ces dernières décennies sont ressenties sur les écoulements et les réserves en eaux souterraines. Par ailleurs, le caractère rapide de la recharge et de la vidange de la nappe en même temps avec la variation du coefficient de tarissement indiquerait des échanges rapides entre la nappe et les eaux de surface. En effet, le caractère karstique de notre bassin et la bonne perméabilité des sols alluviaux facilite certainement ces phénomènes.

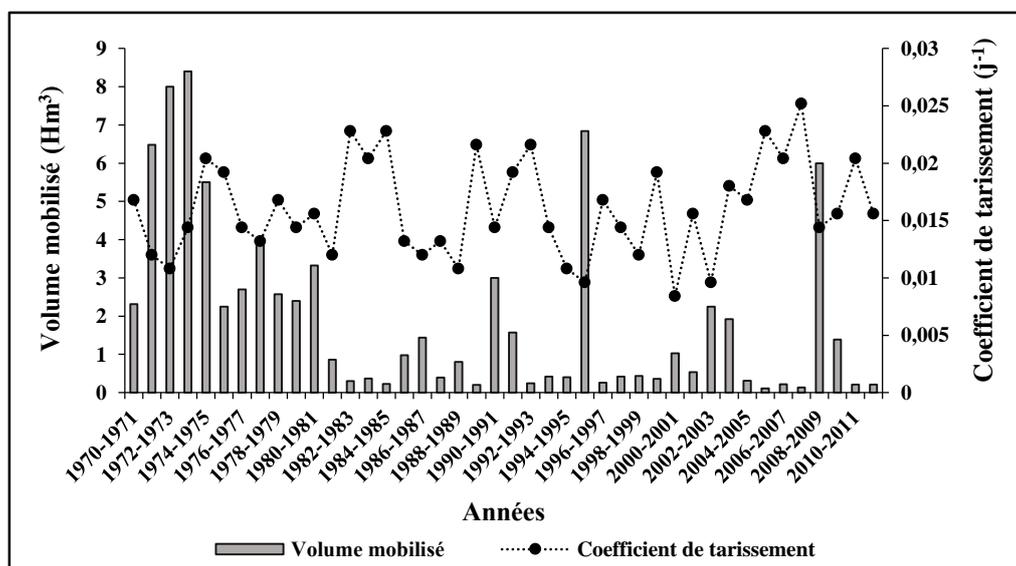


Figure V.10 : Variation du coefficient de tarissement et du volume annuel mobilisé.

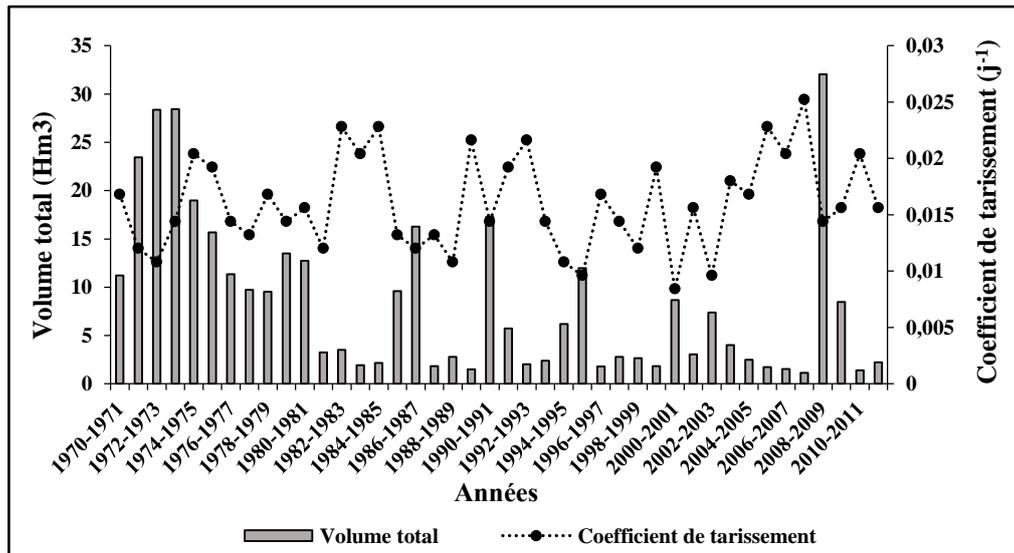


Figure V.11 : Variation du coefficient de tarissement et du volume annuel total.

La figure V.12 présente les rapports des volumes mobilisés des nappes sur les volumes totaux annuels en pourcentage et les  $Q_0$ , (c'est les débits du début de tarissement en fonction des années). Le rapport ( $A_n/A_t$ ) varie entre 10 et 60%, avec un pourcentage moyen interannuel de 21%. Ces résultats expliquent que plus le rapport est petit plus la vidange est minimale, et plus le pourcentage est grand et plus la recharge est maximale.

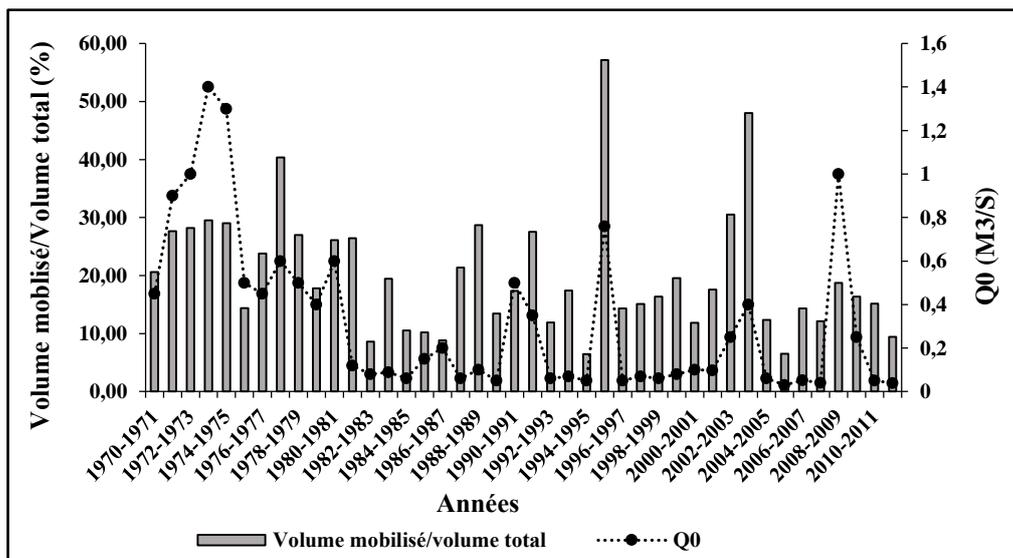


Figure V.12 : Variation du volume mobilisé sur le volume total de la nappe.

#### V.4.3-Application de la formule de Maillet pour la séparation des différents écoulements (ruissellement et nappe)

L'hydrogramme qui sépare les débits de surface et les débits de nappes pose un grand problème en hydrologie (Kattan et Probst, 1987). Les différents écoulements qui composent l'hydrogramme ne sont pas bien définis. Beaucoup d'études ont été faites sur la méthode de séparation de l'hydrogramme : (Barnes, 1939 ; Schoeller, 1962 ; Castany, 1963 ; Cottez, 1967 ; Gac, 1980 ; Bottomley *et al.*, 1985).

Les hydrogrammes moyens annuels avant et après rupture (Fig. V.13 et V.14) du bassin versant de l'Oued Lakhdar ont été établis à partir des débits moyens journaliers. La représentation graphique des débits moyens journaliers à échelle logarithmique illustre une bonne présentation des volumes écoulés par rapport à l'échelle normale.

Avant rupture (1970/71-1980/81) (Fig. V.13) la contribution du débit de surface (Ruissèlement) varie entre 0,2 et 8 m<sup>3</sup>/s, ce pic est atteint au mois de mars suite à une pluviométrie printanière importante et à cet effet le tarissement annuel commence jusqu'à la fin Mai. Après la rupture (1980/81-2011/12) (Fig. V.14) la variation du débit de ruissèlement se fait entre 0,03 et 2,4 m<sup>3</sup>/s une diminution importante par rapport à la période précédente c'est-à-dire avant rupture. L'allure de la courbe (Fig. V.14) (période 1981-2012) indique beaucoup de fluctuations, surtout en automne qui sont à l'origine des orages violents. Le tarissement de cette période avance au mois d'Avril vue la réduction du régime pluvial au printemps.

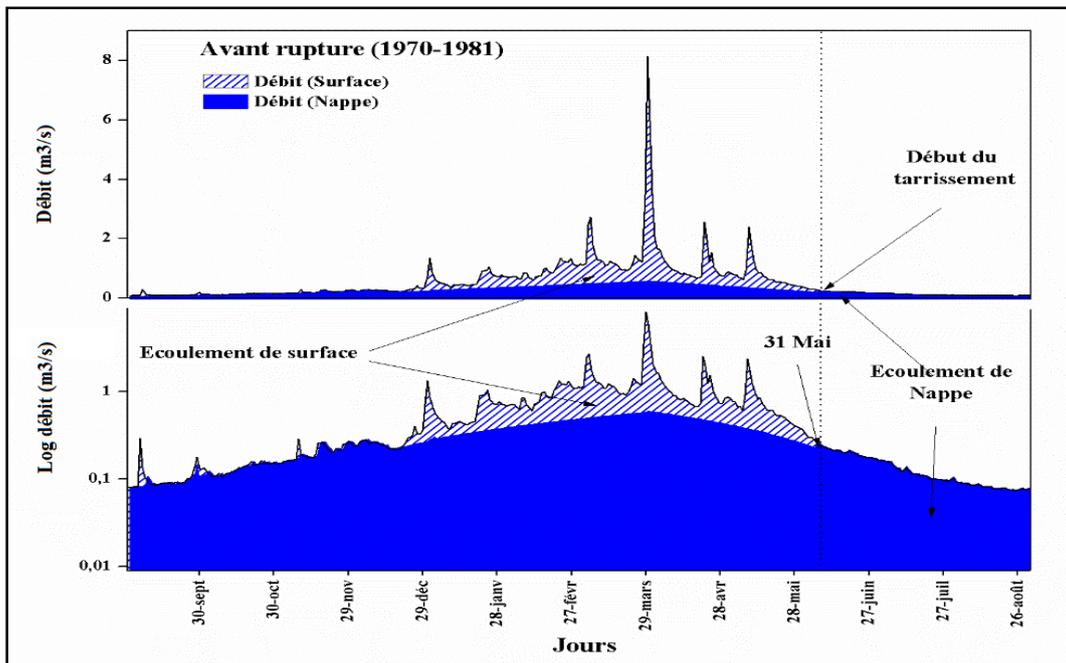


Figure V.13 : Hydrogramme séparatif interannuel des débits de ruissèlement et des débits de nappe (1970-1981).

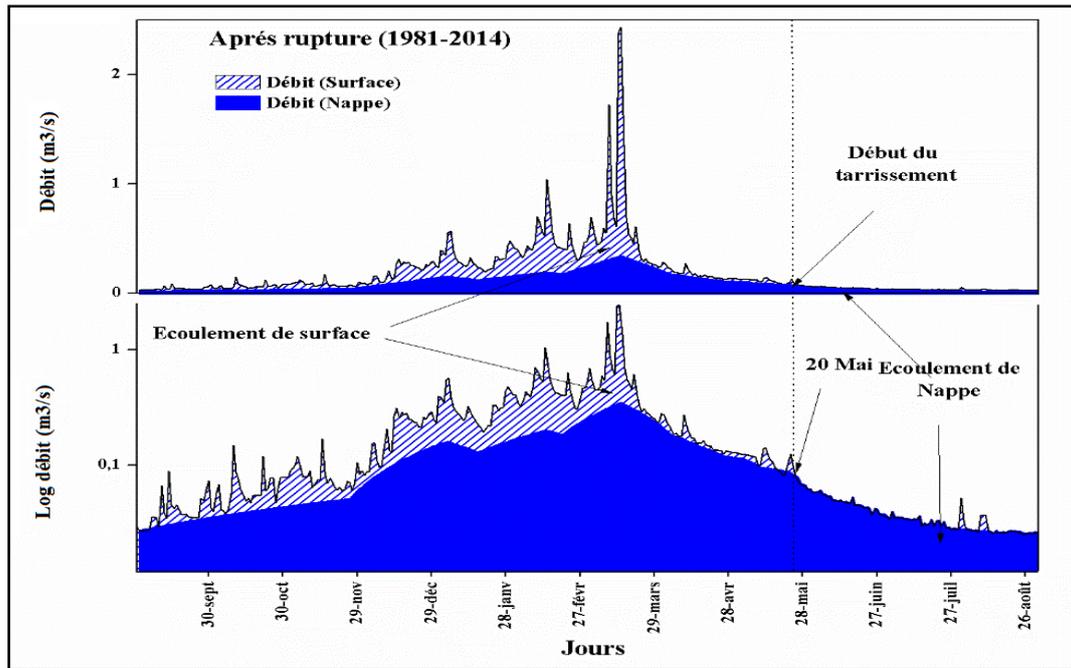


Figure V.14 : Hydrogramme séparatif des débits de ruissellement et des débits de nappe (1981-2012).

A partir des paramètres de la formule de Maillet cités dans le tableau V.14, nous remarquons que les % des contributions de surfaces des hydrogrammes pour les deux périodes (Avant et après rupture) sont supérieures aux contributions souterraines, nous enregistrons respectivement 76 et 60% contre 24 et 40% des volumes de nappes. Les coefficients de tarissement  $k$  des deux réservoirs varient disproportionnellement avec les apports car les coefficients obtenus après rupture (période des apports infimes) sont supérieurs à ceux obtenus avant rupture. Les débits les plus élevés sont ceux marqués avant la rupture dont le débit de pointe  $Q=8,3 \text{ m}^3/\text{s}$  et le débit du tarissement  $Q_0=0,6 \text{ m}^3/\text{s}$ , contrairement aux mêmes paramètres devenus après rupture  $Q=2,43 \text{ m}^3/\text{s}$  et  $Q_0=0,35 \text{ m}^3/\text{s}$ . Ce phénomène est dû à un assèchement accru qu'a connu la région après 1981. Cette sécheresse a contribué à réduire les réserves d'eau de la région et a même affecté la recharge souterraine ce qui a contribué à réduire les volumes mobilisés dans les différents bassins versants de la région.

Tableau V.4 : Caractéristiques et les composantes des hydrogrammes séparatifs calculés à partir de la formule de Maillet.

	Volume total annuel (Hm <sup>3</sup> )	Ruissellement				Nappe			
		Coef. de tarissement K (J <sup>-1</sup> )	Débit de pointe Q (m <sup>3</sup> /s)	Apport de ruissellement (Hm <sup>3</sup> )	% par rapport Apport total annuel	Coef. De tarissement K (J <sup>-1</sup> )	Débit du tarissement Q <sub>0</sub> (m <sup>3</sup> /s)	Apport de nappe (Hm <sup>3</sup> )	% par rapport Apport total
<b>Avant rupture</b>	16,58	0,057	8,3	12,6	76	0,013	0,6	3,98	24
<b>Après rupture</b>	5,15	0,067	2,43	3,13	60	0,015	0,35	2,016	40

### Conclusion

Le bassin d'Oued Lakhdar a connu une variabilité des paramètres climatiques qui ont contribué à la réduction de la ressource en eau disponible pendant les périodes de déficit pluviométrique (période de sécheresse) amorcé depuis les années 1980. Cette variabilité a eu

des conséquences néfastes sur le bilan hydrologique et a affecté la recharge souterraine réduisant ainsi les disponibilités en eau des réserves de la région. Elle est également marquée par une alternance de période normale, humide et sèche, avec une longue période déficitaire qui débute à partir des années 1980. Le déficit pluviométrique est estimé à 30%, et l'année 1987/88 est marquée comme l'année la plus affectée par la sèche hydrologique, les références suivantes le confirment (Kettab, 2001 ; Kettab *et al.*, 2002 ; Bekkoussa, 2008 ; Mebarki, 2010).

Le régime hydrologique a également subi de profondes modifications au cours de la période 1980/81. En effet, la régression de la pluviométrie a provoqué un déficit hydrologique très accentué, elle a eu pour effet une diminution des apports d'eau qui transitent dans le cours d'eau.

Le déficit d'écoulement est très important, il est estimé à 60%, soit le double du déficit pluviométrique.

Le coefficient de tarissement évolue de 0,0152 j<sup>-1</sup> avant 1980/81 et 0,0164 j<sup>-1</sup> après cette année. Cette augmentation du coefficient de tarissement après 1980/81 montre une vidange beaucoup plus rapide des aquifères alimentant l'écoulement de base. Les réserves en eaux souterraines sont sensibles aux variations pluviométriques. La valeur moyenne du volume d'eau mobilisé en phase de tarissement, qui atteint 1.94 Hm<sup>3</sup> sur l'ensemble de la période d'observation, s'élève à 4.35 Hm<sup>3</sup> sur la période 1970/71-1980/81 et tombe à 1.09 Hm<sup>3</sup> sur la période 1981/82, ce qui donne une diminution de 74.94%, sur une superficie de 170 Km<sup>2</sup>. Ces résultats indiquent une diminution des volumes d'eau mobilisés par les aquifères après 1980/81, ce qui suggère une baisse considérable des réserves souterraines.

Les propriétés du bassin versant et du climat sont des facteurs importants pour déterminer la relation entre les indices de sécheresse météorologique et hydrologique. La diminution du ruissellement superficiel est le résultat du déficit pluviométrique au pas du temps annuel et de l'augmentation de la température de l'air. L'ampleur du déficit pluviométrique a fortement atténué les stockages du bassin versant.

## *Chapitre VI*

---

# **Etude comparative entre trois modèles hydrologiques et évaluation du bilan hydrique**

## **VI.1- Introduction**

L'étude de la variabilité climatique et la détermination de son impact sur la ressource en eau dans les deux chapitres précédents, a mis en évidence qu'il existe une forte cohérence entre l'évolution des indices pluviométriques et hydrométriques.

Pour évaluer l'impact de la variabilité climatique et pour une meilleure gestion des ressources en eau et des quantités d'eau disponibles, l'utilisation de la modélisation hydrologique est généralement l'option envisagée, car elle permet de tenir compte de la relation pluie-débit. Cependant, la pertinence des réponses que l'on peut apporter en utilisant la modélisation hydrologique est fortement liée à la performance du modèle hydroclimatique utilisé, et à sa capacité à simuler les réponses du bassin versant aux forçages climatiques. Aussi, le calage et la validation du modèle sont des étapes primordiales qui doivent permettre de juger de l'adéquation de celui-ci.

L'objectif de ce chapitre est de déterminer le bilan hydrologique de notre bassin versant et de comparer les performances de trois modèles hydrologiques pour la simulation des débits annuels, mensuels et journaliers. Le chapitre sera scindé en trois parties. La première partie sera consacrée à la présentation des résultats obtenus par les modèles (GR, GARDENIA et HBV Light). La seconde à la comparaison des performances des modèles grâce aux critères d'évaluation de Nash et Sutcliffe (1970), le coefficient de détermination entre débit observé et débit simulé et le calcul de l'erreur du bilan et dans la troisième partie nous exposerons les résultats du bilan et nous essayerons de faire une simulation à l'horizon 2050.

Les résultats du modèle GR sont rédigés sous la forme d'un article en annexe.

## **VI.2- Les données utiles pour le fonctionnement des modèles GR, GARDENIA et HBV LIGHT**

### **VI.2.1- Les données d'entrée**

Les modèles utilisent les pluies (annuelles, mensuelles ou journalières) en mm, les évapotranspirations potentielles en mm (annuelles, mensuelles ou journalières), et les débits (annuels, mensuels ou journaliers) (exprimés en lames d'eau écoulées en mm pour le modèle GR) observées comme données d'entrée.

*Les pluies* : ont été utilisées à trois pas de temps (annuel, mensuel et journalier) exprimée en mm.

*L'évapotranspiration potentielle* : l'ETP utilisée a été calculée par la méthode (formule) de Turc pour les pas de temps annuel et mensuel, et par la formule d'Oudin (2004) pour le pas de temps journalier. Pour le calcul de l'ETP par la méthode de Turc nous avons utilisé le programme élaboré par Benadda (2000).

### **VI.2.2- Données de sortie**

Les modèles fournissent à la sortie des débits simulés qui seront comparés avec les débits observés.

## **VI.3- Méthodologie de la modélisation**

### **VI.3.1- Période de la mise en route**

La détermination de l'état initial du système est obligatoire avant la mise en œuvre d'un modèle pluie-débit. Elle consiste à prédéfinir des valeurs initiales pour les paramètres du

modèle avant de passer à la phase d'optimisation. Dans le cas des modèles à réservoirs, elle permet d'initialiser les niveaux des réservoirs (sol et routage) avant le calage afin qu'ils n'influencent pas l'optimisation des paramètres des modèles.

Dans une modélisation empirique ou conceptuelle, cette phase d'initialisation apparaît comme une nécessité physique, généralement cet état initial est défini de façon arbitraire par le modélisateur. Cependant, le choix d'un état initial peut influencer le jeu optimal de paramètres du modèle ainsi que sa performance. Pour remédier à cette contrainte, on choisit généralement une période de mise en route. La période de mise en route est une solution au problème du choix arbitraire des niveaux initiaux des réservoirs au début de la période du test. Elle consiste à prendre en compte que les résultats après une durée d'observation sont fixés au préalable (Saidi, 2011).

### **VI.3.2- Période de calage**

Elle sert à l'optimisation du jeu de paramètres par un critère d'évaluation après le passage par un certain nombre de simulations. Cette opération peut se faire manuellement ou automatiquement à partir d'algorithmes de recherche d'optimum (Saidi, 2011).

### **VI.3.3- Période de validation**

C'est une phase de contrôle, elle sert à la validation du jeu de paramètres optimisés pendant la période de calage, elle permet de s'assurer que l'ensemble construit représente bien la réalité. Cette validation se fait par comparaison entre les sorties du modèle avec les vraies observations.

La période de validation doit être différente de celle du calage afin de vérifier que ce jeu de paramètres est bien transposable d'une période à une autre.

### **VI.3.4- Méthodes d'optimisation**

Le but de l'optimisation des paramètres d'un modèle est de trouver le jeu de paramètres qui rapproche le plus possible le comportement du modèle de celui du bassin modélisé, la similitude des comportements étant qualifiée par un critère servant à l'optimisation des paramètres et mesurant ce degré de similitude (Charifi, 2006).

Le critère d'optimisation du modèle est *le critère de Nash-Sutcliffe* basé sur l'erreur quadratique des débits. Le jeu de paramètres obtenu par l'optimisation de ce critère peut être influencé par de longues périodes présentant de faibles différences entre les séries observées et simulées (Nash et Sutcliffe, 1970).

$$Na(Q) = 100 \cdot \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \right\} \quad \text{Eq. VI.01}$$

La simulation des débits est d'autant meilleure que ce critère se rapproche de 70%.

*L'erreur de bilan (EB)* est définie comme le rapport de l'erreur entre les débits observés et calculés à la valeur moyenne observée (Chkir, 2010).

$$EB(\%) = 100 \times \left[ \frac{\sum Q_{obs} - Q_{calc}}{\sum Q_{obs}} \right] \quad \text{Eq. VI.02}$$

Ce critère doit tendre vers une valeur nulle afin de caractériser une bonne simulation des débits.

#### **VI.4- Application des modèles GR, GARDENIA et HBV LIGHT**

##### **VI.4.1- Périodes de calage/validation pour les modèles**

L'étude sera effectuée selon une période de référence choisie pour les trois modèles. Pour cela, nous avons utilisé les données correspondantes aux périodes suivantes (Tab. VI.1) :

Tableau VI.1 : Périodes de calage/validation pour les modèles choisis.

	<b>Annuel</b>	<b>Mensuel</b>	<b>Journalier</b>
<b>Calage</b>	1971-1995	1971-1990	2000-2002
<b>Validation</b>	1996-2002	1991-2001	2003

##### **VI.4.2- Méthode de calage et validation**

###### **VI.4.2.1- Calage du modèle GR**

Pour le calage du modèle, nous avons procédé manuellement aux changements des valeurs des paramètres  $X$  pour le modèle GR1A, ( $X_1$  et  $X_2$ ) pour le modèle GR2M et ( $X_1$ ,  $X_2$ ,  $X_3$  et  $X_4$ ) (paramètres à optimiser) pour le modèle GR4J plusieurs fois jusqu'à l'obtention des valeurs optimales du coefficient du critère de qualité de Nash-Sutcliffe et du coefficient de détermination  $R^2$  de la corrélation entre les débits calculés et ceux observés. Cette opération est conduite entre les intervalles des valeurs trouvées sur un large échantillon par l'équipe du CEMAGREF (Tab. II.2 et II.3 du chapitre II).

###### **VI.4.2.2- Calage du modèle GARDENIA**

Le calage se fait par une méthode semi-automatique. Il consiste à ajuster les paramètres du modèle de telle sorte qu'ils permettent de calculer les chroniques des débits aussi proches que possible des débits observés, en utilisant les fichiers des précipitations exprimées en mm, les débits en  $m^3/s$  et les ETP en mm. L'utilisateur fournit un jeu de paramètres initiaux et indique ceux qui doivent être optimisés selon un algorithme non linéaire.

###### **VI.4.2.3- Calage du modèle HBV LIGHT**

Le calage se fait manuellement, il est fondé sur l'expertise de l'opérateur et basé sur l'analyse par essais erreurs des résultats du modèle. On essaye en modifiant les paramètres du modèle d'obtenir des débits simulés qui soient les plus proches possibles des débits observés. Ce calage est généralement basé sur le diagnostic visuel fait par l'opérateur des hydrogrammes des débits (observés et calculés) ainsi que sur l'appréciation de certains indices de performance du modèle (erreur quadratique, Nash, Biais, etc.). L'opérateur essaye de bien reconstituer les pics, les réponses retardées, les débits d'étiages et la courbe des débits classés, tout en ayant un bon bilan en eau, ainsi sur l'appréciation des critères quantitatifs et qualitatifs.

###### **VI.4.2.4- Validation des modèles**

La validation du modèle vise à vérifier si le modèle calé simule correctement des séries de données de référence, non utilisées lors du calage. La qualité du modèle se mesure autant à la valeur du critère d'ajustement, l'objectif est de chercher à améliorer les valeurs des critères d'ajustement, traduisant les performances des simulations. Pour cela, de nouvelles données de précipitations et d'évapotranspirations qui n'ont pas été utilisées lors du calage ont été

introduites. Le calcul est lancé en prenant pour les paramètres du modèle les valeurs optimisées lors du calage. Les valeurs des débits issues du modèle sont alors comparées aux valeurs observées par corrélation linéaire simple.

### **VI.4.3- Application du modèle GR**

#### **VI.4.3.1- Modèle annuel GR1A**

Le modèle GR1A (modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre qui a un objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications d'évaluation et de gestion de la ressource en eau (Andreassian *et al.*, 2007).

Dans cette étude, pour prédire le débit d'une année, nous avons utilisé à l'entrée du modèle les données de pluies annuelles observées en mm et de débits annuels (exprimés en lames d'eau écoulées (mm)) mesurées au niveau de la station de l'Oued Lakhdar. Pour l'évapotranspiration potentielle, nous avons pris celle calculée par la méthode de Turc.

##### **VI.4.3.1.1- Calage du modèle**

Le calage du modèle a été réalisé après le passage par un certain nombre de simulations. Nous avons procédé au calage du paramètre X du modèle en appliquant des changements sur ce dernier en commençant comme point de départ par une valeur fixée à 0.13 et la faisant accroître successivement avec un intervalle de 0.01 jusqu'à la valeur supérieure limite donnée par le modèle 3.5, jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash optimum égal ou supérieur à 70% (sachant qu'un bon critère de Nash-Sutcliffe a une valeur proche de 1) et un coefficient de corrélation entre les débits simulés et les débits observés plus acceptable. Les résultats du calage sont présentés dans le Tableau VI.2.

La procédure de calage a consisté à déterminer les paramètres optimisés à partir des différents critères de qualité. Nous avons retenu les paramètres pour lesquels les critères de qualité sont optimaux.

Tableau VI.2 : Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR1A.

Critères	X	Nash (Q) %	Bilan %	Coefficient de corrélation (R)
<b>O. Lakhdar (1970-1995)</b>	1.0	71.6	82.4	0.923

A partir des valeurs des coefficients de détermination, le calage paraît correct. La valeur du critère de Nash obtenue est bonne, elle est de (Q) = 71.6 % (Tab. VI.2). Le bilan est assez équilibré (82.4 %).

Le coefficient de correction de l'évapotranspiration  $X_1=1$ , ce qui nous laisse penser que l'évapotranspiration est importante. Il traduit aussi les échanges avec des nappes profondes d'où une infiltration souterraine vers l'alimentation des nappes tout au long de l'oued. En effet, le caractère karstique de notre bassin nous laisse penser qu'il existe des échanges tout au long de l'oued.

Aussi, pour améliorer le calage du modèle, nous avons procédé au changement d'une valeur brute de débit (mm) celle de (1991-1992), qui présente une différence assez importante par rapport aux débits simulés et paraît ne pas correspondre aux pluies qui leurs ont donné naissance.

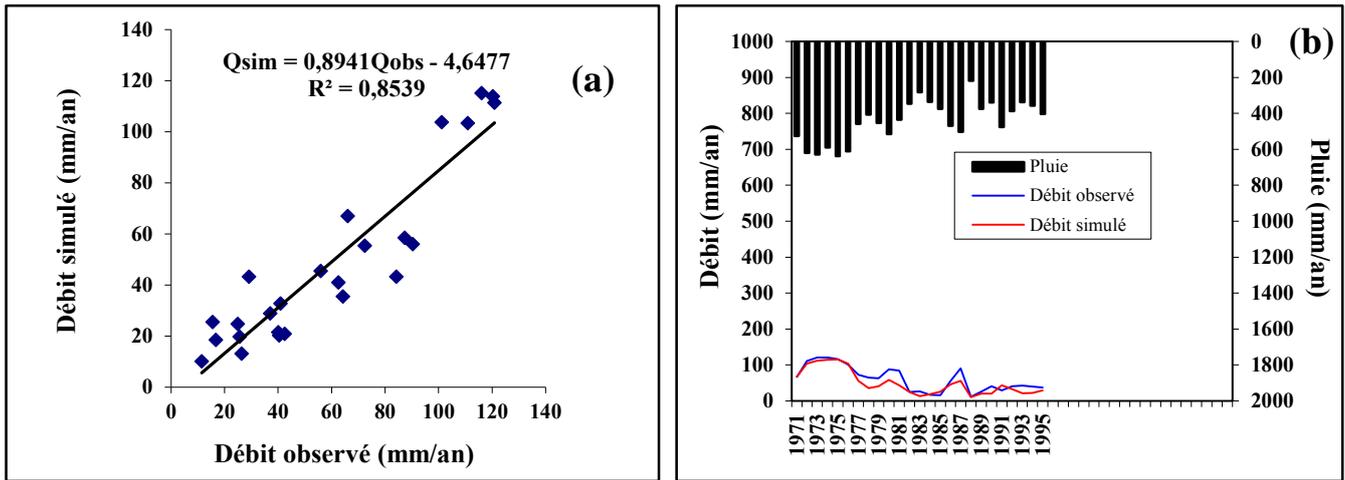


Figure VI.1 : Résultats du calage obtenus par le modèle GR1A, (a) : Corrélation entre les débits observés (Qobs) et les débits simulés (Qsim), (b) : Visualisation de la qualité du calage.

La corrélation entre les débits observés et ceux simulés donne un bon résultat avec un  $R=0.93$  (Fig. VI.1a). La majorité des points s’alignent autour de la droite à l’exception de quelques points qui se trouvent soit au-dessus ou au-dessous de la droite donc ces débits sont soit sur ou sous-estimés. On constate aussi un synchronisme entre les courbes des lames d’eau écoulées calculées et celles mesurées qui parfois sont complètement superposées (Fig. VI.1b).

#### VI.4.3.1.2- Validation du modèle

La validation porte sur l'application des modèles sur une série de données n’ayant pas été utilisées lors du calage, elle est relative à la période (1996-2002). Le Tableau VI.3 et la Figure VI.2 présentent les résultats de cette validation.

Le Tableau VI.3 donne les variations du coefficient de corrélation des Q simulés et Q observés relative à la période de validation.

Tableau VI.3 : Les variations du coefficient de corrélation.

Données annuelles	X	Nash (Q) %	Bilan %	R
O. Lakhdar	1	71.8	82.5	0.70

A partir des résultats obtenus (Tab. VI.3), la modélisation pluie-débit élaborée par utilisation du modèle GR1A sur nos données donne de bons résultats.

Nous avons jugé utile de représenter la répartition des points selon la droite  $y = x$  pour mieux apprécier la qualité des résultats de la validation.

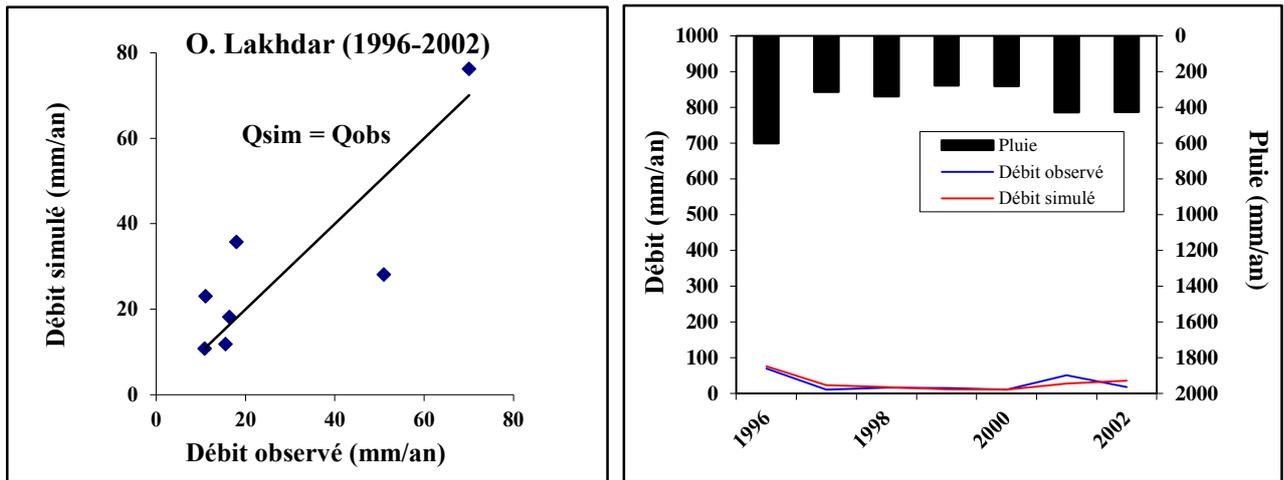


Figure VI.2 : Résultats de la validation du modèle GR1A sur les données annuelles.

#### VI.4.3.2- Modèle mensuel GR2M

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuel) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres optimisables :  $X_1$  : capacité du réservoir de production (mm),  $X_2$  : coefficient d'échanges souterrains (mm). Il fonctionne autour de deux réservoirs, un de production (ou réservoir sol) (Sossou *et al.*, 2011) gère, en fonction de son taux de remplissage, la part de pluie qui se transforme en pluie nette et un de routage, associé à un hydrogramme unitaire, permet d'étaler le temps de cette pluie nette pour obtenir le débit de sortie (Randrianasolo, 2009) et sur lesquels les ajustements et interceptions se font différemment sur les entrées. Il s'est distingué comme le modèle fournissant globalement les meilleurs résultats de modélisation.

Pour prédire le débit à un mois donné nous avons utilisé à l'entrée du modèle des valeurs des pluies mensuelles observées (mm), des ETP calculées par la méthode de Turc (mm) et des débits mensuels observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm).

##### VI.4.3.2.1- Calage du modèle

Les paramètres obtenus lors du calage, en utilisant l'ETP de Turc sont représentés sur le tableau VI.4.

Pour faciliter la comparaison entre les différents résultats, nous avons présenté l'évolution des paramètres et des critères de qualité en fonction des longueurs de phase de calage et validation ainsi que la méthode de calcul de l'ETP dans les figures VI.3 et VI.4.

D'après les résultats du tableau VI.4, la valeur du paramètre  $X_1$  (capacité du réservoir de production) respecte les bornes de l'intervalle de confiance, de même pour la valeur du paramètre  $X_2$  (coefficient d'échanges souterrains) qui est positif, cela indique que le modèle simule un apport d'eau provenant des bassins voisins. En effet, on peut considérer qu'avec l'arrivée de la pluie au sol, les échanges avec les nappes profondes se déclenchent, d'où une infiltration souterraine vers l'alimentation des nappes tout au long de l'oued, accentuée par le caractère karstique de notre bassin. La valeur du critère de Nash de 87.9%, la valeur du coefficient de détermination  $R=0.91$  (Fig. VI.3a), le bilan assez équilibré de 83.5% et la bonne superposition des deux courbes (Fig. VI.3b), celle des débits simulés et calculés permettent de dire que le modèle est bien calé.

L'allure générale des courbes des débits mensuels simulés semble proche de celles des débits observés sur le bassin (Fig. VI.3b). La distinction se fait particulièrement au niveau des périodes de crue (Mars 1973 et Avril 1975) où, le modèle enregistre une légère surestimation des débits simulés par rapport aux débits observés. Cette constatation n'est pas stable sur toute la période étudiée, il arrive parfois que certains débits simulés soient très importants correspondant même à des crues, alors que sur les débits observés aucune crue n'a été notée, cela est probablement dû à l'état du sol (saturation et occupation) et sa capacité d'infiltration, les conditions géologiques et la présence des nappes aquifères sous-jacentes qui jouent le rôle de réservoirs renvoyant une réponse hydrologique tardive, ainsi qu'à la forte hétérogénéité spatiotemporelle des précipitations. Le débit d'un cours d'eau n'est pas toujours en relation directe avec les précipitations tombant sur son bassin versant, le plus souvent le débit d'une rivière est en quelque sorte un résidu aléatoire des précipitations et non un pourcentage quasi-constant de celles-ci, par ailleurs, il ne faut pas oublier qu'un cours d'eau ne draine pas forcément toutes les eaux précipitées sur son bassin.

En ce qui concerne la figure VI.3a, la corrélation entre les débits observés et ceux simulés donne un bon résultat avec un  $R=0.91$ . La majorité des points s'alignent autour de la droite à l'exception de quelques points qui se trouvent soit au-dessus ou au-dessous de la droite donc ces débits sont soit sur ou sous-estimés. Ces écarts sont dus principalement aux périodes sèches ou humides. Généralement en période sèche les pluies sont rares, le sol est à l'état sec et l'alimentation du cours d'eau se fait uniquement par la vidange des nappes ou par les échanges avec les autres bassins, ce qui rend le débit observé supérieur au débit simulé (Gherissi, 2017).

Tableau VI.4 : Représentation des résultats du calage obtenus par utilisation de GR2M sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Période de calage (1971-1990)				
Paramètres		Critères de qualité et d'optimisation		
X <sub>1</sub>	X <sub>2</sub>	Nash (Q) %	Bilan %	Coefficient de corrélation R
287.34	0.82	87.9	83.5	0.91

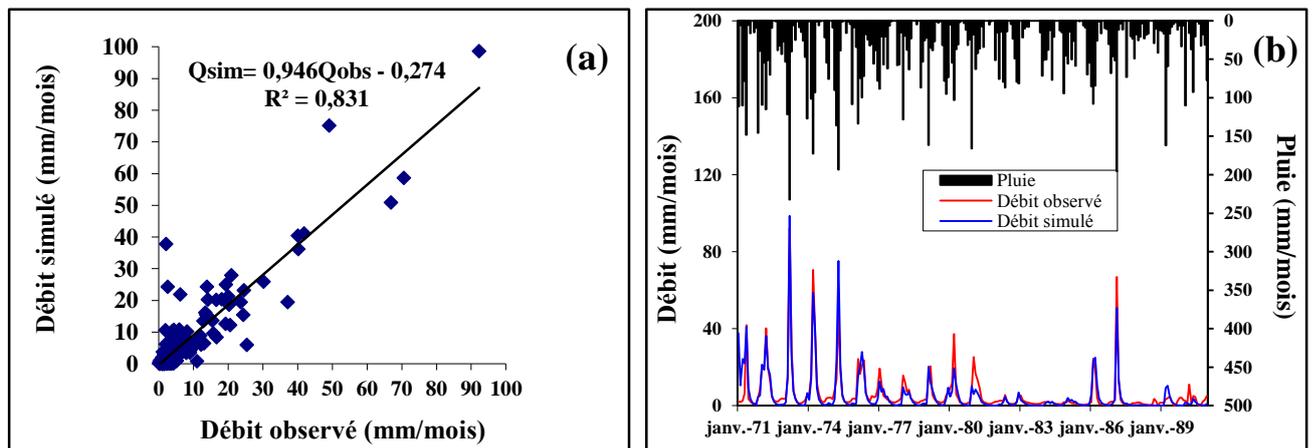


Figure VI.3 : Résultats du calage obtenus par le modèle GR2M, (a) : Corrélation entre les débits observés (Qobs) et les débits simulés (Qsim), (b) : Visualisation de la qualité du calage.

#### VI.4.3.2.2- Validation du modèle

Pour la validation (Tab. VI.5) et (Fig. VI.4), les résultats se dégradent de façon assez significative. L'allure des hydrogrammes simulés suit l'intensité des événements. Le modèle simule mieux les débits observés pour les périodes humides (Fig. VI.4) et à un degré moindre

les périodes d'étiage. L'hydrogramme simulé semble sous-estimer les débits observés pour certaines périodes. Cette situation est similaire avec les corrélations entre les débits observés et ceux simulés, elle donne un coefficient de corrélation faible ( $R=0.47$ ). Cette dégradation est probablement due à la sécheresse qui a affecté la région durant la fin des années 1980 et qui a considérablement affecté les écoulements de surface et l'apport des sources, les soutirages excessifs des nappes à travers des forages pour l'alimentation des agglomérations en eau potable, des puits ou directement depuis le cours d'eau pour l'irrigation d'une part, d'autre part, la présence du nombre important de faibles valeurs de débits et/ou de précipitations influent sur la qualité de la validation, le modèle réagit mal aux valeurs faibles des précipitations et débits.

Tableau VI. 5 : Représentation des résultats de la validation obtenue par utilisation de GR2M sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Période de validation (1991-2001)				
Paramètres		Critère de qualité et d'optimisation		
X <sub>1</sub>	X <sub>2</sub>	Nash (Q) %	Bilan %	Coefficient de corrélation R
287.34	0.82	87.9	81.6	0.47

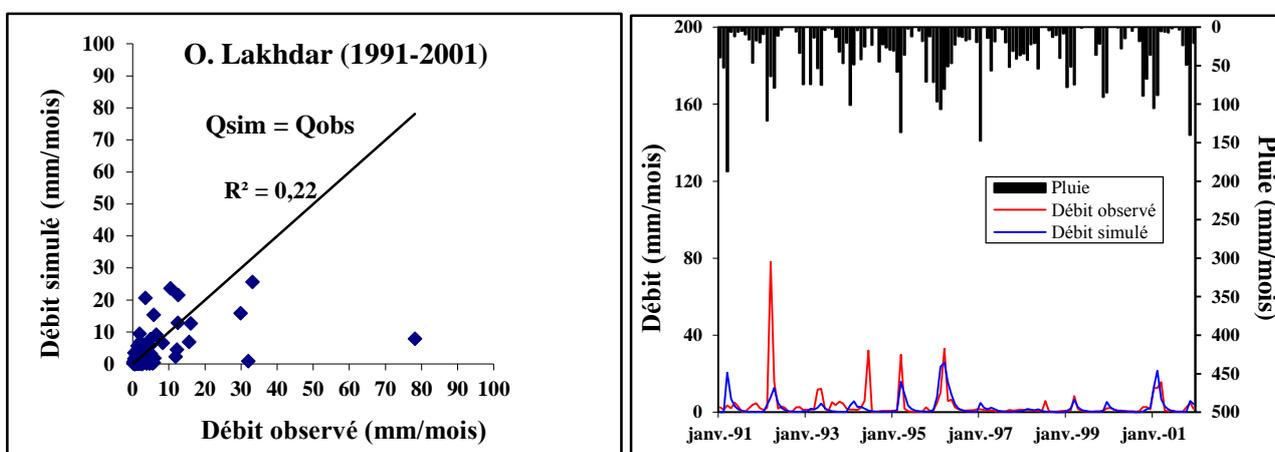


Figure VI.4 : Résultats de la validation du modèle GR2M sur les données mensuelles.

### VI.4.3.3- Modèle journalier GR4J

Le modèle GR4J est, quant à lui, un modèle journalier à 4 paramètres de réglage. La version utilisée a été mise au point par Perrin en 2002 et améliorée par Perrin et al. en 2003. Les paramètres de réglages sont les mêmes que pour le modèle mensuel avec en plus deux autres paramètres supplémentaires : la capacité à un jour du réservoir de routage et le délai (temps de base de l'hydrogramme unitaire) (Marion, 2009). Tout comme le modèle GR2M, il contient deux réservoirs, un de routage et un réservoir sol.

Pour prédire le débit journalier nous avons utilisé à l'entrée du modèle des valeurs des pluies journalières observées (mm), l'ETP calculée par la méthode de Oudin (mm) et des débits journaliers observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm).

#### VI.4.3.3.1- Calage du modèle

Les résultats obtenus par le modèle GR4J (Tab. VI.6) reflètent la faculté du modèle à représenter les débits observés dans des conditions meilleures. Avec une valeur de Nash égale à 88.2%, un coefficient de détermination  $R=0.86$  (Fig. VI.5a), un bilan assez équilibré égale à

105.4 % et une bonne coïncidence des deux courbes, celle des débits simulés et calculés (Fig. VI.5b), nous pouvons dire que le modèle est assez bien calé.

Pour les paramètres du modèle les valeurs  $X_1$ ,  $X_3$  et  $X_4$  respectent les bornes de l'intervalle de confiance. Dès l'arrivée de la pluie au sol, l'eau ruissèle ou s'infiltré, pour être stockée au niveau du réservoir de production. La valeur du paramètre d'échange ( $X_2$ ) est négative, le modèle simule donc une perte d'eau (Gherissi, 2017).

L'allure des courbes des débits observés/simulés reproduit bien les impulsions des pluies qui produisent les débits écoulés (Fig. VI.5b). La simulation des débits en période de crue semble surestimer parfois les débits observés. Cette surestimation est due à l'écoulement qui n'a pas atteint rapidement son maximum dû à la réponse tardive du bassin, en effet, la réponse lente est due aux formations karstiques et les pertes en profondeur par infiltration au niveau du réseau de failles caractérisant le bassin fait retarder la réponse au niveau de la station hydrométrique. L'écart observé entre les débits simulés et ceux observés pour une courte durée (3jours) est très important. La corrélation sur l'ensemble des chroniques (2000-2002) donne de bon résultat avec  $R=0.86$  entre les débits simulés et débits observés (Fig. VI.5a).

Tableau VI.6 : Représentation des résultats obtenus du calage par l'utilisation de GR4J sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Période de calage (2000-2002)						
Paramètres				Critères de qualité et d'optimisation		
$X_1$	$X_2$	$X_3$	$X_4$	Nash (Q) %	Bilan %	Coefficient de corrélation R
215.24	-5.87	65	2.41	88.2	105.4	0.86

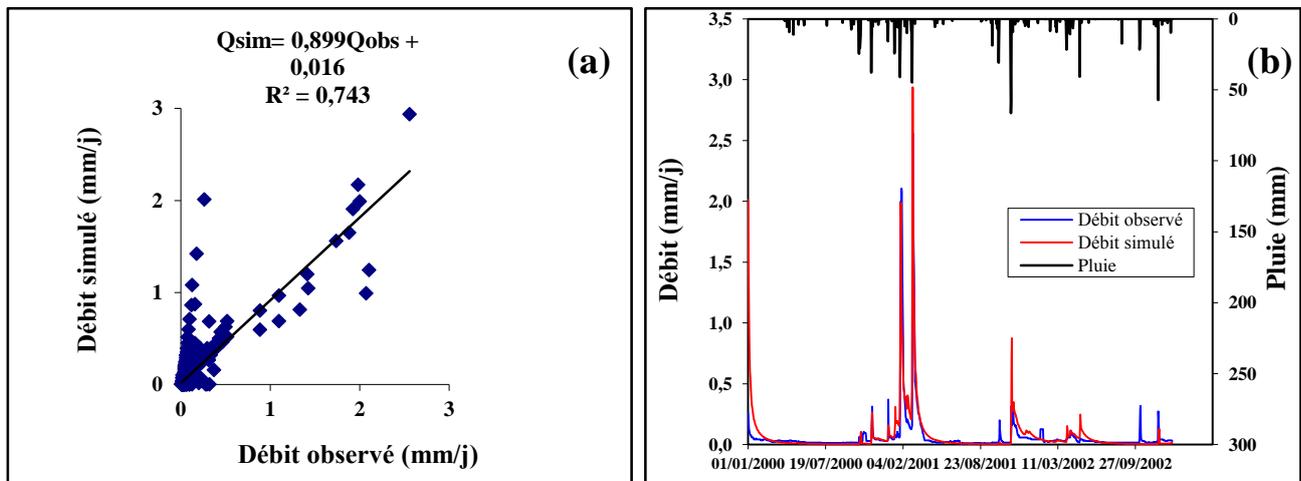


Figure VI.5 : Résultats du calage obtenus par le modèle GR4J, (a) : Corrélation entre les débits observés et les débits simulés, (b) : Visualisation de la qualité du calage.

#### VI.4.3.3.2- Validation du modèle

Avec un coefficient de corrélation de 0.75 (Tab. VI.7) et (Fig. VI.6), le résultat de la validation est bon. L'hydrogramme simulé du modèle GR4J montre des fluctuations importantes entre les débits observés et ceux simulés (Fig. VI.6).

La corrélation définit bien une similitude entre les débits observés et simulés avec un  $R=0.75$ , la majorité des points entourent la droite à l'exception de quelques points. Les points éloignés en dessous de la droite indiquent que le débit observé est supérieur au débit simulé, exemple pour le 08/08/2003 le débit observé est de 1.39mm/j et le débit simulé est de 0,008mm/j

avec 0mm précipité, le décalage est important ceci explique que les eaux dans le cours d'eau proviennent d'un autre bassin suite à un orage d'été violent. Pour les points éloignés mais au-dessus de la droite indiquent l'inverse. Par exemple, le 16/02/2003, le débit simulé était de 1,22 mm/j, alors que l'observé était de 0,481 mm/j et une pluie de 2,5mm, ensuite le lendemain, 17/02/2003 le débit observé augmente à 1 mm/j. Dans ce cas on peut dire que la réaction du réseau hydrographique était un peu lente ce qui crée le déphasage au niveau de l'hydrogramme.

Tableau VI.7 : Résultats obtenus de la validation par l'utilisation de GR4J sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar.

Période de validation (2003)						
Paramètres				Critère de qualité et d'optimisation		
X <sub>1</sub>	X <sub>2</sub>	X <sub>3</sub>	X <sub>4</sub>	Nash (Q) %	Bilan %	Coefficient de corrélation R
215.24	-5.87	65	2.41	88.2	105.4	0.75

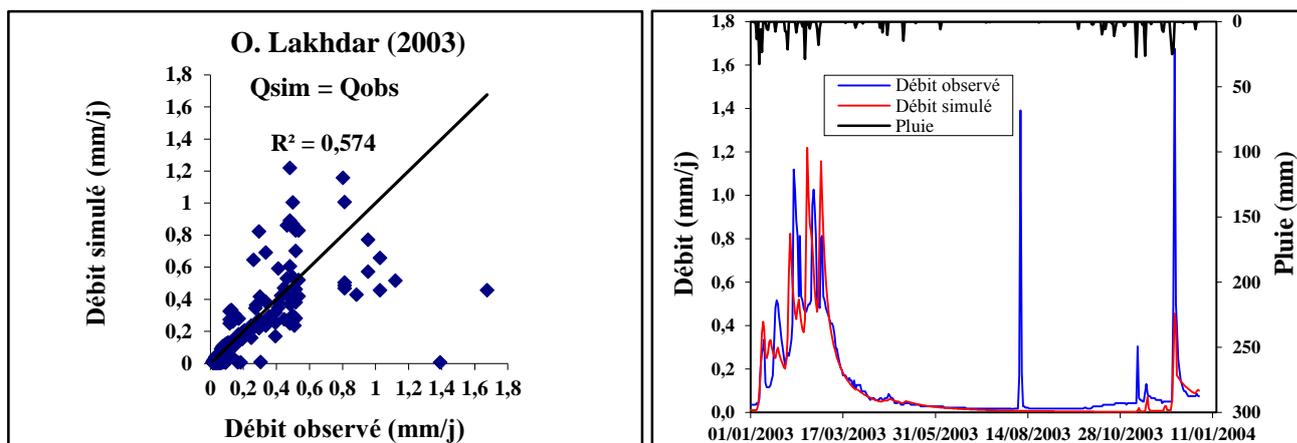


Figure VI.6 : Résultats de la validation du modèle GR4J sur les données journalières.

#### VI.4.4- Application du modèle GARDENIA

La série de débits de la station a été calée sur la période 1971-2014 sur des pas de temps annuelles, mensuelles, journalières, une période globale une autre divisée avant (1971-1976) et après (1977-2014) rupture. A partir des données climatiques disponibles, une période d'initialisation de 1 an (elle sert à amorcer le modèle hydrologique) a pu être retenue (année civile 1971), ce qui est intéressant compte tenu de l'inertie importante du système. Cette période d'initialisation permet de créer des conditions initiales de simulations voisines des conditions réelles.

Différentes hypothèses ont été retenues pour réaliser le calage :

- La superficie du bassin versant a été prise égale à celle du bassin versant topographique. Celle-ci, déterminée à partir de la carte topographique au 1/25 000, est de 170 km<sup>2</sup>. Cette valeur a bien entendu été imposée sans possibilité d'optimisation ;
- Les précipitations ont été laissés libres à l'optimisation pour permettre l'application d'un coefficient multiplicateur. Les valeurs d'ETP aussi ont été affectées d'un coefficient de correction ;
- Les paramètres laissés libres à l'optimisation sont les différents paramètres de calage standard du modèle GARDENIA c'est-à-dire : la capacité de la hauteur d'égal ruissellement percolation (mm), la réserve superficielle progressive (mm), le temps de percolation (mois), le temps de demi-tarissement (mois) et le débit de fuite. L'optimisation est cependant contrainte pour obtenir un jeu de données cohérent et réaliste.

#### VI.4.4.1- Résultats du calage et de la validation

##### VI.4.4.1.1- Résultats du calage et validations de l'ensemble des périodes étudiées

Plusieurs essais de calage ont été menés. L'objectif principal de la présente modélisation étant d'estimer la contribution des écoulements rapides et des écoulements lents au débit d'Oued Lakhdar.

Les valeurs des paramètres d'optimisation obtenues lors du calage et de la validation sur les différentes périodes utilisées sont présentées dans le tableau VI.8.

Tableau VI.8 : Résultats des paramètres d'optimisation du calage et de la validation des différents pas de temps durant la période (1971-2014).

	Paramètres hydrologiques	Annuel	Mensuel	Journalier	Avant et après rupture	Période globale	
<b>Paramètres de Calage et de Validation</b>	Période de mise en route	Janv 1971- Dec 1971	Janv 1971- Dec 1971	Janv 1971- Dec 1971	Janv 1971- Dec 1971	Janv 1971- Dec 1971	
	Période de calage	Janv 1972- Dec 1995	Janv 1972- Dec 1990	Janv 2000- Dec 2002	Janv 1972- Dec 1976	Jan 1972- Dec 2014	
	Période de validation	Janv 1996- Dec 2001	Janv 1991- Dec 2001	Jan 2003- Dec 2003	Jan 1977- Dec 2014	/	
	Correction globale de l'ETP	5	0	0	0	-15	
	Capacité du réservoir RU (mm)	100	100	110	100	100	
	Capacité du réservoir sol progressif (mm)	0	0	0	0	5	
	Hauteur de répartition ruissellement = percolation (mm)	80	80	85	80	80	
	Temps de ½ montée (mois)	0.23	0.15	0.15	0.17	0.3	
	Temps de ½ de tarissement souterrain (mois)	1.16	1.05	0.15	1.02	0.9	
	Retard de propagation des débits (mois)	8.51	8.53	0	0.13	0.1	
	Facteur d'échange externe (%)	15	10	20	15	10	
<b>Paramètres d'optimisation</b>	<b>Calage</b>	Nash(Q) %	69	82	73	90	68
		Coefficient de corrélation (R)	0.78	0.91	0.75	0.95	0.71
	<b>Validation</b>	Nash(Q) %	70	20	70	70	/
		Coefficient de corrélation (R)	0.83	0.32	0.65	0.75	/

L'analyse du tableau VI.8, nous montre que les valeurs des paramètres d'optimisation obtenues en phase de calage sont meilleures (sont supérieures à 70%) que celles obtenues en phase de validation pour l'ensemble des périodes étudiées (Fig. VI.7, VI.8, VI.9, VI.11, VI.13, VI.14 et VI.15).

Pour la période avant rupture (1971-1976), les valeurs des paramètres optimisés en calibration ont produit une simulation meilleure que les autres périodes (Fig. VI.13).

Pour la validation, nous notons une dégradation dans les valeurs des paramètres d'optimisation surtout pour le pas de temps mensuel (Fig. VI.10), ceci peut s'expliquer par l'irrégularité des précipitations au cours des mois et surtout de l'état du sol (saturation et occupation) et des conditions géologiques, et que la similitude entre les débits calculés et les débits observés est faible et que la valeur moyenne de la période de validation est plus performante que les valeurs données par le modèle.

Les courbes des débits simulés ont généralement une allure qui semble proche de celles des débits observés sur toutes les périodes étudiées. Le système traduit bien ce qui se passe en réalité, en période de pluies, le bassin gagne de l'eau, il stocke puis déstocke à la fin de chaque événement. Nous constatons parfois, que durant les périodes de crues, le modèle enregistre une surestimation des débits simulés par rapport aux débits observés (cas des années 1975, 1989, 1991 1997 et 2008 (Fig. VI.7, VI.8, VI.9, VI.10, VI.13, VI.14 et VI.15) cette constatation n'est pas stable sur toute la période étudiée, il arrive parfois que certains débits simulés soient très importants correspondant même à des crues, alors que sur les débits observés aucune crue n'a été notée.

Pour le pas de temps journalier et la période avant rupture, le modèle à simuler mieux les débits observés pour des périodes humides (Fig. VI.11, VI.12 et VI.13) et à un degré moindre pour les périodes d'étiages. Donc l'hydrogramme simulé semble sous-estimer les débits simulés pour les événements extrêmes.

Le temps de demi-tarissement de la composante souterraine du débit est très rapide pour la période journalière (2000-2002) (0.15 mois) et globale 1971-2014 (0.9 mois) et normale pour la période annuelle 1972-1995 (1.16 mois) et mensuelle 1972-1990 (1.05 mois).

D'une manière générale, la simulation rencontre des difficultés pour représenter les événements de crues soudaines liées à des précipitations hivernales importantes. Les débits calculés sont systématiquement inférieurs à ceux observés. Par suite du pas de temps des données d'entrée et de la grande différence de temps de réponse entre les deux composantes de l'écoulement (rapide et lente), le modèle ne parvient pas à reproduire tout à fait les ruissellements importants qui surviennent suite à de fortes précipitations en période de saturation des sols.

Durant certaines périodes de l'année, nous remarquons que la simulation des débits présente des imperfections due probablement à la difficulté que semble rencontrer le modèle à simuler les petites crues pendant la période de reprise des écoulements en automne.

VI.4.4.1.1- Calage et validation annuelle

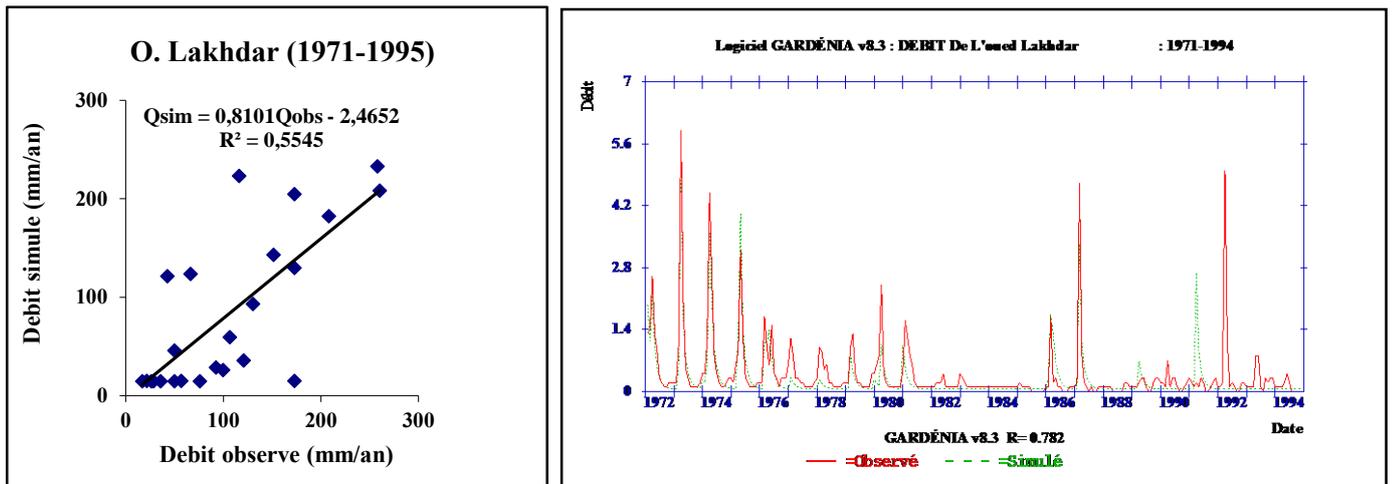


Figure VI.7 : Résultats du calage sur les données annuelles (1971-1994).

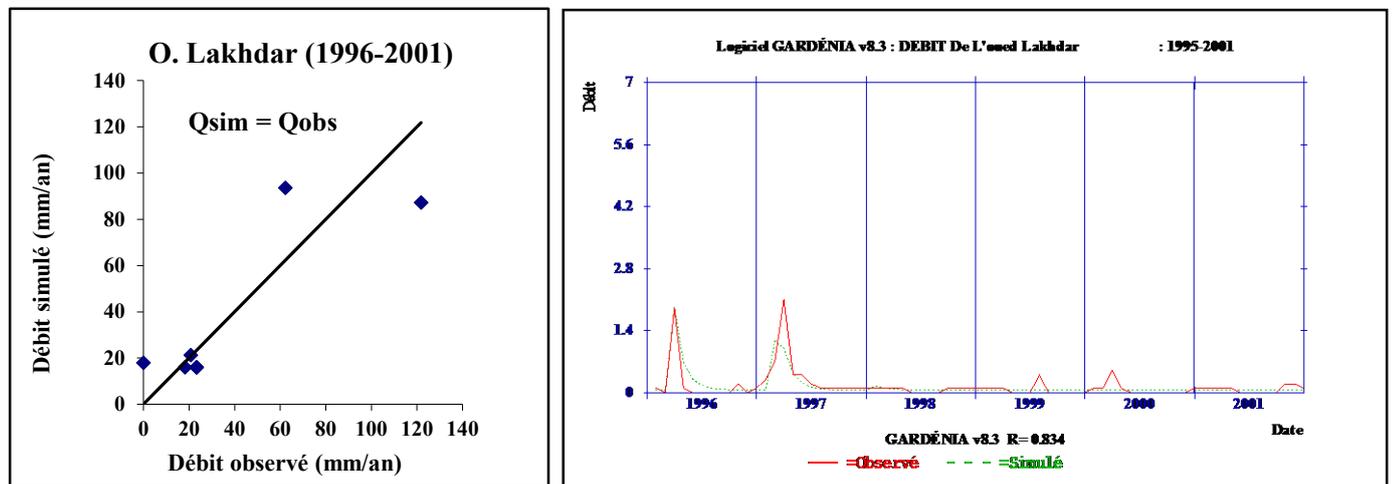


Figure VI.8 : Résultats de la validation sur les données annuelles (1995-2001).

VI.4.4.1.1.2- Calage et validation mensuelle

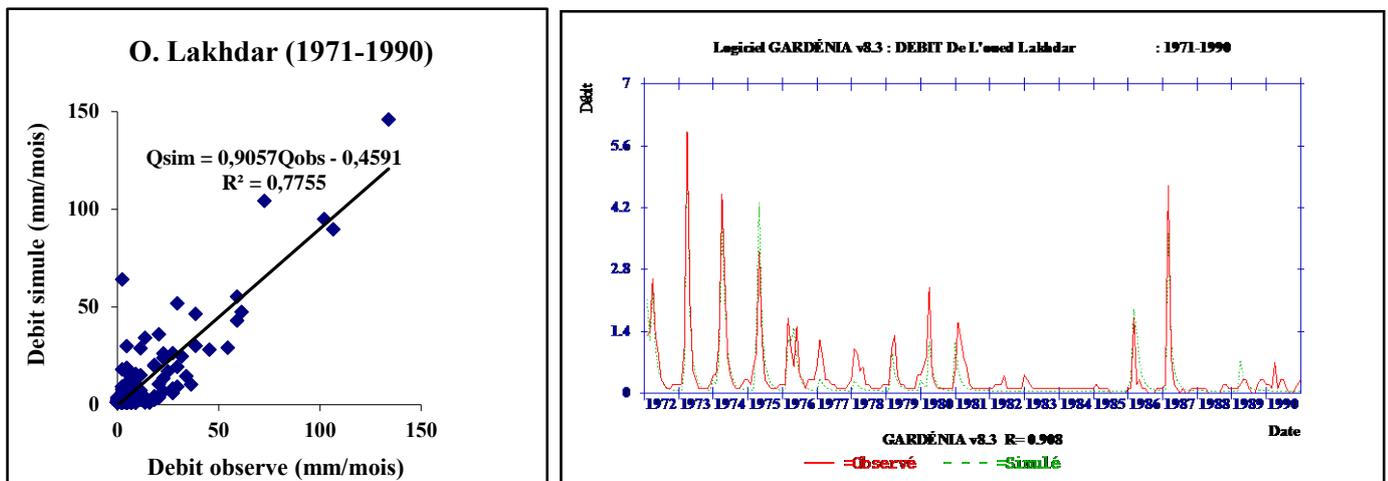


Figure VI.9 : Résultats du calage sur les données mensuelles (1971-1990).

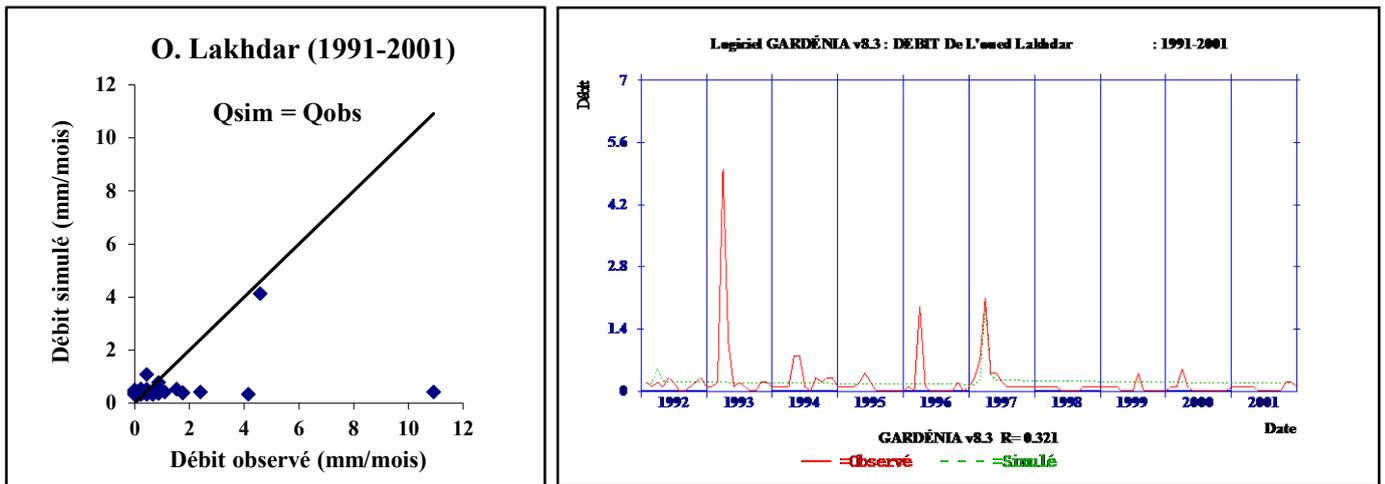


Figure VI.10 : Résultats de la validation sur les données mensuelles (1991-2001).

#### VI.4.4.1.1.3- Calage et validation journalière

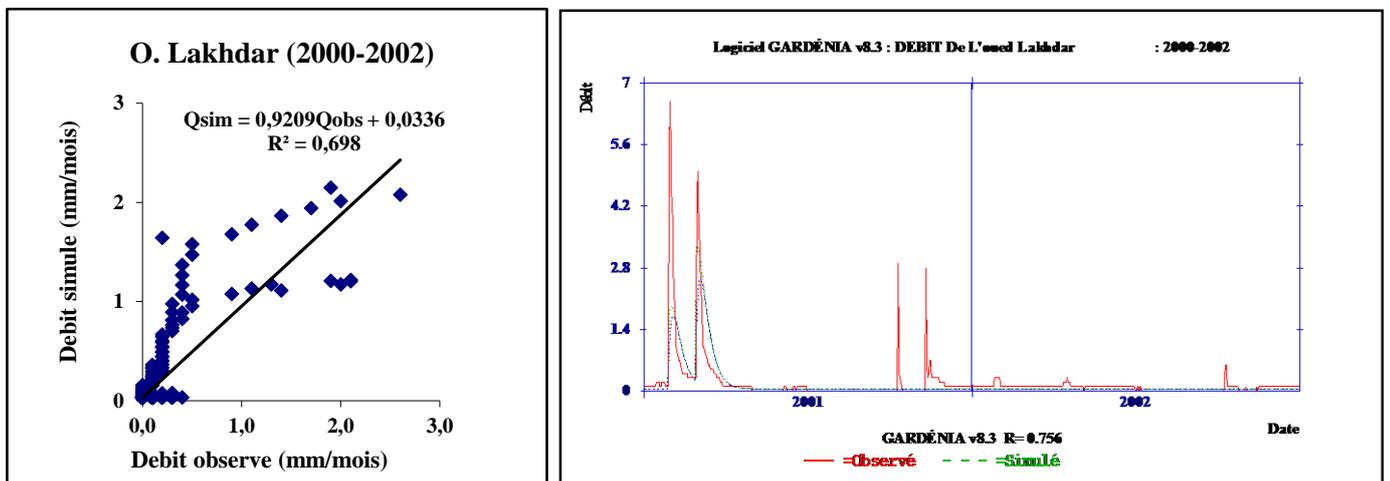


Figure VI.11 : Résultats du calage sur les données journalières (2000-2002).

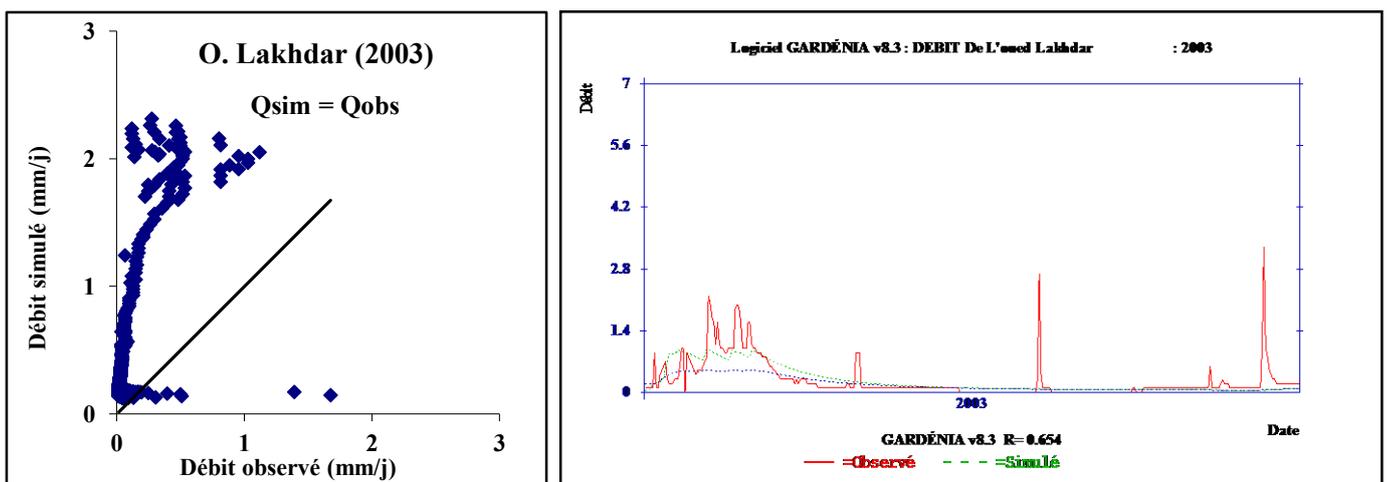


Figure VI.12 : Résultats de la validation sur les données journalières (2003).

VI.4.4.1.4- Calage et validation avant et après rupture

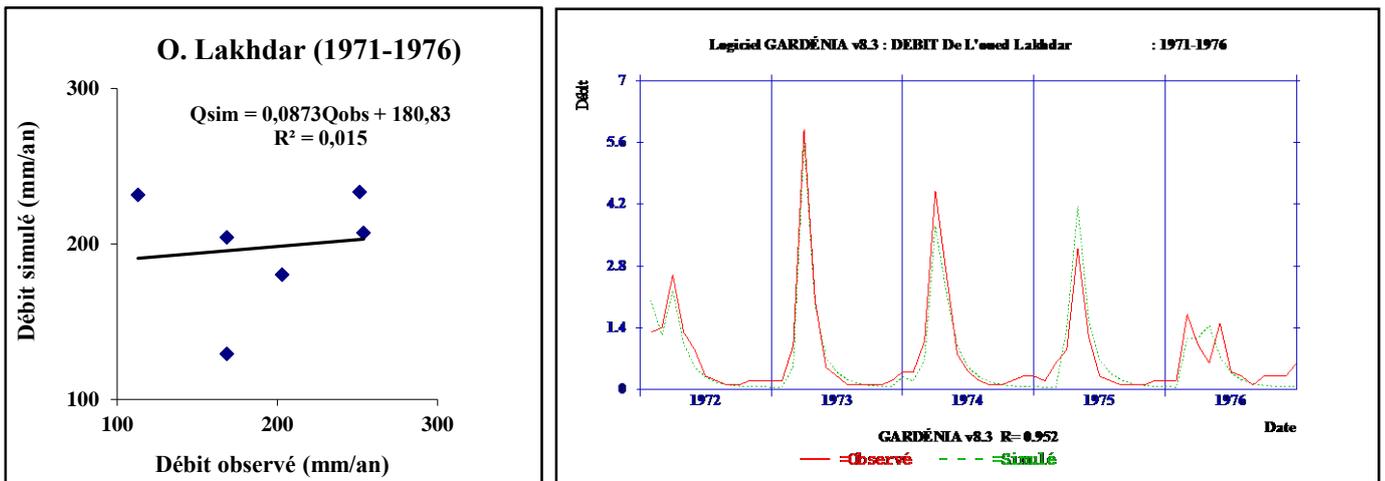


Figure VI.13 : Résultats du calage sur les données de la période avant rupture (1971-1976).

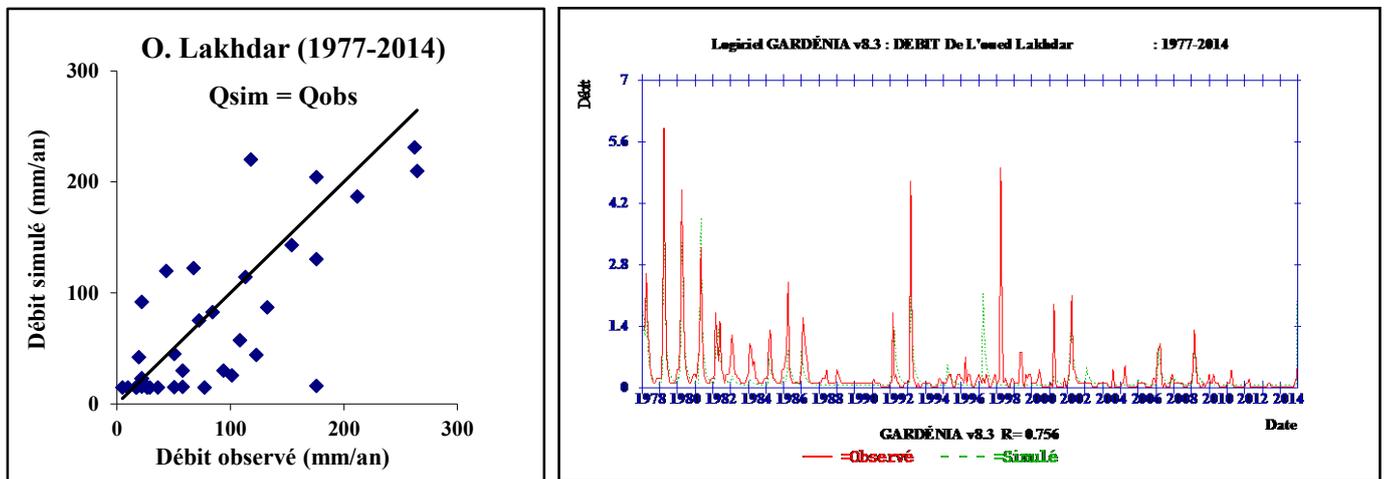


Figure VI.14 : Résultats de la validation sur les données de la période après rupture (1977-2014).

VI.4.4.1.5- Calage et validation sur la période totale

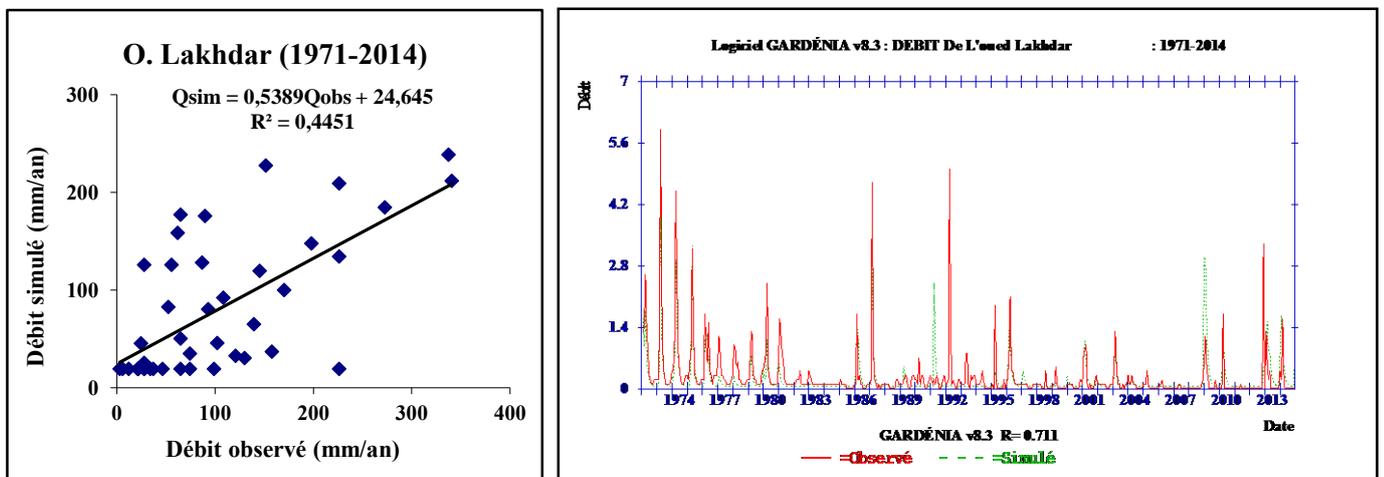


Figure VI.15 : Résultats de la validation sur les données de la période totale (1971-2014).

#### VI.4.4.1.2- Calcul de la pluie efficace

Dans cette partie, nous avons essayé de calculer la pluie efficace sur le bassin versant d'Oued Lakhdar qui est à l'origine de l'alimentation des débits de l'Oued.

Le calcul a été fait à l'aide du modèle hydrologique global GARDENIA. Le modèle utilise en entrée les données des précipitations et l'ETP mesurées au niveau du bassin versant, et en sortie les données de débits de l'oued permettant une évaluation de cette pluie efficace.

##### VI.4.4.1.2.1- Pluie efficace annuelle durant la période (1971-2014)

La moyenne de la pluie efficace obtenue durant la période 1971-2014 est de 59 mm. Le graphique ci-dessus (Fig. VI.16 et VI.17) illustre une nette irrégularité durant la période de modélisation. Elle varie entre 224.7 mm en 1973 et 11.1 mm en 1978 et 1999. Nous remarquons aussi que sur 43 ans, 18 années ont été pluvieuses, le reste de la série constitue des années sèches ou la valeur de la pluie efficace ne dépasse pas 50 mm. Il est à signaler que la valeur de la pluie efficace s'annule en (1981 jusqu'à 1985, 1988, 1990, 1992 jusqu'à 1994, 1998, 2000, 2002, 2005 jusqu'à 2007, 2011) cela est due à la période déficitaire qui s'est installée durant deux décennies consécutives (1980 jusqu'à 2008), la longévité de cette période a engendré une diminution importante dans les paramètres hydro-pluviométriques. En effet l'étude de la variabilité climatique dans le chapitre IV (étude des indices de sécheresse ainsi que les tests de rupture) confirme ces résultats. L'évolution des indices SPI et SSFI a montré une tendance vers la sécheresse et qu'à partir de la période 1995/1996, les périodes sèches étaient de plus en plus longues. De même pour les tests d'homogénéités, ils ont indiquée des ruptures entre 1976 et 1981, accompagnées d'une diminution de 24% de la pluviométrie et de 57% de l'écoulement.

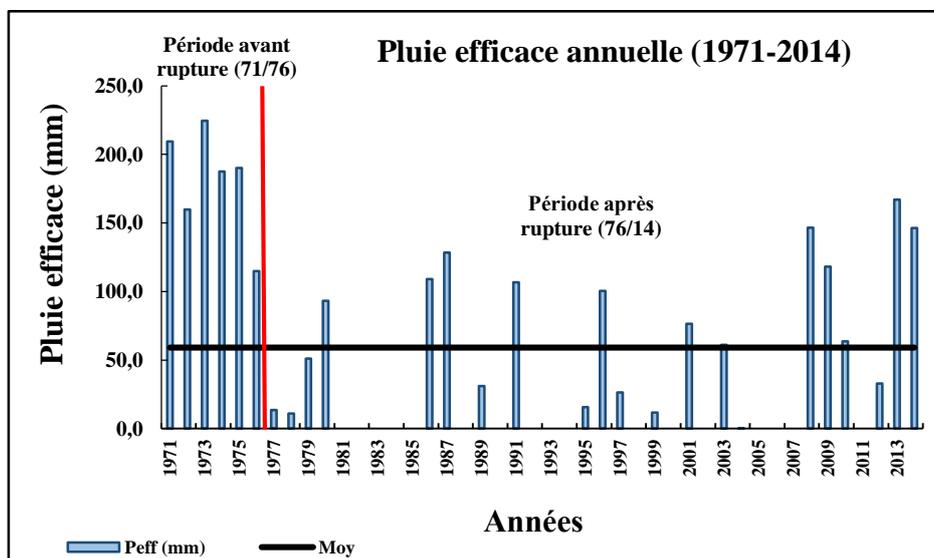


Figure VI.16 : Pluie efficace annuelle (1971-2014).

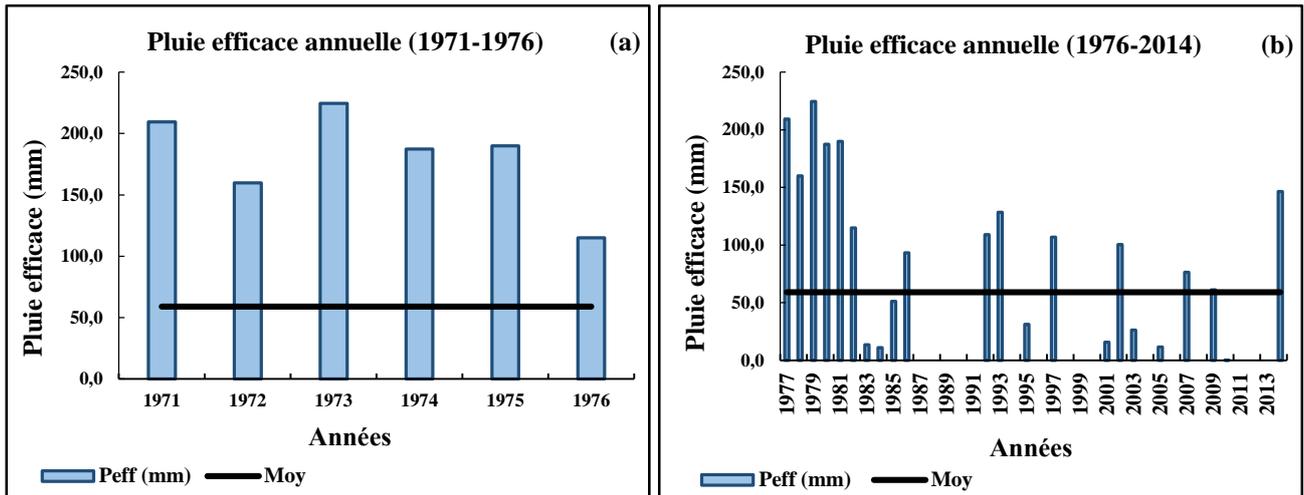


Figure VI.17 : Variation de la pluie efficace annuelle ; (a) : avant rupture (1971/76) et (b) : après rupture (1977/14).

#### VI.4.4.1.2.2- Pluie efficace mensuelle durant la période (1971-2014)

L'évolution mensuelle de la pluie efficace (fig. VI.18 et VI.19) laisse apparaître que les mois de Décembre, Janvier, Février et Mars sont caractérisés par des pluies efficaces importantes avec un maximum de 18.4 mm. A partir du mois d'Avril et Mai, une baisse remarquable est notée. Cette baisse continue jusqu'à atteindre des valeurs nulles du mois de Juin jusqu'au mois d'octobre.

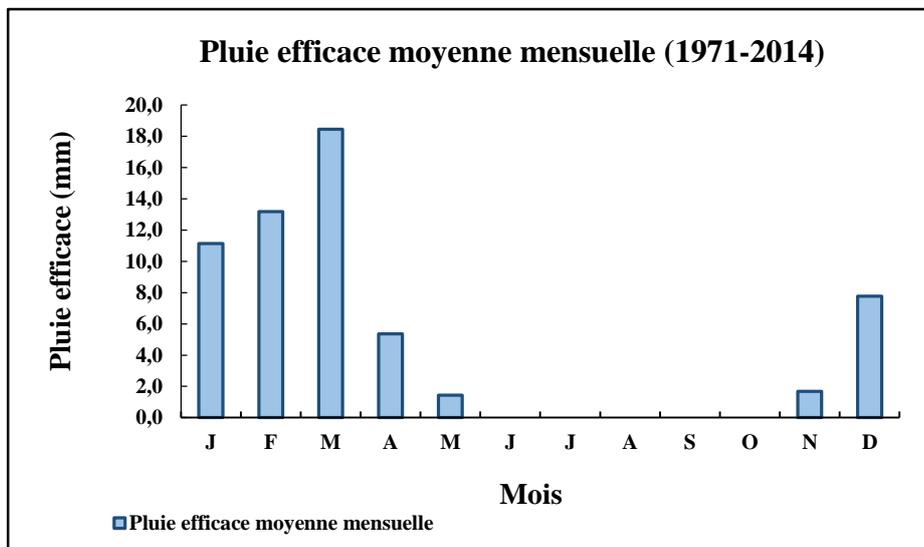


Figure VI.18 : Pluie efficace mensuelle (1971-2014).

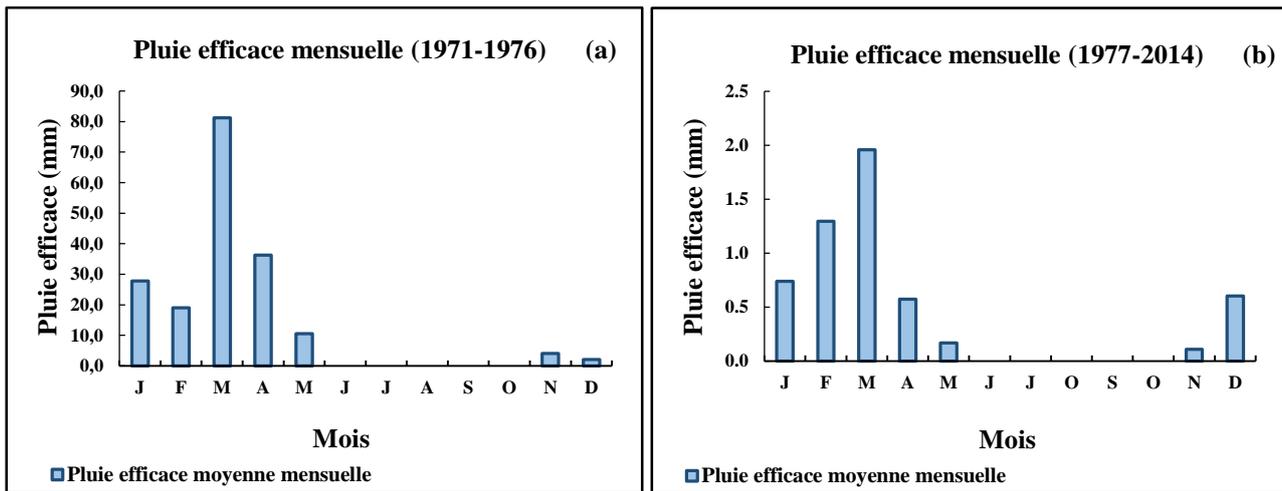


Figure VI.19 : Variation de la pluie efficace mensuelle ; (a) : avant rupture (1971/76) et (b) : après rupture (1977/14).

#### VI.4.4.1.2.3- Corrélation entre pluie efficace, pluie et débit

L'illustration (Fig. VI.20 et VI.21) confirme la relation qui existe entre la pluie efficace, la pluie et le débit. En effet, ces trois paramètres sont proportionnels entre eux. Exception faite pour les années 1981 jusqu'à 1985, 1989, 1990, 1992 jusqu'à 1994, 1998, 2000, 2002, 2004 jusqu'à 2007 et 2011 où la valeur de pluie efficace s'annule, cette période coïncide avec la période de sécheresse qui a affecté la région durant deux décennies consécutives, caractérisé par l'augmentation de la température qui provoque une évapotranspiration importante et diminution des paramètres hydro-pluviométriques.

De 1971 jusqu'à 1975, 1986 et 1987, 2008 et 2009, 2013 et 2014, les taux de pluie efficace par rapport aux quantités des pluies enregistrées sont importants. Cela est dû à l'importance des intensités de pluies enregistrées pendant ces années et qui atteignent leurs maximums en hiver, caractérisé par des valeurs d'ETP faibles. Par conséquent, ce phénomène se traduit par des valeurs de débits élevés.

L'analyse des événements de 1971 jusqu'à 1975, 1986 et 1987, 2008 et 2009, 2013 et 2014 prouve que la transformation de la pluie en pluie efficace dépend essentiellement de l'intensité de l'événement pluvieux que de sa quantité.

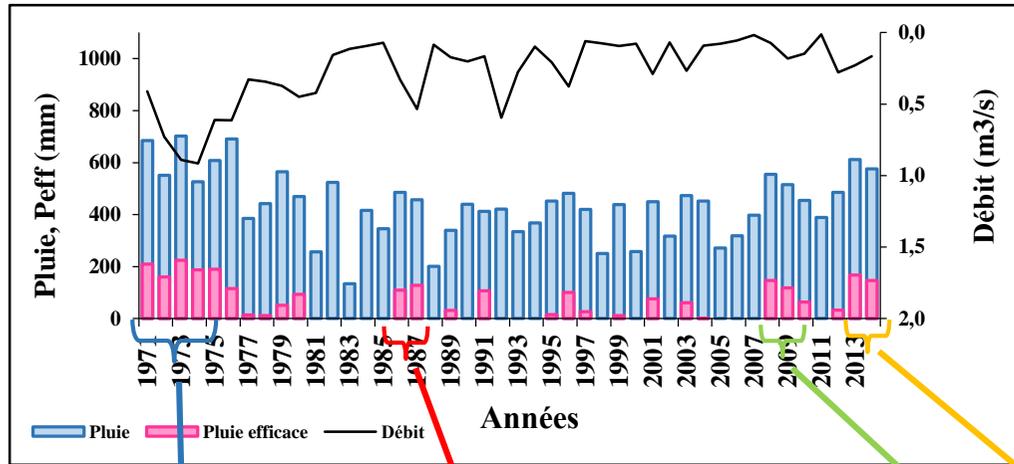


Figure VI.20 : Corrélation annuelle entre pluie efficace, pluie et débit.

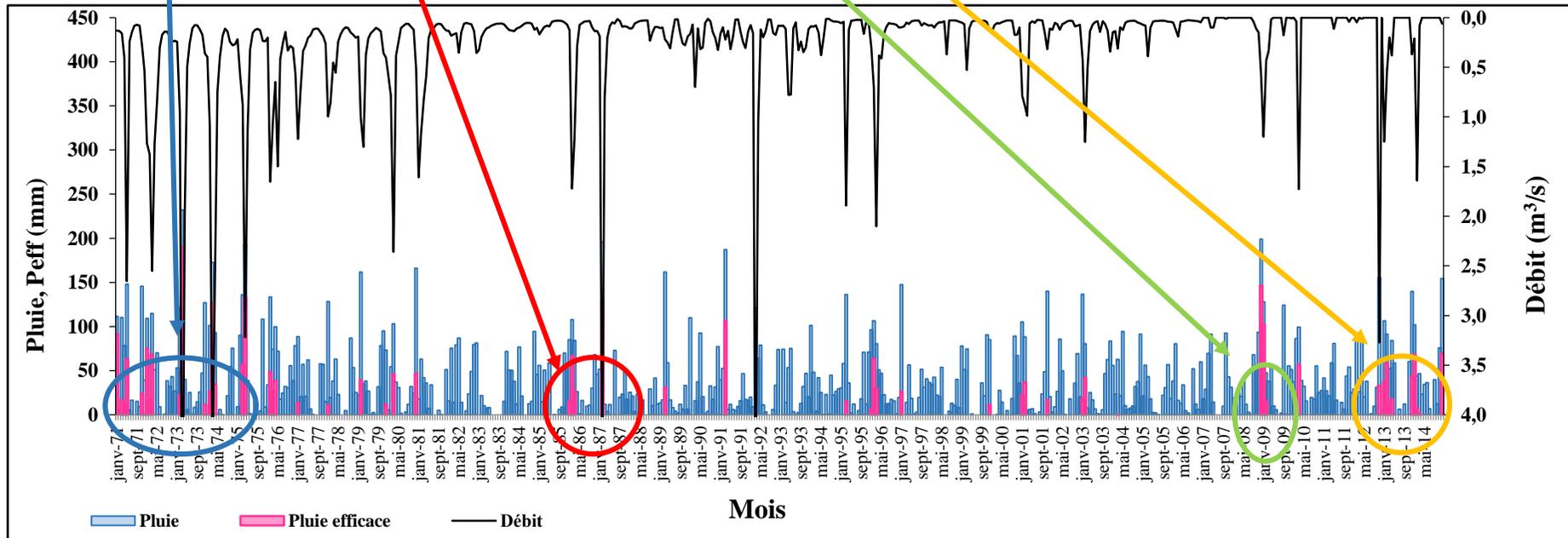


Figure VI.21 : Corrélation mensuelle entre pluie efficace, pluie et débit.

### VI.4.4.1.3- Calcul de la recharge

#### VI.4.4.1.3.1- Evaluation de la recharge annuelle durant la période totale (1971-2014)

La recharge évaluée durant la période allant de 1971 jusqu'à 2014 est irrégulière à l'échelle interannuelle (Fig. VI.22 et VI.23), due aux faibles apports de précipitations enregistrées pendant la période indiquée exception faite pour les années 1971 jusqu'à 1976, 1976, 1980, 1986, 1987, 1991, 1996, 2001, 2009, 2009, 2013 et 2014 où, nous observons une recharge maximale de 134.1 mm (2013). Les autres années sont caractérisées par une recharge faible ou nulle.

La recharge moyenne de la nappe par Oued Lakhdar sur une période de 43 ans est d'environ 41.7 mm/an pour une pluviométrie de 439.3 mm/an.

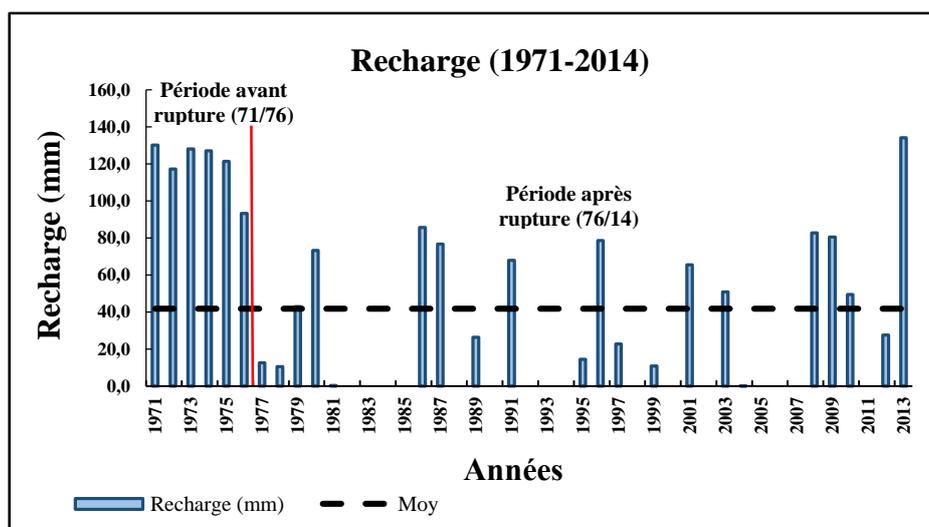


Figure VI.22 : Recharge annuelle (1971-2014).

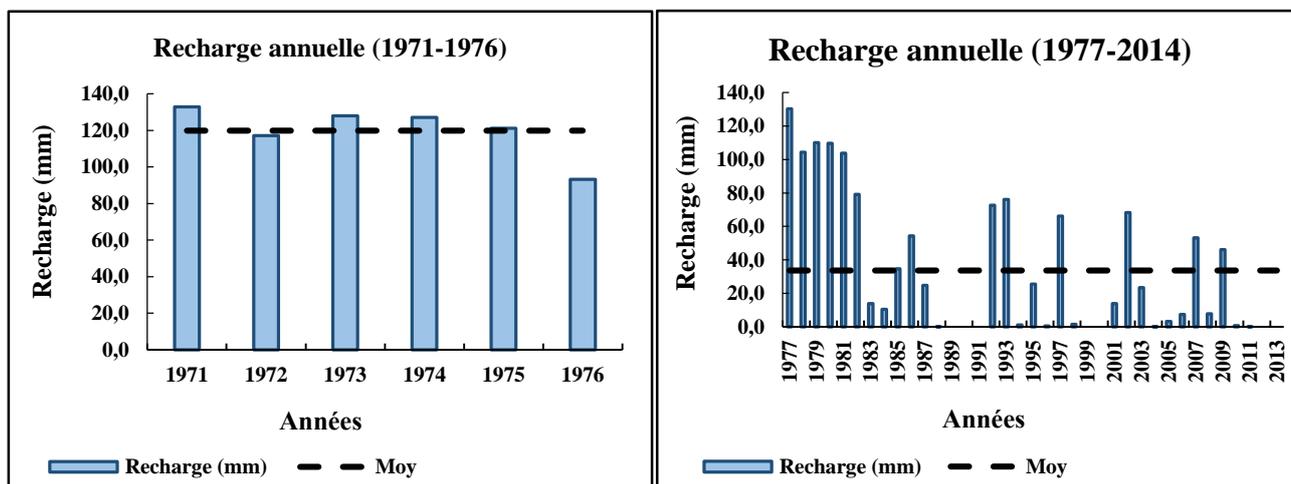


Figure VI.23 : Variation de la recharge annuelle avant rupture (1971/76) et après rupture (1977/14).

Les effets de la variabilité climatique sur les ressources en eau ont été mis en évidence : une augmentation de la recharge est constaté en période avant rupture (1971-1976) avec une moyenne de 120 mm, suivie d'une diminution importante de 38 mm en moyenne durant la période après rupture (1977-2014). Ces résultats confirment que le bassin versant est passé par des périodes de sécheresse sévère.

### VI.4.4.1.3.2- Evaluation de la recharge mensuelle durant la période totale (1971-2014)

La recharge mensuelle calculée par le modèle pluie-débit pour l'Oued Lakhdar est illustrée dans la figure (Fig. VI.24 et VI.25).

L'évolution mensuelle de la recharge permet de distinguer deux périodes :

- La première période s'étale sur les mois humides (Hiver et Printemps) où, la nappe reçoit 50% de la recharge annuelle dont la quantité maximale est enregistrée en mois de Mars (13.1 mm).
- Pendant la saison sèche (Eté), les quantités de recharge encaissées par la nappe atteignent des valeurs nulles. Cette diminution est la conséquence de la rareté des précipitations durant les mois d'été et à l'accentuation du phénomène de l'évapotranspiration.

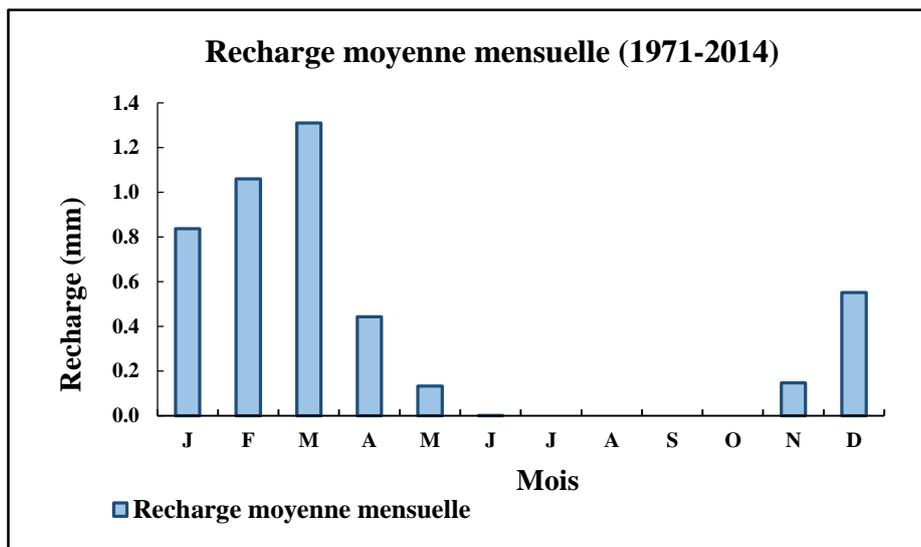


Figure VI.24 : Recharge mensuelle (1971-2014).

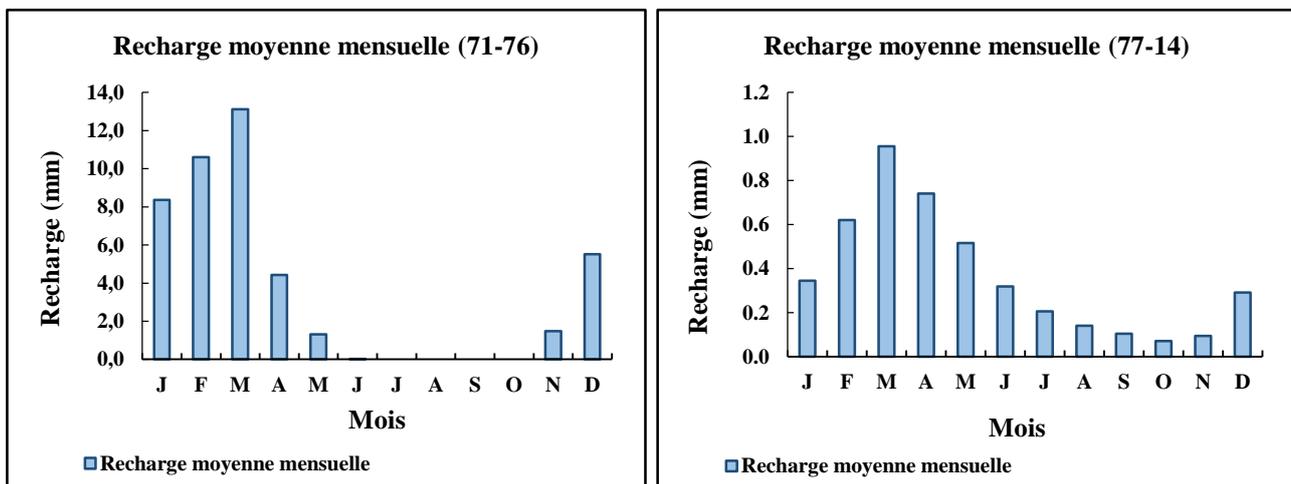


Figure VI.25 : Variation de la recharge mensuelle ; (a) : avant rupture (1971/76) et (b) : après rupture (1977/14).

### VI.4.4.1.3.3- Corrélation entre recharge, pluie et débit

Pour mieux cerner le fonctionnement du cycle hydrologique de la nappe, la figure VI.26 illustre le comportement de la recharge de la nappe par rapport à la variation du débit et de la pluie.

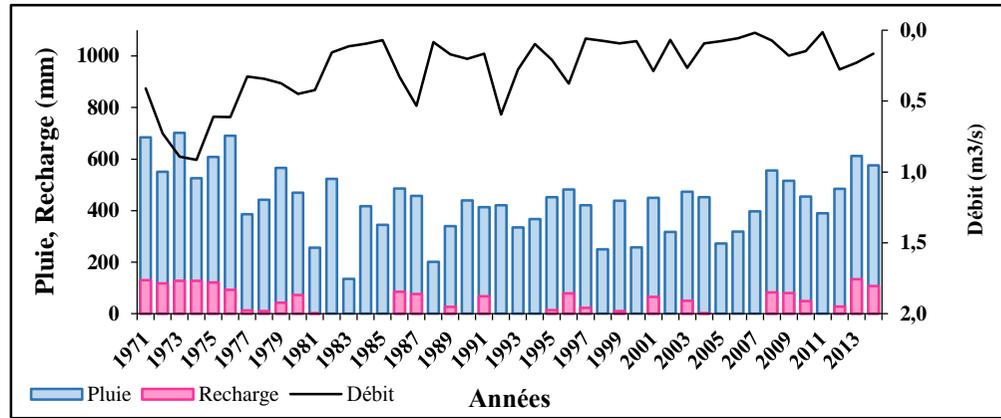


Figure VI.26 : Corrélation annuelle entre recharge, pluie et débit.

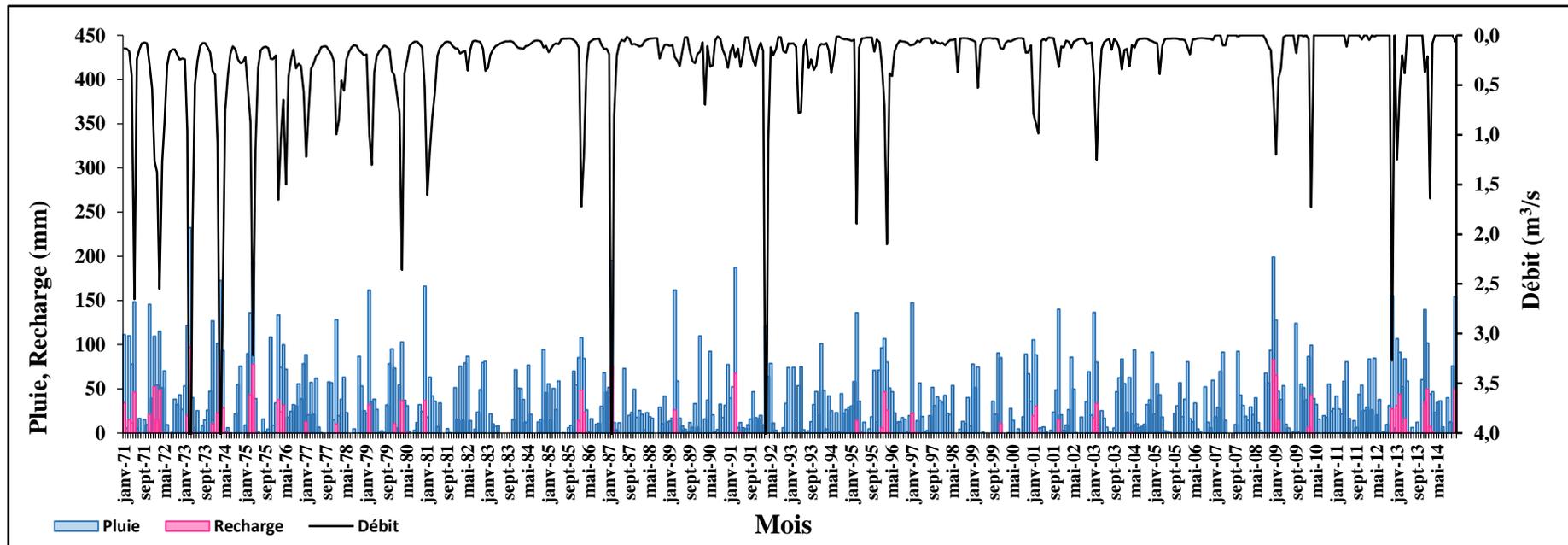


Figure VI.27 : Corrélation mensuelle entre recharge, pluie et débit.

L'examen des figures VI.26 et VI.27 montre que la variation de la recharge de la nappe est synchrone avec la variation du débit et de la pluie du bassin versant. En effet, le caractère irrégulier des précipitations confirme bien l'aspect de l'évolution de la recharge en fonction du débit et de la pluie.

Pendant les années 1971 jusqu'à 1976, 1986, 1987, 1996, 2008, 2009, 2013 et 2014 le bassin de la Tafna a connu une pluviométrie relativement forte ceci a permis une bonne recharge de la nappe des Monts de Tlemcen et particulièrement celle d'Oued Lakhdar.

Nous constatons aussi qu'après 2 années de recharge faible ou nulle (2011-2012), une année de transition, en 2014, a été suffisante pour revenir à des conditions normales de recharge de la nappe. Le même scénario pour l'année 1986, car après 5 années de recharge faible ou nulle (1981-1985), une année de transition, en 1986, a été suffisant pour revenir à des conditions normales de recharge de la nappe.

L'analyse de la relation entre la pluie et la recharge de la nappe, montre bien que pour une pluie inférieure à 500mm, la recharge naturelle est faible. Aussi en comparant les années 1996 et 1997 où les pluies respectivement sont de 481.7mm et 420.4mm ont induit une recharge de 78.6mm et 22.7mm. De là, nous déduisons qu'une quantité de 61.3 mm (pluie) de plus peut provoquer une recharge 3.5 fois plus grande. Ces résultats confirment le lien étroit entre la recharge de la nappe et les paramètres du bilan hydrologique à savoir la pluie et la lame d'eau écoulée (l'écoulement). La capacité de la recharge de la nappe d'Oued Lakhdar est importante et ne réagit qu'à partir d'une valeur minimale de la pluie. Cette recharge dépend aussi de la pluie de l'année précédente.

Le contrôle de la recharge dépend de la zone non saturée et de l'état de son stock d'eau.

L'année 1987 a enregistré une recharge de 76.6 mm pour des précipitations de 456.9 mm, ce résultat serait la conséquence de la pluviométrie de l'année précédente (1986) qui a contribué au remplissage de la zone non saturée avant les premières pluies de 1987 et a contribué à un remplissage de stock de la zone non saturée à l'année sèche en question. Pour l'année 2014, la forte recharge de 107.3mm serait la conséquence concomitante de la pluviométrie importante de la même année (575.7 mm) et celle de 2013 (611.4 mm).

A partir des résultats obtenus (Fig. VI.20, VI.21, VI.26 et VI.27), on constate que les périodes de sécheresse (chapitre IV) qui ont touché notre région ont eu un impact négatif sur la ressource en eau. En effet, la diminution des précipitations a conduit à une diminution de la pluie efficace qui s'est répercutée sur la recharge.

**VI.4.4.1.3.4- Corrélation entre la pluie, débit, pluie efficace et recharge à l'échelle annuelle (avant et après rupture)**

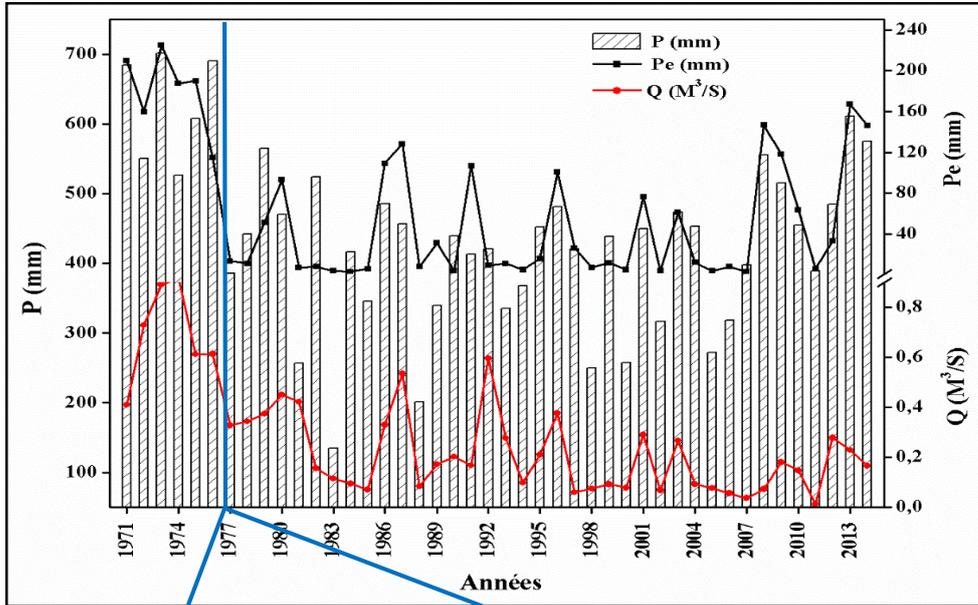


Figure VI.28 : Corrélation entre la pluie, débit et pluie efficace (1971-2014).

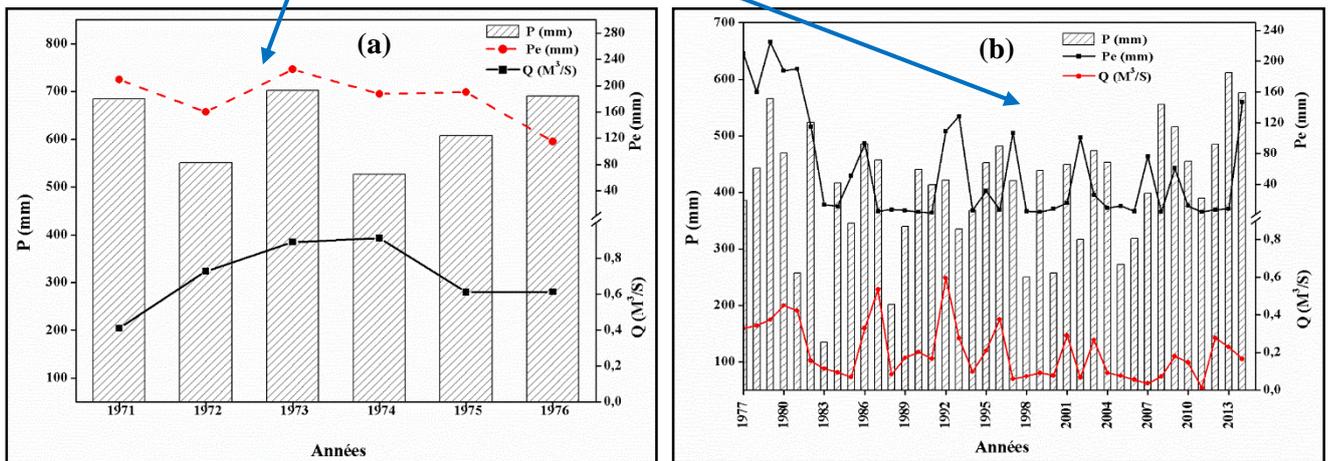


Figure VI.29 : Corrélation entre la pluie, débit et pluie efficace ; (a) : avant rupture (1971/1976) et (b) : après rupture (1977/2014).

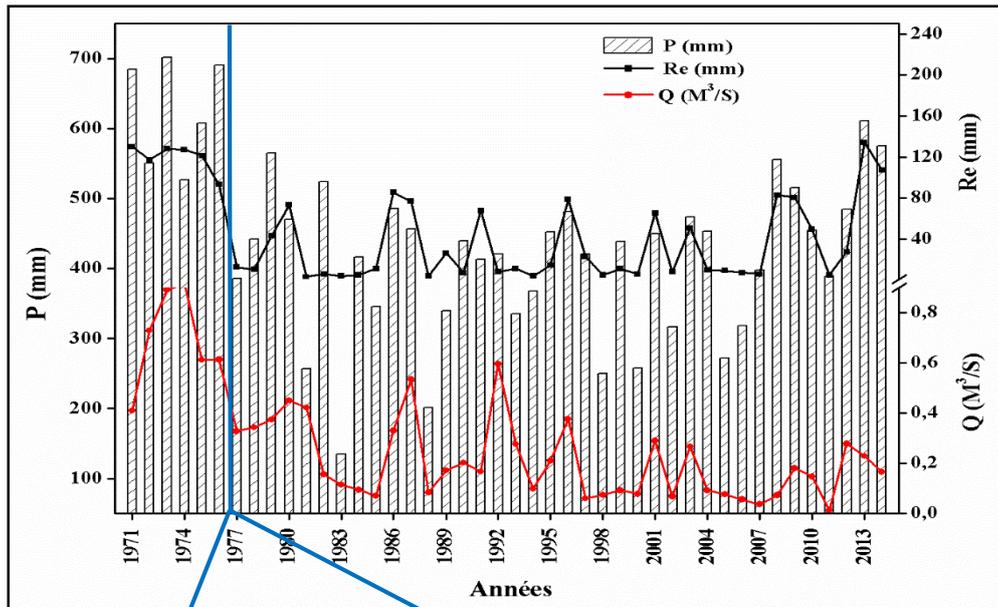


Figure VI.30 : Corrélation entre la pluie, débit, recharge (1971-2014).

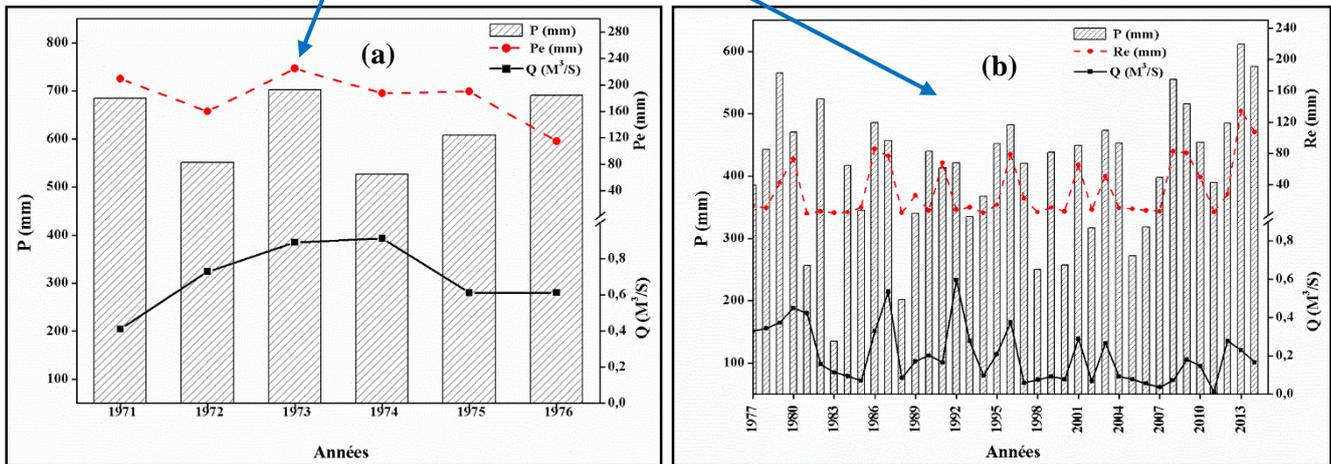


Figure VI.31 : Corrélation entre la pluie, débit et recharge ; **(a)** : avant rupture (1971/1976) et **(b)** : après rupture (1977/2014).

La variation de la pluie efficace et de la recharge sont synchrones avec la variation de la pluie et du débit. Le caractère irrégulier des précipitations (caractéristique du climat de la région) confirme bien l'aspect de l'évolution de la pluie efficace en fonction de la pluie et la recharge en fonction de la pluie et du débit (Fig. VI.28, VI.29, VI.30 et VI.31).

Ainsi pour les années 1971 jusqu'à 1977, 1985 jusqu'à 1988, 1994 jusqu'à 1998 et de 2007 jusqu'à 2011 la pluie efficace et la recharge sont importantes en liaison avec une pluviométrie régionale relativement abondante.

En effet, les variations de la pluie, la pluie efficace et de la recharge sont synchrones et dépendent de la pluie (la pluie efficace et la recharge prennent naissance de la pluie totale, lorsqu' elle est importante elle engendre une pluie efficace importante donc une recharge importante). Par exemple en 1973, nous enregistrons une pluie de 701.7 mm, une pluie efficace de 224.6 mm et une recharge de 128 mm (Fig. VI.32).

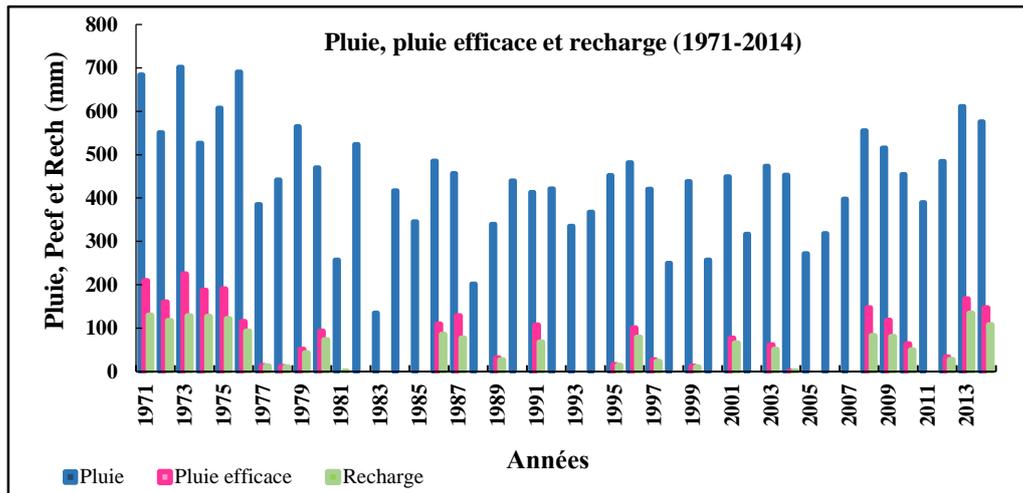


Figure VI.32 : Relation entre la pluie, le débit et la recharge (1971-2014).

#### VI.4.4.1.4- Simulation des débits à l'échéance 2050

Le modèle GARDENIA, nous permet de reconstituer les débits de l'oued durant une période pendant laquelle nous ne disposons pas de mesures.

Deux types de données ont été utilisés pour la simulation, à savoir :

- Des données réelles : les séries des pluies (mm) et de l'ETP (mm) enregistrées durant la période 1971-2014,
- Des données reproduites pour la période de 2015-2050. Ces séries sont composées des valeurs enregistrées durant la période 2013-1978 reproduites dans l'ordre chronologique inverse.

La figure ci-dessous (Fig. VI.33) présente le résultat de la simulation.

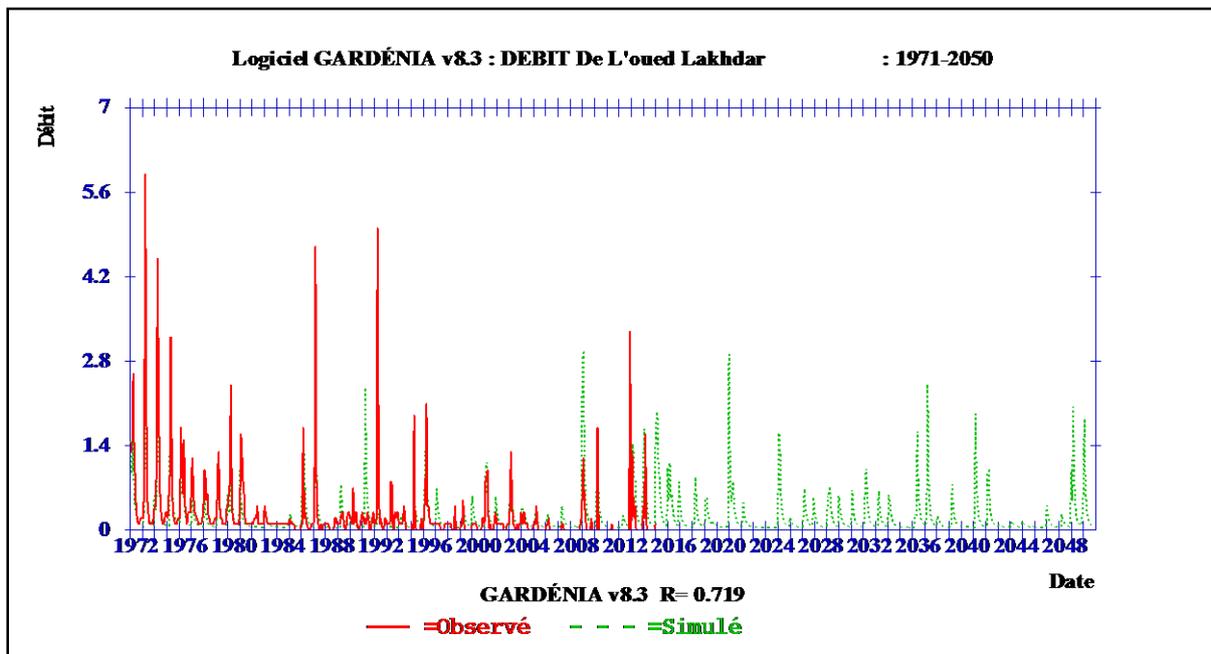


Figure VI.33 : Simulation des débits à l'échéance 2050 (1971-2050).

Les valeurs des débits simulés durant la période 2015-2050 (Fig. VI.33), connaissent une nette irrégularité, ils tendent vers une baisse importante.

#### VI.4.4.1.4- Corrélation entre la pluie, débit, pluie efficace et recharge

Les résultats de la simulation pluie-débit durant la période 2015-2050 (Fig. VI.34) illustrent une relation de proportionnalité entre les valeurs de la pluie, la pluie efficace et le débit, ce qui confirme l'analyse des résultats issus de la simulation durant la période 1971-2014 expliquée dans le paragraphe VI.4.4.1.4 (Fig. VI.21).

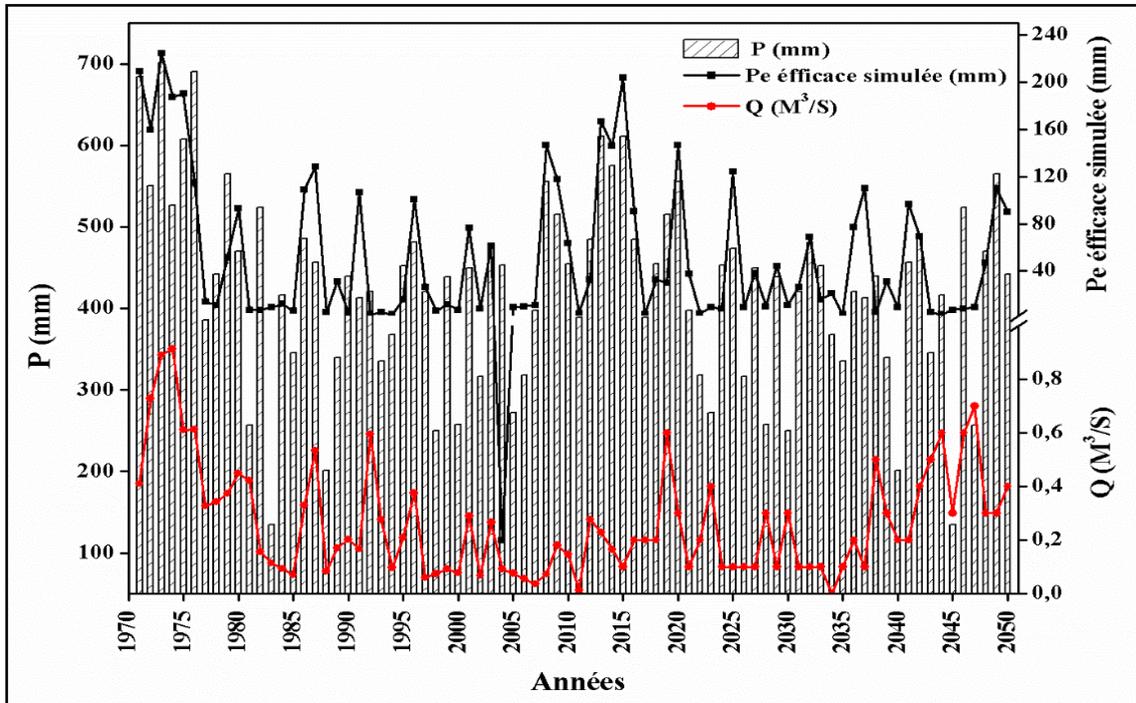


Figure VI.34 : Relation entre la pluie, le débit et la pluie efficace (1971-2050).

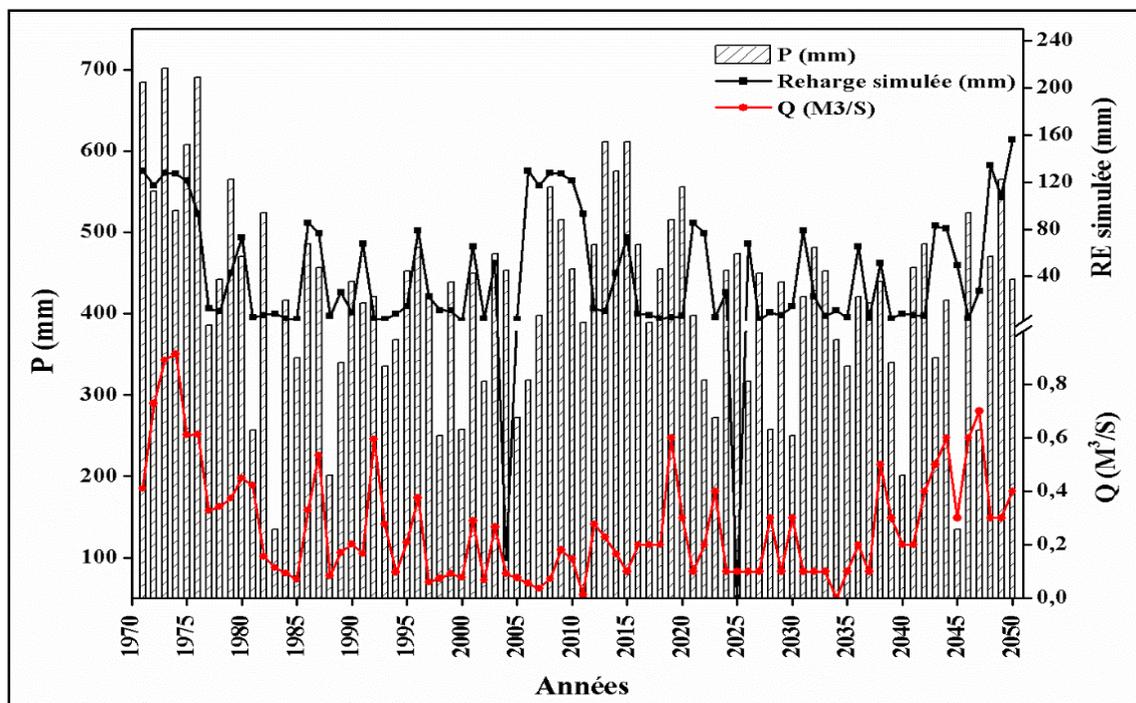


Figure VI.35 : Relation entre la pluie, le débit et la recharge (1971-2050).

La courbe de la recharge de la nappe (Fig. VI.35) suit la même allure que celle de la pluie efficace durant la période 1971-2014, ceci confirme la relation de proportionnalité établie entre

toutes les sorties de la simulation. L'analyse des résultats obtenus grâce à l'application du modèle GARDENIA durant la période 2015-2050, a donné plein de satisfaction sur la relation qui existe entre la pluie efficace, la recharge et les débits simulés à l'horizon 2050.

#### **VI.4.4.2- Résultats du bilan hydrologique**

Le modèle GARDENIA permet de restituer après la phase de calage les différentes composantes du bilan hydrologique (Tab. VI.9) à savoir l'évapotranspiration réelle, Infiltration, le ruissellement, l'alimentation souterraine et les différentes composantes du débit tels que le débit rapide, le débit lent et le débit d'échange.

Ce bilan permet de quantifier la quantité d'eau qui entre ou qui sort du système modelé en enregistrant les variations qui se produisent au niveau du stock à l'intérieur du modèle.

Les résultats obtenus montrent que :

- Pour la période avant rupture (1971-1976), les valeurs des différents paramètres du bilan sont meilleures que celles des autres périodes. En effet, cette période (avant rupture) a été caractérisée par une forte pluviométrie engendrant des écoulements importants d'où une infiltration et alimentation importante. Au-delà de cette période (après rupture 1976-2014), le bassin a assisté à une sécheresse durant deux décennies consécutives (1980 et 1990) qui ont modifié son régime d'alimentation et d'écoulement d'où diminution des valeurs des paramètres du bilan.

- A partir des valeurs des débits d'échange, nous constatons que le bassin reçoit un apport d'eau provenant des bassins voisins. En effet, il est logique de considérer qu'avec l'arrivée de la pluie au sol, les échanges avec les nappes profondes se déclenchent, d'où une infiltration souterraine vers l'alimentation des nappes tout au long de l'oued, accentuée aussi par le caractère karstique de notre bassin.

- Le pourcentage des écoulements lents est supérieur à celui des écoulements rapides pour l'ensemble des périodes, cela est dû probablement à l'état du sol (saturation et occupation) et sa capacité d'infiltration, les conditions géologiques et la présence des nappes aquifères sous-jacentes qui jouent le rôle de réservoirs renvoyant une réponse hydrologique tardive, ainsi qu'à la forte hétérogénéité spatiotemporelle des précipitations.

- La valeur importante du débit d'alimentation souterraine en période avant rupture et période globale (123.8 et 42.3 m<sup>3</sup>/s) font accroître le débit souterrain qui est estimé de 20.5 m<sup>3</sup>/s entre 1971 et 1976 et de 9.5 m<sup>3</sup>/s durant la globalité de la période d'observation.

Tableau VI.9 : Résultats du bilan hydrologique pour l'ensemble des périodes d'études.

Paramètres du bilan	Périodes de rupture		Période globale	Echéance 2050
	Avant	Après		
Pluie (mm)	615.5	428.9	439.3	424.2
ETR (mm/an)	446.5	374.8	379.4	374.6
Pluie efficace (mm/an)	181.0	54.4	59	51.3
Débit rapide (m <sup>3</sup> /s)	57.2	19.2	16.7	14.0
Débit Souterrain (m <sup>3</sup> /s)	126.3	33.6	41.9	37.3
Débit d'échange (m <sup>3</sup> /s)	19.8	4.5	4.2	0
% du débit souterrain	20.5	7.8	9.5	8.8
% du débit d'échange	10.9	8.27	7.11	0
% du débit rapide	9.3	4.5	3.8	3.3
% Ecoulement lent	69.8	31.7	71	72.7
% Ecoulement rapide	31.6	35.2	28.2	27.3
Alimentation souterraine (m <sup>3</sup> /s)	123.8	35.2	42.3	37.3

Les valeurs obtenues du bilan hydrologique confirment bien l'impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau. La comparaison entre les différentes périodes étudiées a montré que c'est à partir de 1977 que la diminution de la ressource en eau a été ressentie. La diminution des précipitations a conduit à la diminution de tous les paramètres du bilan hydrologique.

D'une manière générale, l'écoulement de notre bassin est influencé par deux facteurs : l'irrégularité des précipitations et les affleurements karstiques qui lui donnent l'aptitude de maintenir l'écoulement même en période d'étiage.

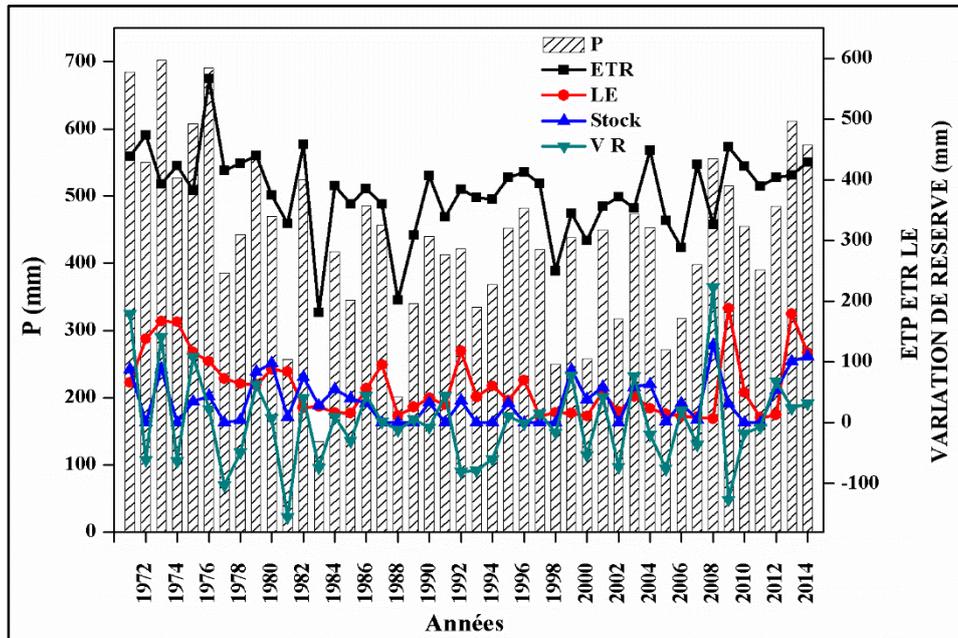


Figure VI.36 : Variation interannuelle du bilan hydrologique.

La figure VI.36, illustre la variation interannuelle des différents termes du bilan hydrologique. La variation entre les différents termes se fait d'une manière synchrone, les précipitations engendrent un écoulement d'où déclenchement d'infiltration et de recharge et d'échange extérieur. Pour la période 1971-1976 le bilan était important, vers la fin de 1970 et les années qui suivent, le bilan a enregistré une importante baisse due sans doute à la diminution des précipitations et la persistance de la sécheresse.

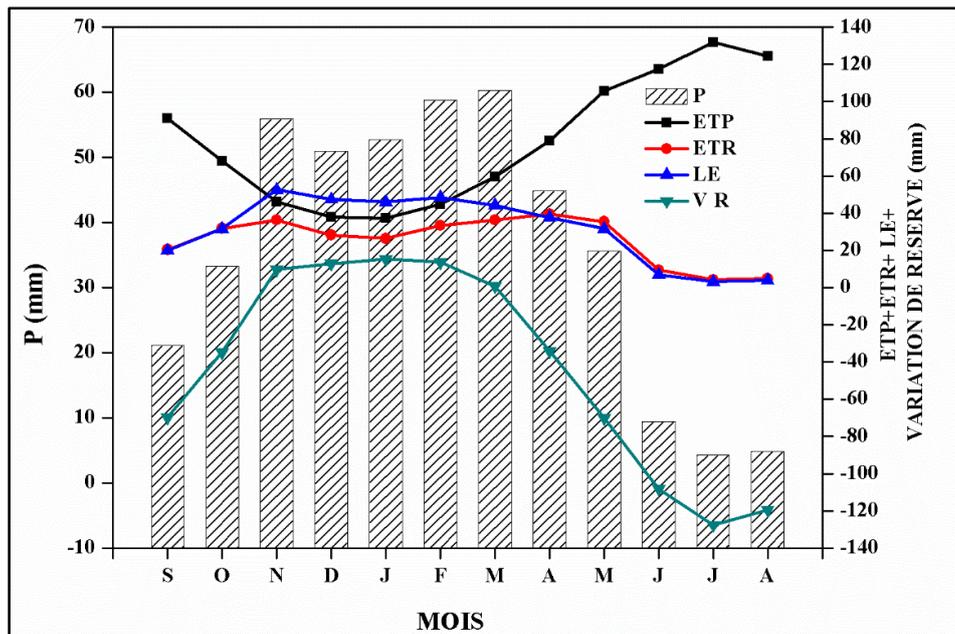


Figure VI.37 : Variation mensuelle du bilan hydrologique.

La figure VI.37 montre qu'avec l'apparition des premières pluies de Septembre, les différents termes du bilan hydrologique se déclenchent. Nous remarquons une augmentation de la lame d'eau écoulée, de l'ETR et la variation de la réserve. Donc, les précipitations constituent l'élément majeur du déclenchement des termes du bilan hydrique.

Pour ce qui est de l'ETR, ce paramètre devient très faible dès les mois de Juin, Juillet, Août et Septembre qui correspondent à la période d'adsorption des réserves du sol conséquence de la diminution des précipitations.

#### VI.4.5- Application du modèle HBV LIGHT

Le modèle HBV LIGHT (modèle **H**ydrologiska **B**yråns **V**atten balans vdelning) est un modèle conceptuel qui fonctionne au pas de temps horaire ou journalier. Il possède 15 paramètres dont l'optimisation se fait selon les limites de l'espace de recherche choisies conformément à la littérature et qui sont présentées dans le tableau II.3 (Chapitre II).

Les entrées du modèle HBV utilisées pour la prédiction du débit journalier sont définies par le fichier **PTQ (pluie (mm), température (°C), et débits (mm))**, le fichier **Evap (évapotranspiration mensuelle (mm))**.

Un test est considéré réussi s'il arrive à atteindre la solution optimale (Critère de performance et jeu de paramètre) à 1% près.

##### VI.4.5.1- Résultats du calage et de la validation

Le calage du modèle a été réalisé après le passage par un certain nombre de simulations. Nous avons procédé au calage de quinze paramètres (TT, CFMAX, SFCE, CFR, CWH, FC, LP, BETA, PERC, UZL, K0, K1, K2, MAXBAS et Cet) du modèle en appliquant des changements sur ces derniers tout en restant à l'intérieur des limites de l'espace des intervalles jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash optimum égale ou supérieur à 70% et un coefficient de corrélation entre les débits simulés et les débits observés plus acceptable.

Les valeurs des paramètres d'optimisation obtenues lors du calage et de la validation sur les différentes périodes utilisées sont présentées dans le tableau VI.10.

Tableau VI.10 : Résultats des paramètres d'optimisation du calage et de la validation du pas de temps Journalier (2000-2003).

		<b>Paramètres hydrologiques</b>	<b>Journalier</b>
<b>Paramètres de Calage et de Validation</b>		Période de calage	Janv 2000-Dec 2002
		Période de validation	Jan 2003-Dec 2003
		TT (°C)	0.1
		CFMAX (mm/(d°C))	5.2
		SFCF [-]	1
		CFR [-]	2
		CWH [-]	0.01
		FC [-]	287
		LP [-]	0.543
		BETA [-]	3
		PERC [mm/d]	3.5
		UZL (mm)	0.011
		K0 [1/d]	0.37
		K1 [1/d]	0.009
		K2 [1/d]	0.13
		MAXBAS [d]	4.7
	Cet [1/°C]	0.015	
<b>Paramètres d'optimisation</b>	<b>Calage</b>	Nash(Q) %	78
		Coefficient de corrélation (R)	0.82
	<b>Validation</b>	Nash(Q) %	51
		Coefficient de corrélation (R)	0.72

L'analyse du tableau VI.10, nous montre que les valeurs des paramètres d'optimisation obtenues en phase de calage sont meilleures (sont supérieures à 70%) que celles obtenues en phase de validation.

En analysant les hydrogrammes des débits observés et ceux des débits simulés pour la période de calage (Fig. VI.38), nous assistons à une reconstitution des débits journaliers assez satisfaisante avec généralement une tendance à la sous-estimation (01/02/2001, 27/02/2001, 09/10/2002 et 25/11/2002) ou surestimation (18/11/2001, 15/04/2002 et 11/05/2002) des pics. Avec une valeur de Nash égale à 78%, un bon coefficient de détermination  $R = 0.90$  (Fig. VI.38a) et une bonne concordance des deux courbes, celle des débits observés et calculés (Fig. VI.38b), nous pouvons dire que le modèle est assez bien calé. En effet, l'allure des courbes des débits observés/simulés reproduit bien les impulsions des pluies qui produisent les débits écoulés. La courbe des températures explique bien les valeurs nulles des débits jaugés et calculés (période sèche).

Les résultats obtenus par le modèle HBV Light (Tab. VI.10) reflètent la faculté du modèle à représenter les débits observés dans des conditions meilleures.

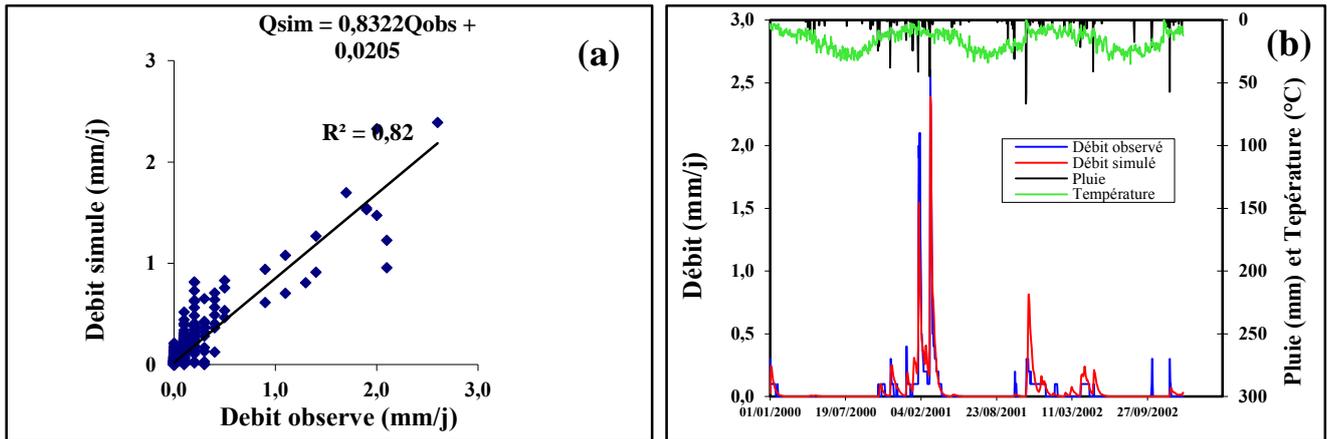


Figure VI.38 : Résultats du calage obtenus par le modèle HBV Light, (a) : Corrélation entre les débits observés et les débits simulés, (b) : Visualisation de la qualité du calage.

Une dégradation dans les valeurs des paramètres d’optimisation a été enregistrée lors de la phase de validation (Tab. VI.10) avec une valeur de Nash égale à 51% et un coefficient de détermination  $R = 0,72$  (Fig. VI.39a) ceci peut s’expliquer par l’irrégularité des précipitations au cours des jours et surtout de l’état du sol (saturation et occupation) et des conditions géologiques.

La majorité des points entourent la droite à l’exception de quelques points (Fig. VI.39a). Les points éloignés en dessous de la droite indiquent que le débit observé est supérieur au débit simulé et ceux au-dessus de la droite indiquent l’inverse. Le décalage constaté est dû à la réaction lente du réseau hydrographique.

L’hydrogramme simulé du modèle HBV LIGHT montre des fluctuations importantes entre les débits observés et ceux simulés (Fig. VI.39b), il n’arrive pas à bien reconstituer la majorité des crues avec une tendance générale à sous-estimer les pics. Cette sous-estimation est notable pour toute la période de validation.

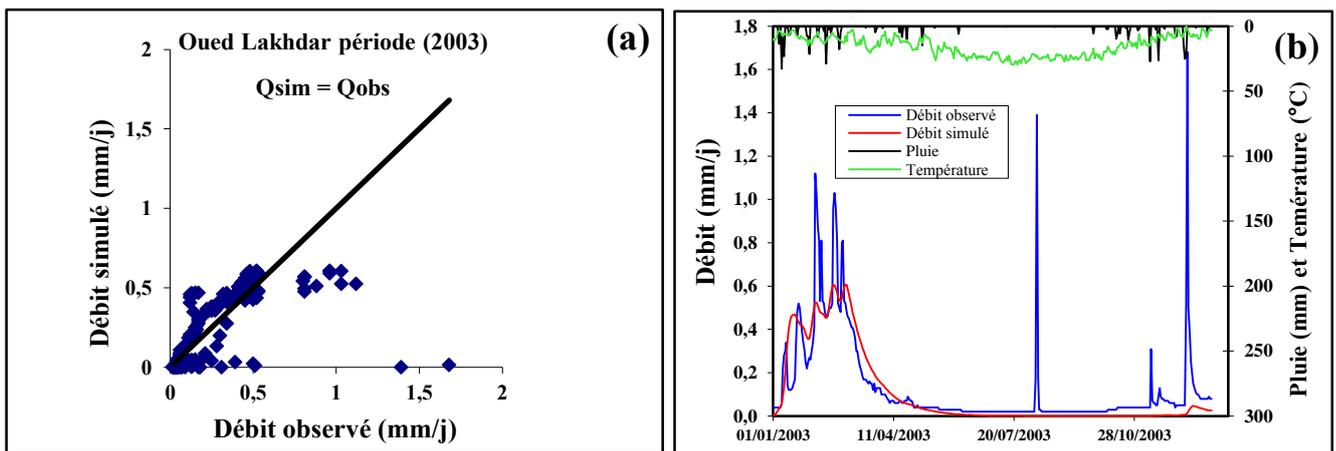


Figure VI.39 : Résultats de la validation du modèle HBV Light.

#### VI.4.6- Comparaison des performances des modèles

Pour comparer la performance des trois modèles, nous avons utilisé les valeurs des critères de Nash et celle des coefficients de corrélation. Nous avons calculé aussi l’erreur du bilan à partir des débits observés et des débits simulés par les modèles hydrologiques sur les périodes de calage.

### VI.4.6.1- Comparaison basée sur les corrélations entre les débits simulés du modèle GR, GARDENIA et HBV Light

D'après la figure VI.40, les coefficients de détermination obtenus lors du calage entre les débits simulés des trois modèles, présentent de bonnes corrélations pour les trois pas de temps. La corrélation définit bien une similitude entre les débits simulés avec un  $R_{\text{Annuel}} = 0.83$ ,  $R_{\text{Mensuel}} = 0.96$  et un  $R_{\text{Journalier}} = 0.76$ , 0.83 et 0.86, la majorité des points entourent la droite à l'exception de quelques points. Cela veut dire que les modèles simulent bien les débits et qu'ils n'ont pas produit des erreurs systématiques en termes de surestimation ou de sous-estimation.

Lors de la validation (Fig. VI.41), les valeurs des coefficients de détermination se dégradent surtout pour le pas de temps annuel et mensuel. Cette dégradation est due à la difficulté rencontrée par l'un des modèles à reconstruire les débits simulés. L'un des modèles surestime (GR4J) ou sous-estime (GARDENIA et HBV Light) les débits simulés.

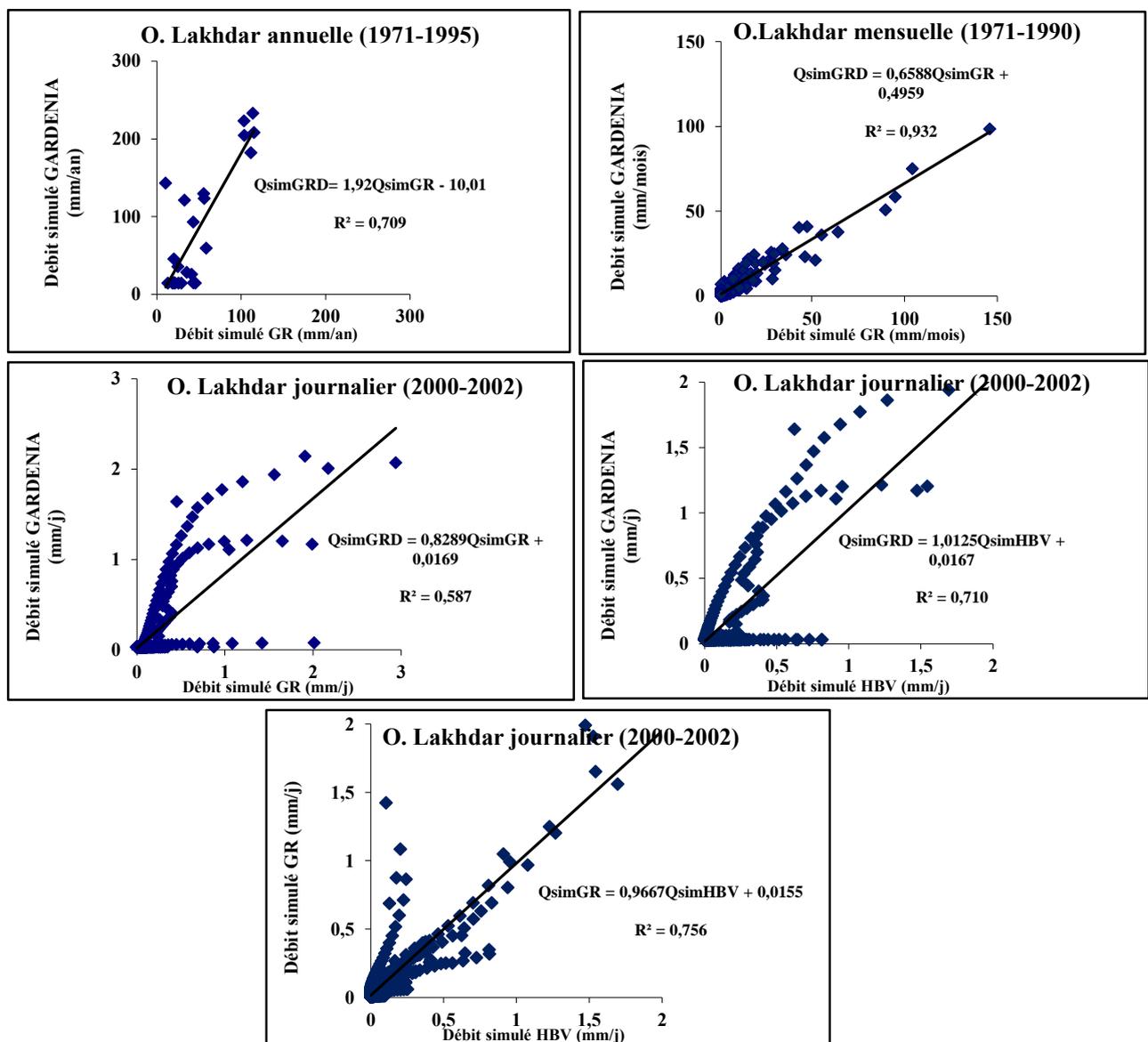


Figure VI.40 : Corrélation entre les débits simulés des trois modèles en phase de calage.

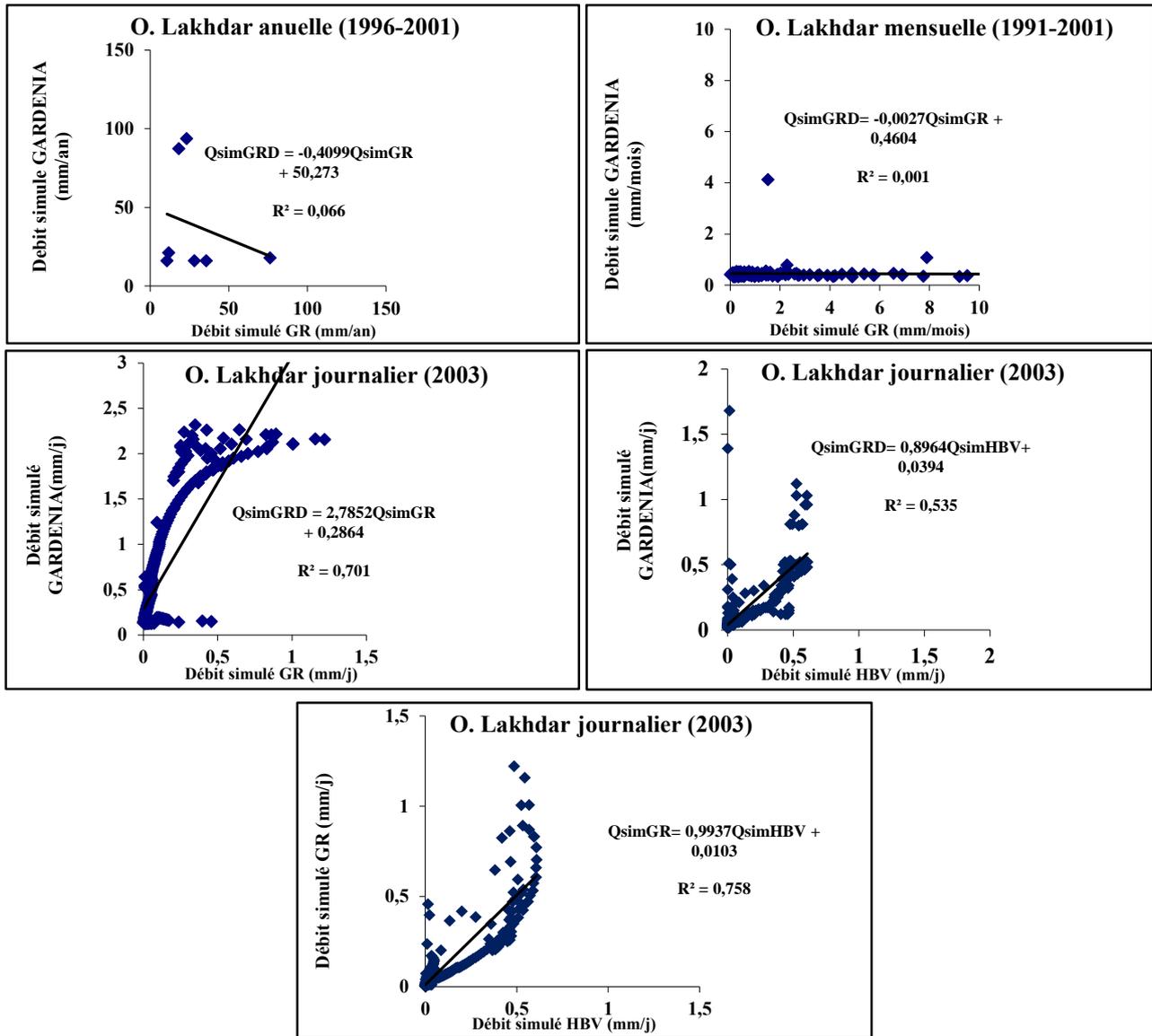


Figure VI.41 : Corrélation entre les débits simulés des trois modèles en phase de validation.

**VI.4.6.2- Comparaison basée sur les valeurs du critère de Nash-Sutcliffe (NS) les coefficients de corrélation (R) et l'erreur du bilan (EB)**

Les résultats du critère de Nash-Sutcliffe et du coefficient de corrélation obtenus de la simulation des débits du bassin versant d' Oued Lakhdar par les trois modèles hydrologiques GR, GARDENIA et HBV Light sont synthétisés dans le tableau VI.11 et les figures VI.42 et VI.43.

Tableau VI.11 : Synthèse des performances (NS) et (R) des modèles sur les séries étudiées.

	C. Perf.	Calage			Validation		
		N.S	R	EB	N.S	R	EB
<b>GR</b>	Annuel	71.6	0.92	54	71.8	0.83	24
	Mensuel	87.9	0.91	38	87.9	0.47	-40
	Journalier	88.2	0.86	0	88.2	0.75	0
<b>GARDENIA</b>	Annuel	78	0.78	21	83	0.83	0
	Mensuel	91	0.91	15	32	0.32	-15
	Journalier	75	0.75	0	65	0.65	0
<b>HBV LIGHT</b>	Journalier	78	0.82	-24	51	0.72	21

Les critères de performance obtenus lors du calage montrent que :

- Le critère de Nash au niveau du calage varie entre 71.6% et 88.2% pour le modèle GR, entre 75% et 91% pour le modèle GARDENIA et de 78% pour le modèle HBV LIGHT.
- Les valeurs supérieures du Nash varient entre 75% et 91% (des valeurs qui se rapprochent pour les trois modèles), la différence se fait sur la valeur inférieure, le modèle GARDENIA présente la plus faible valeur du critère de Nash, 32%.
- Les valeurs des coefficients de corrélations varient entre 0.86 et 0.92 pour GR et entre 0.75 et 0.91. De même pour l'erreur du bilan, les valeurs varient entre 0 et 54 pour GR, de 0 à 21 pour GARDENIA et de -24 pour le HBV Light.
- La simulation par le modèle GR4J présente une nette amélioration des résultats par rapport aux deux autres modèles.

Dans l'ensemble, les trois modèles ont donné relativement de bonnes performances en calage comme en validation.

Les critères de performance pour le pas de temps journalier sont meilleurs que les autres pas de temps, en effet, plus le pas de temps est fin, plus le modèle s'applique mieux.

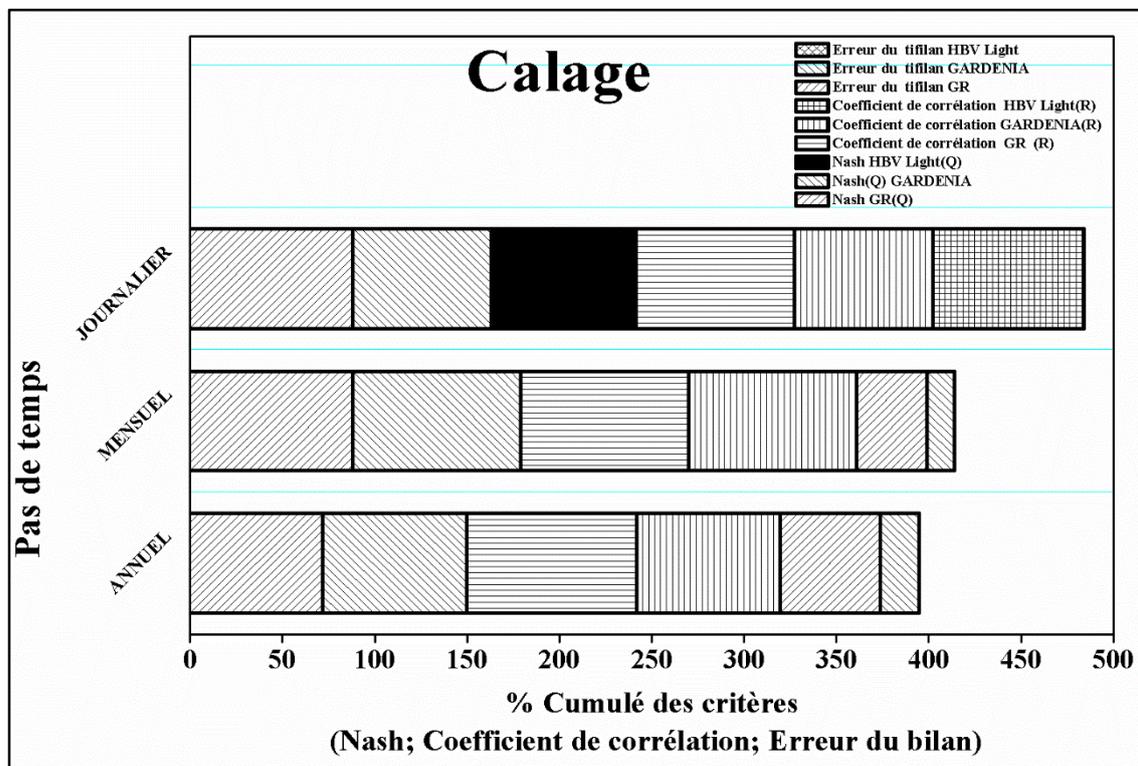


Figure VI.42 : Synthèse des critères de performances en phase de calage.

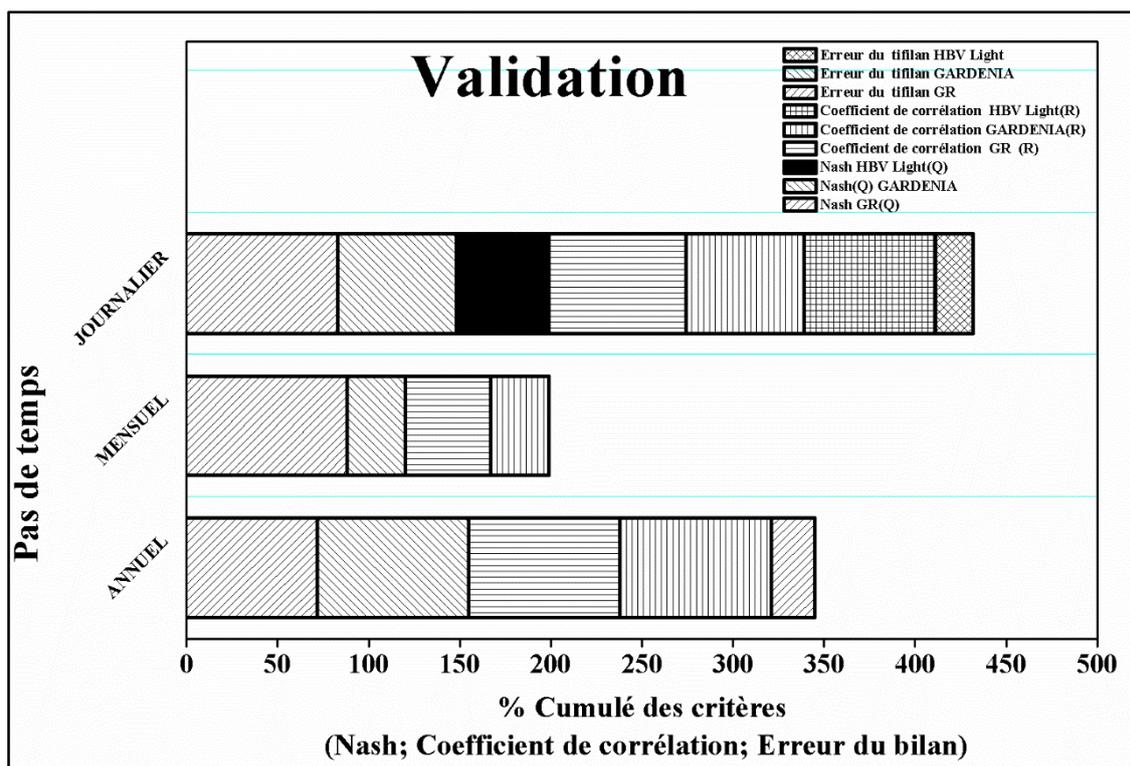


Figure VI.43 : Synthèse des critères de performance en phase de validation.

Au passage à la validation, une perte de performance a été notée sur les trois modèles avec un critère de Nash faible enregistré durant le pas de temps mensuel. De même pour les coefficients de corrélations la plus faible valeur a été fournie par le modèle GARDENIA. Pour l'erreur du bilan, les modèles GR et GARDENIA ont enregistré des valeurs nulles, ce qui caractérise une bonne simulation des débits (ce critère doit tendre vers une valeur nulle afin de caractériser une bonne simulation des débits).

Les résultats obtenus par comparaison des trois modèles (Tab. VI.11), montrent l'efficacité du modèle GR par rapport aux modèles GARDENIA et HBV Light, avec une nette amélioration de la corrélation de Nash et Sutcliffe entre les apports simulés et observés (Nash = 88.2%).

Au pas de temps journalier, nous apercevons que le modèle GR4J a donné lors du calage et de la validation de meilleures performances que les deux autres modèles.

## Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons tenté de modéliser le comportement hydrologique du bassin versant d'Oued Lakhdar par utilisation de trois modèles conceptuels globaux et semi-distribué: le modèle du Génie Rural (GR) développé par le CEMAGREF, le modèle GARDENIA développé par le BRGM utilisés aux différents pas de temps à savoir annuel, mensuel et journalier et le modèle HBV Light élaboré par le SMHI (Institut Suédois de Météorologie et d'Hydrologie) au pas de temps journalier. Les critères que nous avons utilisés pour mesurer l'efficacité de notre travail sont : le coefficient de Nash (NASH), le rapport du Bilan (Bilan), le calcul de l'erreur du bilan, la représentation graphique du débit de sortie et la corrélation entre le débit calculé et le débit observé.

Leurs applications aux différents pas de temps ont donné des résultats qui s'avèrent intéressants. Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées des critères de qualité. La phase du calage a donné de très bons résultats (presque la même simulation) exprimés par le critère de Nash qui reste supérieur à 70% pour l'ensemble des périodes, confirmant la

performance des trois modèles. Il n'en n'est pas de même pour la validation, en effet, une dégradation des critères de performance a été notée surtout pour le pas de temps mensuel, ceci peut s'expliquer par l'irrégularité des précipitations au cours des mois et surtout de l'état du sol (saturation et occupation) et des conditions géologiques.

A travers l'analyse du critère de Nash et du coefficient de corrélation, les trois modèles ont approuvé leurs robustesses de produire des simulations fiables des écoulements.

Le modèle GARDENIA possède un calage semi-automatique, suite à l'utilisation d'un algorithme d'optimisation non-linéaire adapté de la méthode de Rosenbrock (1960), par contre pour le modèle GR et HBV Light, le calage reste difficile.

Le modèle GR possède peu de paramètres à optimiser contrairement au modèle GADENIA et HBV Light. En effet, le nombre important de paramètres à caler du modèle GARDENIA et HBV Light influe sur les résultats de la simulation. Le nombre de paramètres optimisables est une opération importante pour les modèles hydrologiques, ils nous ont permis d'améliorer notre connaissance sur le fonctionnement hydrologique de notre bassin versant mieux que le modèle GR.

Le modèle GARDENIA a le pouvoir de quantifier les différentes composantes du bilan hydrologique (l'évapotranspiration réelle, ruissellement, infiltration et recharge), de séparer les différentes composantes d'écoulement en écoulement lent et rapide et d'évaluer et estimer la recharge naturelle de l'aquifère.

Le modèle GARDENIA possède des avantages majeurs par rapport aux modèles GR et HBV Light tels que :

- L'Utilisation de plusieurs aquifères et réservoirs assurant la fonction de production et de transfert, ce n'est pas le cas pour le modèle GR qui n'utilise que deux réservoirs.
- La capacité d'établir le bilan hydrologique et de quantifier ces différentes composantes.
- L'Estimation et l'évaluation de la recharge naturelle de l'aquifère.
- L'Estimation des niveaux piézométriques par modélisation pluie-niveau piézométrique.
- Les résultats du bilan du modèle GARDENIA peuvent être intégrés dans d'autres modèles hydrogéologiques.

Le modèle HBV Light est devenu un outil standard pour les études de ruissellement, il nécessite une modeste quantité de données en entrée. Son application a donné de bons résultats lors du calage et moins pour la validation, ceci est dû au nombre d'années utilisées. Car pour obtenir de bons résultats, le modèle nécessite un minimum de 5 années consécutives.

# *Conclusion générale*

---

La gestion des ressources d'eau, la prédétermination des crues et la prévision des catastrophes naturelles exigent des modèles pluie-débit bien définis. Au terme de ce travail, mené sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar (Tafna- NW algérien), aux nuances climatiques variées, nous avons essayé de dégager les grands traits sur la variabilité climatique et son impact sur la ressource en eau par application de la modélisation hydrologique.

En effet, cette thèse a pour objectif d'étudier les tendances des variables hydroclimatiques, de caractériser la sécheresse météorologique et hydrologique et de quantifier son impact sur la ressource en eau, et d'identifier le comportement hydrologique du bassin versant par application de trois modèles hydrologiques (GR, GARDENIA et HBV Light). Pour cela, deux types de données ont été utilisés : météorologique (pluie et température) et hydrologique (les lames d'eau écoulées).

Cette étude peut être schématisée de la manière suivante (Fig. 1) :

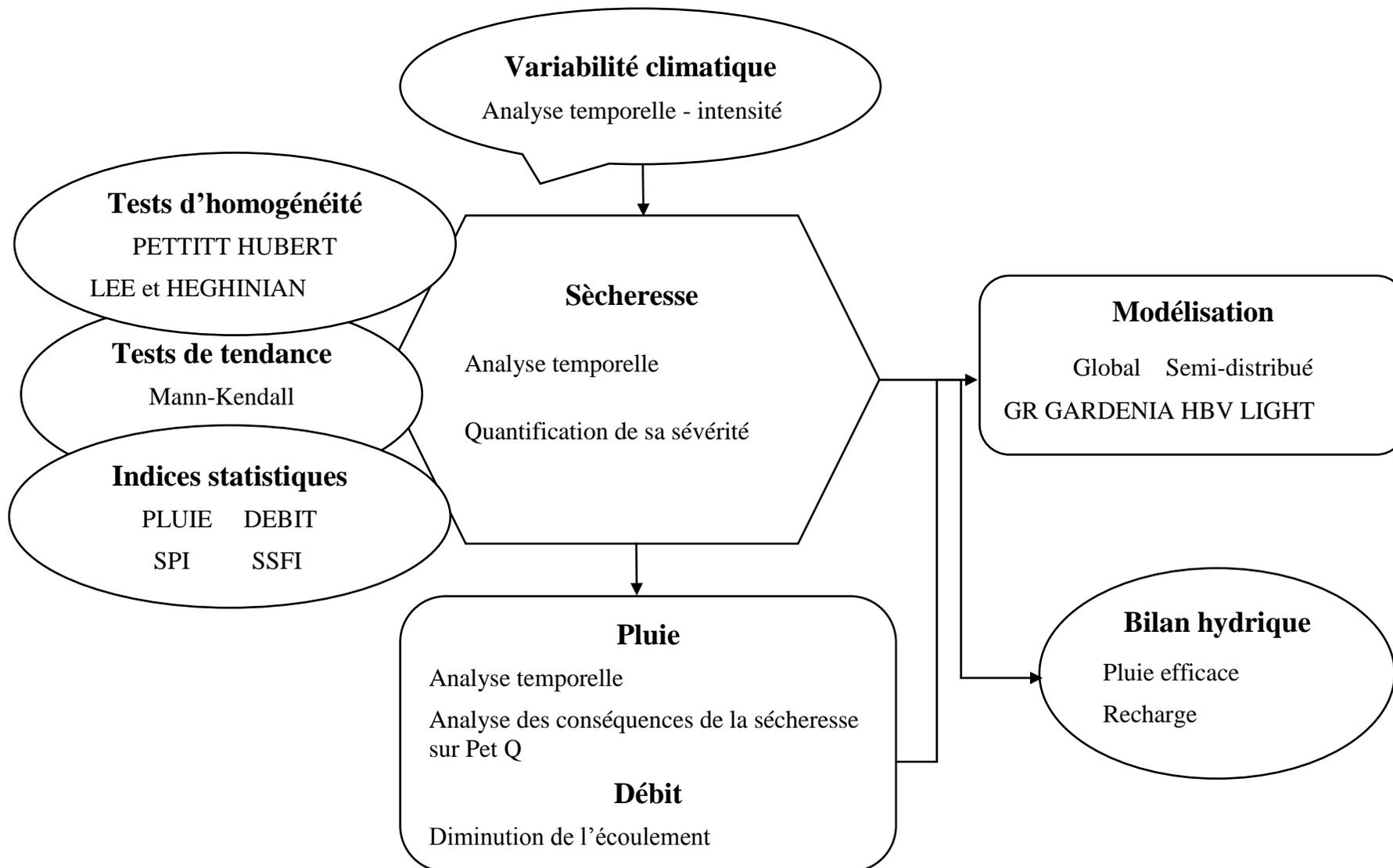


Figure 1 : Schéma synthétique de la méthodologie d'approche utilisée.

Les résultats obtenus peuvent être synthétisés comme suit :

L'étude morphométrique : nous a permis de caractériser la forme, les altitudes moyennes et les altitudes les plus fréquentes de notre bassin. La superficie et le périmètre stylisé, a permis de quantifier des paramètres tels que : le coefficient de compacité, la densité de drainage etc....

Le bassin de l'Oued Lakhdar a une forme allongée favorisant une érosion linéaire et régressive avec un chevelu assez dense.

L'étude géologique et structurale : a été fondée sur les travaux de Benest (1985), Auclair et Biehler (1967) et Collignon (1986). La description lithostratigraphique montre que la série type des monts de Tlemcen affleure dans le bassin étudié (calcaire, marne, dolomie et les grès de Boumediène).

L'étude climatologique : il ressort de cette étude que le bassin est caractérisé par une saison pluvieuse et un été chaud et sec avec une moyenne de 434 mm/an (1970/71-2013/14). La série des précipitations suit une loi normale. Deux saisons sont à distinguer :

- Saison humide, qui va s'étendre d'Octobre à Mai, avec des pluies irrégulières,
- Saison sèche, de Juin à Septembre, où la pluviométrie est relativement faible à nulle.

La moyenne des températures est de 16.9 °C, le régime thermique est caractérisé par des amplitudes annuelles assez fortes qui permettent d'accentuer le phénomène de l'évapotranspiration.

La valeur de la lame d'eau écoulee mesurée est de 58.6 mm soit un coefficient d'écoulement de 13.5%.

L'étude de la variabilité des précipitations à partir des variables centrées réduites des totaux annuels, a mis en évidence la succession de deux phases, un épisode pluvieux qui s'étend de 1970/71 jusqu'à 1976/77 et une longue période globalement déficitaire, qui aurait commencé au début des années 80 et qui persiste jusqu'à nos jours.

L'étude hydrologique : reflète un régime d'écoulement irrégulier d'une moyenne de 58.6 mm lié à l'irrégularité du régime pluvial.

L'étude de la variabilité climatique : la détection de rupture a permis de localiser une modification du régime pluviométrique durant la décennie 1970-1980 :

- La tendance chronologique de la pluviométrie annuelle est déficitaire, elle est vers une baisse de 2 mm/an. L'année 2008/2009 semble annoncer un retour des précipitations, avec la réduction du champ des forts déficits. Cette tendance de reprise à la hausse est marquée par des ruptures significatives identifiées entre 2000 et 2007, majoritairement aux alentours de l'année 2007/08. Elle est affirmée par les travaux de (Khoualdia *et al.*, 2014) et (Tatar et Regad, 2015) après une période de déficit pluviométrique dès le début de la moitié des années 1970.
- Pour le saisonnier, les niveaux de sécheresse et d'humidité sont plus marqués qu'à l'échelle annuelle ce qui permet une bonne description des phénomènes hydrologiques. Les saisons à humidité et à sécheresse légères occupent 60 à 70%

sur la période étudiée. La sécheresse des années 1980 jusqu'à nos jours est due principalement à la baisse des pluies printanières car cette saison représente la saison la plus pluvieuse de l'année hydrologique de la région.

- Conséquence de la diminution des précipitations, les régimes hydrologiques ont subi également de profondes modifications au cours de la période 1981/82-2008/2009 qui ont conduit à une diminution des apports de cours d'eau du bassin. Cette baisse est marquée par une rupture significative enregistrée en 1981/82, caractérisée par un déficit hydrométrique annuel qui atteint une valeur de 57%. Pour le saisonnier, le déficit est de l'ordre de 78% pour la saison printanière, et de 18%, pour la saison automnale.
- De 1976/77 à 2008/09, la température moyenne annuelle a augmenté à 17°C, ce qui a influencé sur les précipitations annuelles et les apports liquides du bassin. Cette période dénote un déficit de 26 mm pour les précipitations et  $-3\text{Hm}^3$  pour les apports liquides par rapport aux moyennes. A partir de 2008/09, les températures ont enregistré une légère baisse contrairement aux précipitations qui ont augmenté pour atteindre les 701 mm engendrant des apports liquides de  $32\text{Hm}^3$ .
- L'application des tests statistiques aux pluies saisonnières, nous a permis de conclure que ce sont les pluies d'hiver et plus particulièrement du printemps qui ont enregistré une rupture dans les séries chronologiques durant la décennie 1970-1980.

L'étude de la sécheresse : l'application des indices SPI, SSFI, IP et le coefficient de l'hydraulicité ont mis en évidence une variabilité climatique caractérisée par une alternance de phases humides et sèches et des fréquences d'écoulement déficitaires et excédentaires. En générale, le bassin a connu globalement des périodes d'humidité et de sécheresse légères avec une tendance à la sécheresse. La période 1980-2008 est caractérisée par les sécheresses les plus remarquables de par leur intensité, leur durée et leur fréquence et cela quelle que soit l'échelle de temps considéré, ces épisodes secs ont atteint leurs paroxysmes en 1981-1982 et 1983-1984 avec des sécheresses de type fortes. Le SPI annuel dénote 57% d'années sèches, par ailleurs le SSFI a donné 38% d'années humides. Pour les saisons, le SPI est normalisé pour l'automne et l'hiver les % de saisons sèches est égal aux % des saisons humides, à l'exception de la saison printanière et d'été où le % des saisons sèches dépassent le % des saisons humides. Contrairement le SSFI a attribué un % de sécheresse dominant pour les quatre saisons.

L'étude du tarissement : Le coefficient de tarissement évolue de  $0,0152\text{ j}^{-1}$  avant 1980/81 et  $0,0164\text{ j}^{-1}$  après cette année. Cette augmentation du coefficient de tarissement après 1980/81 montre une vidange beaucoup plus rapide des aquifères alimentant l'écoulement de base. Les réserves en eaux souterraines sont sensibles aux variations pluviométriques. La valeur moyenne du volume d'eau mobilisé en phase de tarissement, qui atteint  $1.94\text{ Hm}^3$  sur l'ensemble de la période d'observation, s'élève à  $4.35\text{ Hm}^3$  sur la période 1970/71-1980/81 et tombe à  $1.09\text{ Hm}^3$  sur la période 1981/82, ce qui donne une diminution de 74.94%, sur une superficie de  $170\text{ Km}^2$ . Ces résultats indiquent une diminution des volumes d'eau mobilisés par les aquifères après 1980/81, ce qui suggère une baisse considérable des réserves souterraines.

La modélisation : La détermination de l'impact de cette variabilité sur la ressource en eau ainsi que l'identification du comportement hydrologique de notre bassin versant nécessite des outils hydrologiques performants et robustes afin de la mieux caractériser. De ce fait, nous avons exploité différents modèles afin de mettre en évidence une relation rationnelle entre la pluie-débit.

Les résultats des différents critères que nous avons utilisé (Nash, rapport du bilan, l'erreur du bilan) ont donné des résultats qui s'avèrent intéressants. Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées des critères de qualité. La phase du calage a donné de très bons résultats (presque la même simulation) exprimés par le critère de Nash qui reste supérieur à 70% pour l'ensemble des périodes, confirmant la performance des trois modèles. Il n'en demeure pas de même pour la validation, en effet, une dégradation des critères de performance a été notée surtout pour le pas de temps mensuel, ceci peut s'expliquer par l'irrégularité des précipitations au cours des mois (hétérogénéité spatio-temporelle des pluies), la qualité de la donnée, de l'état du sol (saturation et occupation), des conditions géologiques, ou probablement à la présence de nappes aquifères sous-jacentes du bassin versant qui jouent le rôle de réservoirs renvoyant une réponse tardive.

A travers l'analyse du critère de Nash et du coefficient de corrélation, les trois modèles ont approuvé leurs robustesses de produire des simulations fiables des écoulements.

Après calage, l'analyse des différentes composantes du bilan hydrologique montre que :

- Le pourcentage des écoulements lents est supérieur à celui des écoulements rapides pour l'ensemble des périodes, cela est dû probablement à l'état du sol (saturation et occupation) et sa capacité d'infiltration ainsi que les conditions géologiques.
- La valeur importante du débit d'alimentation souterraine en période avant rupture et période globale (123.8 et 42.3 m<sup>3</sup>/s) font accroître le débit souterrain qui est estimé de 20.5 m<sup>3</sup>/s entre 1971 et 1976 et de 9.5 m<sup>3</sup>/s durant la globalité de la période d'observation.
- Avant rupture (1971-1976), les valeurs des différents paramètres du bilan sont meilleures que celles des autres périodes. En effet, cette période (avant rupture) a été caractérisée par une forte pluviométrie engendrant des écoulements importants d'où une infiltration et alimentation importante. Au-delà de cette période (après rupture 1976-2014), le bassin a assisté à une sécheresse durant deux décennies consécutives (1980 et 1990) qui ont modifié son régime d'alimentation et d'écoulement d'où diminution des valeurs des paramètres du bilan.
- A partir des valeurs des débits d'échange, nous constatons que le bassin reçoit un apport d'eau provenant des bassins voisins. En effet, il est logique de considérer qu'avec l'arrivée de la pluie au sol, les échanges avec les nappes profondes se déclenchent, d'où une infiltration souterraine vers l'alimentation des nappes tout au long de l'oued, accentuée aussi par le caractère karstique de notre bassin.

Les valeurs obtenues du bilan hydrologique confirment bien l'impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau. La comparaison entre les différentes périodes étudiées a montré que c'est à partir de 1977 que la diminution de la ressource en eau a été ressentie. La diminution des précipitations a conduit à la diminution de tous les paramètres du bilan hydrologique.

A partir de ces résultats, nous pouvons conclure que les modèles utilisées sont robustes et capable de reproduire les écoulements au niveau du bassin versant d'Oued Lakhdar.

Les résultats de la simulation des débits à l'échéance 2050, montrent que l'écoulement moyen dans le bassin tend vers une baisse importante avec le temps.

### **Perspectives**

A partir des résultats obtenus suite à cette étude et pour une meilleure gestion de la ressource en eau il serait nécessaire de :

- Elargir la base de données couvrant plus la partie Ouest du pays pour une meilleure analyse et gestion des extrêmes hydrologiques,
- Régionalisation des résultats trouvés,
- Le suivi continu de l'évolution de la sécheresse par application de nouveaux indices qui permettent de la mettre en évidence,
- Application d'autres modèles pluie-débit distribués qui seront sans doute plus performants afin qu'ils puissent mieux simuler les écoulements au niveau du bassin versant.

Les résultats obtenus de cette étude méthodologique peuvent être schématisés selon l'organigramme suivant (Fig. 2) :

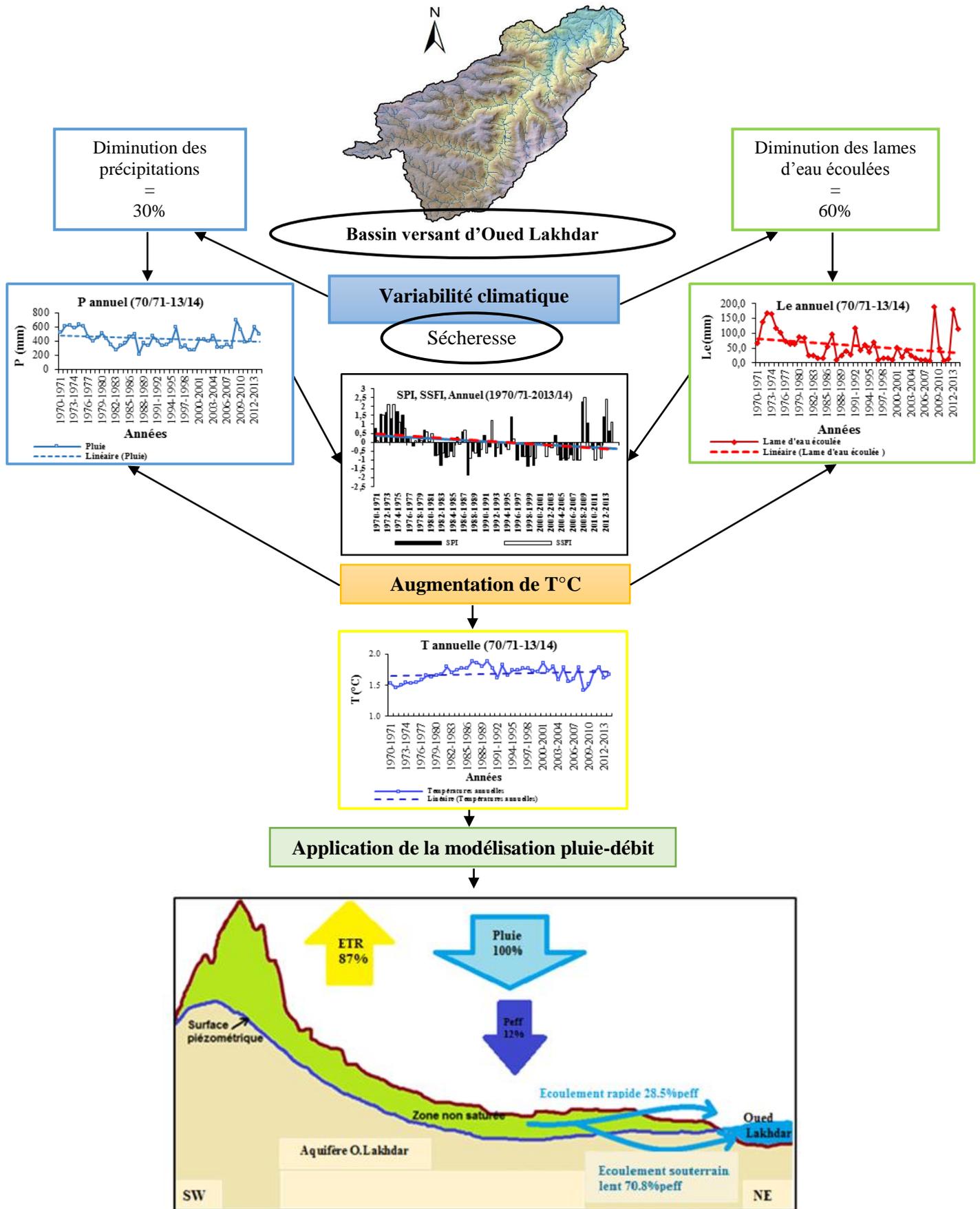


Figure 2 : Synthèse des résultats obtenus.

# *Références bibliographiques*

---

- ABADIE B.** 2006. Simulation des crues du Rhin par des modèles hydrologiques mettant en œuvre différentes stratégies d'agrégation. Master 2ème année, *Sciences de la Terre spécialité Hydrologie, Hydrogéologie et Sols*. Université Paris Sud, Orsay, France, 124 p.
- ABAKUMOVA G.M., FEIGELSON E.M., BUSSAK V., STADNIK V.** 1996. Evaluation of long term changes in radiation, cloudiness and surface temperature on the territory of the former Soviet Union, *Journal of Climate*, 9, pp. 1319 - 1327.
- ABDERRAHMANI B., HAOUARI M., DOBBI A., HADJEL M., HASSINI N.** 2009. Analyse et modélisation des extrêmes de température au niveau de quelques stations types du Nord-ouest algérien *Geographia Technica. Numéro spécial*, pp. 5-10.
- ADAMOWSKI J.K.A., BOUGADIS J.** 2010. Influence of trend on short duration design storms. *Water Resources Management* 24, no. 3, pp. 401-13.
- AGOSTA C.** 2007. Naturalisation des débits et modélisation hydrologique sur des sous-bassins versant de la Garonne à Lamagistère. *Master 2*, Université Pierre et Marie, 51 p.
- AGOUMI A., SENOUSI S., YACOUBI M., FAKHREDINE A., SAYOUTI E.H., MOKSSIT A., CHIKRI N.** 1999. Changements climatiques et ressources en eau. *Hydrogéologie Appliquée*, vol. 12, n° 11, pp. 163-182.
- AHBARI A.** 2013. Le bassin versant Rhéraya : Modélisation pluie-débit et prédiction du comportement hydrologique. *Mémoire de fin d'études*, Université de Marrakach, Maroc. P 101.
- ALEXANDER L., ZHANG X., PETERSON T., CAESAR J., GLEASON B., KLEIN TANK A., HAYLOCK M., COLLINS D., TREWIN B., RAHIMZADEH F., TAGIPOUR A., AMBENJE P., RUPA KUMAR K., REVADEKAR J., GRIF\_THS G., VINCENT L., STEPHENSON D., BURN J., AGUILAR E., BRUNET M., TAYLOR M., NEW M., ZHAI P., RUSTICUCCI M. VAZQUEZ- AGUIRRE J.** 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 111: D05109. doi: 10.1029/2005JD006290.
- AMARA M.** 2014. Contribution à l'étude des groupements à *Pistacia atlantica* subsp. *atlantica* dans le Nord-Ouest algérien. *Thèse de doctorat*. Université de Tlemcen. 264 p.
- AMBROISE B.** 1991. Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré, processus et modèles. Séminaire du Conseil Scientifique du département « *Science du sol* » de l'Institut National de Recherches Agronomiques de Dijon, p.
- AMBROISE B.** 1998. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant. *Processus, Facteur, Modèles*. H.G.A. (Ed.), Bucarest, 200 p.
- AMOUSSOU E., OYEDE L. M., ET BOKO M.,** 2006. Variabilité pluvio-hydrologique et production agricole dans le bassin du Couffo au Bénin (Afrique de L'Ouest). XIXe colloquede l'association Internationale de climatologie, les risques liés au temps et au climat, Eparnay, 6-9 September, France, pp. 67-72.
- ANDREASSIAN V.** 2002. Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants. *Thèse de Doctorat*, Université de Pierre et Marie Curie Paris VI, Cemagref (Antony), 276 p.

- ANDREASSIAN V., CHARLES P., CLAUDE M.** 2007. Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR)-Cemagref, *UR Hydrosystèmes et Bioprocédés*, 16 p.
- ANDREASSIAN V., HALL A., CHAHINIAN N., SCHAAKE J.** 2006. Introduction and Synthesis: Why should hydrologists work on a large number of basin data sets? In: V. Andréassian, A. Hall, N. Chahinian and J. Schaake (Editors), large sample basin experiments for hydrological model parameterization: Results of the Model Parameter Experiment - *MOPEX*. *IAHS Publication n° 307*, pp. 1-5.
- ANDREASSIAN V., PARENT E., MICHEL C.,** 2003. A distribution-free test to detect gradual changes in watershed behavior. *Water Resources Research* 39(9), 1252, doi: 10.1029/2003WR002081.
- AUCLAIR D., BIEHLER J.** 1967. Etudes géologiques des Hautes Plaines Oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Public Service Géologique d'Algérie*. Ann. Série n° 34, pp. 3 - 45., 8 fig.
- BAAHMED D.** 2015. Bilan hydrique et évaluation des ressources en eau superficielle du bassin de la Macta. *Thèse de doctorat*, Université d'Oran, 195 p.
- BAKHOUDI A.** 2012. Modélisation hydrologique pluie-niveaux piézométrique du Bassin versant d'Oued Chiba (Cap Bon Nord Est de la Tunisie). *Projet de Fin d'Etudes du cycle d'ingénieur*, 118 p.
- BAKRITI A.** 2014. Modélisation hydrologique du bassin de la Tafna. *Thèse de doctorat*, Université d'Oran, 178 p.
- BARNES** 1939. The structure of discharge recession curves. *Transactions American Geophysical Union* 20 (4), pp. 721-725.
- BAUWENS A., SOHIER C., DEGRÉ, A.** 2013. Impacts du changement climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau du bassin de la Meuse. *Biotechnologie Agronomie Société et Environnement* 17(1), pp. 76-86.
- BECK M.B.** 1987. Water quality modelling: a review of the analysis of uncertainty, *Water Resources Research*, Vol. 23(8), pp. 1393- 1442.
- BEKKOUSSA B., MEDDI M. ET JOURDE H.** 2008. Forçage climatique et anthropique sur la ressource en eau souterraine d'une région semi-aride : le cas de la plaine de Ghriss (Nord-Ouest algérien). *Sécheresse*, vol. 19, n° 3, pp. 173-184.
- BELARBI, H., TOUAIBIA, B., BOUMECHRA, N., AMIAR, S., BAGHLI, N.** 2016. Sécheresse et modification de la relation pluie - débit : cas du bassin versant de l'Oued Sebdo (Algérie occidentale). *Hydrological Sciences Journal*, 19, pp. 1-13. doi: 10.1080/02626667.2015.1112394g/10.1080/02626667.2015.1112394.
- BELLO N.J.** 1998. Evidence of climate change based on rainfall records in Nigeria. *Weather*, 52 (12), pp. 412-418.
- BEMMOUSSAT A.** 2011. Impact de l'activité agricole sur la qualité des eaux souterraines à travers le bassin de la Tafna. *Mémoire de Magister*, Université de Tlemcen, 156 p.
- BENADDA L.** 2000. Etude d'un projet de mise en valeur pour l'irrigation du périmètre d'El-Fhoul à partir d'Oued Sikkak. *Mémoire d'Ingéniorat*, Université de Tlemcen (Algérie), 196p.

- BENEST M.** 1985. Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord - Est Marocain au cours du Jurassique supérieur et au Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôts et dynamique sédimentaire. *Document Laboratoire Géologique*, Université de Lyon1. Fasc. I et II, 367 p.
- BENEST M., BENSALH M.** 1999. La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine tlemcenien (avant pays d'Algérie occidentale) : Stratigraphie, paléo-environnement.
- BENKHALED A.** 2011. Détection des tendances de précipitations dans le bassin de Chott Melghir au Sud-est de l'Algérie. 1er Séminaire International sur la Ressource en eau au Sahara : Evaluation, Economie et Protection, le 19 et 20 janvier 2011(Ouargla), pp. 287-293.
- BENSLIMANE M., HAMIMED A., EL ZEREY W., KHALDI A., MEDERBAL K.** 2008. Analyse et suivi du phénomène de la désertification en Algérie du Nord. *Vertigo*, 8(3), pp. 1-9.
- BENZARTI Z., HABAIEB H.** 2001. Etude de la persistance de la sécheresse en Tunisie par utilisation des chaînes de Markov (1909- 1996). *Sciences et changements planétaires, Sécheresse*. Vol 12 (4), pp. 215-20, Notes méthodologiques.
- BERRI G.S., GHETTO M.A., GARCIA N.O.** 2002. The influence of ENSO in the flows of the Upper Paraná River of South America over the past 100 years. *Journal of Hydrometeorology* 3, pp. 57–65.
- BERGAOUI M.** 2001. Caractérisation de la sécheresse météorologique : cas du bassin versant de Siliana en Tunisie. *Revue Sécheresse*. Vol. 12 n°4. pp. 205-213.
- BERGAOUI Z.** 1983. Contribution à l'étude statistique de la pluie dans la région de Tunis. *Thèse présentée à l'institut nationale polytechnique de Toulouse*, 134 p.
- BERGSTRÔM S.** 1976. Development and Application of a conceptual Runoff Model Scandinavian Catchment. Swedish Meteorological and Hydrological Institute. RHO Report n° 7. *Nordic Hydrology*.4.
- BERGSTRÖM S., HARLIN J., LINDSTRÖM G.** 1992. Spillway design floods in Sweden. I: New guidelines. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 37, n° 5, pp. 505-519.
- BESSIERE H.** 2008. Assimilation de données vibrationnelle pour la modélisation hydrologique distribuée des crues à cinétique rapide. *Thèse de doctorat*, Institut National Polytechnique de Toulouse, 207 p.
- BEVEN K.J.** 1989. Changing ideas in hydrology, the case of physically-based models. *Journal of hydrology*, n° 105, pp. 157-172.
- BEVEN K.J.** 1992. The future of distributed modelling. *Hydrology Processes*, n° 6, pp. 253-254.
- BISCHOFF S.A., GARCIA N.O., VARGAS W.M., JONES P.D., CONWAY D.** 2000. Climatic variability and Uruguay River flows. *Water International* 25(3), pp. 446-456.
- BLÖCHLIGER H., NEIDHÖFER F.** 1998. Impacts des précipitations extrêmes, Rapport de l'orange consultatif en matière de recherche sur le climat et les changements climatiques, 40 p.
- BODIAN A.** 2014. Caractérisation de la variabilité temporelle récente des précipitations annuelles au Sénégal (Afrique de l'Ouest). *Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement*, vol. VIII, pp. 297-312.

- BOE J.** 2007. Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France. *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier - Toulouse III, France. 278p.
- BOLLE H.J.** 2003. Climate, climate variability and impacts in the Mediterranean area: an overview. Dans: Bolle H.J. (Ed): *Mediterranean Climate – Variability and Trends*. Springer Verlag, pp. 5-86.
- BOTTOMLEY D.C., JOHNSTON L.M.** 1985. Neutralization of acid runoff by groundwater discharge to streams in Canadian Precambrian Shield watersheds. *Journal of Hydrology*, 75, pp. 1-26.
- BOUANANI A.** 2004. Hydrologie, Transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérien). *Thèse de Doctorat d'état*, Université de Tlemcen, 250 p., 81 Fig.
- BOUANANI A., BABA-HAMED K., BOUANANI R.** 2010. Utilisation d'un modèle global pour la modélisation pluie-débit : Cas du bassin de l'Oued Sikkak (Tafna – NW algérien). *1<sup>er</sup> Congrès sur la géologie du Maghreb*, pp. 83-87., 4 fig.
- BOUANANI R.** 2010. Modélisation de la fonction pluie - débit. Application au bassin versant de la Tafna (NW Algérien). *Mémoire de Magister*, Université de Tlemcen, 110 p., 72 fig.
- BOUDAHRAA H.** 2007. Modélisation pluie - débit à base géomorphologique en milieu semi-aride rural Tunisien : Association d'approches directe et inverse. *Thèse de Doctorat*, Université 7 novembre Carthage (Tunisie), 227 p., 129 fig.
- BOUGUERNE A.** 2017. Relation pluie-débit et concentration des polluants dans les Oueds Boussalem et Rhumel. Est Algérien. *Thèse de Doctorat*, Université Batna 2, 264 p.
- BOUREK R.** 2010. Modélisation pluie – débit. Application au bassin versant de la Mactaa (NW Algérien). *Mémoire de Magister*, Université de Tlemcen, 118 p., 57 fig.
- BOUVIER A.** 1994. Management et projet des établissements scolaires. Paris : Hachette, 272 p.
- BOVOLO C., BLENKINSOP S., MAJONE B., ZAMBRANO B.M., FOWLER H., BELLIN A., BURTON A., BARCEO D., GRATHWOHL P., BARTH J.** 2010. Climate change. Water resources and pollution in the Ebro basin. Towards an integrated approach, in: *The Ebro River Basin*. Edited by Barcelö, D. and Petrovic, M., Springer-Verlag.
- BROHAN P., KENNEDY J., HARRIS I., TETT S.F.B., JONES P.D.** 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *Journal Geophysical Research*, 111, D12106. doi: 10.1029/2005JD006548.
- BI TIE ALBERT G., ISSIAKA S., BROU K., VAMORYBA F., GNAMIEN BEATRICE K.** 2006. Impact de la variabilité climatique sur les ressources hydriques des bassins de N'Zo et N'Zi en Côte d'Ivoire (Afrique tropicale humide). *Revue électronique en sciences de l'environnement*. Volume 7, n°1 | avril 2006, 16 p.
- CANTAT O.** 1995. Variabilité et variation climatiques en Normandie. L'évolution récente des températures à Caen-Carpique. *Sécheresse*, vol. 6, n° 3, pp. 273-279.
- CAMILLONI I., BARROS V.** 2003. Extreme discharge events in the Paraná River and their climate forcing. *Journal of Hydrology* 278, pp. 94-106.

- CAMILLONI I., BARROS V.** 2000. The Paraná River response to El Niño 1982-83 and 1997-98 events. *Journal of Hydrometeorology* 1, pp. 412-430.
- CASTANY G.** 1963. Traité pratique des eaux souterraines. *Dunod*, Paris, 686 p.
- CHACHOUA A.** 2010. Gestion de crue dans un bassin versant. Etude hydrologique, hydraulique et aménagement. *Mémoire de Magister*, Université de Tlemcen, 134 p.
- CHAOUICHE K., NEPPEL L., DIEULIN C., LADOUCHE B., MARTIN E., SALAS D., CABALLERO Y.** 2010. Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French Mediterranean Region in the context of climate change. *Comptes Rendus Geosciens* 342 (3). doi: 10.1016/j.crte.2010.02.001.
- CHATTOPADHYAY N. HULME M.** 1997. Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 87(1), pp. 55 -72.
- CHEBBI I.** 2013. Modélisation Pluie-Débit-Niveaux piézométriques : Application au bassin versant de Lebna. *Mémoire de Master*, 112 p.
- CHERIFI S.** 2006. Application de modèle GR2M sur le bassin de la Soummam et de l'Isser. *Mémoire de Magister*, Ecole National Polytechnique, Alger.
- CHKIR N.** 2010. Mise au point d'un modèle hydrologique conceptuel intégrant l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. Hydrologie. *Ecole Nationale des Ponts et Chaussées*, 1994. Français, 348 p.
- CLARKER. T.** 1994. Statistical modelling in hydrology. *Wiley, Chichester*, 426 p.
- COLLIGNON B.** 1986. Hydrogéologie appliquée des aquifères karstiques des Monts de Tlemcen. *Thèse de Doctorat*, Université d'Avignon, France, 1986, Tome 1 et 2, 282 p., 13 annexes.
- COTTEZ S.** 1967. Applications hydrogéologiques de l'analyse des hydrogrammes des cours d'eau. *Rapport Bureau de Recherche Géologie Minière*, n° : DS.67. A.42.
- DAKHLAOUI H.** 2014. Vers une procédure de calage automatique plus efficiente du modèle HBV. *Thèse de doctorat*, Université de Tunis El Manar, 249 p.
- DAYON G.** 2015. Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies. *Thèse de Doctorat*, Université de Toulouse, France, 223 p.
- DEMARÉE G.** 1990. An indication of climatic change as seen from the rainfall data of a Mauritanian station. *Theoretical and Applied climatology* 42(3), pp. 139-147.
- DE MARSILY G.** 1994. Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. *Revue scientifique de l'eau*, Vol. 7(3), pp. 219-234.
- DEMAK A.** 1982. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. *Thèse Docteur-Ingénieur*, Université Paris, France.
- DESTOUNI G., FERNANDO J., CARMEN P.** 2012. Hydroclimatic shifts driven by human water use for food and energy production. *Nature Climate Change* 3, n° 3, pp. 213-217.
- DJELLOULI F.** 2015. Caractérisation hydrologique du bassin d'Oued Louza à l'aide d'un modèle pluie-débit global. *Larhyss journal*, ISSN 1112-3680, n°23, pp. 275-286.

- DJELLOULI F.** 2017. Persistence de la variabilité climatique et occurrence de la sécheresse : La modélisation « Pluie-Débit » outil d'identification. Application à un bassin versant d'oued El Hammam (Nord-ouest algérien). *Thèse de Doctorat*, Université de Tlemcen, Algérie, 208 p.
- DJELLOULI Y., DAGET P.** 1993. Conséquences de la sécheresse des deux dernières décennies sur les écosystèmes naturels algériens, Publication Association International Climatologique, 6, pp. 105-14.
- EASTERLING D.R., EVANS J.L., GROISMAN P.Y., KARL T.R., KUNKEL K.E., AMBENJE P.** 2000. Observed variability and trends in extreme climate events. *Bulletin of American Meteorological Society*, 81, pp. 417-25.
- EDIJATNO.** 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. *Thèse de Doctorat*, Université de Louis Pasteur/ENGEES, Strasbourg, 242 p.
- EDIJATNO, NASCIMENT N.O., YANG X., MAKHLOUF Z., MICHEL C.** 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, n° 44 (2), pp. 263-277.
- EDWARDS D.C., MC KEE T.B.** 1997. Characteristics of 20 the Century Drought in the United States at Multiple Time Scales". *Climatology*, Report n ° 97-2 Colorado State University.
- EL MAHI A.** 2002. Déficit pluviométrique des dernières décennies en Algérie du Nord et son impact sur les ressources en eau. *Mémoire de Magister*, Centre Universitaire de Mascara, 120 p.
- EL MAHI A., MEDDI M., BAVARD J.P.** 2012. Analysis of sediment transport in the wadi El Hamam basin, Northern Algérie. *Hydrological Sciences Journal* 57, n° 8. doi: 10.1080/0262667.2012.717700, pp. 1642-61.
- ESTUPINA BORRELL V.** 2004. Vers une modélisation adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair. Application à de petits bassins versants du sud de la France. *Thèse de Doctorat*, Institut National Polytechnique de Toulouse, 254 p., 167 fig.
- FARAH A.K.** 2014. Changement climatique ou variabilité climatique dans l'Est Algérien. Mémoire de magistère. *Université Constatntine1*, 127 p.
- FONTAINE B., JANICOT S., MONERIE P.A.** 2013. Recent changes in air temperature, heat waves occurrences, and atmospheric circulation in Northern Africa. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 118, n° 15. doi :10.1002/jgrd.50667, pp. 652-853.
- FOURMIGUE P., LAVABRE J.** 2005. Prévision de crues avec le modèle conceptuel pluie-débit GR3H. *Revue des Sciences de l'Eau*, n° 18(1), pp. 87-102.
- FREI C SCHÄR C.** 2001. Detection probability of trends in rare events: theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. *International Journal of Climatology*, 14, pp. 1568-1584.
- FROLOVA N., ALEKSEEVSKY A.** 2013. Influence of ice regime on hydroecological safety under climate change: Case study in the North of the European part of Russia. In IAHS-AISH Publication. *International Association of Hydrological Sciences*. Accessed October 24, pp. 40-46. <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsidt=23478465>.

- GAALOUL N.** 1992. Modélisation mathématique du système aquifère multicouche Application : Bassin Nord - Aquitain (Oligocène-Eocène). *Thèse de Doctorat*, Université de Bordeaux I en Sciences et Techniques de l'Eau, 283 p.
- GAALOUL N.** 2002. Peut-on construire un modèle simple et général en gestion des ressources en eau ? *Ressources et développement durable*.
- GAALOUL N., GRIRA M., NAJET S.** 2008. Gestion intégrée des ressources en eaux souterraines : cas de la plaine du Cap Bon. *La Houille Blanche*, Revue Internationale de l'Eau, Publications SHF. n° 5, pp. 60-87.
- GAALOUL N., GRIRA M., NAJET S.** 2008b. Caractérisation et Modélisation d'une nappe en zone aride à semi-aride dans le sud tunisien. *Revue Tunisienne de Géographie* n° 39, 2008.
- GAC.J.Y.** 1980. Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération de l'érosion et de la sédimentation. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, pp. 123-251.
- GARCIA N.O., VARGAS W.M.** 1998. The temporal climatic variability in the Rio de la Plata basin displayed by the river discharges. *Climatic Change* 38, pp. 359-379.
- GAUME E.** 2002. Un parcours dans l'étude des phénomènes extrêmes en hydrologies. *Mémoire H.D.R.*, Ecole National des Ponts et Chaussées, 269 p.
- GAUME E.** 2009. Hydrologie de versants et de bassins versants et modélisation pluie-débit. *Master2 Sciences et Génie de l'environnement*, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 86 p.
- GHENIM A. N.** 2013. Détection de la sécheresse pluviométrique dans le bassin de la Tafna au cours des six dernières décennies. *Communication Sciences et Technology*, n°13, pp. 26-31.
- GHENIM A. N., MEGNOUNIF A.** 2011. Caractérisation de la sécheresse par les indices SPI et SSFI (Nord-Ouest de l'Algérie). *Revue scientifique et Technique*, LJEE n°18, pp. 1-19.
- GHENIM A. N., MEGNOUNIF A.** 2013. Ampleur de la sécheresse dans le bassin d'alimentation du barrage Meffrouche (Nord-Ouest de l'Algérie). *Revue physio-géo*, V 7, pp. 35-49.
- GHENIM A., MEGNOUNIF A., SEDDINI A., TERFOUS A.** 2010. Fluctuations hydropluviométriques du bassin versant de l'Oued Tafna à Béni Bahdel (Nord-Ouest Algérien). *Sécheresse*, 21, pp. 115-20.
- GHERISSI R.** 2012. Hydrologie et modélisation pluie-débit : cas du bassin versant de l'Oued Lakhdar (ex : Chouly) (Tafna, Nord-Ouest Algérien). *Mémoire de magister*, Université de Tlemcen, 143 p.
- GHERISSI R.** 2017. Validation des modèles hydrologiques GR2M et GR4J sur le bassin versant de l'Oued Lakhdar (Tafna-NW Algérien). *Revue Techniques Sciences Méthodes*, n° 5. doi.org/10.1051/tsm/20170587, pp. 87-103.
- GIDDINGS L., SOTO M., RUTHERFORD B.M., MAAROUF A.** 2005. Standardized Precipitation Index Zones for México. *Atmósfera*, vol. 18, n°1, pp. 33-56.
- GIEC.** 2007. Bilan de l'évolution du climat. Troisième rapport d'évaluation. *Rapport de synthèse du GIEC*. Wembley, Royaume-Unis : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 37 p.

- GIEC.** 2007a. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Equipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse, ..., 103 p.
- GIEC.** 2008. Changements climatiques et impacts dans les Alpes. Résultats du WP5 du projet Climat Change Alp. *Rapport Technique* n° 1 de l'ONERC, France.
- GIRARD G. ET VILLENEUVE J.P.** 1981. Le modèle couplé : Simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *ORSTOM*, [http://horizon.documentation.ird.fr/exl.doc/pleins\\_textes/pleins\\_textes\\_4/hydrologie/01825.pdf](http://horizon.documentation.ird.fr/exl.doc/pleins_textes/pleins_textes_4/hydrologie/01825.pdf)
- GOLUBEV V.S., LAWRYMORE J.H., GROISMAN P.Y., SPERANSKAYA N.A., ZHURAVIN S.A., MENN, M.J., PETERSON T.C., MALONE R.W.** 2001. Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR: A reassessment. *Geophysical Research Letter* 28: doi: 10.1029/2000GL012851. Iss n°: 0094-8276.
- GOODESS C., MAND JONES P.D.** 2002. Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology*, 22 (13), pp. 1593-1615.
- GREGORY D., KERSHAW R., INNESS P.M.** 1997. Parameterization of momentum transport by convection. II: Tests in single-column and general circulation models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123, pp. 153-1183.
- GRESSILLON J.M., NEYRET-GIGOT J.M.** 1993. Un modèle de prévision fondé sur la séparation entre écoulement de versants et propagation dans le réseau hydrographique. *Hydrologie Continentale*, Vol 8, pp. 35-50.
- GROISMAN P.Y., KNIGHT R.W., EASTERLING D.R., HEGERL G.C., RAZUVAEV V.N.,** 2005. Trends in intense precipitation in the climate record. *Journal of climate*, 18(9), pp. 1326-1350.
- GRUZA G., RANKOVA E., RAZUVAEV V., BULYGINA O.** 1999. Indicators of climate change for the Russian Federation. *Climatic Change* 42, pp. 219-242.
- GUPTA H., KLING H., YILMAZ K., MARTINEZ G.** 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrologic modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2), pp. 80-91.
- HABAIEB H.** 1992. Comparaison numérique des modèles de prévision des crues : Application à des bassins versants Belge, Français et Tunisiens. *Thèse de doctorat*, Faculté des Sciences Agronomiques de GRAND, 273 p.
- HAIDA S., AIT FORA A., PROBST J.L., SNOUSSI M.** 1999. Hydrologie et fluctuations hydroclimatiques dans le bassin versant du SEBAOU entre 1940 et 1994. *Sécheresse*, vol. 10, n° 3, pp. 221-226.
- HALLOUZ F., MEDDI M., MAHÉ G.** 2013. Modification du régime hydroclimatique dans le bassin de l'Oued Mina (nord-ouest d'Algérie). *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*. 26, n°1, pp. 33-38.
- HAOUCHINE A. HAOUCHINE F.Z., LABADI A.** 2015. Changements anthropiques : impacts sur les aquifères côtiers en Algérie. *Larhyss Journal*, 24, pp. 227-241.

- HARLIN J. KUNG C.S.** 1992. Parameter uncertainty and simulation of design floods in Sweden, *Journal of Hydrology*, Vol. 137, pp. 209-230.
- HASSINI N. ABDERRAHMANI B. DOBBI A.** 2008. Tendances des précipitations et de la sécheresse sur le littoral Algérien : Impact Sur Les Réserves Hydriques.
- HAYES M.** 1996. Drought Indices. *National Drought Mitigation Center*. Consulté en ligne :<http://enso.unl.edu/ndmc>.
- HENIA L., BENZARTI Z.,** 2006. Changements climatiques et ressources en eau de la Tunisie. XIXe colloque de l'association Internationale de climatologie, les risques liés au temps et au climat, Eparnay, 6-9 septembre, France, pp. 15-20.
- HEWITSON B., HOSKINS B.J., JOOS F., JOUZEL J., KATTSOV V., LOHMANN U., MATSUNO T., MOLINA M., NICHOLLS N., OVERPECK J., RAGA G., RAMASWAMY V., REN J., RUSTICUCCI M., SOMERVILLE R., STOCKER T.F., WHETTON P., WOOD R.A., WRATT D.** 2007. Résumé technique. In : Bilan 2007 des changements climatiques 2007 : Les bases scientifiques. Contribution du groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur les changements climatiques [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom, New York, NY, USA.
- HIRCHE A., BOUGHANI A., SALAMANI M.** 2007. Evolution de la pluviosité dans quelques stations arides algériennes. *Sécheresse*, Vol. 18 (4), pp. 314-320.
- HOBBS M.T., RAMIREZ BROWN T.C.** 2004. Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the conterminous US: Paradoxical or complementary? *Geophysical Research Letter*, 31(13), L13503. doi: 10.1029/2004GL019846.
- HOFF C., RAMBAL S.** 1999. Les écosystèmes forestiers méditerranéens face aux changements climatiques, *CEFE / CNRS*, Montpellier, 18 p.
- HORNBERGER G.M., COSBY B.J., GALLOWAY J.N.** 1986. Modelling the effect of acid deposition: Uncertainty and spatial variability in estimation of long-term sulphate dynamics in a region, *Water Resources Research*, Vol. 22(8), pp. 1293- 1302.
- HOUNDENOU C., HERNANDEZ K.** 1998. Modification de la saison pluvieuse dans l'Atakora (1961-1990). Un exemple de sécheresse au nord-ouest du Bénin (Afrique occidentale). *Sécheresse*, 9 (1), pp. 23-34.
- HUBERT P., CARBONNEL J.P., CHAUCHE A.** 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques-application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *Journal of Hydrology* 110, n° 3, pp. 349-367.
- HUBERT P., CHARBONEL J.P., TESSIER Y.** 1993. Multifractals and extreme rainfall events. *Geophysical Research Letters* 20(10), pp. 931-934.
- HULUME M., RUTH D., TODD N., NEW M., LISTER D.** 2001. African Climate Change: 1900-2100. *Climate Research* 17, n° 2, pp. 145-168.
- IWASHIMA T, YAMAMOTO R.** 1993. A statistical analysis of the extreme events: long-term trend of heavy daily precipitation. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 71, pp. 637-640.
- JURY M.R.** 2003. The coherent variability of African river flows: composite climate structure and the Atlantic circulation' *Water SA* 29, pp. 1-10.

- KABOUYA M.** 1990. Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. *Thèse de Doctorat, Université Paris Sud Orsay*, 347 p.
- KABOUYA M., MICHEL C.** 1991. Estimation des ressources en eau superficielle aux pas de temps mensuel et annuel, application à un pays semi-aride. *Revue des Sciences de l'Eau*, n° 4(4), pp. 569-587.
- KADI D.** 1995. Contribution à l'étude de la sécheresse sur le littoral algérien par le biais de traitement des données pluviométriques et la simulation. *Thèse de Magister, Ecole nationale polytechnique d'Alger*.
- KADIK B.** 1986. Contribution à l'étude du Pin d'Alep (*Pinushalepensis* MILL.) en Algérie : Écologie, dendrométrie, morphologie, Office des Publications Universitaires, Alger, 580 p.
- KAISER D.P, QIAN Y.** 2002. Decreasing trends in sunshine duration over China for 1954 – 1998: Indication of increased haze pollution, *Geophysical Research Letter*, 29(21), 2042. doi: 10.1029/2002GL016057.
- KAROLY D.J., BRAGANZA K. STOTT P.A., ARBLASTER J.M., MEEHL G.A., BROCCOLI A.J., DIXON K.W.** 2003. Detection of a human influence on North American climate.
- KARL T.R., KNIGHT R.W.** 1998. Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States, *Bulletin of American Meteorological Society*, 79, pp. 231-241.
- KARSILI C.** 2013. Calculation of past and present water availability in the Mediterranean region and future estimates according to the Thomthwaite water-balance model. *Master degree thesis*, in Physical Geography and Ecosystem Analysis Department of Physical Geography and Ecosystems Science, Lund University, Sweden.
- KATTAN Z., PROBST J.L.** 1987. Transport en solution et en suspension par la Moselle en période de crues. Dans : Actes Journées d'Hydrologie « Crues et Inondations », Strasbourg, France, pp. 16-18.
- KATTAN Z., PROBST J.L.** 1987. Suspended sediment and mechanical erosion in the Senegal-estimation of the surface runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *Journal of Hydrology*, Elsevier Science Publishers B.V.92. pp. 59-76.
- KETROUCI K., MEDDI M., MATARI A., EL MAHI A.** 2004. La sècheresse dans le Nord-Ouest algérien sur les deux dernières décennies. Actes du colloque "Terre et Eau" (Annaba, 2004), pp. 440-443.
- KETTAB A.** 2001. Les ressources en eau en Algérie, stratégies, enjeux et vision. *Revue Desalination Copyright*, Elsevier Science B.V. All rights reserved; Volume 136, Issues 1-3, pp. 25-33.
- KETTAB A., AIT MOUHOUB D.** 2002. "L'eau Objet de Toutes les Convoitises." *Colloque International sur l'Eau*, Chelef, 05-06 février, Algérie.
- KETTAB A., AIT MOUHOUB D., OUARDA T., BOBBEE B.** 2002. Contribution à l'étude du phénomène de la sécheresse sur les régions littorales de l'Algérie. Laboratoire de recherche en Sciences de l'eau – LRS – EAU/ENP Ecole Nationale Polytechnique (E.N.P) – Alger ; *Colloque international sur l'eau*, Chelef, 05/06/février, Algérie.

- KHOMSI K.** 2014. Variabilité hydroclimatique dans les bassins versants du Bouregreg et du Tensidit au Maroc : Moyennes, extrêmes et projections climatiques. *Thèse de Doctorat*, Université Mohammed V. 218 p.
- KHOUALDIA W., DJEBBAR Y., HAMMAR Y.** 2014. Caractérisation de la variabilité climatique : cas du bassin versant de La Medjerda (Nord-Est algérien). *Revue Sciences Technologies*, Synthèse 29, pp. 6-23.
- KINGUMBI A.,** 2006. Modélisation hydrologique d'un bassin affecté par des changements d'occupation. Cas du Merguellil en Tunisie centrale. *Thèse de Doctorat*, Université El Manar, 300 p.
- KOUTSOYIANNIS D., KUNDZEWICZ Z.W.** 2007. Editorial quantifying the impact of hydrological studies. *Hydrological Sciences Journal* 52(1), pp. 3-17.
- KREPPER C.M., GARCIA, N.O, JONES P.D.** 2003. Interannual variability in the Uruguay River basin. *International Journal of Climatology* 23, pp. 103-115.
- KUNKEL K.E., ANDSAGER K., EASTERLING D.R.** 1999. Long-term trends in extreme precipitation events over the conterminous United States and Canada. *Journal of Climate* 12, pp. 2515-2527.
- KHALDI A.** 2005. Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien « Monts de Tlemcen – Saida. *Thèse de Doctorat d'État*, Université d'Oran, Algérie. 229 p.
- KHOUALDIA W.** 2014. Caractérisation de la variabilité climatique : cas du bassin versant de la Medjerda (Nord-Est algérien). *Revue Science. Technologique*, Synthèse 29: pp. 6-23.
- KHAN S., GABRIEL H. F., RANA T.** 2008. Standard precipitation index to track drought and assess impact of rainfall on water tables in irrigation areas. *Irrigation Drainage System* 22, pp. 159-177.
- KREPPER C.M., GARCIA N.O., JONES P.D.** 2003. Interannual variability in the Uruguay River basin. *International Journal of Climatology* 23, pp. 103-115.
- KUCZERA G., WILLIAMS B.J.** 1992. Effect of rainfall errors on accuracy of design flood estimates, *Water Resources Research*, Vol. 28(4), pp. 1145-1153.
- LAALA A., ALATOU D.** 2016. Variabilité temporelle des températures annuelles et saisonnières sans l'Est algérien. *European Scientific Journal May 2016 edition*.12, No.14 ISSN: 1857 – 7881 (Print) e – ISSN, pp. 1857-7431.
- LABORDE J.P.** 1995. Les différentes étapes d'une cartographie automatique : exemple de la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord. *Publications de l'association internationale de climatologie*, volume 8, pp. 37-46.
- LABORDE J.P.** 1993. Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500000. *Agence Nationale Des Ressources Hydrauliques, projet PNUD/ALG/88/021*, Une carte avec notice explicative, 44 p.
- LE BARBE L., LEBEL T.** 1997. Rainfall climatology of the Hapex-Sahel region during the years 1950–1990. *Journal of Hydrology*, 188, pp. 43–73.
- LEE A.F.S., HEGHINIAN S.M.** 1977. A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables. A Bayesian approach. *Technometrics*, vol. 19, n° 4, pp. 503-506. doi: [10.2307/1267892](https://doi.org/10.2307/1267892).

- LE LAY M., GALLE S.** 2005. How changing rainfall regimes may affect the water balance: A modelling approach in West Africa. *Regional Hydrological Impacts of Climate Change-Hydroclimatic Variability AISH 296*, pp. 203-210.
- LESPINAS F.** 2008. Impacts du changement climatique sur l'hydrologie des fleuves côtiers en région Languedoc-Roussillon (Doctoral dissertation, Perpignan).
- L'HOTE Y., MAHE G., SOME B., TRIBOULET J.P.** 2002. Analysis of a sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Journal Science of Hydrology*, 47, pp. 563-572.
- LIEBMANN B.C., VERA L., CARVALHO L., CAMILLONI I., HOERLING M., ALLURED D., BARROS V., BAEZ J., BIDEGAIN M.** 2004. An observed trend in Central South American precipitation. *Journal of Climatology* 17, pp. 4357-4367.
- LIEPERT B.G.** 2002. Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. *Geophysical Research Letters* 29. doi: 10.1029/2002GL014910. Iss n°: 0094-8276.
- LIEPERT B., FEICHTER J., LOHMANN U., ROECKNER E.** 2004. Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world? *Geophysical Research Letter*, 31, L06207. doi: 10.1029/2003GL019060.
- LINDSTRÖM G., JOHANSON B., GARDELIN M.P.M., BERGSTRÖM S.** 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of hydrology* 201, pp. 272-288.
- LOEHLE C., SCAFETTA N.** 2011. Climate Change Attribution Using Empirical Decomposition of Climatic Data. *The Open Atmospheric Science Journal* 5, 74-86. doi: 10.2174/1874282301105010074.
- LUBES H., MASSON J.M., SERVAT E., PATUREL J.E., BOYER J.F.** 1994. Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par application de tests statistiques. Etude bibliographique. *Programme ICCARE, rapport 3. OSTROM*, Montpellier, France.
- LUBES-NIEL H., MASSON J.M., PATUREL J.E., SERVAT E.** 1998. Variabilité climatique et statistiques. Etude par simulation de la puissance et de robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Revue des sciences de l'eau*, 3, pp. 383-408.
- MAHTAB S.S., MARYAM D.M., MOHAMED D.M.** 2013. Study of drought with SPI index (case study: Ghareh Chai and Karkheh basins). *International Research Journal of Applied and Basic Sciences*, 2013, 4, (9), pp. 2638-2644.
- MALJEAN-DUBOIS S., WEMAËRE M.** 2010. La diplomatie climatique - Les enjeux d'un régime international du climat. Ouvrage, Editions A. PEDONE – PARIS – Ean: 978 2 233 00603 5, 13 p.
- MANN H.B.** 1945. Non-parametric test against trend. *Econometrica*, 13(3), pp. 245-259.
- MATARI A., DOUGUDROIT A.** 1995. Chronologie des précipitations et des sécheresses dans l'ouest algérien. 9e conférence Afro asiatique sur l'irrigation et le drainage. Alger.
- MATARI A., KERROUCHE M., BOUSID H., DOUGUEDROIT A.** 1999. Sécheresse dans l'Ouest algérien. Publications de l'association internationale de climatologie, volume 12.

- MATE** 2010. Seconde communication nationale de l'Algérie sur les changements climatiques à la CCNUCC, *projet GEF/PNUD* 00039149.
- MATHEVET T.** 2005. Quels modèles pluie-débit globaux pour le pas de temps horaire ? Développement empirique et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants. *Thèse de Doctorat, ENGREF (Paris), Cemagref (Antony), France*, 463 p.
- MAISON P.** 2000. Un modèle hydrologique de suivi de la pollution diffuse en bassin versant. Approche mécaniste simplifiée de la zone non saturée. *Thèse de Doctorat, L'institut National Polytechnique de Toulouse en Science de la terre et environnement*, 303 p., 161 fig.
- MAKHLOUF Z.** 1994. Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. *Thèse de Doctorat, Université de Paris XI Orsay*, 426 p.
- MAKHLOUF Z., MICHEL C.**1994. A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology*, n° 162, pp. 299-318.
- MARIOND.** 2009. Caractérisation hydrologique du bassin versant de Chalpi Grande. Versant oriental de la cordillère des Andes en équateur. *Stage de césure, ENSAR* 157, 67 p.
- MCKEE T.B., DOESKEN N.J., KLEIST J.** 1993. The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scale. *8th Conference on Applied Climatology*, pp. 179-184.
- MEBARKI A.** 2010. Surface flows and hydrologic balance mapping: The case of the Eastern Algerian basins. *Science et changements planétaires / Sécheresse*, Vol 21, I 4. pp. 3-10.
- MEDDI H.** 2001. Quantification des précipitations : application au Nord-Ouest algérien- méthodologie Pluvia. *Mémoire de magister, Centre Universitaire de Mascara*, 140 p.
- MEDDI H., MEDDI M.** 2009. Etude de la persistance de la sécheresse au niveau de sept plaines algériennes par utilisation des chaînes de Markov (1930-2003). *Courrier du Savoir – N°09, Mars 2009*, pp. 39-48.
- MEDDI H., MEDDI M.** 2009. Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Sécheresse*, Vol 20, pp. 57-67.
- MEDDI H., MEDDI M., MAHR N., HUBERT J.** 2007. Quantification des précipitations : Application au Nord-Ouest de l'Algérie- la méthode Pluvia. *Revue Géographie Technica*, no. 1, pp. 45-62.
- MEDDI M., HUBERT P.** 2003. Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. *Hydrology of the Mediterranean and semiarid Regions*. IAHS publication n° 278.
- MEDDI M., TALIA A., MARTIN C.** 2009. Evolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (nord-ouest de l'Algérie). *Géographie Physique et Environnement (Physio-Géo)* 3, pp. 61-84.
- MEDEJERAB A.** 2009. Les inondations catastrophiques du mois d'octobre 2008 à Ghardaïa- Algérie *Geographia Technica*. Numéro spécial, pp. 311-316.
- MEDEJERAB A., HENIA L.** 2011. Variations spatio-temporelles de la sécheresse climatiques en Algérie nord occidentales. *Courrier du Savoir– n°11, Mars 2011*, pp.71-79.

- MELCHING C. S., YEN B. C., WENZEL J.R.H.G.** 1990. A reliability estimation in modelling watershed runoff with uncertainties, *Water Resources Research*, Vol. 26(10), pp. 2275-2286.
- MERRIEN-SOUKATCHOFF V.** 2009. Hydrologie et hydrogéologie. Ecole des mines de Nancy, 107 p., 72 fig.
- MOBERG A., JONES P.D.** 2005. Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in central and Western Europe, 1901-99, *International Journal of Climatology*, 25, pp. 1149-1171.
- MODARRES R.** 2007. Stream flow drought time series forecasting. *Stoch Environ Res Risk Assess* 21, pp. 223-233.
- MORON V.** 1994. Guinean and Sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly scales (1933-1990). *International Journal of Climatology*, 14(3), pp. 325-341.
- MORIN G.** 1991. Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride. Le modèle hydrologique CEQUEAU : exemples d'application. INRS-eau, Université du Québec, Canada, pp. 23-39.
- 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, Cemagref (Antony), France*, 323 p., 134 fig.
- MOUELHI S., MICHEL C., PERRIN C., ANDREASSIAN V.** 2006a. Linking stream flow to rainfall at the annual time step: the Manabe bucket model revisited. *Journal of Hydrology* n°328, pp. 283-296.
- MOUELHI S., MICHEL C., PERRIN, C. ET ANDRÉASSIAN V.** 2006b - Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology* n° 318(1-4), pp. 200-214.
- MOUZOUNA C., OULD SAADI Z.** 1994. Contribution à l'aménagement hydraulique de la vallée de oued Lakhdar (ex : Oued Chouly). *Mémoire d'Ingénierat d'état*, Université de Tlemcen, 164 p., 49 fig.
- MUSY A.** 2001. Hydrologie générale. *Edit : Ecole polytechnique fédérale de Lausanne*, 330 p.
- NASCIMENTO N.O.** 1995. Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. *Thèse de Doctorat, CERGRENE/ENPC, Paris*, 550 p.
- NASH J.E., SUTCLIFFE J.V.** 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I. A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, n° 10, pp. 282-290.
- NKA NNOMO B.** 2016. Contribution à l'Actualisation des Normes Hydrologiques en relation avec les Changements Climatiques et Environnementaux en Afrique de l'Ouest. *Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI*. P. 241.
- NARESH KUMAR M., MURTHY C. S., SESA SAIB M.V.R., ROYB P.S.** 2009. On the use of Standardized Precipitation Index (SPI) for drought intensity assessment. *Meteorological Applications* 16, pp. 381-389.
- NEZZAL F., IFTINI BELAID Z.** 2013. Variabilité climatiques et impacts anthropiques sur la nappe alluviale de la Mitidja orientale (Baie d'Alger). *Revue scientifique et technique LJEE* n° 21 et 22. Spécial colloque CIREDD'2013, pp. 56-64.

- NICHOLSON S.E.** 1983. Sub-Saharan rainfall in the years 1976-1980: evidence of continued drought. *Monthly Weather Review*, 111, pp. 1646-1654.
- NICHOLSON S.E.** 1993. An overview of African rainfall fluctuations of the last decade. *Journal of Climate*, 6, pp. 146-36.
- NOUACEUR Z.**, 2011. Vers un retour des pluies sur la rive sud du bassin méditerranéen occidental : analyse et évaluation de la tendance pluviométrique sur plus d'un demi – siècle en Algérie. The Annals of Valahia University of Târgoviște, *Geographical Series*, Tome 11 / 2011.
- NOUACEUR Z., LAIGNEL B., TURKI I.** 2013. Changements climatiques au Maghreb : vers des conditions plus humides et plus chaudes sur le littoral algérien ? *Géographie Physique et Environnement*, Vol. 7, pp. 307-323.
- OBASSI G.O.** 1994. wmo's role in the international decade for natural disaster reduction. *Bulletin of Americam Meteorological Society*, 75-9, pp. 655-1661.
- OERLEMANS J., ANDERSON B., HUBBARD A., HUYBRECHTS P., JÓHANNESSEN T., KNAP W.H., SCHMEITS M., STROEVEN A.P., VAN DE WAL R.S.W., WALLINGA J., ZUO Z.** 1998. Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dynamics*, Volume 14, Issu 4, pp. 267-274.
- OMM.**, 2013. 2001-2010 : une décennie d'extrême climatique. *Organisation Météorologique Mondiale*, communiqué de presse n° 976, URL : [http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press\\_releases/pr\\_976\\_fr.html](http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press_releases/pr_976_fr.html).
- OPOKU-ANKOMAH Y., AMISIGO B.A.** 1998. Rainfall and runoff variability in the southwestern river system of Ghana. Proceedings of the Abidjan'98 conference on the Water Resources variability in Africa during the XXth Century. *IAHS Publ.* n° 252, pp. 307-321.
- OTMANE A., BABA-HAMED K., SAFA A.** 2015. Prédétermination des valeurs de pluies et crues extrêmes dans le bassin versant d'Oued Mekerra. *Mémoire de Magister, Université d'Oran 2*, 187p.
- UDIN L.** 2004. Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. *Thèse de Doctorat*, Cemagref. Ecole Nationale du Génie Rural, des eaux et des forêts, centre de Paris, 495 p., 13 fig.
- PALL P., ALLEN M.R., STONE D.A.** 2006. Testing the Clausius–Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO<sub>2</sub> warming, *Climate Dynamics*, 28, pp. 351-363. doi: 10.1007/s00382-006-0180-2.
- PANTHOU G.** 2013. Analyse des extrêmes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et de leur évolution au cours des 60 dernières années. *Thèse de doctorat*, Université de Grenoble, 270 p, url : <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00928772>.
- PARENT E., CHAUCHE A.** 1997. Detection de changements dans une serie hydrometeorologique: determination de la date d'installation de la mousson soudano-sahélienne. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences* 240, pp. 347-354.
- PETTITT A.N.**, 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, 28(2), pp. 126-135.

- PATUREL J.E., BOUBACAR I., L'AOUR A., MAHE, G.** 2010. Analyses de grilles pluviométriques et principales traits des changements survenus au 20ème siècle en Afrique de l'Ouest et Centrale. *Hydrological Sciences Journal*, 55(8), pp. 1281-1288. doi: 10.1080/02626667.2010.527846.
- PATUREL J.E., SERVAT E.** 1996. Procédure d'identification de ruptures dans les séries hydrologiques ; modification du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest non sahélienne. *IAHS Publication*, 238, pp. 99-110.
- PATUREL J.E., SERVAT E., KOUAME B., BOYER J.F., LUBES H., MASSON J.M.** 1995. Manifestations de la sécheresse en Afrique de l'Ouest non sahélienne. Cas de la Côte d'Ivoire, du Togo et du Bénin. *Sécheresse*, 6 (1), pp. 95-102.
- PATUREL J.E., SERVAT E., KOUAMÉ B., LUBÈS H., OUEDRAOGO M., MASSON J.M.** 1997. Climatic variability in humid Africa along the gulf of Guinea. Part II: an integrated regional approach. *Journal of Hydrology*, 191, pp. 16-36.
- PERRIN C.** 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. *Thèse de Doctorat*, INPG (Grenoble) / Cemagref (Antony), 530 p., 112 fig.
- PERRIN C.** 2002. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. *La Houille Blanche* (6/7), pp. 84-91.
- PERRIN C., MICHEL C., ANDRÉASSIAN V.** 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279 (1-4), pp. 275-289.
- PERRIN C., MICHEL C., ANDREASSIAN V.** 2007. Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR). *Cemagref, UR Hydrosystèmes et Bioprocédés*, <http://www.cemagref.fr/webgr>. 16 p.
- PERRIN C., SAMIE R., HENDRICKX F.** 2009. Les outils du projet : modélisation hydrologique et représentation des usages. *Journée de restitution du projet, EDF (Toulouse)* / Cemagref, 27 p.
- PETERSON T.C., GOLUBEV V.S. GROISMAN P.Y.** 1995. Evaporation losing its strength. *Nature*, 377, pp. 687-688.
- PNUE/PAM/PLAN BLEU.** 2004. L'eau des Méditerranéens : situations et perspectives. No 158 de la Série des rapports techniques du PAM, *PNUE/PAM*. Athènes, 336 p.
- QIAN, T. DAI A.G., TRENBERTH K.E., OLESON K.W.** 2006. Simulation of global land surface conditions from 1948 to 2004. Part I: Forcing data and evaluations, *Journal of Hydrometeorology*, 7, pp. 953-975. doi:10.1175/JHM540.1.
- RANDRIANASOLO R. A.** 2009. Evaluation de la qualité des prévisions pour l'alerte aux crues. *Master 2. Cemagref*, 50 p., 24 fig.
- REFSGAARD J.** 1997. Parametrisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198, p. 69-97.
- ROCHE P.A., THIERY D.** 1984. Simulation globale de bassins hydrologiques. Introduction à la modélisation et description du modèle GARDÉNIA. *Rapport BRGM*, SGN 337 EAU.
- ROSENBROCK H.** 1960. An automatic method for finding the greatest or the least value of a function. *Computer journal* 3.3, pp. 175-184.

- SAIDI H.** 2011. Impact des changements climatiques sur le régime des cours d'eau : cas de l'Oued Mina (W.Relizane). *Mémoire de magister*, Ecole Nationale Supérieure de l'Hydraulique, 141 p.
- SCHOELLER H.** 1962. Les eaux souterraines. Masson, Paris, 642 p.
- SEBBAR A., BADRI W., FOUGRACH H., HSAINE M., SALOUI A.** 2011. Etude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Sécheresse*, 22(3), pp. 139-48. doi:10.1684/sec.2009.0169.
- SEIBERT J.** 2005. User's manual. *Department of physical geography and quaternary geology*, Stockholm University, 32 p.
- SERVAT E., PATUREL J.E., LUBES-NIEL H., KOUAME B., MASSON J.M., TRAVAGLIO M., MARIEU B.** 1999. De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne. *Revue des sciences de l'eau*, 12 (2), pp. 363-387.
- SERVAT E., PATUREL J.E., LUBES H., KOUAME B., OUEDRAOGO M. ET MASSON J.M.** 1997. Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part I: detailed analysis of the phenomenon in Côte d'Ivoire. *Journal of Hydrology*, 191, pp. 1-15.
- SHINODA T., HENDON H., GLICK J.** 1999. Intra seasonal surface fluxes in the tropical western Pacific and Indian Oceans from NCEP reanalyses. *Monthly Weather Review*, 127, pp. 678-693.
- SINGH V.P.** 1995. Accuracy of kinematic and diffusion wave approximations for space independent flows on infiltrating surfaces. *Hydrological Processes*, Vol. 9, pp. 1-18.
- SINGH V.P., WOOLHISER D.A.** 2002. Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of hydrologic engineering*, 7(4), pp. 270-292.
- SIRCOULON J.** 1987. Variation des débits des cours d'eau et des niveaux des lacs en Afrique de l'ouest depuis le début du 20ème siècle. Proceedings of the Vancouver Symposium on the Influence of Climatic Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources. *IAHS Publ.* n° 168, pp. 13-25.
- SNEYERS R.** 1975. *Sur l'analyse statistique des séries d'observations*. OMM, Note technique n° 143. Genève.
- SOLOMON S., QIN D., MANNING M., ALLEY R.B., BERNTSEN T., BINDOFF N.L., CHEN Z., CHIDTHAISONG A., GREGORY J.M., HEGERL G-C., HEIMANN M., HEWITSON B., HOSKINS B.J., JOOS F., JOUZEL J., KATSOV V., LOHMANN U., MATSUNO T., MOLINA M., NICHOLLS N., OVERPECK J., RAGA G., RAMASWAMY V., REN J., RUSTICUCCI M., SOMERVILLE R., STOCKER T.F., WHETTON P., WOOD R-A. WRATT D.** 2007. Résumé technique. In : *Bilan 2007 des changements climatiques 2007 : Les bases scientifiques*. Contribution du groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur les changements climatiques [SOLOMON S., QIN D., MANNING M., CHEN Z., MARQUIS M., AVERYTK.B., TIGNOR M., MILLER H.L. (eds)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, New York, NY, USA.
- SÖNMEZ S.K.L., YUCESOY M., YUCEL B., YILMAZ B.** 2005. The effect of bee propolis on oral pathogens and human gingival fibroblasts. *Journal of Ethnopharmacology*, vol. 102, pp. 371-376.

- SOSSOU S., MASSECK B., BADJI ANSOU M., EDMOND NICAISE .M., ANSOUMANA B., KURUMA M., MARIKO A., BAMBA F., DACOSTA H., MALOU R., BARRY A., KANE A., FALL AWA N., HAM ADOUN S.** 2011. Calage et validation des modèles hydrologiques GR4J et GR2M sur le bassin du Bafing en amont de Bafing-Makana : vers l'étude de l'impact du climat sur les ressources en eau de la retenue de Manatali. *Journées scientifiques du 2iE, 6ème édition 2011*, Compus 2iE Ouagadougou, 6 p., 4 fig.
- TALIA A. MEDDI M.** 2004. La pluvio-variabilité dans le Nord de l'Algérie. *Actes du colloque "Terre et Eau"* (Annaba, 2004), pp. 477-480.
- TALLA CISSE M., SAMBOU S., DIEME Y., DIATTA C., BOP M.** 2014. Analyse des écoulements dans le bassin du fleuve Sénégal de 1960 à 2008. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, vol. 27, n° 2, pp. 167-187.
- TANGARA M.** 2005. Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie débit global. *Thèse de Doctorat*, EPHE, Paris, 374 p.
- TATAR H., REGAD N.** 2015. Variabilité climatique et ressources en eau en milieu semi-aride : cas des bassins versants des oueds chemora, reboa et gueiss (hauts plateaux constantinois, Algérie). *Anale de l'Universităţii Bucureşti: Geografie* <http://www.annalsreview.geo.unibuc.ro / 2015/Tatar.pdf>, 18 p.
- TARHULE A., MING-KO W.** 1998. Changes in Rainfall characteristics in Northern Nigeria. *International Journal of Climatology*, 18(11), pp. 1261-1271.
- TEBAKARI T., YOSHITANI J., SUVANPIMOL C.** 2005. Time-space trend analysis in pan evaporation over Kingdom of Thailand. *Journal of Hydrological Engineering*, 10(3), pp. 205 - 215.
- TÖRNROS T.** 2010. Precipitation trends and suitable drought index in the Arid/semi-arid Southeastern Mediterranean region. In global change: Facing Risks and Threats to Water Resources (Proc. Of the sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco. [http://www.glowa-jordanriver.de/uploads/Publications/tornros\\_iahs\\_marokko\\_2010.pdf](http://www.glowa-jordanriver.de/uploads/Publications/tornros_iahs_marokko_2010.pdf).
- TRENBERTH K.E.** 1998. Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates with climate change. *Climatic Change*, 39, pp. 667-694.
- TRENBERTH K.E.** 2007. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. et al (eds.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- TURC L.** 1955. Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Institut National de la Recherche Agronomique*, 6, pp. 5-131.
- THIÉRY D.** 1991. Lumped modelling of river catchments. Version 3.2. Reference Manual. BRGM/R32 209-EN, 139 p.
- THIÉRY D.** 2003, 2011, 2013. Logiciel GARDENIA version 6.0. Guide d'utilisation. Rapport public BRGM n° RP52832. <http://www.brgm.fr/publication/pubDetailRapportSP.jsp?id=RSP-BRGM/RP-52832-FR>
- THIÉRY D.** 2014. Logiciel GARDENIA, version 8.2. Guide d'utilisation. BRGM/RP-62797-FR, 126 p., 65 fig., 2 ann. <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-62797-FR.pdf>.

- THIÉRY D.** 1991. Lumped modelling of river catchments. Version 3.2. Reference Manual. BRGM/R32 209-EN. 139 p.
- THIÉRY D.** 2003. Logiciel GARDÉNIA, version 6.0. Guide d'utilisation. BRGM/RP-52832-FR, 102 p., 42 fig., 3 ann.
- VANDIEPENBEECK M.** 1998. El Niño : l'enfant terrible du pacifique. *Ciel et Terre*, 114(2), pp. 52-56.
- VANNITSEM S. DEMARÉEG.** 1991. Détection et modélisation des sécheresses au Sahel. *Hydrologie continentale* 6(2), pp. 155-171.
- WU H., SVOBODA M.D., HAYES M.J., WILHITE D.A., FUJIANG W.** 2006. Appropriate application of the standardized precipitation index in arid locations and dry seasons. *International Journal of Climatology* 27, pp. 65-79.
- XOPLAKI E., GONZÁLEZ-ROUCO J.F., LUTERBACHER J. WANNERH.** 2004. Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dynamics*, 23, pp. 63-78, doi: 10.1007/s00382-004-0422-0.
- YANG D., KANE D.L., HINZMAN L.D., ZHANG X., ZHANG T., YE H.** 2002. Siberian Lena river hydrologic regime and recent change, *Journal of Geophysical Research*, 107(D23), 4694. doi: 10.1029/2002JD002542.
- YANG X., PARENT E., MICHEL C., ROCHE P.A.** 1991. Gestion d'un réservoir pour la régularisation des débits. *La Houille Blanche* (6), pp. 433-440.
- YEVJEVICH V.** 1967. An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts. *Edition Colorado State University, Hydrology Papers*, n° 23, Fort Collins, Colorado, 25 p.
- YU Q., WU W., YANG P., LI Z., XIONG Z., TANG H.** 2012. Proposing an interdisciplinary and cross scale framework for global change and food security research. *Agriculture Ecosystems Environment* 156, pp. 57-71.
- YU W., RHEE W.** 2004a. Iterative water-filling for Gaussian vector multiple-access channels. *IEEE Transactions on Information Theory* 50(1), pp. 145-152.
- ZHANG Y., GUAN D., JIN C., WANG A., WU J., YUAN F.** 2011. Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in Northeast China. *Journal of Hydrology* 410, no. 3-4 (November 22), pp. 39-47. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.09.023.

# *Annexes*

---

Annexe I : Représentations des résultats du calage/validation du modèle GR

I-Pas de temps annuel

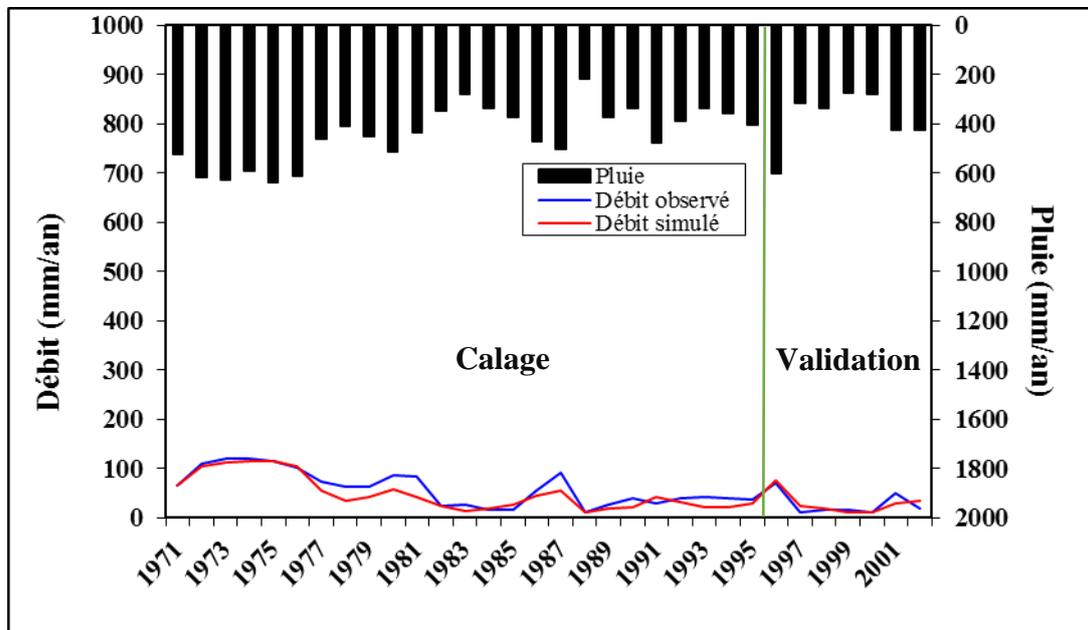


Figure I.1 : Résultats du calage et de la validation du modèle GR1A sur les données annuelles.

II-Pas de temps mensuel

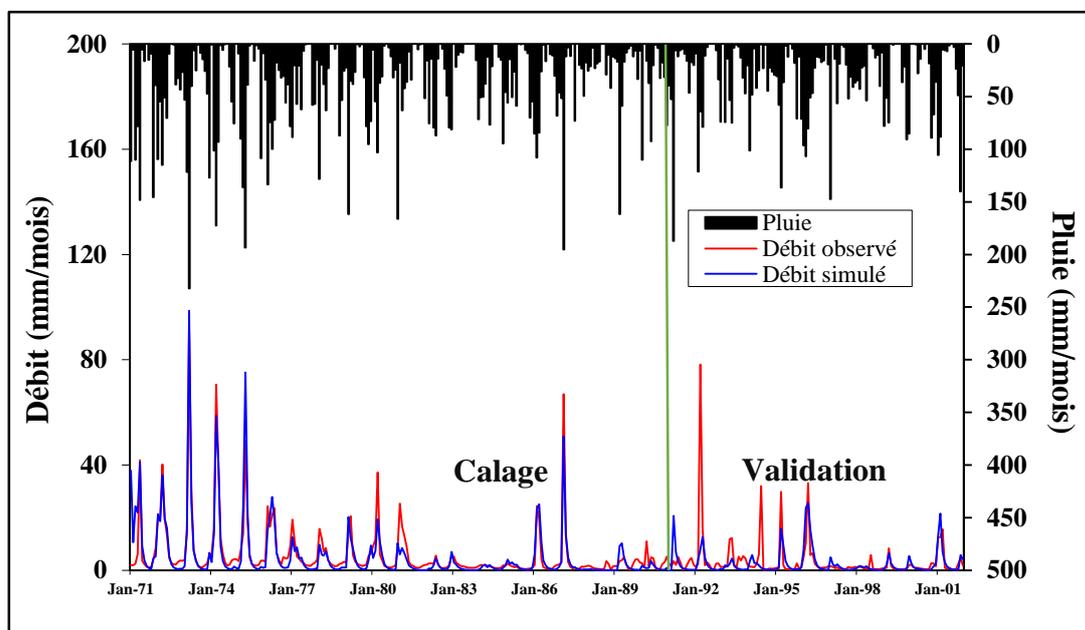


Figure I.2 : Résultats du calage et de la validation du modèle GR2M sur les données mensuelles.

III-Pas de temps journalier

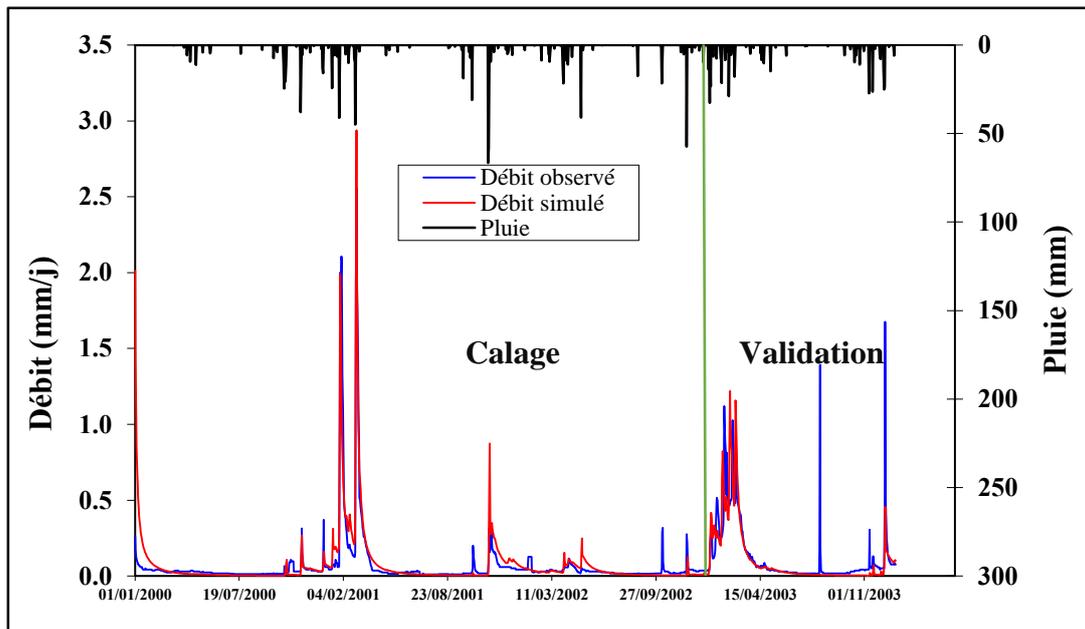


Figure I.3 : Résultats du calage et de la validation du modèle GR4J.

Annexe II : Représentations des résultats du calage/validation du modèle GARDENIA

I-Pas de temps annuel

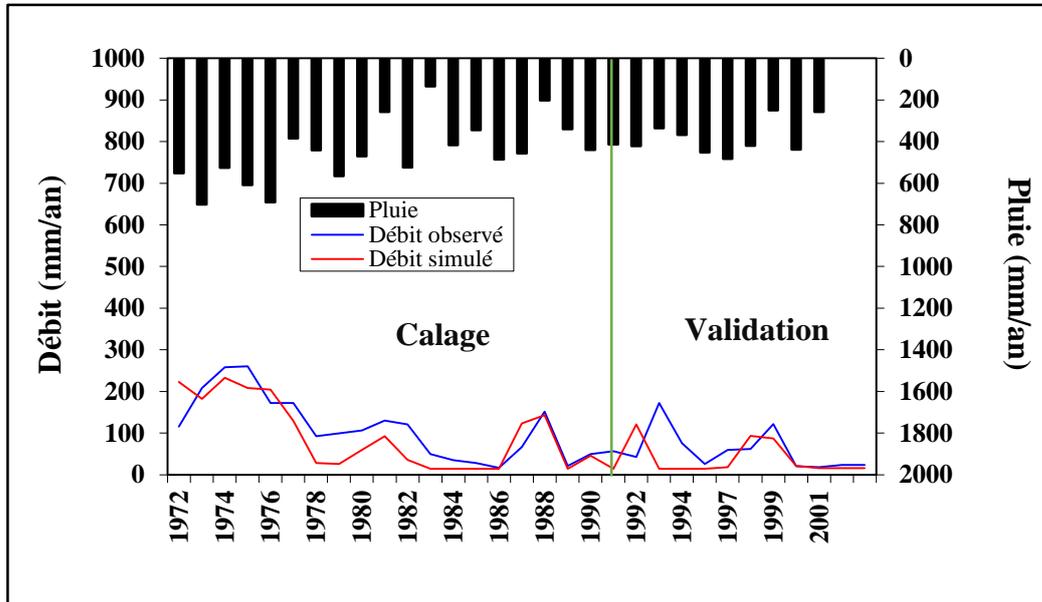


Figure II.1 : Résultats du calage et de la validation du modèle GARDENIA sur les données annuelles.

II-Pas de temps mensuel

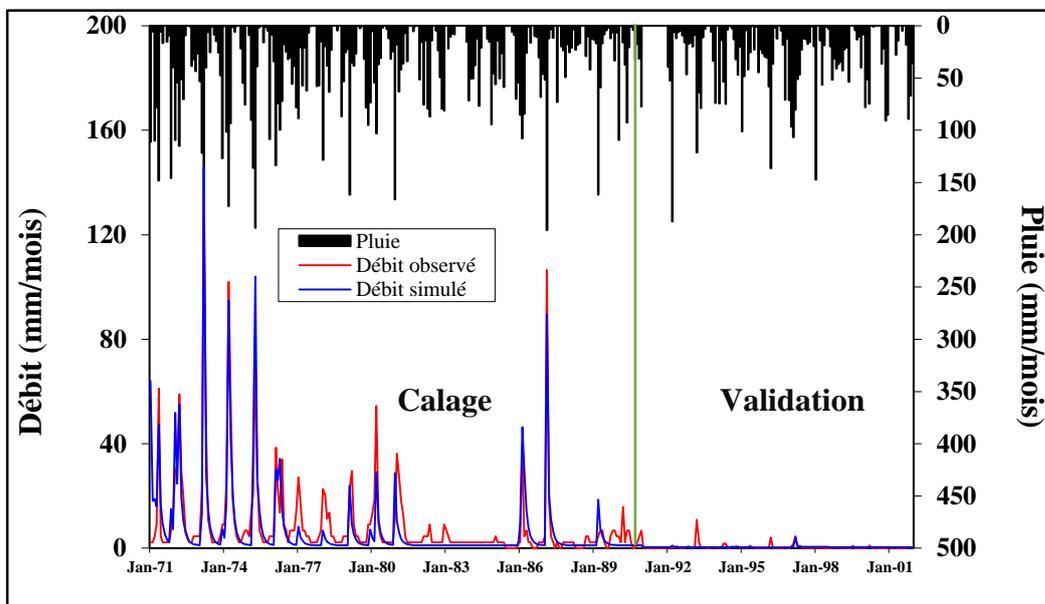


Figure II.2 : Résultats du calage et de la validation du modèle GARDENIA sur les données mensuelles.

III-Pas de temps journalier

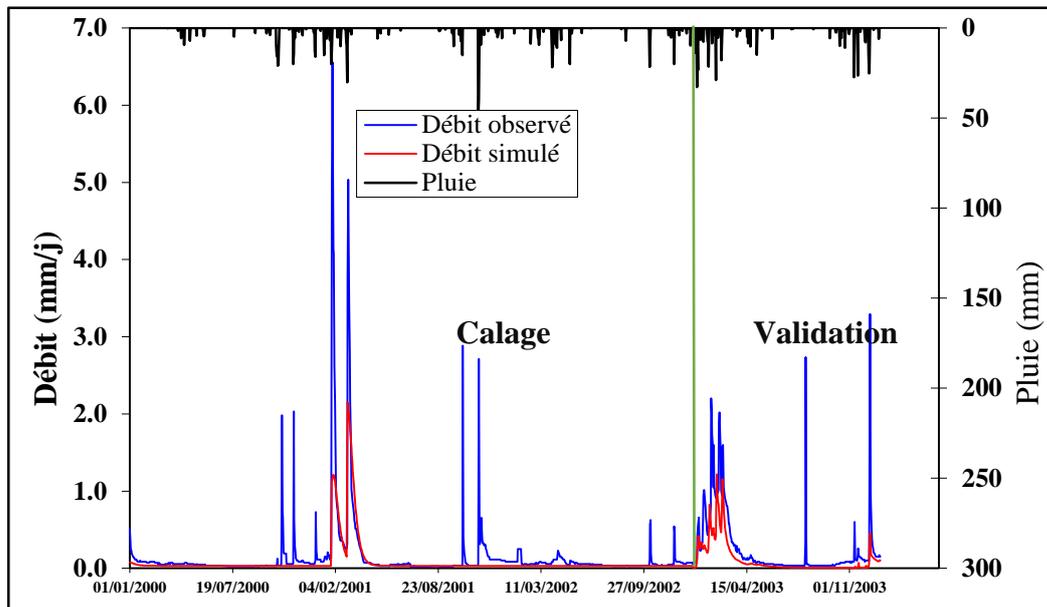


Figure II.3 : Résultats du calage et de la validation du modèle GARDENIA sur les données journalières.

Annexe III : Représentations des résultats du calage/validation du modèle HBV LIGHT

I-Pas de temps journalier

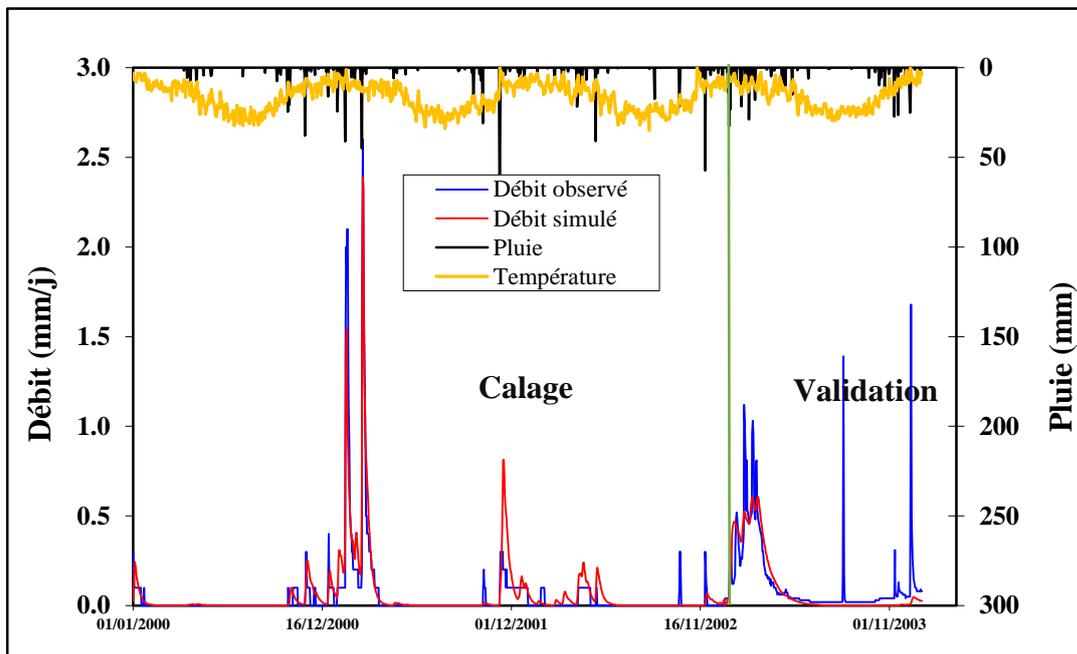


Figure III.1 : Résultats du calage et de la validation du modèle HBV Light sur les données journalières.