



Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département des Sciences Agronomiques
Laboratoire de Recherche sur les Systèmes Biologiques et de la Géomatique (LRSBG)

THESE DE DOCTORAT

3ème Cycle

Domaine : Science de la Terre et de l'Univers

Spécialité : Géomatique et ressources en eau

Impact de l'évolution climatique sur les modèles hydrologiques conceptuels dans l'Ouest Algérien

Présentée par : Mme Soussi Ismehen

Soutenue publiquement, le 17/07/2025.

Devant le jury composé de :

Président	ELOUISSI Abdelkader	Pr.	Université de Mascara
Examineur	BENZATER Benali	MCA	Université de Mascara
Examineur	HABIBI Brahim	MCA	Université de Chlef
Rapporteur	BEKKOUSSA Belkacem Samir	Pr.	Université de Mascara
Rapporteur	TALIA Amel	MCA	Université de Mascara

Année universitaire : 2024– 2025

Remerciements

Louange à **Dieu**, le Tout – Puissant, qui m’a accordé la force, la patience et la persévérance nécessaires pour mener à bien ce modeste travail, sans sa volonté, rien n’aurait été possible.

Je remercie **BEKKOUSSA Belkacem Samir** pour m’avoir ouvert les portes du monde de la recherche post – graduée. Son soutien, ses orientations précieuses et sa confiance ont été déterminants dans la concrétisation de ce projet.

Je souhaite également adresser mes sincères remerciements à mon encadreuse, **Mme TALIA Amel**, pour sa bienveillance, sa disponibilité, et son accompagnement attentif. Sa rigueur scientifique, ses conseils avisés et son soutien patient ont grandement contribué à l’aboutissement de ce travail. Je lui suis profondément reconnaissante pour son écoute et sa générosité.

Mes remerciements vivement le président du jury, le professeur **ELOUISSI Abdelkader**, ainsi que les membres du jury : **Dr. BENZATER Benali**, **Dr. HABIBI Brahim** pour l’honneur qu’ils me font en acceptant d’évaluer ce travail.

Je ne pourrai terminer ces remerciements sans y associer le **directeur de l’A.N.R.H d’Oran**, pour sa précieuse collaboration et la mise à disposition des documents nécessaires à mes recherches.

Enfin, je remercie **Ma famille**, **Ma belle-famille**, ainsi que toutes les personnes qui, de près ou de loin, m’ont soutenue, encouragée et motivée tout au long de mon parcours. Leur présence et leurs marques d’amitié ont été d’un grand réconfort.

Que cette thèse soit le reflet de mes efforts, de mon engagement et de ma reconnaissance envers toutes celles et ceux qui ont contribué à ma réussite.

Dédicaces

*Je dédie également ce travail à mes parents, pour votre amour inconditionnel, vos sacrifices et votre soutien indéfectible. Je ne saurais exprimer ma gratitude pour leur investissement tout au long de mon éducation et durant mon parcours universitaire. Merci à Mon père « **LAHCENE** », Ma mère « **FATIHA** » qui m'ont toujours aidée et encouragée et qui, grâce à Dieu, est toujours à mes côtés.*

*À Mon Mari « **BACHIR** », pour ta patience, ton soutien inébranlable et l'encouragement m'ont été d'un grand réconfort et ont contribué indéniablement à l'aboutissement de ce travail.*

*À Ma chère petite fille « **FIRDAOUS** », ta présence dans ma vie est une source infinie de joie, de force.*

Ma Belle Mère

*Mes deux frères « **ABOU SEYF** » et « **HOUCINE** »,
Mes deux sœurs « **IKRAM** » et « **MENEL** » et leurs époux,
Mon grand - père,
Ma grand - mère,
Mes chères Nièces,
Toute ma famille « **SOUSSI** », « **ZENASNI** », « **CHAIB** »*

الملخص

تُعدّ المنطقة الغربية من الجزائر، التي تتميز بمناخ شبه جاف، من المناطق الشديدة التأثر بظواهر التغير المناخي، لا سيما انخفاض كميات الأمطار، وارتفاع معدلات التبخر-النتح، وتزايد شدة الظواهر الهيدرولوجية المتطرفة. في هذا السياق، تهدف هذه الدراسة إلى تقييم أثر هذه التغيرات على الموارد المائية لحوض وادي تافنة، وذلك من خلال مقارنة متكاملة تجمع بين التحليل الإحصائي، النمذجة الهيدرولوجية، والإسقاطات المناخية. بدأت الدراسة بتحليل الاتجاهات والانقطاعات في سلاسل الأمطار والتصرفات المائية للفترة الممتدة من 1981 إلى 2015، باستخدام اختبارات إحصائية مثل Pettitt و Buishand ومعامل ارتباط الرتب. وقد كشفت هذه التحاليل عن وجود انقطاعات مهمة خلال سنوات 1993، 1999، و2007، مما يشير إلى اضطراب تدريجي في النظام المطري. كما أظهرت تحاليل التصرفات المائية تذبذباً كبيراً على المستويين السنوي والموسمي، مع تسجيل فيضانات شديدة وجفاف حاد، تزامناً مع تبخر-نتح فعلي يفوق 450 ملم/سنة في معظم المحطات. بدأت الدراسة بتحليل الاتجاهات والانقطاعات في سلاسل الأمطار والتصرفات المائية للفترة الممتدة من 1981 إلى 2015، باستخدام اختبارات إحصائية مثل Pettitt و Buishand ومعامل ارتباط الرتب. وقد كشفت هذه التحاليل عن وجود انقطاعات مهمة خلال سنوات 1993، 1999، و2007، ما يعكس اضطراباً تدريجياً في النظام المطري. في الوقت نفسه، أظهرت تحاليل الجريان المائي تبايناً كبيراً بين السنوات وبين الفصول، مع حدوث فيضانات شديدة وفترات جفاف حادة، تفاقمت بسبب التبخر-نتح الفعلي (ETP) الذي تجاوز 450 ملم/سنة في أغلب المحطات..

ولتقدير الديناميات الهيدرولوجية الحالية والمستقبلية، تم تطبيق نموذجين مفاهيميين (GR4J و HBV-Light) على عشرة أحواض فرعية. وقد أظهر نموذج GR4J أداءً أفضل، مسجلاً قيمة مرتفعة لمؤشري ناش وكفاءة KGE، مع فعالية مؤشر Nash-Sutcliffe (NSE) تتجاوز 0.70، ومتوسط KGE يبلغ 0.70، إضافة إلى قدرة جيدة على التعميم، ما يدل على صلابته خلال مرحلة التحقق. في المقابل، أظهر نموذج HBV-Light أداءً متفاوتاً بين الأحواض الفرعية. كشفت دراسة الحساسية لنموذج GR4J تجاه التقديرات المختلفة للتبخر-نتح المحتمل (ETP) عن التأثير الكبير لبعض المعاملات، خاصة السعة القصوى للخران الإنتاجي والتبادلات مع المياه الجوفية.. وتشير الإسقاطات المناخية المستقبلية، المعتمدة على نماذج CMIP6 و CMIP5 المصححة (مثل CNRM-CM6-1 و MIROC6 و IPSL-CM6A-LR) تحت سيناريوهات SSP2-4.5 و SSP5-8.5 و RCP4.5 و RCP6.0 و RCP8.5، إلى انخفاض في التساقطات يصل إلى 20% وتراجع في التصرفات المائية قد يبلغ 30% في أفق 2041-2080، خصوصاً تحت سيناريو SSP5-8.5. كما يُتوقع ازدياد في التذبذب السنوي وانخفاض في تواتر الأمطار الغزيرة.

تُبرز هذه الدراسة حساسية حوض تافنة للتغيرات المناخية المستقبلية، وتسلط الضوء على محدودية النماذج الهيدرولوجية الحالية في ظل ظروف مناخية غير مستقرة. وتوفر النتائج رؤى مهمة من أجل إدارة مستدامة واستباقية للموارد المائية في المناطق شبه الجافة.

الكلمات المفتاحية :

نمذجة الأمطار والتدفق، Pettitt، Buishand، GR4J نموذج، سيناريوهات RCP، SSP، المنطقة الغربية من الجزائر.

ABSTRACT

Western Algeria, characterized by a semi-arid climate, is highly vulnerable to the effects of climate change, particularly the decrease in precipitation, the increase in evapotranspiration, and the intensification of hydrological extremes. In this context, this study aims to assess the impact of these changes on the water resources of the Oued Tafna watershed, based on an integrated approach combining statistical analyses, hydrological modeling, and climate projections. The study begins with an examination of trends and breakpoints in precipitation and streamflow series over the period 1981–2015, using statistical tests (Pettitt, Buishand, and rank correlation). These analyses revealed significant breakpoints around the years 1993, 1999, and 2007, indicating a progressive disruption of the rainfall regime. At the same time, the streamflow analysis revealed strong interannual and seasonal variability, with intense floods and severe low flows, exacerbated by actual evapotranspiration (PET) exceeding 450 mm/year in most stations. To simulate current and future hydrological dynamics, two conceptual models (GR4J and HBV-Light) were applied to ten sub-basins. The GR4J model proved to be more efficient, showing high values for the Nash and KGE indices, with a Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) greater than 0.70, a mean KGE of 0.70, and a good generalization capacity, demonstrating its robustness during the validation phase. In contrast, the HBV-Light model showed more variable performance across the sub-basins. The sensitivity analysis of the GR4J model to different estimates of potential evapotranspiration (PET) highlighted the major influence of certain parameters, particularly the maximum capacity of the production store and exchanges with groundwater. Climate projections from CMIP6 and CMIP5 models (*CNRM-CM6-1*, *MIROC6*, *IPSL-CM6A-LR*), under corrected scenarios (SSP2-4.5, SSP5-8.5, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5), indicate a decrease in precipitation of up to -20% and a reduction in streamflows of up to -30% by the 2041–2080 horizon, particularly under the SSP5-8.5 scenario. An increase in interannual variability and a decline in the frequency of intense rainfall events are also expected. This study highlights the sensitivity of the Tafna basin to future climate change, while emphasizing the limitations of current hydrological models in an unstable context. The results provide key insights for sustainable and forward-looking water resource management in semi-arid regions.

Keywords:

Rainfall-runoff modeling, Pettitt, Buishand, GR4J model, SSP and RCP scenarios, Western Algeria .

RÉSUMÉ

L'Ouest Algérien, caractérisé par un climat semi-aride, est fortement vulnérable aux effets du changement climatique, notamment la baisse des précipitations, la hausse de l'évapotranspiration et l'amplification des extrêmes hydrologiques. Dans ce contexte, cette étude vise à évaluer l'impact de ces changements sur les ressources en eau du bassin versant de l'Oued Tafna, en s'appuyant sur une approche intégrée mêlant analyses statistiques, modélisation hydrologique et projections climatiques. Elle commence par l'examen des tendances et ruptures dans les séries de précipitations et de débits sur la période 1981–2015, à l'aide de tests statistiques (Pettitt, Buishand, corrélation sur les rangs). Ces analyses ont révélé des ruptures significatives autour des années 1993, 1999 et 2007, témoignant d'un dérèglement progressif du régime pluviométrique. Parallèlement, l'analyse des débits a mis en évidence une forte variabilité interannuelle et saisonnière, avec des crues intenses et des étiages sévères, accentués par une évapotranspiration réelle (ETR) dépassant 450 mm/an dans la majorité des stations. Afin de simuler les dynamiques hydrologiques actuelles et futures, deux modèles conceptuels (GR4J et HBV-Light) ont été appliqués à dix sous-bassins. Le modèle GR4J s'est révélé plus performant, affichant des valeurs élevées des indices de Nash et KGE, avec une efficacité de Nash Sutcliffe Efficiency (NSE) supérieure à 0,70, un KGE moyen de 0,70, et une bonne capacité de généralisation, démontrant ainsi sa robustesse lors de la phase de validation. Le modèle HBV-Light a montré des performances plus variables selon les sous bassins. L'évaluation de la sensibilité du modèle GR4J aux différentes estimations de l'évapotranspiration potentielle (ETP) a mis en évidence l'influence majeure de certains paramètres, notamment la capacité maximale du réservoir de production et les échanges avec les eaux souterraines. Les projections climatiques, issues des modèles CMIP6, CMPP5 (*CNRM-CM6-1*, *MIROC6*, *IPSL-CM6A-LR*) corrigés (scénarios SSP2-4.5, SSP5-8.5, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5), indiquent une baisse des précipitations jusqu'à -20 % et une réduction des débits pouvant atteindre -30 % à l'horizon 2041–2080, notamment sous le scénario SSP5-8.5. Une augmentation de la variabilité interannuelle et une diminution de la fréquence des événements pluvieux intenses sont également anticipées. Ce travail met en lumière la sensibilité du bassin de la Tafna aux changements climatiques futurs, tout en soulignant les limites des modèles hydrologiques actuels dans un contexte instable. Les résultats obtenus apportent des éléments essentiels pour une gestion durable et prospective des ressources en eau en zones semi-arides.

Mots-clés :

Modélisation pluie-débit, Pettitt, Buishand , modèle GR4J , scénarios SSP, RCP, Ouest Algérien.

Liste des abréviations, acronymes et sigles

ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydriques.
RCP	Representative Concentration Pathways.
SSP	Shared Socioeconomic Pathways.
ETP	Évapotranspiration Potentielle.
ETR	Évapotranspiration Réelle.
FAO	Food and Agriculture Organization (Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture).
OMM	Organisation Météorologique mondiale.
GIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat.
PNUE	Programme des Nations Unies pour l'environnement.
PNUD	Programme des Nations Unies pour le Développement.
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change.
GES	Gaz à Effet de Serre.
CO₂	Dioxyde de Carbone.
CH₄	Méthane.
CRAAG	Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique.
GR	Modèle hydrologique du Génie Rural.
GR1A	Modèle hydrologique Génie Rural à 1 paramètre Annuel.
GR2M	Modèle hydrologique Génie Rural à 2 paramètres Mensuel.
GR4J	Modèle hydrologique Génie Rural à 4 paramètres Journalier.
CEMAGREF	Centre Enseignement ou National Machinisme Agricole, du Génie Rural des Eaux et des Forêts
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute (Organisme Suédois de météorologie et l'hydrologie)
GCM	Global Climate Model .
NEX-GDDP	NASA Earth Exchange – Global Daily Downscaled Projections .
RCM	Régionale Climate Model.
MNT	Modèle Numérique De Terrain.
NetCDF	Network Common Data Form.
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5.

CMIP6	Coupled Model Intercomparaison Project Phase 6.
NSE	Nash – Sutcliffe Efficiency (Indice de Performance du Modèle).
KGE	Kling –Gupta Efficiency.
RMSE	Root Mean Square Error (Erreur Quadratique Moyenne).

Liste des figures

	Chapitre I	Pages
Figure I.1 :	Représentation de la variabilité climatique naturelle et de la tendance au changement climatique anthropique au cours du temps (inspiré de IPCC, 2007).....	6
Figure I.2 :	L'anomalie moyenne de températures observée en 2024 (Source : https://theconversation.com/1-5-c-en-plus-au-thermometre-en-2024-quelles-lecons-en-tirer-246738).....	8
Figure I.3 :	Projection de l'élévation du niveau de la mer jusqu'en 2300. (Source : https://refmar.shom.fr/actualites/rapport-2022-giec).....	9
Figure I.4 :	Modèle climatique global (Source: https://fr.wikipedia.org/wiki/Mod%C3%A8le_de_circulation_g%C3%A9n%C3%A9rale).....	11
Figure I.5 :	La problématique de guidage d'un modèle climatique régional par un model climatique globale. (Source: Drobinski P, 2015).....	12
Figure I.6 :	Les lignes représentent l'évolution du forçage radiatif supplémentaire induit par les gaz à effet de serre dans le passé (gris) et pour les quatre scénarios SSP (vert, jaune, rouge, violet) (Source : https://www.drias-climat.fr/accompagnement/sections/339).....	14
	Chapitre II	
Figure II.1 :	Schématisation d'un modèle global pluie-débit (Oudin, 2004).....	32
Figure II.2 :	Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002).....	38
Figure II.3 :	Schéma de la structure du modèle GR2M.	46
Figure II.4 :	Schéma de la structure du modèle GR4J (Perrin, 2000).	49
Figure II.5 :	Schéma simplifié du modèle HBV (Abadie, 2006).....	53
	Chapitre III	
Figure III.1 :	Situation géographique de bassin versant de la Tafna.....	60
Figure III.2 :	Réseau hydrographique de bassin versant de la Tafna.....	65
Figure III.3 :	les sous Bassins Versants de la Tafna	68
Figure III.4 :	Rectangle Équivalent du Bassins Versant de la Tafna.....	71
Figure III.5 :	La carte hypsométrique du bassin versant de la Tafna.....	72
Figure III.6 :	Courbe hypsométrique du bassin versant de l'oued Tafna	73
Figure III.7 :	Courbe hypsométrique du sous bassin versant de l'oued Tafna	76
Figure III.8 :	La carte hypsométrique de la répartition altitudinale des sous bassin versant de la Tafna....	77
Figure III.9 :	La carte des pentes du bassin versant de la Tafna.....	78
FigureIII.10 :	Carte d'occupation de sol de bassin versant de la Tafna.....	84

Chapitre IV

Figure IV.1 :	Cartes des stations hydrométéorologiques retenues pour l'étude.....	89
Figure IV.2 :	Ajustement des précipitations annuelles à une loi normale de quelque station (1981/1982 – 2014/2015).....	93
Figure IV.3 :	Ajustement des précipitations annuelles à une loi log normale de quelque station (1981/1982 – 2014/2015).....	95
Figure IV.4 :	Ajustement à la loi log-normale des lames d'eau écoulées annuelles (1981/1982-2014/2015).....	102
Figure IV.5:	Variation des températures moyennes annuelles à la station de Zenata.....	106
Figure IV.6:	Températures maximales, minimales et moyennes annuelles à la station de Zenata (1981-2015).....	106
Figure IV.7 :	Évolution des Températures mensuelles, maximales, minimales et moyennes dans le bassin versant	107
Figure IV.8:	La variation intra-annuelle de la température journalière (1981/2015).....	108
Figure IV.9 :	Variation annuelle, mensuelle, saisonnières de l'humidité relative (1981/2015).....	109
Figure V.10 :	Variation annuelle, mensuelle, saisonnières du vent (1981/2015).....	110
FigureIV.11 :	Histogramme des précipitations interannuelles pour la période 1981/82 -2014/15 aux sous bassin versant de Tafna	112
FigureIV.12 :	Histogramme des précipitations interannuelles pour la période 1981/82 -2014/15 aux sous bassin versant de Tafna	113
FigureIV.13 :	Histogramme des précipitations mensuelles pour la période 1981/82-2014/15 aux Bassin de Tafna.....	116
FigureIV.14 :	Histogramme des précipitations mensuelles pour la période 1981/82-2014/15 aux Bassin de Tafna.....	117
FigureIV.15 :	Histogramme des précipitations saisonnières pour la période 1981/82-2014/15 aux Bassin de Tafna.....	118
FigureIV.16 :	Variation des précipitations journalières pour la période 1981/82-2014/15 aux Bassin de Tafna 1981/82-2014/15 aux Bassin de Tafna.....	119
FigureIV.17 :	Le diagramme Ombrothermique des stations (1981/1982-2014/2015).....	121
FigureIV.18 :	Le diagramme Ombrothermique des stations (1981/1982-2014/2015).....	122
FigureIV.19 :	Variation interannuelle des débits de les station de Tafna (1981/1982-2014/2015).....	131
FigureIV.20 :	Variation moyenne mensuelle des débits de les station de Tafna. (1981/1982-2014/2015)...	132
FigureIV.21 :	Variation saisonnières des débits de les station de Tafna (1981/1982-2014/2015).....	133
FigureIV.22 :	Variation journalières des débits d'Oued Tafna(1981/1982-2014/2015).....	134
FigureIV.23 :	Variation ETP de Thornthwaite (1981/82-2014/15).....	136
FigureIV.24 :	La comparaison de la Variation ETP journalier des cinq formules par la formule de Penman-Monteith (1981/82-2014/15).....	140
FigureIV.25 :	Corrélations entre les modèles d'estimation ETP et le modèle standard de Penman (1981/2015).....	144
FigureIV.26 :	La variation de ETR , écoulement et infiltration des station de oued Tafna (1981/82-2014/15).....	145

Chapitre V

Figure V.1 :	Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Beni Bahdel) du sous bassin versant d'Oued Khemis Ouled Moussa.....	149
Figure V.2 :	Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Maghnia) du sous bassin versant d'Oued Mouillah.....	149
Figure V.3 :	Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Hennaya) du sous bassin versant d'Oued Sikkak, et d'Oued Boumessouad.....	149
Figure V.4 :	Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Sebdou) du sous bassin versant d'Oued Sebdou.....	149
Figure V.5 :	Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Meffrouch) du sous bassin versant d'Oued Meffrouch	149
Figure V.6 :	Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Dj . Chouachi) du sous bassin versant d'Oued Boukiou.....	149
Figure V.7 :	Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Sabra) du sous bassin versant d'Oued Zitoun	150
Figure V.8 :	Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Bensekrane) du sous bassin versant d'Oued Bensekrane	150
Figure V.9 :	Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Chouly) du sous bassin versant d'Oued Chouly	150
Figure V.10 :	Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée annuel (Station de Beni Bahdel).....	152
Figure V.11 :	Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée annuel (Station de Maghnia).....	153
Figure V.12 :	Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée Mensuel. (Station de Bensekrane).....	155
Figure V.13 :	Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée Mensuel.(Station de Boukiou).....	155
Figure V.14 :	Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée Mensuel.(Station de Beni Bahdel).....	155
Figure V.15 :	Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée journalière.(Station de Hennaya).....	157
Figure V.16 :	Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée journalière.(Station de Khemis Ouled Moussa).....	157
Figure V.17 :	Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée journalière.(Station de Meffrouch).....	157
Figure V.18 :	Processus de calibration et validation des modèles hydrologiques (GR)	159
Figure V.19 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Bensekrane	161
Figure V.20 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Boukiou	161
Figure V.21 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Boumessouad	161
Figure V.22 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Khemis Ouled Moussa	162
Figure V.23 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Chouly	162
Figure V.24 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Sikkak	162
Figure V.25 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Mouileh.....	162
Figure V.26 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Zitoun.....	163
Figure V.27 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Meffrouch	163
Figure V.28 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Sebdou.....	163
Figure V.29 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Bensekrane...	165
Figure V.30 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Boukiou.....	165
Figure V.31 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Chouly.....	165
Figure V.32 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Boumessouad	165

Figure V.33:	Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Khemis Ouled Moussa.....	165
Figure V.34:	Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Mouilleh....	165
Figure V.35 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Meffrouch ...	166
Figure V.36 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Sebdou.....	166
FigureV.37:	Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Sikkak.....	166
FigureV.38:	Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Zitoun.....	166
Figure V.39 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Bensekrane	168
Figure V.40 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Boukiou.....	168
Figure V.41 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Boumессouad...	168
Figure V.42 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Chouly.....	169
Figure V.43 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Khemis Ouled Moussa.....	169
Figure V .44 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Mouileh	169
Figure V .45 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Meffrouch.....	170
Figure V .46 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Sebdou.....	170
Figure V .47 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Sikkak	170
Figure V .48 :	Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Zitoun	171
Figure V .49 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Bensekrane .	173
Figure V .50 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Boukiou	173
Figure V .51 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Boumессouad	173
Figure V .52 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Chouly	173
Figure V .53 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Khemis Ouled Moussa	173
Figure V .54 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Mouileh.....	173
Figure V .55:	Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Meffrouch ...	174
Figure V .56 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Sebdou	174
Figure V .57 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Sikkak	174
Figure V .58 :	Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Zitoun	174
Figure V .59 :	Comparaison des critères de la performance des modèles GR4J des ETP dans la phase de la calibration.((a) Oudin ; (b) Jensen & Haise ; (c) Irmak ; (d) Hargreaves – Samani ; (e) Abtew).....	179
Figure V. 60 :	Comparaison des critères de la performance des modèles GR4J des ETP dans la phase de la Validation.((a) Oudin ; (b) Jensen & Haise ; (c) Irmak ; (d) Hargreaves – Samani ; (e) Abtew).....	180
Figure V .61 :	Résultat obtenu par le calage et la validation du modèle GR4J	183
Figure V. 62 :	Analyse des paramètres GR4J.....	184
Figure V.63 :	Processus de calibration et validation de modèle hydrologiques HBV Light	186
Figure V .64 :	Résultat obtenu par le calage et la validation du modèle HBV Light	189
Figure V .65 :	Comparaison des performances (Nash) des modèles HBV – Light et GR4J (Calage).....	192
Figure V. 66 :	Comparaison des performances (Nash) des modèles HBV – Light et GR4J (Validation)....	192
Figure V 67 :	Comparaison des performances (KGE) des modèles HBV – Light et GR4J (Calage)	192
Figure V. 68 :	Comparaison des performances (KGE) des modèles HBV – Light et GR4J (Validation)	192
Figure V. 69 :	Comparaison des performances (R^2) des modèles HBV – Light et GR4J (Calage)	192

Figure V .70 :	Comparaison des performances (R^2) des modèles HBV – Light et GR4J (Validation)	192
----------------	---	-----

Chapitre VI

Figure VI.1 :	Schéma méthodologique de l'étude hydrologique sou différents scénarios de changement climatique.....	195
Figure VI .2 :	Représentation du cycle saisonnier moyen des précipitations mensuelles par les modèles climatiques.....	198
Figure VI .3 :	Représentation du cycle saisonnier des températures par les modèles climatiques.....	200
Figure VI. 4 :	Localisation des nœuds climatiques utilisés pour les scénarios CMPI6 (MIROC6) dans le bassin versant de la Tafna.....	202
Figure VI. 5 :	Précipitations annuelles avant et après correction par la méthode Delta.....	203
Figure VI. 6 :	Températures annuelles avant et après correction par la méthode Delta.....	204
Figure VI. 7 :	Simulations des pluies futures mensuelles (a),(b) et saisonnières (c), (d) pour les années 2050 et 2070 en utilisant les scénarios (RCP4.5, RCP6.0 et le RCP8.5).....	205
Figure VI.8 :	Simulations des précipitations futures mensuelles (a),(b,(c)) et saisonnières (d), (e),(f) pour la période 2041/2080 , selon les trois modèles climatiques et les scénarios (SSP2 -45, SSP5- 85).....	207
Figure VI.9 :	Simulations des températures mensuelles futures pour la période 2041/2080 selon les trois modèles climatiques et les scénarios (SSP2 - 45, SSP5 - 85).	208
Figure VI.10:	Simulations d'évapotranspiration annuelles futures pour la période 2041/2080 selon les trois modèles climatiques et les scénarios (SSP2 - 45, SSP5- 85).....	209
FigureVI.11 :	Simulations des débits mensuelles futures pour la période 2041/2080 , selon les trois modèles climatiques et les scénarios (SSP2 -45, SSP5-85).....	210
FigureVI.12 :	Relation entre anomalies climatiques et variations des débits simulés selon les scénarios SSP ((a)GR1A-(b)GR2M-(c)GR4J).....	216

Liste des tableaux

	Chapitre I	Pages
Tableau I.1 :	Les principales caractéristiques des scénarios RCP (Source: Charron I, 2016).....	12
	Chapitre II	
Tableau II.1 :	Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants	48
Tableau II.2 :	Valeur des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants.....	52
Tableau II.3 :	Paramètres de captage de HBV Light.....	57
Tableau II.4 :	Paramètres de végétation (Vegetation Zone Parameters).....	57
	Chapitre III	
Tableau III.1 :	Caractéristiques de forme des sous bassin de la Tafna.....	69
Tableau III.2 :	Caractéristique de forme du bassin versant de l'Oued Tafna.....	71
Tableau III.3 :	Répartition des surfaces partielles du bassin versant d'Oued Tafna.....	73
Tableau III.4 :	Répartition des surfaces partielles des sous B.V d'Oued Tafna.....	75
Tableau III.5 :	Classification du relief selon l'indice global de la pente par l'ORSTOM.....	79
Tableau III.6 :	Classification du relief selon l'indice de Roche de la pente par l'ORSTOM....	79
Tableau III.7 :	Classification du relief par l'O.R.S.T.O.M	80
Tableau III.8 :	Classification du relief selon les indices de pente des sous bassin versant de la Tafna.....	80
Tableau III.9 :	Classification des Talwegs du bassin versant d'Oued Tafna.....	82
	Chapitre IV	
Tableau IV.1 :	Liste des stations hydrométéologiques retenues pour l'étude.....	88
Tableau IV.2 :	Caractéristiques des pluies annuelles du bassin versant de l'Oued Tafna (mm).....	91
Tableau IV.3 :	Comparaison entre X^2 Calculé et X^2 Tabulé (loi normal et log normal).....	96
Tableau IV.4 :	Résultats des corrélations par régressions linéaires.....	97
Tableau IV.5 :	Résultats du test de corrélation sur le rang appliqué aux séries pluviométriques annuelles.....	100
Tableau IV.6 :	Comparaison entre X^2 Calculé et X^2 Tabulé (loi normal et log normal).....	102
Tableau IV.7 :	Résultats du test de corrélation sur le rang appliqué aux séries hydrométriques annuelles.....	104
Tableau IV.8 :	Caractéristique de Station Zenata.....	105

Tableau IV.9 :	Le coefficient d'irrégularité des stations (1981/1982-2014/2015).....	114
Tableau IV.10 :	Les valeurs d'indice d'aridité mensuel (I) de De Martonne à les stations (1981/1982-2014/2015).....	124
Tableau IV.11 :	Classification des climats, suivant l'indices d'aridité de Martonne.....	125
Tableau IV.12 :	Indice d'aridité annuel UNEP pour les stations étudiées (1981/1982-2014/2015).....	126
Tableau IV.13 :	Classification des climats, suivant l'indices d'aridité Annuel de UNEP (IA).	126
Tableau IV.14 :	Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI.....	127
Tableau IV.15 :	Fréquences des classes annuelles de l'indice Standardisé des Précipitations(SPI) de la Tafna	127
Tableau IV.16 :	Valeurs annuelles de l'indice Standardisé des Précipitations SPI de la Tafna..	128
Tableau IV.17 :	Tableau récapitulatif des avantages et inconvénients des différentes méthodes d'estimation de l'ETP.....	139
Tableau IV.18 :	Les performances des modèles ETP comparées au modèle Penman-Monteith (1981-2015).....	143

Chapitre V

Tableau V.1 :	Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée annuelle.....	151
Tableau V.2 :	Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée mensuelle.....	154
Tableau V.3 :	Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée journalière	156
Tableau V.4 :	Résultat du calage du modèle GR1A.....	158
Tableau V.5 :	Variations des coefficients de corrélation de la validation du modèle GR1A.....	162
Tableau V.6 :	Résultat du calage du modèle GR2M.....	165
Tableau V.7 :	Les variations de coefficients de corrélation de la validation du modèle GR2M.....	170
Tableau V.8 :	Les variations de critères de quantité et d'optimisation de la phase de calage du modèle GR4J.....	174
Tableau V.9 :	Les variations de critères de quantité et d'optimisation de la phase de Validation du modèle GR4J	175
Tableau V.10 :	Classement des modèles ETP selon la fiabilité et l'efficacité critères de performances dans les phases de calibrage et de validation.....	180
Tableau V.11 :	Les variations de critères de quantité et d'optimisation de la phase de Calage et de Validation du modèle HBV Light.....	184

Chapitre VI

Tableau VI.1 :	Caractéristiques des modèles climatiques GCM (données NEX-GDDP).....	193
Tableau VI.2 :	Le biais estimé entre les précipitations observées et simulées ou cours de la période de référence.....	196

Tableau VI.3 :	Le biais estimé entre les précipitations observées et simulées saisonniers.....	197
Tableau VI.4 :	Le biais estimé entre les températures observées et simulées ou cours de la période de référence.....	198
Tableau VI.5 :	Le biais estimé entre les températures observées et simulées saisonniers.....	198
Tableau VI.6 :	Performances des modèles GR1A, GR2M et GR4J sous le scénario climatique SSP5-8.5 (périodes 2041–2080).....	208
Tableau VI.7 :	Performances des modèles GR1A, GR2M et GR4J sous le scénario climatique SSP2.45 (Périodes 2041–2080).....	210
Tableau VI.8 :	Corrélations de Pearson entre anomalies climatiques (Précipitations, Températures) et variations des débits simulés par les modèles GR1A, GR2M et GR4J.....	211

Table des matières

Pages

Remerciements

Dédicaces

Résumé

Liste des abréviations, acronymes et sigles

Liste des figures

Liste des tableaux

Table des matières

Introduction générale

Chapitre I

GENERALITES SUR LE CHANGEMENT CLIMATIQUE ET SES IMPACTS EN ALGERIE

I.1- Introduction	4
I.2- Le Changement Climatique : Définitions et Principaux Enjeux.....	5
I.2.1 - Définition du changement climatique	5
I.2.2 - Les causes du changement climatiques	6
1) Causes naturelles.....	6
2) Causes anthropiques	6
I.2.3 - Manifestations du changement climatique à l'échelle mondiale.....	7
a) Augmentation des températures mondiales	8
b) Modifications des régimes de précipitations.....	8
c) L'élévation du niveau de la mer	9
d) Intensification des événements climatiques extrêmes.....	10
I.2.4 - Modélisation et scénarios du changement climatique	10
I.2.4.1- les types des modèles climatiques	10
a) Les modèles climatiques globaux (GCM - Global Climate Models)	11
b) Les modèles climatiques régionaux (RCM - Regional Climate Models)	11
I.2.4.2- Scénarios d'émissions	12
I.3 - Impact du Changement Climatique en Algérie.....	15
1.3.1- Évolution climatique récente en Algérie	15
a) Tendance des Températures	15
b) Tendance des Précipitations	15
I.3.2 - Conséquences du changement climatique en Algérie.....	16
1.3.2.1- Impact sur les ressources en eaux	16
a) Diminution des écoulements et recharge des nappes phréatiques.....	16
b) Évolution des débits des cours d'eau.....	17
c) Sécheresses accrues et variabilité hydrologique.....	17
I.3.2.2 - Impacts sur l'agriculture et la sécurité alimentaire.....	19
a) Disponibilité en eau pour l'irrigation.....	20
b) Désertification et dégradation des sols.....	20
c) Conséquences sur la sécurité alimentaire.....	20
I.3.2.3 - Impacts sur la biodiversité et les écosystèmes	20

a) Évolution des zones arides et semi-arides	21
b) Modification des écosystèmes aquatiques	21
c) Perturbation des chaînes alimentaires et interactions écologiques	21
1.3.2.4- Impact socio-economique	21
a) Conséquences sur l’approvisionnement en eau potable	21
b) Vulnérabilité des populations rurales et urbaines	22
c) Adaptation des politiques publiques et stratégies gouvernementales	22
I.4 - Changement Climatique et Relations Pluie-Débit	22
I.4.1 - Influence du changement climatique sur le cycle hydrologique	22
a) Changements dans l’intensité et la distribution des précipitations	22
b) Modification des régimes d’écoulement des rivières.....	23
c) Variabilité et extrêmes hydrologiques.....	23
1.4.2- Problématiques des modélisations des relation pluie –débit au contexte de changement climatique	24
a) Incertitudes dans les données climatiques et hydrologiques.....	24
b) Limites des modèles pluie-débit classiques.....	25
c) Intégration des scénarios climatiques dans la modélisation hydrologique.....	26
I.4.3 Exemples d’études sur la modélisation pluie-débit sous changement climatique en Algérie et dans d’autres régions arides.....	26
I.5 – Conclusion.....	28

Chapitre II

MODELISATION HYDROLOGIQUE

II.1 - Introduction	29
II.2 - Historique des modèles pluie-débit	29
II.3 - Définition de modèle PLUIE – DÉBIT.....	30
a) Variables d’entrée (ou variables forçantes)	30
b) Variables d’état	31
c) Variables de sortie	31
d) Variables de contrôle	31
e) Variables de flux	31
II.4 - Objectifs de la modélisation pluie-débit	32
a) Prévision hydrologique	32
b) Gestion des risques inondations	32
c) Analyse des impacts du changement climatique.....	32
d) Gestion des ressources en eaux	32
e) Compréhension des processus hydrologiques.....	33
f) Outil d’aide à la décision	33
g) Calibration et validation des modèles hydrologiques	33
II.5 - Intérêts de la modélisation pluie-débit.....	33
a) Compréhension des processus hydrologiques	33
b) Prévision des crues et des inondations	33
c) Gestion des ressources en eaux	33

d) Évaluation des impacts du changement climatique.....	33
e) Dimensionnement des infrastructures hydrologiques	33
f) Support à la prise de décision	33
g) Recherche et innovation scientifique	34
II.6 - Le choix d'un modèle hydrologique	34
II.7 - Étapes pour élaborer un modèle hydrologique.....	35
II.8 - La typologie des modèles hydrologiques	36
II.8.1 - Représentation physique des processus	36
a) Modèles empiriques	36
b) Modèles conceptuels	36
c) Modèles physiques	36
II.8.2 - Distribution spatiale	36
a) Modèles globaux.....	36
b) Modèles semi-distribués	36
c) Modèles distribués	37
II.8.3 - Échelle temporelle des simulations.....	37
a) Modèles événementiels	37
b) Modèles continus	37
II.9 - Critères d'Évaluation des Modèles Pluie-Débit	38
II.9.1 - Critères de Précision des Modèles.....	38
a) Erreur Quadratique Moyenne (RMSE - Root Mean Square Error).....	38
b) Coefficient de Détermination (R^2).....	39
c) Erreur Absolue Moyenne (MAE - Mean Absolute Error).....	39
d) Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE).....	39
II.9.2 - Critères de Biais	40
a) Biais de prévision	40
b) Biais de volume	40
II.9.3 - Critères de Sensibilité	40
II.9.4 - Critères de Validité	40
a) Validation croisée.....	40
b) Validation externe	41
II.9.5 – Critères de robustesse	41
a) Incertitude des paramètres	41
b) Résilience aux changements.....	41
II.9.6 - Critères de Simplicité et de Complexité.....	41
a) Complexité du modèle	41
b) Simplicité du modèle	41
II.9.7 - Critères de Généralisabilité.....	41
a) Transférabilité du modèle	41
II.10 - Les modèles hydrologiques pluie-débit les plus utilisés	42
II.11- les modèles utilisées	42
II.11.1 Approche méthodologique et objectifs des modèles	43
a) Modèle du Génie Rural (GR).....	43
b) Modèle semi-distribué HBV LIGHT	43

II.11.2 - Les Modèles Génie Rural (GR)	43
II.11.2.1 - Modèle pluie-débit annuel GR1A	44
a) Description mathématique	44
b) Paramètre.....	45
II.11.2.2 - Modèle pluie-débit mensuel GR2M.....	45
a) Description mathématique	46
b) Paramètres.....	48
II.11.2.3 - Modèle pluie-débit journalier GR4J.....	48
a) Description mathématique.....	48
b) Paramètres.....	52
II.11.3 - Modèle HBV LIGHT.....	52
II.11.3.1 - Gestion de l'incertitude des paramètres et de la calibration	54
a) Description des paramètres du modèle HBV Light	54
II.12 – Conclusion	58

Chapitre III

ETUDE DE MILIEU

III.1- INTRODUCTION.....	59
III.2- Généralités sur le bassin versant de la Tafna.....	59
III.2.1- Contexte géographique.....	59
III.2.2- Cadre géologique.....	59
III.2.3- Stratigraphie des bassins versants de la Tafna	60
III.2.3.1- Contexte structurel et paléogéographique	61
III.2.3.2 – Contexte litho stratigraphique du bassin de la Tafna.....	61
a) Mésozoïque	61
a.1 - Trias.....	61
a.2- Jurassique et Crétacé	62
b) Cénozoïque	62
b.1 – Miocène	62
b.1.1-Miocène inférieur et moyen (synchro- nappes)	62
b.1.2- Miocène supérieur (post – nappes)	62
b.2- Plio - Quaternaire.....	62
III.2.4 - Cadre géomorphologique	62
III.2.4.1- Géomorphologie du bassin versant de la Tafna.....	62
a) Les Monts de la Tafna.....	62
b) Les Plaines de la Tafna.....	63
c) Plateaux et zones complémentaires	63
III.2.5 - Hydrologie et Hydrographie	63
III.2.5.1-Principaux affluents	64
III.2.5.2-Principaux barrages	64
III.2.6 - Les sous-bassin versants de la Tafna.....	65
a) Sous-bassin de l'oued KHEMIS.....	65
b) Sous –bassin de l'oued SEBDOU.....	66
c) Sous –bassin de l'oued MOUILLAH	66
d) Sous –bassin de l'oued SIKKAK	66

e) Sous –bassin de l’oued NACHEF (MAFFROUCH)	66
f) Sous –bassin de l’oued BOUKIOU	66
g) Sous –bassin de l’oued BENSEKRANE.....	67
h) Sous –bassin de l’oued CHOULY	67
i) Sous –bassin de l’oued ZITOUN.....	67
j) Sous –bassin de l’oued BOUMESSAOUAD.....	67
III.3 - Étude Morphologique.....	67
III.3.1- Paramètre de forme.....	69
a) Indice de compacité de Gravelius (Kc)	69
b) Rectangle équivalent	70
c) La densité de drainage.....	71
III.3.2- Paramètre de relief.....	72
III.3.2.1 Altitudes (Carte hypsométrique)	72
a) Hypsométrie du bassin versant de la Tafna.....	72
b) Hypsométrie des sous bassin versant de la Tafna.....	74
III.3.2.2- Pente	74
a) Indice de pente globale.....	78
b) Indice de pente de roche (Ip)	78
c) Dénivelées Spécifique (Ds)	79
III.3.2.3- Caractéristique du réseau hydrographie	81
a) Le rapport de confluence (Rc)	81
b) Le rapport des longueurs (RL)	81
c) Fréquence des cours d’eau.....	82
d) Coefficient de torrentialité.....	82
e) Le temps de concentration.....	83
1) Formule de Giandotti	83
2) Formule de Kirpich	83
III.3.2.4 - Occupation des Sols.....	84
III.4- Les ressources en eaux et les activités socio-économiques de la région.....	84
III.4.1- Ressources en eaux.....	84
a) Eaux de surface	84
b) Eaux souterraines.....	85
III.4.2- les activités socio-économiques.....	85
a) Agriculture.....	85
b) Industrie.....	85
III.4.3- Approvisionnement en eau potable.....	85
III.5 - Conclusion.....	86

Chapitre IV

ETUDE HYDROCLIMATIQUE

IV.1- Introduction	87
IV.2 - Collecte des données hydroclimatiques.....	88
IV.2.1 - Étude des précipitations	90
IV.2.1.1- Critique et homogénéisation des données pluviométriques.....	91

1) Ajustement des précipitations annuelles	91
a. Ajustement à une loi normal.....	92
b. Ajustement à une loi log normal.....	94
IV.2.1.2 – Comblement des lacunes par extension des données : Méthode de la régression linéaire.....	96
IV.2.1.3- Principes et application des tests statistiques dans l'analyse des séries et hydrométéorologiques	98
a. Principes généraux des tests statistiques	98
b. Test de corrélation sur les rangs (test de tendance)	98
c. Test de Pettitt (test de détection de rupture)	99
d. Statistique de Buishand (statistique U)	99
IV.3- Étude des lames d'eau écoulée	101
IV.3.1 - Ajustement des lames d'eau écoulées annuelles	101
IV.3.1.1- Approche statistique	102
IV.4 - Analyse de l'évolution thermique	105
IV.4.1 –Étude des tendances des températures moyennes annuelles (TMA)	105
IV.4.2 – Analyse des températures extrêmes	106
IV.4.3 – Variabilité des températures mensuelles	107
IV.4.4 –Variation intra- annuelle de la températures journaliers	107
IV. 5 - Humidité relative.....	108
IV.6 - Dynamique Du Vent.....	109
IV.7 - Étude de la variation des précipitations	110
IV.7.1 – Variabilité des précipitations moyennes annuelles	110
IV.7.2 - Répartitions des pluie mensuelles moyennes.....	115
IV.7.3 - Répartitions saisonnière des précipitations.....	115
IV.7.4 - Variation des précipitations moyennes journalières.....	115
IV.8 - Étude du climat	120
IV.8.1 - Diagramme Pluviothemique	120
IV.8 .2 - Indice Climatique	123
IV.8.2.1- Indice d'aridité de De martonne.....	123
a) Indice d'aridité annuel de De martonne (Im)	123
b) Indice d'aridité mensuel de De martonne (Im)	123
IV.8.2.2.- Indice d'aridité selon l'unep (United Nations Environment Programme)	125
IV.8.2.3- l'indice Standardisé des précipitations (SPI)	126
IV.9 - Étude Des Écoulements	128
IV.9.1- Variation interannuelle des débits	128
IV.9.2- Variation moyenne mensuelle des débits	129
IV.9.3- Variation journalières des débits.....	130
IV.10- Évapotranspiration potentielle (ETP) et déficit d'écoulement (ETR)	134
IV.10.1- Estimation d'évapotranspiration potentielle (ETP)	135
IV.10.1.1- La méthode de Thornthwaite	135
IV.10.1.2 - La formule de Penman-Monteith.....	136
IV.10.1.3- La formule d' Imrak	137
IV.10.1.4 - La formule de Hargreaves –Samani	137

IV.10.1.5 - La formule de Jensen & Haise	138
IV.10.1.6 - La formule d'Abtew	138
IV.10.1.7- La formule d'Oudin	138
IV.10.1.8 - les Indicateurs de performance statistique de ETP.....	141
a. RMSE (Erreur Quadratique Moyenne)	141
b. MBE (Erreur De Biais Moyenne)	141
c. MAE (L'erreur Absolue Moyenne)	141
d. D Index (Willmott Indice D)	141
e. RE (Erreur Relative)	142
f. R^2 (Coefficient De Corrélation)	142
IV.10.1.9 – Analyse comparative des méthodes d'estimations de l'ETP	142
IV.10.2- Calcul d'Évapotranspiration réelle (ETR) - formule de Turc.....	144
IV.11- Conclusion.....	146

Chapitre V

MODÉLISATION HYDROLOGIQUE PLUIE - DÉBIT

V.1- Introduction.....	148
V.2-Relation pluie- débit.....	148
V.2.1- Modélisation par régression simple	150
V.2.1.1- Corrélation annuelle.....	150
V.2.1.2- Corrélation mensuelle.....	154
V.2.1.3- Corrélation journalière.....	156
V.3- Modélisation pluie – débit des sous bassins versants	157
V.3.1- Application du modèle GR.....	157
V.3.1.1- Modèle annuel (GR1A)	158
a) Calage du modèle	158
b) Validation du modèle.....	161
V.3.1.2- Modèle mensuel (GR2M)	165
a) Calage du modèle GR2M.....	165
b) Validation du modèle GR2M.....	169
V.3.1.3- Modèle journalier GR4J	173
a) Évaluation de la sensibilité du modèle GR4J aux différences méthodes d'estimations de l'évapotranspiration potentielle.....	173
b) Analyse spatiale des performances.....	176
c) Comparaison entre débits simulés et observés dans les sous-bassins de la Tafna.....	179
d) Classement des modèles d'évapotranspiration potentielle (ETP)	179
e) La variabilité des paramètres dans le modèle GR4J.....	182
V.3.2 - le modèle HBV LIGHT	183
a) Calage du modèle	183
b) Validation du modèle	185
c) Comparaison entre débits observés et débits simulés.....	185

V.3.3 - Comparaison des performances des modèles HBV – LIGHT et GR4J.....	187
V.5 - Conclusion.....	190

Chapitre VI

LES MODELES CLIMATIQUES ET LEUR APPLICATION AU BASSIN DE LA TAFNA

VI.1- Introduction.....	191
VI.2 - Évolution de l'Impact des changements climatiques sur le bassin versant de la Tafna	191
VI.2.1 - Évaluation des performances des modèles climatiques globaux (MCG)	193
VI.2.2 – Justification du choix des Modèles Climatiques Globaux retenus.....	194
a) CNRM-CM6-1	194
b) IPSL-CM6A-LR	194
c) MIROC6	194
VI.2.3 – Simulation historique des variables climatiques.....	195
a) Simulation des précipitations passées (historiques)	195
b) Simulation des Températures passées (historiques)	197
VI.2.4 - Projection climatique à l'horizon 2080	198
VI.2.4.1- Ajustement des Projections Climatiques à l'Horizon 2080 par la Correction des Biais.....	199
a) Évolution future des précipitations.....	201
b) Évolution future des températures.....	205
c) Évolution future d'Évapotranspiration	206
d) Évolution future des débits simulés (mm)	207
VI.3 - Impact des changements climatiques sur le modèle hydrologique Génie rural	208
VI.3.1- Évaluation des performances en période historique sur l'ensemble du bassin versant de la Tafna	208
VI.3.2- Simulation du scénarios climatique futur	209
VI.3.2.1- Analyse de la relation entre forçages climatiques et débits simulés par les modèles hydrologiques GR.....	211
VI.4- Conclusion	214
Conclusion générale	215
Références bibliographiques	217
Annexes	

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Le climat terrestre a toujours été en constante évolution. Tout au long de son histoire, la planète a connu d'importants bouleversements climatiques, responsables de nombreuses catastrophes naturelles telles que les inondations, les sécheresses ou encore la désertification. Ces perturbations ont engendré des conséquences majeures sur les écosystèmes et les sociétés humaines.

L'intensification récente des phénomènes climatiques extrêmes, ainsi que leurs répercussions négatives sur les ressources en eau et les systèmes socio-économiques dans de nombreux pays, ont suscité une prise de conscience à l'échelle internationale. Les changements climatiques enregistrés ces dernières décennies sont étroitement liés à la variabilité de plusieurs composantes du cycle hydrologique, notamment les précipitations extrêmes, la fonte des neiges et des glaciers, l'augmentation de l'évaporation et de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, ainsi que les modifications de l'humidité du sol et du ruissellement. Toutefois, ces éléments présentent également une variabilité naturelle importante sur les échelles interannuelles à décennales, ce qui peut masquer les tendances à long terme (Bates et al., 2008).

Dans ce contexte, la modélisation hydrologique représente un outil fondamental pour évaluer les impacts de la variabilité climatique et optimiser la gestion des ressources en eau. Elle permet notamment de simuler la relation pluie-ruissellement, essentielle pour anticiper les réponses hydrologiques des bassins versants face aux changements climatiques. Toutefois, la fiabilité des résultats obtenus dépend largement de la performance du modèle utilisé et de sa capacité à représenter fidèlement les processus hydrologiques. Le calibrage et la validation du modèle constituent ainsi des étapes incontournables pour garantir la pertinence des simulations (Gherissi et al., 2018).

Aujourd'hui, la modélisation hydrologique est utilisée dans de nombreux domaines : la gestion de l'irrigation, la prévention des crues, la planification de l'aménagement du territoire (notamment pour la construction de barrages), la protection de l'environnement contre les pressions anthropiques, ainsi que la prévision des événements extrêmes. Au cours des deux dernières décennies, plusieurs modèles hydrologiques ont été développés, en particulier ceux axés sur la relation pluie-débit, offrant plus de flexibilité et d'efficacité dans les analyses.

De nombreuses recherches (Andreassian et al., 2004 ; Ahbari , 2013 ; Bakriti , 2014 ; Djebbi et al., 2023) ont étudié la modélisation pluie-débit. Parmi les modèles les plus utilisés figurent le modèle GR (Makhlouf , 1994 ; Mouelhi, 2003 ; Gherissi et al., 2017 ; Coffi et al., 2020) et le modèle HBV Light (Dakhlaoui , 2014; Atallah et al.,2023).

L'Algérie, comme l'ensemble des pays d'Afrique du Nord, est particulièrement exposée aux impacts des changements climatiques en raison de la prédominance des climats arides et semi-arides. Le pays a connu plusieurs épisodes de sécheresse au cours du XXe siècle, notamment durant les années 1940, 1970 et jusqu'à aujourd'hui. Les épisodes les plus sévères ont été enregistrés entre les années 1980 et 1990, avec un déficit pluviométrique estimé à environ 50 % dans les régions du Centre et de l'Ouest, et à 30 % à l'Est (Khoualdia, 2014).

Dans ce cadre, la présente étude porte sur le bassin versant de la Tafna, situé en zone semi-aride dans le nord-ouest de l'Algérie. Cette région a été fortement touchée par les sécheresses au cours des dernières décennies.

Le choix de ce bassin se justifie par sa taille significative, la diversité de ses conditions naturelles, la présence d'ouvrages hydrauliques majeurs, ainsi que par la disponibilité des données hydrologiques et climatiques, ce qui en fait un terrain idéal pour étudier l'impact du changement climatique sur les modèles hydrologiques.

Le climat dans les régions semi-arides comme le bassin de la Tafna est caractérisé par une forte variabilité climatique. Cela se traduit par : des précipitations irrégulières, un débit irrégulier des cours d'eau, des températures élevées.

Pourquoi le modèle hydrologique est-il important ? utilisation de divers modèles hydrologiques devient une tâche inévitable pour découvrir l'impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie des bassins versants.

L'objectif principal de ce travail est d'analyser l'évolution de l'impact du changement climatique sur le comportement hydrologique du bassin de la Tafna , en utilisant différents modèles conceptuels tels que le GR (Génie Rural) et le HBV Light en analysant la réponse du bassin face à divers scénarios climatiques

Pour répondre à cette problématique, le travail est structuré comprenant les chapitres suivants :

- **Chapitre I** : Présentation générale des changements climatiques à l'échelle mondiale et en Algérie, ainsi qu'une synthèse des principaux travaux de recherche sur ce sujet.
- **Chapitre II** : Introduction aux principes de la modélisation hydrologique, avec présentation des types de modèles existants, des logiciels les plus utilisés, et justification du choix méthodologique adopté.
- **Chapitre III** : Description détaillée du bassin versant de l'Oued Tafna, incluant sa localisation géographique, ses caractéristiques morphométriques et son contexte géologique.
- **Chapitre IV** : Consacrée à une étude des données disponibles , le choix des stations et la période d'étude , une étude hydroclimatique du bassin versant, analyse des températures et des écoulements, ainsi que caractérisation de la variabilité climatique à l'aide de tests statistiques permettant d'identifier ruptures et tendances dans les séries temporelles.
- **Chapitre V** : Application de deux modèles hydrologiques (GR et HBV Light) à différentes échelles temporelles (annuelle, mensuelle, journalière) pour simuler la réponse hydrologique du bassin.
- **Chapitre VI** : Simulation de scénarios climatiques futurs à l'horizon 2080, en s'appuyant sur trois modèles climatiques globaux (CNRM-CM6-1, MIROC6, IPSL-CM6A-LR) et plusieurs scénarios d'émissions (CMIP5, CMIP6) , SSP (*Shared Socioeconomic Pathways*) SSP2-45 , SSP5-85 et RCP (*Representative Concentration Pathways*) RCP 4.5, RCP 6.0 et RCP 8.5, afin d'évaluer leur impact sur les performances du modèle GR.

Enfin, une conclusion générale viendra clore ce travail en récapitulant les principaux résultats obtenus et en proposant des perspectives pour des recherches futures.

CHAPITRE I

Généralités sur le changement Climatique et ses impacts en Algérie

I.1 - Introduction

Depuis plusieurs décennies, les ressources en eau, essentielles à la vie et au développement des sociétés humaines, sont soumises à de fortes pressions. Alors qu'elles étaient autrefois considérées comme abondantes, leur rareté est devenue une réalité dans de nombreuses régions du globe. Cette raréfaction s'explique non seulement par des facteurs naturels, mais surtout par l'intensification des usages humains et par la perturbation progressive des équilibres climatiques. Aujourd'hui, l'eau, pilier fondamental de la civilisation humaine, est au centre de nombreux enjeux économiques, sociaux et environnementaux.

Le climat de la Terre, quant à lui, connaît des transformations profondes et rapides sous l'effet des activités humaines. Le changement climatique se manifeste par une élévation des températures moyennes, une modification des régimes de précipitations, ainsi qu'une augmentation de la fréquence et de l'intensité des phénomènes météorologiques extrêmes. Ces bouleversements, qui s'accroissent depuis l'ère industrielle, traduisent une rupture par rapport aux variations naturelles du passé. Ils impactent directement les ressources naturelles, et en particulier l'eau, en modifiant les dynamiques du cycle hydrologique.

Dès les premières alertes scientifiques au cours du XXe siècle, la communauté internationale a reconnu la nécessité de mieux comprendre et de mieux anticiper ces évolutions. La création d'instances d'expertise telles que le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) a permis de produire des évaluations rigoureuses, qui confirment la responsabilité humaine dans le réchauffement climatique et soulignent l'urgence d'agir face à ses multiples conséquences. Parmi celles-ci, l'impact sur les ressources en eau apparaît comme particulièrement préoccupant : perturbation des régimes fluviaux, altération de la recharge des aquifères, baisse de la qualité des eaux, multiplication des risques de sécheresses et d'inondations.

Dans ce contexte, l'étude du lien entre changement climatique et hydrologie revêt une importance capitale. Comprendre comment les variations climatiques influencent les processus hydrologiques est indispensable pour évaluer les risques futurs, préserver les ressources disponibles et adapter les stratégies de gestion de l'eau. Cette analyse est d'autant plus cruciale que l'eau constitue un facteur transversal touchant à la fois à l'alimentation, à la santé, à l'énergie et à la préservation des écosystèmes.

Le présent travail se fixe pour objectif de définir avec précision les concepts fondamentaux liés au changement climatique, d'en exposer les principaux enjeux à l'échelle mondiale et régionale, et d'analyser l'importance particulière de cette problématique dans le domaine hydrologique en Algérie.

I.2 - Le Changement Climatique : Définitions et Principaux Enjeux

I.2.1 - Définition du changement climatique :

Le changement climatique désigne une altération durable et significative des caractéristiques climatiques de la Terre, telles que la température moyenne, les précipitations ou les événements météorologiques extrêmes. Il se distingue de la variabilité climatique, qui correspond aux fluctuations naturelles du climat observé sur des périodes limitées (années, décennies) en réponse à des facteurs internes au système climatique ou à des causes naturelles externes comme l'activité solaire ou volcanique. Tandis que la variabilité reflète la dynamique normale du climat terrestre, le changement climatique contemporain est principalement attribué aux activités humaines, notamment à l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre qui modifient la composition chimique de l'atmosphère (GIEC, 2007).

L'évolution de la compréhension du changement climatique est le fruit d'un long processus scientifique. Dès 1824, Jean-Baptiste Fourier introduit l'idée que l'atmosphère agit comme un isolant retenant la chaleur terrestre. Quelques décennies plus tard, John Tyndall (1861) identifie expérimentalement le rôle de certains gaz, comme la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone, dans l'absorption de la chaleur. En 1896, Svante Arrhenius quantifie pour la première fois l'effet du dioxyde de carbone sur la température globale, suggérant qu'une augmentation de ce gaz pourrait entraîner un réchauffement de la planète. Au cours du XXe siècle, l'amélioration des instruments de mesure et la collecte systématique de données météorologiques permettent de détecter une tendance au réchauffement.

À partir des années 1950, Charles David Keeling documente l'augmentation continue de la concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère grâce à ses mesures sur le volcan Mauna Loa (Hawaï), aboutissant à ce qui est aujourd'hui connu sous le nom de "courbe de Keeling". Ces observations renforcent l'idée d'un changement climatique global d'origine anthropique. Face à l'accumulation des preuves, la communauté internationale réagit en créant en 1988 le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), sous l'égide de l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et du Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE), afin d'évaluer de manière systématique les informations scientifiques sur le changement climatique.

Depuis, les rapports successifs du GIEC (1990, 1995, 2001, 2007, 2014, 2021) ont confirmé l'existence d'un réchauffement global sans précédent, attribuable majoritairement aux activités humaines, et alertent sur les impacts graves pour les sociétés humaines et les écosystèmes naturels si des mesures d'atténuation et d'adaptation ne sont pas prises rapidement.

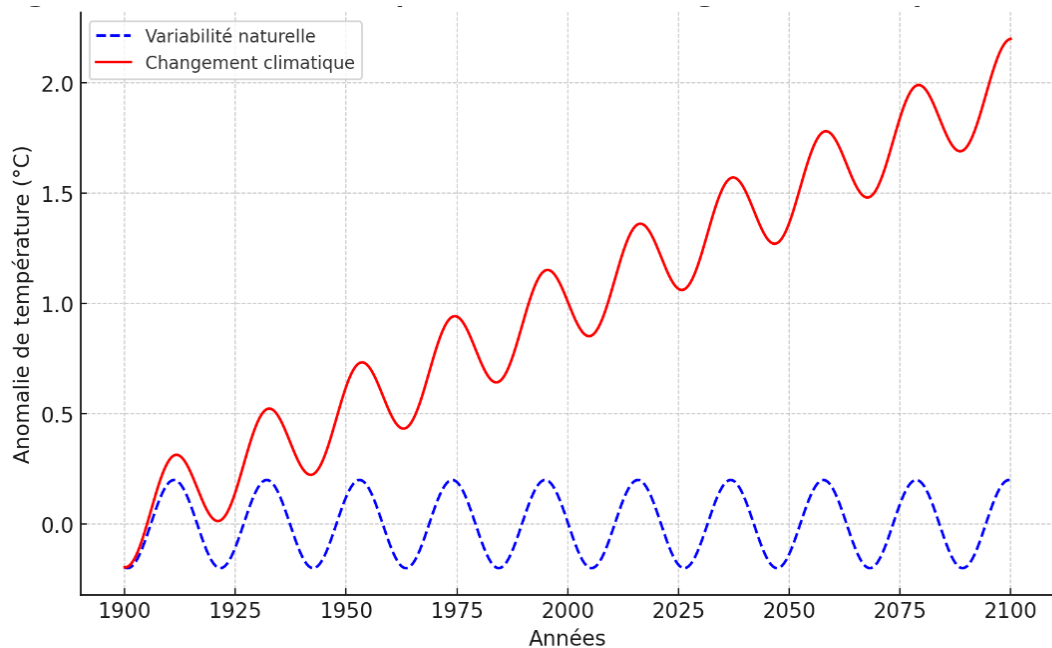


Figure I.1 : Représentation de la variabilité climatique naturelle et de la tendance au changement climatique anthropique au cours du temps (inspiré de IPCC, 2007).

I.2.2 - Les causes du changement climatiques :

Les changements climatiques sont dûs 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 catégories principales de causes : naturelles et anthropiques.

- 1) *Causes naturelles* : Les facteurs naturels incluent l'activité solaire, les variations orbitaires de la Terre (Cycles de Milankovitch) et les éruptions volcaniques. Cependant, selon les recherches de Solanki et al. en 2013, l'irradiance solaire a légèrement diminué au cours des dernières décennies, ce qui n'a pas joué un rôle significatif dans le réchauffement climatique observé. Les éruptions volcaniques, bien qu'elles émettent des gaz à effet de serre et des aérosols, ont en revanche un effet refroidissant à court terme en réfléchissant la lumière du soleil (GIEC, 2021).
- 2) *Causes anthropiques* : Les activités humaines, notamment la combustion de combustibles fossiles (charbon, pétrole, gaz naturel), ont largement contribué à l'augmentation des concentrations de GES comme le CO₂, le CH₄ et le N₂O. Ces gaz piègent la chaleur dans l'atmosphère, provoquant un réchauffement global. Le CO₂ est le plus dominant, représentant environ 75 % de l'augmentation des concentrations de GES depuis l'ère industrielle (GIEC, 2021). De plus, la déforestation, l'agriculture intensive et l'urbanisation modifient les cycles du carbone et de l'eau, amplifiant le réchauffement et les phénomènes climatiques extrêmes (Foley et al., 2005).
- Dioxyde de carbone (CO₂) est l'un des principaux gaz responsables du réchauffement climatique. Selon le rapport du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat), environ 65% des émissions mondiales de CO₂ proviennent de la consommation d'énergie, en particulier la combustion de charbon, de pétrole et de gaz naturel (IPCC, 2021). L'étude de Ramanathan et al. 2007 souligne que la combustion des énergies fossiles dans

les secteurs de l'industrie et des transports génère une quantité importante de CO₂, qui s'accumule dans l'atmosphère, exacerbant ainsi l'effet de serre.

- Méthane (CH₄) bien que moins abondant que le CO₂, est un gaz à effet de serre extrêmement puissant, avec un potentiel de réchauffement global environ 25 fois plus élevé sur un horizon de 100 ans (Myhre et al., 2013). Il est principalement émis par l'agriculture, notamment les ruminants, dont la digestion génère du méthane, comme l'explique Smith et al. en 2014 dans ses recherches sur l'agriculture durable. L'extraction de gaz naturel et le stockage des déchets organiques dans les décharges sont également des sources importantes de méthane.
- Protoxyde d'azote (N₂O) qui a un PRG (potentiel de réchauffement global) environ 298 fois plus élevé que le CO₂ (Forster et al., 2007), est principalement émis par les pratiques agricoles. L'utilisation d'engrais azotés dans l'agriculture industrielle libère du N₂O, comme l'a détaillé Tubiello et al. en 2013 dans ses travaux sur l'impact de l'agriculture sur le changement climatique.
- Déforestation Selon Houghton en 2005, la déforestation est responsable de la libération de grandes quantités de CO₂ dans l'atmosphère, ce qui augmente le réchauffement climatique. Les forêts jouent un rôle crucial en tant que puits de carbone, et leur destruction réduit cette capacité d'absorption. En outre, les pratiques agricoles liées à la déforestation, comme la culture intensive et l'élevage, augmentent encore les émissions de GES (Alvarez et al., 2012).
- Agriculture et urbanisation La recherche de Foley et al. en 2005 montre que l'urbanisation croissante et l'expansion des terres agricoles modifient de manière significative la dynamique des gaz à effet de serre, en réduisant la capacité de la Terre à absorber le carbone et en perturbant les cycles hydrologiques naturels.
- Combustion de combustibles fossiles La combustion de combustibles fossiles reste la principale source d'émissions de CO₂, contribuant fortement au réchauffement climatique. Stern (2006) souligne dans son rapport que la transition énergétique vers des sources renouvelables et la réduction des émissions des combustibles fossiles sont essentielles pour limiter l'ampleur du changement climatique.
- Urbanisation et industrialisation L'expansion des zones urbaines et l'industrialisation entraînent des changements significatifs dans l'utilisation des sols et la demande énergétique. Selon Seto et al. en 2014, l'urbanisation rapide, en particulier dans les pays en développement, génère une demande accrue de ressources énergétiques, ce qui se traduit par des émissions supplémentaires de CO₂ et d'autres GES.

I.2.3 - Manifestations du changement climatique à l'échelle mondiale

Le changement climatique est devenu une problématique environnementale majeure, et ses effets se manifestent à l'échelle mondiale sous diverses formes. Ces changements, qui incluent une hausse généralisée des températures, des variations des régimes de précipitations, une élévation du niveau de la mer et une intensification des événements climatiques extrêmes, ont

des conséquences profondes et multiples sur l'environnement, les sociétés humaines et les économies à l'échelle mondiale.

a) Augmentation des températures mondiales :

Une des manifestations les plus évidentes du changement climatique est l'augmentation de la température moyenne globale, phénomène observé principalement depuis la fin du XIXe siècle. D'après les dernières études du GIEC (2021), la température terrestre a augmenté d'environ + 1,1°C depuis 1850, avec une accélération notable du réchauffement depuis le milieu du XXe siècle. Ce phénomène entraîne plusieurs effets notables :

- *Fréquence accrue des vagues de chaleur :* Des périodes de chaleur intense sont de plus en plus fréquentes et prolongées. Par exemple, l'été 2019 a vu des températures record dans plusieurs régions d'Europe, dont la France, où des valeurs proches de 45°C ont été enregistrées, marquant un seuil historique (OMM, 2019).
- *Perturbations des cultures agricoles :* Les variations de température modifient les périodes de croissance des plantes, avec des périodes de sécheresse plus longues et plus sévères dans certaines zones. Ce phénomène affecte la production alimentaire, notamment dans les régions subtropicales et méditerranéennes (Wheeler et al., 2013).
- *Impact sur les écosystèmes naturels :* Les écosystèmes terrestres et marins sont également perturbés par ces changements. Par exemple, l'augmentation des températures a entraîné un blanchissement massif des récifs coralliens, un phénomène observable dans les océans Atlantique et Pacifique (Hughes et al., 2017).

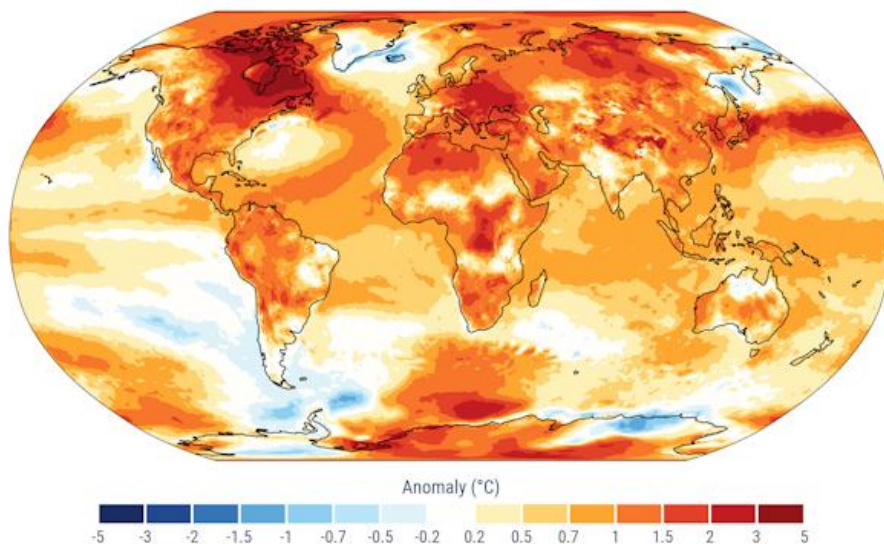


Figure I.2 L'anomalie moyenne de températures observée en 2024

(Source : <https://theconversation.com/1-5-c-en-plus-au-thermometre-en-2024-queelles-lecons-en-tirer-246738>).

b) Modifications des régimes de précipitations

Les régimes de précipitations ont également subi des transformations importantes. Ces changements varient en fonction des régions et peuvent avoir des effets opposés dans certaines zones :

- *Sècheresse prolongée dans certaines régions* : Le Sahel, en Afrique, connaît des épisodes de sécheresse de plus en plus fréquents depuis les années 1970, un phénomène exacerbé par l'augmentation des températures globales. Cette évolution a aggravé la sécurité alimentaire dans des zones déjà vulnérables (Sircoulon, 1976).
- *Inondations dues à des pluies intenses* : À l'inverse, certaines régions connaissent des périodes de pluies plus abondantes et plus erratiques. Cela se traduit par des inondations plus fréquentes, comme celles observées en Europe en 2021, où des pluies torrentielles ont causé des pertes humaines et des dégâts matériels considérables (Kron, 2015).
- *Modification des saisons hydrologiques* : Le changement des schémas pluviométriques perturbe les cycles naturels de l'eau. Dans certaines régions, les périodes sèches deviennent plus longues, tandis que des précipitations torrentielles surviennent de manière imprévisible, modifiant l'équilibre des ressources en eau (Trenberth et al., 2003).

c) L'élévation du niveau de la mer :

L'élévation du niveau des océans est une autre manifestation du changement climatique, principalement causée par la fonte des glaciers et des calottes glaciaires ainsi que l'expansion thermique des océans :

- *Fonte des glaces continentales* : Le réchauffement a provoqué une réduction significative des glaces dans l'Antarctique et le Groenland, ce qui a contribué à l'élévation du niveau de la mer. Selon les projections du GIEC (2021), ce phénomène pourrait entraîner une élévation du niveau marin de 0,29 à 0,59 mètres d'ici 2100.
- *Expansion thermique des océans* : En parallèle, la température croissante des océans entraîne une expansion de l'eau de mer, contribuant également à cette montée des eaux. Cette situation met en danger de nombreuses zones côtières et petites îles qui risquent de voir leurs terres submergées d'ici la fin du siècle (Nicholls et al., 2007).

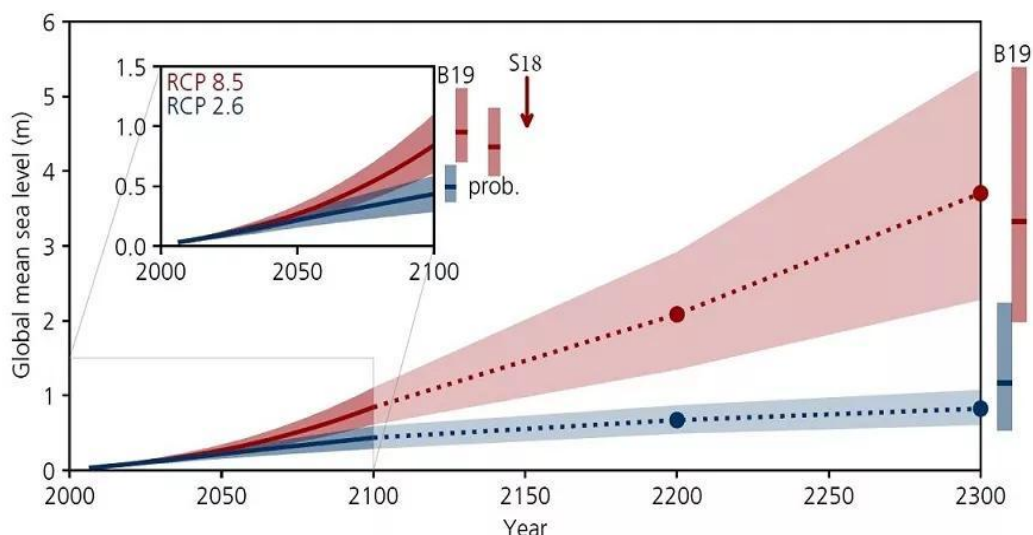


Figure I.3 Projection de l'élévation du niveau de la mer jusqu'en 2300.
(Source : <https://refmar.shom.fr/actualites/rapport-2022-giec>).

d) Intensification des événements climatiques extrêmes

Les événements climatiques extrêmes, comme les tempêtes, les vagues de chaleur et les incendies de forêts, connaissent également une intensification, ce qui entraîne des conséquences de plus en plus graves pour l'environnement et les populations humaines :

- *Incendies de forêt* : Les incendies dans des régions comme l'Australie ont été particulièrement exacerbés par les conditions de chaleur extrême et la sécheresse prolongée. Les incendies de 2019-2020, qui ont brûlé des millions d'hectares, illustrent bien l'impact du réchauffement climatique sur ces événements (Boer et al., 2020).
- *Phénomènes tropicaux plus puissants* : L'augmentation de la température de surface des océans entraîne une intensification des cyclones tropicaux. Des événements tels que l'ouragan Katrina (2005) et l'ouragan Maria (2017) ont montré l'ampleur de la dévastation causée par ces phénomènes, notamment dans les Caraïbes et le sud des États-Unis (Coumou et al., 2013).
- *Vagues de chaleur* : Les vagues de chaleur, particulièrement marquées en Europe, affectent de plus en plus la santé publique, en augmentant les risques de maladies cardiovasculaires et respiratoires chez les populations vulnérables. L'été 2019 a par exemple vu des records de températures à travers le continent (Schär et al., 2004).

1.2.4 - Modélisation et scénarios du changement climatique :

1.2.4.1 – Les types de modèles climatiques !

La compréhension du changement climatique et la prévision de ses évolutions futures constituent aujourd'hui l'un des enjeux scientifiques majeurs. La modélisation climatique, outil indispensable pour appréhender la complexité du système climatique terrestre, repose sur la représentation mathématique et numérique des processus physiques, chimiques et biologiques intervenant à différentes échelles spatiales et temporelles. Ces modèles permettent de simuler les réponses du climat aux forçages naturels et anthropiques et d'évaluer les impacts potentiels de différentes trajectoires socio-économiques sur le climat futur.

Il existe deux grandes catégories de modèles climatiques : les modèles de circulation générale (GCM) et les modèles climatiques régionaux (RCM).

Les GCM permettent de simuler le climat à l'échelle mondiale et sont couramment utilisés pour étudier les changements climatiques à long terme en fonction de divers scénarios d'émissions. Toutefois, en raison de leur résolution spatiale et temporelle assez grossière, généralement de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres, ces modèles ne sont pas adaptés pour analyser précisément les conditions climatiques locales.

À l'inverse, les RCM, avec une résolution beaucoup plus fine (environ 10 km), permettent de modéliser de manière plus détaillée les phénomènes à petite échelle qui sont souvent approximés ou négligés dans les GCM, ce qui les rend particulièrement utiles pour l'étude des impacts climatiques régionaux (Prignon , 2016).

a) Les modèles climatiques globaux (GCM - Global Climate Models) :

Sont conçus pour résoudre les équations fondamentales qui gouvernent la dynamique de l'atmosphère, des océans, de la cryosphère et de la biosphère. Ces modèles tridimensionnels intègrent l'ensemble des échanges d'énergie, d'eau et de matières entre les différents compartiments du système climatique. Afin de rendre la résolution numérique possible, le globe terrestre est discrétisé en une grille horizontale et verticale, dont la résolution typique varie de 100 à 250 kilomètres selon les modèles.

Cette discrétisation entraîne cependant des approximations nécessaires, notamment pour des phénomènes se produisant à des échelles inférieures à la taille de la maille (comme la convection atmosphérique ou la formation des nuages), qui doivent être paramétrisés (Flato et al., 2013).

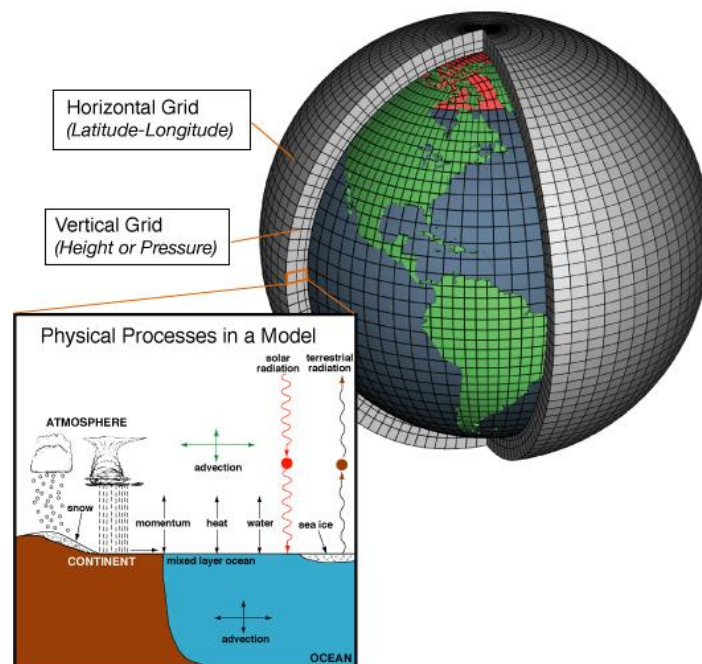


Figure I.4 Modèle climatique global.

(Source : https://fr.wikipedia.org/wiki/Mod%C3%A8le_de_circulation_g%C3%A9n%C3%A9rale)

b) Les modèles climatiques régionaux (RCM - Regional Climate Models) :

Ont été développés pour raffiner les projections climatiques sur des domaines géographiques spécifiques. Les RCM utilisent les sorties des GCM comme conditions aux limites et simulent le climat à des résolutions plus fines, généralement de 10 à 50 kilomètres. Ce raffinement permet une meilleure représentation des effets locaux, tels que les influences orographiques, les phénomènes côtiers, ou encore les extrêmes climatiques régionaux (Giorgi et al., 2015).

Toutefois, malgré ces avancées, les modèles régionaux restent dépendants des incertitudes inhérentes aux GCM dont ils dépendent.

Pour décrire avec précision le relief, il est recommandé d'adopter un modèle climatique limité à une zone spécifique et utilisant une maille de résolution très fine (moins de 20 km). Cette approche repose sur l'utilisation d'un modèle régional obtenu par une méthode de réduction d'échelle (downscaling), permettant de passer d'un modèle global (MCG : 200 x 200 km) à un modèle plus détaillé (MCR : 50 x 50 km, 25 x 25 km, 12 x 12 km).

Ces modèles régionaux exploitent la désagrégation des champs géophysiques en résolvant les équations de la thermodynamique atmosphérique afin de mieux représenter les phénomènes locaux, notamment les précipitations. Lorsqu'on cherche à augmenter la résolution spatiale d'un modèle global grâce à un modèle régional, on parle de désagrégation dynamique, ce qui revient à effectuer un "agrandissement" sur une zone précise. Ce processus est illustré de manière schématique dans la figure I.3 : à gauche, le modèle régional guidé par les informations générales du modèle global situé à droite. Le modèle global décrit les grandes tendances de l'atmosphère (vents, températures, pressions, humidité), mais n'intègre pas les petites fluctuations spatiales (moins de 100 km).

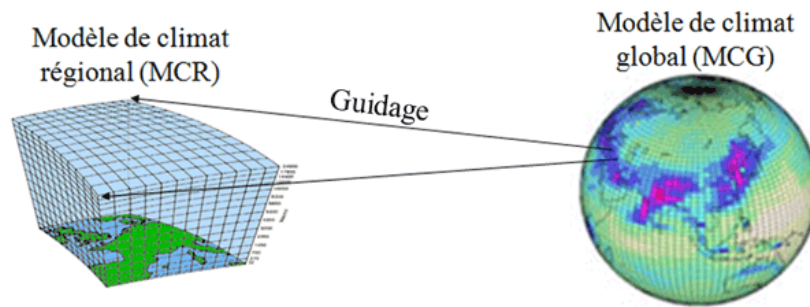


Figure I.5: la problématique de guidage d'un modèle climatique régional par un model climatique globale (Source: Drobinski P, 2015)

1.2.4.2 – Scénarios d'émissions :

Pour simuler l'évolution du climat, des scénarios socio-économiques basés sur les modes de production, de consommation et les dynamiques démographiques sont utilisés. Ces scénarios, élaborés à partir de modèles d'impact simplifiés, sont essentiels car les activités humaines contribuent au réchauffement climatique. Le GIEC a produit plusieurs générations de scénarios.

Quatre scénarios de référence de l'évolution du forçage radiatif (tableau ci- dessous), relatifs à l'évolution de la concentration en gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère au cours du 21eme siècle , existent « RCP » (*Representative Concentration Pathway*):

Tableau I.1 . Les principales caractéristiques des scénarios RCP (Source: Charron I, 2016).

Nom	Forçage radiatif	Concentration (ppm)	Trajectoire
RCP 2.6	Pic à $3W.m^{-2}$ avant 2100 , puis déclin	Pic ~490	Pic puis déclin
RCP 4.5	$4.5W.m^{-2}$ au niveau de stabilisation après 2100.	~ 660	Stabilisation sans dépassement
RCP 6.0	$6W.m^{-2}$ au niveau de stabilisation après 2100.	~ 850	Stabilisation sans dépassement
RCP 8.5	$8.5 W.m^{-2}$ en 2100.	>1370	Croissante

La qualité et la pertinence des simulations climatiques dépendent également des hypothèses d'émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols utilisées en entrée des modèles. À cet égard, les "Representative Concentration Pathways" (RCP) élaborés par le GIEC (IPCC, 2021) constituent un ensemble de scénarios normalisés décrivant des évolutions futures plausibles du forçage radiatif exercé par les activités humaines sur le climat. Chaque RCP correspond à un niveau de forçage radiatif exprimé en watts par mètre carré (W/m^2) à l'horizon 2100. Ainsi, le RCP2.6 correspond à une trajectoire ambitieuse de réduction des émissions, limitant le réchauffement global à environ 1,5 °C à 2 °C par rapport à l'époque préindustrielle. Le RCP4.5 et le RCP6.0 envisagent des stabilisations à des niveaux intermédiaires, tandis que le RCP8.5 représente un scénario sans effort d'atténuation, avec des émissions à forte croissance continue.

L'utilisation combinée de modèles climatiques et de scénarios démographiques, économiques et technologiques permet de produire des projections climatiques qui, bien que sujettes à diverses incertitudes, fournissent des indications essentielles pour la planification de l'adaptation et de l'atténuation. Les différences entre scénarios illustrent l'ampleur des choix sociétaux à venir. Par exemple, sous le RCP2.6, le niveau moyen des mers pourrait augmenter de 26 à 55 cm d'ici 2100, alors que sous le RCP8.5, cette hausse pourrait atteindre jusqu'à 98 cm, avec des conséquences majeures pour les zones côtières et les écosystèmes vulnérables.

Cependant, plusieurs incertitudes demeurent. Celles-ci proviennent notamment de la représentation imparfaite des processus physiques complexes tels que les interactions nuage-aérosol, de la variabilité climatique interne naturelle, et des hypothèses sur l'évolution future des sociétés humaines. De plus, à mesure que les modèles gagnent en résolution et en complexité, leur sensibilité aux conditions initiales et aux paramètres devient un enjeu critique pour l'interprétation des résultats.

Pour améliorer la fiabilité des projections, des ensembles de simulations multi-modèles, comme ceux du projet CMIP (Coupled Model Intercomparison Project), sont utilisés pour évaluer la robustesse des résultats et estimer les incertitudes (Taylor et al., 2012). La comparaison entre différents modèles et scénarios permet ainsi de délimiter les fourchettes de projections climatiques plausibles.

Simultanément, les chercheurs en sciences sociales et en économie développent divers scénarios illustrant des évolutions contrastées des sociétés humaines, selon des dynamiques socio-économiques variées et des choix distincts en matière d'atténuation et d'adaptation au changement climatique. Ces scénarios sont classés en cinq groupes, appelés « SSP » (*Shared Socioeconomic Pathways*).

- SSP1 : Voie durable, monde axé sur la durabilité, l'équité et la préservation de l'environnement.
- SSP2 : Voie médiane, poursuite des tendances actuelles avec une progression modérée et des disparités persistantes.
- SSP3 : Rivalités régionales, un monde fragmenté, marqué par le nationalisme, des conflits et de fortes inégalités.

- SSP4 : Inégalités, une fracture croissante entre les régions développées et marginalisées, avec des progrès inégaux.
- SSP5 : Développement fossile, croissance rapide fondée sur les énergies fossiles et une forte intensité économique et énergétique.

Les scénarios climatiques sont désignés par un nom de trajectoire socio-économique (SSP) suivi d'un chiffre indiquant le forçage radiatif en 2100 (en dixièmes de watts par mètre carré). Par exemple :

- SSP5-8.5 : Scénario de fortes émissions et de développement basé sur les énergies fossiles, atteignant un forçage radiatif de 8,5 W/m², équivalent à l'ancien RCP8.5.
- SSP3-7.0 : Scénario de rivalités régionales avec un forçage de 7,0 W/m², introduit pour combler l'écart entre RCP6.0 et RCP8.5.
- SSP2-4.5 : Scénario médian avec des mesures modérées de protection climatique, atteignant 4,5 W/m², équivalent au RCP4.5.
- SSP1-2.6 : Scénario durable visant à limiter le réchauffement à 2 °C, avec un forçage de 2,6 W/m², similaire au RCP2.6

La figure I.6 présente l'évolution du forçage radiatif supplémentaire au cours du temps. depuis l'ère préindustrielle, ce forçage a augmenté de 2,5 watts.

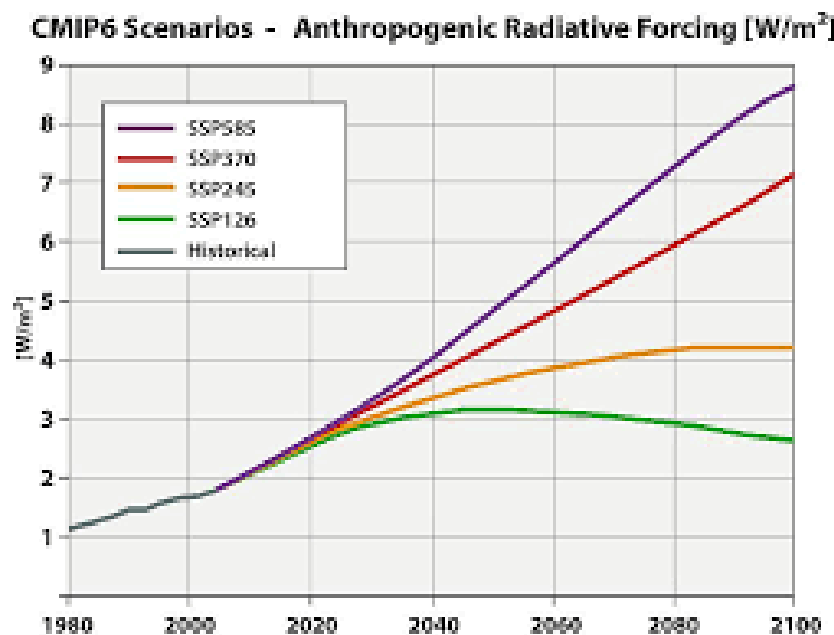


Figure I.6 Les lignes représentent l'évolution du forçage radiatif supplémentaire induit par les gaz à effet de serre dans le passé (gris) et pour les quatre scénarios SSP (vert, jaune, rouge, violet) (Source : <https://www.drias-climat.fr/accompagnement/sections/339>).

I.3 - Impact du Changement 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.

1.3.1- Évolution climatique récente en Algérie :

L'Algérie, comme de nombreux pays dans le monde, subit les effets du changement climatique, qui se manifestent par une augmentation des températures, une diminution des précipitations et une multiplication des événements climatiques extrêmes. Voici les principales tendances et défis liés à l'évolution climatique en Algérie

a) Tendance des Températures :

Depuis plusieurs décennies, l'Algérie fait face à une hausse soutenue de ses températures. Selon les travaux de Khezazna, en 2019 il y'aurait une augmentation régulière des températures moyennes sur une période de plusieurs décennies, en corrélation avec le réchauffement climatique. Un accroissement des températures moyennes annuelles de + 0.3 à 0.5 °C par décennie durant une période de 30 à 50 ans a été détecté dans plusieurs stations météorologiques de l'Algérie orientale. Belhadj en 2020 confirme ce résultat et révèle une hausse continue des températures moyennes dans la région de Sebaou, avec des augmentations allant de + 0.2 à + 0.4 °C.

Dans Mokhnache et al. en 2020, les relevés météorologiques indiquent une augmentation moyenne de +1,4 °C entre 1970 et 2017. Ce réchauffement n'est pas uniforme sur l'ensemble du territoire : il est particulièrement prononcé dans les zones sahariennes où des hausses proches de +2 °C ont été constatées.

Les projections climatiques issues du GIEC (2021) confirment cette tendance et prévoient, dans le pire des scénarios, une augmentation des températures pouvant atteindre +4 °C à la fin du XXI^e siècle. L'Office National de la Météorologie (ONM) signale par ailleurs une multiplication par deux du nombre de jours de fortes chaleurs (supérieurs à 40 °C) dans des régions comme Adrar, El Oued ou Ghardaïa.

b) Tendance des Précipitations :

En parallèle de cette élévation thermique, une nette modification du régime pluviométrique est observée depuis les années 1980, l'Algérie a traversé une période de sécheresse sévère, notamment en 1981 et 1982 marquées par des déficits pluviométriques importants.

D'après l'ONM, une diminution significative des précipitations a été observée, notamment en 1992, 1993 et 1994. Une période de sècheresse prolongée a eu des conséquences majeures sur les niveaux des réservoirs et des nappes phréatiques. Par exemple le barrage d'oued Boudouaou,

plus précisément connu sous le nom de barrage de Keddara (Wilaya Boumerdès) a enregistré une baisse de 45% de son niveau de remplissage pendant la période 1992-1993.

Des phases humides durant 1996-1997 et 2005-2006 durant lesquelles on a observé une pluviométrie importantes. Des barrages comme Koudiat Medouar ont enregistré un remplissage significatif , certaines régions comme Alger , Oran ont enregistré des excédents jusqu'à 30% par rapport à la moyenne décennale. .

Les recherches menées par Laborde (1995), en collaboration avec l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), ont permis d'élaborer une cartographie pluviométrique du Nord algérien, mettant en évidence une tendance à la réduction des précipitations dans les bassins de la Macta, de la Tafna et du Chélif. Cette évolution est associée aux modifications climatiques observées, suggérant une baisse continue des précipitations dans ces zones au cours des dernières décennies, en particulier dans les régions côtières et les Hauts Plateaux.

Par ailleurs, l'analyse des séries chronologiques de centaines de stations météorologiques dans les régions côtières et intérieures du Nord de l'Algérie, réalisée par Hassini et al. en 2008, montre une alternance d'épisodes pluviométriques excédentaires et déficitaires au cours des périodes 1951-1980 et 1961-1990, reflétant une variabilité climatique importante. Cette variabilité est confirmée par les études de Meddi (2009), Medejerab et al (2011), et Khouldia et al. (2014) , Drouiche et al. (2019) , qui indiquent que les réductions pluviométriques dans certaines régions, telles que Mascara (Ouest) et Mitidja (Centre), ont atteint des niveaux de 36 % et 20 % respectivement, mettant en lumière les conséquences de cette tendance sur les ressources en eau.

I.3.2 - Conséquences du changement climatique en Algérie :

I.3.2.1 - Impacts sur les 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.

a) Diminution des écoulements et recharge des nappes phréatiques

Depuis plusieurs décennies, l'Algérie connaît une réduction significative de ses précipitations annuelles. Selon le Programme des Nations Unies pour le Développement en 2018 , le pays enregistre une baisse de 20 à 30 % des apports pluviaux depuis les années 1970. Cette diminution affecte directement les écoulements de surface et, par conséquent, la recharge naturelle des nappes phréatiques.

Le Ministère des Ressources en Eau en 2017 rapporte que dans certains bassins hydrauliques, notamment dans la région nord du pays (comme les bassins du Cheliff et de la Soummam), la recharge des nappes a chuté de plus de 25 % en 30 ans. Cette situation est aggravée par l'augmentation de l'évapotranspiration, estimée à +10 % selon le Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique en 2019, ce qui réduit encore l'infiltration des eaux de pluie vers les nappes.

En conséquence, plusieurs nappes, notamment celles du Nord algérien (système aquifère de Ghriiss, nappe de la Mitidja...), montrent des signes évidents d'épuisement, menaçant les activités agricoles et l'approvisionnement en eau potable dans les zones rurales.

b) Évolution des débits des cours d'eau :

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 al. 2003, Ghenim et al., 2010).

La réduction des débits est accompagnée par une accentuation des phénomènes extrêmes. On observe, d'une part, des étiages prolongés pendant les périodes sèches, et d'autre part, des crues éclaircies causées par des épisodes pluvieux intenses et courts. Le GIEC précise que ce type de variabilité est une caractéristique typique des bassins méditerranéens en réponse au changement climatique.

Ces changements hydrologiques compliquent la gestion des infrastructures hydrauliques (barrages, canaux, stations de traitement), réduisant leur efficacité, augmentant les risques d'inondations et mettant en péril la sécurité des approvisionnements en eau.

c) Sécheresses accrues et variabilité hydrologique

La fréquence et la durée des sécheresses ont considérablement augmenté en Algérie. Le CRAAG mentionne que sur les cinquante dernières années, l'Algérie a subi au moins quatre périodes majeures de sécheresse prolongée, notamment entre 1980-1988 et 1998-2002.

Selon une analyse du Plan National de l'Eau 2020, la répétition des sécheresses entraîne une instabilité dans l'alimentation des réservoirs, une baisse des rendements agricoles, une perte de biodiversité aquatique et un accroissement de la désertification, surtout dans les hauts plateaux et les zones steppiques.

L'Algérie a traversé plusieurs périodes de sécheresse au cours de son histoire, caractérisées par des variations climatiques naturelles et des événements extrêmes liés aux changements climatiques. Avant les années 1960, les sécheresses étaient ponctuelles et souvent suivies de périodes plus humides, ce qui permettait un rétablissement des ressources en eau et de l'agriculture. Après l'indépendance en 1962, les décennies suivantes (1970-1980) ont vu une relative stabilité pluviométrique, mais des sécheresses locales affectaient toujours certaines régions, notamment dans les zones agricoles et les hauts plateaux (Hassini, 2008).

La fin des années 1980 et le début des années 1990 ont marqué une crise majeure avec des déficits pluviométriques importants, en particulier en 1992 et 1993, où les précipitations ont chuté de manière significative. Cette période a provoqué des pénuries d'eau sévères, des réductions de rendements agricoles et une baisse des niveaux des réservoirs d'eau (Meddi, 2009). Les années 2000 ont permis un certain rétablissement des conditions pluviométriques avec des périodes plus humides autour de 2005-2006, mais les sécheresses demeuraient fréquentes, affectant les réserves en eau et l'agriculture (Sidi Mohamed, 2017).

Hassini (2008) examine l'évolution des régimes climatiques et leur impact sur la gestion des ressources en eau, mettant en évidence la réduction des précipitations et l'augmentation des températures. Il propose des solutions comme l'amélioration des infrastructures de stockage d'eau et la reforestation pour lutter contre la désertification.

Meddi (2009) étudie les conséquences de la sécheresse prolongée sur les ressources en eau et l'agriculture en Algérie. Il souligne que la baisse des précipitations a entraîné une réduction des capacités des réservoirs et affecté l'agriculture, et il recommande des pratiques agricoles résistantes à la sécheresse et l'optimisation des systèmes d'irrigation.

Boudour (2016) se concentre sur les défis liés à la crise hydrique et la gestion des ressources en eau en Algérie, appelant à une révision des politiques publiques pour améliorer l'utilisation de l'eau et encourager des pratiques agricoles économes en eau.

Sidi Mohamed (2017) analyse l'impact des changements climatiques sur la pluviométrie et la gestion des ressources en eau dans la région de l'Algérois. Il met en avant des solutions comme l'amélioration de l'irrigation et des infrastructures hydrauliques pour mieux gérer l'eau en période de sécheresse.

- Sécheresse de 1980-1985 : Une période prolongée de faibles précipitations a affecté le nord du pays, entraînant une pénurie d'eau et des pertes agricoles importantes.
- Sécheresse de 1991-1993 : Cette sécheresse a touché l'Atlas Tellien et les hauts plateaux, provoquant des déficits en eau et des impacts sur l'agriculture, exacerbant les problèmes hydriques.
- Sécheresse de 1999-2000 : Une sécheresse grave a réduit les précipitations dans le nord et le sud du pays, affectant l'approvisionnement en eau et l'agriculture.
- Sécheresse de 2007-2008 : Le manque de pluie dans les Hauts-Plateaux et le Sud a entraîné une grave pénurie d'eau, affectant les récoltes et l'approvisionnement en eau potable.
- Sécheresse de 2014-2015 : Cette période a vu des déficits de précipitations, réduisant l'eau dans les barrages et affectant l'agriculture et l'approvisionnement en eau dans de nombreuses régions.
- Sécheresse de 2017-2018 : Une sécheresse marquée par un faible cumul pluviométrique a touché le centre et le sud, réduisant les ressources en eau et affectant l'agriculture.
- Sécheresse de 2020-2021 : Le pays a fait face à une sécheresse prolongée, aggravée par des températures élevées, entraînant une baisse des niveaux des barrages et des pénuries d'eau pour les besoins agricoles et domestiques.

La vulnérabilité des bassins en Algérie face au changement climatique est une problématique majeure qui affecte l'ensemble de la gestion des ressources en eau. Cette vulnérabilité a été confirmée sur plusieurs bassins versants :

- Bassin de la Macta (Ouest de l'Algérie) : La région de la Macta a connu une réduction de 20 à 30 % des précipitations entre 1961 et 1990, affectant directement le débit de la rivière (Hassini et al., 2008). En 2014, la capacité de stockage du barrage de la Macta a chuté de plus de 40 % en raison de la baisse des précipitations (Meddi , 2009).
- Bassin du Cheliff (Nord-Ouest) : Le bassin du Cheliff a observé une réduction des débits de l'ordre de 30 % au cours des 30 dernières années, en grande partie à cause de la diminution des précipitations et de l'augmentation des températures (Medejerab et al., 2011). La rivière Cheliff a subi des périodes de sécheresse prolongées, notamment en 2005 et 2014, où les niveaux d'eau des réservoirs ont été très faibles, menaçant les approvisionnements en eau potable et en irrigation (Khoualdia et al., 2014).
- Bassin de la Tafna (Ouest de l'Algérie) : Les précipitations dans la région de la Tafna ont diminué de 15 % à 25 % depuis les années 1970, mettant sous pression l'irrigation et la production agricole (ONM, 2014). Le débit moyen de la rivière Tafna a baissé de 20 % au cours des deux dernières décennies, impactant les barrages et l'approvisionnement en eau des villes de la région (Hassini et al., 2008).
- Bassin de l'Oued Soummam (Kabylie) : Les stations météorologiques de la région du Soummam ont montré une réduction des précipitations d'environ 10 % à 20 % pendant les années 1990 et 2000 (Meddi , 2009). Ce bassin est également exposé aux crues soudaines après des épisodes de pluie intense, comme celles de l'hiver 2001, où des inondations ont causé des pertes considérables dans l'agriculture et les infrastructures locales (Medejerab et al., 2011).
- Bassin de l'Oued El Harrach (Alger) : La région d'Alger, alimentée par le bassin de l'Oued El Harrach, connaît une diminution des précipitations d'environ 10 % à 15 % sur les dernières décennies, selon les données de l'ONM (2014). En 2018, le niveau du barrage de Keddara alimenté par ce bassin, est descendu à 40 % de sa capacité, menaçant l'approvisionnement en eau potable de la capitale (Khoualdia et al., 2014).
- Bassin du Haut-Chélif (Centre de l'Algérie) : Le débit des rivières dans ce bassin a diminué de 25 % à 30 % depuis les années 1980 (Hassini et al., 2008). La région est également sujette à des événements climatiques extrêmes, avec des vagues de chaleur prolongées et une faible pluviométrie, provoquant des périodes de sécheresse sévère, comme celle de 2012, où les débits ont atteint des niveaux historiquement bas (Medejerab et al., 2011).

I.3.2.2 - Impacts sur l'agriculture et la sécurité alimentaire

L'agriculture algérienne, qui repose fortement sur les ressources en eau et la qualité des sols, est l'un des secteurs les plus vulnérables au changement climatique. La sécurité alimentaire nationale est directement menacée par les effets combinés de la raréfaction de l'eau, de l'augmentation des températures et de la dégradation des terres.

a) Disponibilité en eau pour l'irrigation

La disponibilité en eau pour l'irrigation est en net recul. En Algérie, l'agriculture consomme près de 65 % des ressources en eau renouvelables (MRE, 2020). Cependant, la baisse des précipitations, la réduction des écoulements de surface et l'épuisement des nappes phréatiques limitent considérablement l'accès à l'eau pour l'irrigation.

Selon une étude du FAO (2019), la superficie irriguée pourrait diminuer de 20 à 30 % d'ici 2050 si des mesures d'adaptation ne sont pas mises en œuvre rapidement. Cette pénurie d'eau affecte particulièrement les cultures stratégiques telles que les céréales, les dattes, les agrumes et les légumes, compromettant ainsi les objectifs d'autosuffisance alimentaire du pays.

De plus, la dépendance à l'égard de l'irrigation traditionnelle inefficace (par inondation) entraîne des pertes importantes par évaporation. Face à ce constat, la modernisation des techniques d'irrigation, comme le goutte-à-goutte, devient indispensable pour optimiser l'usage de l'eau.

b) Désertification et dégradation des sols

Le changement climatique accélère la désertification, un phénomène particulièrement marqué dans les Hauts Plateaux et le Nord du Sahara. La Convention des Nations Unies sur la Lutte contre la Désertification (CNULCD, 2020) classe l'Algérie parmi les pays les plus affectés par la perte de terres arables.

La diminution de la couverture végétale, l'érosion éolienne et hydrique, ainsi que la salinisation des sols sous l'effet de l'irrigation incontrôlée, contribuent à la dégradation des terres. Le CRAAG (2019) rapporte que plus de 20 millions d'hectares en Algérie sont exposés à des risques élevés de désertification.

Cette dégradation entraîne une baisse des rendements agricoles, une insécurité alimentaire accrue, et pousse les populations rurales à abandonner leurs terres, augmentant ainsi l'exode rural.

c) Conséquences sur la sécurité alimentaire

La combinaison de la raréfaction de l'eau et de la dégradation des terres menace gravement la production agricole nationale. Selon le PAM en 2020 l'Algérie devra augmenter ses importations alimentaires pour compenser la baisse de la production locale, ce qui expose le pays à une vulnérabilité accrue face aux fluctuations des marchés internationaux.

Le changement climatique risque ainsi d'aggraver les inégalités socio-économiques, de compromettre le développement rural et d'amplifier les risques de crises alimentaires, notamment en périodes de sécheresse prolongée.

I.3.2.3 - Impacts sur la biodiversité et les écosystèmes :

Le changement climatique constitue aujourd'hui l'une des principales menaces pour la biodiversité en Algérie. Les variations climatiques, notamment l'augmentation des températures, la modification des régimes de précipitations, et l'intensification des événements

extrêmes (sécheresses, inondations), affectent directement et indirectement les écosystèmes terrestres et aquatiques (Bensaid, 2017).

a) Évolution des zones arides et semi-arides :

Sous l'effet du réchauffement climatique, on observe une progression des zones arides et semi-arides, notamment dans les régions steppiques et sahariennes. Cette dynamique est marquée par une désertification accrue, une perte de couvert végétal naturel et une dégradation des sols (ANCC, 2015). Cette évolution menace de nombreuses espèces végétales et animales spécifiques aux zones plus tempérées, incapables de s'adapter aux conditions plus sèches et plus chaudes. Ainsi, des écosystèmes caractéristiques comme les steppes d'alfa ou les forêts méditerranéennes subissent des pressions croissantes et risquent de disparaître à moyen terme (Bensafi et al., 2019).

b) Modification des écosystèmes aquatiques :

Les écosystèmes aquatiques sont particulièrement vulnérables à la raréfaction de l'eau et aux modifications hydrologiques induites par le climat. La baisse des précipitations, la diminution des débits fluviaux, et l'assèchement progressif des zones humides telles que les chotts et sebkhas entraînent une perte considérable de biodiversité aquatique (Meddi et al., 2010). De nombreuses espèces de poissons, d'amphibiens et de plantes aquatiques souffrent de la réduction de leurs habitats et de la dégradation de la qualité de l'eau, notamment à cause de l'augmentation de la salinité.

c) Perturbation des chaînes alimentaires et interactions écologiques :

Le changement climatique entraîne des déséquilibres au sein des chaînes alimentaires et les réseaux écologiques. La disparition progressive de certaines plantes affecte les herbivores, ce qui a des répercussions sur les carnivores qui s'en nourrissent. De plus, les espèces qui ne peuvent migrer rapidement vers des habitats plus adaptés risquent l'extinction locale, entraînant une perte d'équilibre écologique.

I.3.2.4 - Impacts socio-économiques:

Le changement climatique en Algérie n'a pas uniquement des effets environnementaux ; il engendre également des impacts socio-économiques majeurs qui affectent directement la vie quotidienne des populations et la stabilité économique du pays.

a) Conséquences sur l'approvisionnement en eau potable :

La baisse des précipitations, l'assèchement des nappes phréatiques et la variabilité hydrologique rendent l'accès à l'eau potable de plus en plus difficile. De nombreuses villes, notamment dans les Hauts Plateaux et les régions sahariennes, connaissent des pénuries d'eau chroniques. Cette rareté de la ressource augmente les coûts d'approvisionnement, affecte la santé publique et freine le développement économique (ANCC, 2015). Les infrastructures hydrauliques, souvent anciennes ou mal entretenues, peinent à répondre à la demande croissante dans un contexte de stress hydrique aggravé.

b) Vulnérabilité des populations rurales et urbaines :

Les populations rurales, fortement dépendantes de l'agriculture et des ressources naturelles, sont parmi les plus touchées par les effets du changement climatique. La désertification, la dégradation des sols, et l'irrégularité des pluies compromettent les rendements agricoles, augmentant ainsi la pauvreté et poussant à l'exode rural. Les zones urbaines, pour leur part, doivent faire face à l'augmentation des températures, à l'insécurité alimentaire, et aux tensions sociales liées aux inégalités d'accès aux ressources essentielles (PNUD, 2021).

c) Adaptation des politiques publiques et stratégies gouvernementales :

Face à ces défis, l'État algérien a mis en place plusieurs mesures d'adaptation. Parmi elles figurent la modernisation des infrastructures hydrauliques (barrages, stations de dessalement), l'adoption de plans de gestion durable des ressources naturelles, et l'élaboration de stratégies de développement résilient au climat. La politique nationale d'adaptation au changement climatique prévoit également l'intégration de critères de résilience dans les projets agricoles, énergétiques et urbains (Ministère de l'Environnement, 2020). Cependant, ces mesures restent confrontées à des défis tels que le manque de financements, l'insuffisance de coordination entre les différents secteurs et la sensibilisation encore limitée des populations.

I.4 - Changement Climatique et Relations Pluie-Débit :

I.4.1 - Influence du changement climatique sur le cycle hydrologique :

Le changement climatique, phénomène désormais reconnu à l'échelle mondiale, bouleverse en profondeur les processus naturels qui régissent le cycle de l'eau. En modifiant les températures atmosphériques, en altérant la dynamique des précipitations et en intensifiant les événements climatiques extrêmes, il agit directement sur la disponibilité, la distribution et la temporalité de la ressource en eau. Ces perturbations se traduisent par des impacts significatifs sur les précipitations, les régimes d'écoulement fluvial et la fréquence des phénomènes hydrologiques extrêmes.

a) Changements dans l'intensité et la distribution des précipitations :

L'augmentation de la température moyenne de l'atmosphère, conséquence directe de l'accumulation des gaz à effet de serre, amplifie la capacité de l'air à retenir la vapeur d'eau. Cette réalité physique, dictée par la loi de Clausius-Clapeyron, implique qu'à chaque degré Celsius supplémentaire, l'atmosphère peut contenir environ 7 % d'humidité en plus. Ainsi, dans un climat plus chaud, les précipitations tendent à devenir plus intenses, mais aussi plus irrégulières spatialement et temporellement.

Dans certaines régions, notamment les latitudes élevées et certaines zones tropicales, on observe une augmentation du volume annuel des précipitations. Toutefois, cette hausse n'est pas uniforme : d'autres régions, en particulier les zones semi-arides et méditerranéennes, connaissent une diminution notable des précipitations moyennes annuelles. Cette redistribution des flux hydriques entraîne une accentuation des contrastes hydrologiques à l'échelle planétaire : inondations plus fréquentes dans certains territoires, sécheresses prolongées dans d'autres.

De plus, les régimes saisonniers sont perturbés. Là où les précipitations étaient auparavant concentrées sur des périodes précises de l'année (par exemple, les moussons en Asie du Sud), on observe désormais des décalages ou des irrégularités, affectant fortement les cycles agricoles, la recharge des nappes phréatiques et la disponibilité en eau douce.

b) Modification des régimes d'écoulement des rivières

Les changements dans les schémas de précipitations, combinés aux hausses de température, influencent directement les caractéristiques des écoulements de surface et modifient les régimes hydrologiques des rivières.

Dans les bassins versants alimentés en grande partie par la neige, la fonte printanière survient plus tôt dans l'année, ce qui entraîne des crues précoces et modifie le débit saisonnier. La neige, qui servait traditionnellement de "réservoir naturel" en libérant progressivement l'eau au fil des saisons chaudes, libère désormais cette eau plus rapidement, causant des déséquilibres hydriques pendant l'été, période critique pour l'agriculture et l'approvisionnement en eau.

Par ailleurs, la fréquence et l'intensité des étiages estivaux augmentent, notamment dans les régions tempérées. La réduction des précipitations, combinée à une évapotranspiration plus élevée induite par des températures plus chaudes, réduit les débits des cours d'eau pendant les mois secs. Cette situation accroît les tensions sur les ressources en eau et dégrade la qualité des milieux aquatiques, du fait de la concentration accrue des polluants et de la diminution des habitats aquatiques.

Dans certains bassins mixtes pluvio-nivaux, où les apports d'eau provenaient à la fois de la pluie et de la fonte des neiges, on assiste à une transformation progressive vers des régimes hydrologiques plus pluviaux, rendant les écoulements plus erratiques et moins prévisibles.

c) Variabilité et extrêmes hydrologiques

L'un des aspects les plus préoccupants de l'influence du changement climatique sur le cycle hydrologique réside dans l'amplification des phénomènes extrêmes. Non seulement les moyennes hydrologiques évoluent, mais la variabilité interannuelle et intra-annuelle devient plus marquée.

Les épisodes de fortes pluies, de plus en plus fréquents, génèrent des crues éclair et des inondations de grande ampleur, même dans des bassins historiquement peu sujets à ce type de risques. La saturation rapide des sols, aggravée par l'imperméabilisation des surfaces urbaines, amplifie la vitesse et le volume des écoulements de surface, augmentant les risques pour les infrastructures, les habitations et les activités économiques.

À l'opposé, des périodes prolongées de faible précipitation, combinées à une évapotranspiration plus intense, conduisent à des sécheresses hydrologiques sévères. Ces épisodes entraînent une baisse des niveaux d'eau dans les rivières, les lacs et les nappes souterraines, compromettant l'alimentation en eau potable, l'irrigation agricole et la production énergétique, notamment hydroélectrique.

I.4.2 - Problématiques de la modélisation des relations pluie-débit en contexte de changement climatique :

La modélisation des relations entre les précipitations et les débits fluviaux est un pilier fondamental de la gestion des ressources en eau, de la prévention des risques hydrologiques et de l'aménagement du territoire. Toutefois, dans le contexte actuel de changement climatique, cette modélisation est confrontée à de nouveaux défis majeurs. L'évolution rapide des conditions climatiques remet en cause la validité des hypothèses traditionnelles sur lesquelles reposent de nombreux modèles, tandis que l'incertitude entourant les projections climatiques et hydrologiques complique davantage l'élaboration de prévisions fiables. Trois grandes problématiques se dégagent : l'incertitude dans les données disponibles, les limites intrinsèques des modèles classiques, et la nécessité d'intégrer des scénarios climatiques évolutifs dans les approches de modélisation.

a) Incertitudes dans les données climatiques et hydrologiques

La qualité de toute modélisation dépend en grande partie de la fiabilité des données utilisées en entrée. Or, dans le contexte du changement climatique, ces données sont entachées de nombreuses incertitudes :

- *Les incertitudes liées aux mesures* : elles résultent principalement des erreurs instrumentales, de l'usure des capteurs, d'un mauvais étalonnage, ou encore d'erreurs humaines lors de la collecte des données. S'y ajoutent les biais d'échantillonnage spatial, car la variabilité locale des phénomènes peut être mal représentée par une station unique, même correctement calibrée (Aerts et al., 2024).
- *Les incertitudes liées à la couverture spatiale et temporelle* : dans de nombreuses régions, les réseaux de mesure sont peu denses et parfois interrompus, limitant la représentativité spatiale des observations et empêchant l'analyse rigoureuse des tendances à long terme. Les zones non couvertes doivent souvent être extrapolées, ce qui introduit de nouvelles sources d'erreur (Mankin et Freshwater, 2025).
- *Les incertitudes de modélisation* : elles sont dues à la nécessité de simplifier des processus naturels complexes dans les modèles climatiques et hydrologiques. La paramétrisation de variables difficiles à mesurer, comme la rugosité du sol ou la capacité d'infiltration, impose des approximations qui influencent fortement la qualité des simulations et génèrent une dispersion entre les résultats produits par différents modèles (Herrara et al., 2022).
- *Les incertitudes liées au changement climatique futur* : elles proviennent de l'imprévisibilité des trajectoires d'émissions de gaz à effet de serre, fortement dépendantes des choix socio-économiques et politiques futurs. À cela s'ajoute l'influence de la variabilité climatique naturelle, qui peut masquer ou amplifier les tendances anthropiques à différentes échelles temporelles et spatiales (Ziarh et al., 2024).
- *Les incertitudes liées au traitement des données* : les opérations d'interpolation pour combler les lacunes spatiales, ou d'homogénéisation pour corriger les ruptures dans les séries temporelles, introduisent leurs propres biais. Même si ces méthodes sont indispensables, elles reposent sur des hypothèses statistiques qui ne correspondent pas toujours parfaitement aux réalités locales (Tang et al., 2023).

b) Limites des modèles pluie-débit classiques

Les modèles pluie-débit classiques, qu'ils soient conceptuels, empiriques ou même physiques, reposent sur des hypothèses fondamentales qui sont remises en cause par le changement climatique.

- *La stationnarité* : L'un des postulats de base de la modélisation hydrologique est celui de la stationnarité : on suppose que les relations statistiques entre la pluie et le débit observées dans le passé resteront valables dans le futur. Cette hypothèse est aujourd'hui invalidée par la variabilité accrue du climat, la modification des régimes de précipitations, et l'évolution des caractéristiques des bassins versants (par exemple, déforestation, urbanisation) (Twinomuhangi et al.,2025).
- *Simplification des processus hydrologiques* : les modèles classiques réduisent souvent les phénomènes complexes comme l'infiltration, la percolation ou l'évapotranspiration à des relations empiriques ou semi-empiriques. Cela permet de simplifier les calculs, mais peut introduire des erreurs importantes dans des environnements complexes où les processus sont non linéaires et dépendent de multiples facteurs (types de sols, couverture végétale, etc.) (Smit et al.,2024).
- *Forte dépendance à la qualité des données d'entrée* : la précision des modèles repose sur des données fiables et complètes. Lorsque les séries de précipitations ou de débits sont incomplètes ou affectées par des biais (erreurs de mesure, manque de stations), les résultats deviennent incertains, ce qui pose un problème majeur dans les régions où les réseaux d'observation sont sous-développés (Aerts et al.,2024).
- *Validité limitée aux conditions historiques* : ces modèles sont généralement calés sur des séries historiques, ce qui limite leur capacité à anticiper des scénarios futurs, en particulier face au changement climatique. Le modèle est donc souvent inefficace lorsqu'il s'agit de prévoir les impacts du réchauffement climatique sur les régimes hydrologiques, notamment dans des régions où les précipitations et les débits peuvent évoluer de manière imprévisible (Lauro et al.,2024).
- *Mauvaise représentation des événements extrêmes* : les modèles classiques ont du mal à simuler les phénomènes extrêmes comme les crues soudaines, les sécheresses prolongées ou les vagues de chaleur. Ces événements sont de plus en plus fréquents avec le changement climatique, mais les modèles classiques ne peuvent pas capturer de manière réaliste les non-linéarités associées à ces phénomènes, ce qui réduit leur capacité à prédire les risques à long terme (Hauswirth et al.,2023).
- *Rigidité face aux changements d'occupation des sols* : les modèles pluie-débit classiques n'intègrent souvent pas de manière dynamique les effets des changements d'usage des sols, tels que l'urbanisation, l'agriculture intensive ou la déforestation. Ces changements affectent pourtant directement la capacité d'infiltration, le ruissellement et les débits de crue, rendant les simulations de plus en plus éloignées de la réalité dans les zones fortement urbanisées ou modifiées (Alshammari et al.,2023).
- *Absence de prise en compte des processus de transport et de stockage complexes* : les modèles classiques négligent souvent les processus de transport d'eau en profondeur ou de stockage dans les aquifères, qui sont cruciaux pour la gestion des ressources en eau à long terme. Ces

processus peuvent avoir un impact significatif sur l'évolution des débits d'une rivière, particulièrement dans les bassins avec une forte proportion d'eau souterraine (Abbes et al., 2025).

- *Manque de flexibilité face aux changements climatiques rapides* : alors que le changement climatique entraîne une augmentation de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations, les modèles classiques ont du mal à intégrer cette variabilité accrue. Les ajustements nécessaires pour tenir compte de ces changements rapides dans les régimes hydrologiques demandent souvent de recalibrer entièrement les modèles, ce qui peut rendre les prévisions incertaines à moyen et long terme (GIEC, 2022).

c) Intégration des scénarios climatiques dans la modélisation hydrologique

Face aux limites des approches traditionnelles, la modélisation hydrologique contemporaine tend à intégrer directement les scénarios climatiques issus des projections des modèles globaux et régionaux. Cela permet de simuler comment les variations climatiques pourraient affecter le cycle hydrologique et d'adapter la gestion des ressources en conséquence. En utilisant des projections climatiques futures basées sur des modèles climatiques, les scénarios climatiques permettent d'introduire une incertitude dans les simulations hydrologiques, donnant ainsi une vision plus complète et plus robuste des futurs possibles.

Pour rendre utilisables les résultats des modèles climatiques globaux à l'échelle des bassins versants, des techniques de descente d'échelle sont employées. Ces méthodes, qu'elles soient statistiques (par corrélation entre variables climatiques larges et locales) ou dynamiques (à travers des modèles climatiques régionaux), permettent d'obtenir des séries de données climatiques à une résolution spatiale et temporelle plus fine, adaptées à la modélisation hydrologique locale.

Compte tenu de l'incertitude inhérente aux projections climatiques, il est recommandé d'utiliser plusieurs scénarios et plusieurs modèles climatiques. Cela permet d'explorer un éventail de futurs possibles plutôt que de baser les analyses sur une seule trajectoire climatique, réduisant ainsi les risques d'erreur d'interprétation.

Les modèles hydrologiques eux-mêmes évoluent pour mieux intégrer ces nouvelles contraintes. On assiste au développement de modèles plus flexibles, capables de représenter les processus hydrologiques de manière plus réaliste sous diverses conditions climatiques. Certains modèles, dits "non stationnaires", intègrent par exemple des paramètres variables dans le temps, afin de s'adapter aux changements progressifs des caractéristiques des bassins.

Enfin, l'approche probabiliste prend une importance croissante : les résultats des modèles sont interprétés non pas comme des prédictions déterministes, mais comme des fourchettes de possibilités, intégrant explicitement l'incertitude climatique et hydrologique. Cette vision est essentielle pour concevoir des stratégies d'adaptation robustes face à un futur incertain.

I.4.3 Exemples d'études sur la modélisation pluie-débit sous changement climatique en Algérie et dans d'autres régions arides

Les régions arides et semi-arides, en particulier l'Algérie et d'autres parties du pourtour méditerranéen, font face à une double vulnérabilité : une faible disponibilité naturelle en eau et une forte exposition aux impacts du changement climatique. Face à ces défis, de nombreuses

études ont été conduites pour modéliser les relations entre précipitations et débits, en tenant compte des nouvelles contraintes imposées par l'évolution climatique. (Ben Ali et al. 2020), en utilisant le modèle SWAT, ont observé une diminution significative des débits estivaux dans les bassins du Nord-Ouest algérien, accompagnée d'une intensification des crues hivernales, ce qui met en péril l'efficacité des infrastructures hydrauliques. De manière similaire, (Kebdani et al., 2021), utilisant le modèle HBV Light pour le bassin de la Tafna, ont constaté que la réduction des précipitations annuelles, combinée à une élévation des températures, accentuerait les sécheresses estivales, augmentant ainsi la pression sur les ressources en eau. (Guechi et al., 2022), dans leur étude du bassin de l'Oued Soummam, ont observé une diminution des débits en période sèche, accompagnée d'une augmentation des événements climatiques extrêmes, rendant la gestion des ressources en eau plus complexe. (Bouhlila et al., 2020), à travers leurs simulations pour le bassin de l'Oued Rhumel, ont souligné l'intensification des sécheresses et des crues, ce qui représente un risque pour la gestion de l'eau. Les régions comme celle de la Tafna, du Chélif et de la Seybouse, les travaux montrent une tendance générale à la diminution des précipitations et à l'augmentation des sécheresses hydrologiques. Par exemple, une étude sur le bassin de la Tafna (Bouanani et al., 2013) a mis en évidence une réduction significative des débits moyens annuels au cours des cinquante dernières années. Enfin, (Zohra et al., 2017), dans une étude sur l'impact du changement climatique en Algérie, ont conclu que la réduction des précipitations et l'augmentation des températures entraîneraient une diminution des débits fluviaux, exacerbant ainsi les conditions de sécheresse.

Les régions arides de l'Algérie, notamment le Haut-Sahara et les zones proches du désert, sont particulièrement vulnérables aux effets du changement climatique. (Mansouri et al., 2023) ont montré, pour la région saharienne, que l'augmentation des températures et l'intensification des périodes de sécheresse auront un impact négatif sur la recharge des nappes phréatiques, essentielle pour l'approvisionnement en eau. Les résultats de (Guechi et al., 2022) dans le bassin de l'Oued Soummam ont aussi montré que ces régions seraient davantage affectées par la réduction des débits en période sèche, rendant l'approvisionnement en eau plus incertain. En outre, les travaux de (Boudhar et al., 2015) ont révélé, pour le bassin de l'Oued Fodda, que la réduction des précipitations et l'augmentation des températures amplifient les sécheresses, avec des conséquences directes sur l'agriculture et l'irrigation. Dans la région de Ghardaïa, (Chahbi et al., 2021) ont constaté une diminution des débits et une augmentation de la variabilité climatique, rendant la gestion des ressources en eau encore plus difficile. (Bouhlila et al., 2020) ont également mis en évidence, pour la région du Haut-Sahara, une intensification des crues et une réduction des périodes humides, ce qui affecte la gestion des eaux souterraines et de surface. Ces études confirment que les régions arides de l'Algérie connaissent une vulnérabilité accrue aux effets du changement climatique, avec une réduction des ressources en eau et une fréquence accrue des événements extrêmes, ce qui nécessite des adaptations significatives dans les stratégies de gestion de l'eau.

En dehors de l'Algérie, d'autres régions arides du monde font face à des défis similaires. Par exemple, en Tunisie, (M'Barek et al., 2023) ont observé que le changement climatique modifie la saison des pluies et augmente la fréquence des événements climatiques extrêmes, ce qui perturbe les systèmes d'irrigation et affecte la disponibilité des ressources en eau. Les études de (Bouarfa et al. 2013), utilisant le modèle SWAT pour les régions semi-arides du Maghreb, ont également mis en évidence une vulnérabilité accrue aux scénarios de changement climatique, avec une diminution des ressources en eau disponibles et une fréquence accrue des sécheresses et des crues.

I.5 - Conclusion

Le changement climatique constitue une menace majeure pour l'Algérie, impactant profondément les régimes hydrologiques et les ressources naturelles du pays. Les scénarios climatiques futurs prévoient une augmentation des températures et une réduction des précipitations, entraînant des modifications significatives du cycle de l'eau. Ces transformations affectent particulièrement les régions arides et semi-arides, notamment le Sahara, où les sécheresses prolongées et les phénomènes de crues extrêmes deviennent de plus en plus fréquents.

Les ressources en eau, essentielles à la fois pour la consommation humaine, l'agriculture et l'industrie, se trouvent sérieusement compromises, avec des débits fluviaux en baisse et une recharge des nappes phréatiques réduite. Ces changements, exacerbés par la variabilité climatique et les extrêmes, mettent en évidence la vulnérabilité accrue des infrastructures hydrauliques et agricoles face aux aléas climatiques. Pour faire face à ces défis, il est crucial de développer et de mettre en œuvre des stratégies d'adaptation fondées sur des approches de gestion durable des ressources en eau.

L'intégration des modèles climatiques et hydrologiques, ainsi que l'application de technologies adaptées et de politiques publiques visionnaires, sont des leviers incontournables pour garantir la résilience des systèmes socio-économiques et environnementaux de l'Algérie face à l'incertitude climatique. La gestion proactive de ces impacts climatiques, à travers des mesures préventives et une adaptation flexible, constituera un pilier essentiel pour assurer la durabilité des ressources en eau et des écosystèmes à long terme, tout en répondant aux besoins des générations futures.

CHAPITRE II

Modélisation Hydrologique

II.1 - Introduction :

La modélisation hydrologique constitue un domaine essentiel dans l'analyse et la gestion des ressources en eau. Elle repose sur la représentation mathématique des processus intervenant dans le cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant, dans le but de comprendre, simuler et anticiper les comportements hydrologiques naturels ou modifiés par l'activité humaine.

Face aux enjeux actuels, notamment la rareté de l'eau, l'amplification des extrêmes climatiques et l'augmentation des besoins en eau, les modèles hydrologiques sont devenus des outils incontournables pour les chercheurs, les gestionnaires et les décideurs. Ils permettent de quantifier les flux d'eau, d'analyser les réponses d'un bassin à différents forçages climatiques, et d'évaluer l'impact d'aménagements ou de changements d'usage des sols.

Ce chapitre présente les fondements théoriques de la modélisation hydrologique. Il aborde d'abord les différents types de modèles existants, en mettant en évidence leurs principes de fonctionnement. Une attention particulière est accordée aux modèles conceptuels, largement utilisés en raison de leur équilibre entre simplicité et capacité à représenter les processus dominants.

L'objectif est de fournir une vue d'ensemble claire et structurée des approches de modélisation les plus couramment utilisées, afin de préparer le lecteur à la compréhension et à l'application du modèle retenu dans la suite du travail.

II.2 - Historique des modèles pluie-débit :

L'évolution des modèles pluie-débit reflète les progrès scientifiques et technologiques dans le domaine de l'hydrologie. Elle s'étend des premières approches empiriques au développement de modèles complexes intégrant des données spatialisées et des scénarios climatiques. Voici une présentation historique des principales étapes.

- Premières approches empiriques (XIXe siècle) : Les premières tentatives de modélisation reposaient sur des relations empiriques basées sur des observations locales. Mulvaney (1851) a introduit l'équation rationnelle, une méthode simple pour estimer le débit maximal d'un bassin versant à partir de la pluie, basée sur une relation proportionnelle.
- Apparition des modèles conceptuels simples (Début du XXe siècle) : Hydrogramme unitaire : Sherman (1932) a introduit le concept d'hydrogramme unitaire pour représenter la réponse hydrologique d'un bassin versant à une pluie unitaire. Formule SCS-CN : Développée dans les années 1950 par le Soil Conservation Service (SCS), cette méthode empirique permet d'estimer le ruissellement en fonction de la capacité d'infiltration des sols et de l'utilisation des terres.
- Développement des modèles numériques (Années 1960-1980) : Les progrès informatiques ont permis la création des premiers modèles numériques intégrant les processus hydrologiques :
 - Stanford Watershed Model (SWM) : Développé par Crawford et Linsley (1966), ce modèle est l'un des premiers à simuler les processus hydrologiques de manière systématique à l'aide d'un ordinateur.

- Modèles conceptuels globaux : D'autres modèles comme le HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center's Hydrologic Modeling System) ont été introduits pour des applications variées, notamment la gestion des crues et des bassins versants.
- Émergence des modèles distribués (Années 1980-2000) : L'apparition des SIG (Systèmes d'Information Géographique) et des données satellitaires a permis de développer des modèles distribués :
 - Système Hydrologique Européen (SHE) : Introduit par Abbott et al. (1986), il simule les processus hydrologiques à l'échelle locale en intégrant des données spatialisées.
 - SWAT (Soil and Water Assessment Tool) : Développé dans les années 1990, ce modèle intègre des données spatiales (topographie, sols, climat) pour simuler les processus hydrologiques sur le long terme.
- Intégration des changements climatiques (XXIe siècle) : Les modèles pluie-débit modernes intègrent des scénarios climatiques pour évaluer les impacts des changements globaux :
 - Modèles couplés : Des modèles hydrologiques sont associés à des modèles climatiques régionaux (RCM) pour simuler les effets des précipitations futures.
 - VIC (Variable Infiltration Capacity Model) : un modèle distribué couramment utilisé pour les analyses climatiques.
- Avancées récentes : Intelligence artificielle et apprentissage automatique : Les techniques d'apprentissage automatique (machine learning) et les réseaux neuronaux artificiels sont de plus en plus utilisés pour améliorer la précision des modèles pluie-débit.

Approches basées sur le Random Forest, les réseaux neuronaux ou les algorithmes de Deep Learning.

Ces méthodes permettent de mieux traiter les données massives (Big Data) et d'intégrer des incertitudes.

II.3 - Définition de modèle PLUIE – DÉBIT.

La modélisation pluie-débit désigne l'ensemble des méthodes utilisées pour simuler la transformation des précipitations en écoulements de surface, en tenant compte des caractéristiques physiques et hydrologiques d'un bassin versant. Elle repose sur la représentation mathématique des processus tels que l'infiltration dans le sol, l'évapotranspiration, le ruissellement et les écoulements souterrains. Son objectif principal est de reproduire, à partir de données météorologiques (pluie, température), les débits à l'exutoire d'un bassin. Cette approche est largement utilisée dans la prévision des crues, la gestion des ressources en eau, la planification hydrologique et l'étude de scénarios futurs liés au changement climatique.

a) Variables d'entrée (ou variables forçantes) : Ce sont les variables qui définissent les conditions initiales et les forçages externes qui influencent le système hydrologique. Elles

sont généralement mesurées ou estimées à partir de données d'observation. Les principales variables d'entrée incluent :

- a) *Précipitation* : quantité d'eau tombée sous forme de pluie, neige, etc.
- b) *Température* : influence sur l'évaporation, l'infiltration et la fonte des neiges.
- c) *Vitesse du vent* : affecte l'évaporation et la transpiration.
- d) *Radiation solaire* : déterminant pour l'évapotranspiration.
- e) *Humidité de l'air* : impact sur la quantité d'eau pouvant s'évaporer.

b) Variables d'état : Ces variables décrivent l'état du système hydrologique à un moment donné et sont souvent des résultats du modèle. Elles peuvent changer au fil du temps et sont essentielles pour simuler l'évolution du cycle de l'eau. Parmi les variables d'état courantes, on trouve :

- f) *Stock d'eau de surface* : volume d'eau stocké dans les rivières, lacs et réservoirs.
- g) *Humidité du sol* : quantité d'eau présente dans le sol, affectant l'infiltration et l'évapotranspiration.
- h) *Niveau de la nappe phréatique* : hauteur de l'eau dans les aquifères souterrains.
- i) *Profondeur de l'eau* : mesure du niveau d'eau dans les bassins versants ou les réservoirs.

c) Variables de sortie : Ce sont les résultats du modèle, qui sont utilisés pour analyser et prédire le comportement du système hydrologique. Elles peuvent être des variables d'état en évolution ou des indicateurs spécifiques du système hydrologique. Parmi les variables de sortie typiques, on retrouve :

- j) *Débit* : volume d'eau qui s'écoule à travers un point donné, souvent mesuré en m³/s.
- k) *Évapotranspiration* : somme de l'évaporation et de la transpiration des végétaux.
- l) *Ruissellement* : eau qui s'écoule en surface après les précipitations, souvent déterminée par des relations empiriques ou des équations physiques.
- m) *Percolation* : transfert d'eau du sol vers les couches souterraines.

d) Variables de contrôle : Ces variables sont liées aux paramètres du modèle, qui sont ajustés pour calibrer le modèle et rendre ses sorties compatibles avec les observations. Elles influencent le comportement du modèle, mais ne sont pas directement mesurées dans le système réel. Parmi ces variables, on trouve :

- n) *Coefficient de ruissellement* : influence le volume d'eau qui s'écoule en surface.
- o) *Conductivité hydraulique* : mesure de la facilité avec laquelle l'eau se déplace dans le sol.
- p) *Capacité de rétention du sol* : quantité d'eau que le sol peut retenir avant qu'une partie de celle-ci ne s'écoule.

e) Variables de flux : Ces variables concernent les échanges d'eau entre les différentes composantes du système hydrologique. Elles incluent :

- q) *Infiltration* : eau qui pénètre dans le sol.
- r) *Écoulement souterrain* : flux d'eau à travers les couches souterraines.
- s) *Flux de surface* : eau qui se déplace en surface, comme les ruisseaux et rivières.

En fonction du type de modèle hydrologique utilisé (conceptuel, distribué, ou stochastique), ces variables peuvent être traitées différemment. Les modèles distribués, par exemple, intègrent souvent des variations spatiales des variables, tandis que les modèles conceptuels peuvent les simplifier en termes de relations globales.

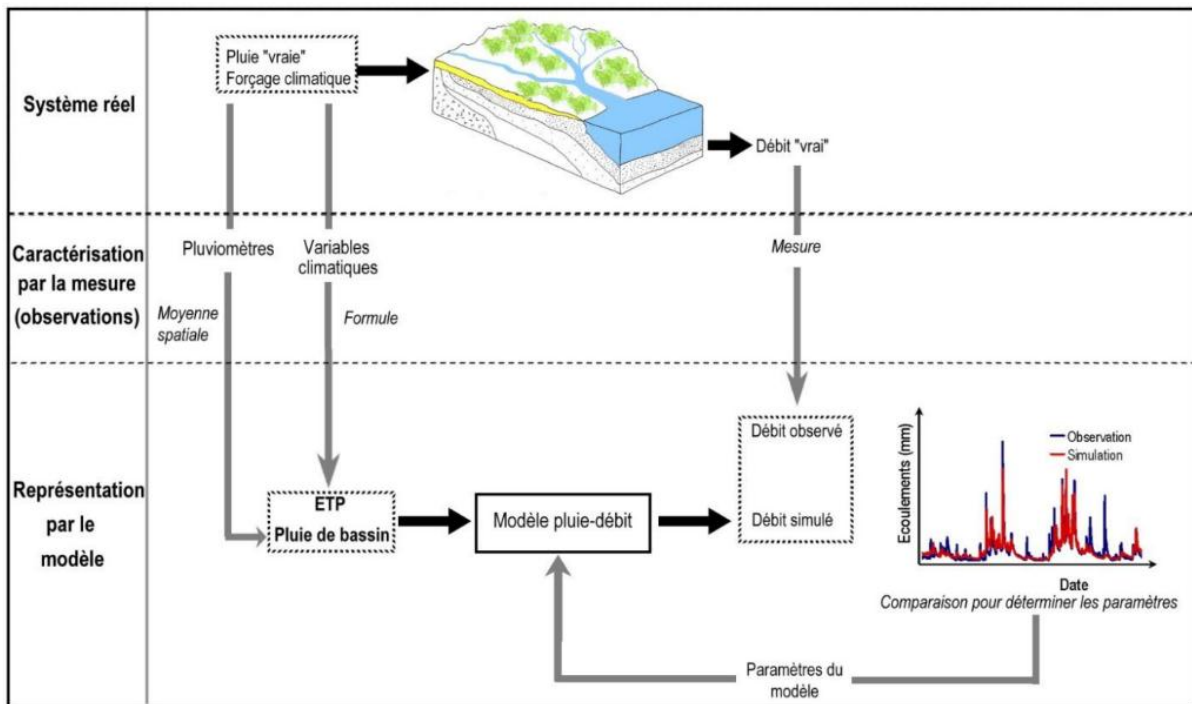


Figure II.1. Schématisation d'un modèle global pluie-débit (Oudin, 2004).

II.4 - Objectifs de la modélisation pluie-débit :

La modélisation pluie-débit consiste à établir une relation quantitative entre les précipitations tombant sur un bassin versant et les débits générés à son exutoire. Cet outil hydrologique est largement utilisé pour comprendre, simuler et prévoir le comportement hydrologique des systèmes naturels. Les principaux objectifs incluent :

- Prévision hydrologique** : Fournir des estimations du débit à court, moyen et long terme à partir de données pluviométriques, essentielles pour la gestion des ressources en eau. Permettre une anticipation des événements extrêmes, tels que les crues ou les sécheresses (Todini, 2007).
- Gestion des risques d'inondation** : Évaluer les débits de crue pour déterminer les zones vulnérables aux inondations. Aider à dimensionner les infrastructures hydrauliques, comme les barrages, les digues et les systèmes de drainage (Beven, 2012).
- Analyse des impacts du changement climatique** : Étudier les effets des variations climatiques sur les régimes pluviométriques et, par conséquent, sur les débits fluviaux. Simuler des scénarios futurs pour adapter les politiques de gestion de l'eau et réduire les vulnérabilités hydrologiques (Arnell et al., 2013).
- Gestion des ressources en eau** : Planifier l'exploitation des réservoirs et des barrages pour garantir un approvisionnement durable en eau, tout en tenant compte des besoins environnementaux et économiques. Optimiser l'utilisation de l'eau pour l'irrigation, l'énergie hydroélectrique et les besoins domestiques.

- e) *Compréhension des processus hydrologiques* : Étudier les interactions entre les précipitations, l'infiltration, le ruissellement et les écoulements souterrains, et comprendre leur influence sur le débit observé. Identifier les facteurs dominants qui contrôlent la réponse hydrologique d'un bassin versant (Beven, 2001).
- f) *Outil d'aide à la décision* : Fournir des simulations fiables pour soutenir les décideurs dans la gestion des risques hydrologiques et l'aménagement des territoires. Assurer une planification durable dans le contexte de l'incertitude climatique (Gupta et al., 2009).
- g) *Calibration et validation des modèles hydrologiques* : Utiliser les données pluie-débit pour calibrer et valider les modèles hydrologiques afin de garantir leur capacité à représenter les processus réels. Améliorer la précision des prévisions hydrologiques grâce à une meilleure représentation des processus (Singh et al., 2006).

II.5 - Intérêts de la modélisation pluie-débit :

La modélisation pluie-débit est un outil essentiel en hydrologie qui permet d'établir une relation fonctionnelle entre les précipitations et les débits générés à l'exutoire d'un bassin versant. Ses applications sont multiples et s'inscrivent dans le cadre de la gestion durable des ressources en eau et de la réduction des risques liés aux événements hydrologiques extrêmes.

- a) *Compréhension des processus hydrologiques* : La modélisation pluie-débit permet de décomposer les différents processus hydrologiques (ruissellement, infiltration, évapotranspiration, écoulement souterrain) et de comprendre leurs interactions dans la génération des débits observés. Cela aide à mieux caractériser la réponse hydrologique des bassins versants sous différentes conditions climatiques et géologiques (Beven, 2012).
- b) *Prévision des crues et des inondations* : L'un des principaux intérêts réside dans la capacité des modèles pluie-débit à prévoir les crues en temps réel. Ces prévisions permettent de réduire les impacts des inondations en fournissant des alertes précoces et en facilitant la mise en œuvre de mesures de gestion des risques (Todini, 2007).
- c) *Gestion des ressources en eau* : Les modèles pluie-débit sont utilisés pour évaluer les débits disponibles dans un bassin versant, afin de garantir une gestion optimale des ressources en eau. Cela inclut la planification des prélèvements pour l'irrigation, l'alimentation en eau potable et la production d'énergie hydroélectrique (Moradkhani et al., 2012).
- d) *Évaluation des impacts du changement climatique* : Les modèles pluie-débit permettent de simuler les effets des changements climatiques sur les régimes hydrologiques. Ils aident à analyser les variations futures des précipitations et des débits, et à anticiper les scénarios d'augmentation des crues ou des périodes de sécheresse (Arnell et al., 2013).
- e) *Dimensionnement des infrastructures hydrauliques* : La modélisation pluie-débit est essentielle pour dimensionner les ouvrages hydrauliques tels que les barrages, les digues et les canaux de drainage. Elle garantit que ces infrastructures sont adaptées aux débits extrêmes, assurant ainsi leur sécurité et leur efficacité (Singh et al., 2006).
- f) *Support à la prise de décision* : Les simulations issues des modèles pluie-débit fournissent des informations fiables pour la gestion des eaux et la planification territoriale. Elles

permettent aux décideurs d'évaluer différents scénarios de gestion et d'élaborer des stratégies adaptées pour réduire les vulnérabilités hydrologiques (Gupta et al., 2009).

- g) *Recherche et innovation scientifique* : Les modèles pluie-débit favorisent l'innovation en hydrologie, notamment par le développement de méthodes avancées comme les modèles distribués, les approches intégrées ou les techniques d'apprentissage automatique. Ces progrès contribuent à une meilleure compréhension des systèmes hydrologiques et à l'amélioration des prévisions (Beven, 2012).

II.6 - Le choix d'un modèle hydrologique :

Le choix d'un modèle hydrologique est une étape essentielle dans le cadre de la modélisation, car il conditionne la capacité à représenter correctement les processus hydrologiques et à répondre aux objectifs spécifiques de l'étude. Ce choix dépend de plusieurs facteurs, allant des objectifs de la modélisation aux contraintes de données et aux caractéristiques du bassin versant. Voici les principaux aspects à considérer :

- Disponibilité des données : Le type et la qualité des données disponibles influencent le choix du modèle : Les modèles conceptuels nécessitent des données agrégées (par ex., précipitations moyennes) - Les modèles distribués exigent des données spatiales détaillées (cartes d'occupation du sol, topographie, etc.).

Lorsque les données sont rares, des modèles empiriques ou semi-empiriques peuvent être privilégiés.

- Échelle spatiale et temporelle : Les modèles globaux sont adaptés pour les bassins versants de grande échelle où les processus locaux sont moyennés. Les modèles distribués sont plus adaptés aux études détaillées à l'échelle locale ou régionale. L'échelle temporelle (horaire, journalier, mensuel) doit être alignée sur les objectifs de la modélisation (par exemple, les prévisions de crue nécessitent une échelle temporelle fine).
- Complexité du bassin versant : Les bassins versants ayant des conditions complexes (relief marqué, sol hétérogène, climat variable) nécessitent des modèles plus détaillés et distribués. Pour des bassins homogènes, des modèles conceptuels ou semi-distribués peuvent suffire.
- Facilité d'utilisation et expertise disponible : Les modèles complexes nécessitent une expertise technique avancée, tandis que des modèles simples sont plus accessibles pour des utilisateurs moins expérimentés.

Les modèles open-source (comme SWAT ou HEC-HMS) sont souvent privilégiés pour leur accessibilité et leur documentation.

- Capacité de calibration et de validation : Le modèle choisi doit permettre une calibration adéquate à partir des données disponibles.

Les modèles trop complexes peuvent être difficiles à calibrer en cas de données insuffisantes.

- Coût et temps requis : Les modèles détaillés sont souvent coûteux et nécessitent des temps de calcul importants.

Si l'étude est contrainte par des délais, des modèles simples ou conceptuels peuvent être préférés.

II.7 - Étapes pour élaborer un modèle hydrologique

La création d'un modèle hydrologique est un processus méthodique qui nécessite une compréhension claire des objectifs, des caractéristiques du bassin versant, et des données disponibles. Voici les principales étapes :

- Identifier les questions auxquelles le modèle doit répondre (prévision des crues, gestion des ressources en eau, analyse d'impact climatique).
- Déterminer l'échelle spatiale (bassin versant, région) et temporelle (horaire, journalier, mensuel) du modèle.
- Collecte et analyse des données hydrologiques (Débits observés, précipitations, niveaux d'eau), données climatiques (Températures, humidité, évapotranspiration potentielle) , données géographiques , Cartes topographiques, occupation du sol, types de sols, utilisation des terres).
- Évaluer la qualité et la disponibilité des données pour réduire les incertitudes.
- Choix du type de modèle, Empirique (Basé sur des relations statistiques entre les variables (simple mais limité). Conceptuel (Représentation simplifiée des processus hydrologiques (équilibre entre complexité et données nécessaires) et Distribué (Représente spatialement les processus hydrologiques (demandes élevées en données et calculs).
- Définir les processus à inclure : infiltration, ruissellement, évapotranspiration, écoulement souterrain et adapter la complexité du modèle aux données disponibles et aux objectifs.
- Identifier les paramètres hydrologiques (perméabilité des sols, coefficients de ruissellement, etc.), Définir les paramètres fixes et ceux à calibrer, Délimiter le bassin versant et intégrer les données spatiales dans le modèle.
- Calibration du modèle, ajuster les paramètres pour que les sorties du modèle (débits simulés) correspondent aux données observées et utiliser des périodes de données historiques pour calibrer.
- Validation du modèle, vérifier la performance du modèle avec des données indépendantes (non utilisées lors de la calibration). Utiliser des indicateurs de performance comme le coefficient de Nash-Sutcliffe (NSE), l'erreur quadratique moyenne (RMSE).
- Simulation et scénarios, Exécuter le modèle pour des conditions réelles ou simulées (précipitations prévues, scénarios climatiques) ; tester différents scénarios pour analyser les impacts (par ex., changement d'occupation des sols).
- Interpréter les résultats en fonction des objectifs initiaux et identifier les incertitudes et les limitations du modèle.
- Ajuster le modèle si nécessaire (par ex., intégrer de nouvelles données ou recalibrer).

II.8 - La typologie des modèles hydrologiques :

Les modèles hydrologiques jouent un rôle crucial dans la gestion et la prévision des ressources en eau, en simulant les processus naturels et anthropiques influençant le cycle de l'eau. Ils sont classifiés selon plusieurs critères qui permettent de répondre à des objectifs variés, en fonction des spécificités du bassin versant, des données disponibles et des ressources nécessaires. Cette classification repose sur des facteurs tels que la représentation physique des processus, la distribution spatiale des variables, l'échelle temporelle de simulation et les objectifs de l'étude.

II.8.1 - Représentation physique des processus :

- a) Modèles empiriques : Ces modèles se basent sur des relations statistiques entre les entrées (comme les précipitations) et les sorties (débits), souvent exprimées sous forme d'équations simples ou de courbes de transfert. Leur principal avantage réside dans leur simplicité et leur faible coût de mise en œuvre, mais ils sont limités à des contextes locaux et ne tiennent pas compte des processus physiques détaillés du système hydrologique. Ces modèles sont souvent utilisés pour des prévisions rapides dans des zones où des données complexes sont difficiles à obtenir (Beven, 2012)..
- b) Modèles conceptuels : Ces modèles utilisent des réservoirs et des flux simplifiés pour représenter les processus hydrologiques. Ils cherchent à capturer l'essence des interactions entre les différents composants du bassin versant (ruissellement, évaporation, infiltration) sans détailler les mécanismes physiques sous-jacents. Ils offrent un bon compromis entre précision et simplicité et sont souvent utilisés dans des applications de prévision à moyen et long terme. Un exemple typique est le modèle de réservoir à trois compartiments, souvent utilisé dans les études de bilan hydrologique (Beven, 2012).
- c) Modèles physiques : Ces modèles, souvent appelés modèles de base physique, tentent de simuler directement les processus hydrologiques à l'aide des équations de la dynamique des fluides, telles que les équations de Saint-Venant pour les écoulements ou les équations de Richards pour l'infiltration. Bien qu'ils offrent une précision élevée, ils nécessitent des données détaillées sur la topographie, la végétation, et les sols, et demandent une puissance de calcul substantielle. Ils sont utilisés pour des études complexes, comme la modélisation des crues ou des impacts environnementaux détaillés

II.8.2 - Distribution spatiale :

- a) Modèles globaux : Ces modèles traitent le bassin versant comme une unité homogène, sans tenir compte de la variabilité spatiale. Ils simplifient ainsi les calculs et sont souvent utilisés pour des simulations rapides à grande échelle, mais leur manque de précision dans la gestion de la variabilité locale limite leur applicabilité à des contextes généraux. Ce type de modèle est couramment utilisé dans les prévisions opérationnelles pour des bassins versants de taille moyenne ou grande
- b) Modèles semi-distribués : Ces modèles divisent le bassin en sous-bassins ou cellules pour simuler la variabilité spatiale, tout en maintenant une certaine simplification des processus. Chaque sous-unité peut avoir des paramètres différents, permettant une meilleure approximation des conditions locales sans rendre le modèle excessivement complexe. Ils

sont utilisés pour des études à l'échelle régionale et sont populaires dans l'évaluation de la gestion des ressources en eau dans les bassins versants de taille intermédiaire (Beven, 2012).

- c) Modèles distribués : Ces modèles prennent en compte la variabilité spatiale détaillée en simulant chaque petite unité de terrain du bassin versant avec ses propres caractéristiques. Ils nécessitent des données très fines, telles que des cartes de topographie ou d'occupation du sol, et des outils de calcul performants. Ils sont utilisés dans des études complexes où la précision des processus à l'échelle locale est essentielle, comme dans la modélisation des crues extrêmes ou des impacts du changement climatique sur l'hydrologie (Vieux, 2001).

II.8.3 - Échelle temporelle des simulations

- a) Modèles événementiels : A pour objet la simulation d'un événement borné dans le temps. On modélise par exemple de manière événementielle une crue sur la durée de l'événement pluvieux l'ayant générée, augmentée du temps de concentration. Une telle modélisation requiert la détermination des conditions initiales (débit de base au début de la simulation, humidité du sol) et néglige certains processus hydrologiques considérés comme mineurs par rapport au processus principal étudié. Dans le cas d'une modélisation événementielle de crues au pas de temps horaire, l'évaporation et l'évapotranspiration sont par exemple négligées et les écoulements de sub-surface ne sont pas modélisés. Une modélisation événementielle présente donc l'avantage théorique de prendre en compte un nombre réduit de variables d'entrée, avantage contrebalancé par le besoin d'une initialisation qui fait souvent l'objet d'un calage alors qu'elle est le résultat de processus continus (Fouchier, 2010).
- b) Modèles continus : Contrairement aux modèles événementiels, les modèles hydrologiques continus simulent les processus du cycle de l'eau sur le long terme (mois, années), en intégrant des phénomènes tels que l'infiltration, l'évapotranspiration, le stockage dans les sols et le ruissellement. Ils sont particulièrement utiles pour réaliser des bilans hydriques saisonniers ou annuels, évaluer les impacts du changement climatique ou planifier la gestion régionale des ressources en eau. Par exemple, Liu et al. (2022) démontrent l'importance de ce type de modélisation continue pour détecter les variations hydrologiques et simuler les régimes de débit dans des bassins semi-arides, en soulignant la capacité de ces modèles à reproduire l'évolution temporelle du cycle hydrique sur plusieurs années.

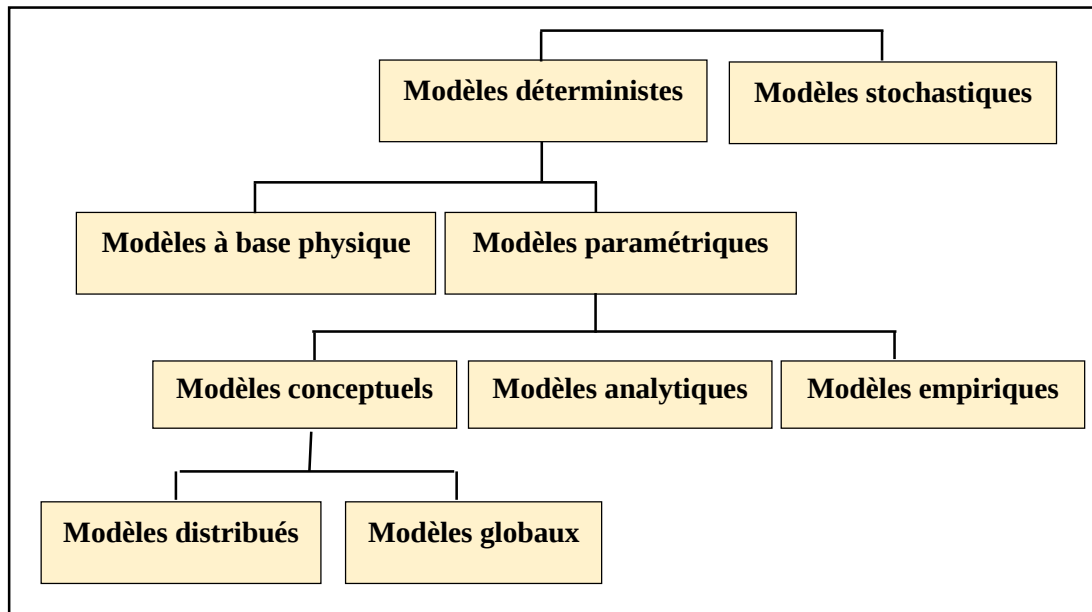


Figure II.2 : Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002).

II.9 - Critères d'Évaluation des Modèles Pluie-Débit :

Les modèles pluie-débit sont des outils précieux pour simuler les comportements hydrologiques des bassins versants en réponse aux précipitations. Afin de garantir leur efficacité et leur fiabilité, il est essentiel d'évaluer leurs performances selon divers critères, qui couvrent non seulement la précision des prévisions, mais aussi la capacité du modèle à gérer les incertitudes, la robustesse des résultats et la facilité d'application dans divers contextes. Voici une présentation détaillée des principaux critères utilisés pour évaluer ces modèles.

II.9.1 - Critères de Précision des Modèles

Les critères de précision se concentrent sur l'écart entre les données observées (précipitations et débits réels) et les valeurs prédites par le modèle. Ces critères permettent d'évaluer la capacité du modèle à reproduire les phénomènes observés de manière fidèle.

a) Erreur Quadratique Moyenne (RMSE - Root Mean Square Error)

La RMSE mesure l'écart moyen entre les valeurs observées et celles prédites par le modèle. Elle pénalise fortement les grandes erreurs, ce qui permet de donner une idée précise de l'exactitude des prévisions.

$$RMSE \text{ (Root Mean Square Error)} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad \text{Eq. II.1}$$

Où :

- a. P_i : représente la valeur observée
- b. Q_i : la valeur prédite

Une RMSE plus faible indique une meilleure capacité de prédiction du modèle.

b) Coefficient de Détermination (R^2)

R^2 mesure la proportion de la variance des données observées expliquée par le modèle. Il est utile pour évaluer la capacité du modèle à rendre compte de la variabilité des débits, bien que sa signification puisse être limitée si le modèle présente un biais ou une erreur systématique.

$$R^2(\text{The correlation coefficient}) = \frac{[\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O})]^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2 \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad \text{Eq. II.2}$$

Où :

- a. P_i : Valeur simulée (prédite) par le modèle à l'instant i .
- b. O_i : Valeur observée (réelle) par le modèle pour l'instant i .
- c. $\bar{P}$: moyennes des valeurs simulées.
- d. $\bar{O}$: moyennes des valeurs observées.

Un R^2 proche de 1 indique une forte corrélation entre les prévisions et les observations.

c) Erreur Absolue Moyenne (MAE - Mean Absolute Error)

Le MAE mesure l'écart moyen absolu entre les prévisions et les observations, sans tenir compte de la direction des erreurs. Il est utile pour une évaluation plus directe des erreurs globales, sans influencer le résultat par des erreurs extrêmes.

$$MAE(\text{Mean absolute error}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \quad \text{Eq. II.3}$$

Avec :

- a. n : nombre d'observations
- b. $Q_{\text{calc}, i}$: débit calculé
- c. $Q_{\text{obs}, i}$: débit observé

Un MAE faible signifie que l'erreur moyenne du modèle est faible.

d) Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE)

Le NSE évalue l'efficacité d'un modèle en comparant la variance des données observées avec celle des prévisions. Il est particulièrement important pour juger la capacité d'un modèle à simuler les extrêmes (crues et périodes sèches).

$$Na(Q) = 100 \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs},i} - Q_{\text{calc},i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{obs},i} - \bar{Q}_{\text{obs}})^2} \right\} \quad \text{Eq. II.4}$$

Avec :

- a. $\overline{Q}_{\text{obs}}$: débit moyen observé.

Un NSE proche de 1 indique une bonne performance du modèle, tandis qu'une valeur inférieure à 0 suggère que la moyenne des observations aurait été une meilleure prédiction.

II.9.2 - Critères de Biais :

Les critères de biais permettent d'identifier les erreurs systématiques du modèle, comme une tendance à sous-estimer ou surestimer les débits. Ces biais peuvent affecter la validité des résultats, surtout dans les études de prévision des crues ou de gestion des ressources en eau.

- a) *Biais de Prévision* : Le biais de prévision mesure l'erreur systématique entre les valeurs observées et les prévisions du modèle. Idéalement, un modèle ne doit pas présenter de biais, ce qui signifie qu'il ne surestime ni ne sous-estime systématiquement les débits.

Un biais nul ou proche de zéro est souhaité pour garantir que le modèle n'introduit pas de déviation systématique.

- b) *Biais de Volume* : Le biais de volume évalue la différence entre les volumes d'eau prédits et les volumes réels (souvent mesurés par des débits ou des niveaux d'eau). Un biais de volume important peut indiquer que le modèle ne simule pas correctement les quantités d'eau, ce qui est crucial dans les études de gestion des ressources.

II.9.3 - Critères de Sensibilité :

Les critères de sensibilité examinent l'impact des variations dans les paramètres du modèle ou dans les données d'entrée sur les résultats de simulation. Les modèles doivent être suffisamment robustes pour ne pas être trop influencés par des variations mineures des paramètres. L'analyse de sensibilité permet d'identifier les paramètres du modèle qui ont le plus grand impact sur les résultats. Cette analyse est particulièrement utile pour comprendre quelles variables ou quels paramètres nécessitent une estimation plus précise pour améliorer la qualité du modèle.

II.9.4 - Critères de Validité :

Les critères de validité visent à évaluer la capacité du modèle à fournir des résultats fiables et généralisables dans des conditions différentes de celles de l'échantillon de calibration. Ces critères testent la capacité du modèle à simuler des conditions réelles et à s'adapter à de nouvelles données.

- a) *Validation Croisée* : La validation croisée consiste à utiliser des ensembles de données distincts pour tester le modèle. Cela permet de s'assurer que le modèle n'a pas simplement appris à "mémoriser" les données d'entraînement et qu'il peut être appliqué à de nouvelles situations sans réajustement majeur.

- b) *Validation Externe* : La validation externe implique l'application du modèle à des ensembles de données provenant de différentes périodes ou de bassins versants distincts. Cela permet de tester la transférabilité du modèle à d'autres conditions hydrologiques.

II.9.5 - Critères de Robustesse

Les critères de robustesse mesurent la capacité du modèle à rester stable et fiable malgré des incertitudes dans les données ou des variations des conditions environnementales.

- a) *Incertitude des Paramètres* : Les modèles hydrologiques sont souvent soumis à des incertitudes liées à des paramètres inconnus ou imprécis (par exemple, la conductivité du sol, la capacité de stockage de l'eau). Un modèle robuste doit pouvoir gérer ces incertitudes de manière fiable et fournir des prévisions raisonnables malgré les erreurs dans les données d'entrée.
- b) *Résilience aux Changements* : Un modèle robuste doit être capable de s'adapter aux variations climatiques, à des événements extrêmes (tels que des sécheresses prolongées ou des crues) et à des changements dans les conditions du bassin versant, comme l'urbanisation ou les changements d'utilisation des sols.

II.9.6 - Critères de Simplicité et de Complexité

Les critères de simplicité et de complexité abordent l'équilibre entre la précision du modèle et la facilité de mise en œuvre et d'application.

- a) *Complexité du Modèle* : Les modèles plus complexes, comme les modèles physiques ou distribués, offrent une représentation plus détaillée des processus hydrologiques, mais nécessitent davantage de données et de ressources computationnelles. Ces modèles sont plus adaptés pour des études précises à long terme, mais peuvent ne pas être pratiques pour des prévisions à court terme.
- b) *Simplicité du Modèle* : Les modèles plus simples, comme les modèles empiriques ou conceptuels, sont plus rapides à exécuter et peuvent fournir des résultats satisfaisants pour des études à court terme. Cependant, ils risquent de négliger certains détails importants du processus hydrologique.

II.9.7 - Critères de Généralisabilité

La généralisabilité évalue la capacité du modèle à être appliqué dans des contextes différents de ceux dans lesquels il a été calibré. Un modèle généraliste doit pouvoir fournir des résultats fiables pour différents bassins versants et sous des conditions environnementales variées.

- a) *Transférabilité du Modèle* : Un modèle transférable est capable de donner des prévisions valables dans de nouveaux sites géographiques ou sous différentes conditions climatiques sans nécessiter une recalibration complète.

II.10 - Les modèles hydrologiques pluie-débit les plus utilisés :

- **SWAT (Soil and Water Assessment Tool)** est un modèle hydrologique distribué conçu pour simuler le transport de l'eau, des sédiments et des contaminants dans les bassins versants. Développé par l'USDA (United States Department of Agriculture), il est largement utilisé pour la gestion des ressources en eau, la qualité de l'eau, et la gestion des terres agricoles (Arnold et al., 1998).
- **HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansmodell)** Selon Bergström (1995) Le modèle HBV est un modèle conceptuel semi-distribué, conçu pour simuler le bilan hydrologique dans des bassins de taille moyenne. Développé à l'origine en Suède, il repose sur une série de réservoirs et permet de simuler des processus tels que le ruissellement, l'infiltration et l'évapotranspiration.
- **HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center - Hydrologic Modeling System)** est un modèle hydrologique développé par le Corps des ingénieurs de l'armée américaine, conçu pour simuler les processus hydrologiques dans les bassins versants. Il permet la simulation de l'écoulement de l'eau, le stockage dans les réservoirs et les débits en rivière à l'aide de méthodes distribuées ou semi-distribuées (Anderson et al., 2002.).
- **TOPMODEL (Topography-based Hydrological Model)**: est un modèle semi-distribué qui repose sur les caractéristiques topographiques des bassins versants. Il simule le ruissellement en utilisant la pente et l'humidité du sol, et est particulièrement adapté à la modélisation de la variabilité spatiale dans des bassins de taille modérée (Beven, 1989).
- **Modèle de Rationalité (Rational Method)** : Le modèle de rationalité est une méthode empirique qui est utilisée pour estimer le ruissellement de crue dans les petits bassins versants. Il repose sur une relation simple entre les précipitations, le coefficient de ruissellement, et le débit maximal attendu. Ce modèle est utilisé dans les études rapides de gestion des crues, principalement dans les zones urbaines (Chow, 1988).
- **Modèle CEQUEAU** : D'après Charbonneau (1977) 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 .

Il existe un nombre important de modèles hydrologiques qui ont été appliquées en Algérie, Maroc et Tunisie, parmi eux on peut citer : le modèle SRM, HYDROMED, KINEROS, LOIEAU, GR et GARDENIA.

II.11 les modèles utilisés :

L'étude des modèles hydrologiques appliqués au bassin de l'Oued Tafna met en évidence plusieurs défis relatifs à la disponibilité et à la qualité des données nécessaires à une modélisation précise. En effet, la couverture spatiale des données est insuffisante, et la qualité de certaines mesures météorologiques reste moyenne, ce qui conduit à des résultats qui ne reflètent qu'une portion du bassin.

Face à cette problématique de manque de données fiables et complètes, nous avons opté pour une approche combinée, alliant des modèles hydrologiques globaux et semi-distribués. Cette méthode nous permet de contourner les limitations des données existantes tout en maintenant une certaine rigueur dans la simulation des processus hydrologiques. Plus précisément, nous avons choisi d'utiliser le modèle du Génie Rural (GR) et le modèle semi-distribué HBV LIGHT. Ces modèles sont particulièrement adaptés aux régions arides et semi-arides, où les défis liés à l'approvisionnement en eau sont nombreux et complexes.

II.11.1 Approche méthodologique et objectifs des modèles :

Les modèles choisis, bien que simples dans leur structure, sont conçus pour être suffisamment complets afin de simuler de manière fiable les écoulements de surface et souterrains, ainsi que les pertes d'eau, qui sont des phénomènes cruciaux pour la gestion de l'eau dans les bassins versants arides. Ces modèles sont non seulement flexibles et adaptés à des conditions climatiques variées, mais ils sont également capables de traiter les données limitées souvent rencontrées dans les régions caractérisées par un déficit en informations hydrologiques.

- a) *Modèle du Génie Rural (GR)* : Ce modèle est reconnu pour sa capacité à intégrer les processus hydrologiques de manière simple et efficace. Il a déjà fait ses preuves dans des bassins méditerranéens, notamment dans des études menées sur le bassin de l'Oued Tafna (Bouanani, 2010 ; Bakriti, 2012). Les résultats obtenus avec ce modèle dans des contextes similaires, comme le bassin de la Mekerra (Bourek, 2010 ; Otmame, 2015) ou encore le bassin de l'Oued Sikkak (Bouanani et al., 2010), ont montré une bonne fiabilité, ce qui justifie son application dans notre étude. Son utilisation dans des régions de l'Algérie septentrionale et de la Tunisie (Kabouya, 1990 ; Boudahra, 2007), ainsi que dans d'autres pays comme le Maroc (Ahbari, 2013) et l'Afrique de l'Ouest (Nka Nnomo, 2016), a également prouvé son efficacité dans les zones arides.
- b) *Modèle semi-distribué HBV LIGHT* : Le modèle HBV LIGHT est un modèle hydrologique bien adapté aux bassins versants de taille modeste à moyenne, où il est crucial de gérer les ressources en eau de manière précise. Il a été appliqué avec succès dans l'Est de l'Algérie (Bouguerne, 2017) et en Tunisie (Dakhlaoui, 2014), où il a démontré sa capacité à simuler les processus d'écoulement de surface et à fournir des estimations fiables des débits dans des conditions de données limitées. Ce modèle est particulièrement utile pour la gestion des eaux souterraines et pour la modélisation des systèmes de stockage dans les bassins versants.

II.11.2 - Les Modèles Génie Rural (GR) :

Les modèles du Génie Rural (GR), développés dans les années 1980 par le Cemagref, visent à simuler le débit à l'exutoire d'un bassin versant en fonction des précipitations et d'autres facteurs hydrologiques. Ces modèles appartiennent à la famille des modèles conceptuels à réservoirs. L'approche est globale. Le pas de temps est le plus souvent journalier même si des modèles dérivés à pas de temps mensuel, annuel et interannuel ont été construits (Makhlouf et al., 1994).

La simulation des débits à l'exutoire d'un bassin versant est essentielle pour une multitude d'applications liées à l'ingénierie et à la gestion de l'eau. Ces simulations sont utilisées pour des tâches variées telles que la dimensionnalisation des infrastructures hydrauliques, la

prévision des crues, la gestion des périodes de sécheresse (étiages) et l'analyse des impacts environnementaux des changements climatiques ou des aménagements humains. À cet égard, les modèles développés au Cemagref ont permis de créer des outils permettant d'établir une relation directe entre les précipitations reçues sur un bassin et les débits observés à son exutoire, contribuant ainsi à la prise de décision dans les domaines de la gestion de l'eau et de l'aménagement du territoire (Michel, 1983).

Les modèles du Génie Rural, comme tous les modèles hydrologiques, reposent sur une vision globale du bassin versant. Cependant, cette approche simplifie certains processus et adopte une vision de moyenne des phénomènes qui se produisent dans le bassin :

- Les modèles GR utilisent des relations simples pour représenter les processus hydrologiques au niveau du bassin versant, sans s'attacher à la physique détaillée des flux à petite échelle. Ces relations permettent de simuler efficacement l'écoulement de l'eau à l'échelle du bassin.
- Plutôt que de diviser le bassin versant en sous-zones plus petites et plus hétérogènes, les modèles GR considèrent le bassin comme une unité homogène. Bien que cette approche ne tienne pas compte de toutes les variations locales, elle a montré son efficacité dans les bassins versants d'une taille modeste à moyenne.
- Pas de temps et temporalité : Les modèles GR sont conçus pour fonctionner avec des pas de temps spécifiques, adaptés aux besoins de gestion des bassins versants. Les versions courantes incluent des modèles à pas de temps annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J), avec des extensions en développement pour des simulations à échelle horaire. Les modèles de pas de temps horaire (comme le GR3H) sont encore en phase de validation dans certaines applications.

Dans ces modèles, les paramètres sont définis de la manière suivante :

- Précipitation (P (mm)) : La hauteur de la pluie tombée sur le bassin, calculée à partir des données pluviométriques disponibles (station météo et autres sources),
- Évapotranspiration potentielle (ETP (mm)) : estimée à partir de modèles ou de courbes de régime interannuel.
- Débit (Q (mm)) : Le débit simulé, mesuré en millimètres.

II.11.2.1 - Modèle pluie-débit annuel GR1A :

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 (Perrin et al, 2007).

a) 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 GR1A s'écrit :

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{X.E} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \quad \text{Eq. II.5}$$

Où :

- a. X est l'unique paramètre du modèle.
- b. Q_k : est le débit simulé de l'année k .
- c. P_k : est la pluie observée de l'année k .
- d. P_{k-1} : est la pluie observée de l'année $k-1$
- e. E_k : est l'évapotranspiration potentielle de l'année k ,

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.

b) Paramètre

Le paramètre est adimensionnel et sert à moduler l'évapotranspiration. La médiane de sur un large échantillon de bassins versants est de 0.7, avec un intervalle de confiance à 90% entre 0.13 et 3.5.

II.11.2.2 - Modèle pluie-débit 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 autours de deux réservoirs, un de production (ou réservoir sol) (Djellouli et al., 2015) 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 ce font différemment sur les entrées. Il s'est distingué comme le modèle fournissant globalement les meilleurs résultats de modélisation.

Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Kabouya (1990), Kabouya et Michel (1991), Makhlouf (1994), Makhlouf 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).

a) Description mathématique

La structure est schématisée à la figure II.3. 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 :

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1} \right)^2 \right) \cdot \tanh \left(\frac{P_k}{X_1} \right)}{1 + \frac{S}{X_1} \cdot \tanh \left(\frac{P_k}{X_1} \right)} \quad \text{Eq. II.6}$$

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

$$P_1 = P - P_s \quad \text{Eq. II.7}$$

Et le contenu du réservoir est actualisé :

$$S' = S_k + P_s \quad \text{Eq. II.8}$$

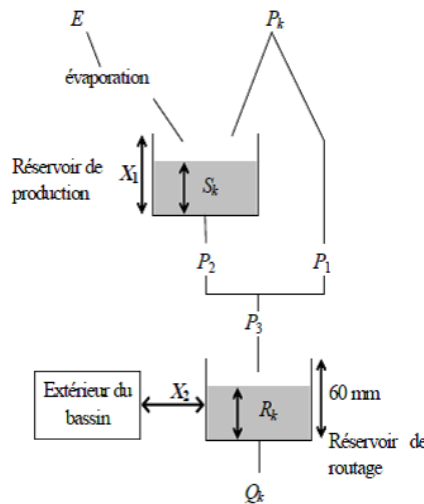


Figure II.3 : Schéma de la structure du modèle GR2M.

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

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

$$P_s = \frac{S' \left(2 - \frac{S'}{X_1} \right) \tanh \left(\frac{E}{X_1} \right)}{1 + \left(1 - \frac{S'}{X_1} \right) \tanh \left(\frac{E}{X_1} \right)} \quad \text{Eq. II.9}$$

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

$$S'' = S' - E_s \quad \text{Eq. II.10}$$

- Percolation

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

$$P_2 = S'' \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{S''}{X_1} \right)^3 \right]^{-1/3} \right\} \quad \text{Eq. II.11}$$

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

$$S_{k+1} = S'' - P_2 \quad \text{Eq. II.12}$$

- Routage et échange avec l'extérieur non atmosphérique

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

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad \text{Eq. II.13}$$

Le niveau R_k dans le réservoir devient alors R' :

$$R' = R_k + P_3 \quad \text{Eq. II.14}$$

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 :

$$F = (X_2 - 1) \cdot R' \quad \text{Eq. II.14}$$

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

$$R'' = X_2 - R' \quad \text{Eq. II.15}$$

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

$$Q_k = \frac{R''^2}{R'' + 60} \quad \text{Eq. II.16}$$

Le contenu du réservoir est enfin actualisé par :

$$R_{k+1} = R'' + Q_k \quad \text{Eq. II.17}$$

b) Paramètres

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).

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

II.11.2.3 - Modèle pluie-débit journalier GR4J

Le modèle GR4J est un modèle conceptuel de réservoir global développé dans le cadre de la série Génie Rural (GR) à l'Institut de Recherche en Génie Agricole et Environnemental (CEMAGREF) (Perrin et al., 2003). Il permet de simuler l'écoulement des cours d'eau dans les bassins versants à partir des données de précipitations quotidiennes et d'évapotranspiration potentielle. Il fonctionne avec quatre paramètres principaux :

- X_1 représente la capacité du réservoir de production [mm] ;
- X_2 est associé au coefficient d'échange souterrain [mm] ;
- X_3 signifie la capacité journalière du réservoir de routage [mm] ;
- X_4 correspond au temps de base de l'hydrogramme unitaire « HU1 » [jours].

Ce modèle s'appuie sur des données continues de précipitations et d'évapotranspiration potentielle. Les modèles GR4J ont été testés dans divers bassins et contextes climatiques à travers le monde (Kamagate et al., 2017 ; Noumon et al., 2020 ; Mostafazadeh et Asgari, 2021 ; Shin et Kim, 2021 ; Correia Martins, 2023), ainsi qu'en Algérie (Gherissi et al., 2017 ; Otmame et al., 2019 ; Zennaki et al., 2020 ; Aoulmi et al., 2022 ; Hafsi et al., 2022 ; Bouguerra et Mansour, 2023). L'utilisation cohérente de la méthode Oudin pour estimer l'évapotranspiration dans le modèle GR4J dans divers sous-bassins du bassin versant de la Tafna, tels que Boumessaoud (Medane 2012), Chouly (Gherissi et al., 2017) et Boukiou (Zennaki et al., 2020), est particulièrement significative.

a) -Description mathématique

La structure est donnée à la (Figure. II.4).

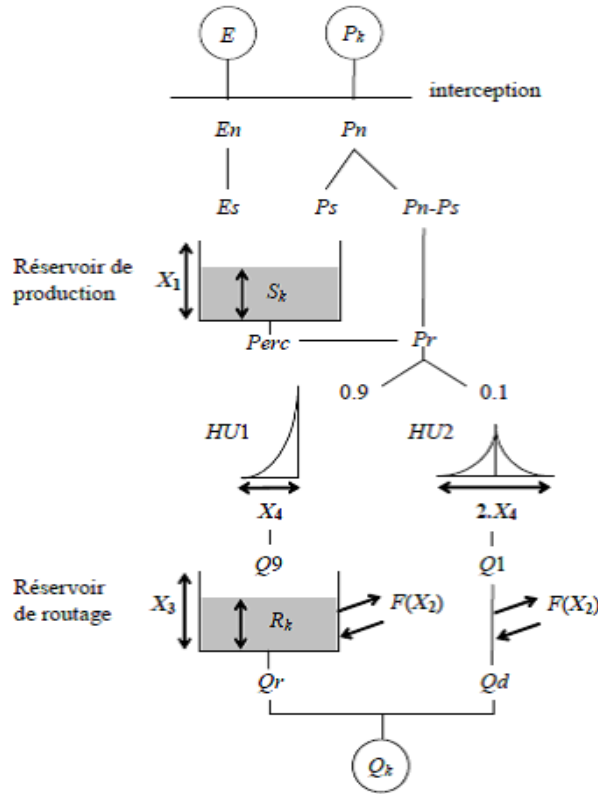


Figure II.4 : Schéma de la structure du modèle GR4J (Perrin, 2000).

P_n : pluie nette ; S_k : contenu du réservoir au début du mois k ; E_s : quantité d'eau évaporée à partir du 1^{er} réservoir (réservoir de production) ; Q_9 : débit de sortie du réservoir de production ; Q_1 : débit de sortie issu de l'écoulement de surface ; Q_d : composante d'écoulement ; R_k : réservoir de routage, la quantité d'eau infiltrée du réservoir de production.

- Neutralisation

P_k par E pour déterminer une pluie nette P_n et une évapotranspiration nette E_n calculée par :

$$\text{Si } P_k > E \text{ alors } P_n = P_k - E \text{ et } E_n = 0 \quad \text{Eq. II.18}$$

$$\text{Si } P_k \leq E \text{ alors } P_n = 0 \text{ et } E_n = E - P_k \quad \text{Eq. II.19}$$

- 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 :

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1} \right)^2 \right) \cdot \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)}{1 + \frac{S_k}{X_1} \cdot \tanh \left(\frac{P_n}{X_1} \right)} \quad \text{Eq. II.20}$$

Où :

- a. X_1 (mm) est la capacité maximum du réservoir de production
- b. S_k le contenu du réservoir de production au début du jour k .

Dans le cas contraire, lorsque « En » est différent de zéro, une quantité d'évaporation Es est retirée du réservoir de production. Elle est donnée par :

$$Es = \frac{S_k \cdot \left(2 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{En}{X_1}\right)} \quad \text{Eq. II.21}$$

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

$$S' = S_k + Ps - E_s \quad \text{Eq. II.22}$$

- Percolation

$Perc$ issue du réservoir de production est alors calculée par l'équation suivante :

$$Perc = S' \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4 S'}{9 X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad \text{Eq. II.23}$$

Par suite, le contenu du réservoir devient :

$$S_{k+1} = S' - Perc \quad \text{Eq. II.24}$$

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

$$Pr = Perc + (Pn - Ps) \quad \text{Eq. II.25}$$

- Hydrogrammes unitaires

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

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

$$\text{Pour } t \leq 0, \quad SH1(t) = 0 \quad \text{Eq. II.26}$$

$$\text{Pour } 0 < t < X_4, \quad SH1(t) = \left(\frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{Eq. II.27}$$

$$\text{Pour } t \geq X_4, \quad SH1(t) = 1 \quad \text{Eq. II.28}$$

SH2 est définie de façon similaire par :

$$\text{Pour } t \leq 0, SH2(t) = 0 \quad \text{Eq. II. 29}$$

$$\text{Pour } 0 < t \leq X_4, \quad SH2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{Eq. II. 30}$$

$$\text{Pour } X_4 < t < 2.X_4, \quad SH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4} \right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{Eq. II. 31}$$

$$\text{Pour } t \geq 2.X_4, \quad SH2(t) = 1 \quad \text{Eq. II. 32}$$

Les ordonnées de HU1 et HU2 sont alors calculées par :

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j-1) \quad \text{Eq. II. 33}$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j-1) \quad \text{Eq. II. 34}$$

Où,

- j est un entier.
- les sorties Q9 et Q1 à chaque pas de temps k
- des deux hydrogrammes correspondent à la convolution des pluies antérieures par la clé de répartition donnée par l'hydrogramme discrétisé et sont calculées par :

$$Q9(k) = 0.9. \sum_{j=1}^l UH1(j). \text{Pr}(k-j+1) \quad \text{Eq. II. 35}$$

$$Q1(k) = 0.1. \sum_{j=1}^l UH2(j). \text{Pr}(k-j+1) \quad \text{Eq. II. 36}$$

Où

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

- Fonction d'échange avec l'extérieur non atmosphérique

Un échange souterrain en eau est calculé par :

$$F = X_2 \cdot \left(\frac{R_k}{X_3} \right)^{7/2} \quad \text{Eq. II. 37}$$

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 :

$$R' = \max(0; R_k + Q9(k) + F) \quad \text{Eq. II. 38}$$

Où : R_k est le contenu du réservoir à l'instant k , $Q9(k)$ est le volume issu de l'hydrogramme unitaire HU1(écoulement direct retardé), F est le niveau du réservoir après apport de Q9 et F ,

mais avant vidange.

Il se vidange ensuite en une sortie Q_r donnée par :

$$Q_r = R' \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{R'}{X_3} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad \text{Eq. II.39}$$

Le niveau dans le réservoir devient :

$$R_{k+1} = R' - Q_r \quad \text{Eq. II.40}$$

- Écoulement total

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

$$Q_d = \max(0 ; Q_1(k) + F) \quad \text{Eq. II.41}$$

Le débit total Q est alors donné par :

$$Q_k = Q_r + Q_d \quad \text{Eq. II.42}$$

b) Paramètres

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

Tableau II.2 : Description des paramètres du modèle GR4J (Perrin *et al.*, 2007).

Paramètres	Unité	Description	Plage de faisabilité (Intervalle de confiance de 80 %)	
			Limite inférieure	Limite supérieure
X1	mm	Capacité de stockage de production	100	1200
X2	mm	Coefficient d'échange des eaux souterraines	-5	3
X3	mm	Capacité maximale du réservoir de routage à un jour	20	300
X4	days	Base de temps de l'hydrogramme unitaire	1.1	2.9

II.11.3 - Modèle HBV LIGHT

Le modèle HBV Light est une version allégée et modifiée du modèle hydrologique conceptuel HBV, qui a été conçu pour estimer les débits à l'échelle d'un bassin versant en utilisant des entrées climatiques, telles que les précipitations, la température et l'évapotranspiration potentielle. Ce modèle, développé par l'Institut Météorologique et Hydrologique Suédois (SMHI) dans les années 1970, a connu une large adoption à travers le monde en raison de sa simplicité, tout en conservant des capacités robustes pour simuler le comportement hydrologique de bassins versants, notamment ceux qui ne disposent pas de

stations de mesure de débit. Le modèle est basé sur une structure modulaire qui permet de représenter les principaux processus hydrologiques tels que la gestion de l'eau de ruissellement, la gestion de l'humidité du sol, ainsi que la neige et les processus de fonte.

Le modèle HBV Light repose sur quatre modules principaux qui interagissent pour simuler le débit quotidien dans un bassin versant :

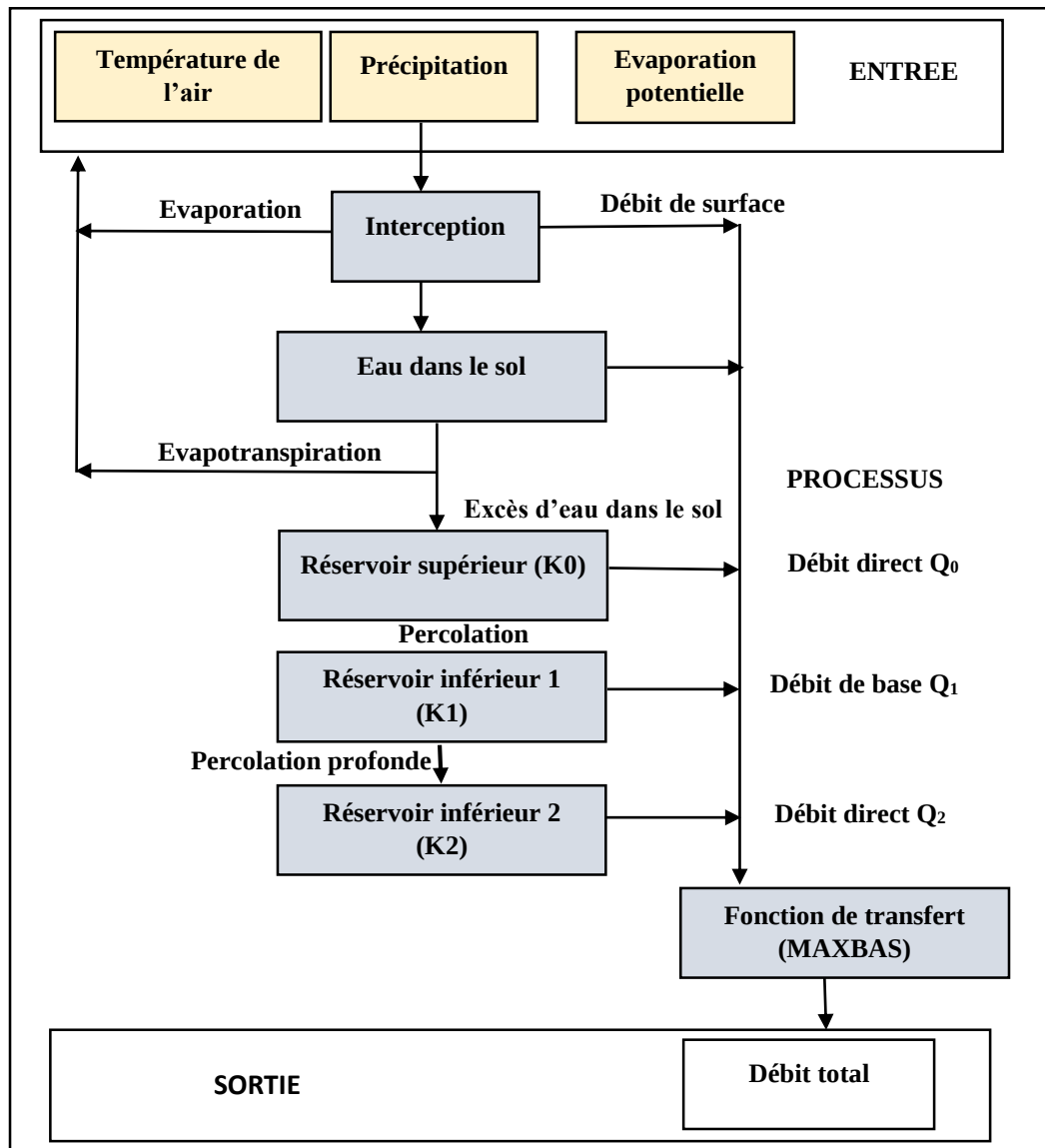


Figure II.5 : Schéma simplifié du modèle HBV (Abadie, 2006).

- Module de fonte des neiges et accumulation de neige : Ce module est essentiel pour les régions où la neige joue un rôle significatif dans le régime hydrologique. La température de l'air est utilisée pour déterminer si la précipitation tombe sous forme de neige ou de pluie. Lorsque la température est inférieure à une valeur seuil, appelée température critique de fonte (TT),
- Module de précipitations efficaces et humidité du sol : Après avoir déterminé si la précipitation est sous forme de neige ou de pluie, les deux sont ensuite introduites dans le

réservoir de l'humidité du sol (SM). Le modèle prend en compte la capacité de rétention d'eau du sol, représentée par FC (capacité de stockage du sol), pour simuler l'infiltration et le stockage de l'eau. Lorsqu'il y a un excédent d'humidité dans le réservoir, l'eau est redirigée vers les autres processus du modèle, en particulier le ruissellement. Ce processus est influencé par la relation entre l'humidité du sol et la capacité maximale du sol à stocker de l'eau.

- Module d'évapotranspiration : L'évapotranspiration est un élément clé dans les bilans hydrologiques, et elle est estimée à partir des données d'évapotranspiration potentielle mensuelle. Le modèle HBV Light prend en compte la quantité d'eau qui s'évapore ou est transpirée par la végétation, ajustant ainsi les flux d'eau dans le bassin versant. Cette variable est importante pour évaluer la quantité d'eau qui retourne dans l'atmosphère par ces processus, réduisant ainsi l'eau disponible pour le ruissellement.

Module de la réponse des eaux de ruissellement : Une fois que l'humidité du sol et la fonte des neiges ont été prises en compte, le modèle simule le ruissellement en fonction de l'excédent d'eau disponible. Ce processus est étroitement lié à la quantité d'eau dans le réservoir du sol et aux paramètres du modèle, qui influencent la vitesse de réponse du bassin versant aux précipitations et à la fonte de neige. Ce module est crucial pour prédire les débits observés à l'exutoire du bassin versant, notamment en période de crue.

II.11.3.1 - Gestion de l'incertitude des paramètres et de la calibration :

L'un des aspects les plus complexes du modèle HBV Light est la gestion des incertitudes associées aux paramètres. En effet, pour chaque bassin versant, un ensemble de paramètres doit être ajusté pour obtenir la meilleure correspondance possible avec les données observées (précipitations, températures et débits). Cependant, le modèle est sensible aux erreurs de données et aux choix des paramètres, ce qui rend difficile l'identification d'un jeu de paramètres unique et optimal.

Afin de surmonter cette difficulté, des méthodes statistiques, comme la simulation de Monte Carlo, sont couramment utilisées pour quantifier l'incertitude des paramètres. Cette méthode consiste à générer un grand nombre de jeux de paramètres, à simuler les résultats associés à chaque jeu, puis à analyser les écarts par rapport aux observations mesurées. Cela permet de déterminer les plages de valeurs possibles pour chaque paramètre, plutôt que de chercher un unique ensemble de paramètres.

En outre, des techniques de calibration, telles que les tests de sensibilité, sont utilisées pour évaluer l'impact de chaque paramètre sur les résultats du modèle. Ces tests aident à identifier les paramètres qui ont le plus d'influence sur les sorties du modèle et ceux qui sont moins sensibles, permettant ainsi de mieux gérer l'incertitude et de réduire les erreurs dans les simulations.

a) Description des paramètres du modèle HBV Light :

Le modèle HBV Light simule le débit journalier moyen à partir de données d'entrée telles que les précipitations quotidiennes, la température journalière, et l'évaporation potentielle mensuelle moyenne.

Les précipitations sont différenciées en pluie ou en neige en fonction de la température de l'air (t , en °C). Cette distinction repose sur une température seuil critique de fonte de la neige, notée $TT(°C)$:

- Si $t > TT$, les précipitations sont considérées comme de la pluie.
- Si $t \leq TT$, elles sont considérées comme de la neige.

Lorsque des précipitations sont identifiées comme neigeuses (température inférieure ou égale à TT), elles sont corrigées à l'aide d'un facteur multiplicatif de correction des chutes de neige, noté SFCF (Snowfall Correction Factor, sans unité). Ce facteur permet de compenser d'éventuels biais dans les mesures de neige.

La fonte des neiges est ensuite modélisée à l'aide de la méthode des degrés-jours, qui estime la quantité d'eau fondue en fonction de l'excès de température par rapport à TT . L'équation utilisée est :

$$\text{Eau de fonte} = CFMAX (T(t) - TT) \quad \text{en (mm.j}^{-1}\text{)} \quad \text{Eq. II.43}$$

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

$$\text{Fonte de la congélation} = C_{FR} CFMAX (TT - T(t)) \quad \text{Eq. II.44}$$

Avec :

- a. $CFMAX$: Facteur du degré-jour ($\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1}\text{j}^{-1}$), TT et $T(t)$ en ($^\circ\text{C}$)
- b. C_{FR} : Coefficient de recongélation
- c. TT : Température critique de fonte de la neige ($^\circ\text{C}$)
- d. $T(t)$: la température de départ ($^\circ\text{C}$)

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]).

$$\frac{\text{rech arg e}}{P(t)} = \left(\frac{SM(t)}{FC} \right)^{BETA} \quad \text{Eq. II.45}$$

Avec :

- a. FC : humidité maximale de stockage du sol (mm)
- b. $SM(t)$: Humidité du sol à l'instant t (mm)
- c. $P(t)$: Quantité d'eau disponible à l'instant t (mm/j)
- d. $BETA$: paramètre qui détermine la contribution relative à les eaux de ruissèlement de la pluie ou la fonte des neiges (-)

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 .

$$E_{act} = E_{pot} \cdot \min\left(\frac{SM(t)}{FC.LP}, 1\right) \quad \text{Eq. II.46}$$

Avec :

- a. LP : valeur d'humidité du sol au-dessus du quel E_{act} atteint E_{pot} (mm)
- b. E_{pot} : Evapotranspiration (mm)

La recharge en eau souterraine est ajoutée à la zone des eaux souterraines supérieure (SUZ [mm]). PERC [mm j⁻¹] définit la percolation maximale prise à partir de la partie supérieure de la boîte en bas des eaux souterraines (SLZ [mm]). Les eaux de ruissellement 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] .

$$Q_{GW}(t) = K_{2SLZ} + K_{1SUZ} + K_0 \max(SUZ - UZL, 0) \quad \text{Eq. II.47}$$

Avec :

- a. SUZ : recharge des eaux souterraines supérieures (mm)
- b. PERC : Percolation maximale (mm.j-1),
- c. j : jour

Ce ruissellement est enfin transformé par une fonction de pondération triangulaire définie par le paramètre MAXBAS (équation II.48) pour donner le ruissellement simulé $Q_{Sim}(t)$ [mmd⁻¹].

$$Q_{Sim}(t) = \sum_{i=1}^{MAXBAS} C_i Q_{GW}(t-i+1) \quad \text{Eq. II.48}$$

$$ou C(i) = \int_{i=1}^i \frac{2}{MAXBAS} - \left| u - \frac{MAXBAS}{2} \right| \frac{4}{MAXBAS^2} du$$

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 t] et TCALT [° C/100 m].

$$P(h) = P_o \left(1 + \frac{PCALT(h - h_o)}{10000} \right) \quad \text{Eq. II.49}$$

$$T(h) = T_o - \frac{TCALT(h - h_o)}{100} \quad \text{Eq. II.50}$$

Avec :

- a. P_o et T_o : des précipitations mesurées (mm).
- b. PCALT : Précipitations calculées (mm) selon l'altitude h(m).
- c. TCALT : 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 CET [° C⁻¹] est un facteur de correction

$$E_{pot}(t) = (1 + C_{ET}(T(t) - T_M)) \cdot E_{pot,M} \quad \text{Eq. II.50}$$

Avec :

- a. $E_{\text{pot}}(t)$: évaporation potentiel corrigé au jour j^{-1}
- b. C_{ET} : Facteur de correction ($^{\circ}\text{C}$)
- c. $T(t)$: Température au jour t ($^{\circ}\text{C}$)
- d. T_{M} : Température moyenne à long terme pour ce jour de l'année ($^{\circ}\text{C}$)
- e. $E_{\text{pot,M}}$: Evaporation moyenne à long terme pour ce jour de l'année (mm.j^{-1})

Tableau II.3 : Paramètres de captage de HBV Light.

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

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

Nom	Unité	Plage valide	Description
TT	$^{\circ}\text{C}$	(-inf,inf)	Température de seuil
CFMAX	mm/d $^{\circ}\text{C}$	[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

II.12 – Conclusion

Les modèles distribués, en particulier, permettent désormais une représentation plus fine et plus fidèle des caractéristiques des bassins versants et des différents processus du cycle de l'eau. Ces outils sont devenus indispensables pour soutenir la prise de décision, que ce soit dans la gestion des ressources en eau, la planification d'infrastructures ou encore l'évaluation des impacts du changement climatique.

Toutefois, malgré leur niveau de détail élevé, ces modèles complexes rencontrent certaines limites. La grande variété des paramètres à intégrer et le manque fréquent de données fiables, notamment en matière de précipitations et de débits, compliquent leur mise en œuvre et n'aboutissent pas nécessairement à de meilleures performances. Ainsi, une approche sophistiquée ne garantit pas automatiquement des résultats plus précis.

Dans cette étude, nous avons donc choisi d'exploiter plusieurs modèles conceptuels globaux : les modèles de la famille GR (GR1A, GR2M et GR4J), ainsi que le modèle HBV Light, utilisé à la fois en configuration globale et semi-distribuée. Ces modèles ont été sélectionnés pour leur robustesse et leur capacité à représenter efficacement le comportement hydrologique d'un bassin tout en restant relativement simples à calibrer. Ils ont été présentés et analysés en détail dans le présent chapitre.

CHAPITRE III

Étude de Milieu

III.1- Introduction

Les bassins versants jouent un rôle fondamental dans la gestion des ressources naturelles, en particulier dans les régions semi-arides et méditerranéennes, où les pressions climatiques et anthropiques sont particulièrement fortes. Situé dans le nord-ouest de l'Algérie, le bassin versant de la Tafna constitue une unité hydrique essentielle au développement socio-économique de cette région, grâce à son réseau hydrographique dense et à la diversité de ses écosystèmes.

Ce chapitre a pour objectif de fournir une description détaillée des caractéristiques géographiques, géologiques, climatiques, hydrologiques, ainsi que de l'occupation du sol dans le bassin de la Tafna, en mettant également en lumière les spécificités de ses principaux sous-bassins.

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

III.2.1 -Contexte géographique :

Le bassin versant de la Tafna, identifié sous le code « 16 » dans la classification des bassins versants en Algérie, est situé dans la région nord-ouest du pays. Il couvre une superficie totale de 7 245 km², soit environ 65 % de la superficie de son ensemble hydrologique, et présente un périmètre de 354,8 km. Ce bassin s'étend sur une large zone géographique, délimitée par les coordonnées latitudinales 34°30' N à 36°00' N et les longitudes 0°50' W à 2°20' W. Son altitude varie considérablement, allant du niveau de la mer (0 m) jusqu'à 1 800 m dans les zones les plus élevées, générant ainsi une diversité de milieux écologiques et hydrologiques.

Le bassin versant de la Tafna occupe une position stratégique dans le complexe géographique Oranie – Chott Chergui, une région caractérisée par une grande diversité géomorphologique et climatique. Sur le plan des limites géographiques (Figure III.1),

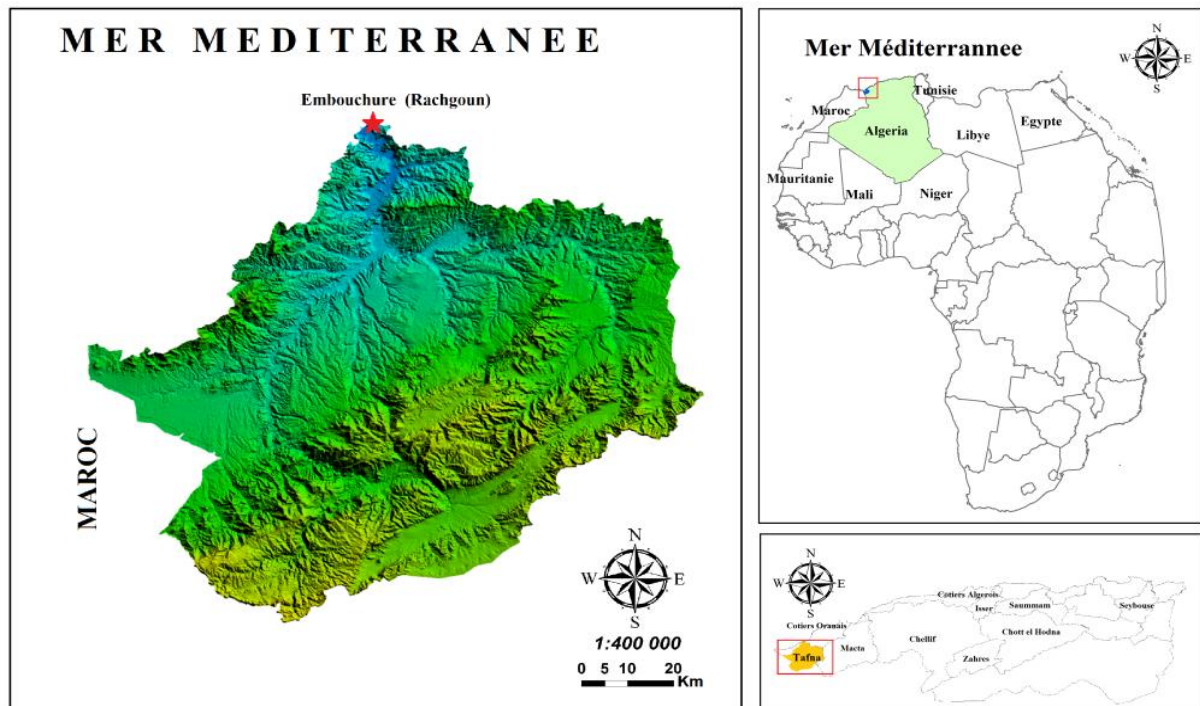


Figure III.1 : Situation géographique de bassin versant de la Tafna.

Il est bordé :

- Au nord, par le domaine côtier oranais (code « 04 »), influencé par des conditions climatiques méditerranéennes ;
- À l'est, par le bassin de la Macta (code « 11 »), qui se distingue par ses reliefs montagneux et ses formations géologiques spécifiques ;
- Au sud, par le Chott Chergui (code « 08 »), une vaste dépression saline ;
- À l'ouest, il s'étend jusqu'à la frontière marocaine .

III.2.2 - Cadre géologique :

Le bassin versant de la Tafna présente une géologie particulièrement diversifiée, résultant d'une succession d'unités lithologiques couvrant une large période allant du Primaire au Quaternaire. Cette diversité est le reflet d'une histoire géologique complexe, marquée par une activité tectonique soutenue ayant façonné la structure actuelle du bassin.

Le socle géologique est constitué majoritairement de formations sédimentaires, accompagnées, dans une moindre mesure, de roches éruptives et métamorphiques. Cette configuration lithologique joue un rôle déterminant dans la dynamique hydrogéologique du bassin.

- Au nord, la région est dominée par les massifs des monts de Beni Snassen et des monts des Traras, où affleurent des formations datant du Jurassique inférieur et moyen, ainsi que des dépôts marins du Miocène. Ces derniers sont principalement constitués d'argiles et de calcaires marneux, traduisant des environnements de sédimentation marine peu profonde.
- Au centre, le bassin est marqué par des dépressions géologiques résultant de l'accumulation de dépôts marins du Miocène inférieur et supérieur. Ces unités sédimentaires s'étendent sur de vastes superficies et se composent essentiellement d'argiles et de calcaires marneux, caractéristiques d'un contexte marin peu profond.
- Au sud, les monts de Tlemcen dominent la topographie. Ils sont constitués de formations carbonatées datant du Jurassique supérieur, principalement composées de calcaires et de grès. Ces dépôts témoignent d'un environnement de sédimentation récifal, typique des marges marines actives de cette époque géologique .

L'ensemble de ces caractéristiques géologiques conditionne de manière significative le comportement hydrologique du bassin, notamment en ce qui concerne la recharge et la circulation des eaux souterraines, ainsi que la vulnérabilité des nappes .

III.2.3- Stratigraphie du bassin versant de la Tafna

Le bassin de la Tafna, situé en Oranie occidentale, a fait l'objet de nombreuses études depuis le XIXe siècle, notamment par Gentil (1903) et Perrodon (1957). Plus récemment, des recherches ont approfondi la compréhension de sa géologie et de sa paléogéographie (Dahmani et al., 2003; Mahboubi et al., 2015).

III.2.3.1 Contexte structural et paléogéographique

La structure géologique de l'Oranie résulte principalement des orogénèses varisque et alpine. Les bassins de l'Oranie occidentale, tels que celui de la Tafna, sont caractérisés par des zones déprimées encadrées par des chaînes plissées secondaires, formant des sillons complexes orientés globalement ouest-sud-ouest/est-nord-est (Perrodon, 1957).

Le bassin de la Tafna se divise en deux domaines paléogéographiques distincts :

- **Le domaine tello-rifain**, situé dans les chaînes montagneuses des Traras et de Sebâa Chioukh, orienté est-ouest. Cette zone a connu une activité tectonique significative durant le Miocène (Guardia, 1975).
- **Le domaine atlasique ou "tlemcénien"**, représenté par les Monts de Tlemcen et les Traras occidentaux, caractérisé par des structures tabulaires (Guardia, 1975).

Des études récentes ont mis en évidence deux grandes structures transversales affectant ce bassin :

- La faille Tafna-Magoura, orientée Sud- Ouest/Nord - Est. Les décrochements des Monts de Tlemcen, également orientés Sud-Sud-Ouest/Nord-Nord-Est (Remaoun, 2003).

Selon Perrodon (1957), le bassin de la Tafna présente deux zones principales :

- Une zone plissée, correspondant à la chaîne des Sebâa Chioukh et à son prolongement sur la rive gauche de la Tafna.
- Une zone tabulaire au sud, marquée principalement dans les Monts de Tlemcen et leur extension occidentale.

III.2.3.2 Contexte litho stratigraphique du bassin de la Tafna

Le bassin de la Tafna, situé dans l'Oranie occidentale, présente une succession lithostratigraphique allant du Mésozoïque au Quaternaire. Cette évolution s'inscrit dans un cadre tectonique complexe lié aux orogénèses alpine et atlasique (Perrodon, 1957 ; Guardia, 1975).

a. Mésozoïque

a.1. Trias

Les dépôts triasiques comprennent principalement des argiles dolomitiques, des marnes bariolées ainsi que des formations gypseuses et salifères. Ces unités affleurent notamment à Aïn Tellout, Béni Saf et dans le bassin d'Oued Mouilah (Marok, 1996). Guardia (1975) souligne aussi la présence de basaltes altérés d'une teinte verdâtre, témoignant d'une activité volcanique liée aux phases distensives post-hercyniennes.

a.2. Jurassique et Crétacé

Les séries jurassiques et crétacées sont caractérisées par des bancs carbonatés épais, parfois alternés avec des marnes, correspondant à une sédimentation marine de plate-forme stable (Perrodon, 1957 ; Benest, 1985).

b. Cénozoïque

b.1. Miocène

Le Miocène est subdivisé en deux ensembles : le Miocène inférieur et moyen, dit « synchro-nappes », et le Miocène supérieur, dit « post-nappes » (Guardia, 1975 ; Belkebir et al., 1996)

.b.1.1. Miocène inférieur et moyen (synchro-nappes)

Les terrains synchro-nappes, observés entre la vallée de l'Oued Zitoun et le Djebel Fillaoucène, sont composés de conglomérats, grès et marnes argileuses, témoignant d'une sédimentation syntectonique liée aux mouvements orogéniques (Guardia, 1975).

b.1.2. Miocène supérieur (post-nappes)

Selon Belkebir et al. (1996) et sur la base des travaux de Guardia (1975), le Miocène supérieur est dominé par trois formations : les couches rouges de la Tafna, les marnes bleues des massifs de Sebâa Chioukh, et des calcaires récifaux à polypiers et algues. Ces formations traduisent des cycles sédimentaires post-orogéniques alternant phases détritiques et carbonatées.

b.2. Plio-Quaternaire

Les dépôts plio-quaternaires, situés principalement sur la rive droite de l'Oued Tafna, sont constitués de cailloutis, travertins et marnes argileuses. Gentil (1903) et Sadran (1975) ont décrit également des basaltes à amphigène dans la basse vallée, témoignant d'une activité volcanique récente.

III.2.4 - Cadre géomorphologique

III.2.4.1- Géomorphologie du bassin versant de la Tafna

Le bassin versant de la Tafna se distingue par une diversité géomorphologique marquée, résultant de la combinaison de facteurs tectoniques, lithologiques et climatiques. La diversité des reliefs, marquée par une grande variabilité en termes d'altitudes, d'orientations et de structure, influence de manière significative les dynamiques hydrologiques écologiques et sédimentaire de la région.

a) Les monts de la Tafna

- Les monts de Sebâa Chioukh : Orientés selon un axe est-ouest, ces reliefs forment une barrière continue culminant à 662 m au niveau du Djebel Sebâa Chioukh. L'Oued Tafna traverse cette chaîne par la cluse de Fatmi El Arbi, un passage géologique stratégique facilitant l'écoulement des eaux vers l'ouest. Cette zone est caractérisée par un réseau hydrographique dense, comprenant notamment l'Oued Diab, l'Oued El Atteuch et l'Oued

Lemba au nord, ainsi que l'oued Dahmane et l'oued Isser au sud. Bien que ces oueds soient globalement parallèles à la chaîne, leurs écoulements varient en fonction des discontinuités géologiques locales, reflétant la complexité de la dynamique hydrique régionale.

- Les monts des Traras : Disposés selon une orientation sud-ouest / nord-est, ces monts présentent un relief plus élevé que les Sebâa Chioukh, avec un sommet culminant à 1081 m au Djebel Fillaoussène. Cette unité géomorphologique constitue une zone de transition entre les hauts reliefs du sud et les unités littorales du nord du bassin.
- Les monts de Tlemcen : Occupant l'amont du bassin de la Tafna, ces montagnes couvrent près de la moitié de sa superficie. Elles sont les plus élevées de la région, avec des altitudes variant entre 900 et 1 000 m, et culminent à 1 848 m au niveau du Djebel Ténouchfi, point le plus haut du bassin. Cette zone montagneuse joue un rôle central dans la régulation des écoulements de surface et la recharge des aquifères.

b) Les plaines de la Tafna

- La plaine de Maghnia : Située à la confluence de la Tafna et de l'oued Mouillah, cette plaine fait partie intégrante du sous-bassin de l'oued Mouillah. Elle constitue une zone de transition entre les reliefs montagneux et les espaces plats du bassin, recevant les apports hydriques de plusieurs affluents. Son importance réside notamment dans sa vocation agricole et dans la sédimentation fluviale active.
- La plaine de Hennaya : Elle se compose de bandes tabulaires étroites et allongées, dont la longueur peut s'étendre sur plusieurs kilomètres, avec une largeur variant de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres. Cette plaine s'étire de Sabra à l'ouest jusqu'à Remchi à l'est. Sa morphologie résulte de l'action des processus fluviaux, et témoigne d'une activité sédimentaire soutenue qui a modelé la région sur des échelles de temps géologiques.

c) Plateaux et zones complémentaires

- La zone littorale : Elle se caractérise par un relief ondulé et discontinu, formé de collines d'origine tectonique, dont l'altitude oscille entre 200 et 400 m. Cette barrière naturelle longe le littoral et joue un rôle dans la régulation des échanges entre les montagnes et la mer. Elle influence également la dynamique érosive, l'accumulation des sédiments côtiers et la formation des aquifères côtiers.
- Le plateau de Sidi Abdelly : Situé dans la haute vallée de l'oued Isser, ce plateau est constitué de formations tabulaires entaillées par des vallées étroites et profondes, dont la largeur varie entre 5 et 13 km. Il s'étend dans une direction sud-nord et atteint une altitude d'environ 600 m. Ce plateau constitue une interface géomorphologique entre les zones montagneuses et les plaines, influençant de manière significative le régime hydrologique et les processus de sédimentation dans la vallée de l'oued Isser.

III.2.5- Hydrologie et hydrographie

La configuration hydrographique du bassin versant de la Tafna (Figure III.2), ainsi que la répartition et la gestion de ses ressources en eau, exercent une influence déterminante sur les régimes hydrologiques, tant à l'échelle locale que régionale. Le réseau hydrographique du bassin est structuré autour de son axe principal, l'oued Tafna, qui prend sa source dans les monts de Tlemcen et s'étend sur environ 170 km avant de se jeter dans la mer Méditerranée (Bouanani et al., 2004).

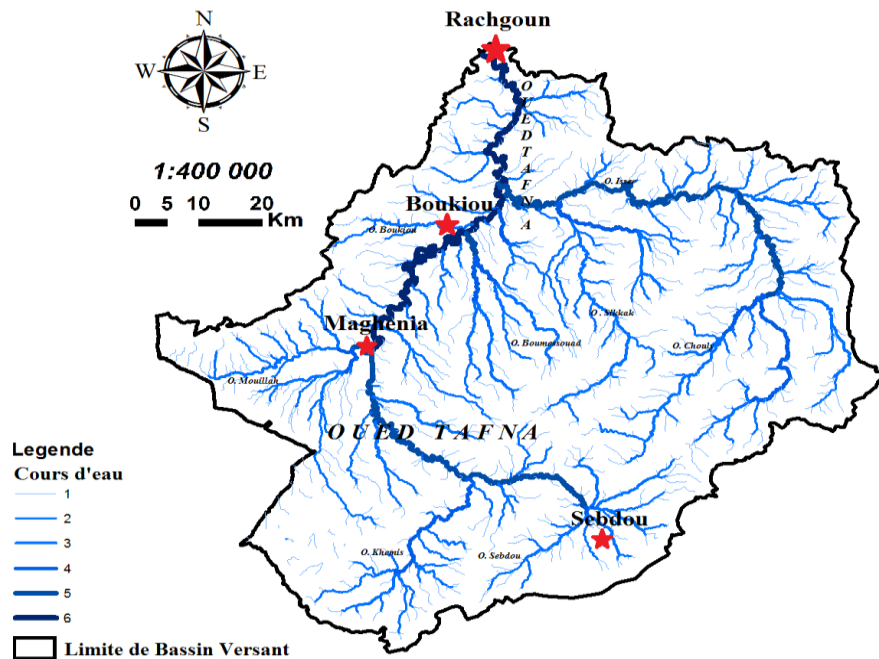


Figure III.2 : Réseau hydrographique de bassin versant de la Tafna

III.2.5.1 - Principaux affluents :

- L'oued Mouillah : situé au sud-ouest du bassin, il draine les eaux des Hauts Plateaux et présente une forte variabilité de débit (Bouchelkia et al., 2011)
- L'oued Isser : traversant des zones à forte perméabilité géologique, il joue un rôle majeur dans la recharge des nappes souterraines .
- L'oued Sebdo : caractérisé par un apport pluviométrique limité, il reflète les conditions semi-arides du sud du bassin (Abdelmoumene et al., 2023).

III.2.5.2 - Principaux barrages :

Le bassin versant de la Tafna comprend plusieurs barrages stratégiques, essentiels pour la régulation hydrique :

- Barrage de Hammam Bouhrara (177 Hm³) : destiné à l'irrigation, à l'alimentation en eau potable et à la régulation des crues.
- Barrage de Sidi Abdelly (110 Hm³) : ressource capitale pour l'irrigation et les usages industriels.

- Barrage de Beni Bahdel (66 Hm³) : joue un rôle essentiel dans l'irrigation et l'approvisionnement en eau potable.
- Barrage de Meffrouch (15 Hm³) : principalement dédié à l'irrigation agricole.
- Barrage de Sikkak (27 Hm³) : renforce l'irrigation et assure le stockage d'eau.

Le bassin est subdivisé en trois grandes régions hydrographiques, chacune présentant des caractéristiques géographiques, climatiques et hydrologiques distinctes, influençant les écoulements et la répartition des ressources en eau.

- **Région orientale :**

Cette région est principalement alimentée par l'oued Isser et l'oued Sikkak. L'oued Isser, issu des montagnes environnantes, traverse plusieurs dépressions avant de rejoindre la Tafna. Il est soumis à des variations saisonnières marquées dues aux précipitations irrégulières. Quant à l'oued Sikkak, il joue un rôle important dans la régulation hydrique en période humide.

Ces deux cours d'eau irriguent des zones agricoles et soutiennent les écosystèmes riverains composés de formations végétales méditerranéennes, contribuant ainsi à la biodiversité et à la préservation des habitats aquatiques.

- **Région occidentale :**

Cette région est drainée par plusieurs affluents importants : l'oued Sebdou, l'oued Khemis et l'oued Mouillah. L'oued Sebdou, en raison de sa traversée de formations géologiques complexes, subit de fortes fluctuations hydrologiques : sécheresses prolongées, crues soudaines et inondations localisées. L'oued Khemis et l'oued Mouillah apportent également des volumes notables, essentiels à l'irrigation des cultures dans les plaines alluviales.

- **Région septentrionale :**

Elle est alimentée par l'oued Boukiou, l'oued Boumessaoud et l'oued Zitoun. L'oued Boukiou, influencé par les précipitations hivernales et le relief montagneux, montre un régime hydrologique fortement variable. Les oueds Boumessaoud et Zitoun assurent un apport régulier, essentiel à la pérennité des zones agricoles et à la survie des écosystèmes aquatiques dans cette région, caractérisée par une végétation diversifiée allant des forêts feuillues aux prairies humides.

III.2.6 - Les sous-bassins versants de la Tafna

Le bassin de la Tafna est divisé en plusieurs sous-bassins distincts (Figure III.3), chacun ayant des caractéristiques spécifiques :

a) Sous-bassin de l'Oued Khemis

Il couvre une superficie de 350 km² et est un affluent de la rive gauche de la haute Tafna. Il est bordé au nord par la plaine de Maghnia, à l'est par les Djebels El Rhar et Ogab, à l'ouest par le Horst de Rhar Roubane et au sud par Sidi Djilali. Sa géologie est dominée par des formations calcaires et marnes, ce qui influence l'écoulement de ses eaux. Il est principalement alimenté

par des sources locales, ce qui contribue à la régularité des débits. Cependant, la capacité des nappes phréatiques est limitée, rendant la gestion des ressources en eau particulièrement délicate.

b) Sous-bassin de l'Oued Sebdu

Ce sous-bassin s'étend sur une superficie de 255,5 km². Il est délimité au nord par les plaines de Maghnia et Hennaya, et au sud par les hautes plaines oranaises. Ce bassin présente des formations géologiques calcaires et marneuses, offrant un environnement favorable à l'écoulement souterrain. Les précipitations hivernales sont la principale source d'alimentation du bassin, avec une variabilité des débits en fonction des saisons. Bien que les nappes phréatiques soient présentes, elles sont exploitées de manière modérée pour l'irrigation, et leur recharge reste dépendante des conditions climatiques.

c) Sous-bassin de l'Oued Mouillah

Ce sous-bassin s'étend sur 2 650 km² et constitue un affluent majeur de l'Oued Tafna. Il prend sa source dans la région d'El Abed, en Algérie. La zone géologique est marquée par des formations calcaires et schisteuses, avec une hydrologie influencée par les précipitations et la fonte des neiges. Le bassin abrite des aquifères karstiques essentiels pour le stockage des eaux souterraines, mais leur surexploitation et leur vulnérabilité à la contamination posent des défis importants pour la gestion durable des ressources en eau.

d) Sous-bassin de l'Oued Sikkak

D'une superficie de 463 km², ce sous-bassin est un affluent de la rive gauche de l'Oued Isser et de la rive droite de l'Oued Tafna. La géologie de ce bassin est dominée par des formations calcaires et marnes, influençant l'hydrogéologie locale. Le régime hydrologique est irrégulier, avec des crues périodiques, et les ressources en eau souterraine sont alimentées par des aquifères karstiques. L'exploitation de ces aquifères pour l'irrigation est courante, bien que la recharge soit lente et vulnérable aux pressions humaines.

e) Sous-bassin de l'Oued Nachef (Maffrouch)

Ce sous-bassin couvre une superficie de 86 km². Sa géologie est constituée de formations calcaires et de dépôts alluviaux récents, avec des ressources en eau souterraine limitées. Les eaux de surface sont alimentées principalement par les précipitations hivernales, mais les nappes phréatiques sont sensibles aux variations climatiques. L'irrigation dans cette zone repose sur l'utilisation des nappes phréatiques, qui sont toutefois vulnérables aux changements environnementaux et à la surexploitation.

f) Sous-bassin de l'Oued Boukiou

S'étendant sur 117,3 km², ce sous-bassin est un affluent de la rive gauche de l'Oued Tafna. Il est bordé au nord par la mer Méditerranée, à l'est par la plaine d'Hennaya, et à l'ouest par les monts de Béni Snassen. La géologie du bassin est composée de formations calcaires dolomitiques, influençant l'écoulement des eaux de surface et souterraines. L'hydrologie est caractérisée par un régime saisonnier, avec des crues importantes pendant l'hiver. Les aquifères karstiques sont exploités pour l'irrigation, mais les ressources en eau sont limitées et doivent être gérées avec précaution.

g) Sous-bassin de l'Oued Bensekrane

Ce sous-bassin couvre une superficie de 1 139,4 km². La géologie de cette zone est dominée par des formations calcaires et marneuses, permettant un écoulement souterrain dans des aquifères alluviaux et karstiques. Le régime hydrologique est affecté par les précipitations, et les nappes phréatiques sont utilisées pour l'irrigation dans l'agriculture locale.

h) Sous-bassin de l'Oued Chouly

Avec une superficie de 288,9 km², ce sous-bassin est un affluent de l'Oued Isser. Il est caractérisé par des formations géologiques calcaires et marneuses. Le régime hydrologique est marqué par des crues saisonnières, principalement dues aux fortes pluies hivernales. Les aquifères locaux, principalement karstiques, sont utilisés pour l'irrigation, mais leur recharge est lente et leur exploitation doit être équilibrée pour préserver leur durabilité.

i) Sous-bassin de l'Oued Zitoun

Ce sous-bassin s'étend sur une superficie de 140 km². Il est limité par des formations calcaires et des collines schisteuses. Le régime hydrologique du bassin est influencé par les précipitations saisonnières, avec des crues irrégulières affectant les débits des cours d'eau. Les nappes phréatiques sont exploitées pour l'irrigation, mais la gestion de l'eau doit prendre en compte la variabilité des ressources en eau et les besoins croissants pour l'agriculture.

j) Sous-bassin de l'Oued Boumessaouad

Couvrant une superficie de 118 km², ce sous-bassin est situé à l'ouest de Tlemcen. Il est délimité par Remchi au nord, la route nationale N98 à l'est, et l'Oued Zitoun à l'ouest. La géologie du bassin est dominée par des formations calcaires et schisteuses. L'hydrologie du bassin présente des débits irréguliers en fonction des périodes de précipitations, et les nappes phréatiques locales sont exploitées pour l'irrigation, bien que les ressources en eau soient limitées. Les défis associés à la gestion de l'eau comprennent les variations saisonnières et la pression de l'agriculture sur les nappes souterraines.

III.3 – Étude morphologique :

L'étude morphologique d'un bassin versant est essentielle pour comprendre sa dynamique hydrologique et géomorphologique. Cette analyse examine des paramètres tels que la superficie, la pente moyenne affectant la vitesse d'écoulement, ainsi que le réseau hydrographique, caractérisé par sa densité et sa hiérarchie. Ces données, associées à la distribution des altitudes et au périmètre du bassin, permettent une gestion efficace des ressources en eau et la prévention des risques naturels, tels que l'érosion et les inondations.

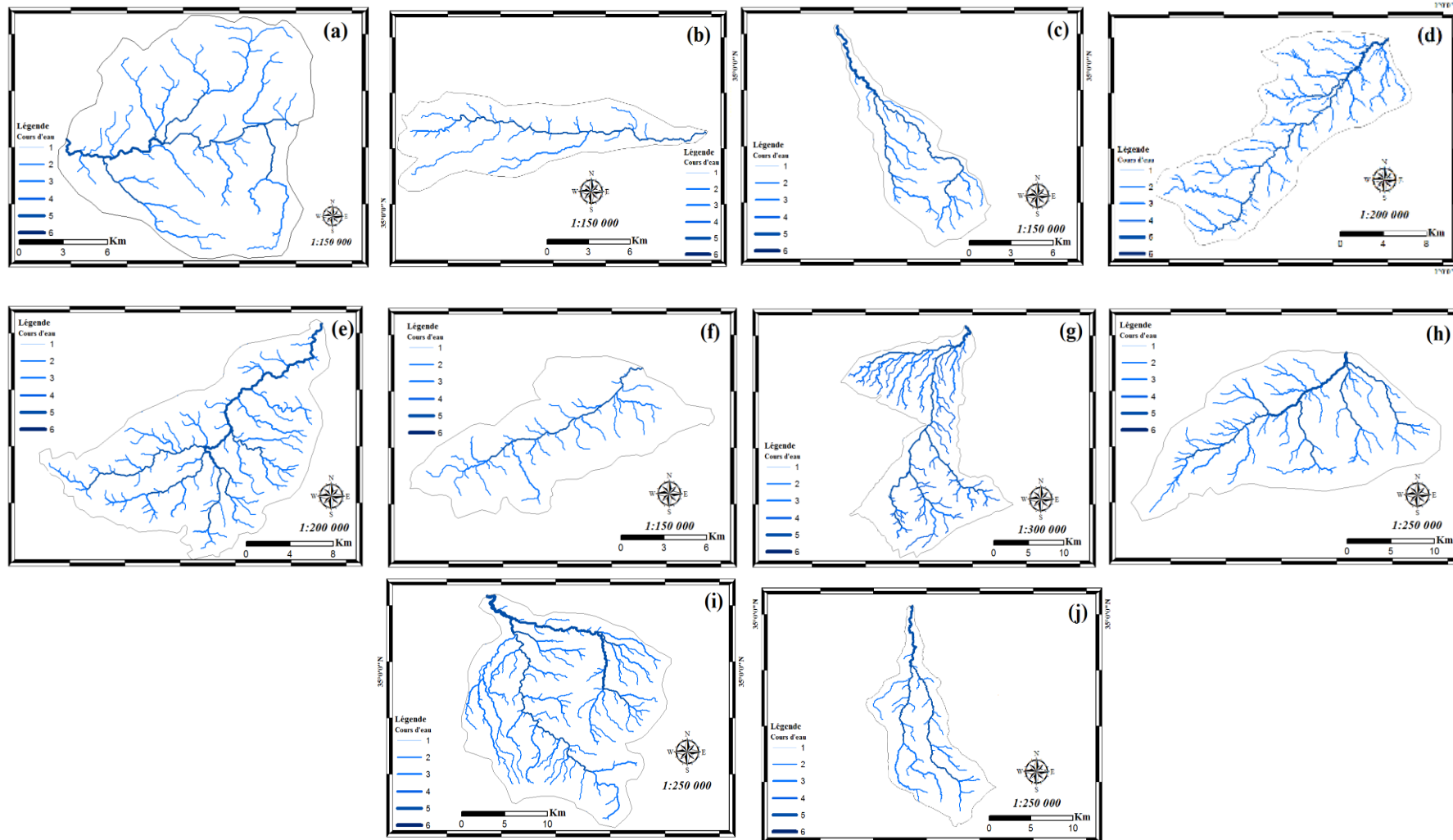


Figure III.3 : les sous Bassins Versants de la Tafna .

(a) Bensekrane – (b) Boukiou – (c) Boumessouad - (d) Chouly- (e) Khemis , (f) Nachef (Maffrouch) - (g) Mouillah - (h) Sebdou - (i) Sikkak - (j) Zitoun .

III.3.1 - Paramètres de forme

Les paramètres de forme d'un bassin versant, tels que l'indice de compacité et la densité de drainage, influencent sa réponse hydrologique et les risques associés.

a) Indice de compacité de Gravelius (K_c)

L'indice de compacité de Gravelius (K_c) est un paramètre géométrique couramment utilisé pour caractériser la forme d'un bassin versant. Il est défini comme le rapport entre le périmètre réel du bassin versant et le périmètre d'un cercle ayant la même surface que le bassin. Cet indice permet d'évaluer la compacité du bassin et, par conséquent, d'inférer certaines propriétés hydrologiques et morphologiques. Un bassin plus compact, caractérisé par une valeur de K_c proche de 1, a généralement une réponse hydrologique plus rapide en cas de précipitations, car l'eau parcourt des distances plus courtes pour atteindre l'exutoire.

Dans le cas du bassin versant de la Tafna, l'indice de compacité est calculé à l'aide de la formule suivante :

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad \text{Eq.III.1}$$

Où :

- a. K_c : Coefficient de compacité de Gravelius ;
- b. P : Périmètre du bassin versant ;
- c. S : Surface du bassin versant contrôlé.

Selon cette formule, le bassin versant de la Tafna présente une certaine compacité. La valeur de l'indice de compacité $K_c=1,17$ montre que notre bassin a une forme allongée. Cela signifie que, bien que le bassin ne soit pas parfaitement circulaire, il présente une distribution spatiale relativement homogène, ce qui peut influencer les écoulements hydrologiques de manière spécifique.

Un bassin compact, comme celui de la Tafna, se caractérise par une concentration rapide des écoulements vers l'exutoire, ce qui peut entraîner des crues plus intenses et soudaines en cas de précipitations importantes.

Tableau III.1 : Caractéristiques de forme des sous bassin de la Tafna

<i>Les sous Bassins</i>	<i>Le périmètre (km)</i>	<i>La superficie (km²)</i>	<i>K_c</i>
<i>Oued khemis</i>	93	350	1.39
<i>Oued sebdou</i>	78	255.5	1.37
<i>Oued mouillah</i>	230	2650	1.25
<i>Oued sikkak</i>	116	463	1.51
<i>Oued Meffrouch</i>	46.7	86	1.41
<i>Oued boukiou</i>	58	117.3	1.50
<i>Oued bensekrane</i>	180	1139.4	1.49
<i>Oued chouly</i>	115	288.9	1.89
<i>Oued zitoun</i>	65	140	1.54
<i>Oued boumessouad</i>	59	118	1.52

L'indice de compacité (K_c) des sous-bassins de la Tafna fournit des informations importantes sur la forme de ces bassins et leur comportement hydrologique. Les sous-bassins ayant un K_c faible, tels que l'Oued Khemis (1,39), l'Oued Sebdou (1,37) et l'Oued Mouillah (1,25), présentent des formes relativement compactes, proches d'un cercle, ce qui favorise un écoulement plus direct des eaux et réduit ainsi les risques d'inondation en cas de fortes pluies.

En revanche, les sous-bassins ayant un K_c plus élevé, comme l'Oued Sikkak (1,51), l'Oued Maffrouch (1,41) et l'Oued Boukiou (1,50), présentent des formes légèrement allongées, ce qui peut entraîner un écoulement moins direct et, par conséquent, des risques accrus de stagnation des eaux et d'érosion dans certaines zones. Le sous-bassin de l'Oued Chouly (1,89), avec un K_c particulièrement élevé, a une forme très allongée, ce qui rend l'écoulement des eaux plus complexe et augmente les risques d'inondations localisées. Enfin, des sous-bassins comme l'Oued Zitoun (1,54) et l'Oued Boumessaouad (1,52), bien qu'ayant des valeurs de K_c plus élevées, présentent des formes moins marquées.

b) Rectangle équivalent

La notion de rectangle équivalent est une approche géométrique simplifiée utilisée pour représenter un bassin versant de manière idéalisée. Elle consiste à transformer la forme réelle, souvent complexe, du bassin versant en un rectangle fictif ayant la même surface et une valeur identique du coefficient de compacité de Gravelius (K_c). Cette méthode permet d'étudier certaines caractéristiques morphologiques et hydrologiques du bassin, tout en facilitant la modélisation et l'interprétation des données. Le rectangle équivalent conserve également la répartition des altitudes (hypsométrie), ce qui en fait un outil utile pour l'analyse hydrologique et géomorphologique.

Le bassin versant de la Tafna présente les dimensions suivantes pour son rectangle équivalent:

La longueur du rectangle équivalent L (km) :

$$L = \frac{K_c \sqrt{S}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] \quad \text{Eq.III.2}$$

La largeur du rectangle équivalent l (km) :

$$l = \frac{K_c \sqrt{S}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] \quad \text{Eq.III.3}$$

$$L \text{ (Tafna)} = 113.7 \text{ km}$$

$$l \text{ (Tafna)} = 63.7 \text{ km}$$

Les caractéristiques du rectangle équivalent des sous bassins versants de la Tafna sont représentées dans le tableau III.2.

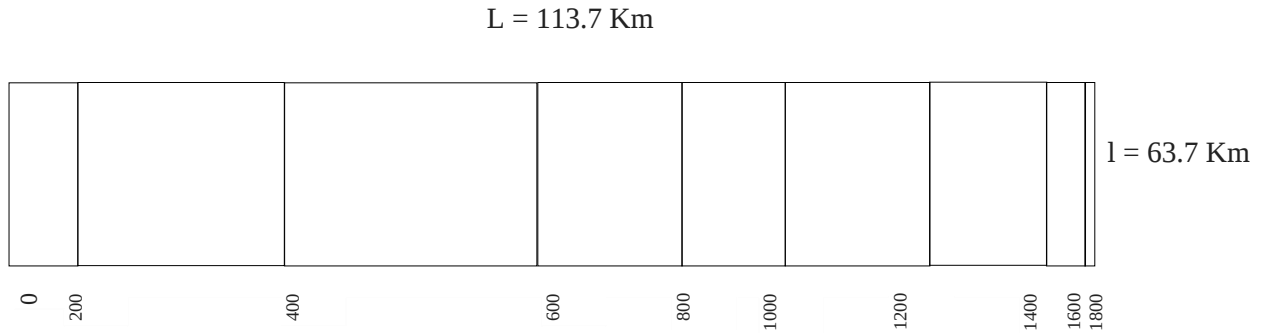


Figure III.4 : Rectangle Équivalent du Bassins Versant de la Tafna

c) La densité de drainage

La densité de drainage est une mesure utilisée en hydrologie et géomorphologie pour décrire la quantité de cours d'eau dans une région donnée. Elle est définie comme le rapport entre la longueur totale des cours d'eau et la surface du bassin versant.

$$Dd = \frac{\sum Li}{A} \quad \text{Eq III.4}$$

Avec :

- Dd : la densité de drainage en km^{-1} .
- Li : la longueur totale de tous les affluents en km.
- A : la surface du bassin versant en km^2 .

Tableau III.2 : Caractéristique de forme du bassin versant de l'Oued Tafna.

Les sous Bassins	Superficie (km^2)	Rectangle équivalent		Dd (km^{-1})
		Longueur (Km)	Largeur (Km)	
Oued khemis	350	36.97	9.47	3.09
Oued sebdou	255.5	30.81	8.29	2.76
Oued mouillah	2650	82.97	31.94	0.18
Oued sikkak	463	48.47	9.55	1.56
Oued Meffrouch	86	18.77	4.58	2.48
Oued boukiou	117.3	24.15	4.86	2.77
Oued bensekrane	1139.4	74.52	15.29	2.31
Oued chouly	288.9	51.79	5.58	0.59
Oued zitoun	140	19.95	5.10	2.45
Oued boumessouad	118	24.71	4.78	2.31

Les densités de drainage observées dans le tableau III.2 des différents sous-bassins offrent une compréhension importante de leurs caractéristiques géomorphologiques et hydrologiques. Les sous-bassins tels que l'Oued Khemis ($Dd = 3,09$) et l'Oued Boukiou ($Dd = 2,77$) présentent des densités plus élevées. En revanche, des sous-bassins comme l'Oued Mouillah ($Dd = 0,18$) et l'Oued Chouly ($Dd = 0,59$) ont des densités de drainage plus faibles. Ces résultats montrent que nos sous-bassins versants sont généralement bien drainés, les valeurs étant faibles dans les régions des plaines.

Dans notre cas, la densité de drainage de bassin versant de la Tafna calculée est :

$$\underline{Dd = 2.39 \text{ km} / \text{km}^2},$$

Une valeur considérée comme élevée, témoignant d'un réseau hydrographique bien développé.

III.3.2 - Paramètre de relief :

III.3.2.1 - Altitudes :

Dans le cadre de ce travail, une carte hypsométrique a été élaborée à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) téléchargé depuis le site officiel de l'USGS, [EarthExplorer](#). Le produit utilisé est le SRTM 1 Arc-Second Global, offrant une résolution spatiale de 30 mètres, ce qui permet une représentation relativement fine du relief de la zone d'étude. Le fichier MNT, au format GeoTIFF, a été traité à l'aide du logiciel ArcMap.

a. Hypsométrie du bassin versant de la Tafna

La carte hypsométrique analysée illustre la répartition altitudinale du bassin versant de la Tafna (Figure III.5), avec des altitudes variant entre moins de 200 m et 1 800 m. Cette variation topographique exerce une influence considérable sur les processus hydrologiques, écologiques et sédimentaires, ainsi que sur les stratégies d'aménagement du territoire.

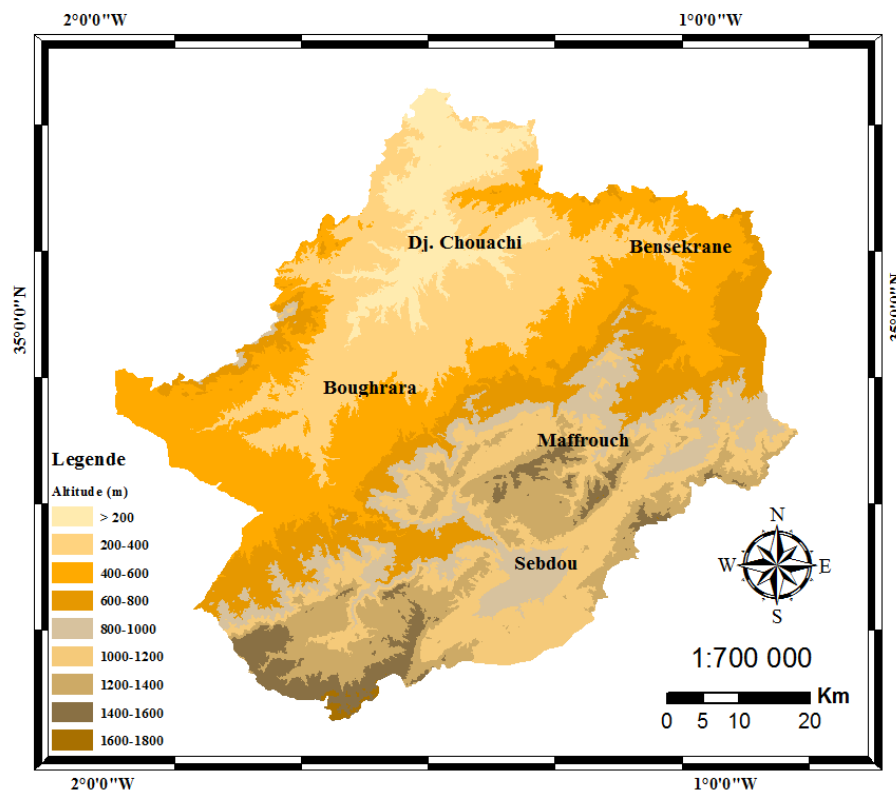


Figure III.5 : La carte hypsométrique du bassin versant de la Tafna.

La Figure III.6 illustre la courbe hypsométrique cumulative du bassin versant de la Tafna, mettant en évidence la répartition des altitudes en fonction des surfaces cumulées. Cette courbe permet de visualiser comment l'altitude varie sur l'ensemble du bassin. On y observe que 5 % de la surface du bassin se situe au-dessus de 1480 mètres (H5%), indiquant la présence de zones de haute altitude mais peu étendues. L'altitude médiane (H50%) est de 750 mètres, ce qui signifie que la moitié de la surface du bassin se trouve au-dessus de ce niveau, représentant une altitude moyenne caractéristique du relief global. Enfin, 95 % de la surface du bassin se situe au-dessus de 350 mètres (H95%), ce qui montre que les zones de basse altitude sont majoritaires et plus étendues. La pente de la courbe décroît progressivement, traduisant une transition graduelle entre les zones montagneuses en amont et les zones plus planes en aval. Ce type de représentation est essentiel pour comprendre la morphologie du bassin de la Tafna et constitue un outil précieux pour les analyses hydrologiques, notamment en ce qui concerne le ruissellement, l'érosion et la gestion intégrée des ressources en eau. Le bassin présente une altitude maximale de 1800 m, une altitude minimale de 0 m à l'exutoire, et une altitude moyenne de 705,6 m, calculée selon la formule :

$$H_{moy} = \frac{\sum H_i \cdot S_i}{S} \quad \text{Eq.III.5}$$

Avec :

- H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveaux voisines [m].
- A_i : la surface partielle entre deux courbes de niveaux [km²].
- S : Surface du bassin versant [km²].

Tableau III.3 : Répartition des surfaces partielles du bassin versant d'Oued Tafna.

Bassin Versant	Tranches Altitudes (m)	Superficie Partielles		Superficie cumulée	
		(km ²)	(%)	(km ²)	(%)
Oued Tafna	1600-1800	12.54	0.24	12.54	0.24
	1400-1600	192.30	3.63	204.84	3.87
	1200-1400	569,38	10.75	774.22	14.62
	1000-1200	710,54	13.41	1484.76	28.03
	800-1000	509,9	9.62	1994.66	37.65
	600-800	708,28	13.37	2702.94	51.02
	400-600	1234,28	23.29	3937.22	74.31
	200-400	995,33	18.78	4932.55	93.09
	0 - 200	366.11	6.91	5298.66	100

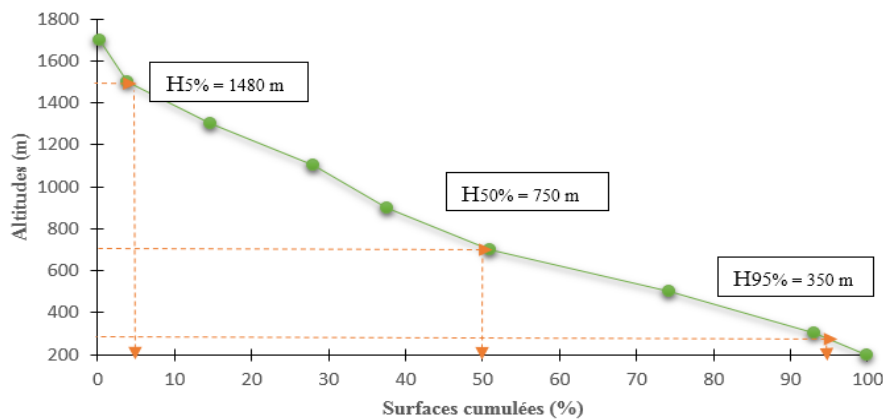


Figure III.6 : La courbe hypsométrique de la répartition altitudinale d'un bassin versant de la Tafna.

b. Hypsométrie des sous bassins versants de la Tafna

Le tableau III.4 met en évidence la répartition altitudinale des surfaces partielles des sous-bassins versants du bassin de la Tafna, révélant une forte hétérogénéité topographique. Les sous-bassins d'Oued Khemis, Oued Chouly et Oued Maffrouch présentent les altitudes les plus élevées, avec une grande partie de leurs surfaces situées au-dessus de 1200 m. Oued Maffrouch, notamment, se distingue par plus de 99 % de sa superficie localisée entre 1000 et 1400 m, ce qui traduit un relief très montagneux.

À l'opposé, les sous-bassins d'Oued Boukiou et Oued Bensekrane sont dominés par les basses altitudes, la majorité de leur superficie étant située entre 200 et 600 m, ce qui correspond à des zones plus planes, souvent agricoles, mais potentiellement vulnérables aux inondations. Les sous-bassins comme Oued Zitoun, Oued Boumessouad ou Oued Sebdou présentent des altitudes intermédiaires, avec une répartition relativement équilibrée entre 400 et 1000 m. Les grands sous-bassins, tels qu'Oued Mouillah et Oued Sikkak, se situent principalement entre 400 et 800 m d'altitude, constituant des zones de transition importantes dans la dynamique hydrologique du bassin.

III.3.2.2 - La pente :

La carte des pentes du bassin versant de la Tafna met en évidence une organisation topographique caractéristique des systèmes fluviaux, avec une variation progressive des pentes depuis l'amont vers l'aval.

Zones de forte pente (> 22 %) : Les secteurs représentés en bleu foncé correspondent aux reliefs les plus escarpés. Ils se localisent principalement dans la haute Tafna, en particulier autour de Sebdou et dans les zones montagneuses avoisinantes.

- Zones de pente modérée (9 à 22 %) : Ces secteurs, figurés en vert foncé, correspondent à des collines ainsi qu'à des zones de transition entre les reliefs accidentés et les plateaux ou vallées.
- Zones de faible pente (4 à 9 %) : Ces régions, indiquées en vert clair, se situent majoritairement dans les parties médianes du bassin versant.
- Zones à pente très faible (0 à 4 %) : Représentées en jaune pâle, ces zones se concentrent dans les secteurs aval du bassin, notamment à proximité de l'embouchure à Rachgoune.

Tableau III.4 : Répartition des surfaces partielles des sous B.V d'Oued Tafna.

Sous Bassins Versant	Tranches Altitudes (m)	Superficie Partielles		Superficie cumulée		Sous Bassins Versant	Tranches Altitudes (m)	Superficie Partielles		Superficie cumulée	
		(km ²)	(%)	(km ²)	(%)			(km ²)	(%)	(km ²)	(%)
Oued Zitoun	1400-1600	1.93	1.38	1.93	1.38	Oued Boumessouad	-	-	-	-	-
	1200-1400	8.67	6.19	10.6	7.57		1200-1400	3.82	3.24	3.82	3.24
	1000-1200	12.34	8.81	22.94	16.38		1000-1200	11.81	10.01	15.63	13.25
	800-1000	14.16	10.11	37.1	26.49		800-1000	18.19	15.42	33.82	28.67
	600-800	19.64	14.03	56.74	40.52		600-800	29.63	25.11	63.46	53.78
	400-600	42.57	30.41	99.31	70.93		400-600	26.36	22.34	89.81	76.12
	200-400	37.19	26.56	136.5	97.49		200-400	24.39	20.67	114.2	96.79
	0 - 200	3.5	2.5	140	100		0 - 200	3.80	3.22	118	100
Oued Mouillah	1400-1600	26.77	3.99	26.77	3.99	Oued Sikkak	1400-1600	26.77	5.78	26.77	5.78
	1200-1400	36.65	5.46	63.42	9.45		1200-1400	26.65	5.76	53.42	11.54
	1000-1200	43.27	6.45	106.69	15.9		1000-1200	33.27	7.19	86.69	18.73
	800-1000	55.79	8.31	162.48	24.21		800-1000	45.79	9.89	132.48	28.62
	600-800	200.33	29.86	362.81	54.07		600-800	100.33	21.67	232.81	50.29
	400-600	267.78	39.91	630.59	93.98		400-600	197.78	42.72	430.59	93.01
Oued Sebdou	200-400	40.41	6.02	671	100	Oued Maffrouch	200-400	32.41	7.00	463	100
	1400-1600	7.77	3.04	7.77	3.04		1400-1600	10.60	12.33	10.60	12.33
	1200-1400	44.96	17.60	52.73	20.64		1200-1400	29.84	34.70	40.44	47.03
	1000-1200	162.49	63.60	215.22	84.24		1000-1200	44.86	52.16	85.3	99.19
	800-1000	40.28	15.77	255.5	100		800-1000	0.70	0.81	86	100
Oued Khemis	1600-1800	11.17	3.19	11.17	3.19	Oued Chouly	1600-1800	0.06	0.02	0.06	0.02
	1400-1600	111.71	31.92	111.71	35.11		1400-1600	21.92	7.59	21.98	7.61
	1200-1400	169.41	48.40	292.29	83.51		1200-1400	93.35	32.31	115.33	39.92
	1000-1200	28.50	8.14	320.79	91.65		1000-1200	26.86	9.30	142.19	49.22
	800-1000	21.40	6.11	342.19	97.76		800-1000	73.52	25.45	215.71	74.67
	600-800	7.81	2.23	350	100		600-800	69.76	24.15	285.47	98.82
Oued Boukiou	-	-	-	-	-	Oued Bensekrane	400- 600	3.43	1.19	288.9	100
	800-1000	2.03	1.73	2.03	1.73		-	-	-	-	-
	600-800	9.66	8.24	11.69	9.97		600-800	153.87	13.50	153.87	13.50
	400-600	41.04	34.99	52.73	44.96		400-600	814.60	71.49	968.47	84.99
	200-400	51.75	44.12	104.48	89.08		200-400	170.93	15.00	1139.4	100
	0 - 200	12.82	10.93	117.3	100		-	-	-	-	-

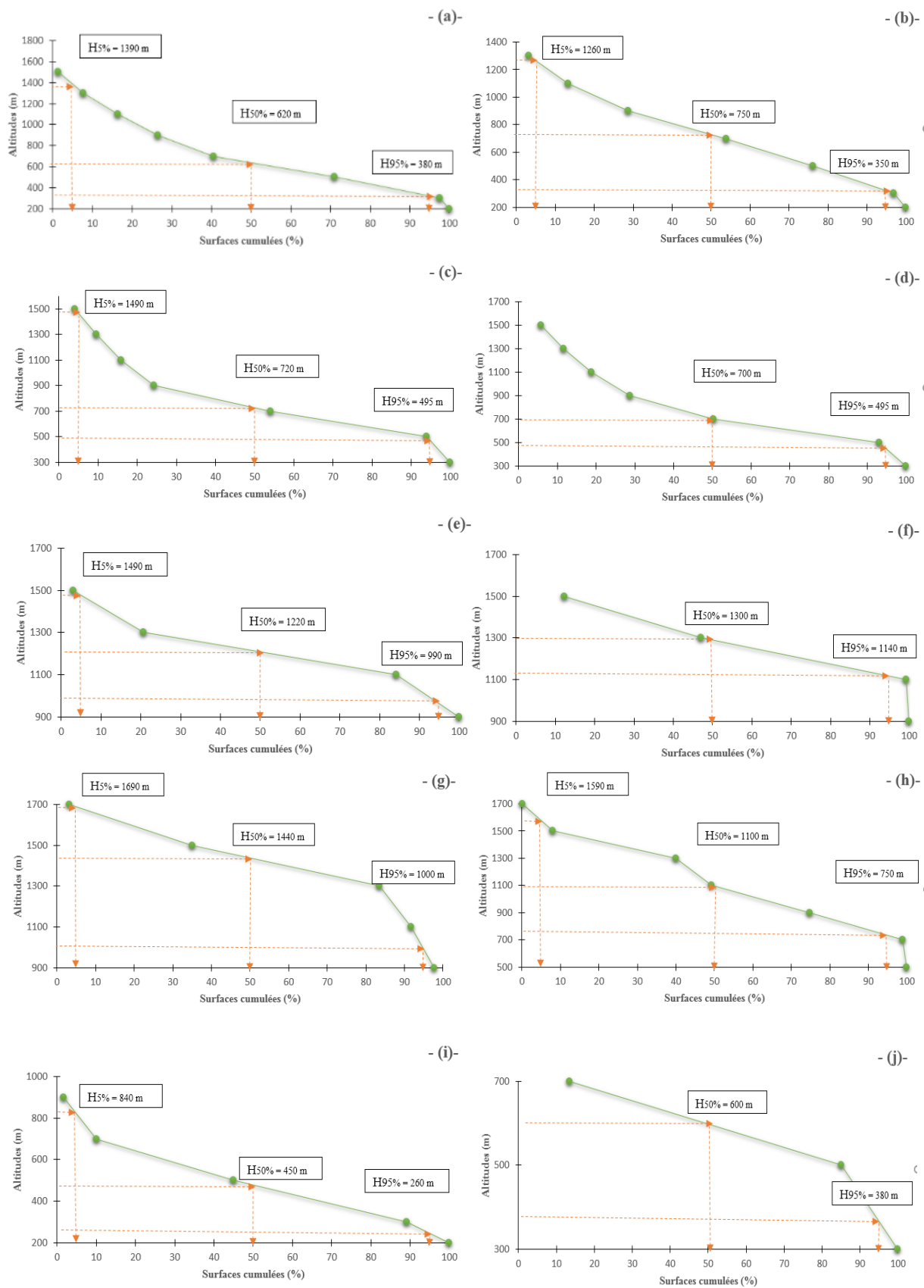


Figure III.7 : Courbe hypsométrique du sous bassin versant de l'oued Tafna .
 ((a)-Zitoune , (b)- Boumessouad , (c)-Mouilah , (d)- Sikkak , (e)- Sebdu , (f)- Meffrouch , (g)- Khemis ,
 (h)-Chouly , (i)-Boukiou , (j)- Bensekrane)

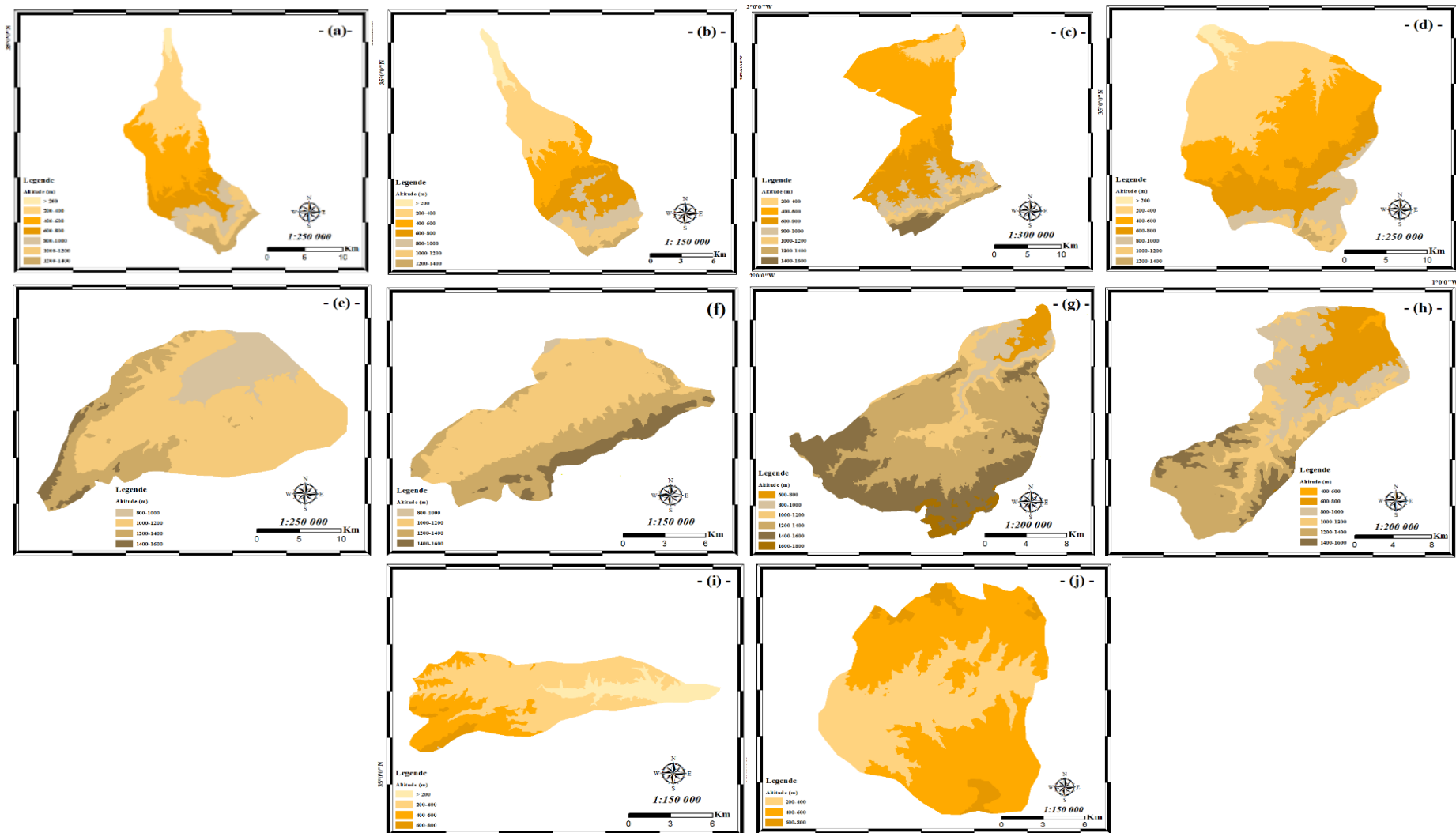


Figure III.8 : La carte hypsométrique de la répartition altitudinale des sous bassin versant de la Tafna.

((a)-Zitoun , (b)- Boumessouad , (c)-Mouilah , (d)- Sikkak , (e)- Sebdu , (f)- Meffrouch, (g)- Khemis , (h)-Chouly, (i)-Boukiou , (j)- Bensekrane).

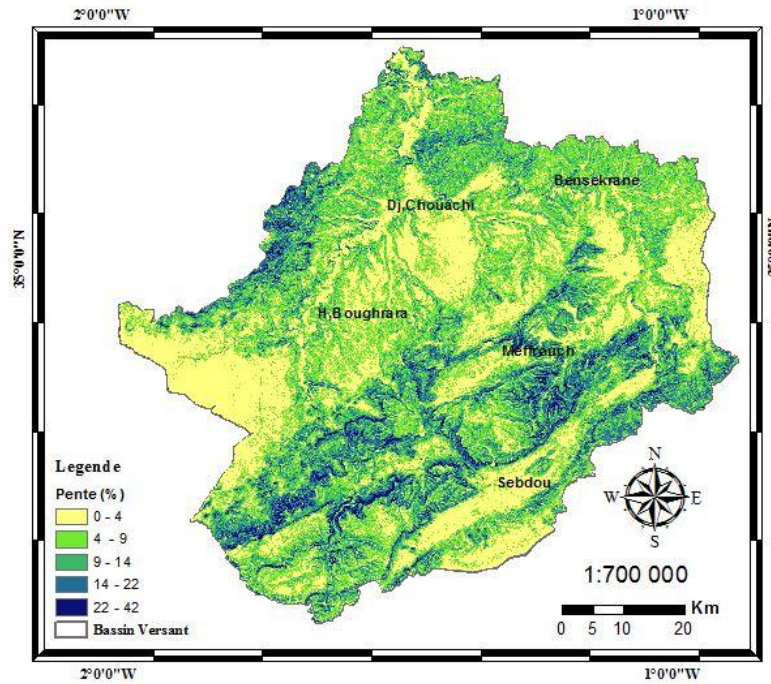


Figure III.9 : La carte des pentes du bassin versant de la Tafna.

a) Indice de pente globale :

Les indices de pente constituent des outils d'analyse permettant de comparer la morphologie de différents bassins versants. L'indice de pente globale est calculé à partir de la répartition hypsométrique du bassin. Il s'agit du rapport entre la différence d'altitude correspondant aux fréquences hypsométriques de 5 % et 95 %, et la longueur du rectangle équivalent du bassin:

$$Ig = \frac{D}{L} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} \quad \text{Eq III.6}$$

Avec :

- D : la dénivelée [m].
- $H_{5\%}$: l'abscisse à 5% dans la courbe hypsométrique [m].
- $H_{95\%}$: l'abscisse à 95% dans la courbe hypsométrique [m].
- L : la longueur du rectangle en [Km].

Dans le cas du bassin versant étudié, l'indice de pente globale calculé est de **0.009**.

b) Indice de pente de Roche (I_p) :

Cet indice est utilisé pour déterminer la pente moyenne avec les données réelles du bassin versant.

Il est calculé par la relation suivante :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{A_i \cdot D_i} \quad \text{Eq III.7}$$

Avec :

- L : longueur de rectangle équivalent [Km].
- A_i : pourcentage des surfaces partielles (en %) comprise entre deux courbes de niveau.
- D_i : dénivelée entre deux courbes de niveau voisines [km].

Dans le cas du bassin versant étudié, l'indice de pente de Roche calculé est de **0.11**, la valeur obtenue est cohérente avec celle estimée dans l'étude de Hocini et Amamra (2022).

Tableau III.5 Classification du relief selon l'indice global de la pente par l'ORSTOM.
(Sources : Roche 1963)

Relief	Indice global de pente
Relief très faible	$I_g < 0,005$
Relief peu accidenté/ ondulé	$0,005 < I_g < 0,015$
Relief modéré	$0,015 < I_g < 0,030$
Relief accidenté à montagneux	$0,030 < I_g$

Tableau III.6 Classification du relief selon l'indice de Roche de la pente par l'ORSTOM.
(Sources : Roche 1963)

Relief	Indice de Roche de pente
Relief très faible	$I_p < 0,005$
Relief peu accidenté/ ondulé	$0,005 < I_p < 0,020$
Relief accidenté	$0,020 < I_p < 0,050$
Relief montagneux	$0,050 \leq I_p$

Un Indice de pente globale de 0.009, cela indique une pente plutôt douce à modérée. Toutefois, un indice de pente de Roche de 0.11 pourrait indiquer que certaines zones du terrain sont très accidentées voire montagneuses avec des pentes fortes.

c) Dénivelée spécifique (Ds) :

La dénivelée spécifique est un indicateur utilisé pour la classification morphologique des bassins versants. Elle constitue une correction de la dénivelée simple en prenant en compte la forme du bassin à travers un coefficient dépendant de sa surface. Cet indicateur permet de pallier l'un des inconvénients de l'indice de pente globale (I_g).

Elle est calculée selon la formule suivante :

$$Ds = I_g * \sqrt{A} \quad \text{Eq.III.8}$$

Avec :

- I_g : indice de pente globale.
- A : surface totale du bassin versant [km^2].

Dans notre cas, la valeur obtenue est : **Ds = 766 m**

Cette valeur permet de situer le bassin versant dans la classification du relief proposée par l'O.R.S.T.O.M. (Benstaali I., 2007), présentée dans le tableau suivant :

Tableau III.7: Classification du relief par l'O.R.S.T.O.M (Benstaali I, 2007).

Types de relief	Ds [m]
Relief très faible	$D_s < 10$
Relief faible	$10 < D_s < 25$
Relief assez faible	$25 < D_s < 50$
Relief modéré	$50 < D_s < 100$
Relief assez fort	$100 < D_s < 250$
Relief fort	$250 < D_s < 500$
Relief très fort	$500 < D_s$

D'après cette classification, le bassin versant de l'Oued Tafna appartient à la classe "relief très fort" ($D_s > 500$ m), ce qui indique une topographie fortement marquée et un relief accidenté.

Tableau III.8 Classification du relief selon les indices de pente des sous bassin versant de la Tafna

Les sous Bassins	Ig	Ip	Ds
Oued khemis	0.02	Relief modéré	0.16
Oued sebdou	0.02	Relief modéré	0.14
Oued mouillah	0.01	Relief peu accidenté/ ondulé	0.12
Oued sikkak	0.02	Relief modéré	0.16
Oued Meffrouch	0.02	Relief modéré	0.18
Oued boukiou	0.02	Relief modéré	0.18
Oued bensekrane	0.004	Relief très faible	0.08
Oued chouly	0.02	Relief modéré	0.14
Oued zitoun	0.05	Relief accidenté à montagneux	0.26
Oued boumessouad	0.04	Relief accidenté à montagneux	0.22

L'analyse morphométrique des sous-bassins versants de la Tafna, à travers les indices de pente globale (Ig), de pente des roches (Ip) et de dénivelé spécifique (Ds), révèle les résultats suivant :

- La majorité des sous-bassins présentent un *relief modéré à montagneux*, avec des pentes significatives (Ig entre 0.02 et 0.05), des roches inclinées (Ip entre 0.14 et 0.18) et un réseau hydrographique bien développé (Ds souvent supérieur à 300 m/km²). Cela traduit un relief actif.
- Certains sous-bassins, comme Oued Zitoun, Boumessouad et Mouillah, se caractérisent par des valeurs très élevées des trois indices, indiquant un *relief très accidenté à fortement montagneux*.
- À l'inverse, le sous-bassin d'Oued Bensekrane présente des indices faibles (Ig = 0.004 ; Ip = 0.08 ; Ds = 135), traduisant un *relief très faible*, plat ou légèrement ondulé, plus propice aux activités agricoles mais à drainage limité.

Le bassin versant de la Tafna est dominé par un *relief contrasté*, allant de zones montagneuses très escarpées à des plaines douces. Cette diversité topographique conditionne la dynamique

hydrologique et impose une gestion différenciée des ressources en eau et des risques d'érosion selon les caractéristiques de chaque sous-bassin.

III.3.2.3- Caractéristiques du réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique constitue un indicateur essentiel du mode de drainage du bassin versant ainsi que de son comportement hydrologique, notamment en matière de ruissellement et d'infiltration. Son analyse permet une meilleure compréhension de la dynamique des écoulements de surface et de la réponse hydrologique du bassin.

Pour évaluer ces caractéristiques, une classification hiérarchique des talwegs (cours d'eau) et de leurs affluents a été réalisée selon la méthode de *Schumm*, qui repose sur l'attribution d'un ordre à chaque segment du réseau hydrographique. Cette hiérarchisation permet d'estimer la structure du réseau, son degré de ramification et sa complexité.

Deux indices importants ont été calculés *le rapport de confluence (bifurcation ratio)* et *le rapport de longueur (length ratio)*. Le *rapport de confluence (Rb)* correspond au rapport entre le nombre de cours d'eau d'un ordre donné et celui de l'ordre immédiatement supérieur. Il permet d'apprécier la structure de ramification du réseau et donne une indication sur le degré de contrôle géologique ou topographique. Un rapport de bifurcation faible traduit généralement une structure dendritique bien développée, tandis qu'un rapport élevé peut indiquer des contraintes structurales. Le *rapport de longueur (Rl)*, quant à lui, est défini comme le rapport entre la longueur moyenne des cours d'eau d'un ordre donné et celle des cours d'eau de l'ordre inférieur. Il renseigne sur l'évolution longitudinale du réseau à mesure que l'ordre augmente. Ces deux rapports ont été calculés à partir des statistiques extraites de la hiérarchisation du réseau selon la méthode de *Strahler*, appliquée via l'outil "Stream Order" dans ArcMap.

Le tableau ci-dessous présente la classification des talwegs du bassin versant d'Oued Tafna selon leur ordre, leur nombre, le rapport de confluence, le rapport de longueur, ainsi que la longueur moyenne des talwegs à chaque niveau hiérarchique :

a) Le rapport de confluence (Rc) :

Le rapport de confluence est le rapport du nombre de talwegs d'ordre x par celui d'ordre supérieur (x+1) :

$$Rc = \frac{Nx}{Nx+1} \quad \text{Eq.III.10}$$

Avec :

- a. Nx: nombre de talwegs d'ordre (x).
- b. Nx+1 : nombre de talwegs d'ordre (x+1).

b) Le rapport des longueurs (RL) :

Le rapport de longueur de thalwegs d'ordre (n+1) par celle d'ordre (n) :

$$RL = \frac{Ln+1}{Ln} \quad \text{Eq.III.11}$$

Avec :

- a. Ln : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre n.
- b. Ln+1 : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre n+1.

Tableau III.9 : Classification des Talwegs du bassin versant d'Oued Tafna

Ordre	Nombre	Rapport de confluence	Rapport de Longueur	Longueur moyenne (km) $L_{moy}=L/n$
1	1509	2.22	0.21	8,52
2	679	1.78	0.39	3.89
3	381	4.23	0.59	2,68
4	90	0.63	0.24	6,55
5	143	1.77	0.64	0,98
6	81	-	-	1.11

c) Fréquence des cours d'eau :

La fréquence des cours d'eau est un indice morphométrique qui renseigne sur le nombre de tronçons hydrographiques présents par unité de surface dans un bassin versant. Elle permet d'évaluer le degré de fragmentation du réseau hydrographique et, indirectement, les caractéristiques géologiques et climatiques du bassin.

Elle se calcule selon la formule suivante :

$$F = \frac{\sum N_i}{A} \quad \text{Eq.III.12}$$

Avec :

- a. N_i : nombre de cours d'eau.
- b. A : Surface du bassin [km^2].

Dans le cas du bassin versant de la Tafna, la fréquence calculée est : **$F = 0.54 \text{ Km}^{-2}$**

d) Coefficient de torrentialité :

Le coefficient de torrentialité (C_t) est une mesure qui permet d'évaluer l'intensité de l'écoulement dans un bassin versant, en tenant compte de la densité des thalwegs élémentaires (les lignes de plus grand dénivelé qui délimitent les vallées) et de la densité de drainage (la quantité de réseau de drainage par unité de surface).

La formule pour calculer le coefficient de torrentialité est la suivante :

$$C_t = Dd \times F \quad \text{Eq.III.13}$$

Avec :

- a. F : La fréquence des thalwegs élémentaires [km^2].
- b. Dd : La densité de drainage.

Pour le bassin versant de l'oued Tafna, le coefficient de torrentialité est donné comme égal à **1,29**.

e) Le temps de concentration :

1) Formule de Giandotti :

Permet de calculer le temps de concentration (T_c), qui est le temps nécessaire pour qu'une particule d'eau se déplace de l'élément hydrographique le plus éloigné du bassin versant jusqu'à l'exutoire. Ce temps est crucial pour comprendre le comportement hydrologique du bassin versant, notamment pour la gestion des crues.

La formule est la suivante :

$$T_c = \frac{4\sqrt{A+1.5L}}{0.8\sqrt{H_{moy}-H_{min}}} \quad \text{Eq.III.14}$$

- a. A : Surface du bassin versant [km^2] .
- b. L : longueur du thalweg principal [km].
- c. H_{moy} : altitude moyenne [m] .
- d. H_{min} : altitude minimale [m] .

La valeur du temps de concentration calculée est de **18,47 heures**.

2) Formule de Kirpich

Est une relation empirique utilisée pour estimer le temps nécessaire à l'eau de ruissellement pour parcourir la distance maximale dans un bassin versant. Elle s'appuie sur la longueur du talweg principal et la pente du terrain, et convient surtout à des bassins de petite superficie présentant une pente marquée.

$$T_c = 0.0195 \cdot L^{0.77} \cdot S^{-0.385} \quad \text{Eq.III.15}$$

$$S = \frac{H_{max}-H_{min}}{L} \quad \text{Eq.III.16}$$

Où :

- a. S : pente moyenne du talweg principal, calculée par :
- b. L : longueur du parcours d'écoulement de plus long [m].
- c. H_{max} : altitude maximum [m] .
- d. H_{min} : altitude minimale [m] .

La valeur du temps de concentration calculée par la formule de *Kirpich* est de **20.87 heures**.

La différence entre les deux formules reflète leur structure empirique et leur domaine d'application. Le temps de concentration selon *Giandotti* est probablement plus réaliste pour un bassin versant de taille moyenne, car il modélise mieux la complexité du terrain. Celui de *Kirpich* , conçu pour des petits bassins à forte pente .

III.3.2.4 - Occupation des sols :

L'occupation des sols dans le bassin de la Tafna présente une utilisation mixte des terres, influencée par à la fois les caractéristiques naturelles du territoire et les besoins humains (Bouarfa et al., 2006).

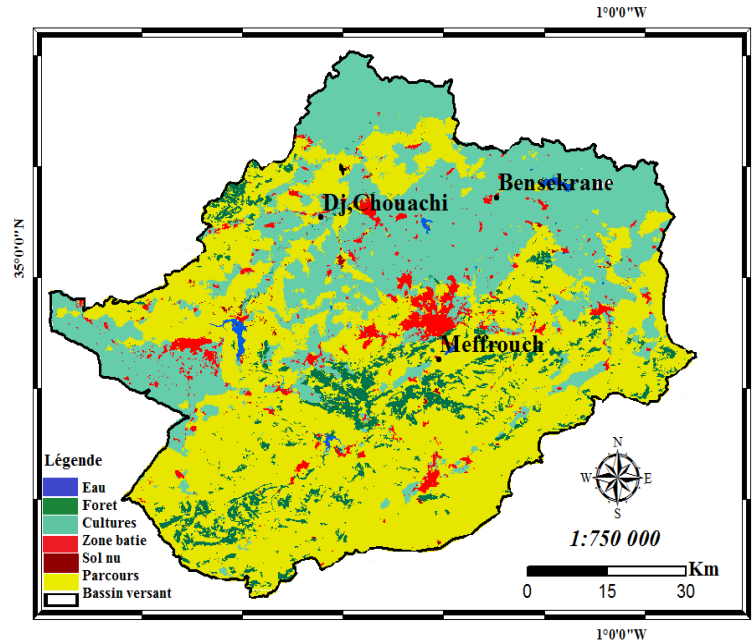


Figure III.10 : Carte d'occupation de sol du bassin versant de la Tafna

- Zones agricoles : Elles couvrent principalement les plaines et les plateaux, où prédominent les cultures céréalières, les vignobles et les vergers.
- Forêts et maquis : Situés principalement dans les zones montagneuses, ces espaces abritent des espèces végétales telles que le chêne-liège, le pin d'Alep et le thuya.
- Espaces pastoraux : Localisés dans les zones semi-arides, ces espaces sont utilisés pour l'élevage extensif.
- Zones urbaines et industrielles : En expansion autour des grandes villes (Tlemcen, Maghnia, Remchi), elles exercent une pression croissante sur les ressources naturelles.

III.4 - Les ressources en eau et les activités socio-économiques de la région

III.4.1- Ressources en eau :

a) Eaux de surface

Le réseau hydrographique de la région est constitué de cours d'eau majeurs, notamment l'oued Tafna et ses affluents, parmi lesquels l'oued Isser (Bensekrane), l'oued Sikkak, l'oued Khemis et l'oued Mouilah. Plusieurs barrages, tels que ceux de Béni Bahdel et de Sidi Abdelly, ont été construits afin de mobiliser ces ressources hydriques, principalement destinées à l'irrigation agricole et à l'approvisionnement en eau potable des centres urbains environnants, notamment Oran, Aïn Témouchent et Sidi Bel Abbès.

b) Eaux souterraines

Les nappes phréatiques, en particulier celle de la plaine d'Hennaya, sont activement exploitées pour les besoins de l'irrigation agricole. Toutefois, une exploitation intensive et non maîtrisée a entraîné une baisse significative du niveau des nappes, ainsi qu'une dégradation progressive de la qualité des eaux souterraines

III.4.2- Activités socio-économiques

a) Agriculture

L'agriculture constitue l'un des principaux secteurs économiques de la région. Une grande partie des cultures repose sur l'irrigation, rendue possible grâce aux ressources en eau disponibles. Cependant, les épisodes de sécheresse récurrents et les fluctuations climatiques affectent la régularité des rendements agricoles, compromettant la stabilité de la production .

b) Industrie

Le secteur industriel contribue également à l'exploitation des ressources en eau. Néanmoins, les rejets industriels non contrôlés altèrent la qualité des eaux superficielles et souterraines, mettant en péril les écosystèmes aquatiques et représentant un risque pour la santé publique , dans le bassin de la Tafna, certaines activités industrielles exercent une pression croissante sur les ressources en eau. Les huileries, caves vinicoles et unités de transformation agroalimentaire génèrent des rejets liquides riches en matières organiques. D'autres secteurs, comme la fabrication de briques à Maghnia ou le textile à Tlemcen, produisent des déchets contenant des colorants, solvants et particules solides. Faute de systèmes de traitement adaptés, ces rejets finissent souvent dans les cours d'eau ou s'infiltrent dans le sol, dégradant la qualité des eaux et menaçant les équilibres naturels.

III.4.3- Approvisionnement en eau potable

Les infrastructures hydrauliques, notamment les barrages, jouent un rôle central dans l'approvisionnement en eau potable. Cependant, les périodes de sécheresse prolongées, combinées à l'augmentation de la demande urbaine, compliquent la gestion durable de cette ressource vitale dans le bassin versant de la Tafna , le bassin dispose d'une capacité de stockage d'environ 470 millions de m³ répartie sur plusieurs barrages tels que Béni Bahdel, Meffrouch, utilisés pour l'alimentation de plus de 1 million d'habitants dans les wilayas de Tlemcen et Aïn Témouchent

Le bassin versant de la Tafna est confronté à des défis majeurs en matière de gestion durable de ses ressources en eau. L'adoption de stratégies intégrées de gestion, incluant des techniques d'économie d'eau et de valorisation des ressources disponibles, s'avère indispensable pour répondre simultanément aux besoins agricoles, industriels et domestiques. À cela s'ajoute le fait que les pertes dans les réseaux de distribution atteignent parfois 30 %, accentuant la pression sur les ressources disponibles. Par ailleurs, la consommation annuelle en eau potable est estimée entre 50 et 70 millions de m³, et pourrait connaître une hausse significative à l'horizon 2050, dans un contexte de réduction attendue des apports annuels de 20 à 30 % en lien avec les effets du changement climatique (Mami et al., 2021).

III.5- Conclusion

Le bassin versant de la Tafna se distingue par une configuration géographique stratégique et une grande complexité morphologique et géologique. Situé à l'interface entre les reliefs telliens et les zones steppiques, il s'étend sur un territoire aux contrastes marqués, influencé par des conditions climatiques variables allant de l'humide méditerranéen au semi-aride.

Sur le plan géologique, la structure du bassin reflète une longue évolution tectonique, façonnée par les orogènes varisque et alpine, donnant lieu à une superposition de formations sédimentaires, volcaniques et métamorphiques allant du Primaire au Quaternaire. Cette hétérogénéité lithologique conditionne à la fois la perméabilité des terrains, la dynamique d'écoulement et la vulnérabilité des nappes phréatiques.

La géomorphologie du bassin est caractérisée par l'alternance de massifs montagneux (monts de Tlemcen, Traras, Sebâa Chioukh), de hauts plateaux, de plaines alluviales et de zones littorales. Ces unités morphostructurales influencent directement l'organisation du réseau hydrographique, la concentration des écoulements, l'érosion et la recharge des nappes. Les zones de montagne, par leurs fortes pentes et leur couverture végétale, génèrent des écoulements rapides et souvent torrentiels, tandis que les plaines et les plateaux jouent un rôle de zone de stockage et de transit des eaux.

Le réseau hydrographique, dominé par l'oued Tafna et ses affluents majeurs (Isser, Khemis, Boukiou), présente une structure dendritique marquée et une densité de drainage variable selon les sous-bassins. L'analyse morphométrique et hydrologique des sous-bassins révèle des comportements contrastés : certains, comme Bensekrane ou Khemis, sont à fort potentiel de crues, alors que d'autres, tels que le Boukiou, favorise plutôt l'infiltration et la recharge.

L'indice global de torrentialité de 1,29 met en évidence un régime hydrique irrégulier, sujet à des crues soudaines en saison humide, notamment dans les secteurs à topographie marquée. La présence de plusieurs barrages dans le bassin, dont les plus importants sont Sikkak, Beni Bahdel et Hammam Boughrara, témoigne de la nécessité de réguler les écoulements pour faire face aux besoins agricoles, domestiques et industriels, tout en limitant les effets des extrêmes hydrologiques.

Dans l'ensemble, cette analyse intégrée met en lumière la richesse mais aussi la vulnérabilité du bassin de la Tafna. Elle montre que la gestion durable des ressources en eau dans cette région doit s'appuyer sur une connaissance fine de ses composantes naturelles – géologie, géomorphologie, climat, réseau hydrographique – et de leur interaction. Elle constitue également une base solide pour évaluer les impacts futurs du changement climatique et des pressions anthropiques sur le fonctionnement hydrologique du bassin.

CHAPITRE IV

Étude hydroclimatique

IV.1 - INTRODUCTION

L'analyse hydroclimatologique d'un bassin versant constitue une démarche essentielle pour appréhender les interactions complexes entre les variables climatiques et les processus hydrologiques. Les précipitations, la température et l'évapotranspiration influencent de manière déterminante la dynamique des écoulements, tant en surface qu'en profondeur. L'étude de ces paramètres permet d'évaluer le bilan hydrique, de quantifier les flux d'eau, et d'estimer l'impact des variations climatiques sur la disponibilité des ressources en eau.

Dans ce cadre, l'analyse hydroclimatologique repose sur l'intégration de données climatiques et hydrologiques collectées sur une période suffisamment longue afin d'établir des bases scientifiques solides pour une gestion durable des ressources hydriques. Cette approche permet une meilleure compréhension des effets des changements climatiques sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants ainsi que sur les écosystèmes qui en dépendent.

Le climat méditerranéen, tel que défini par Emberger (1955) et Estienne et al. (1970), se situe dans une zone de transition entre les climats tempérés et tropicaux. Il se caractérise par des étés chauds et secs — tempérés sur les façades maritimes — et par des hivers relativement frais et humides. L'élément distinctif de ce type de climat réside dans l'alternance prononcée entre une saison estivale aride et une saison hivernale plus humide (Quézel et al., 2003).

Dans l'Ouest algérien, notamment au niveau des piémonts des monts de Tlemcen et des monts des Traras, la saison sèche et chaude s'étend sur une durée moyenne de six mois, tandis que le semestre hivernal se distingue par des précipitations plus abondantes (Seltzer, 1946). Cette répartition saisonnière des apports pluviométriques conditionne le régime hydrologique des bassins versants de la région, soulignant ainsi la nécessité d'une gestion optimisée et anticipative des ressources en eau dans un contexte de variabilité climatique croissante

IV.2 - Collecte des données hydroclimatiques :

Les données utilisées dans le cadre de ce travail ont été fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H) d'Oran. Il s'agit de séries chronologiques comportant des données mensuelles, annuelles et journalières relatives aux précipitations et aux débits (Tableau IV.1).

Tableau IV.1 : Liste des stations hydrométéorologiques retenues pour l'étude.

Station	Code	Coordonnée		Altitude (m)	Station hydrométrique	Période d'observation
		X (Km)	Y (Km)			
Maghnia	160302	88.75	177.15	430	P	1981 - 2015
Beni Ouassine	160303	90.80	180.70	418	P	
Beni Bahdel	160403	114.98	164.60	666	P et Q	
Sebdou	160401	131.25	158.55	875	P et Q	
KhemisOuled Moussa	160406	109.30	157.00	870	P	
Sidi Medjahed	160407	102.90	173.10	360	P	
Merchiche	160410	133.60	163.85	1250	P	
Sabra	160502	115.10	178.75	620	P	
Hennaya	160516	126.75	188.25	510	P et Q	
Sidi Benamar	160517	102.75	202.50	370	P	
Dj Chouachi	160518	115.90	202.95	130	P et Q	
Chouly	160601	149.64	181.20	747	P et Q	
Meurbah	160602	145.65	168.02	1125	P	
Ouled Mimoun	160607	158.45	184.90	718	P	
Sidi Gourari	160608	152.30	172.95	976	P	
Sidi Heriz	160609	161.12	199.12	524	P	
Sidi Bounakhla	160610	158.50	200.45	430	P	
Sidi Abdelly	160613	149.90	205.45	323	P	
Meffrouche	160701	135.55	180.20	1120	P et Q	
Bensekrane	160702	143.42	205.35	260	P et Q	
LallaSetti	160705	133.95	181.85	1020	P	
Pierre du Chat	160802	123.07	213.15	80	P et Q	
Remchi	160703	122.9	208.85	75	Q	
Pont RN 7/a	160202	83.5	182.4	420	Q	
Zenata	160507	120.1	194.6	205	Q	
Zahra	160409	114.65	161.5	660	Q	

P : précipitation mesurée au niveau de la station (mm)

Q : débit mesuré au niveau de la station (m³/s)

Ces informations proviennent des stations hydrométéorologiques réparties dans le bassin versant étudié. Elles constituent la base indispensable pour l'analyse statistique, la modélisation hydrologique, ainsi que pour l'évaluation des tendances climatiques à l'échelle régionale.

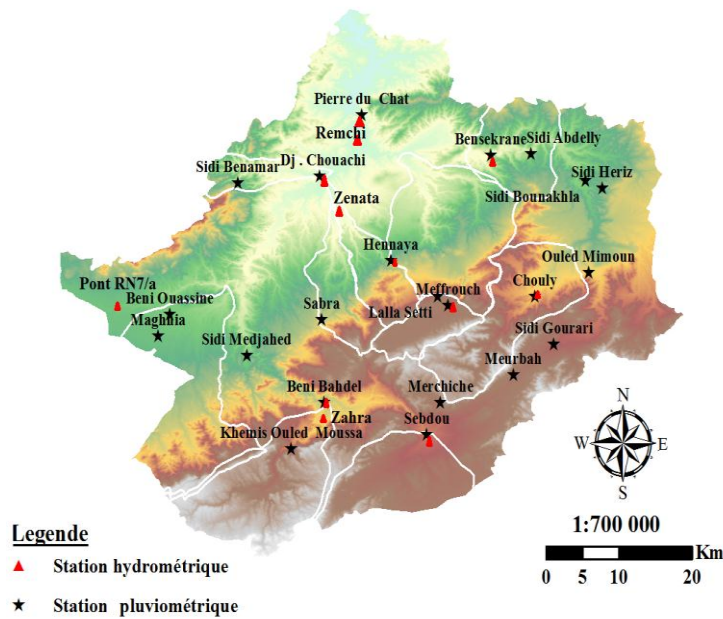
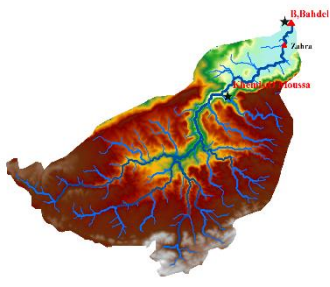
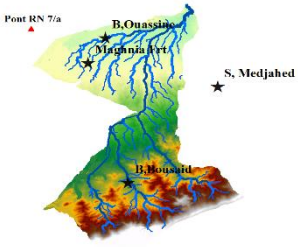
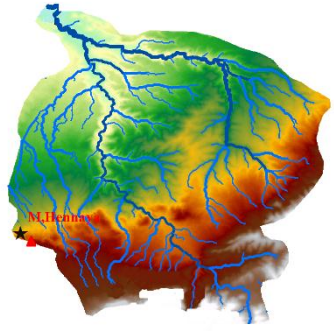
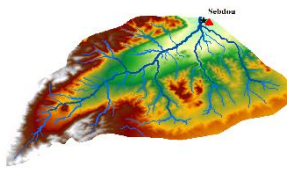
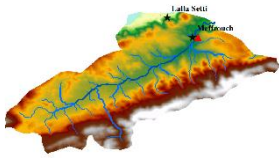
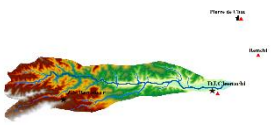
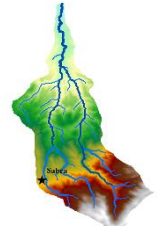
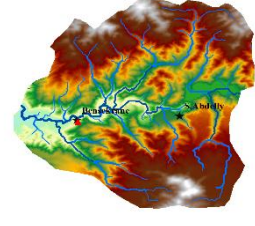
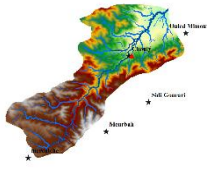


Figure IV.1 : Cartes des stations hydrométéologiques retenues pour l'étude.

La répartition des postes hydroclimatiques de mesure des pluies et des débits au niveau de chaque sous-bassin est présentée ci-dessous.

<u>Khemis Ouled Moussa</u>	<u>Mouillah</u>	<u>Sikkak</u>
 ➤ Beni Bahdel(P et Q) ➤ KhemisOuled Moussa (P) ➤ Zahra (Q)	 ➤ Beni Ouassine (P) ➤ Magnia (P) ➤ Sidi Medjahed(P) ➤ PONT rn7/a (Q)	 ➤ Hennaya (P et Q)
<u>Sebdou</u>	<u>Meffrouch</u>	<u>Boukiou</u>
 ➤ Sebdou (P et Q)	 ➤ Meffrouch(P et Q) ➤ Lala Setti (P)	 ➤ Dj Chouachi (P et Q) ➤ Pierre du Chat (P et Q) ➤ Sidi Benamar(P) ➤ Remchi (Q)

<u>Boumessouad</u>	<u>Zitoun</u>	<u>Bensekrane</u>
 ➤ Hennaya(P et Q) ➤ Dj Chouachi (P et Q) ➤ Zenata (Q)	 ➤ Sabra (P) ➤ Zenata (Q)	 ➤ Bensekrane (P et Q) ➤ Sidi Abdellay (P) ➤ Sidi Heriz (P) ➤ Sidi Bounakhla(P)
<u>Chouly</u>		
 ➤ Ouled Mimoun (P) ➤ Chouly (P et Q) ➤ Sidi Gourari (P) ➤ Meurbah(P) ➤ Merchiche(P)		

IV.2.1 Étude des précipitations

La caractérisation du régime pluviométrique du bassin versant repose sur l'exploitation des données issues des stations de mesure. L'objectif est d'évaluer la répartition spatio-temporelle des précipitations à différentes échelles, condition préalable à toute modélisation hydrologique.

L'analyse des données pluviométriques annuelles du bassin versant de l'Oued Tafna révèle des différences notables entre les stations en termes de moyenne des précipitations, d'écart-type et de coefficient de variation (Tableau IV.3). Les moyennes des précipitations varient considérablement d'une station à l'autre, avec des valeurs élevées comme celle de *Meffrouch* (595,95 mm), et des valeurs plus faibles comme celle de *Beni Ouassine* (260,24 mm). L'écart-type, qui mesure la variabilité des précipitations par rapport à la moyenne, montre également des différences marquées. Par exemple, *Khemis* présente un écart-type élevé de 177,91 mm, ce qui indique une grande variabilité dans les précipitations annuelles, tandis que *Sidi Benamar* (avec un écart-type de 102,73 mm) montre une plus grande stabilité.

Le coefficient de variation (CV), utilisé pour comparer la variabilité relative des précipitations, varie également, avec des valeurs faibles pour *Sidi Benamar* et *Chouly* (0,25), indiquant une faible variabilité des précipitations, tandis que des stations comme *Khemis* (CV = 0,42) et *Merchiche* (CV = 0,44) montrent une plus grande variabilité. Cela suggère que certaines stations, notamment celles avec un CV élevé, sont soumises à des précipitations plus erratiques ou influencées par des facteurs climatiques spécifiques. Les résultats indiquent également que les stations situées en zones plus élevées, comme *Meffrouch*, tendent à recevoir des quantités de précipitations plus importantes, ce qui est cohérent avec l'influence de l'altitude sur les régimes pluviométriques.

Tableau IV.2 : Caractéristiques des pluies annuelles du bassin versant de l'Oued tafna 1981/2015 (mm)

Station	Moyenne	Écart-type	Coefficient de variation
<i>Meffrouch</i>	595,95	166,41	0,28
<i>Lala Setti</i>	510,10	132,36	0,26
<i>Hennaya</i>	383,54	98,81	0,26
<i>Khemis</i>	419,97	177,91	0,42
<i>Beni bahdel</i>	408,47	124,76	0,31
<i>Sebdou</i>	377,98	115,35	0,31
<i>Sidi Medjahed</i>	299,82	94,13	0,31
<i>Sabra</i>	389,67	89,85	0,23
<i>Beni ouassine</i>	260,24	100,79	0,39
<i>Maghnia</i>	282,74	91,80	0,32
<i>Sidi bounakhla</i>	345,71	109,54	0,32
<i>Sidi Abdely</i>	386,39	99,35	0,26
<i>Sidi Heriz</i>	334,48	105,33	0,31
<i>Bensekrane</i>	378,36	118,51	0,31
<i>Dj Chouachi</i>	276,72	93,82	0,34
<i>Pierre du Chat</i>	318,28	105,52	0,33
<i>Sidi Benamar</i>	404,73	102,73	0,25
<i>Chouly</i>	414,79	103,70	0,25
<i>Ouled Mimoun</i>	344,87	96,22	0,28
<i>Sidi Gourari</i>	417,64	118,16	0,28
<i>Meurbah</i>	418,64	134,66	0,32
<i>Merchiche</i>	377,03	164,16	0,44

IV.2.1.1- Critique et homogénéisation des données pluviométriques

L'examen des séries pluviométriques a mis en évidence la présence d'erreurs systématiques et de lacunes, nécessitant des ajustements afin de garantir la fiabilité des données. L'homogénéisation constitue une étape cruciale permettant de détecter d'éventuelles discontinuités et de corriger les anomalies susceptibles d'affecter les totaux annuels.

Dans ce cadre, la sélection de stations de référence s'avère indispensable. Celles-ci doivent être caractérisées par une période d'observation suffisamment longue, une continuité des enregistrements, ainsi qu'une qualité satisfaisante des données. L'analyse des 22 stations pluviométriques du bassin versant de la Tafna a permis de retenir les stations de *Sidi Bounakhla*, *Khemis Ouled Moussa*, *Djebel Chouachi*, *Meffrouch*, *Sidi Medjahed* et *Chouly* comme stations de référence, en raison de la régularité, de la fiabilité et de la durée de leurs séries d'observations.

1) Ajustement des précipitations annuelles :

L'ajustement statistique des précipitations annuelles constitue une étape cruciale pour assurer la cohérence et la fiabilité des séries de données hydrométéorologiques. Cette phase vise à rendre les données compatibles avec les modèles statistiques utilisés dans la modélisation

hydrologique. Dans le cadre de cette étude, l'ajustement des précipitations annuelles a été réalisé à l'aide du logiciel *Hydrolab* (Laborde et Mouhous, 1998), qui repose sur l'hypothèse selon laquelle les précipitations suivent une distribution normale.

a. Ajustement à une loi normale :

L'analyse statistique des précipitations repose sur l'hypothèse que les valeurs annuelles de précipitations suivent une *distribution normale* (ou distribution de Gauss). Cette distribution est caractérisée par deux paramètres essentiels : la *moyenne* (μ) et l'*écart-type* (σ). Mathématiquement, une variable aléatoire suivant une loi normale est définie par l'équation suivante :

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2} \quad \text{Eq. IV. 1}$$

où :

- $f(x)$ est la densité de probabilité,
- μ représente la moyenne des précipitations annuelles,
- σ est l'écart-type, traduisant la dispersion des valeurs autour de la moyenne.

Les données pluviométriques annuelles ont été projetées sur un diagramme de Gauss, un outil graphique permettant de visualiser la distribution des précipitations. Dans ce diagramme :

- L'axe des abscisses représente les probabilités cumulées associées aux précipitations,
- L'axe des ordonnées indique les valeurs des modules pluviométriques observés.

Après avoir testé cette loi sur un grand nombre de stations, il ressort que la quasi-totalité des séries les plus longues et les plus fiables suivent une loi normale. L'ajustement a été évalué à l'aide des bornes de confiance à 95 %, qui définissent l'intervalle dans lequel les précipitations devraient théoriquement se situer avec une probabilité de 95 %.

La Figure IV.2 présente l'ajustement à une loi normale pour quelques stations de la zone d'étude. Il ressort de l'analyse que, pour ces données (réellement observées et non encore homogénéisées), la loi normale est bien adaptée aux caractéristiques pluviométriques de notre zone d'étude.

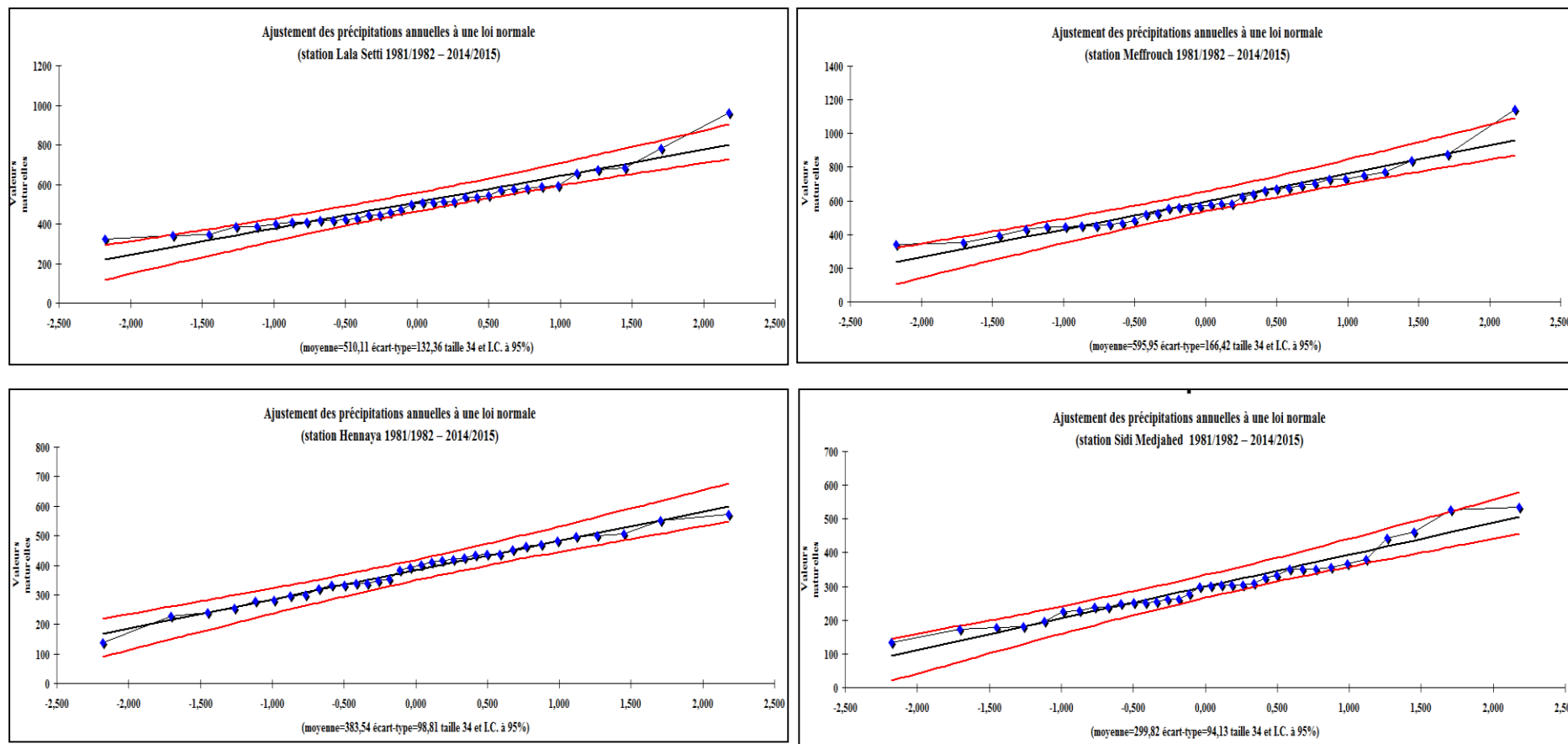


Figure IV.2 : Ajustement des précipitations annuelles à une loi normal de quelque station (1981/1982 – 2014/2015)

b. Ajustement à une loi log normal

L'ajustement des précipitations à une loi log-normale est une approche statistique qui permet de mieux modéliser les séries de données présentant des distributions asymétriques, caractéristiques des phénomènes hydrométéorologiques. Contrairement à la loi normale, qui suppose que les données suivent une distribution symétrique autour de la moyenne, la loi log-normale est plus appropriée pour décrire les précipitations, car elle reflète mieux la réalité des phénomènes naturels où des événements extrêmes, tels que de fortes précipitations, sont souvent plus fréquents que les faibles précipitations.

En termes mathématiques, une variable aléatoire suit une loi log-normale si son logarithme suit une loi normale. Cela peut être exprimé par l'équation suivante :

$$y = \ln(x) \sim N(\mu, \sigma^2) \quad \text{Eq. IV.2}$$

où :

- x représente les précipitations annuelles,
- $Y = \ln(x)$ suit une loi normale de paramètres μ (moyenne logarithmique) et σ (écart-type logarithmique),
- μ et σ sont estimés à partir des données observées.

La densité de probabilité d'une loi log-normale est donnée par :

$$f(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\left(\frac{\ln x - \mu}{\sigma}\right)^2\right) \quad \text{Eq. IV.3}$$

L'ajustement a été réalisé avec le logiciel *Hydrolab* (Laborde et Mouhous, 1998). Une transformation logarithmique a été appliquée aux valeurs observées, ce qui permet de créer une nouvelle série de données qui suit approximativement une loi normale. Cette approche permet de surmonter les problèmes associés aux distributions asymétriques des données pluviométriques.

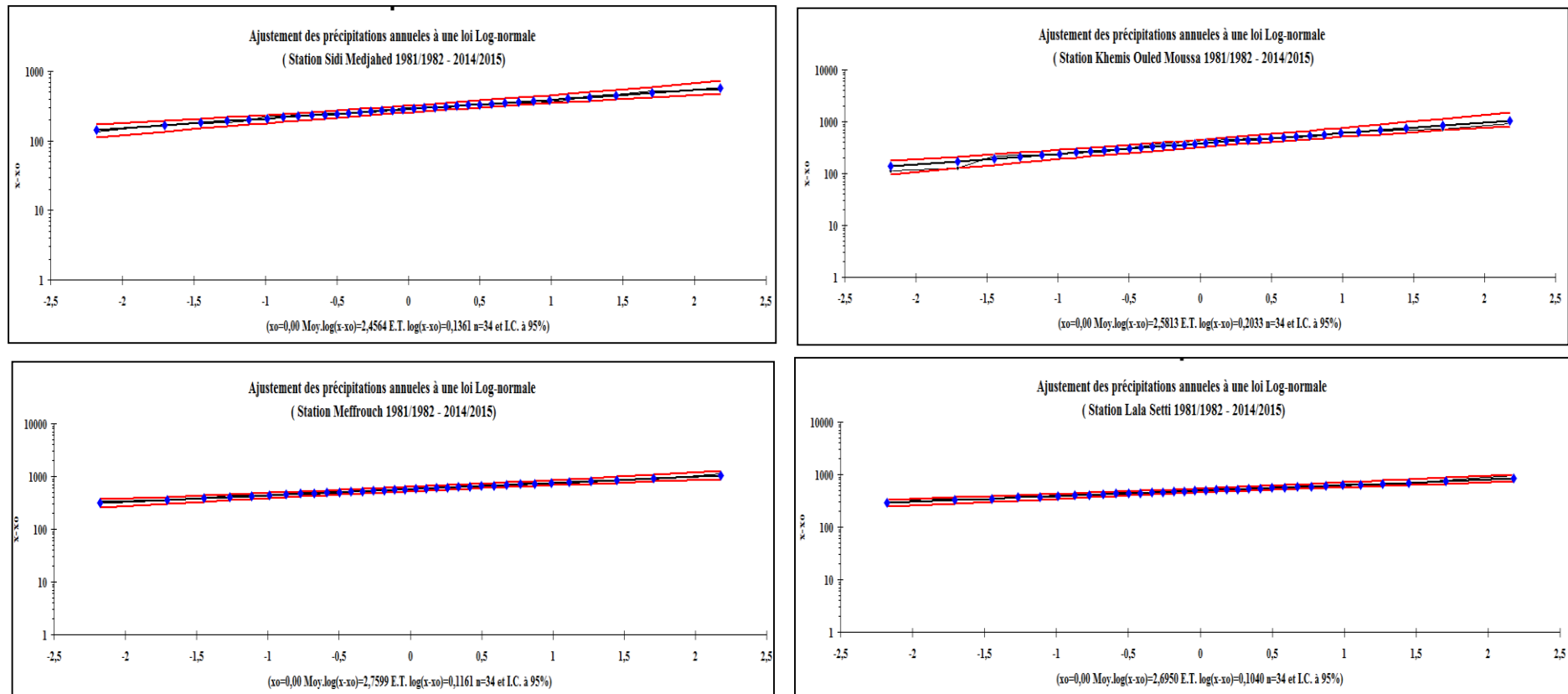


Figure IV.3 : Ajustement des précipitations annuelles à une loi log normale de quelque station (1981/1982 – 2014/2015)

Le tableau ci-dessous montre que la loi normale est mieux adaptée pour l'ajustement des précipitations annuelles, car les valeurs de χ^2 calculées pour la loi- normale sont systématiquement plus faibles que celles de la loi log – normale et inférieures aux valeurs tabulées 0 cela indique un meilleur ajustement statistique selon le test de χ^2

Tableau IV.3 : Comparaison entre χ^2 Calculé et χ^2 Tabulé (loi normal et log normal)

Station	χ^2 Calculé	χ^2 Tabulé	Comparaison	Jugement	
Beni Bahdel	Loi normal	3.01	9.49	χ^2 Cal< χ^2 Tab	Ajustement acceptable
	Loi log normal	4.09	9.49	χ^2 Cal< χ^2 Tab	Ajustement acceptable
Sabra	Loi normal	7.53	11.07	χ^2 Cal< χ^2 Tab	Ajustement acceptable
	Loi log normal	7.73	11.07	χ^2 Cal< χ^2 Tab	Ajustement acceptable
Chouly	Loi normal	0.83	7.81	χ^2 Cal< χ^2 Tab	Ajustement acceptable
	Loi log normal	2.65	7.81	χ^2 Cal< χ^2 Tab	Ajustement acceptable
Dj.Chouachi	Loi normal	1.38	9.49	χ^2 Cal< χ^2 Tab	Ajustement acceptable
	Loi log normal	4.91	9.49	χ^2 Cal< χ^2 Tab	Ajustement acceptable

IV.2.1.2- Comblement des lacunes par extension des données : Méthode de la régression linéaire

L'estimation des données pluviométriques manquantes repose sur l'application de la méthode de régression linéaire, une approche statistique permettant d'établir une relation entre les précipitations observées dans une station de référence et celles d'une station présentant des lacunes. Cette méthode est mise en œuvre à l'aide du logiciel HYDROLAB, qui permet l'automatisation des calculs et l'optimisation des ajustements.

La régression linéaire permet de modéliser la relation entre deux séries temporelles de précipitations :

- Série de référence (x) : issue d'une station présentant une longue période d'observation continue et de bonne qualité ;
- Série à compléter (y) : issue d'une station pour laquelle certaines données sont manquantes.

La relation entre ces deux séries est exprimée sous la forme d'une équation linéaire obtenue selon la méthode des moindres carrés :

$$y = ax + b$$

Avec :

- y : précipitation estimée pour la station à compléter,
- x : précipitation observée à la station de référence,
- a : coefficient de pente, représentant la sensibilité des précipitations de la station cible par rapport à la station de référence,
- b : ordonnée à l'origine, reflétant un éventuel biais entre les deux séries.

La validité de cette méthode repose sur l'existence d'une forte corrélation entre les stations considérées. Une évaluation préalable du coefficient de corrélation linéaire (r) est donc nécessaire afin de vérifier la robustesse de la relation. Seules les paires de stations présentant une corrélation significative (généralement $r > 0,8$) sont retenues pour l'estimation des valeurs manquantes.

Par ailleurs, lorsque les données des stations suivent une loi log-normale, une transformation logarithmique des variables est nécessaire afin de les normaliser. Cette transformation consiste à appliquer le logarithme décimal ($\log_{10}$) aux valeurs de précipitations, de manière à stabiliser la variance et à rapprocher la distribution d'une forme normale. Une fois les séries transformées, la méthode de régression linéaire peut être appliquée, puis les résultats sont reconvertis à l'échelle d'origine par l'exponentiation, garantissant ainsi la validité statistique des estimations.

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau suivant :

Tableau IV.4: Résultats des corrélations par régressions linéaires.

Station de référence (X)	Stations (Y)	r	Equation de la droite de régression			
Sidi Bounakhla	Sidi Abdelly	0,68	Y	=	0,77 X +	90,52
	Sidi Heriz	0,48	Y	=	0,56 X +	156,29
	Bensekrane	0,40	Y	=	0,44 X +	225,83
Khemis ouled moussa	Beni Bahdel	0,34	Y	=	0,38 X +	239,14
	Sebdou	0,69	Y	=	0,74 X +	134,48
	Merchiche	0,65	Y	=	0,79 X +	106,21
Dj .Chouachi	Pierre du Chat	0,90	Y	=	1,03 X +	37,89
	Z. Sidi Benamar	0,85	Y	=	0,93 X +	145,91
Meffrouche	Lala setti	0,51	Y	=	0,57 X +	166,50
	Hennaya	0,92	Y	=	0,55 X +	53,51
Sidi Medjahed	Sabra	0,78	Y	=	0,76 X +	161,54
	Beni Ouassine	0,71	Y	=	0,78 X +	27,55
Chouly	Ouled Mimoun	0,39	Y	=	0,35 X +	186,28
	Sidi Gourari	0,67	Y	=	0,77 X +	87,11
	Meurbah	0,69	Y	=	0,86 X +	45,37

Les résultats des corrélations par régressions linéaires, présentés dans le tableau IV.4, permettent d'évaluer la relation entre les séries pluviométriques des stations de référence et celles des stations à compléter. Les coefficients de corrélation (r) varient de 0,34 à 0,92, ce qui indique une grande diversité dans la force de la relation entre les stations comparées. Les stations présentant des corrélations élevées, comme Hennaya et Sidi Medjahed ($r = 0,92$), ou Djebel Chouachi et Pierre du Chat ($r = 0,90$), montrent une forte relation linéaire, ce qui signifie que les données manquantes de ces stations peuvent être estimées avec une grande précision. En revanche, des corrélations plus faibles, telles que celles entre Khemis Ouled Moussa et Beni Bahdel ($r = 0,34$) ou Sidi Heriz et Bensekrane ($r = 0,40$), indiquent une relation moins fiable, ce qui peut affecter la précision des estimations des données manquantes pour ces stations.

Ainsi, les résultats révèlent que les estimations basées sur les stations ayant des corrélations élevées sont plus fiables, tandis que celles provenant de stations avec des corrélations faibles doivent être considérées avec plus de prudence. Les résultats de corrélations par régression linéaires (Voir Annexe)

IV.2.1.3 – Principes et application des tests statistiques dans l'analyse des séries hydrométéorologiques

a. Principes généraux des tests statistiques

Les tests statistiques sont des outils permettant d'évaluer des hypothèses à partir d'échantillons de données. Ils reposent sur la confrontation entre deux hypothèses :

- **Hypothèse nulle (H_0)** : hypothèse de référence que l'on cherche à tester.
- **Hypothèse alternative (H_1)** : hypothèse contraire, acceptée si H_0 est rejetée.

La décision d'accepter ou de rejeter H_0 dépend d'un seuil de signification (α), généralement fixé à 5 %, qui représente le risque d'erreur de première espèce, c'est-à-dire le rejet de H_0 alors qu'elle est vraie. À l'inverse, l'erreur de deuxième espèce (β) correspond à l'acceptation de H_0 alors qu'elle est fausse. Trouver un équilibre entre ces deux erreurs est crucial pour garantir la fiabilité des tests.

Les tests s'appuient sur une variable de test dont la distribution est connue sous l'hypothèse H_0 . Selon la valeur observée de cette variable, deux zones sont définies :

- **Région critique** : ensemble des valeurs entraînant le rejet de H_0 .
- **Région d'acceptation** : ensemble des valeurs compatibles avec H_0 .

Si la valeur de la variable de test se situe dans la région critique, H_0 est rejetée en faveur de H_1 ; sinon, elle est conservée.

Dans cette étude, les tests suivants ont été appliqués aux séries temporelles de précipitations et de lames d'eau écoulées à l'aide du logiciel Khronostat 1.01 :

b. Test de corrélation sur les rangs (test de tendance)

Ce test non paramétrique permet de détecter une tendance significative (croissante ou décroissante) dans une série chronologique. Il repose sur le comptage des paires (x_i, x_j) telles que $x_j > x_i$ pour $j > i$.

L'avantage de ce test est qu'il ne nécessite pas de supposer une distribution normale des données. Sous l'hypothèse nulle (H_0), la statistique du test suit une loi normale réduite (moyenne = 0, variance = 1). La décision repose sur un intervalle de confiance défini par le seuil de signification α (généralement 5 %). Si la statistique observée dépasse cette borne, H_0 est rejetée, indiquant la présence d'une tendance significative.

c. Test de Pettitt (test de détection de rupture)

Le test de Pettitt est un test non paramétrique permettant de détecter une rupture dans la moyenne d'une série temporelle. Basé sur le test de Mann-Whitney, il divise la série en deux sous-groupes :

- Le premier regroupe les observations jusqu'à un instant critique T_0 ,
- Le second contient les données suivantes.

Les rangs des deux groupes sont comparés pour détecter une différence maximale entre les distributions. Le point de rupture potentiel est celui où cette différence est maximale. Si la statistique du test dépasse un seuil critique, H_0 (absence de rupture) est rejetée, suggérant un changement significatif dans la série.

d. Test de Buishand (statistique U)

Le test de Buishand (1982, 1984) est utilisé pour détecter une rupture dans la moyenne d'une série temporelle. Il repose sur une approche cumulative : chaque valeur est comparée à la moyenne globale, et une somme cumulée normalisée est calculée.

Lorsque cette somme atteint un écart maximal par rapport à zéro, cela suggère une rupture potentielle dans la série. Le test est particulièrement adapté à l'analyse de données hydrologiques (précipitations, débits, etc.), et fournit une évaluation robuste de la stabilité des séries étudiées

Les résultats des détections de ruptures sont consignés dans le tableau IV.5.

Tableau IV.5 : résultats du test de corrélation sur le rang appliqué aux séries pluviométriques annuelles

Station	Pettit			année	Corrélatin sur le rang			U	Buishand			Test de normalité
	à 99%	à 95%	à 90%		à 99%	à 95%	à 90%		à 99%	à 95%	à 90%	
Maghnia	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	rejetée	rejetée	2,314	acceptée	rejetée	rejetée	normal
B.Ouassine	acceptée	acceptée	rejetée	1999	rejetée	rejetée	rejetée	-2,99	rejetée	rejetée	rejetée	log normal
Sebdou	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	rejetée	rejetée	2,260	acceptée	rejetée	rejetée	log normal
B.Bahdel	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	rejetée	1,860	acceptée	rejetée	rejetée	normal
Khemis	acceptée	acceptée	rejetée	1999	acceptée	rejetée	rejetée	2,428	acceptée	rejetée	rejetée	normal
S.Medjahed	acceptée	acceptée	rejetée	1993	rejetée	rejetée	rejetée	2,996	rejetée	rejetée	rejetée	normal
Merchiche	acceptée	rejetée	rejetée	1999	acceptée	rejetée	rejetée	1,746	acceptée	rejetée	rejetée	normal
Sabra	acceptée	rejetée	rejetée	1993	rejetée	rejetée	rejetée	2,769	rejetée	rejetée	rejetée	normal
Hennaya	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	rejetée	1,832	acceptée	rejetée	rejetée	normal
S.Benamar	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	rejetée	rejetée	2,229	acceptée	rejetée	rejetée	normal
Dj.Chouachi	rejetée	rejetée	rejetée	1999	rejetée	rejetée	rejetée	2,684	rejetée	rejetée	rejetée	normal
Chouly	acceptée	rejetée	rejetée	2007	acceptée	rejetée	rejetée	2,258	acceptée	rejetée	rejetée	normal
Meurbah	acceptée	rejetée	rejetée	1999	rejetée	rejetée	rejetée	2,740	rejetée	rejetée	rejetée	normal
O.Mimoun	acceptée	rejetée	rejetée	2007	acceptée	rejetée	rejetée	2,485	rejetée	rejetée	rejetée	normal
S.Gourari	acceptée	rejetée	rejetée	2007	rejetée	rejetée	rejetée	1,036	rejetée	rejetée	rejetée	normal
S. Heriz	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	acceptée	0,610	acceptée	acceptée	acceptée	log normal
S.Bounakhla	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	acceptée	0,781	acceptée	acceptée	acceptée	normal
S.Abdelly	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	acceptée	0,281	acceptée	acceptée	acceptée	normal
Meffrouch	acceptée	acceptée	rejetée	2007	acceptée	rejetée	rejetée	2,144	acceptée	rejetée	rejetée	normal
Bensekrane	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	acceptée	-0,12	acceptée	acceptée	acceptée	normal
Lala Setti	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	rejetée	rejetée	1,718	acceptée	rejetée	rejetée	normal
P. du chat	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	rejetée	rejetée	2,314	acceptée	rejetée	rejetée	normal

L'analyse conjointe des tests de Pettitt, de Buishand et de corrélation sur le rang appliqué aux séries pluviométriques annuelles du bassin versant étudié met en évidence une diversité de comportements hydrologiques selon les stations. Trois grands groupes de comportements se distinguent :

1. **Stations avec rupture significative** : Onze stations présentent une discontinuité nette dans leurs séries pluviométriques, détectée principalement par le test de Pettitt, avec des années de rupture récurrentes (1993, 1999 et 2007). Ces ruptures sont souvent confirmées par le test de Buishand (valeurs de la statistique $U > \pm 2$), comme observé à Sidi Medjahed ou Dj. Chouachi. Ces changements peuvent être liés à des facteurs climatiques ou anthropiques.
2. **Stations présentant une tendance sans rupture brutale** : Certaines stations ne montrent pas de rupture franche, mais présentent une évolution progressive du régime des précipitations, révélée par une tendance significative détectée par le test de corrélation sur le rang. C'est le cas, par exemple, de Lala Setti ou Pierre du Chat, suggérant un glissement graduel plutôt qu'un basculement soudain dans les conditions climatiques.
3. **Stations avec stabilité hydrologique** : Un troisième groupe de stations, telles que Bensekrane, se distingue par l'absence de tendance et de rupture significative. Les résultats des trois tests confirment une stabilité interannuelle des précipitations, traduisant une homogénéité du régime hydrologique sur la période d'observation.

Par ailleurs, l'analyse de la distribution des séries indique que la plupart suivent une loi normale, tandis que certaines, comme Beni Ouassine ou Sebdou, s'ajustent mieux à une loi log-normale, en cohérence avec la nature souvent asymétrique des données pluviométriques.

IV.3- Étude des lames d'eau écoulée

L'analyse des lames d'eau écoulée constitue une étape essentielle pour la compréhension du régime hydrologique d'un bassin versant. Elle permet notamment de caractériser les écoulements annuels, d'évaluer les fluctuations interannuelles et de détecter d'éventuelles tendances liées aux conditions climatiques ou anthropiques.

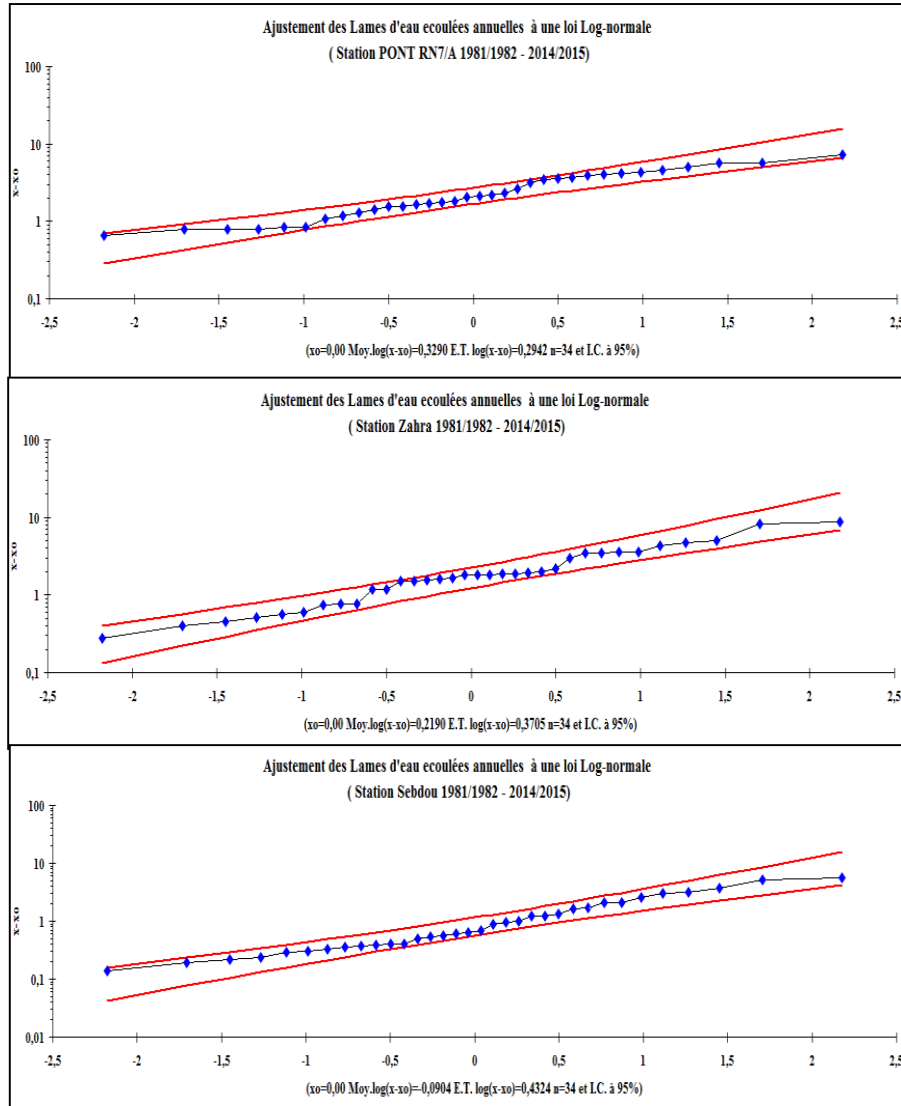
IV.3.1- Ajustement des lames d'eau écoulée annuelles

L'étude des séries hydrométriques sur une période suffisamment longue permet d'évaluer la sensibilité des cours d'eau aux variations climatiques. Parmi les lois statistiques couramment utilisées pour modéliser ces séries, la loi log-normale est fréquemment recommandée par plusieurs hydrologues (Sabah et al. 2016). Cette préférence s'appuie sur l'hypothèse que les phénomènes hydrologiques résultent de l'action conjointe de nombreux facteurs indépendants, dont les effets s'exercent de manière multiplicative.

L'analyse graphique des données disponibles a confirmé que les lames d'eau écoulée annuelles s'ajustent bien à une distribution log-normale, justifiant ainsi l'utilisation de cette loi pour la modélisation et l'interprétation des séries hydrologiques considérées. Cet ajustement a été validé à l'aide de tests statistiques classiques, tels que le test du χ^2 (khi carré), qui ont permis de confirmer la compatibilité des séries observées avec la loi théorique à un seuil de signification acceptable (généralement 5 %). Ces résultats justifient l'adoption de la loi log-normale pour la modélisation et l'interprétation des écoulements annuels.

Tableau IV.6 : Comparaison entre X^2 Calculé et X^2 Tabulé (loi normal et log normal)

<i>Station</i>	<i>X² Calculé</i>	<i>X² Tabulé</i>	<i>Comparaison</i>	<i>Jugement</i>	
<i>Dj Chouachi</i>	Loi log normal	7.19	9.49	X ² Cal< X ² Tab	Ajustement acceptable
<i>Zenata</i>	Loi log normal	3.16	11.07	X ² Cal< X ² Tab	Ajustement acceptable

**Figure IV.4 : ajustement à la loi log-normale des lames d'eau écoulées annuelles (1981/1982-2014/2015).**

IV.3.1.1- Approche statistique

La méthodologie adoptée dans cette section a pour objectif principal de détecter et de caractériser d'éventuelles ruptures dans les séries hydrométriques annuelles, susceptibles de traduire des changements dans les régimes hydrologiques à moyen ou long terme.

Les écoulements mesurés aux différentes stations hydrométriques sélectionnées ont ainsi été examinés à l'aide de plusieurs outils statistiques. Afin d'identifier et de localiser d'éventuels points de rupture dans ces séries, deux tests non paramétriques ont été privilégiés : la statistique

U de Buishand et le test de Pettitt, tous deux reconnus pour leur efficacité dans la détection de ruptures de moyenne dans des séries chronologiques.

Cependant, la statistique de Buishand repose sur l'hypothèse d'une distribution normale des données. Or, les séries hydrologiques présentent généralement une distribution asymétrique de type log-normale. Pour satisfaire aux conditions d'application de ce test, une transformation logarithmique a été appliquée aux lames d'eau écoulée annuelles. Cette transformation permet de réduire la dissymétrie des données en stabilisant la variance et en rapprochant leur distribution d'une loi normale.

En complément, un test de corrélation sur les rangs (par exemple, le test de Spearman) a été mené pour évaluer l'existence de tendances persistantes dans les séries. Les résultats obtenus ont mis en évidence un effet de persistance significatif dans les écoulements analysés, observé de manière cohérente sur l'ensemble des stations étudiées.

Les tests de Pettitt et de Buishand ont permis d'identifier des ruptures significatives dans certaines stations hydrométriques, mettant en évidence des changements marqués dans le régime des écoulements de plusieurs rivières algériennes. Ces ruptures sont principalement observées dans les stations suivantes :

- **Stations avec une rupture confirmée :**
 - Zahra (1995) : Les tests de Pettitt et de Buishand ont rejeté l'hypothèse de stabilité, confirmant ainsi une rupture en 1995, bien que cette rupture soit plus faible en termes de significativité (seuils de 90 % et 95 % rejetés).
 - Beni Bahdel (1980), Remchi (1986), Pierre du Chat (1982) : Ces stations ont montré des ruptures nettes, détectées de manière cohérente par les deux tests, correspondant à des périodes connues de sécheresse ou de changements dans les conditions climatiques et hydrologiques, notamment dans les années 1980.
 - Bensekrane (1986) : Cette station présente une rupture marquée, avec un signal statistique très fort, indiquant un changement important dans le comportement hydrologique autour de cette année.

Les résultats présentés dans le Tableau IV.7 illustrent cette diversité des comportements hydrologiques, où six stations présentent des ruptures détectées par le test de Pettitt, confirmées par la statistique de Buishand. Les années de rupture (1980, 1982, 1986, 1995) coïncident avec des périodes de sécheresse et de modification des régimes hydrologiques en Algérie (Khoualdia et al. 2014. ; Belarbi et al. 2017 : Harrache et al.2022) ,

Tableau IV.7 : Résultats du test de corrélation sur le rang appliqué aux séries hydrométriques annuelles.

Station	Pettitt			année	Corrélation sur le rang			U	Buishand			Test de normalité
	à 99%	à 95%	à 90%		à 99%	à 95%	à 90%		à 99%	à 95%	à 90%	
PONT RN7/a	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	Acceptée	-0,2276	acceptée	acceptée	acceptée	log normal
Sebdou	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	Acceptée	-0,9978	acceptée	acceptée	acceptée	log normal
Beni Bahdel	acceptée	acceptée	acceptée	1980	acceptée	acceptée	Acceptée	-1,3958	acceptée	acceptée	acceptée	log normal
Zahra	acceptée	rejetée	rejetée	1995	acceptée	rejetée	Rejetée	-2,5083	rejetée	rejetée	rejetée	log normal
Dj Chouachi	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	Acceptée	-1,1733	acceptée	acceptée	acceptée	log normal
Zenata	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	Acceptée	1,2339	acceptée	acceptée	acceptée	log normal
Hennaya	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	Rejetée	1,9124	acceptée	acceptée	acceptée	log normal
Chouly	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	rejetée	Rejetée	-2,3101	acceptée	acceptée	acceptée	log normal
Bensekrane	rejetée	acceptée	acceptée	1986	rejetée	rejetée	Rejetée	-6,0974	rejetée	rejetée	rejetée	log normal
Remchi	rejetée	rejetée	rejetée	1986	rejetée	rejetée	Rejetée	-5,6663	rejetée	rejetée	rejetée	log normal
Meffrouch	acceptée	acceptée	acceptée	pas de rupture	acceptée	acceptée	Acceptée	0,9919	acceptée	acceptée	acceptée	log normal
P. du chat	rejetée	rejetée	rejetée	1982	rejetée	rejetée	Rejetée	-3,8507	rejetée	rejetée	rejetée	log normal

- **Stations sans rupture détectée :**

- Dj. Chouachi, Zenata, Hennaya, et d'autres stations n'ont pas montré de rupture significative, ce qui suggère que leurs séries hydrologiques sont restées relativement stables au fil du temps, malgré l'apparition de tendances persistantes dans certaines d'entre elles.

L'analyse des tendances des séries hydrologiques a été complétée par le test de corrélation sur les rangs, qui a révélé des tendances faibles à modérées dans la majorité des stations. Par exemple :

- Bensekrane (-6,0974), Remchi (-5,6663), et Pierre du Chat (-3,8507) affichent des coefficients négatifs, suggérant une tendance à la baisse des lames d'eau écoulée au fil du temps.
- En revanche, des stations comme Hennaya (1,9124) et Zenata (1,2339) ont montré une tendance légèrement positive, indiquant une possible augmentation des écoulements dans ces régions.

IV.4 - Analyse de l'évolution thermique :

Le climat du bassin versant de l'Oued Tafna présente une variabilité thermique marquée, caractérisée par des températures élevées et des conditions sèches durant la période de mai à septembre. Cette période chaude contraste nettement avec les mois plus frais et relativement humides qui s'étendent d'octobre à avril. Cette variabilité saisonnière des températures joue un rôle crucial dans la dynamique hydrologique et la gestion des ressources en eau dans la région.

L'analyse des températures a été réalisée à partir des données enregistrées à la station de Zenata, extraites de la base de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH). Les données couvrent une période de 34 ans, de 1981/1982 à 2014/2015, fournissant ainsi une base solide pour l'étude des tendances thermiques et leur évolution au cours de cette longue période.

Tableau IV.8 : Caractéristique de Station Zenata (source ANRH).

<i>Station</i>	<i>Longitude</i>	<i>Latitude</i>	<i>Altitude(m)</i>	<i>Code</i>	<i>Période d'enregistrement</i>
Zenata	1° 46' W	35°01'N	247	605310	(1981/1982)-(2014/2015)

IV.4.1- Etude des Tendances des températures moyennes annuelles (TMA):

L'évolution des températures moyennes annuelles, illustrée par la figure IV.5, montre une variabilité interannuelle significative, accompagnée d'une tendance haussière marquée. L'analyse statistique des séries temporelles met en évidence une augmentation moyenne annuelle de $0,0179\text{ }^{\circ}\text{C}$, suggérant une dynamique de réchauffement à long terme. La température moyenne annuelle sur l'ensemble de la période étudiée est de $17,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. L'année 2001 est identifiée comme la plus chaude, avec une moyenne annuelle de $18,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, tandis que les années 1991 et 1993 enregistrent les valeurs les plus basses, respectivement $16,9\text{ }^{\circ}\text{C}$.



Figure IV.5 : Variation des températures moyennes annuelles à la station de Zenata (1981-2015).

IV.4.2- Analyse des températures extrêmes

L'examen des températures maximales et minimales annuelles, illustré par la figure IV.6, révèle des épisodes de chaleur et de froid marqués. La température maximale moyenne la plus élevée a été enregistrée en 2004, atteignant $37,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, tandis que les températures minimales moyennes les plus basses ont été observées en 1985 et 2005, avec respectivement $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ et $1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ces variations importantes indiquent une amplification des extrêmes thermiques, possiblement en lien avec les modifications des circulations atmosphériques régionales et les effets du changement climatique.

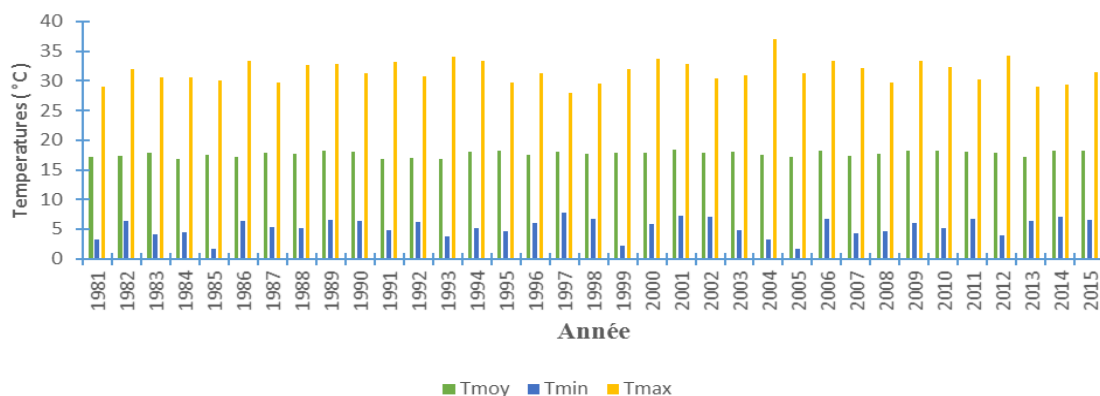


Figure IV.6: Températures maximales, minimales et moyennes annuelles à la station de Zenata (1981-2015).

IV.4.3- Variabilité des températures mensuelles

L'évolution des températures moyennes mensuelles sur la période de référence 1981-2015, illustrée dans la figure IV.7, met en lumière une amplitude thermique marquée entre l'hiver et l'été. Le mois le plus froid est janvier, avec une température moyenne de 7,3 °C, tandis que le mois le plus chaud est août, où la température moyenne atteint 28,4 °C.

Ces résultats soulignent les caractéristiques thermiques distinctes du bassin versant de l'Oued Tafna, qui est soumis à des conditions climatiques contrastées. La tendance générale au réchauffement, combinée à une augmentation des températures maximales estivales et une persistance de températures minimales hivernales relativement basses, met en évidence les évolutions climatiques importantes dans cette région.

IV.4.4- Variation intra-annuelle de la température journalière

La température journalière correspond à la moyenne des températures horaires enregistrées sur une journée et reflète les variations thermiques induites par les forçages climatiques et atmosphériques. L'analyse de la dynamique intra-annuelle des températures met en évidence une évolution saisonnière marquée, influencée par les interactions entre les circulations atmosphériques régionales et les bilans radiatifs locaux.

Durant la période estivale (juin à août), les températures journalières atteignent des valeurs élevées, souvent supérieures à 25 °C, en raison du fort ensoleillement et de la prédominance d'un régime anticyclonique stable. Cette phase de réchauffement est progressivement atténuée à partir du mois d'août, coïncidant avec une baisse de l'intensité du rayonnement solaire et le début de la saison des précipitations. Entre septembre et octobre, les températures oscillent autour de 20 °C, traduisant une transition climatique liée à l'augmentation de la nébulosité et aux échanges thermiques entre l'atmosphère et la surface continentale.

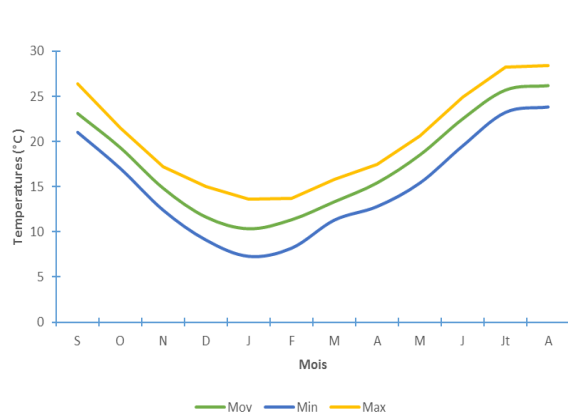


Figure IV.7: Evolution des Températures mensuelles maximales, minimales et moyennes

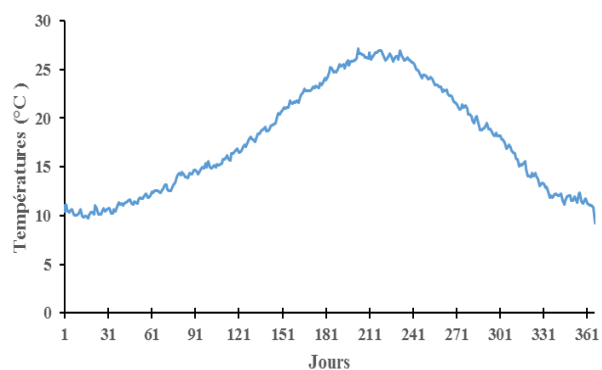


Figure IV.8: la variation intra-annuelle de la température journalière (1981/2015).

IV.5 Humidité relative

L'humidité relative (HR) de l'air est définie comme le rapport entre la pression partielle de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère et la pression de saturation à une température donnée. Exprimée en pourcentage (%), elle constitue un indicateur fondamental du degré de saturation de l'air en vapeur d'eau et dépend principalement de la température, de la pression atmosphérique et des flux de vapeur d'eau induits par les processus d'évaporation et de condensation. Sa mesure est réalisée par hygrométrie, utilisant des capteurs spécifiques tels que les psychromètres ou les hygromètres électroniques (Abbas, 2021).

L'analyse des séries temporelles couvrant la période 1981-2015, représentée par la figure IV.9, met en évidence une variabilité interannuelle marquée. L'humidité relative moyenne annuelle fluctue entre un minimum de 61 % en 1995 et un maximum de 73 % en 2010. Cette variation montre l'évolution des conditions de saturation de l'air au fil des années, influencée par les changements climatiques et les tendances thermiques observées dans la région.

L'humidité relative suit ainsi une relation inverse avec la température, confirmant les principes thermodynamiques de la capacité hygrométrique de l'air. En saison sèche (été), l'humidité relative moyenne est de 58 %, tandis qu'elle atteint 72,8 % en saison pluvieuse (hiver). Cette différence saisonnière est typique des régions méditerranéennes, où les périodes chaudes et sèches sont associées à une capacité de l'air plus faible à retenir l'humidité, et inversement, la saison humide favorise une plus grande humidité.

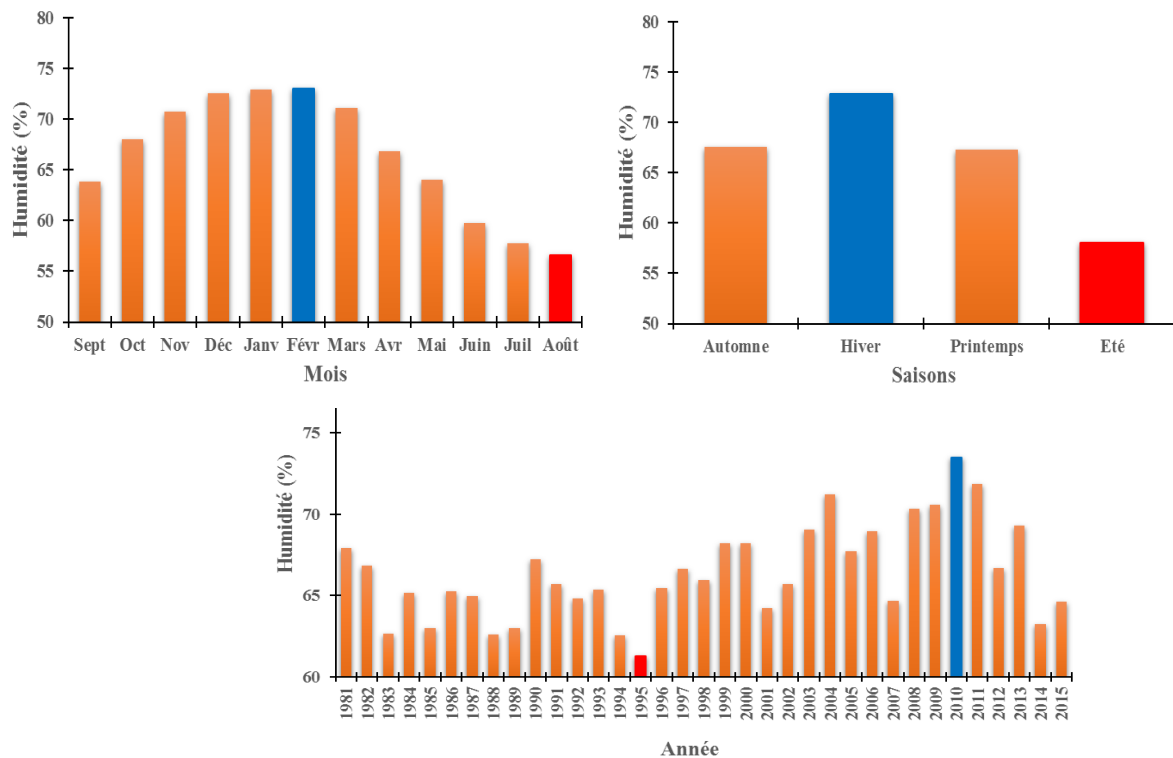


Figure IV.9 Variation annuelle, mensuelle, saisonnières de l'humidité relative (1981/2015).

IV.6- Dynamique du vent

Le vent résulte des gradients de pression atmosphérique générés par les variations thermiques et les différences de densité de l'air. Lorsqu'une masse d'air se réchauffe, elle subit une expansion adiabatique et s'élève, provoquant une baisse de pression à la surface. En réponse, les masses d'air environnantes convergent vers la zone de basse pression, générant ainsi un écoulement horizontal de l'air, qui se manifeste sous forme de vent. Sa vitesse est mesurée en mètres par seconde (m/s) à l'aide d'un anémomètre, tandis que sa direction est influencée par la force de Coriolis et les circulations atmosphériques globales.

L'analyse des séries chronologiques de 1981 à 2015 (figure IV.10) met en évidence une forte variabilité interannuelle de la vitesse du vent. La valeur minimale a été enregistrée en 2005, avec une moyenne de 5,6 m/s, tandis que la vitesse maximale a été observée en 1981, atteignant 9,6 m/s.

À l'échelle mensuelle, la vitesse du vent varie de manière significative : le mois d'octobre enregistre une vitesse moyenne relativement basse de 6,58 m/s, tandis que le mois d'avril affiche la valeur la plus élevée, avec 8,67 m/s.

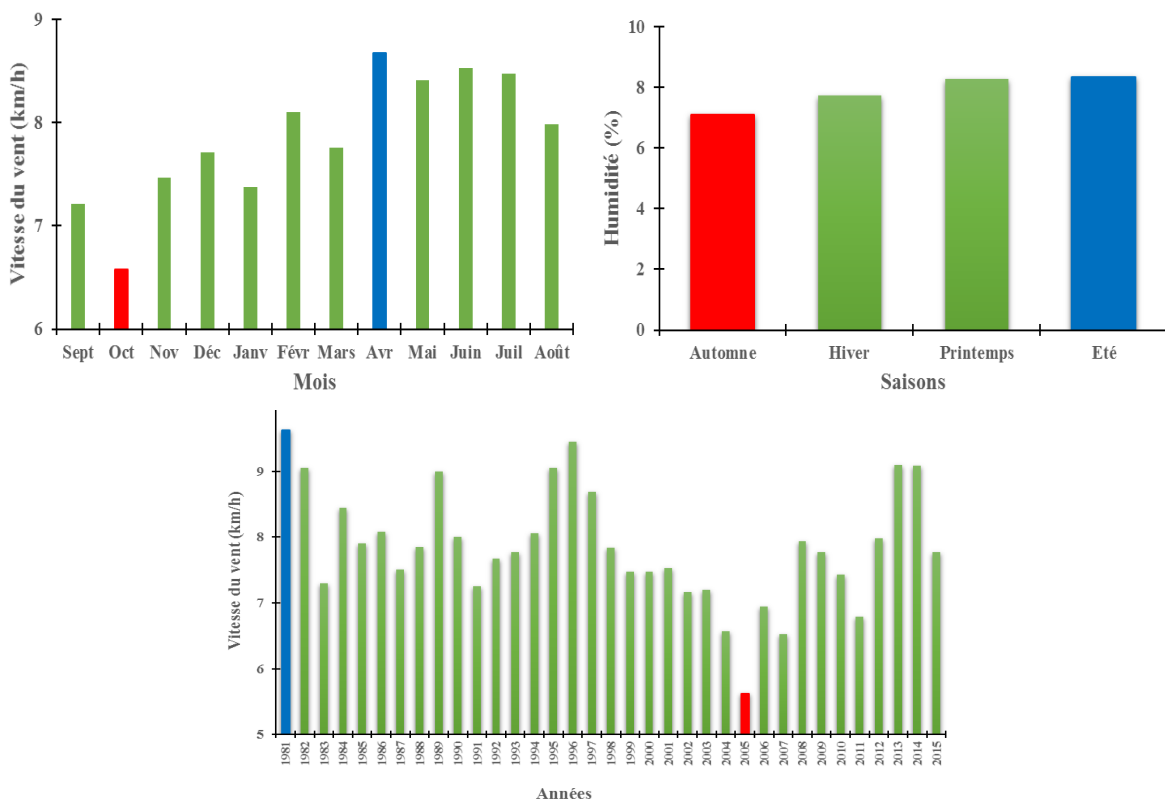


Figure IV.10 Variation annuelle, mensuelle, saisonnière du vent (1981/2015).

IV.7- Étude de la variation des précipitations

Les précipitations jouent un rôle clé dans le cycle hydrologique, influençant directement la recharge des aquifères, l'écoulement des eaux de surface et les bilans hydriques des bassins versants. Leur variabilité spatio-temporelle a un impact majeur sur la dynamique des oueds et la disponibilité des ressources en eau.

IV.7.1 - Variabilité des précipitations moyennes annuelles

L'analyse des précipitations dans le bassin versant de la Tafna entre 1981 et 2015 (figure IV.11 . IV.12) révèle une variabilité interannuelle importante, marquée par des alternances entre des périodes de précipitations abondantes et des épisodes de déficit hydrique.

L'année 2014/2015 se distingue comme l'une des plus humides, avec des cumuls pluviométriques atteignant 1144 mm à Lalla Setti, 919,9 mm à Khemis Ouled Moussa et 859 mm à Meffrouch. De manière similaire, les années 1987/1988 et 1996/1997 ont été caractérisées par des excédents hydriques notables, notamment à la station de Bensekrane, avec 785,2 mm en 1987/1988.

À l'inverse, les années 2001/2002, 2002/2003, 2005/2006, et 2008/2009 ont été marquées par des déficits hydriques importants, affectant l'ensemble du bassin versant. En 2001/2002, le bassin de Zitoun a enregistré un minimum de 186 mm, tandis qu'en 2002, la station d'Oued Mimoun (bassin de Chouly) a connu un niveau critique de 195,6 mm. De même, des anomalies pluviométriques similaires ont été observées en 2005/2006 et 2008/2009, particulièrement dans les bassins de Bensekrane, Boukiou et Sikkak, soulignant la forte sensibilité du régime hydrologique de la région aux variations climatiques à grande échelle.

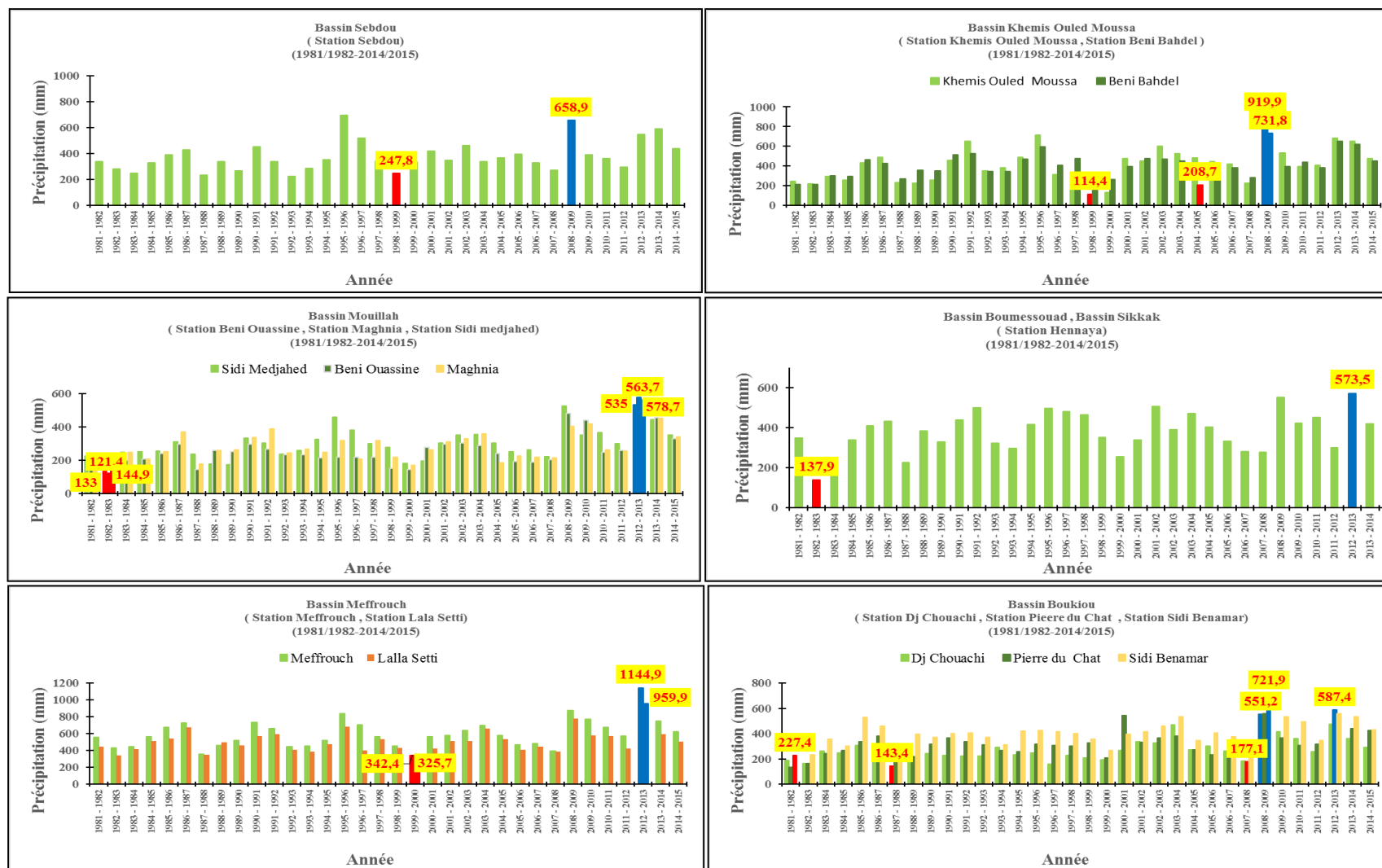


Figure IV.11 : Histogramme des précipitations interannuelles pour la période 1981/82 - 2014/15 aux sous bassin versant de Tafna .

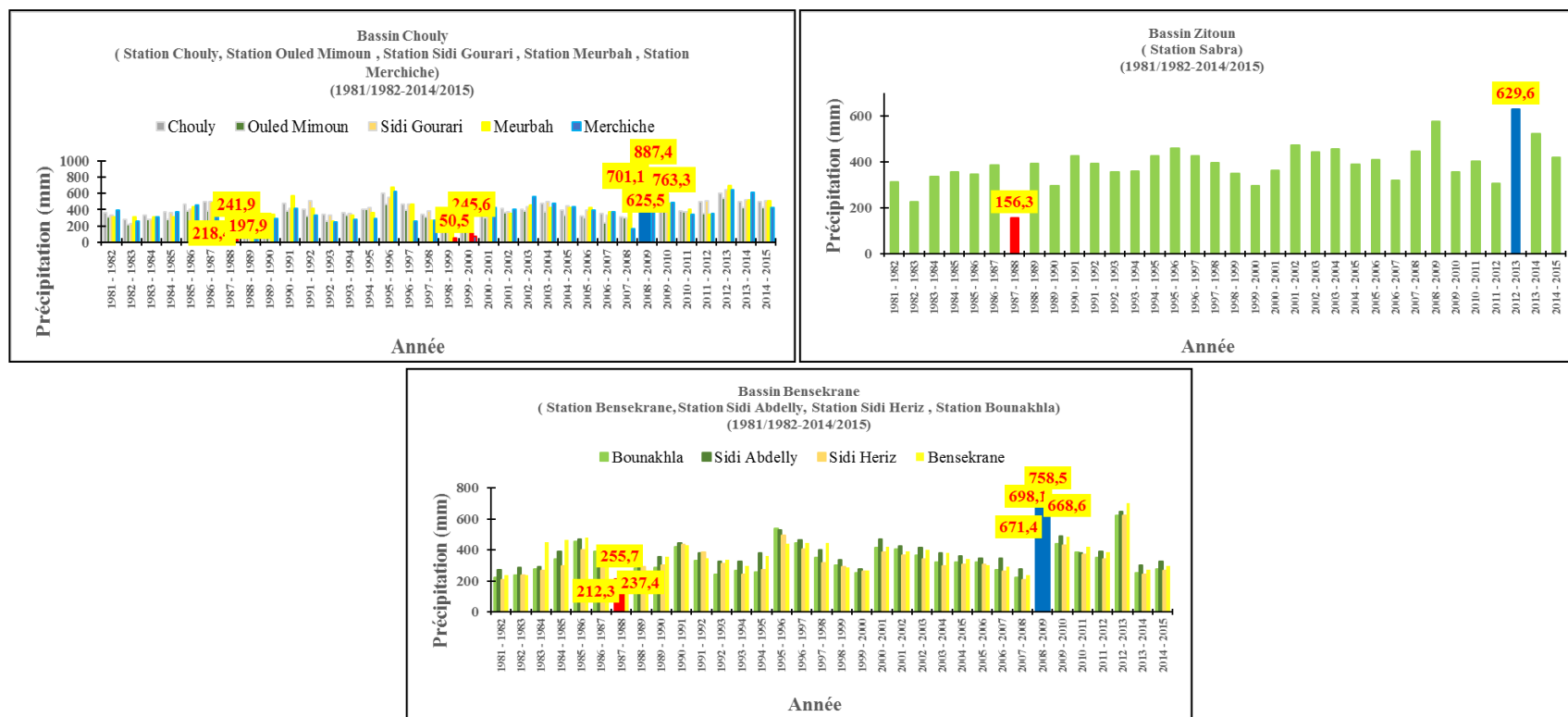


Figure IV.12 :Histogramme des précipitations interannuelles pour la période 1981/82 -2014/15 aux sous bassin versant de Tafna .

- **Le coefficient d'irrégularité**

L'étude de l'irrégularité des précipitations est réalisée à l'aide du coefficient d'irrégularité pluviométrique (Cirr), qui est donné par la formule suivante :

$$Ci = \frac{P_{max}}{P_{min}} \quad \text{Eq. IV. 4}$$

Ce coefficient est défini comme le rapport entre la précipitation maximale annuelle (Pmax) et la précipitation minimale annuelle (Pmin) sur la période d'observation (1981/1982 - 2014/2015). Il permet d'évaluer la variabilité et l'irrégularité des précipitations au sein du bassin versant. Les valeurs obtenues pour les différentes stations sont présentées dans le tableau IV.9.

Tableau IV.9 : Le coefficient d'irrégularité des stations (1981/1982-2014/2015)

Station	Coefficient d'irrégularité	Station	Coefficient d'irrégularité	Station	Coefficient d'irrégularité
Maghnia	3.90	Sabra	4.03	Sidi Gourari	3.67
Beni Ouassine	4.77	Hennaya	4.15	Sidi Heriz	3.26
Beni Bahdel	3.51	S. Benamar	3.17	Sidi Bounakhla	3.16
Sebdou	3.08	Dj Chouachi	3.84	Sidi Abdelly	2.73
Khemis.O.Moussa	8.04	Chouly	3.21	Meffrouche	3.34
Sidi Medjahed	4.02	Meurbah	3.28	Bensekrane	3.22
Merchiche	17.57	O. Mimoun	3.16		
Lala Setti	2.95	P. du Chat	4.34		

Les stations telles que Maghnia (3.90), Sabra (4.03), et surtout Merchiche (17.57) présentent des coefficients d'irrégularité relativement élevés, signalant une forte variabilité des précipitations. Ces stations connaissent des fluctuations importantes entre années humides et années sèches, avec des périodes de déficits pluviométriques marqués suivies d'excédents. Merchiche, avec un coefficient de 17.57, illustre cette variabilité extrême. D'autres stations, comme Sidi Medjahed (4.02), Beni Ouassine (4.77), et Sidi Gourari (3.67), montrent une irrégularité pluviométrique modérée. Bien que ces régions présentent également une variabilité significative, celle-ci reste moins prononcée que dans les stations précédentes. À l'inverse, les stations telles que Sidi Abdelly (2.73), Sidi Heriz (3.26), et Lala Setti (2.95) affichent des coefficients d'irrégularité faibles, indiquant une pluviométrie plus régulière d'année en année.

IV.7.2 - Répartition des pluies mensuelles moyennes

L'analyse des données pluviométriques mensuelles permet de mieux appréhender la distribution des apports en eau tout au long de l'année au niveau des différentes stations du bassin. La figure IV.13 ; IV.14 illustre la répartition moyenne des précipitations mensuelles sur l'ensemble de la période d'étude (1981-2015), mettant en évidence la saisonnalité marquée du régime pluviométrique.

Il ressort de cette analyse que le mois de juillet est le plus sec, avec un cumul moyen minimal de 0,4 mm enregistré à la station de Pierre du Chat, traduisant une quasi-absence de précipitations en période estivale. À l'inverse, le mois de janvier se distingue comme le plus humide, avec une moyenne de 81,1 mm observée à la station de Meffrouche, correspondant au

pic des précipitations hivernales. Cette répartition confirme le caractère typiquement méditerranéen du climat de la région, marqué par des hivers humides et des étés très secs.

IV.7.3 Répartitions saisonnière des précipitations

L'analyse de la répartition saisonnière des précipitations, illustrée par la figure IV.15 , révèle que l'été est bien la période la plus sèche, avec un minimum enregistré à la station de Sidi Benamar (6,52 mm). À l'inverse, l'hiver (décembre, janvier et février) constitue la saison la plus humide, la station de Meffrouch enregistrant le cumul saisonnier le plus élevé avec 223,07 mm.

IV.7.4 Variation des précipitations moyennes journalières

La variation des précipitations journalières moyennes présente une dynamique irrégulière, souvent marquée par des fluctuations en dents de scie. Cette variabilité se traduit par des alternances d'augmentations soudaines et de diminutions progressives d'un jour à l'autre. Une baisse significative est généralement observée durant la période estivale, caractérisée par une quasi-absence de précipitations.

L'analyse des données journalières sur la période 1981/1982 à 2014/2015 (figure IV.16) met en évidence plusieurs événements pluviométriques extrêmes. Le 28 novembre 1987, la station d'Oued Mimoun a enregistré un cumul journalier supérieur à 70 mm. De même, le 23 octobre 1996, un important épisode pluvieux a été relevé à la station de Maghnia, avec plus de 60 mm en une journée. Le cas le plus remarquable demeure celui du 5 septembre 2002, où la station de Meffrouch a enregistré 120 mm en une seule journée, représentant environ 15 % de la moyenne annuelle des précipitations pour cette station. À l'inverse, une période de sécheresse notable a été observée entre juin et septembre 2002, au cours de laquelle la station de Sidi Heriz (bassin de Bensekrane) n'a enregistré aucune précipitation pendant plus de 120 jours consécutifs.



Figure IV.13 : Histogramme des précipitations mensuelles pour la période 1981/82-2014/15 aux Bassin de Tafna.

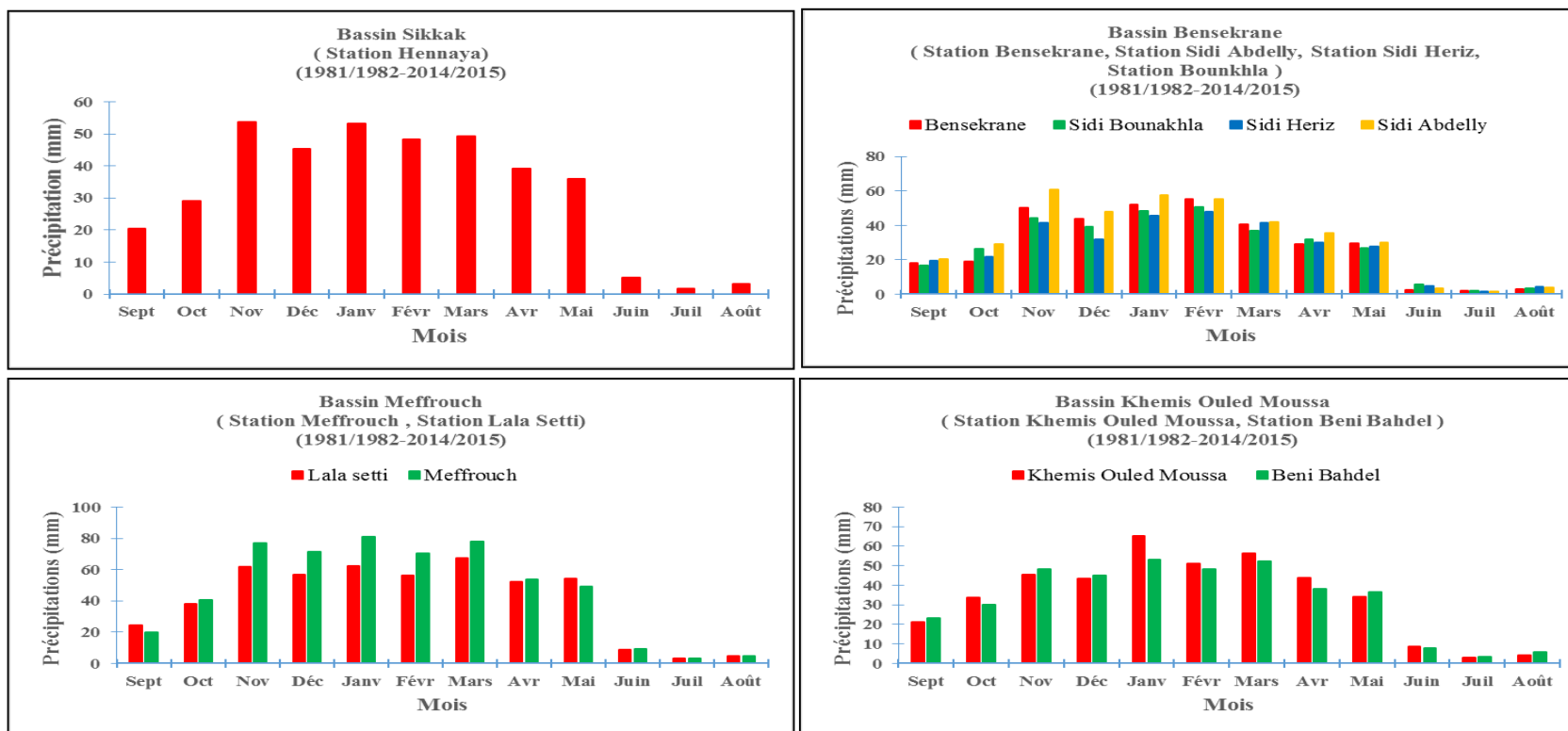


Figure IV.14 : Histogramme des précipitations mensuelles pour la période 1981/82-2014/15 aux Bassin de Tafna (suite)

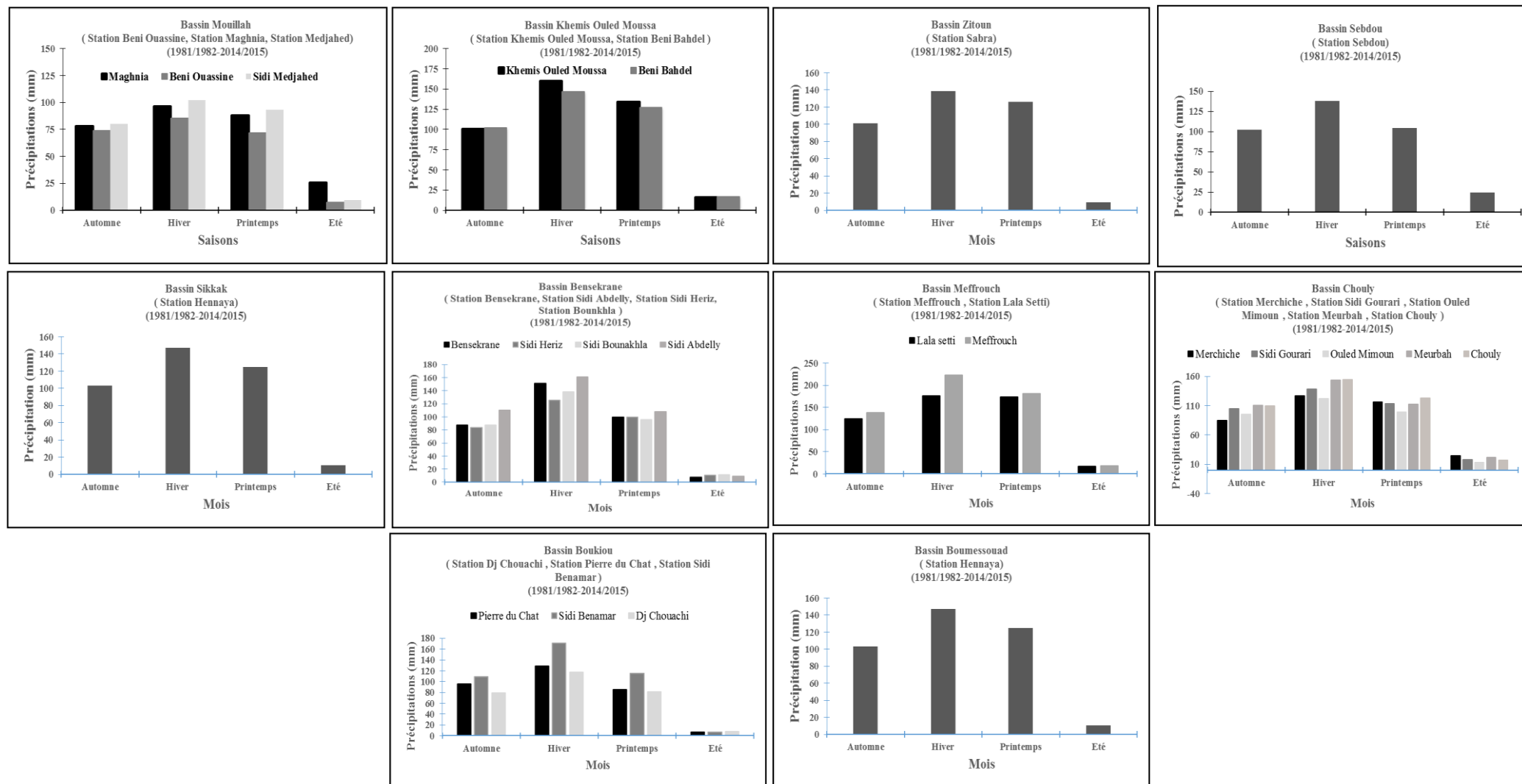


Figure IV.15 : Histogramme des précipitations saisonnières pour la période 1981/82-2014/15 aux Bassin de Tafna.

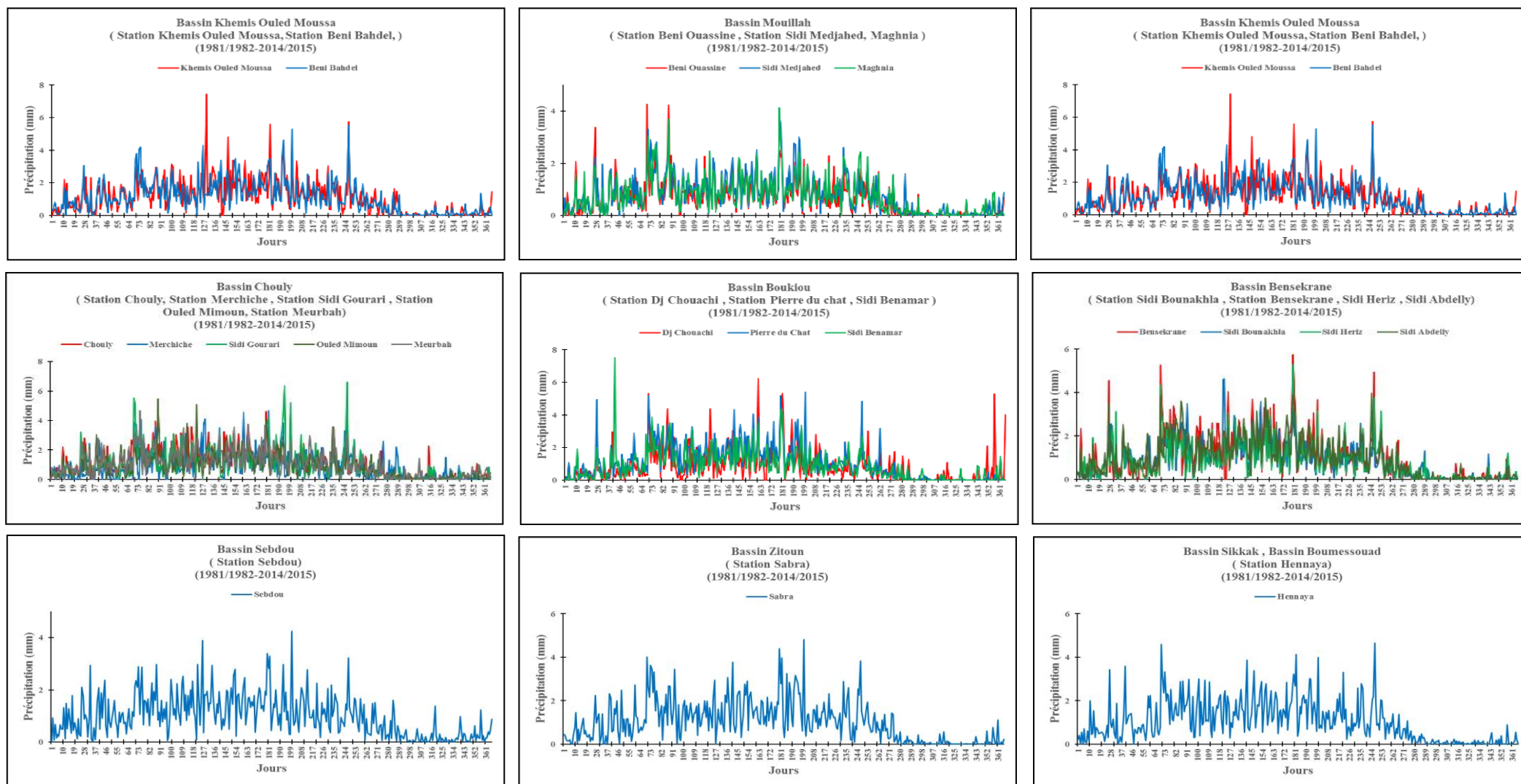


Figure IV.16 : Variation des précipitations journalières pour la période 1981/82-2014/15 aux Bassin de Tafna 1981/82-2014/15 aux Bassin de Tafna.

IV.8- Étude du climat

L'étude du climat repose sur l'analyse des paramètres météorologiques, principalement les précipitations et la température, sur une période suffisamment longue — généralement d'au moins 30 ans — conformément aux normes de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM). Cette durée permet d'identifier les variations, tendances et anomalies climatiques caractéristiques d'une région donnée.

Dans le cadre de cette étude, l'analyse a porté sur une série chronologique de 34 années (1981/1982 à 2014/2015) couvrant le bassin versant de l'oued Tafna. Deux approches complémentaires ont été adoptées. La première consiste à élaborer un diagramme pluviothermique selon la méthode de Gaussen et Bagnouls (1952), permettant de visualiser l'alternance entre les périodes humides et les périodes sèches. La seconde repose sur le calcul d'indices climatiques, en particulier l'indice d'aridité de Martonne (annuel et mensuel), Indice l'UNEP, Indice Standardisé des Précipitations (SPI), en vue de caractériser le type de climat dominant et d'évaluer son évolution dans le temps.

IV.8.1- Diagramme pluviothermique

Le diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen constitue un outil graphique permettant de déterminer la répartition saisonnière des précipitations et des températures, et par conséquent d'identifier les périodes sèches et humides de l'année. Ce diagramme représente en abscisse les mois de l'année, et en ordonnée à gauche les précipitations mensuelles (en mm) et à droite les températures moyennes mensuelles (en °C), selon l'échelle conventionnelle où 1 °C équivaut à 2 mm de précipitation ($P = 2T$).

Conformément à la définition proposée par Bagnouls et Gaussen (1953), un mois est considéré comme **sec** lorsque la quantité de précipitations mensuelles est inférieure au double de la température moyenne du même mois ($P < 2T$). Cette méthode, largement utilisée dans les études climatologiques, est particulièrement adaptée à l'analyse des régimes méditerranéens, caractérisés par une alternance marquée entre saisons sèches et humides.

L'analyse des diagrammes ombrothermiques (figure IV.17, IV.18) élaborés pour les stations du bassin versant de la Tafna permet de distinguer plusieurs profils climatiques :

- **Stations à climat humide** (telles que Lalla Setti et Meurbah) : elles se caractérisent par une période sèche relativement courte (environ 5 à 6 mois) et une saison humide prolongée (jusqu'à 7 mois), traduisant un climat de type méditerranéen.
- **Stations à climat intermédiaire** (notamment Pierre du Chat, Maghnia et Bensekrane) : elles présentent une répartition plus équilibrée entre périodes sèches et humides (environ 5 à 6 mois chacune), indiquant une transition vers un climat méditerranéen à tendance semi-aride.
- **Stations à climat aride** (telles que Sidi Bounakhla et Djebel Chouachi) : elles affichent une période sèche prolongée pouvant atteindre 8 à 9 mois, avec une saison humide réduite, illustrant une influence climatique nettement plus continentale et aride.

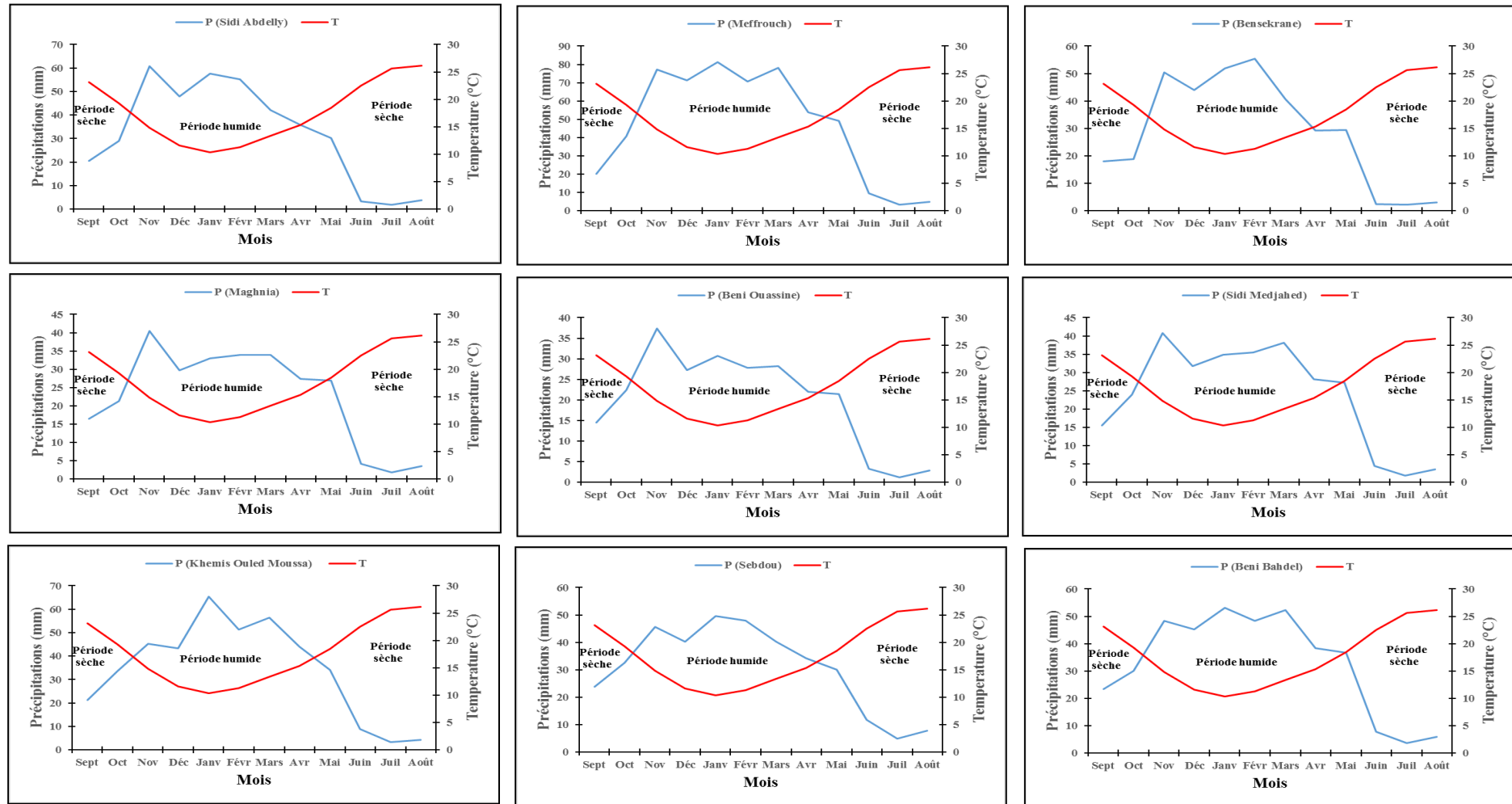


Figure IV.17 : Diagramme Ombrothermique des stations (1981/1982-2014/2015).

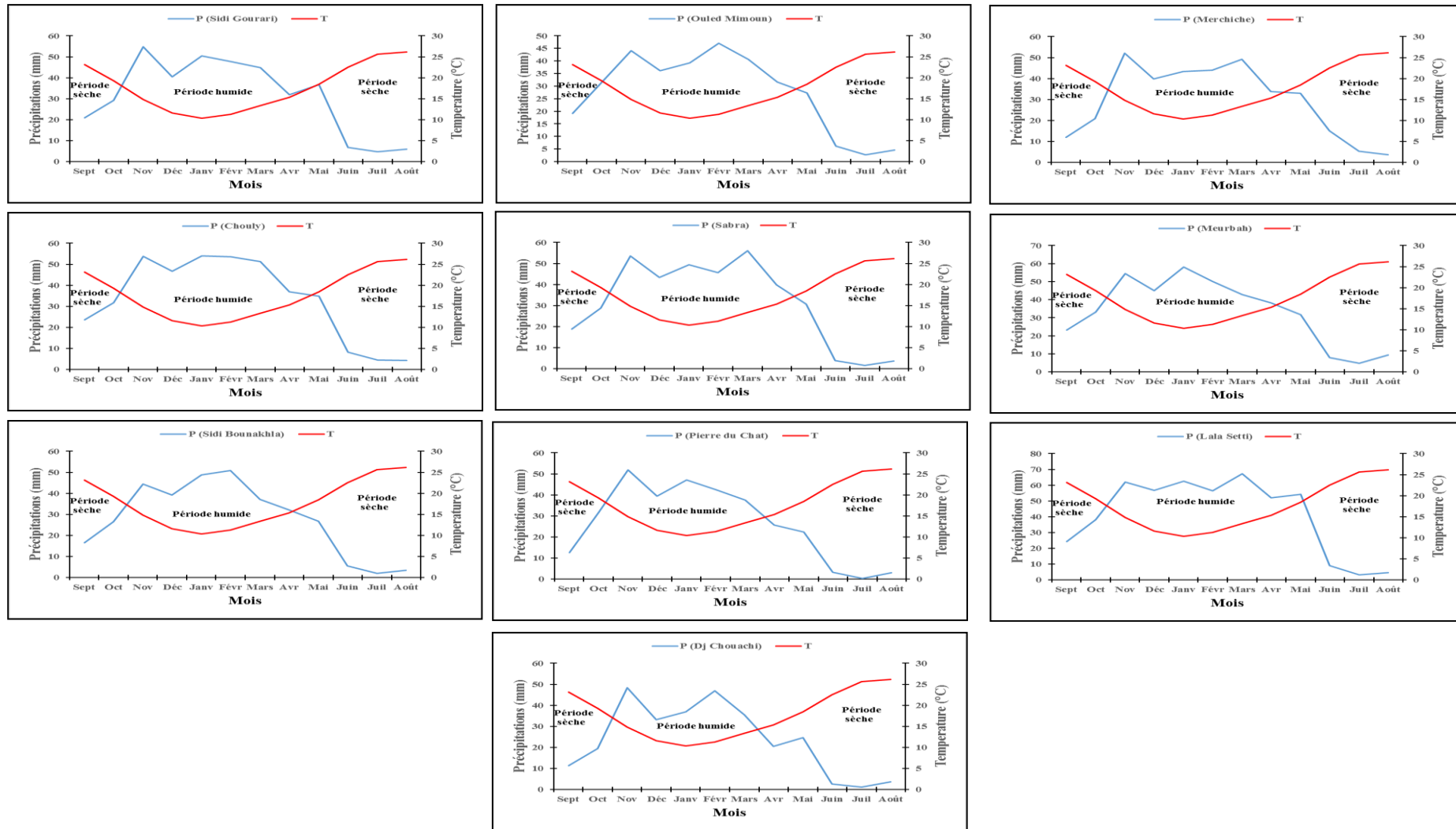


Figure IV.18 : Diagramme Ombrothermique des stations (1981/1982-2014/2015)(suite)

IV.8.2- Indice Climatique

Dans l'objectif d'étudier la variabilité climatique, plusieurs tests ont été tentés

IV.8.2.1- Indice d'aridité de De. Martonne

a) *Indice d'aridité annuel De. Martonne (IM) :*

En 1923, E. DE MARTONNE, se basant sur la distribution des précipitations et des températures a proposé de classer les stations d'observations selon un indice d'aridité (IM).

$$IM = \frac{P}{T + 10} \quad \text{Eq. IV. 5}$$

Avec :

- **P**: Précipitations moyennes annuelles (mm).
- **T** : Températures moyennes annuelles (°C).

b) *Indice d'aridité mensuel de De Martonne (Im)*

L'étude des variations mensuelles de l'indice d'aridité de De Martonne permet une meilleure caractérisation du régime climatique à l'échelle infra-annuelle. Cet indice est défini par la relation suivante :

$$Im = \frac{12P}{T+10} \quad \text{Eq IV. 6}$$

Où :

- *P* représente les précipitations mensuelles moyennes (en mm),
- *T* désigne la température mensuelle moyenne (en °C).

Les résultats des indices d'aridité annuels et mensuels sont présentés dans le tableau IV.10.

L'analyse de l'indice d'aridité de De Martonne, calculé à l'échelle annuelle et mensuelle pour les différentes stations du bassin versant de l'oued Tafna, révèle un climat globalement semi-aride avec une forte variabilité spatiale et saisonnière. À l'échelle annuelle, les valeurs varient de 9,4 (Beni Ouassine) à 21,5 (Meffrouch), ce qui classe la majorité des stations dans la catégorie du climat semi-aride, avec des nuances plus humides dans les zones de haute altitude telles que Meffrouch et Lalla Setti, bénéficiant de l'effet orographique. En revanche, les stations situées en plaine ou à faible altitude (Maghnia, Bensekrane, Sidi Heriz) présentent des indices plus faibles, traduisant des conditions plus arides. À l'échelle mensuelle, une forte saisonnalité est observée : la période estivale (juin à août) est caractérisée par des indices très faibles, souvent inférieurs à 2, signalant une aridité extrême et un stress hydrique important. En revanche, les mois d'hiver (novembre à février) enregistrent les valeurs les plus élevées de l'indice, dépassant parfois 40 dans certaines stations, en lien avec un apport pluviométrique significatif. Les mois de transition (mars-mai et septembre-octobre) marquent une évolution progressive entre les conditions humides et sèches. Ces résultats confirment le caractère méditerranéen à tendance semi-aride du climat régional, dominé par une saison sèche longue et marquée, et soulignent l'importance de la topographie dans la distribution spatiale de l'humidité

Tableau IV.10 : Les valeurs d'indice d'aridité mensuel et annuel de De Martonne pour les stations étudiées (1981/1982-2014/2015)

Stations	Maghnia	Sebdou	R. Babdel	Khemis	S.Medjahed	B. Ouassine	Merchiche	Hennaya	S. Benamar	Dj Chouachi	Chouly	Meurbah	O. Mimoun	S. Gourari	S. Heriz	S. Bounakhla	S. Abdely	Meffrouch	Bensekrane	Lala Setti	P. du Chat	Sabra
Indice d'aridité Annuel de Martonne																						
	10.2	13.7	14.7	15.2	10.8	9.4	13.6	13.8	14.6	9.9	14.9	15.1	12.5	15.1	12.1	12.5	13.9	21.5	13.7	18.4	11.5	14.1
Mois	Indice d'aridité Mensuel de Martonne																					
Septembre	5,9	8,7	8,4	7,7	5,6	5,2	4,3	7,4	6,5	4,1	8,6	8,4	7,0	7,6	7,1	6,0	7,4	7,3	6,5	8,8	4,6	6,8
Octobre	8,7	13,4	12,3	13,8	9,8	9,2	8,6	11,9	12,0	8,0	13,0	13,6	12,9	12,0	9,0	10,9	11,9	16,7	7,8	15,7	12,9	11,8
Novembre	19,6	22,1	23,4	21,9	19,7	18,0	25,2	26,0	29,8	23,4	26,0	26,4	21,3	26,5	20,2	21,4	29,3	37,2	24,3	30,0	25,1	25,8
Décembre	16,5	22,4	25,1	24,1	17,6	15,1	22,2	25,2	28,5	18,5	26,0	25,0	20,0	22,5	17,7	21,7	26,6	39,7	24,4	31,5	21,9	24,1
Janvier	19,5	29,3	31,4	38,6	20,5	18,1	25,6	31,4	35,4	21,8	31,9	34,3	23,1	29,7	26,8	28,7	34,1	47,9	30,6	36,9	27,8	29,2
Février	19,1	27,1	27,2	28,9	20,0	15,7	24,8	27,3	33,6	26,5	30,2	28,2	26,5	26,9	27,1	28,6	31,2	39,8	31,2	31,8	24,0	25,7
Mars	17,5	20,7	26,9	29,0	19,6	14,5	25,3	25,4	27,2	18,3	26,4	22,1	20,9	23,1	21,4	19,1	21,6	40,2	20,9	34,6	19,3	28,8
Avril	12,9	16,2	18,1	20,8	13,3	10,4	16,0	18,6	15,2	9,7	17,5	18,1	14,9	15,0	14,1	15,2	16,9	25,4	13,8	24,6	12,2	18,8
Mai	11,4	12,7	15,5	14,3	11,5	9,0	13,9	15,1	12,9	10,4	14,7	13,3	11,5	15,5	11,7	11,3	12,7	20,7	12,4	22,8	9,4	12,9
Juin	1,5	4,4	2,8	3,2	1,6	1,2	5,6	1,9	1,6	1,0	3,1	2,9	2,3	2,5	1,7	2,1	1,2	3,5	0,9	3,3	1,2	1,5
Juillet	0,6	1,7	1,2	1,1	0,6	0,4	1,8	0,6	0,2	0,4	1,5	1,6	0,9	1,6	0,5	0,7	0,6	1,2	0,7	1,1	0,1	0,5
Aout	1,2	2,6	1,9	1,4	1,2	1,0	1,2	1,1	0,5	1,2	1,4	3,1	1,5	2,0	1,5	1,2	1,2	1,7	1,0	1,5	1,0	1,2

Tableau IV.11 : Classification des climats, suivant l'indices d'aridité de De Martonne

Valeur de l'indice	Type du climat
$0 < I < 5$	Climat Hyper- Aride
$5 < I < 10$	Climat Aride
$10 < I < 20$	Climat Semi-Aride
$20 < I < 30$	Climat Tempéré
>30	Humide

IV.8.2.2- Indice d'aridité selon l'UNEP (United Nations Environment Program)

L'indice d'aridité de l'UNEP constitue un indicateur climatique essentiel permettant d'évaluer le degré d'aridité d'une région en comparant la moyenne annuelle des précipitations (P) à l'évapotranspiration potentielle annuelle (PET). Cet indice, largement utilisé en hydrologie, en gestion durable des ressources en eau et en écologie, se calcule selon la formule suivante :

$$IA = \frac{P}{PET} \quad \text{Eq. IV.7}$$

IA : Indice d'aridité de l'UNEP.

P : Moyenne annuelle des précipitations (mm/an).

PET : Évapotranspiration potentielle annuelle (mm/an).

Tableau IV.12 : Indice d'aridité annuel UNEP pour les stations étudiées (1981/1982-2014/2015).

Stations	Indice d'aridité de De UNEP	Climat	Stations	Indice d'aridité de De UNEP	Climat
Maghnia	0.30	Semi aride	Dj Chouachi	0.30	Semi aride
Sebdou	0.41		Chouly	0.44	
B. Bahdel	0.44		Meurbah	0.45	
Khemis	0.45		O. Mimoun	0.37	
S.Medjahed	0.32		S. Gourari	0.45	
B. Ouassine	0.28		S. Heriz	0.36	
Merchiche	0.40		S. Bounakhla	0.37	
Hennaya	0.41		S. Abdelly	0.41	
S. Benamar	0.33		Sabra	0.42	
Bensekrane	0.40		Lala Setti	0.55	Subhumide sec
P. du Chat	0.34		Meffrouch	0.64	

L'analyse de l'indice d'aridité de l'UNEP, qui compare les précipitations annuelles à l'évapotranspiration potentielle, permet de classer les stations selon leur degré d'aridité. La majorité des stations du bassin affichent un indice d'aridité compris entre 0,28 et 0,45, ce qui les place dans la catégorie semi-aride. Cela concerne 20 stations sur 22, soit 91 % du total. Par exemple, Maghnia (0,30), Dj Chouachi (0,30), Beni Ouassine (0,28) et Sabra (0,42) présentent

un climat typiquement semi-aride, caractérisé par un déficit hydrique marqué, notamment en été.

Deux stations se distinguent toutefois par un indice supérieur à 0,50 : Lalla Setti (0,55) et Meffrouch (0,64), qui relèvent d'un climat subhumide sec. Ces stations, situées en altitude, bénéficient de précipitations plus abondantes et de températures plus modérées, réduisant l'évapotranspiration potentielle et améliorant ainsi leur bilan hydrique.

Cette répartition spatiale des indices confirme le gradient climatique au sein du bassin versant, allant de zones subhumides en altitude à des zones semi-arides en plaine, influencées par des facteurs topographiques et thermiques.

Tableau IV.13 : Classification des climats, suivant l'indices d'aridité Annuel de UNEP .

<i>Valeur de l'indice (IA)</i>	<i>Type du climat</i>
IA < 0.05	Hyper aride
0.05 ≤ IA < 0.20	Aride
0.20 ≤ IA < 0.50	Semi aride
0.50 ≤ IA < 0.65	Subhumide sec
IA ≥ 0.65	Humide

IV.8.2.3-Indice Standardisé des Précipitations (Méthode des indices de Nicholson SPI)

Le SPI est un indice permettant de mesurer la sécheresse météorologique. Il s'agit d'un indice de probabilité qui repose seulement sur les précipitations. Les probabilités sont standardisées de sorte qu'un SPI de 0 indique une quantité de précipitation médiane (par rapport à une climatologie moyenne de référence, calculée sur 30 ans). L'indice est négatif pour les sécheresses, et positif pour les conditions humides (Mc Kee et al., 1993).

Les principaux avantages du SPI sont les suivants :

- Il ne nécessite que les données mensuelles de précipitations ;
- Il permet la comparaison entre différentes régions climatiques ;
- Sa normalisation facilite l'identification de la sévérité des épisodes de sécheresse.

L'utilisation de cet indice est en outre recommandée par l'Organisation Météorologique Mondiale

S.E. Nicholson et al. (1988), ainsi que T.B. McKee et al. (1993) ont proposé un indice calculé pour chaque année, défini par la formule suivante :

$$SPI = \frac{(X_i - \bar{X})}{\sigma} \quad \text{Eq . IV. 8}$$

Avec :

X_i : Hauteur de pluie en mm de l'année i .

$\bar{X}$: Hauteur de pluie moyenne en mm sur la période d'étude.

σ : Écart-type de la hauteur de pluie sur la période d'étude.

Le SPI est une variable centrée réduite, ce qui signifie qu'il a une moyenne nulle et une variance unitaire. Il permet de quantifier l'intensité et la durée des anomalies pluviométriques, en particulier pour la surveillance des sécheresses climatiques. Des valeurs négatives du SPI indiquent des conditions plus sèches que la normale, tandis que des valeurs positives signalent des conditions plus humides (Tableau IV.14).

Tableau IV.14 : Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI

Valeur du SPI	Degré d'humidité ou sécheresse
$\geq + 2.0$	Humidité extrême
$\langle + 1.5 \text{ à } + 1.99 \rangle$	Humidité forte
$\langle + 1.0 \text{ à } + 1.49 \rangle$	Humidité modérée
$\langle +0.1 \text{ à } +0.99 \rangle$	Humidité légère
0	Normalité absolue
$\langle -0.1 \text{ à } - 0.99 \rangle$	Sécheresse légère
$\langle -1.0 \text{ à } -1.49 \rangle$	Sécheresse modérée
$\langle -1.5 \text{ à } -1.99 \rangle$	Sécheresse forte
≤ -2.0	Sécheresse extrême

L'analyse interannuelle de l'indice SPI (Tableau IV.15) permet d'évaluer les fluctuations hydrologiques dans le bassin versant de la Tafna entre 1981/1982 et 2014/2015. Sur cette période de 34 ans, les valeurs du SPI mettent en évidence une alternance irrégulière entre des phases de sécheresse et des phases plus humides.

Tableau IV.15 : Fréquences des classes annuelles de l'indice Standardisé des Précipitations(SPI) de la Tafna .

Degré sécheresse	Fréquences %	Moy
Humidité extrême	2.85	45.69
Humidité forte	5.71	
Humidité modérée	5.71	
Humidité légère	31.42	
Normalité absolue	5.71	5.71
Sécheresse légère	34.28	48.55
Sécheresse modérée	5.71	
Sécheresse forte	5.71	
Sécheresse extrême	2.85	

Les périodes de sécheresse sont significatives, représentant près de 49 % des années observées (Tableau IV.15). La sécheresse légère est la classe la plus fréquente, avec 34,28 % des années, suivie par la sécheresse modérée (5,71 %) et la sécheresse forte (5,71 %). Deux années se démarquent par des conditions de sécheresse extrême : 1982 (SPI = -2,43) et 1981 (SPI = -1,8), marquant le début de la décennie 1980 par une situation critique sur le plan hydrologique.

À l'opposé, les années humides sont présentes dans 46 % des cas, avec une prédominance de l'humidité légère (31,42 %), tandis que les situations d'humidité forte (5,71 %) et d'humidité extrême (2,85 %) sont plus rares. L'année 2012 se distingue avec un SPI de 2,09, traduisant un excès pluviométrique exceptionnel.

La période la plus stable, correspondant à une normalité absolue (SPI proche de zéro), ne concerne que 5,71 % des années étudiées, ce qui souligne la forte variabilité interannuelle du régime pluviométrique dans le bassin.

Ces résultats révèlent une tendance générale à la sécheresse, ponctuée par quelques épisodes de forte humidité, ce qui reflète la vulnérabilité climatique du bassin de la Tafna

Tableau IV.16 : Valeurs annuelles de l'indice Standardisé des Précipitations SPI de la Tafna.

Année	SPI	Degré sécheresse	Année	SPI	Degré sécheresse	Année	SPI	Degré sécheresse	Année	SPI	Degré sécheresse
1981	-1,8	Sécheresse forte	1990	0,38	Humidité légère	1999	-1,05	Sécheresse modérée	2008	1,9	Humidité forte
1982	-2,43	Sécheresse extrême	1991	0,58	Humidité légère	2000	-0,11	Sécheresse légère	2009	1,12	Humidité modérée
1983	-0,92	Sécheresse légère	1992	-0,37	Sécheresse légère	2001	0,64	Humidité légère	2010	0,73	Humidité légère
1984	-1,11	Sécheresse modérée	1993	-0,6	Sécheresse légère	2002	0,49	Humidité légère	2011	0,33	Humidité légère
1985	0,05	Normalité absolue	1994	-0,08	Sécheresse légère	2003	0,91	Humidité légère	2012	2,09	Humidité extrême
1986	0,05	Normalité absolue	1995	1,04	Humidité modérée	2004	-0,37	Sécheresse légère	2013	1,59	Humidité forte
1987	-1,89	Sécheresse forte	1996	0,27	Humidité légère	2005	-0,11	Sécheresse légère	2014	0,81	Humidité légère
1988	-0,75	Sécheresse légère	1997	0,53	Humidité légère	2006	-0,55	Sécheresse légère	2015	0,32	Humidité légère
1989	-0,52	Sécheresse légère	1998	-0,36	Sécheresse légère	2007	-0,81	Sécheresse légère			

IV.9 -Étude des Écoulements

Les écoulements des oueds du bassin versant de la Tafna dépendent directement des précipitations, elles-mêmes régies par les conditions climatiques locales. Cette dépendance engendre une variabilité marquée des régimes d'écoulement aux échelles journalière, mensuelle, saisonnière et interannuelle. En raison de la distribution inégale des précipitations dans le bassin, les débits enregistrés aux différentes stations montrent des fluctuations notables tant en intensité qu'en fréquence.

IV.9.1 -Variation interannuelle moyennes des débits

L'analyse interannuelle des débits moyenne met en évidence une forte irrégularité d'une année à l'autre. Des pics exceptionnels ont été enregistrés durant l'année 2008/2009, notamment aux stations de Pierre de Chat (5,84 m³/s), Bensekrane (3,78 m³/s), Remchi (3,32 m³/s) et Zahra (2,86 m³/s), ce qui peut être attribué à des épisodes de précipitations extrêmes ayant généré des crues significatives. À l'opposé, des débits extrêmement faibles ont été observés durant l'année 1993/1994, traduisant une période de sécheresse marquée. Les stations de Dj. Chouachi et Meffrouch affichent alors des valeurs minimales respectives de 0,0013 m³/s et 0,001 m³/s, révélant une quasi-absence d'écoulement.

IV.9.2 -Variation moyenne mensuelle des débits

La variation mensuelle moyenne des débits, illustrée par les données de la figure IV.20, révèle une moyenne mensuelle globale estimée à $0,07 \text{ m}^3/\text{s}$ sur l'ensemble de la période d'étude. Durant les mois de septembre et octobre, les débits restent faibles (de l'ordre de $0,2$ à $0,7 \text{ m}^3/\text{s}$ selon les stations), correspondant à la phase de transition post-étiage. Une remontée des débits est observée à partir de novembre et se poursuit en décembre, où ils atteignent en moyenne $2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ à la station Pierre du Chat et $2 \text{ m}^3/\text{s}$ à Remchi. La période de crue s'étale de janvier à mars, avec des pics de débit maximaux atteints le plus souvent en février ou en mars : environ $8 \text{ m}^3/\text{s}$ à Pierre du Chat, $5 \text{ m}^3/\text{s}$ à Remchi et $2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ à Sebdou. La décrue commence en avril et s'intensifie au fil des mois, passant par exemple de $2 \text{ m}^3/\text{s}$ en février à $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$ en mai à Bensekrane. En été (de juin à août), les écoulements atteignent leur niveau le plus bas, caractérisant l'étiage estival. Les débits deviennent alors très faibles, notamment à Meffrouch ($0,05 \text{ m}^3/\text{s}$), Dj. Chouachi ($0,1 \text{ m}^3/\text{s}$) et Hennaya ($0,1 \text{ m}^3/\text{s}$), illustrant la sécheresse caractéristique de cette saison.

La distribution des débits saisonniers révèle une grande variabilité, fortement influencée par le régime pluviométrique, qui détermine les périodes de crue et d'étiage dans le bassin versant de l'Oued Tafna. Les valeurs maximales de débits sont généralement enregistrées pendant les saisons hivernale et printanière. En hiver, par exemple, Pierre du Chat atteint des débits allant jusqu'à $8 \text{ m}^3/\text{s}$, tandis que Remchi enregistre des valeurs de $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$ au printemps. Ces périodes de crue sont caractéristiques d'une forte activité pluvieuse, générant des flux importants dans le bassin versant. D'autres stations, telles que Sebdou et Bensekrane, affichent des débits modérés, compris entre $0,5$ et $1 \text{ m}^3/\text{s}$, mais restent significatifs en comparaison avec les débits de l'été. En été, en revanche, la situation se stabilise et les débits chutent drastiquement, avec des valeurs proches de $0 \text{ m}^3/\text{s}$ à des stations comme Meffrouch, Dj. Chouachi, et Hennaya, illustrant la période d'étiage où les précipitations sont faibles et les écoulements réduits. Certaines stations, telles que Beni Bahdel et Pont RN7/A, enregistrent des débits faibles mais persistants, autour de $0,2$ à $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui peut être attribué à des apports résiduels de l'eau ou à des conditions hydrologiques locales favorisant un faible écoulement.

Enfin, l'automne marque une reprise progressive des écoulements, qui se caractérise par des valeurs variant de $0,1$ à $1 \text{ m}^3/\text{s}$ en fonction des localités. Cela correspond à une période de transition où les précipitations augmentent légèrement, amorçant ainsi la préparation pour les crues hivernales et printanières.

IV.9.3 -Variation journalières des débits :

La variation journalière des débits, illustrée par la figure IV.22, montre une dynamique marquée par des fluctuations importantes, en particulier lors des périodes de crue. Les débits maximaux notables sont observés à plusieurs stations, ce qui reflète des événements pluvieux intenses. À Pierre du Chat, par exemple, un débit de $12,3 \text{ m}^3/\text{s}$ a été enregistré le 16 février, soulignant une crue exceptionnelle. De même, à Remchi, un débit de $3,1 \text{ m}^3/\text{s}$ a été observé le 21 mars, et à Beni Bahdel, un débit de $2,6 \text{ m}^3/\text{s}$ le 19 mars. Ces valeurs témoignent de crues significatives, généralement associées à des épisodes de pluies intenses ou de fonte des neiges.

D'autres stations, comme Sebdou ($1,9 \text{ m}^3/\text{s}$ le 11 mars) et Zahra ($2,2 \text{ m}^3/\text{s}$ le 18 mars), ont également enregistré des débits importants pendant cette période, ce qui indique une homogénéité partielle dans les régimes de crue au sein du bassin versant. Ces crues sont généralement courtes et localisées, mais elles peuvent avoir un impact considérable sur la gestion des ressources en eau et des risques liés aux inondations.

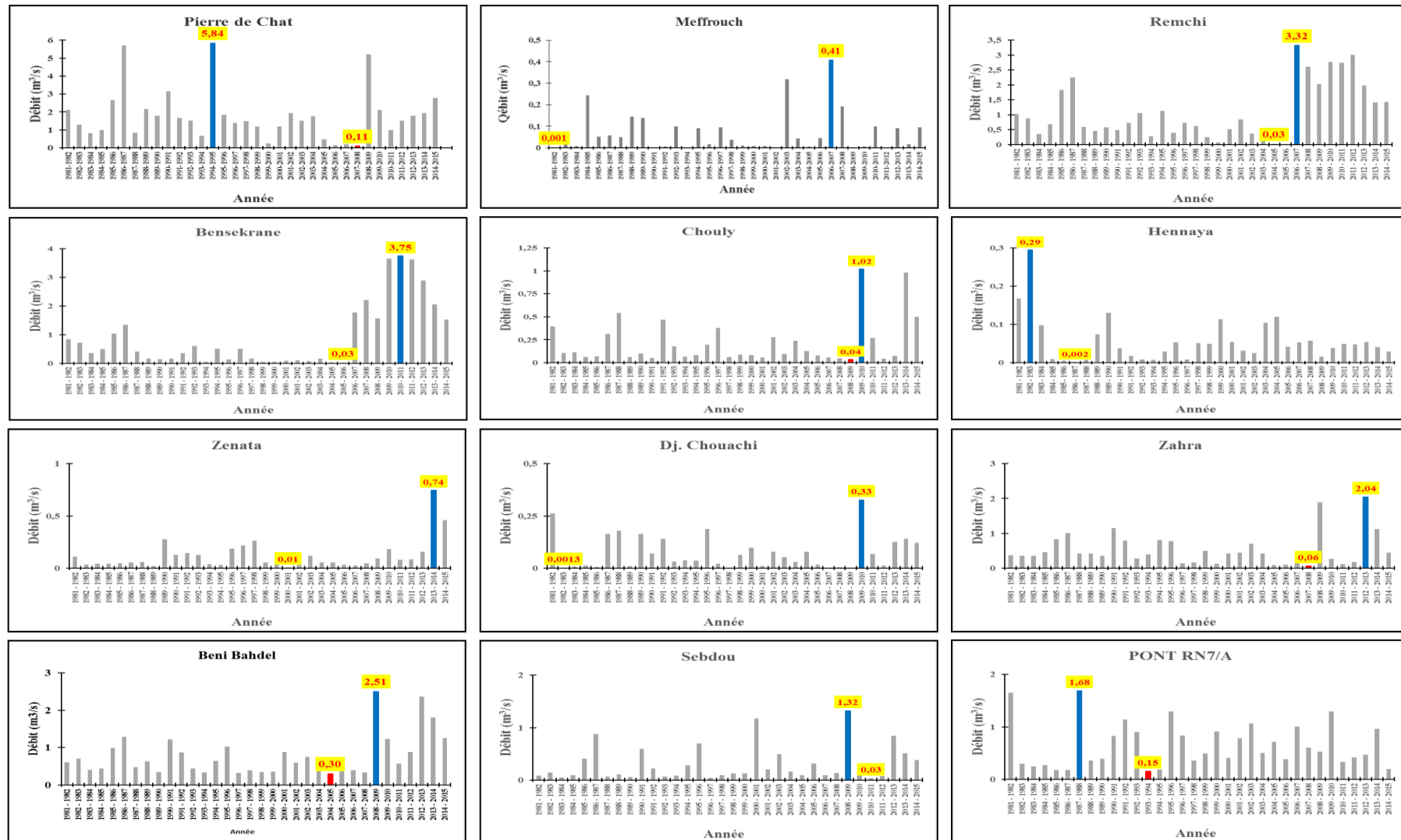


Figure IV.19 : Variation interannuelle des débits des stations du bassin de la Tafna (1981/1982-2014/2015).

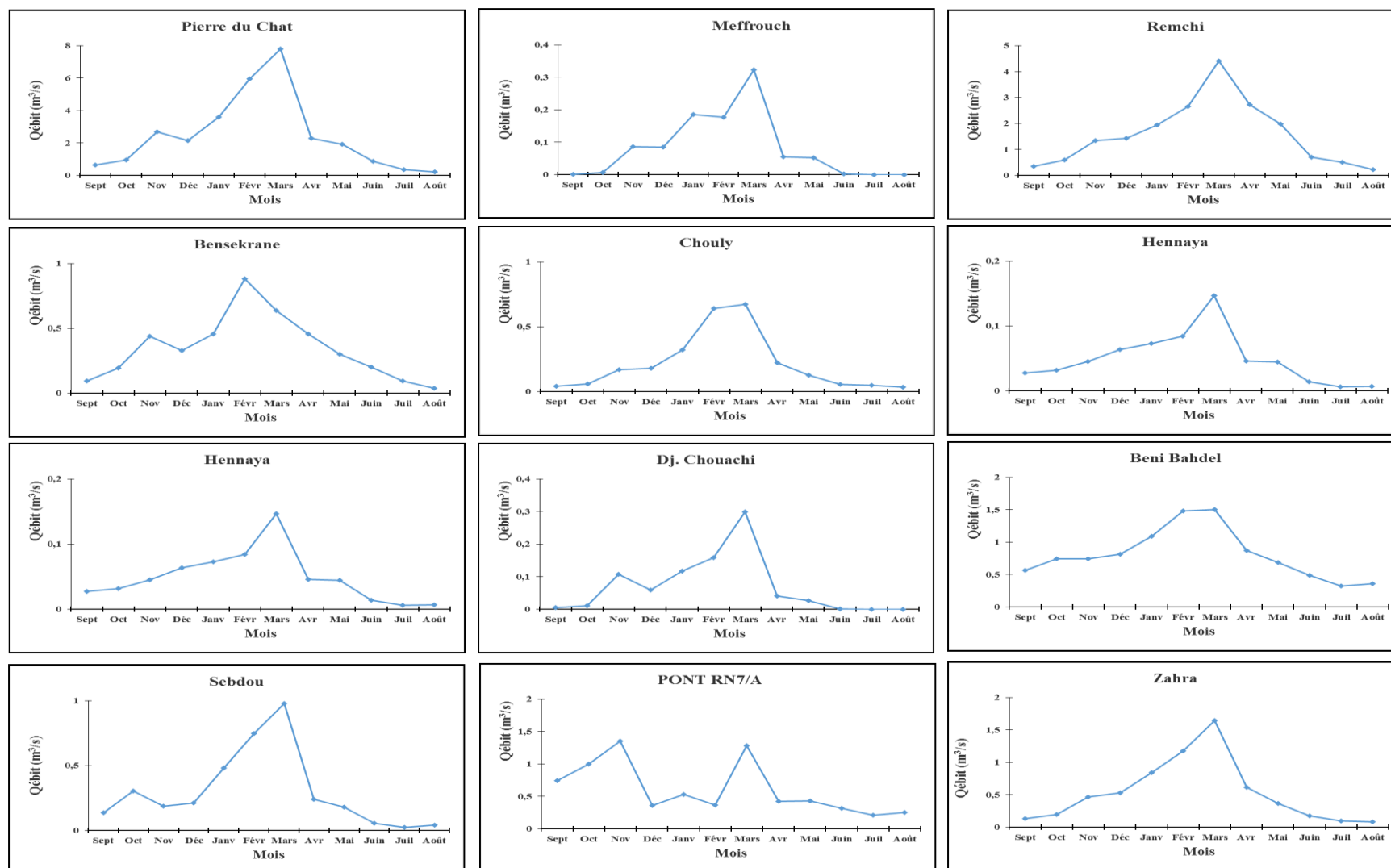


Figure IV.20 : Variation moyenne mensuelle des débits des stations du bassin de la Tafna (1981/1982-2014/2015).

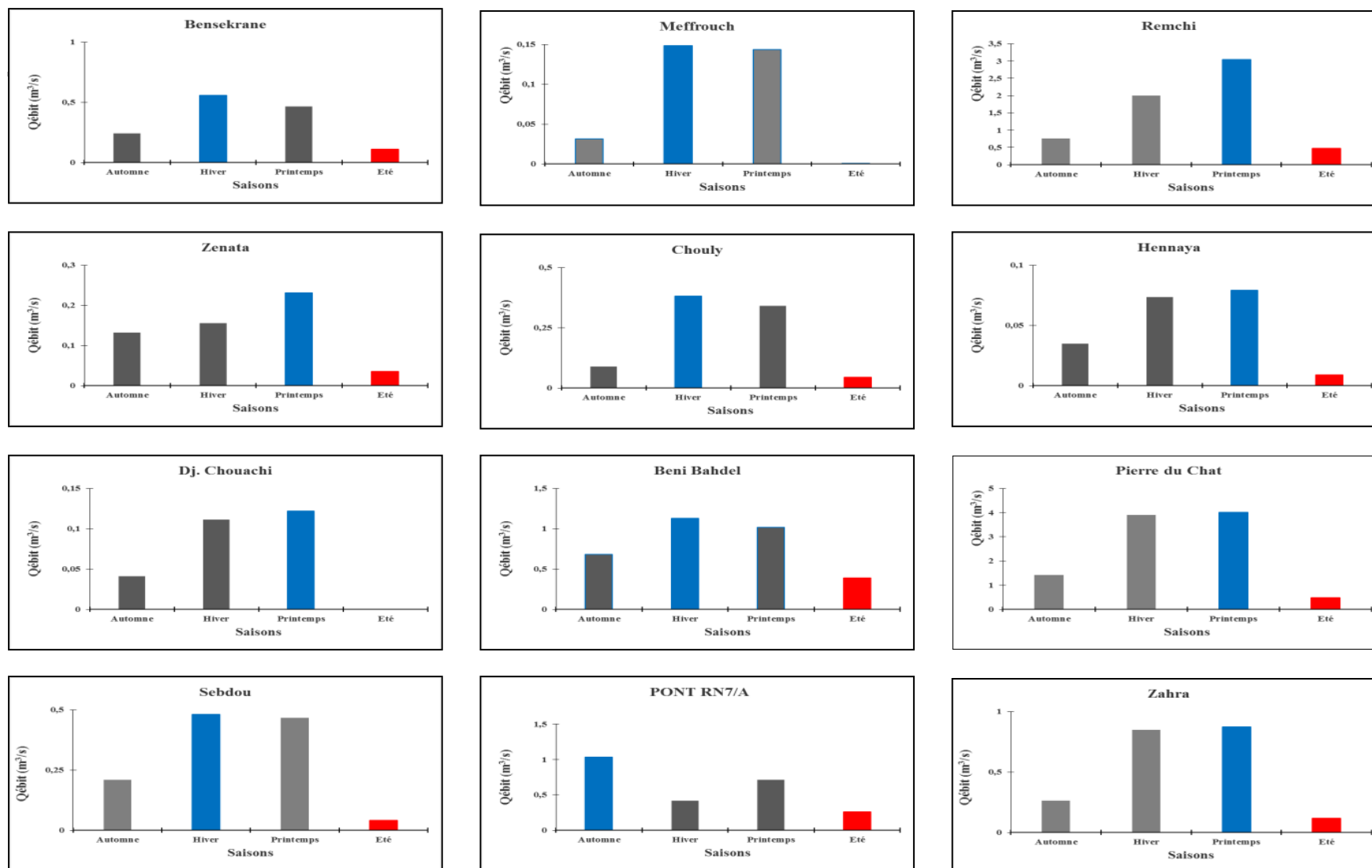


Figure IV. 21 : Variation saisonnière des débits au niveau des stations étudiées (1981/1982-2014/2015).

En revanche, durant la période estivale, les débits chutent presque à zéro dans plusieurs stations. Par exemple, à Hennaya, Dj. Chouachi et Meffrouch, les débits sont quasi inexistant entre le 10 juillet et le 20 août, période correspondant à l'étiage où les précipitations sont faibles, et les écoulements sont limités à cause de la sécheresse prolongée. Cette baisse des débits montre la dépendance forte des régimes d'écoulement aux conditions climatiques saisonnières.

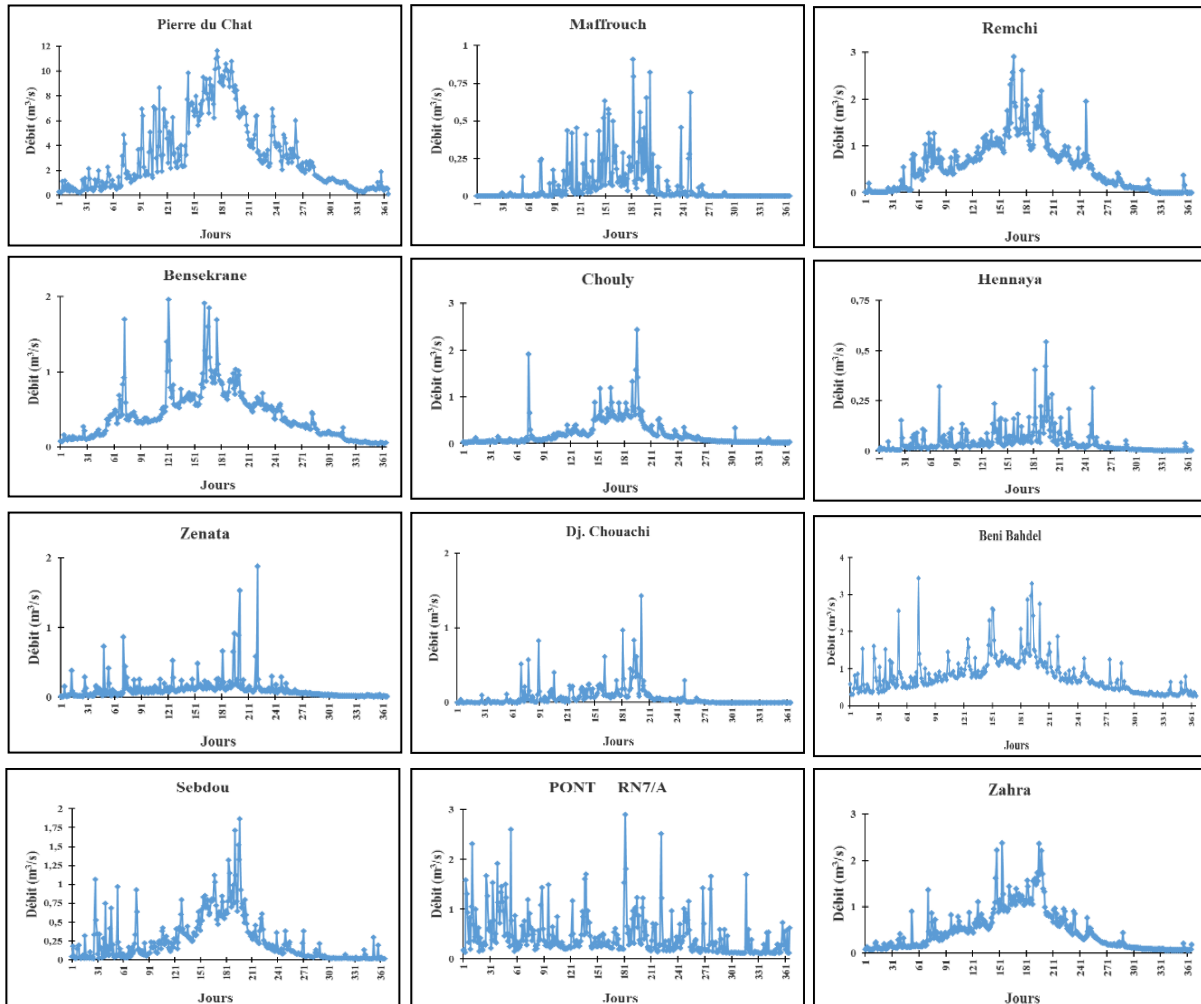


Figure IV.22 : Variation journalières des débits dans le bassin de la Tafna (1981/1982-2014/2015).

IV.10- Évapotranspiration potentielle (ETP) et déficit d'écoulement (ETR)

L'évapotranspiration, qui combine l'évaporation de l'eau du sol et la transpiration des plantes, représente un composant clé du cycle hydrologique et de la gestion des ressources en eau. Elle influence non seulement les flux d'eau dans un bassin versant, mais également la dynamique des écosystèmes en affectant la disponibilité de l'eau pour les végétaux, le sol et les cours d'eau.

L'estimation précise de l'évapotranspiration potentielle (ETP) est donc cruciale pour une gestion efficace des ressources en eau. Plusieurs méthodes existent pour cette estimation, allant de mesures directes de l'évaporation à des approches plus indirectes basées sur des paramètres météorologiques. Par exemple, la méthode de Doorenbos et Pruitt (1977), qui repose sur des observations directes des taux d'évaporation, reste largement utilisée dans l'agriculture et la gestion des systèmes d'irrigation. En parallèle, des approches plus modernes, comme celles

proposées par Valipour (2015), utilisent des données climatiques, telles que la température, l'humidité et la vitesse du vent, pour estimer l'ETP à grande échelle.

Cependant, malgré la diversité des techniques d'estimation, un aspect souvent sous-estimé est l'intégration de données précises dans les modèles hydrologiques. Si les données météorologiques utilisées pour l'estimation de l'ETP sont imprécises ou insuffisantes, cela peut compromettre la qualité des simulations hydrologiques. En effet, des erreurs dans l'estimation de l'ETP peuvent se traduire par des prévisions incorrectes concernant les ressources en eau disponibles, la gestion des crues et la préservation des écosystèmes aquatiques. Les recherches de Martyniuk et Ovcharuk (2023) ainsi que celles de Vyleta et al. (2023) montrent que la qualité des données utilisées dans les modèles d'évapotranspiration est un facteur déterminant pour améliorer la fiabilité et l'efficacité des prévisions hydrologiques.

IV.10.1- Estimation de l'Évapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est un paramètre clé dans l'étude du cycle de l'eau, représentant la quantité d'eau qui pourrait s'évaporer et être transpirée par la végétation si l'eau était disponible en abondance. Pour estimer l'ETP, plusieurs méthodes indirectes basées sur des formules mathématiques existent, telles que celles de Thornthwaite, Turc, et Penman-Monteith-FAO. Ces méthodes nécessitent des données climatiques variées, telles que les températures de l'air (moyenne, maximale et minimale), l'humidité relative, le rayonnement solaire, la pression atmosphérique et la vitesse du vent. Cinq modèles d'estimation de l'évapotranspiration ont été évalués et comparés au modèle de *Penman-Monteith* à une résolution journalière : *Hargreaves-Samani* (Hargreaves et Samani, 1982), *Oudin* (Oudin et al., 2005), *Jensen-Haise* (Jensen et Haise, 1963), *Abtew* (Abtew et al., 2003) et *Irmak* (Irmak et al., 2003) .

IV.10.1.1 - La méthode de Thornthwaite

Une des formules couramment utilisée pour estimer l'ETP est la méthode de Thornthwaite. Selon cette méthode, l'ETP non corrigée peut être exprimée par la formule suivante :

$$ETP \text{ non corrigée} = 16 \left(\frac{10t}{I} \right)^a \quad \text{Eq. IV. 9}$$

Où :

t : température moyenne mensuelle du mois considéré en °C ;

i: une fonction de t, donnée par :

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514} \quad \text{Eq IV. 10}$$

a : un paramètre dépendant de l'ensoleillement, calculé par :

$$a = 675 \times 10^{-9} \times I^3 - 771 \times 10^{-7} \times I^2 + 1792 \times 10^{-5} \times I + 0,49239 \quad \text{Eq. IV. 11}$$

L'ETP corrigée, prenant en compte les variations saisonnières et la latitude, est calculée en multipliant l'ETP non corrigée par un facteur d'ajustement k, qui tient compte des variations de la durée du jour et de la latitude :

$$ETP \text{ corrigée} = 16 \left(\frac{10t}{I} \right)^a \times k \quad \text{Eq. IV. 12}$$

avec :

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad \text{Eq. IV. 13}$$

Bien que la méthode de Thornthwaite soit largement utilisée en hydrologie et en gestion des ressources en eau, elle présente des limitations, en particulier en période estivale. En effet, elle tend à surestimer l'ETP pendant l'été, notamment à cause de la prédominance de la température dans le calcul, ce qui peut entraîner des valeurs excessivement élevées par rapport aux conditions réelles. Selon Shaw (1994) dans Oudin (2004), cette surestimation pourrait être liée à l'impact prépondérant de la température sur l'évapotranspiration, ce qui est particulièrement notable lorsque l'eau disponible est limitée.

Pour cette étude, l'ETP a été calculée à l'aide de la méthode de Thornthwaite en utilisant les températures annuelles mesurées à la station Zenata durant la période de 1981/1982 à 2014/2015.

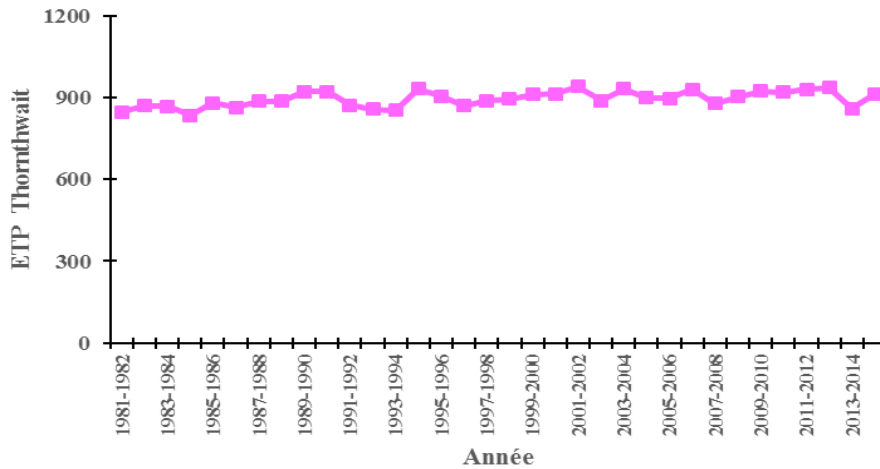


Figure IV.23 : Variation de l'ETP calculée par la méthode Thornthwaite (1981/82-2014/15)

La figure IV.23 illustre la variation interannuelle de l'évapotranspiration potentielle (ETP) estimée selon la méthode de Thornthwaite pour la station de Zenata, sur la période allant de 1981/1982 à 2014/2015. On observe une stabilité relative des valeurs d'ETP, oscillant généralement entre 850 et 950 mm/an, ce qui reflète une constance des températures annuelles, principal paramètre pris en compte par cette méthode. Quelques fluctuations ponctuelles, notamment autour des années 1994/1995 et 2003/2004, témoignent d'épisodes plus chauds ou d'un ensoleillement accru.

IV.10.1.2 - La formule de Penman-Monteith

La formule de Penman-Monteith, proposée par Allen et al. (1998), est largement reconnue comme la méthode de référence pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP). Elle intègre l'ensemble des paramètres climatiques pertinents, offrant ainsi une estimation plus fiable et représentative que les approches empiriques basées uniquement sur la température (Varga-Haszonits et al., 2023).

La formule s'écrit comme suit :

$$ETP_{Penman - Monteith} = \frac{0,408\Delta (Rn - G) + \gamma \frac{900}{[T_{mean}+273]} u_2 [e_s - e_a]}{\Delta + \gamma [1 + 0,34 u_2]} \quad \text{Eq IV. 14}$$

Avec :

R_n : Irradiante nette, la source externe de flux d'énergie [$\text{MJ M}^{-2} \text{d}^{-1}$],
 G : est le flux de chaleur du sol [$\text{MJ M}^{-2} \text{d}^{-1}$],
 γ : est la constante psychrométrique [$\text{Kpa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$],
 T : est la température moyenne de l'air [$^\circ\text{C}$],
 U_2 : est la vitesse du vent mesurée à une hauteur de 2 m [m.s^{-1}],
 $[e_s - e_a]$: est le déficit de pression de vapeur [Kpa],
 Δ : Taux de variation de l'humidité spécifique de saturation avec la température de l'air [$\text{Kpa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$].

IV.10.1.3 - La formule d' Imrak :

La formule d'Imrak (2005) est une méthode empirique conçue pour estimer l'évapotranspiration potentielle (ETP) dans des régions spécifiques. Elle repose sur des paramètres climatiques simples mais essentiels : le rayonnement solaire, ainsi que les températures maximales et minimales quotidiennes. Cette approche est particulièrement utile dans les zones où l'accès aux données météorologiques complètes est limité.

La formule s'exprime comme suit :

$$ETP_{Imrak} = 0.156R_s - 0.0112 T_{max} + 0.0733 T_{min} - 0.478 \quad \text{Eq IV.15}$$

Avec

R_s est le rayonnement solaire [$\text{MJ/m}^2/\text{jour}$],
 T_{max} est la température journalière maximale [$^\circ\text{C}$],
 T_{min} est la température journalière minimale [$^\circ\text{C}$].

IV.10.1.4 - La formule de Hargreaves –Samani :

La méthode de Hargreaves–Samani (1985) constitue une approche empirique d'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP), fondée principalement sur les températures maximales et minimales. Elle est particulièrement adaptée aux situations où les données météorologiques complètes (comme l'humidité relative ou la vitesse du vent) ne sont pas disponibles.

La formule s'écrit comme suit :

$$ETP_{Hargreaves-Samani} = 0.0135 \cdot kRs \cdot Ra \sqrt{T_{max} - T_{min}} (T_{mean} + 17.8) \quad \text{Eq .IV.16}$$

Avec

$0,0135$: est un facteur de conversion du système américain au système international d'unités,
 kRs est le coefficient d'ajustement du rayonnement = 0,17,
 Ra est le rayonnement extraterrestre, dépend de la latitude et du jour julien [Mj/m^2],
 T_{max} est la température quotidienne maximale [$^\circ\text{C}$],
 T_{min} est la température quotidienne minimale [$^\circ\text{C}$],
 T_{mean} est la température moyenne quotidienne de l'air [$^\circ\text{C}$]

IV.10.1.5 - La formule de Jensen & Haise :

La méthode de Jensen & Haise (1963) repose sur une relation linéaire entre la température moyenne de l'air et le rayonnement solaire pour estimer l'évapotranspiration potentielle (ETP). Cette approche est particulièrement utilisée dans les régions semi-arides, bien qu'elle tende à surestimer l'ETP dans certaines conditions climatiques.

La formule s'exprime comme suit :

$$ETP_{Jensen \& Haise} = (0.025 T_{mean} + 0.08) \frac{R_s}{28,6} \quad \text{Eq . IV. 17}$$

Avec

- T_{mean} est la température moyenne quotidienne de l'air [°C],
- R_s est le rayonnement solaire [MJ/m²/jour].

IV.10.1.6 - La formule d' Abtew :

La méthode d'Abtew (1996) propose une approche simplifiée de l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP), en se basant principalement sur le rayonnement solaire et la température maximale. Cette méthode est particulièrement adaptée aux régions tropicales et arides, où les données météorologiques sont souvent limitées. Toutefois, elle peut conduire à une surestimation de l'ETP si des ajustements ne sont pas appliqués.

La formule s'écrit comme suit :

$$ETP_{Abtew} = 0.408 \cdot 0.01786 \cdot R_s \cdot T_{max} \quad \text{Eq IV. 18}$$

Où

- R_s est le rayonnement solaire [MJ/m²/jour],
- T_{max} est la température maximale quotidienne [°C].

IV.10.1.7 - La formule d' Oudin :

Cette méthode simplifiée utilise la température et la latitude pour estimer l'ETP. Elle est principalement utilisée dans la modélisation hydrologique en raison de sa simplicité et de sa robustesse (Oudin et al., 2005).

L'expression de l'ETP selon la formule de Oudin est la suivante :

$$ETP_{Oudin} = \frac{R_a \cdot T_{mean} + 5}{\lambda \rho \times 100} \quad \text{Eq . IV. 19}$$

Où :

- R_a est le rayonnement extraterrestre, dépend de la latitude et du jour julien [Mj/m²],
- T_{mean} est la température moyenne quotidienne de l'air [°C],
- λ est la chaleur latente de vaporisation,
- ρ est la densité de l'eau.

Tableau IV.17 : Tableau récapitulatif des avantages et inconvénients des différentes méthodes d'estimation de l'ETP.

Méthode	Avantages	Inconvénients
Thornthwaite	Simple et rapide à appliquer. Large utilisation dans les régions avec des données limitées.	Surestimation en période estivale, principalement à cause de la température. Ne prend en compte que la température, négligeant des facteurs comme l'humidité, le vent et le rayonnement.
Turc	Adaptée aux régions méditerranéennes. Simple à utiliser avec des données minimales.	Précision limitée dans des régions à forte variabilité climatique. Moins précise dans des climats très secs ou très humides.
Penman-Monteith-FAO	Précise, en tenant compte de nombreux paramètres climatiques (température, humidité, vent, rayonnement). Largement reconnue à l'échelle mondiale.	Complexe et nécessite des données détaillées et nombreuses (vent, humidité, rayonnement). Calculs plus complexes et coûteux en termes de ressources et de temps.
Hargreaves-Samani (1982)	Simple à appliquer, nécessitant uniquement la température et la radiation solaire. Adaptée aux régions avec peu de données disponibles.	Moins précise dans des climats où la température ne reflète pas bien les variations d'ETP (par ex. zones à faible variation de température). Précision dépendante de la radiation solaire, qui peut ne pas être disponible partout.
Oudin (2005)	Facilité d'application, nécessite seulement la température et la latitude. Adaptée pour des applications à grande échelle.	Limité dans des conditions climatiques extrêmes (zones désertiques ou tropicales humides). Moins précise là où l'humidité et la vitesse du vent sont des facteurs importants.
Jensen-Haise (1963)	Simple à appliquer avec peu de paramètres nécessaires. Utilisable dans des régions à données limitées.	Moins précise dans les régions où la vitesse du vent et la radiation solaire influencent fortement l'ETP. Dépend principalement de la température et ne prend pas en compte d'autres facteurs climatiques importants.
Abtew (2003)	Adaptée aux climats tropicaux et semi-arides. Moins exigeante en termes de données, principalement température et humidité.	- Précision limitée par rapport à des méthodes plus détaillées comme Penman-Monteith. - Moins performante dans les climats extrêmement secs ou très humides.
Irmak (2003)	Adaptée à différents types de climats. Relativement facile à appliquer.	Moins fiable si les données nécessaires (vent, humidité, rayonnement) ne sont pas suffisamment détaillées. Précision dépendante des données climatiques disponibles.

On observe, à travers la figure IV.24, une forte variation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) entre l'hiver et l'été. Durant la saison hivernale (décembre à février), les valeurs journalières les plus faibles sont enregistrées, avec une moyenne d'environ 2 mm/j selon la

méthode de référence Penman-Monteith, tandis que certaines méthodes empiriques, telles que Jensen-Haise et Irmak, affichent des valeurs plus élevées, allant jusqu'à 5 à 6 mm/j. En été (juin à août), l'ETP atteint son maximum avec des valeurs de 6 à 7 mm/j pour Penman-Monteith, contre des pics de 16 à 17 mm/j pour Jensen-Haise et Irmak, et jusqu'à 25 mm/j pour la méthode d'Abtew, ce qui représente une surestimation notable.

L'ETP suit un cycle diurne bien marqué, avec des valeurs minimales durant la nuit et un pic observé entre 12h et 16h, coïncidant avec l'intensification du rayonnement solaire et l'élévation des températures. En été, par exemple, la méthode Penman-Monteith enregistre des moyennes de 6 à 7 mm/j, tandis que Jensen-Haise et Irmak atteignent des valeurs maximales de l'ordre de 16 mm/j. En hiver, ces valeurs chutent significativement, avec une ETP journalière ne dépassant pas 2 à 3 mm/j.

Parmi les méthodes analysées, celles de Hargreaves-Samani et d'Oudin sont les plus proches des estimations de Penman-Monteith, avec une légère sous-estimation, notamment en période estivale où la méthode d'Oudin donne une valeur d'environ 6 mm/j contre 7 mm/j pour Penman-Monteith. En revanche, les méthodes de Jensen-Haise, Irmak et Abtew présentent une tendance générale à la surestimation, ce qui pourrait conduire à une évaluation erronée des besoins en eau et, par conséquent, à une sous-estimation des ressources disponibles.

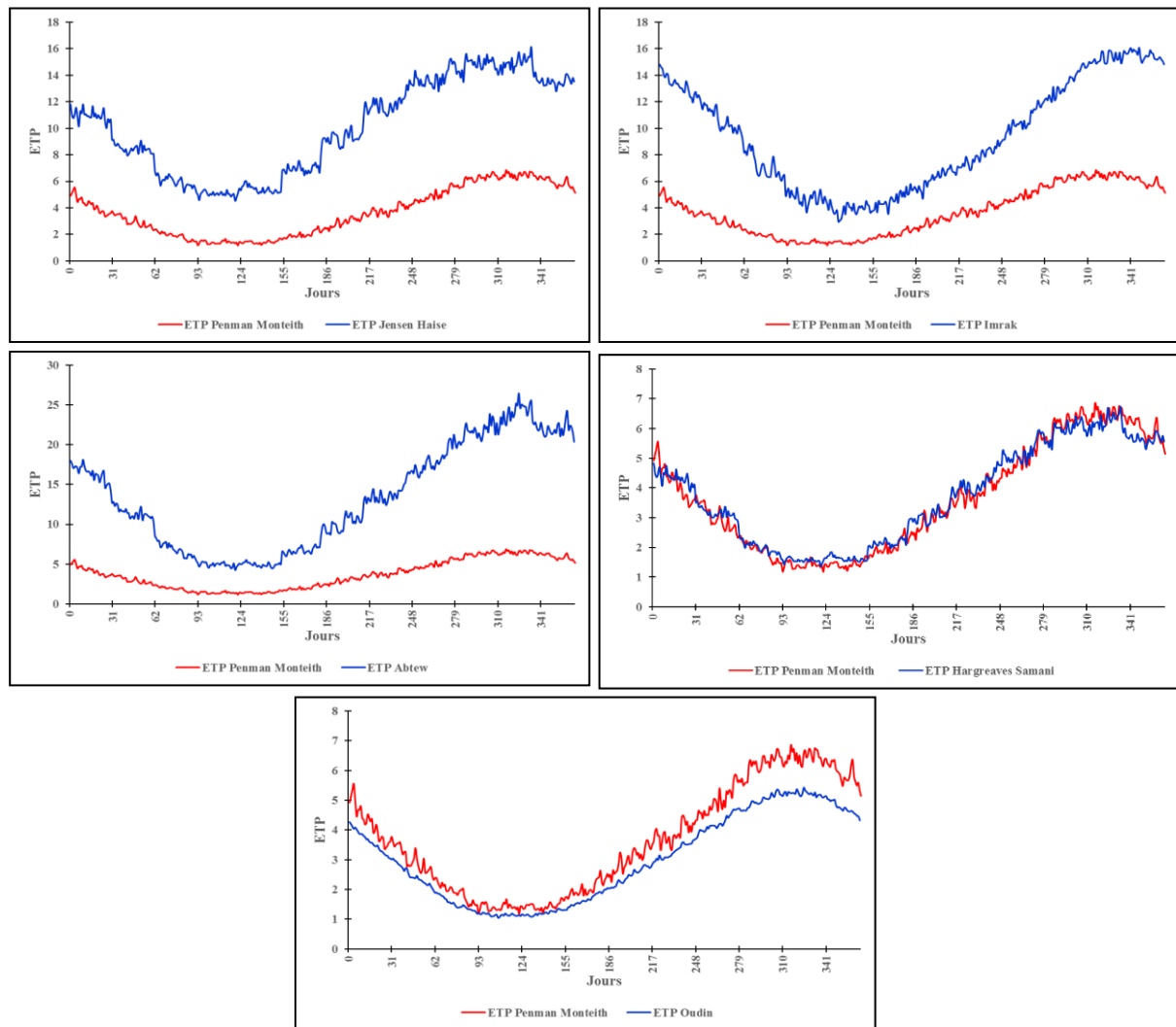


Figure IV.24 : Comparaison de l'ETP journalière estimée par cinq formules avec celle obtenue par la formule de Penman-Monteith (1981/82-2014/15).

IV.10.1.8 - Les indicateurs de performance statistique du calcul de l'ETP

Afin d'évaluer la précision et la fiabilité des différentes méthodes empiriques d'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP), plusieurs indicateurs statistiques sont couramment utilisés. Ces critères permettent de mesurer l'écart entre les valeurs estimées par les modèles alternatifs et celles obtenues à partir de la méthode de référence, en l'occurrence la formule de Penman-Monteith. Les indicateurs suivants ont été retenus pour cette analyse comparative :

a. RMSE (erreur quadratique moyenne)

L'écart quadratique moyen (RMSE) est l'écart-type des résidus (erreurs de prévision). Les résidus sont la mesure de l'écart entre les points de données et la ligne de régression. Elle est définie comme la racine carrée de l'erreur quadratique et est définie comme suit :

$$RMSE \text{ (Root Mean Square Error)} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad \text{Eq. IV. 20.}$$

Où P_i et O_i sont respectivement les valeurs prédites et observées, et n est le nombre d'observations (jours).

b. MBE (Erreur de biais moyenne) :

Cet indicateur exprime la moyenne des écarts entre les valeurs estimées et observées. Une valeur positive indique une tendance à la surestimation, tandis qu'une valeur négative traduit une sous-estimation du modèle :

$$MBE \text{ (Mean bias error)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \quad \text{Eq. IV. 21.}$$

c. MAE (L'erreur absolue moyenne) :

Le MAE est la moyenne des valeurs absolues des erreurs de prédiction. Il donne une idée directe de l'ampleur moyenne de l'erreur, indépendamment de son signe :

$$MAE \text{ (Mean absolute error)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \quad \text{Eq. IV. 22.}$$

d. d index (indice d de willmott):

L'indice « d » de Willmott est une mesure normalisée qui quantifie la concordance entre les valeurs observées et prédites. Il varie entre 0 (absence totale de correspondance) et 1 (correspondance parfaite) :

$$d \text{ index (Willmott's } d \text{ index)} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad \text{Eq IV. 23}$$

e. RE (Erreur Relative) :

L'erreur relative exprime l'importance de l'erreur en pourcentage de la valeur réelle moyenne. Elle se calcule comme suit :

$$RE (Relative error) = \frac{RMSE}{\bar{O}} \quad Eq . IV . 24$$

f. R² (coefficient de corrélation) :

Ce coefficient mesure la force et la direction de la relation linéaire entre les valeurs observées et estimées. Il varie de -1 à 1, où une valeur proche de 1 indique une forte corrélation positive :

$$R^2 (The correlation coefficient) = \frac{[\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})(O_i - \bar{O})]^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2 \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad Eq . IV . 25$$

Où :

- P_i et O_i [mm.j⁻¹] sont respectivement les valeurs estimées par le modèle alternatif et celles de la méthode de référence Penman-Monteith.
- $\bar{P}$ et $\bar{O}$ [mm.j⁻¹] sont les moyennes des valeurs prédites et observées.
- n est le nombre d'observations[jours].

IV.10.1.9 - Analyse comparative des méthodes d'estimation de l'ETP

Une analyse comparative des cinq modèles d'estimation de l'ETP par rapport au modèle de référence de Penman-Monteith révèle des performances contrastées selon les méthodes utilisées (Figure IV.25).

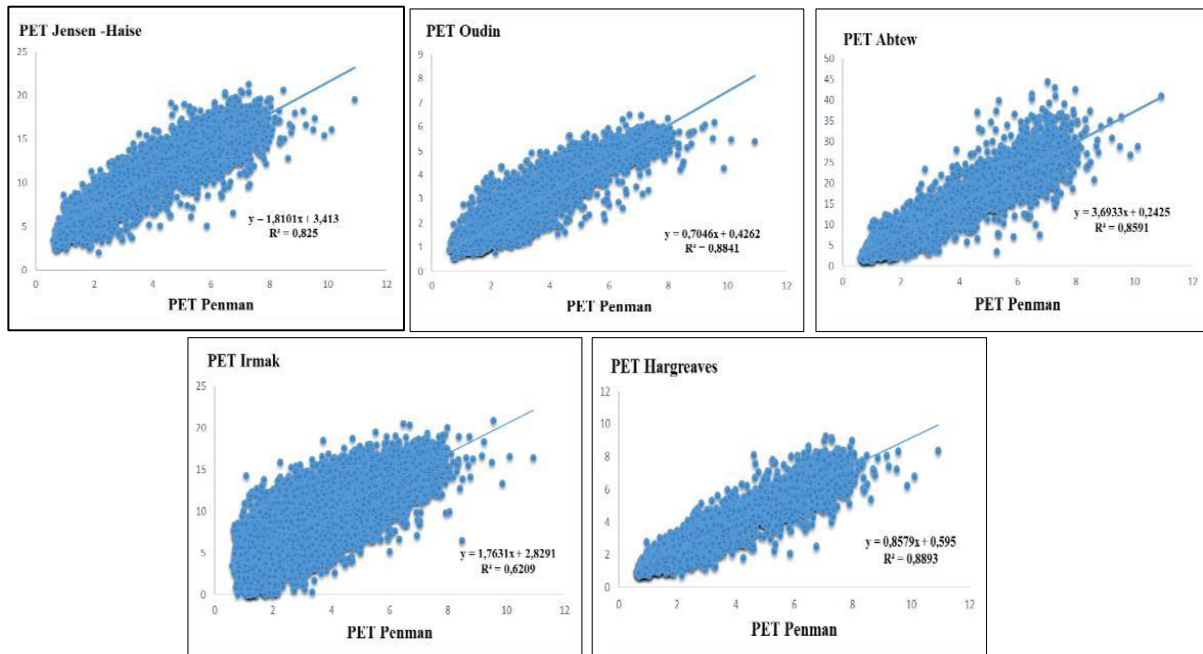


Figure IV.25. Corrélations entre les modèles d'estimation ETP et le modèle standard de Penman (1981/2015).

La méthode Hargreaves-Samani (HS) se distingue par ses excellents indicateurs statistiques, avec un R^2 de 0,89, un indice d de 0,955, un RMSE de 0,79 mm/jour, une erreur de biais moyenne (MBE) de 0,083 mm/jour, une MAE de 0,521 mm/jour et une erreur relative (RE) de 0,22. Ces résultats traduisent une grande proximité avec le modèle de Penman-Monteith, tout en reposant sur des données climatiques minimales.

De même, le modèle Oudin affiche de bonnes performances avec un R^2 de 0,88, un indice d de 0,904, un RMSE de 1,095 mm/jour, un MBE de 0,678 mm/jour, une MAE de 0,792 mm/jour et un RE de 0,37, ce qui le rend particulièrement adapté à la modélisation hydrologique dans des contextes de données limitées.

En revanche, les méthodes Abtew, Jensen-Haise et Irmak présentent des performances plus modestes. Le modèle Abtew, bien qu'affichant un R^2 de 0,86, présente un RMSE très élevé de 11,818 mm/jour, un MBE de 10,13 mm/jour, une MAE également de 10,13 mm/jour, une erreur relative de 0,86 et un indice d très faible de 0,292.

Ce résultat reflète une surestimation marquée, particulièrement en été. La méthode Jensen-Haise, avec un R^2 de 0,83, un indice d de 0,38, un RMSE de 6,811 mm/jour, un MBE de 6,398 mm/jour, une MAE de 6,398 mm/jour et un RE de 0,68, montre également une tendance à la surestimation. Le modèle Irmak affiche les performances les plus faibles avec un R^2 de 0,62, un indice d de 0,399, un RMSE de 6,451 mm/jour, un MBE de 5,633 mm/jour, une MAE de 5,688 mm/jour et un RE de 1,76.

Les bons résultats des modèles HS et Oudin peuvent être attribués à leur conception simple et à leurs faibles exigences en matière de données climatiques. Comme le souligne Belkhiri (2020), la méthode Hargreaves-Samani combine précision et simplicité, la rendant très utile pour les applications pratiques.

De même, Perrin et al. (2007) notent que les faibles exigences de la méthode Oudin en matière de données la rendent adaptée à la modélisation hydrologique, en particulier dans les climats stables. Notre étude confirme ainsi les travaux de Seiller et Anctil (2016), selon lesquels les méthodes empiriques simples peuvent parfois surpasser les approches complexes en conditions réelles.

En revanche, les performances des modèles Abtew, Jensen-Haise et Irmak semblent limitées par leur conception initiale, spécifiquement adaptée à des climats particuliers. Abtew a été développé pour des milieux humides tropicaux (Tabari et al., 2011), Jensen-Haise pour les régions arides de l'ouest des États-Unis (Adina, 2016), et Irmak pour les zones humides tempérées (Samaras et al., 2014). Leur application en dehors de ces contextes climatiques peut entraîner des erreurs importantes.

Cette analyse comparative souligne enfin que le coefficient de détermination R^2 , à lui seul, est insuffisant pour juger de la performance d'un modèle. Une évaluation robuste nécessite l'utilisation combinée de plusieurs indicateurs statistiques (RMSE, MAE, MBE, RE, indice d) ainsi que des outils graphiques, pour une appréciation complète des performances des modèles alternatifs d'ETP par rapport au standard Penman-Monteith.

Tableau IV.18 Les performances des modèles ETP comparées au modèle PenmanMonteith (1981-2015).

ETP Méthodes	R ²	d	RMSE [mm.jour ⁻¹]	MBE [mm.jour ⁻¹]	MAE [mm.jour ⁻¹]	RE
Abtew	0.86	0.292	11.818	10.13	10.13	0.86
Hargreaves	0.89	0.955	0.79	0.083	0.521	0.22
Irmak	0.62	0.399	6.451	5.633	5.688	1.76
Jensen haise	0.83	0.38	6.811	6.398	6.398	0.68
Oudin	0.88	0.904	1.095	0.678	0.792	0.37

IV.10.2 - Calcul de l'Évapotranspiration Réelle (ETR) – Formule de Turc

L'évapotranspiration réelle (ETR) peut être estimée à l'aide de la formule empirique proposée par Turc (1954), fondée sur l'analyse de données provenant de 254 bassins versants situés dans divers contextes climatiques à travers le monde. Elle est particulièrement adaptée aux zones tempérées et humides.

La formule est la suivante :

$$ETR = \frac{P}{(0,9 + \frac{P^2}{L^2})^{1/2}} \quad \text{Eq IV. 26}$$

Avec :

- ETR : Évapotranspiration réelle annuelle (mm)
- P : Précipitations moyennes annuelles (mm)
- T : Température moyenne annuelle (°C)
- L : Paramètre dépendant de la température, défini par

$$L = 300 + 25 T + 0,05 T^3 \quad \text{Eq . IV. 27}$$

L'analyse de la répartition de l'évapotranspiration réelle (ETR) et du volume d'eau restant disponible pour l'écoulement et l'infiltration (P – ETR) dans les stations du bassin versant de l'oued Tafna sur la période 1981/82–2014/15 met en évidence l'influence marquée du climat semi-aride sur le bilan hydrique régional.

La Figure IV.26 illustre que l'ETR constitue la composante dominante du cycle hydrologique dans la majorité des stations, absorbant plus de 90 % des précipitations annuelles. Ce déséquilibre limite considérablement la quantité d'eau pouvant alimenter les écoulements de surface ou recharger les nappes phréatiques.

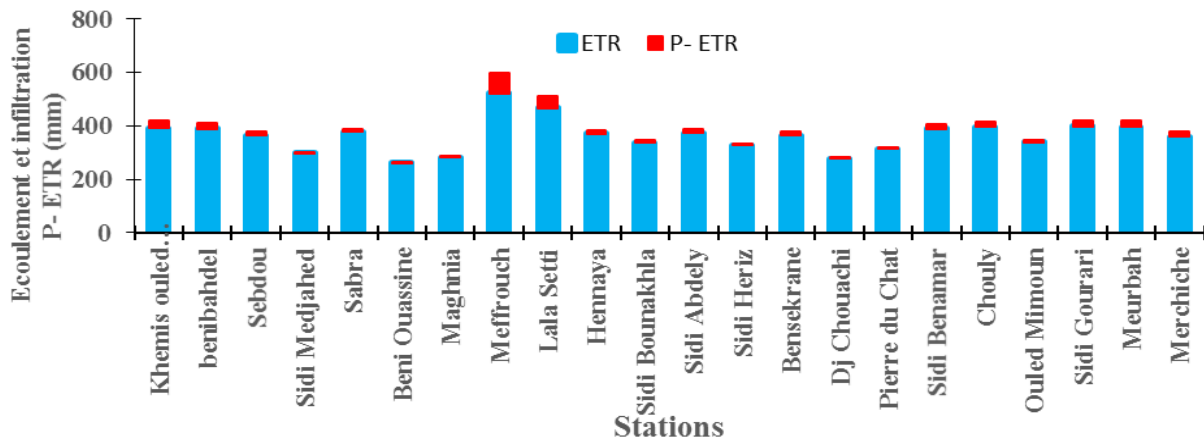


Figure IV.26 : la variation de ETR, écoulement et infiltration des stations d'oued Tafna (1981/82-2014/15).

Certaines stations comme Khemis Ouled Moussa, Beni Bahdel, Sebdou et Sidi Medjahed présentent une ETR modérée (environ 350 à 400 mm/an), avec un excédent hydrique ($P - ETR$) allant de 80 à 100 mm, traduisant une capacité relativement plus favorable à générer de l'écoulement ou de l'infiltration. D'autres, telles que Maghnia, Meffrouch et Lalla Setti, montrent une ETR légèrement inférieure (260–300 mm), mais leur excédent hydrique reste modeste (30–50 mm).

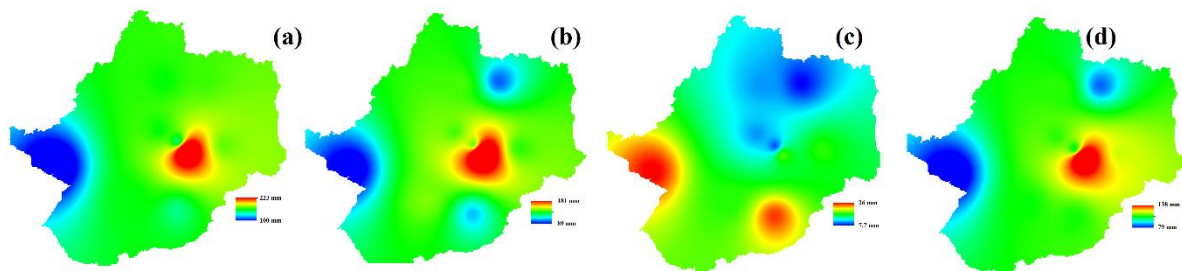
À l'opposé, des stations comme Bensekrane, Sidi Heriz et Pierre du Chat présentent des ETR très élevées (>450 mm), réduisant considérablement l'eau résiduelle disponible ($P - ETR$ souvent <30 mm). Les cas les plus critiques sont observés à Chouly, Ouled Mimoun, Sidi Gourari et Merchiche, où l'ETR est presque équivalente aux précipitations totales (≥ 500 mm), laissant un $P - ETR$ quasi nul (≤ 10 mm), ce qui indique une quasi-absence de recharge ou d'écoulement effectif.

Ces résultats soulignent l'importance d'intégrer l'ETR dans les stratégies de gestion des ressources en eau, notamment dans les zones arides à semi-arides où la demande climatique dépasse largement les apports pluviométriques.

IV.11- CONCLUSION

L'étude climatique du bassin versant de l'oued Tafna sur la période 1981–2015 a permis de mettre en évidence la complexité et la fragilité du fonctionnement hydrique de cette région située en zone semi-aride du Nord-Ouest algérien, qui se traduit par un hiver relativement froid ($T_{moy} = 7.3\text{ °C}$) et pluvieux ($P_{max} = 223\text{ mm}$) et un été ($T_{moy} = 28.4\text{ °C}$) très chaud et sec ($P_{moy} = 17\text{ mm}$), la saison humide s'étale depuis le mois d'octobre jusqu'à Avril et la saison sèche s'étend sur le restant de l'année.

(a) Hiver , (b) Printemps , (c) Eté , (d) Automne



La moyenne pluviométrique dans le bassin versant de la Tafna enregistrée sur une période de 34 ans (1981-1982 / 2014- 2015) est de 379,53 mm/an, une humidité annuelle de 66%, vitesse du vent de 9.6 km/h.

L'analyse de l'indice d'aridité de l'UNEP a révélé que 91 % des stations étudiées présentent un climat semi-aride, avec un indice compris entre 0,28 et 0,45. Seules deux stations (Lalla Setti et Meffrouch), localisées en altitude, relèvent d'un climat subhumide sec, illustrant ainsi un gradient climatique altitudinal influençant positivement la disponibilité hydrique.

L'analyse du SPI entre les périodes humides et les épisodes de sécheresse, avec 49 % des années affectées par une sécheresse, principalement légère (34,28 %), mais avec des cas extrêmes comme en 1982 ($SPI = -2,43$), les années humides représentent 46 %.

Du point de vue hydrométrique, les débits des cours d'eau enregistrent des variations significatives d'une année à l'autre. L'année 2008/2009 a connu des crues importantes liées à des événements pluvieux extrêmes, alors que 1993/1994 a été marquée par des étiages très sévères, voire une quasi-absence d'écoulement dans certaines stations. Cette forte variabilité hydrologique témoigne de la sensibilité du bassin face aux fluctuations climatiques.

L'étude de l'évapotranspiration potentielle (ETP), notamment à la station de Zenata, a montré une stabilité interannuelle, mais une variabilité saisonnière prononcée. En été, les pertes en eau peuvent atteindre 25 mm/j avec certaines méthodes empiriques. Parmi les méthodes testées, Hargreaves-Samani et Oudin se rapprochent le plus des estimations de Penman-Monteith, référence en la matière, ce qui en fait des alternatives fiables dans les contextes de données limitées. À l'inverse, les méthodes Abtew, Jensen-Haise et Irmak surestiment significativement l'ETP, surtout en période estivale, pouvant fausser l'évaluation des besoins en eau.

L'évapotranspiration réelle (ETR) représente la composante dominante du cycle hydrologique du bassin elle absorbe plus de 90 % des précipitations dans la majorité des stations. Par conséquent, la part restante pour l'écoulement de surface ou l'infiltration est très réduite. Quelques stations, comme Beni Bahdel, Sebdou ou Sidi Medjahed, présentent des bilans légèrement positifs avec des excédents hydriques modérés (80 à 100 mm/an), mais d'autres, comme Maghnia ou Meffrouch, enregistrent un fort déséquilibre entre apports et pertes.

En conclusion, le bassin de la Tafna est confronté à une double contrainte : un climat à tendance aride et une variabilité naturelle marquée. Cette situation rend la ressource en eau peu prévisible et difficile à mobiliser, avec des implications majeures pour l'agriculture, l'alimentation en eau potable et la préservation des écosystèmes.

CHAPITRE V

Modélisation Hydrologique Pluie - Débit

V.1- INTRODUCTION

La pression exercée sur les ressources en eau, amplifiée par les effets du changement climatique et la croissance démographique, impose une gestion rationnelle et anticipative de ces ressources. Dans ce cadre, la modélisation hydrologique constitue un outil fondamental permettant de simuler la réponse d'un bassin versant aux apports atmosphériques, notamment les précipitations. Elle permet de transformer des données météorologiques en variables hydrologiques exploitables, telles que les débits, qui sont essentielles pour la gestion de l'eau à différentes échelles temporelles et spatiales.

Dans le cadre de cette étude, deux modèles hydrologiques conceptuels ont été mobilisés pour la simulation des débits du bassin versant de la Tafna à partir des précipitations observées, Température, et l'évapotranspiration : le modèle *GR (Génie Rural)* et le modèle *HBV-light*. Bien que reposant sur des fondements théoriques similaires, ces modèles se distinguent par leurs structures internes, leurs niveaux de paramétrisation et leur sensibilité aux conditions hydrométéorologiques, ce qui offre une opportunité d'évaluation croisée de leur robustesse et de leur complémentarité en fonction de la qualité, de la résolution et de la disponibilité des données climatiques et hydrologiques.

Avant l'étape de calibration et de validation complète de ces outils de modélisation, une analyse exploratoire préliminaire a été conduite à l'aide d'un modèle de corrélation linéaire simple. Cette phase a permis de caractériser la dynamique pluie-débit sur la période 1981–2015, en mettant en évidence les liens statistiques entre les hauteurs de précipitations et les volumes d'eau écoulés. Les résultats obtenus ont constitué une base précieuse pour l'initialisation des paramètres des modèles, en particulier pour l'identification des sensibilités hydrologiques du bassin à la variabilité pluviométrique interannuelle, et ont permis de mieux cerner les processus dominants contrôlant la réponse hydrologique du système étudié.

V.2- Relation Pluie- Débit :

L'analyse des fluctuations interannuelles des précipitations et des débits montre une réponse globale du bassin versant aux variations climatiques sur la période 1981–2015. On observe que les épisodes pluvieux intenses, particulièrement en hiver et au printemps, sont souvent suivis d'une élévation des volumes écoulés, illustrant la sensibilité du bassin aux apports hydriques.

Les figures présentées illustrent la variation interannuelle des hauteurs de précipitations moyennes et des lames ruisselées pour plusieurs sous-bassins versants situés dans le bassin versant de la Tafna. L'analyse comparative des courbes révèle une corrélation générale entre les hauteurs de pluie et les volumes ruisselés : les pics de précipitation sont généralement accompagnés par une augmentation significative du ruissellement. Toutefois, cette relation n'est pas systématiquement proportionnelle, ce qui suggère l'influence d'autres facteurs tels que la nature des sols, la couverture végétale, le degré d'imperméabilisation ou encore les pratiques d'occupation du sol.

Une variabilité interannuelle marquée est observée dans toutes les séries temporelles, traduisant l'irrégularité pluviométrique caractéristique du climat semi-aride. Certaines années se distinguent par des précipitations exceptionnellement élevées (ex. 1996, 2002, 2008), entraînant des pics de ruissellement plus prononcés. Dans certains cas, un effet d'amortissement est perceptible : malgré des précipitations importantes, le ruissellement reste modéré, traduisant une meilleure infiltration ou un stockage temporaire de l'eau dans le sol. À l'inverse, d'autres sous-bassins montrent une réponse hydrologique plus réactive.

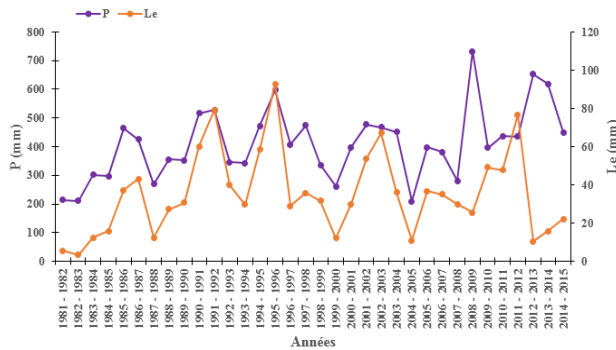


Figure V.1 : Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Beni Bahdel) du sous bassin versant d'Oued KhemisOuled Moussa.

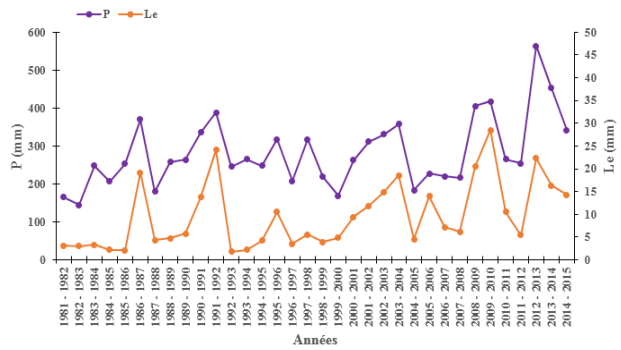


Figure V.2: Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Maghnia)du sous bassin versant d'Oued Mouillah.

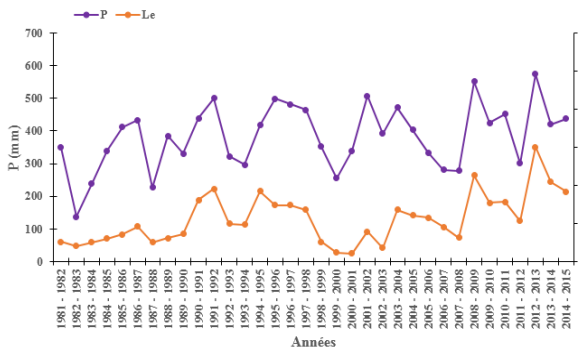


Figure V.3. Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Hennaya) du sous bassin versant d'Oued Sikkak, et d'Oued Boumessouad.

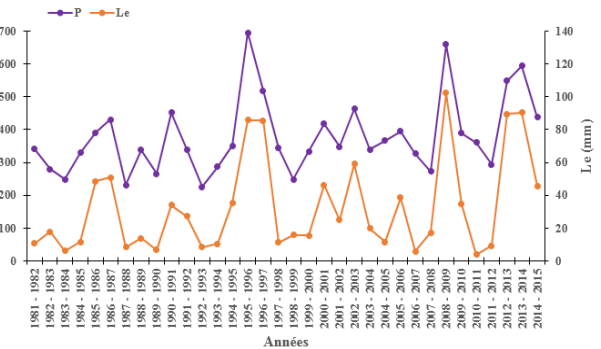


Figure V.4. Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Sebdu) du sous bassin versant d'Oued Sebdu.

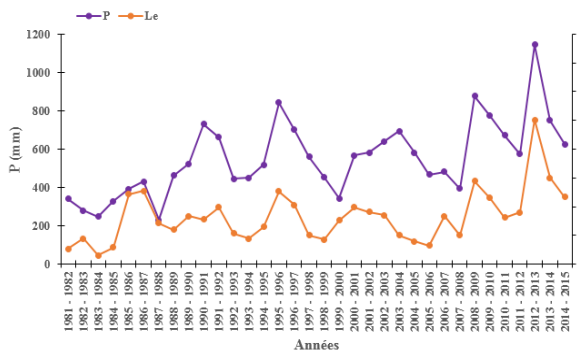


Figure V.5. Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Meffrouch) du sous bassin versant d'Oued Meffrouch .

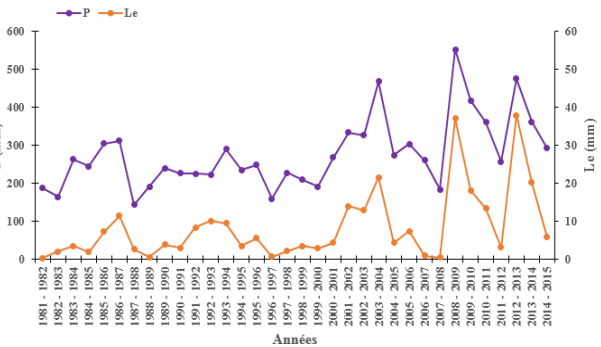


Figure V.6. Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Dj. Chouachi) du sous bassin versant d'Oued Boukiou.

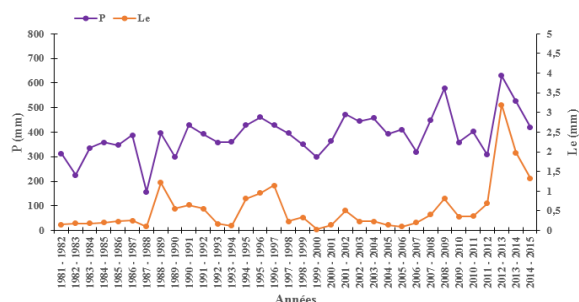


Figure V.7. Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Sabra) du sous bassin versant d'Oued Zitoun.

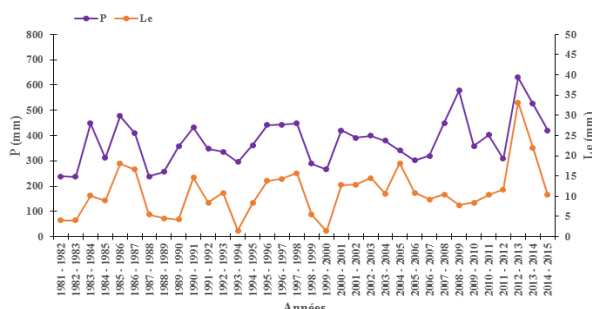


Figure V.8. Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Bensekrane) du sous bassin versant d'Oued Bensekrane.

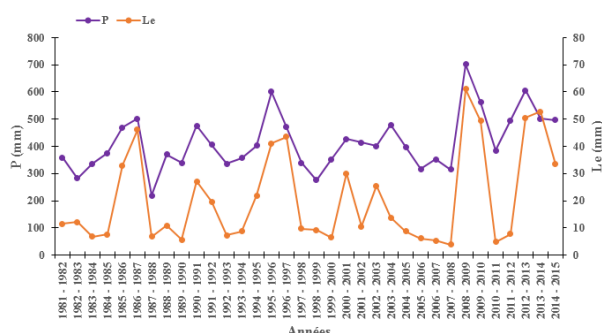


Figure V.9. Variation interannuelle des hauteurs des pluies moyennes et des lames d'eau écoulées (Station de Chouly) du sous bassin versant d'Oued Chouly.

V.2.1 - Modélisation par régression simple :

Les séries de données annuelles, mensuelles et journalières ont été soumises à une analyse statistique via la méthode de régression afin d'évaluer les relations et les tendances significatives.

V.2.1.1- Corrélation annuelle :

Nous avons effectué une corrélation simple entre les précipitations annuelles et les lames d'eau écoulées des stations du sous-bassin versant de l'Oued Tafna (Annexe).

Le Tableau V.1 présente les coefficients de détermination (R^2) pour différents modèles de régression (linéaire, exponentiel, logarithmique, polynomial et puissance) appliqués aux données des stations hydrométriques.

Pour la majorité des stations (Beni Bahdel, Sebdou, Djebel Chouachi), le modèle de puissance offre les meilleurs ajustements ($R^2 > 0,85$), traduisant une relation non linéaire marquée entre la pluie et la lame d'eau écoulée. À Djebel Chouachi, le modèle polynomial atteint même un R^2 de 0,88.

À l'inverse, pour des stations comme Hennaya et Sabra, les coefficients R^2 sont plus faibles.

Le modèle linéaire fournit également des résultats satisfaisants pour certaines stations, notamment Beni Bahdel ($R^2 = 0,82$) et Sebdou ($R^2 = 0,85$), ce qui peut suffire pour des analyses de base.

Les modèles logarithmique et exponentiel présentent généralement des coefficients R^2 plus faibles, traduisant une capacité réduite à expliquer la variabilité des données.

Ainsi, les stations de Beni Bahdel, Sebdou et Djebel Chouachi montrent des corrélations fortes et stables entre la pluie et la lame d'eau écoulée, témoignant d'une bonne cohérence hydrologique. En revanche, les stations de Hennaya, Meffrouch et Sabra affichent des R^2 plus faibles, ce qui pourrait indiquer une influence plus marquée de facteurs autres que la pluie (infiltration, évapotranspiration, stockage souterrain...).

Ces résultats montrent que la relation entre la pluie annuelle et la lame d'eau écoulée est complexe et varie selon les stations. L'application de plusieurs modèles permet d'obtenir une compréhension plus fine du comportement hydrologique local.

Tableau V.1. : Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée annuelle.

Station	Linéaire	Exponentielle	Logarithmique	Polynomiale	Puissance
Beni Bahdel	$Le = 0,2437x - 53,778$ $R^2 = 0,8164$	$Le = 2,9481e^{0,006x}$ $R^2 = 0,7979$	$Le = 92,084\ln(x) - 503,61$ $R^2 = 0,7344$	$Le = 0,0002x^2 + 0,0399x - 12,628$ $R^2 = 0,8369$	$Le = 1E-05x^{2,4955}$ $R^2 = 0,8647$
Maghnia	$Le = 0,0664x - 9,1783$ $R^2 = 0,6921$	$Le = 1,0667e^{0,006x}$ $R^2 = 0,5903$	$Le = 19,066\ln(x) - 97,109$ $R^2 = 0,6563$	$Le = -3E-05x^2 + 0,0844x - 11,842$ $R^2 = 0,6941$	$Le = 0,0001x^{1,9673}$ $R^2 = 0,5822$
Hennaya	$Le = 0,0484x - 7,4091$ $R^2 = 0,542$	$Le = 1,6043e^{0,0046x}$ $R^2 = 0,4935$	$Le = 14,865\ln(x) - 76,72$ $R^2 = 0,4541$	$Le = 0,0001x^2 - 0,0505x + 9,6256$ $R^2 = 0,606$	$Le = 0,0017x^{1,4531}$ $R^2 = 0,4408$
Sebdou	$Le = 0,2296x - 54,371$ $R^2 = 0,8481$	$Le = 1,8559e^{0,0065x}$ $R^2 = 0,6797$	$Le = 90,691\ln(x) - 502,13$ $R^2 = 0,7974$	$Le = 6E-05x^2 + 0,173x - 42,943$ $R^2 = 0,8495$	$Le = 3E-06x^{2,6827}$ $R^2 = 0,689$
Meffrouch	$Le = 0,0706x - 6,0823$ $R^2 = 0,57$	$Le = 9,1481e^{0,002x}$ $R^2 = 0,4888$	$Le = 33,762\ln(x) - 178,18$ $R^2 = 0,4511$	$Le = 1E-04x^2 - 0,0493x + 27,046$ $R^2 = 0,6614$	$Le = 0,035x^{1,0714}$ $R^2 = 0,4628$
Dj Chouachi	$Le = 0,0907x - 16,76$ $R^2 = 0,8332$	$Le = 0,2567e^{0,0104x}$ $R^2 = 0,6609$	$Le = 24,954\ln(x) - 130,71$ $R^2 = 0,7188$	$Le = 0,0002x^2 - 0,028x + 0,7368$ $R^2 = 0,8826$	$Le = 1E-07x^{3,1409}$ $R^2 = 0,6822$
Sabra	$Le = 0,0047x - 1,2852$ $R^2 = 0,64$	$Le = 0,0208e^{0,0072x}$ $R^2 = 0,4134$	$Le = 1,4186\ln(x) - 7,8734$ $R^2 = 0,5165$	$Le = 2E-05x^2 - 0,0096x + 1,424$ $R^2 = 0,6051$	$Le = 3E-07x^{2,354}$ $R^2 = 0,5535$
Bensekrane	$Le = 0,0498x - 7,8583$ $R^2 = 0,6621$	$Le = 1,4191e^{0,0049x}$ $R^2 = 0,467$	$Le = 18,554\ln(x) - 98,586$ $R^2 = 0,5403$	$Le = 3E-05x^2 + 0,0234x - 2,822$ $R^2 = 0,5659$	$Le = 1E-04x^{1,9412}$ $R^2 = 0,5018$
Chouly	$Le = 0,1396x - 37,369$ $R^2 = 0,7145$	$Le = 0,9989e^{0,0065x}$ $R^2 = 0,6396$	$Le = 56,159\ln(x) - 316,34$ $R^2 = 0,6528$	$Le = 0,0001x^2 + 0,0187x - 11,696$ $R^2 = 0,7274$	$Le = 2E-06x^{2,6638}$ $R^2 = 0,6123$

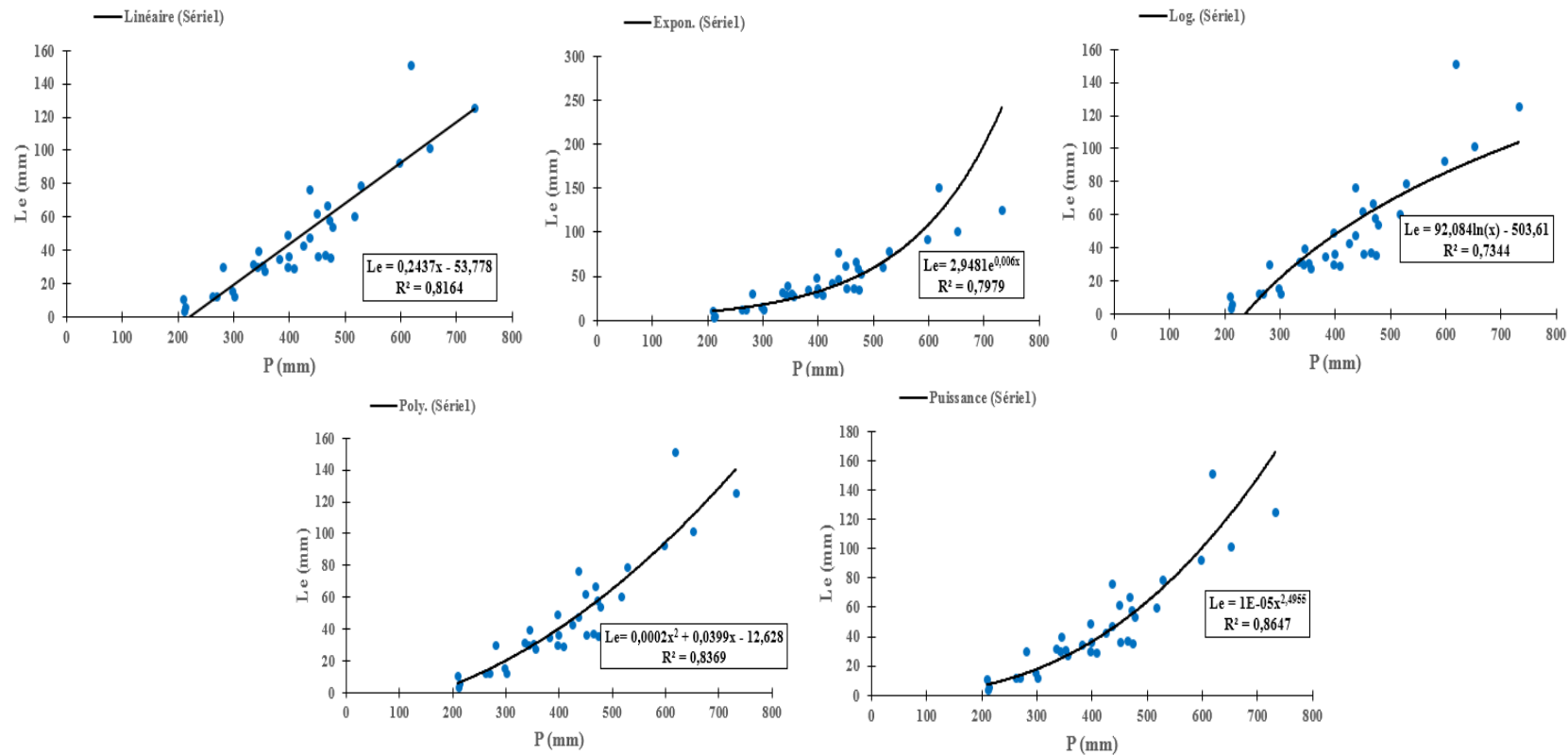
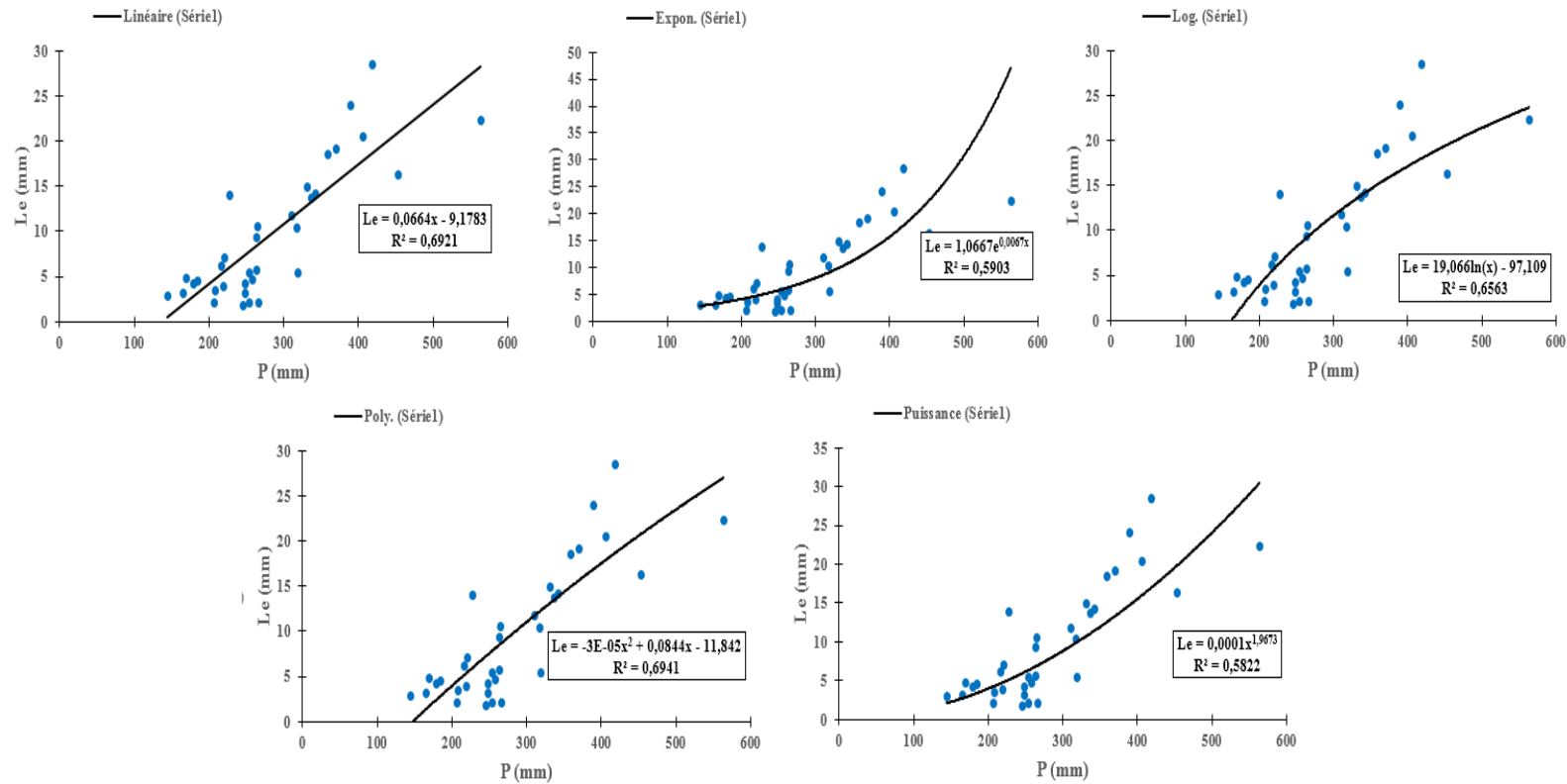


Figure V.10 . Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée annuel
(Station de Beni Bahdel).



**Figure V.11 . Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée annuel
(Station de Maghnia).**

V.2.1.2- Corrélation mensuelle

Contrairement à l'échelle annuelle, certaines courbes de tendance de type logarithmique, exponentiel et puissance ne peuvent pas être utilisées à l'échelle mensuelle en raison de la présence de valeurs nulles dans les séries de données, notamment en période sèche. Par conséquent, seuls les modèles linéaire, exponentiel (quand possible) et polynomial ont été retenus pour cette analyse.

Le Tableau V.2 présente les résultats des différentes corrélations entre la pluie et la lame d'eau écoulée mensuelle pour les différentes stations du sous-bassin versant.

Les résultats montrent que les coefficients de détermination (R^2) sont globalement faibles à l'échelle mensuelle, ce qui indique une variabilité importante et une faible corrélation directe entre les deux paramètres. Cela peut s'expliquer par des phénomènes hydrologiques à court terme, comme l'infiltration immédiate, l'évapotranspiration, ou encore le délai de réponse du bassin.

En effet, la relation pluie – débit à l'échelle mensuelle peut être perturbée par le stockage temporaire de l'eau dans le sol ou dans les nappes superficielles, ainsi que par les conditions initiales variables (comme l'humidité du sol). Cela rend la réponse hydrologique non systématique d'un mois à l'autre.

Toutefois, certaines stations montrent des résultats relativement meilleurs :

- Meffrouch affiche un R^2 de 0,64 avec le modèle polynomial, ce qui constitue le meilleur ajustement observé à cette échelle.
- Chouly présente également une corrélation notable avec un R^2 de 0,75 pour le modèle polynomial, tandis que le modèle linéaire donne également un résultat relativement satisfaisant ($R^2 = 0,51$).
- À Sebdou, les trois modèles donnent des R^2 relativement comparables, avec un maximum de 0,4499 pour le modèle polynomial.

Ces bonnes corrélations s'expliquent probablement par un fonctionnement plus direct de ces bassins : une réponse rapide du débit à la pluie, un sol peu infiltrant, ou une absence de régulation anthropique (retenues, barrages). Le lien pluie-débit y est plus net, ce qui favorise une meilleure corrélation mensuelle.

En revanche, pour des stations comme Maghnia, Hennaya, Sabra et Bensekrane, les R^2 sont très faibles ($< 0,1$ pour la plupart des modèles), témoignant d'une relation mensuelle faible voire inexistante entre les précipitations et la lame d'eau écoulée.

Cela peut être dû à plusieurs facteurs : présence de barrages ou retenues qui régulent l'écoulement, infiltration dominante dans les sols, nappe phréatique influente, ou bien une forte évapotranspiration. Dans ces cas, la pluie du mois n'est pas le principal moteur de l'écoulement mensuel observé.

Tableau V.2. : Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée mensuelle.

Station	Linéaire	Exponentielle	Polynomiale
Beni Bahdel	$Le = 0,1046x + 1,4209$ $R^2 = 0,3254$	$Le = 1,5366e^{0,0139x}$ $R^2 = 0,1664$	$Le = 0,0006x^2 + 0,0175x + 2,6923$ $R^2 = 0,3731$
Maghnia	$Le = 0,0063x + 0,2902$ $R^2 = 0,0066$	$Le = 0,0648e^{0,0167x}$ $R^2 = 0,0861$	$Le = 2E-05x^2 + 0,0047x + 0,3054$ $R^2 = 0,0067$
Hennaya	$Le = 0,0265x + 0,5363$ $R^2 = 0,0842$	-	$Le = -4E-05x^2 + 0,0316x + 0,4718$ $R^2 = 0,0847$
Sebdou	$Le = 0,1029x - 0,6199$ $R^2 = 0,3719$	$Le = 0,2502e^{0,0314x}$ $R^2 = 0,3475$	$Le = 0,001x^2 - 0,0021x + 0,6849$ $R^2 = 0,4499$
Meffrouch	$Le = 0,0612x - 1,655$ $R^2 = 0,4401$	-	$Le = 0,0004x^2 - 0,0158x + 0,206$ $R^2 = 0,6418$
Dj .Chouachi	$Le = 0,0154x + 0,2635$ $R^2 = 0,0478$	-	$Le = -0,0001x^2 + 0,0263x + 0,1611$ $R^2 = 0,0536$
Sabra	$Le = 0,0555x - 0,1314$ $R^2 = 0,1051$	-	$Le = 0,0001x^2 + 0,0323x + 0,3235$ $R^2 = 0,11$
Bensekrane	$Le = 0,0185x + 0,8983$ $R^2 = 0,0312$	-	$Le = 8E-05x^2 + 0,0095x + 0,9963$ $R^2 = 0,0324$
Chouly	$Le = 0,0315x - 0,8868$ $R^2 = 0,5134$	-	$Le = 0,0002x^2 - 0,0085x + 0,0795$ $R^2 = 0,7521$

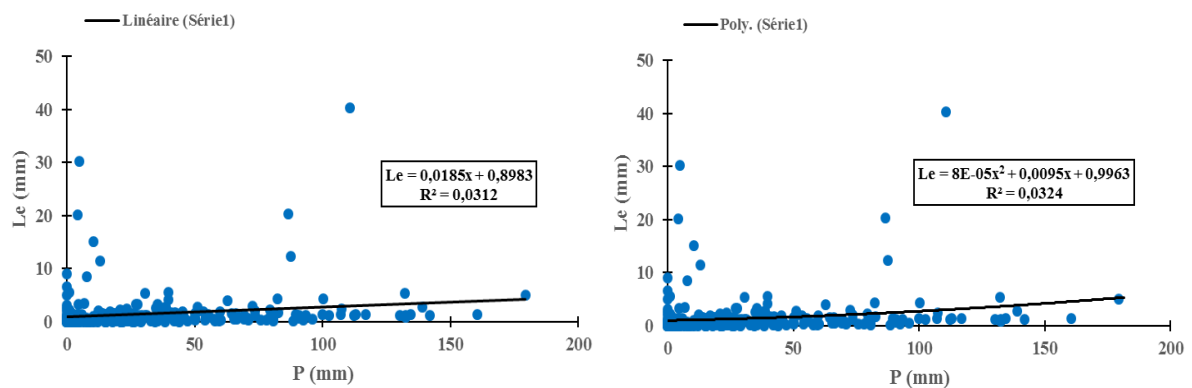


Figure V.12 . Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée Mensuel. (Station de Bensekrane).

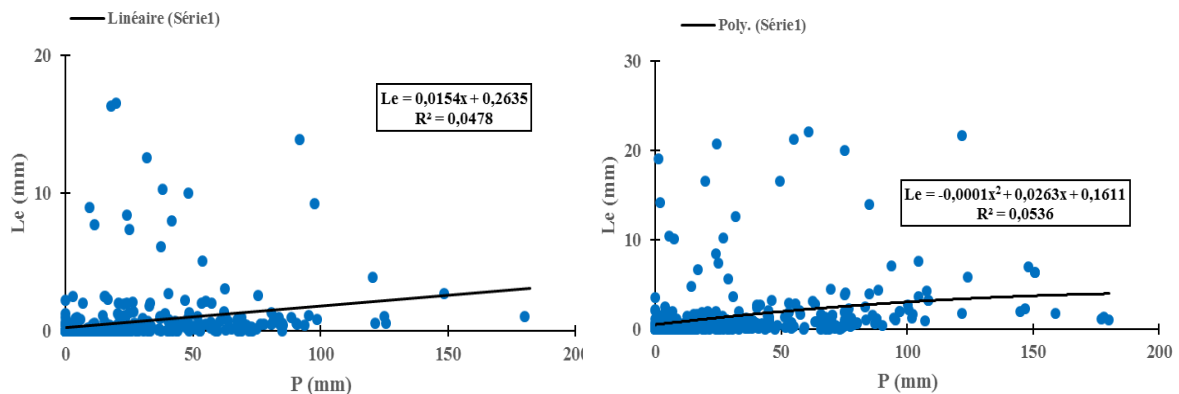


Figure V.13. Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée Mensuel. (Station de Boukiou).

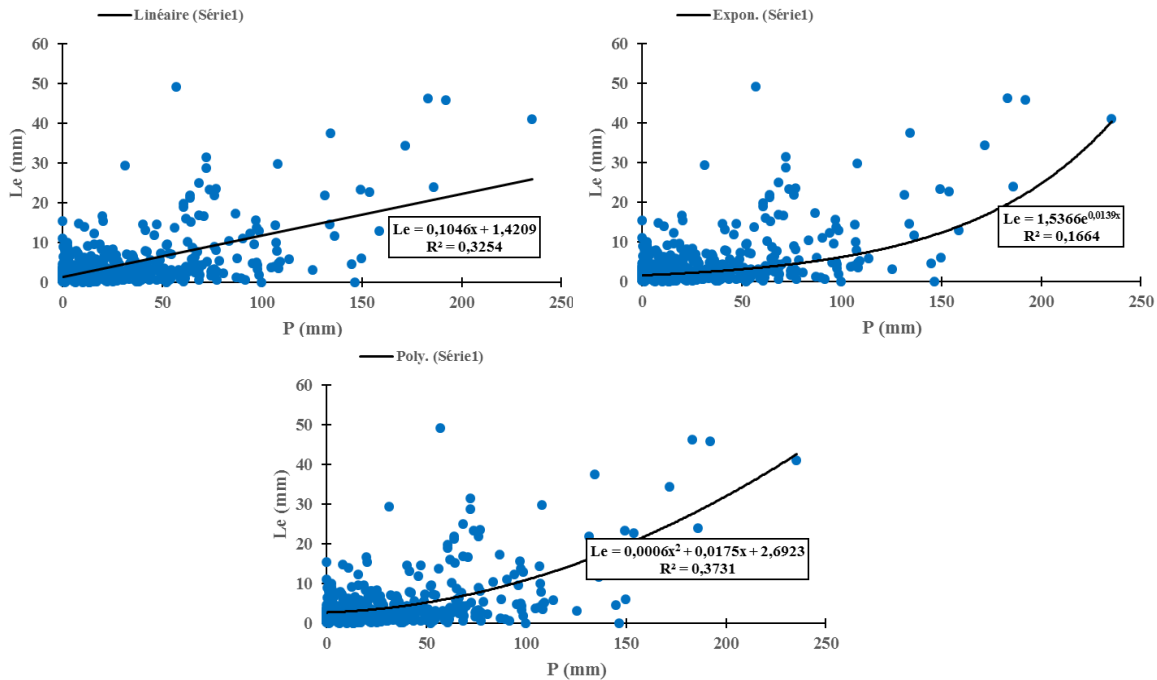


Figure V.14. Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel.
(Station de Beni Bahdel).

Le Tableau V.3 présente les résultats des différentes corrélations entre la pluie et la lame d'eau écoulee à l'échelle journalière, à travers les modèles linéaire et polynomial. Les modèles logarithmique, exponentiel et puissance n'ont pas pu être appliqués dans ce cas en raison de la présence de valeurs nulles fréquentes dans les séries de précipitations et de débits quotidiens.

Les résultats révèlent des valeurs de R^2 extrêmement faibles pour la quasi-totalité des stations et des modèles testés. Cela témoigne d'une relation journalière très faible entre les deux variables, ce qui est attendu en hydrologie, surtout dans des contextes semi-arides ou arides où la réponse hydrologique à un événement de pluie peut être retardée, amortie, ou influencée par des facteurs locaux tels que l'infiltration, l'évapotranspiration, la nature du sol, ou encore l'occupation du sol.

Les résultats obtenus à l'échelle journalière confirment l'existence d'une forte variabilité hydrologique à court terme, rendant difficile l'établissement de corrélations simples entre les précipitations et les lames d'eau écoulees quotidiennes. À cette échelle, il devient essentiel d'intégrer des modèles hydrologiques dynamiques tenant compte de l'humidité initiale du sol, de la réponse différée du bassin et d'autres variables hydrologiques pour mieux comprendre et simuler les écoulements.

Tableau V.3 : Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée journalière .

Station	Linéaire	Polynomiale
Beni Bahdel	$Le = 0,0096x + 0,1601$ $R^2 = 0,0148$	$Le = -4E-05x^2 + 0,0115x + 0,1589$ $R^2 = 0,0152$
Maghnia	$Le = 0,0071x + 0,0235$ $R^2 = 0,0588$	$Le = 0,0001x^2 + 0,0039x + 0,0246$ $R^2 = 0,0646$
Hennaya	$Le = 0,011x + 0,0424$ $R^2 = 0,0605$	$Le = -5E-05x^2 + 0,0134x + 0,0411$ $R^2 = 0,0622$
Sebdou	$Le = 0,0167x + 0,1372$ $R^2 = 0,0095$	$Le = -0,0002x^2 + 0,0249x + 0,1332$ $R^2 = 0,011$
Meffrouch	$Le = 0,0113x + 0,0284$ $R^2 = 0,1058$	$Le = 0,0001x^2 + 0,0046x + 0,033$ $R^2 = 0,1267$
Dj .Chouachi	$Le = 0,0006x + 0,0227$ $R^2 = 0,0008$	$Le = 1E-05x^2 + 5E-05x + 0,0229$ $R^2 = 0,001$
Sabra	$Le = 0,0346x + 0,0251$ $R^2 = 0,2261$	$Le = 0,0007x^2 + 0,0043x + 0,0478$ $R^2 = 0,3133$
Bensekrane	$Le = 0,0002x + 0,0194$ $R^2 = 0,0003$	$Le = -8E-06x^2 + 0,0005x + 0,0193$ $R^2 = 0,0006$
Chouly	$Le = 0,0013x + 0,0404$ $R^2 = 0,0023$	$Le = -2E-05x^2 + 0,0022x + 0,0397$ $R^2 = 0,003$

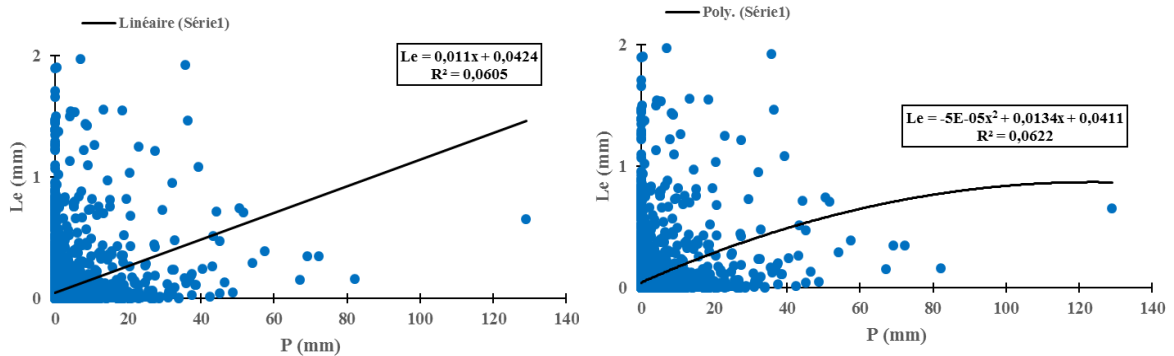
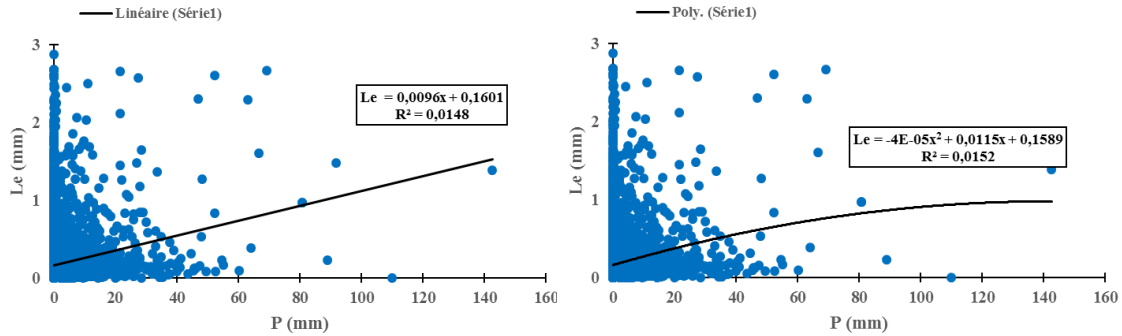
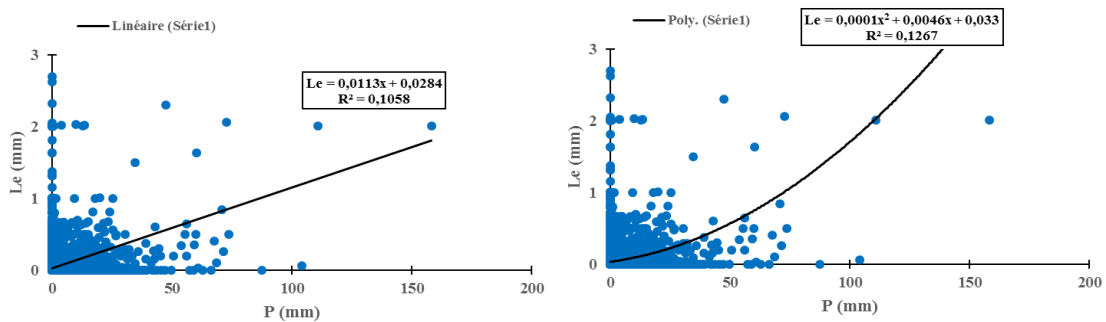


Figure V.15 . Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulée journalière.
(Station de Hennaya).



**Figure V.16 . Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee journalière.
(Station de KhemisOuled Moussa).**



**Figure V.17 . Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee journalière.
(Station de Meffrouch).**

V.3- Modélisation Pluie – Débit à l'échelle des sous bassins versants :

V.3.1- Application du modèle GR

L'évaluation d'un modèle consiste à comparer les valeurs simulées aux valeurs observées. Des critères statistiques sont utilisés pour caractériser la qualité de la simulation. Dans ce travail, nous avons utilisé les critères classiques en hydrologie. Le modèle GR a été appliqué sur des données annuelles, mensuelles et journalières des précipitations mesurées aux stations de Tafna. Les stations utilisées sont : Beni Bahdel, Bensekrane, Maghnia, Hennaya, Sebdou, Sabra, Meffrouch, Chouly et Dj Chouachi, ainsi que les lames d'eau écoulées mesurées à chaque station.

L'approche méthodologique adoptée dans ce travail repose sur une procédure classique de calibration-validation des modèles hydrologiques conceptuels, en l'occurrence les modèles GR1A, GR2M et GR4J du logiciel HydroGR, appliqués à l'échelle annuelle ou mensuelle, journalière selon le modèle.

La figure ci-dessus présente les étapes essentielles de cette procédure, résumées comme suit :

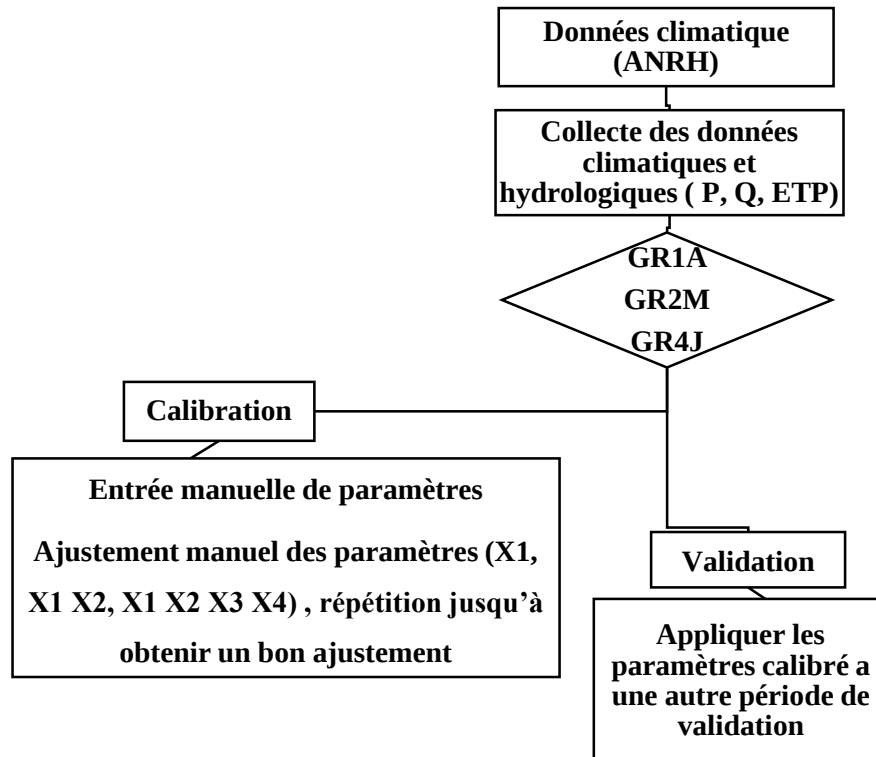


Figure V.18. Processus de calibration et validation des modèles hydrologiques (GR) .

La première étape consiste à recueillir les données climatiques et hydrologiques nécessaires à la simulation. Les données proviennent de la base nationale **ANRH** et comprennent principalement : **les précipitations (P)** [mm], **les débits observés (Q)** [m³/s], **l'évapotranspiration potentielle (ETP)** [mm] . Ces variables constituent les entrées et sorties obligatoires des modèles hydrologiques utilisés.

Selon l'échelle temporelle choisie, les modèles sont appliqués comme suit :

- **GR1A** : à l'échelle annuelle, pour des bilans globaux,
- **GR2M** : à l'échelle mensuelle, avec une structure simplifiée à deux paramètres,
- **GR4J** : modèle mensuel à quatre paramètres, plus détaillé et plus adapté à des analyses fines du fonctionnement hydrologique.

La phase de calibration vise à ajuster les paramètres du modèle afin de reproduire au mieux les débits observés. **Le calibrage** est réalisé manuellement, par itération successive, à l'aide de l'ajustement visuel et des indicateurs statistiques (ex. **coefficient de Nash-Sutcliffe**, **biais**, **R²**, etc.).

Les paramètres (notés selon le modèle) sont modifiés un par un, ou par groupe, jusqu'à obtenir un ajustement satisfaisant entre les débits simulés et les débits observés sur la période de calibration.

Une fois les paramètres optimisés, ceux-ci sont appliqués à une période différente de celle utilisée pour la calibration, sans aucun ajustement supplémentaire. Cette étape, dite de **validation**, permet de tester la capacité prédictive du modèle et de vérifier sa robustesse temporelle.

L'objectif est de s'assurer que le modèle n'est pas simplement ajusté aux données de calibration (risque de surapprentissage), mais qu'il conserve une performance acceptable sur des conditions hydrologiques différentes.

V.3.1.1 - Modèle annuel (GR1A)

Dans cette étude, pour prédire le débit à une année donnée, on utilise comme entrée du modèle les valeurs des précipitations annuelles observées (en mm), les ETP calculées par la méthode de Thornthwaite (en mm) et les débits annuels (exprimés en lames d'eau écoulées) observés au niveau des stations du grand bassin versant de la Tafna.

a) Calage du modèle

L'analyse des résultats du calage du modèle GR1A montre des performances globalement satisfaisantes (Tableau V. 4). Le critère de Nash varie de 70.4 % à 86.2 %, indiquant une bonne adéquation entre les débits simulés et observés pour la plupart des stations.

Les stations Khemis O. Moussa (avec un Nash de 86.2 %) et Boumessouad (avec un Nash de 83.6 %) se distinguent particulièrement, suggérant une simulation très fidèle des données observées. Ces stations montrent également des coefficients de corrélation élevés, notamment pour Khemis O. Moussa ($R^2 = 0.87$), ce qui confirme la très bonne performance du modèle, corroborant les résultats de Chikhaoui et al. (2010) dans la même région.

Le bilan montre des écarts faibles entre les débits simulés et observés. Par exemple, la station Boukiou présente un bilan de 98.5 %, indiquant une très bonne précision de la simulation, tandis que la station Nachef, avec un bilan de 86 %, présente un écart plus important, mais reste acceptable.

En ce qui concerne le paramètre X, qui varie entre 1.0 et 2.86, il reflète l'influence d'une ouverture du bassin sur l'extérieur non atmosphérique et traduit également les échanges avec les nappes profondes, favorisant l'infiltration souterraine. La station Khemis O. Moussa ($X = 1$) présente un bon ajustement.

Tableau V.4 : Résultat du calage du modèle GR1A

<i>Données annuelles</i>	<i>ETP (Thornthwaite)</i>			
	X	Nash	Bilan	Coefficient de corrélation
<i>Bensekrane</i>	1.75	70.4	97.4	0.73
<i>Boukiou</i>	1.39	75.3	98.5	0,76
<i>Boumessouad</i>	2.27	83.6	101.3	0,83
<i>Chouly</i>	1.43	78.4	104.5	0,80
<i>Khemis .O. Moussa</i>	1	86.2	96.6	0.87
<i>Mouillah</i>	1.25	79.2	103.5	0,71
<i>Nachef</i>	2.53	78.3	86	0,84
<i>Sebdou</i>	1.03	81.2	97.3	0.81
<i>Sikkak</i>	1.7	80	95	0,83
<i>Zitoun</i>	2.86	76	102.1	0,71

Globalement, les indices de Nash et les coefficients de corrélation obtenus pour les stations sont élevés, et l'analyse des courbes des débits simulés et observés montre une superposition presque parfaite, ce qui indique que le modèle est bien calé et peut être utilisé pour des prévisions hydrologiques fiables dans ces bassins.

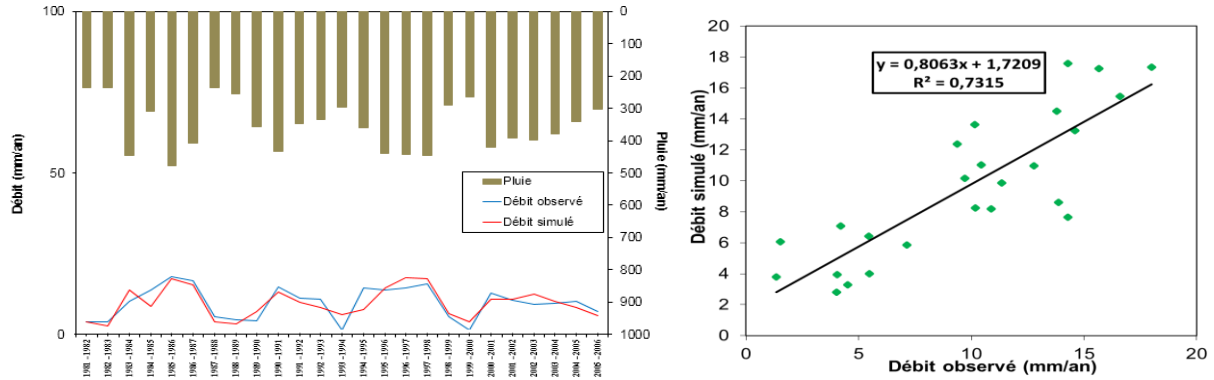


Figure V.19. Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Bensekrane .

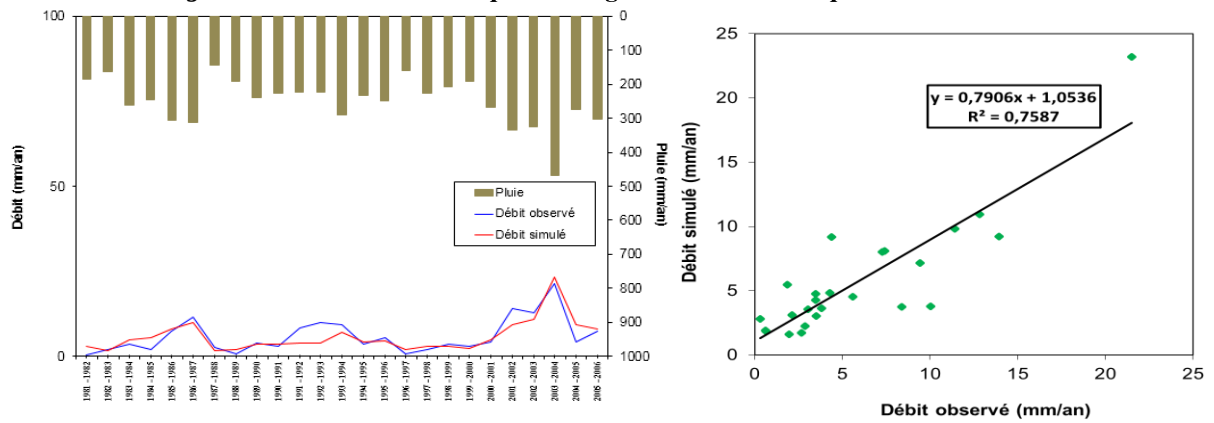


Figure V.20. Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Boukiou .

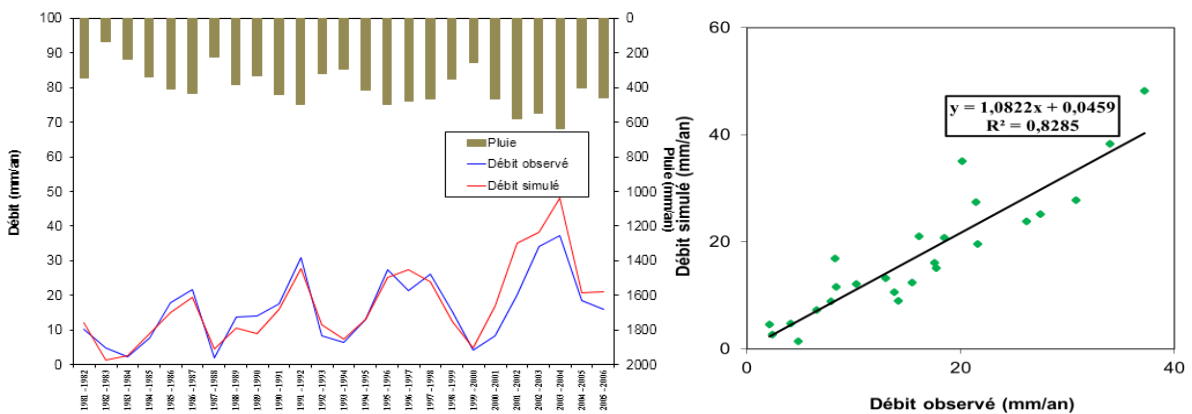


Figure V.21. Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Boumessouad .

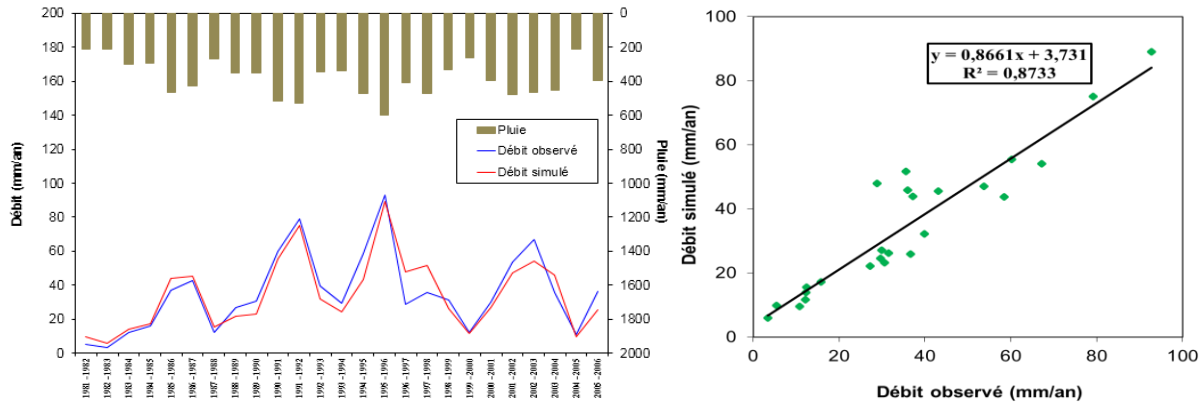


Figure V.22. Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Khemis Ouled Moussa

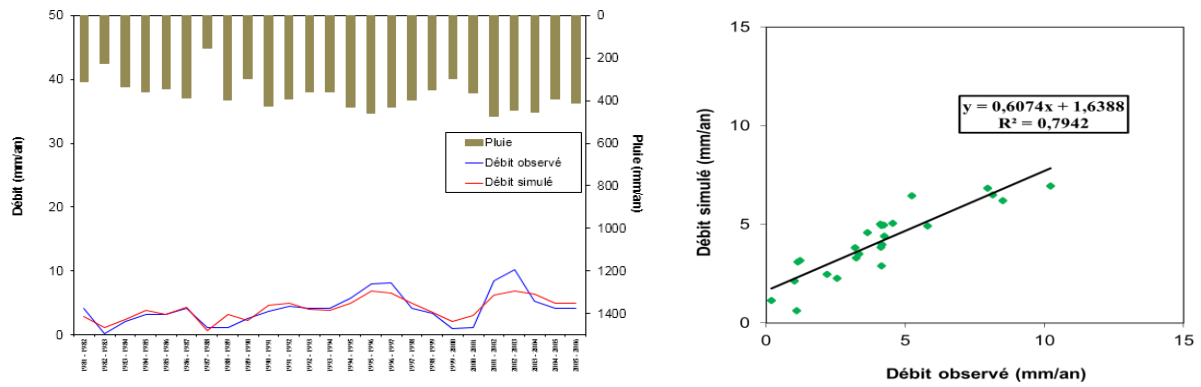


Figure V.23 . Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Chouly .

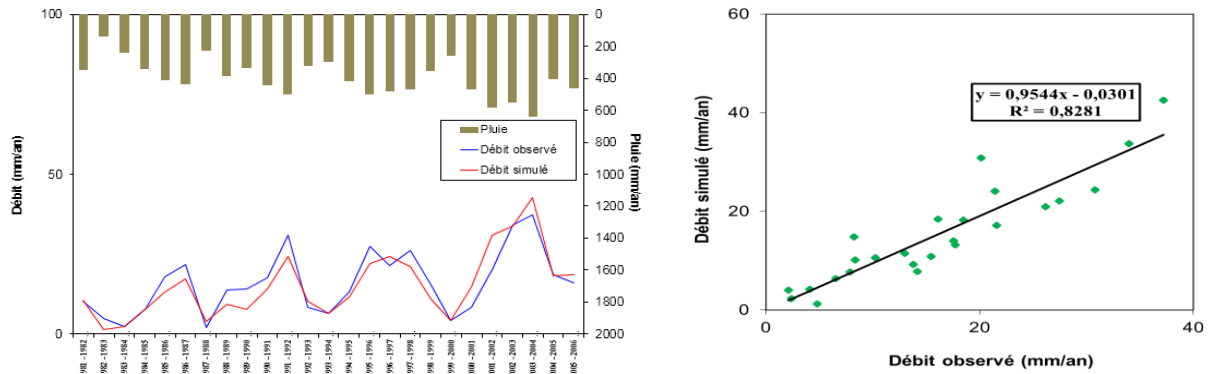


Figure V.24 . Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Sikkak .

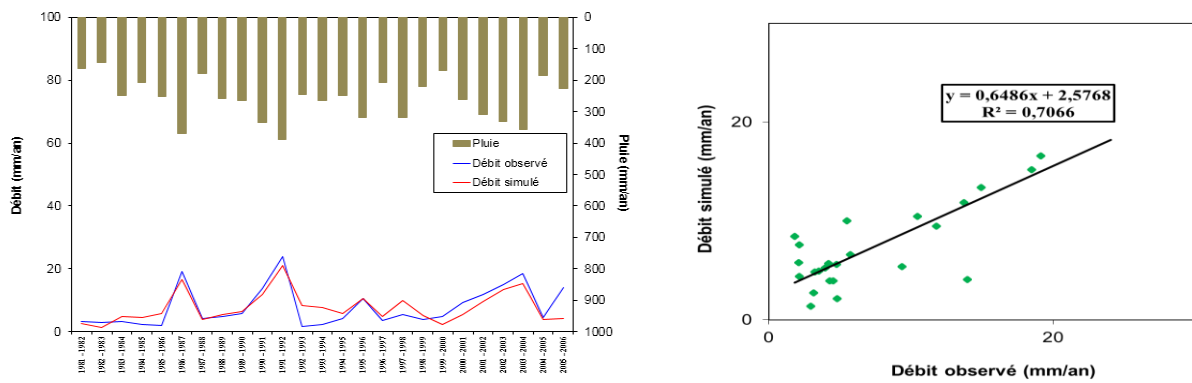


Figure V.25 . Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Mouileh

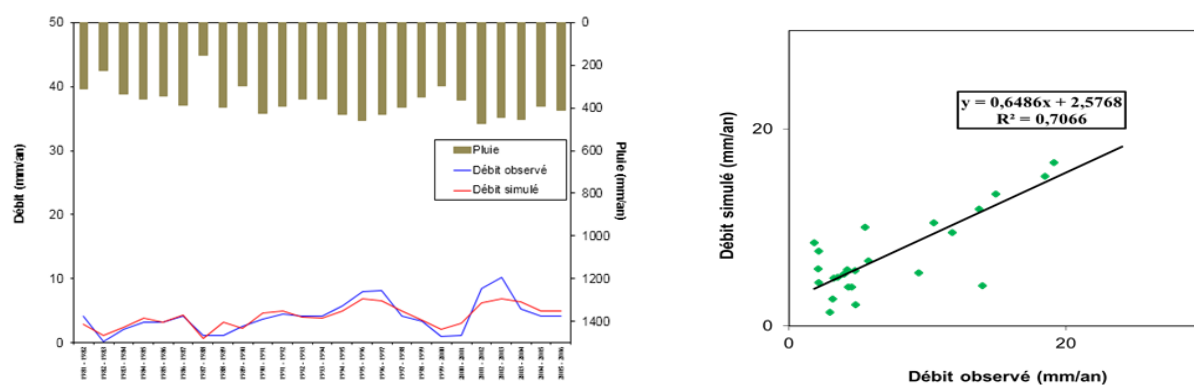


Figure V.26 . Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Zitoun

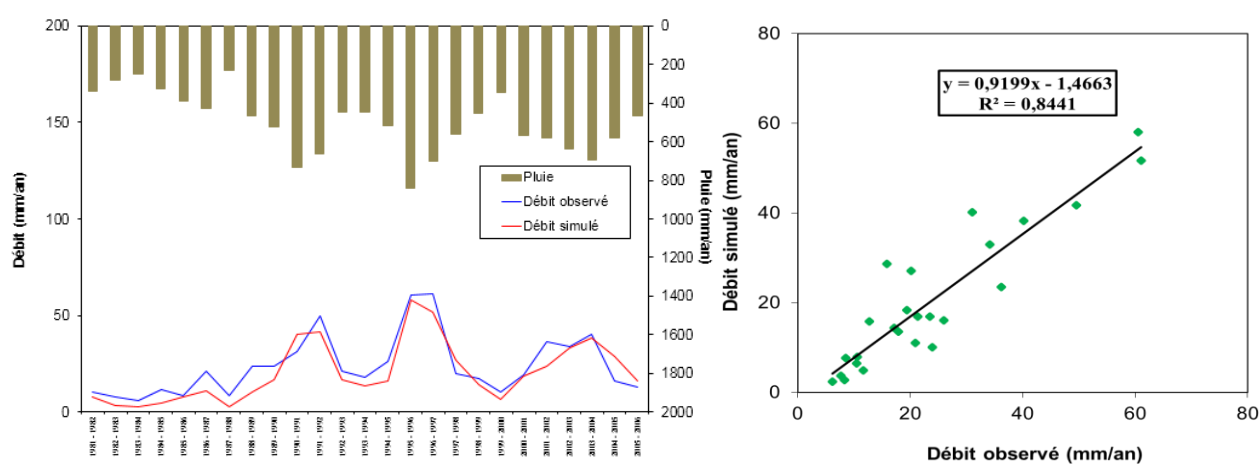


Figure V.27 . Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Meffrouch .

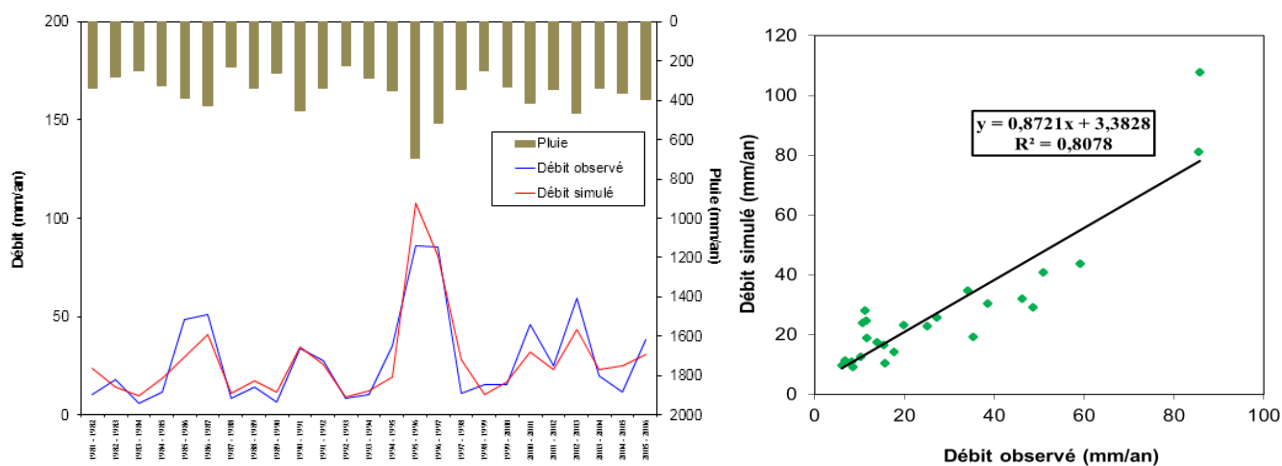


Figure V.28. Résultat obtenu par le calage du modèle GR1A pour le bassin versant de Sebdu .

b) Validation du modèle :

La validation du modèle hydrologique GR1A a été effectuée sur une période indépendante de celle du calage, allant de 2006/07 à 2014/15. Cette phase vise à évaluer la capacité du modèle à reproduire les écoulements sans ajustement des paramètres. L'évapotranspiration potentielle (ETP) a été calculée selon la méthode de Thornthwaite, jugée appropriée dans le contexte local.

À partir des résultats obtenus (Tableau V.5), nous remarquons que la validation du modèle GR1A, basée sur l'ETP de Thornthwaite, donne des coefficients de corrélation $R^2 > 0,8$, ce qui indique que les modèles sont bien calés.

Par exemple, la station de Bensekrane affiche un indice de Nash de 95,9 % et un coefficient de corrélation de 0,98, traduisant une excellente adéquation entre les débits simulés et mesurés. D'autres stations, telles que Boumessouad (Nash = 84,6 %, $R^2=0,92$) et Sikkak (Nash = 80,1 %, $R^2=0,94$), confirment également la fiabilité du modèle.

Tableau V.5 : Variations des coefficients de corrélation de la validation du modèle GR1A

<i>Données annuelles</i> <i>Critères</i>	<i>ETP (Thornthwaite)</i>	
	Nash	Coefficient de corrélation
<i>Bensekrane</i>	95.9	0,98
<i>Boukiou</i>	74.7	0.83
<i>Boumessouad</i>	84.6	0,92
<i>Chouly</i>	80.5	0,89
<i>Khemis .O. Moussa</i>	81.7	0.90
<i>Mouillah</i>	89	0.90
<i>Nachef</i>	81	0.83
<i>Sebdou</i>	83.2	0.85
<i>Sikkak</i>	80.1	0.94
<i>Zitoun</i>	82	0.88

La corrélation entre les débits observés et simulés montre que la majorité des points s'alignent autour de la droite de régression, traduisant une bonne concordance entre les valeurs. Quelques écarts sont toutefois observés : certains points se situent au-dessus ou en dessous de la droite, révélant respectivement une surestimation ou une sous-estimation ponctuelle des débits simulés.

Malgré ces écarts, la modélisation pluie-débit à l'aide de GR1A démontre une fiabilité globale et une bonne capacité à simuler les écoulements annuels dans les bassins étudiés.

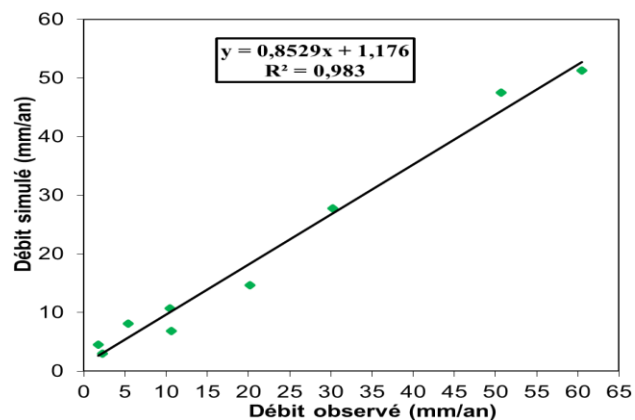


Figure V.29 . Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Bensekrane .

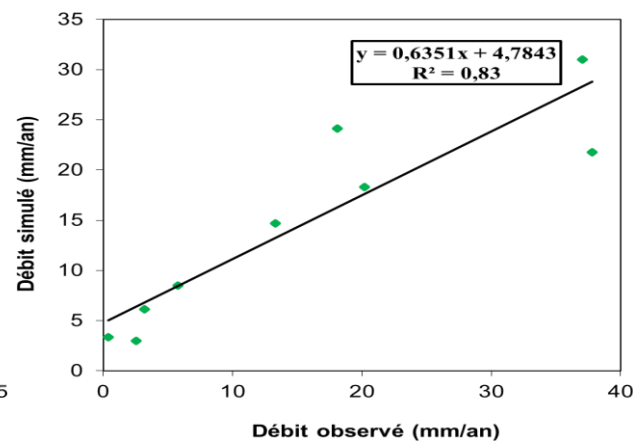


Figure V.30 . Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Boukiou .

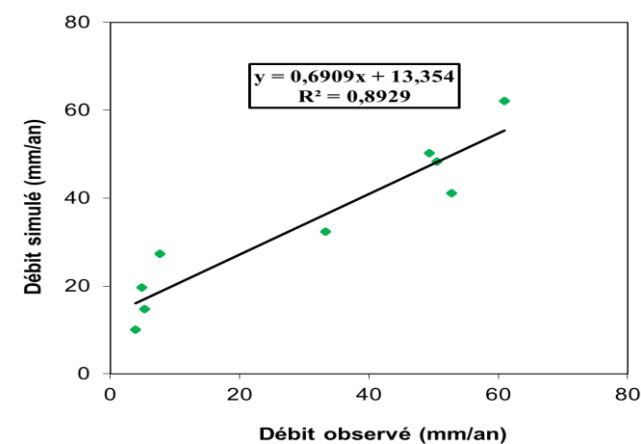


Figure V.31. Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Chouly .

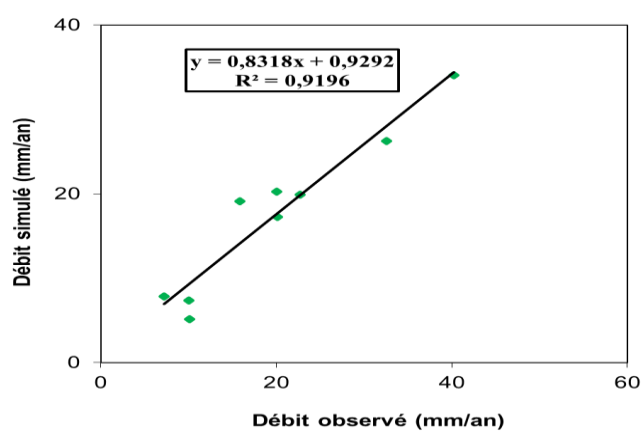


Figure V.32. Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Boumessouad .

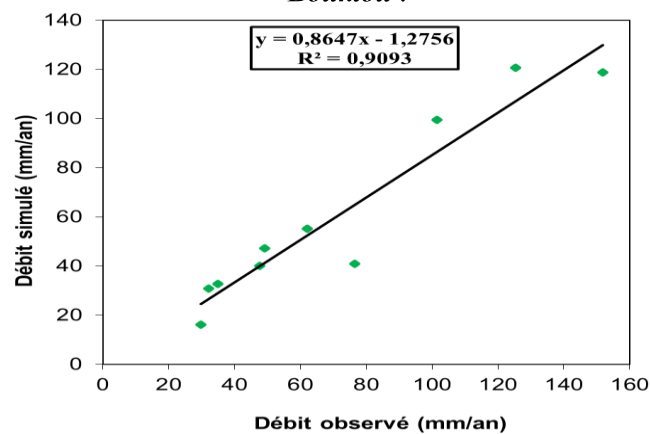


Figure V.33. Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Khemis Ouled Moussa .

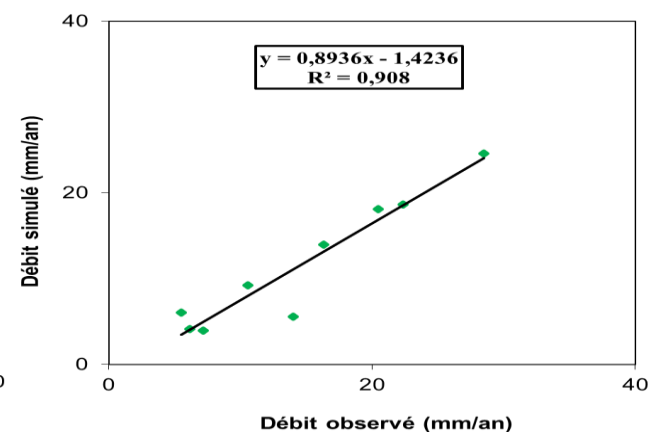


Figure V.34. Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Mouilleh .

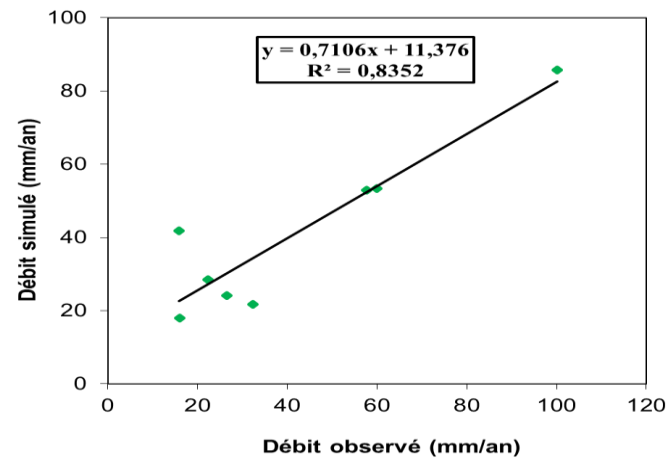


Figure V.35. Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Meffrouh

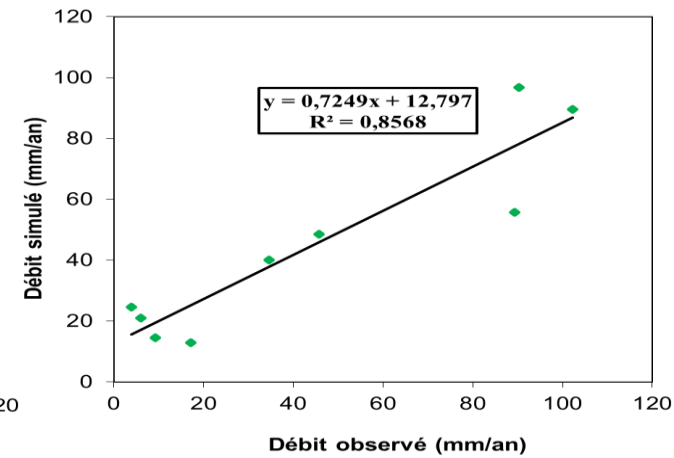


Figure V.36. Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Sebdou

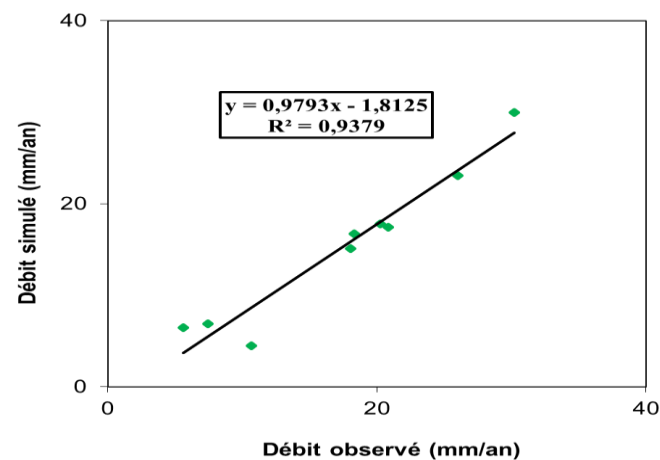


Figure V.37. Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Sikkak .

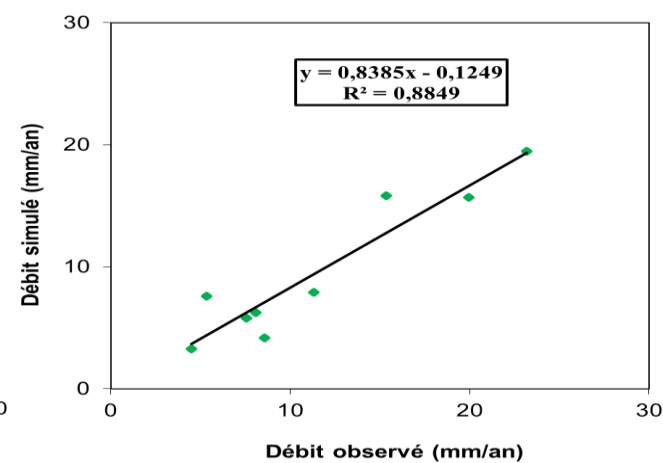


Figure V.38 . Résultat obtenu par la validation du modèle GR1A pour le bassin versant de Zitoun .

V.3.1.2 - Modèle mensuel (GR2M)

Le modèle GR2M est un modèle pluie-débit mensuel à structure conceptuelle simple, nécessitant le calage de deux paramètres principaux : X1, représentant la capacité maximale du réservoir production, et X2, un paramètre de routage.

Afin de simuler le débit mensuel, les données utilisées sont les lames d'eau écoulées mensuelles exprimées en millimètres, obtenues à partir des séries pluviométriques et hydrométriques mesurées au niveau des différentes stations du bassin, sur la période allant de septembre 1981 à août 2015. L'évapotranspiration potentielle mensuelle a été estimée à l'aide de la méthode de Thornthwaite, comme pour le modèle GR1A.

a) Calage du modèle GR2M

Le processus de calage a été effectué sur la période allant de septembre 1981 à août 2006. Il a consisté à ajuster les deux paramètres du modèle GR2M, à savoir X1 (capacité du réservoir de production) et X2 (coefficient d'échanges souterrains), de manière à maximiser la performance du modèle.

Le calage du modèle GR2M s'est avéré plus complexe que celui du modèle GR1A, en raison notamment de la variabilité saisonnière des régimes hydrologiques mensuels. Les résultats sont synthétisés dans le tableau V.6. Ils révèlent des performances globalement satisfaisantes, avec des indices de Nash souvent supérieurs à 70 %, traduisant une bonne capacité de reproduction des débits observés. Par exemple, les stations de Mouillah et Bensekrane présentent des performances élevées, avec des indices de Nash de 88,4 % et 72,5 %, et des coefficients de détermination de 0,98 et 0,97 respectivement. D'autres stations telles que Boukiou, Khemis O. Moussa ou Sikkak affichent également des résultats fiables ($R^2 \geq 0,94$).

Cependant, certaines stations comme Chouly (bilan = 145,5 %) ou Nacheff (bilan = 109,2 %) présentent des écarts notables entre les volumes simulés et observés, indiquant des ajustements plus délicats du modèle à ces localisations.

Tableau V.6 : Résultat du calage du modèle GR2M

Données	ETP (Thornthwaite)				
	X1	X2	Nash	Bilan	Coefficient de détermination
Bensekrane	2321.5	0.73	72.5	94.9	0.97
Boukiou	1096.5	0.7	87.5	80.9	0.95
Boumessouad	1495.1	0.7	77.4	94.4	0.93
Chouly	330.3	0.21	80.1	145.5	0.81
Khemis .O.	333.62	0.7	80.1	74	0.94
Mouillah	2252.9	0.7	88.4	96.6	0.98
Nacheff	330.3	0.21	82	109.2	0.83
Sebdou	221.4	0.69	90.1	99.7	0.88
Sikkak	2440.6	0.31	75.9	89.8	0.97
Zitoun	2440.6	0.5	73.1	99.6	0.97

L'analyse des résultats, combinant les valeurs du critère de Nash, les coefficients de détermination et la superposition des courbes des lames d'eau écoulées observées et simulées ; confirme une adéquation globalement satisfaisante du modèle. Le paramètre X1 reste dans des plages cohérentes, et le paramètre X2 est systématiquement positif, ce qui suggère une contribution souterraine en provenance des bassins voisins. Ce phénomène est probablement favorisé par la structure karstique des bassins étudiés, qui permet l'infiltration des précipitations et l'alimentation progressive des nappes le long des oueds.

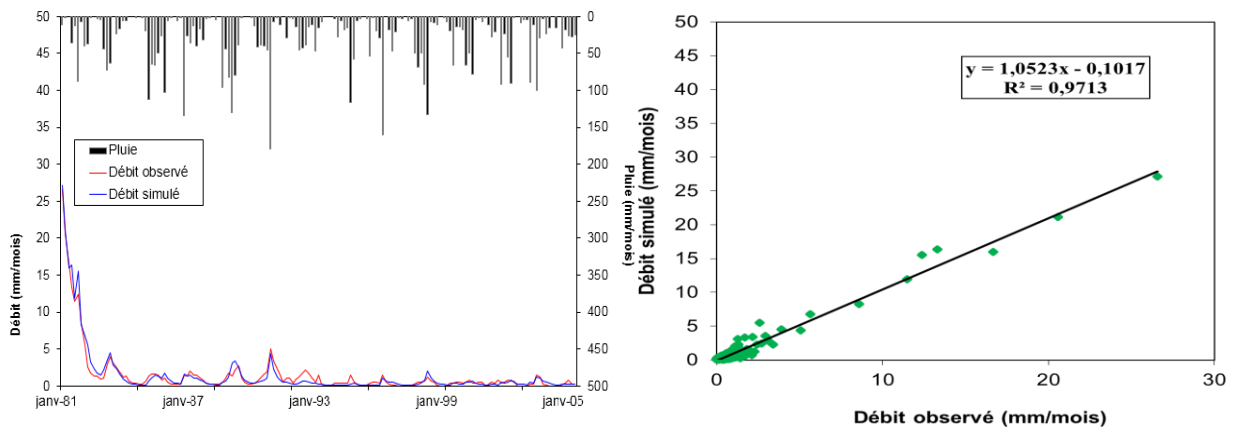


Figure V.39. Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Bensekrane .

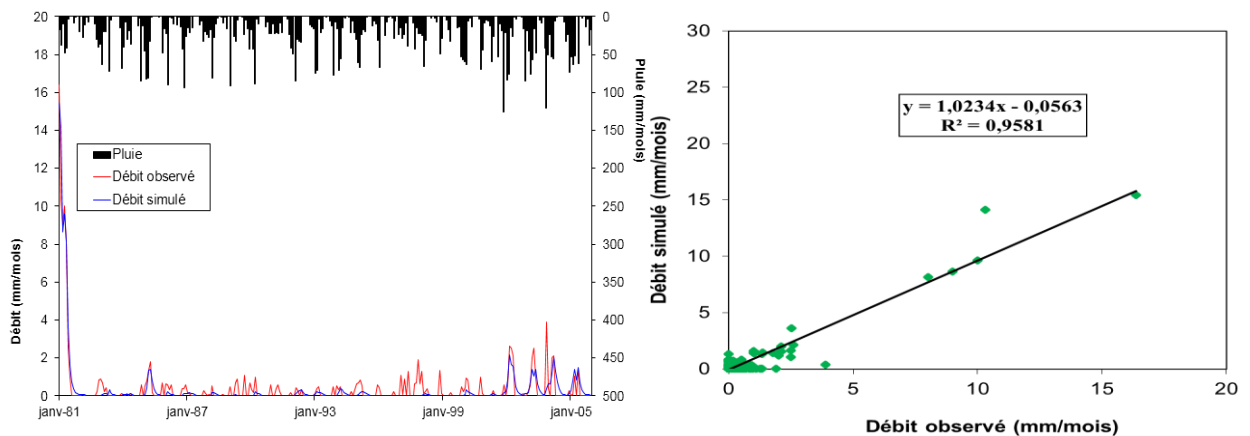


Figure V.40. Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Boukiou .

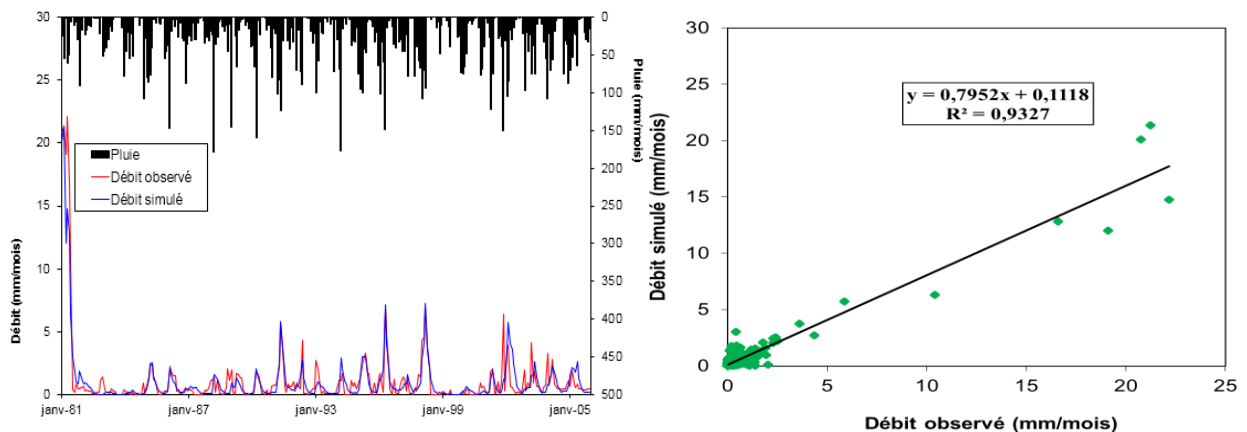


Figure V.41. Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Boumessouad .

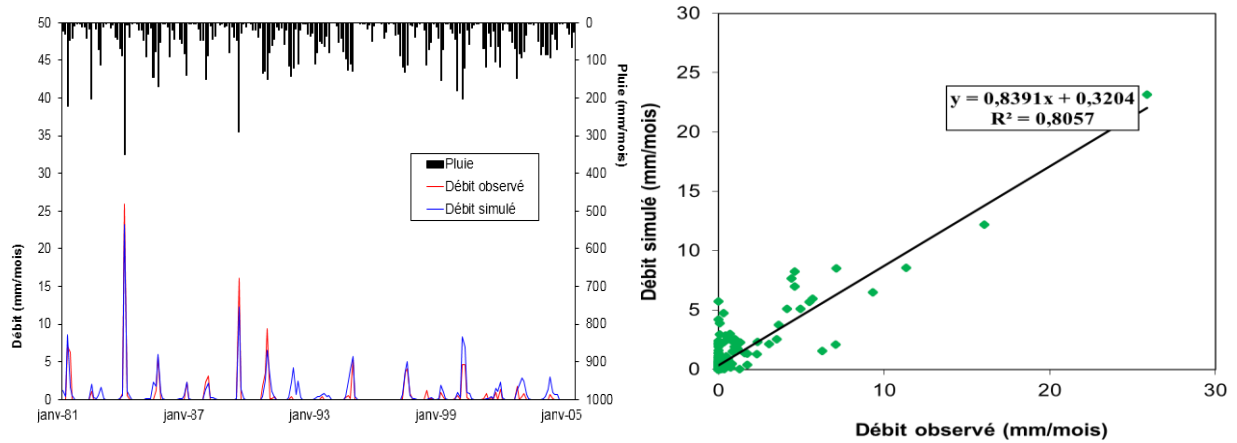


Figure V.42. Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Chouly .

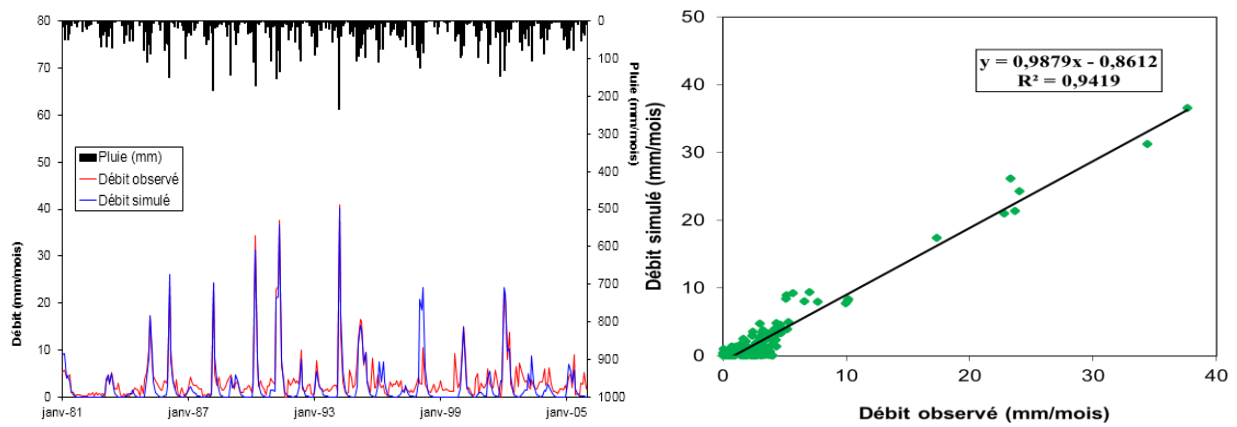


Figure V.43 . Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Khemis Ouled Moussa.

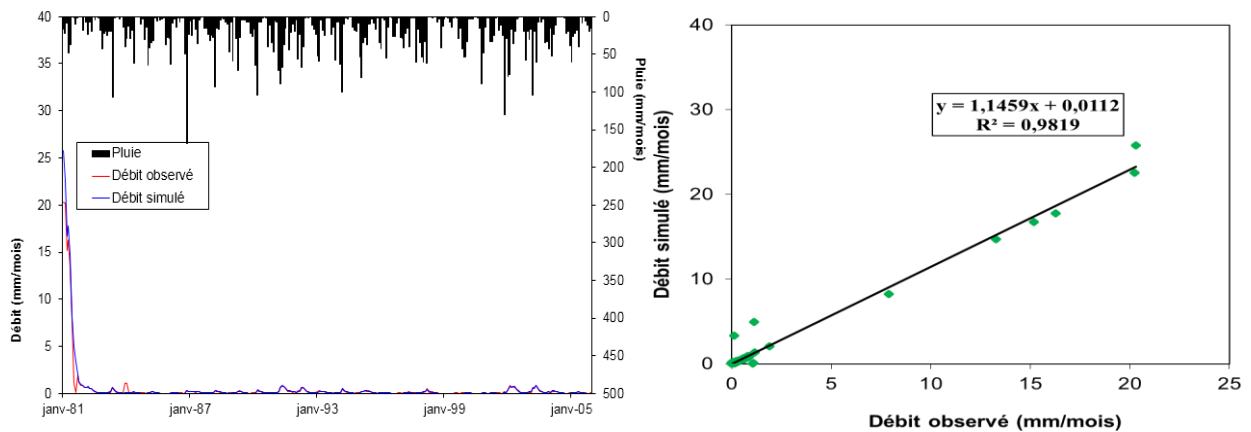


Figure V.44 . Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Mouileh .

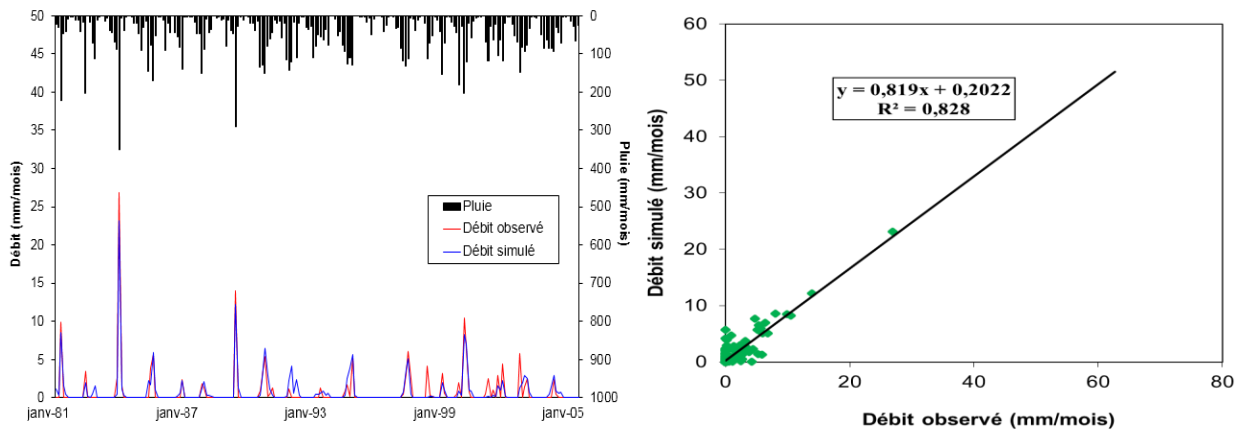


Figure V.45. Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Meffrouch .

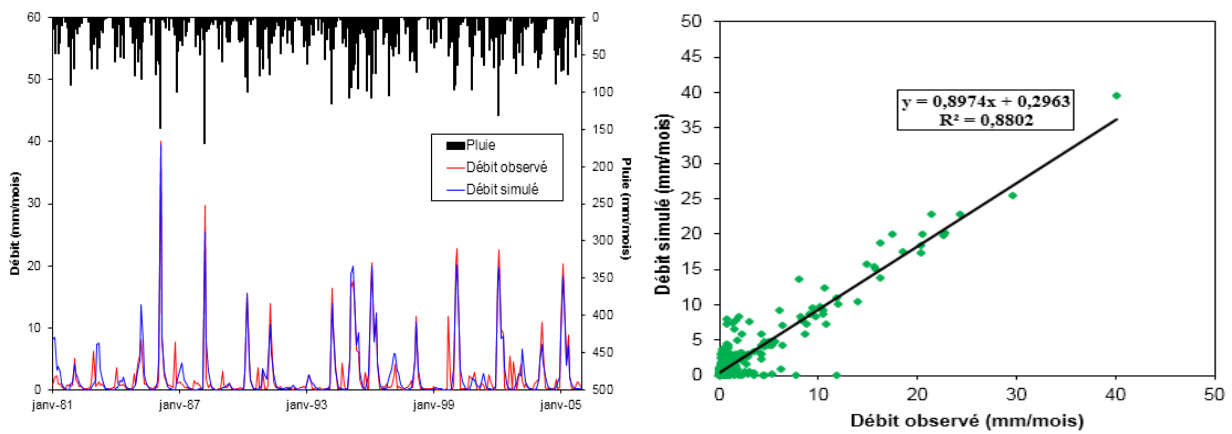


Figure V.46. Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Sebduou .

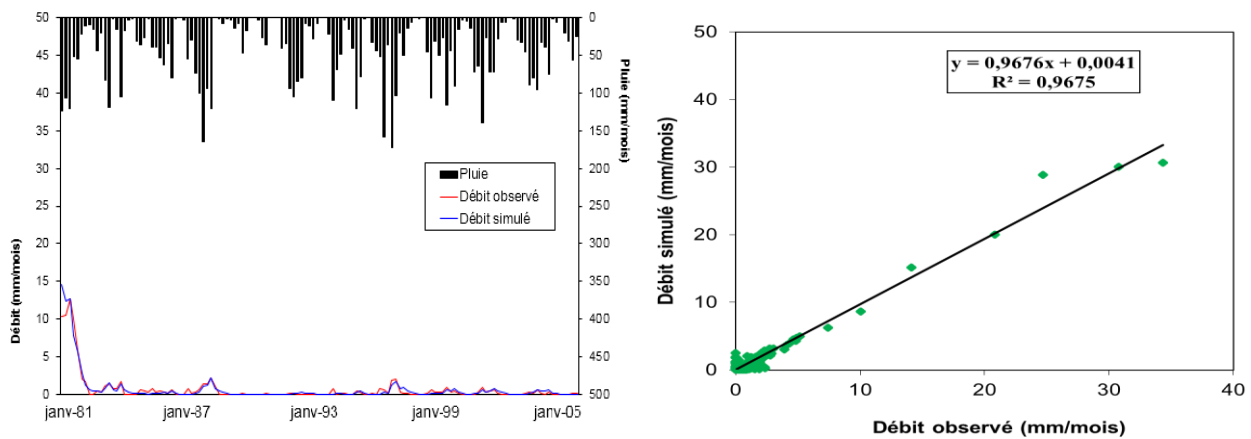


Figure V.47. Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Sikkak .

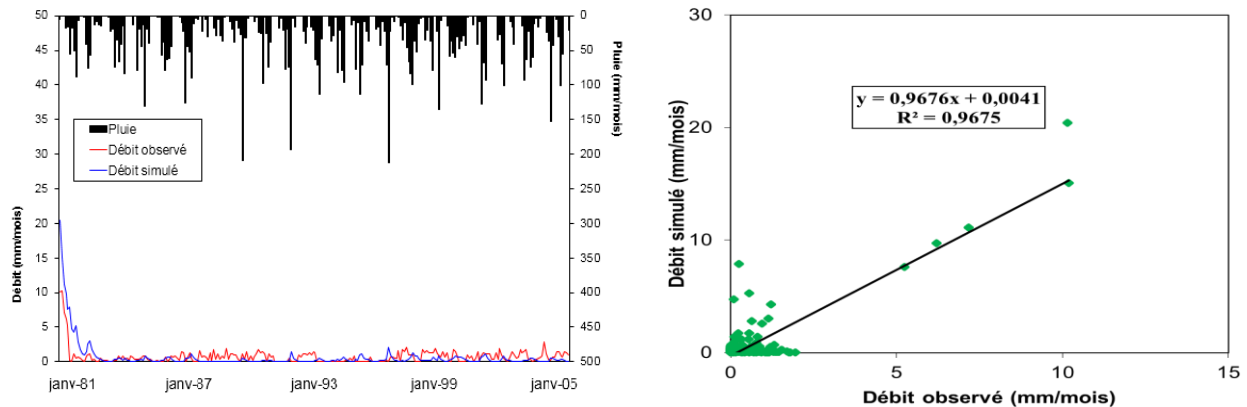


Figure V.48. Résultat obtenu par le calage du modèle GR2M pour le bassin versant de Zitoun .

b) Validation du modèle GR2M :

La validation du modèle a été réalisée sur la période allant de septembre 2006 à août 2015, à l'aide de séries indépendantes de données de précipitations et d'évapotranspiration, non utilisées lors de la phase de calage. Cette étape vise à évaluer la capacité du modèle à reproduire les écoulements sur une période différente de celle du calage, en maintenant les mêmes paramètres optimisés.

Le tableau V.7 présente les résultats obtenus pour les différentes stations, à travers les valeurs de l'indice de Nash-Sutcliffe et du coefficient de corrélation (R^2). Les résultats montrent des performances globalement satisfaisantes du modèle GR2M, avec des indices de Nash supérieurs à 70 % dans l'ensemble des cas, et des coefficients de corrélation variant entre 0,71 et 0,93.

Certaines stations, telles que Sikkak, Bensekrane et Boumessouad, présentent des performances particulièrement élevées, avec des indices de Nash atteignant respectivement 89,1 %, 88,6 % et 83,8 %, ainsi que des R^2 élevés (0,84, 0,87 et 0,90). Ces résultats indiquent une bonne stabilité du modèle dans la reproduction des débits à moyen terme.

Khemis O. Moussa ($R^2 = 0,71$) ou Mouillah ($R^2 = 0,77$), bien qu'affichant des performances légèrement plus faibles, conservent tout de même une qualité de simulation acceptable. Ces écarts peuvent être dus à des particularités locales (pertes par infiltration, ouvrages hydrauliques, variabilité pluviométrique) non prises en compte directement dans le modèle.

Tableau V.7 : Les variations de coefficients de corrélation de la validation du modèle GR2M.

<i>Données mensuelles</i>	<i>ETP (Thorntwaite)</i>	
<i>Critères</i>	<i>Nash</i>	<i>Coefficient de corrélation</i>
<i>Bensekrane</i>	88.6	0.87
<i>Boukiou</i>	73.7	0.93
<i>Boumessouad</i>	83.8	0,90
<i>Chouly</i>	80.8	0.83
<i>Khemis .O. Moussa</i>	78.5	0.71
<i>Mouillah</i>	84.2	0.77
<i>Nachef</i>	82.7	0.79
<i>Sebdou</i>	83	0.89
<i>Sikkak</i>	89.1	0.84
<i>Zitoun</i>	82.7	0.80

Les valeurs des débits simulés issues de la validation sont proches des débits mesurés, ce qui est clairement montré par la répartition des points autour de la droite de régression. Cela signifie que les débits simulés suivent bien les tendances observées, renforçant ainsi la validité du modèle. Par conséquent, la validation est jugée acceptable, et les résultats confirment la capacité du modèle à reproduire fidèlement les débits sur la période de validation.

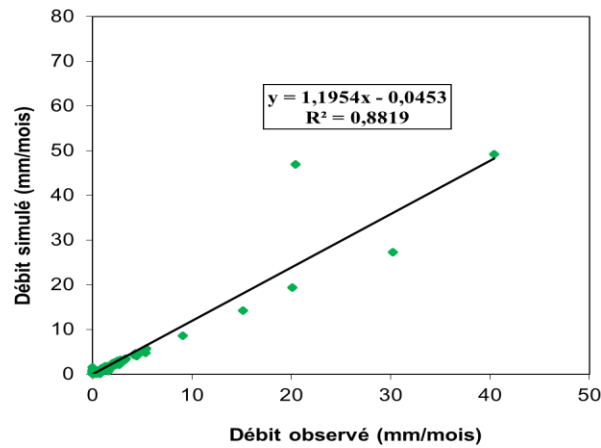


Figure V.49. Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Bensekrane.

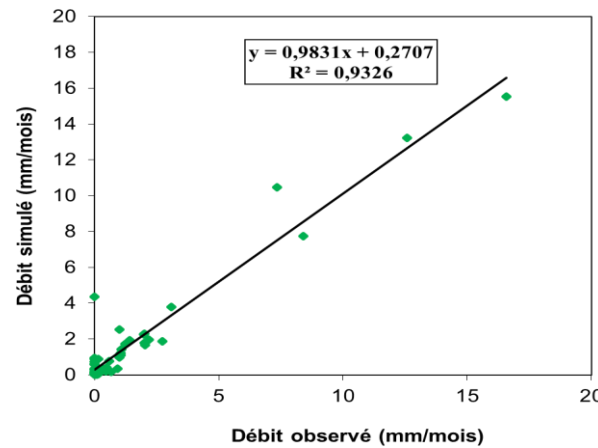


Figure V.50. Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Boukiou.

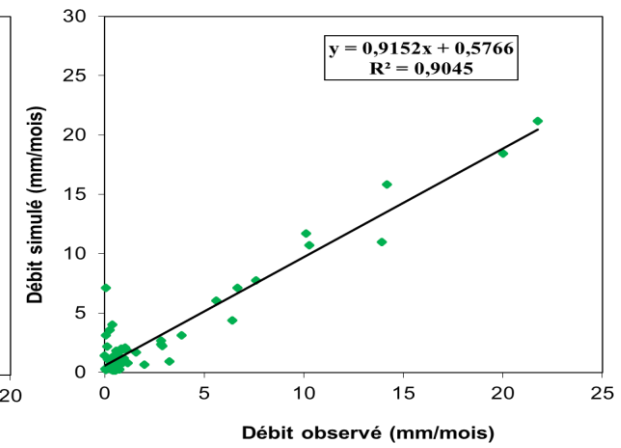


Figure V.51. Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Boumessouad.

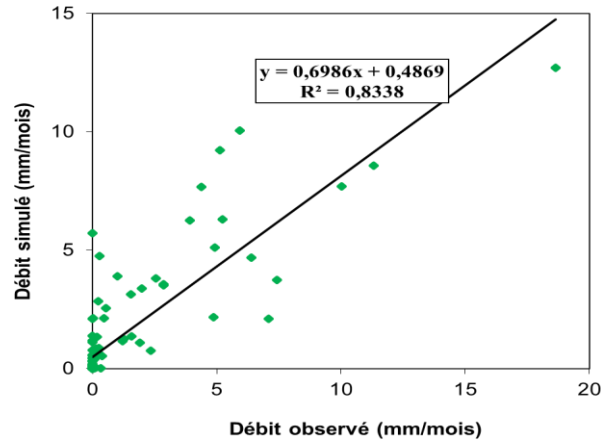


Figure V.52. Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Chouly.

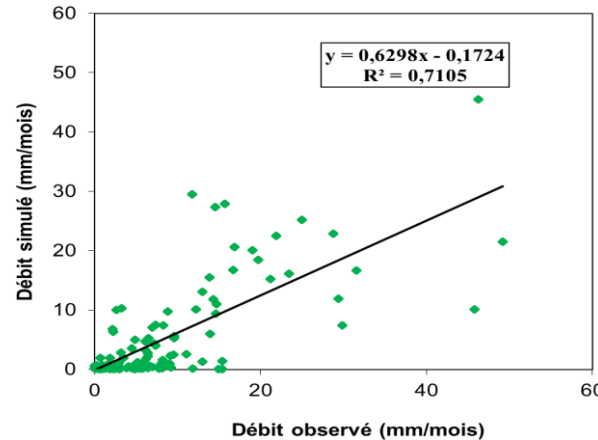


Figure V.53. Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de KhemisOuled Moussa.

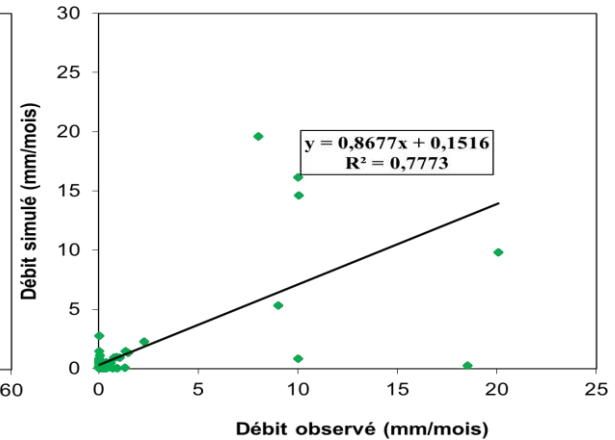


Figure V.54. Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Mouileh.

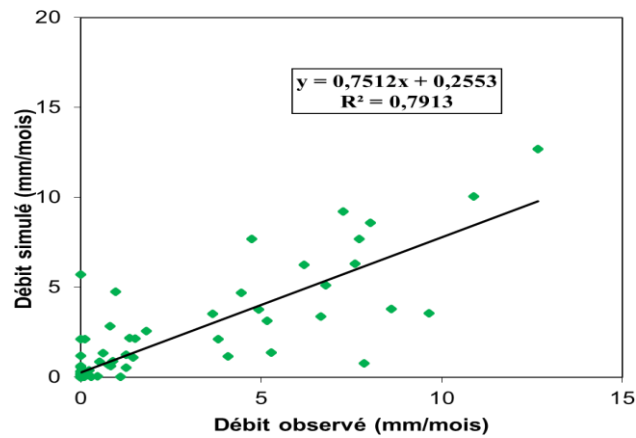


Figure V.55. Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Meffrouch.

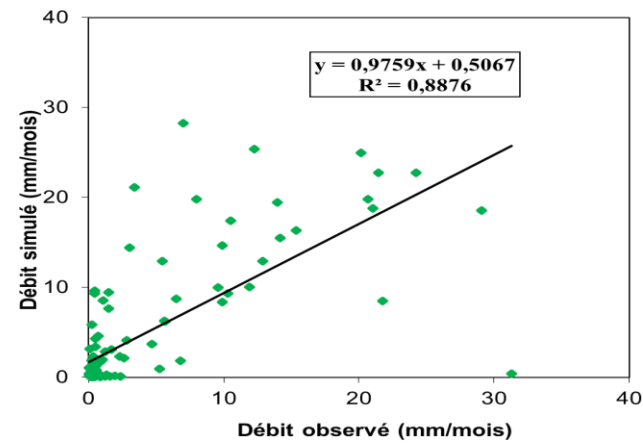


Figure V.56. Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Sebdou.

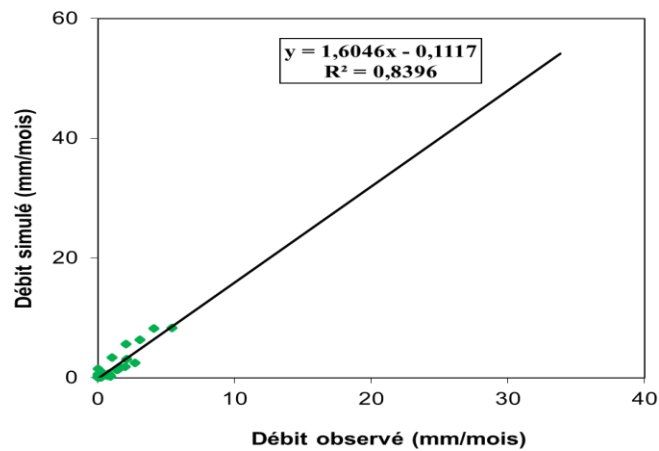


Figure V.57. Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Sikkak.

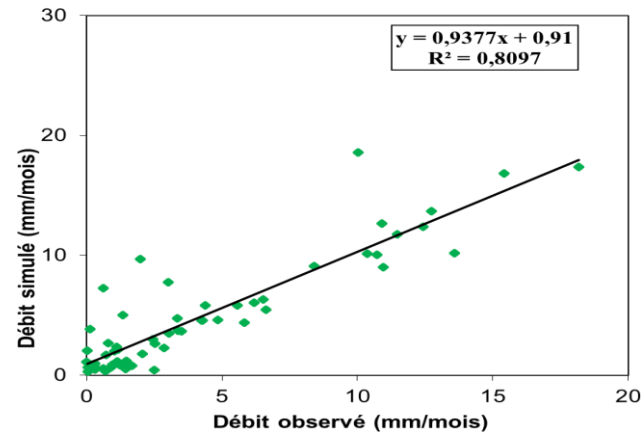


Figure V.58. Résultat obtenu par la validation du modèle GR2M pour le bassin versant de Zitoun.

V.3.1.3 - Évaluation du modèle GR4J à l'échelle journalière en fonction des méthodes d'estimation de ETP

Dans le but de modéliser les débits journaliers à l'échelle des sous-bassins étudiés, le modèle hydrologique conceptuel GR4J a été mis en œuvre. Ce modèle a été alimenté par :

- Les précipitations journalières observées (en mm),
- L'évapotranspiration potentielle (ETP), estimée à l'aide de cinq formules empiriques (Oudin, Jensen-Haise, Hargreaves-Samani, Irmak et Abtew),
- Les débits journaliers observés, convertis en lames d'eau écoulées (mm) à des fins de comparaison.

Le modèle a été calibré sur la période 1981–2009 et validé sur la période 2010–2015. Pour évaluer ses performances, trois indicateurs ont été mobilisés : le coefficient de Nash-Sutcliffe (Nash %), le Kling-Gupta Efficiency (KGE) et le coefficient de détermination (R^2).

a) Sensibilité du modèle GR4J aux différentes méthodes d'estimation de l'ETP

L'étude de la sensibilité du modèle GR4J aux différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) s'appuie sur les spécificités structurelles du modèle et sur sa résolution temporelle journalière. En effet, le modèle GR4J intègre explicitement l'ETP dans le calcul du bilan hydrique quotidien, ce qui rend ses performances particulièrement sensibles aux variations de cette variable d'entrée (Perrin et al., 2003 ; Andréassian et al., 2004).

À l'inverse, les modèles GR2M (mensuel) et GR1A (annuel) opèrent à des échelles de temps plus larges, où les fluctuations quotidiennes de l'ETP sont lissées. De ce fait, l'impact de la méthode choisie pour estimer l'ETP devient moins significatif sur les résultats globaux (Pushpalatha et al., 2011 ; Oudin et al., 2005b). Ces modèles sont en général moins sensibles aux erreurs ou aux variations dans l'estimation de l'ETP, car les autres composantes du bilan hydrologique (notamment la pluviométrie et les réservoirs de stockage) prédominent à ces pas de temps plus agrégés.

Par ailleurs, plusieurs études ont montré que la sensibilité des modèles hydrologiques aux entrées climatiques, notamment à l'ETP, croît avec la résolution temporelle du modèle (Oudin et al., 2005a ; Xu et Singh, 2002). Ces travaux justifient la pertinence de limiter cette analyse de sensibilité au GR4J, qui, en raison de son pas de temps journalier, est plus exposé aux incertitudes liées au choix de la méthode d'estimation de l'ETP.

L'analyse comparative montre que les performances du modèle GR4J varient significativement selon la méthode d'ETP utilisée et selon les sous-bassins considérés.

- Phase de calage (1981–2009)

Les résultats du Tableau V.8 indiquent que la méthode Oudin se distingue par sa performance globale. Elle enregistre notamment un Nash % élevé, atteignant 85,6 % à Khemis Ouled Moussa et un KGE supérieur à 0,78 dans plusieurs sous-bassins tels que Boumessaoud, Chouly, Sebdou et Zitoun. Cette méthode montre une bonne cohérence avec les dynamiques hydrologiques locales.

La formule de Hargreaves–Samani offre également de bons résultats, avec un KGE supérieur à 0,72 dans cinq sous-bassins (Bensekrane, Boukiou, Khemis-Ouled Moussa, Sikkak et Zitoun), ce qui témoigne de son adéquation dans divers contextes climatiques de la région.

À l’opposé, la méthode Abtew enregistre les plus faibles performances, avec un Nash % de seulement 16,6 % à Boumessaoud, reflétant une mauvaise représentation des processus d’évapotranspiration dans ce contexte. Les formules de Jensen–Haise et Irmak produisent quant à elles des résultats plus mitigés, avec des KGE généralement inférieurs à 0,50, indiquant une performance limitée.

Le coefficient de détermination (R^2) corrobore ces observations. Les méthodes Oudin et Hargreaves–Samani présentent des valeurs élevées, dépassant 0,80 dans plusieurs sous-bassins. Notamment, la méthode Irmak enregistre un R^2 de 0,84 à Sikkak et 0,82 à Mouilleh, soulignant une corrélation satisfaisante dans ces cas spécifiques. En revanche, les méthodes Jensen–Haise et Abtew affichent des R^2 faibles, parfois inférieurs à 0,30, avec un minimum de 0,20 à Sebdou, confirmant leur faible capacité à reproduire les observations.

Tableau V.8 : Les variations de critères de quantité et d’optimisation de la phase de calage du modèle GR4J.

ETP Méthodes	Critères	Sous Bassin									
		Bensekrane	Boukiou	Boumessaoud	Chouly	Khemis O. Moussa	Mouillah	Nachef	Sebdou	Sikkak	Zitoun
Oudin	Nash %	70.4	79.3	71.4	76.3	85.6	74.2	77.1	78	71.5	72.5
	KGE	0.71	0.65	0.78	0.86	0.86	0.53	0.57	0.73	0.63	0.8
	R^2	0.74	0.79	0.79	0.74	0.87	0.86	0.77	0.63	0.87	0.86
Jensen &Haise	Nash %	51,3	58,9	18,2	46,6	59	71.9	54,3	38,7	71,6	44,5
	KGE	0.52	0.54	0.56	0.41	0.46	0.49	0.57	0.57	0.54	0.59
	R^2	0,65	0.54	0,23	0,45	0,51	0,78	0,55	0,2	0.54	0.45
Hargreaves- Samani	Nash %	70,5	79,1	66,5	74,7	83	40.1	76,7	77,3	75,3	57.3
	KGE	0.75	0.72	0.70	0.69	0.87	0.65	0.57	0.71	0.72	0.8
	R^2	0.72	0.79	0.79	0.64	0.83	0.85	0.78	0.56	0.86	0.77
Abtew	Nash %	52,4	54,6	16,6	45,6	59,1	26.8	55,4	40,8	65,4	53,7
	KGE	0.56	0.57	0.59	0.41	0.52	0.47	0.49	0.47	0.49	0.67
	R^2	0.64	0.6	0.23	0.46	0.35	0.80	0.54	0.2	0.72	0.32
Irmak	Nash %	45,3	61,8	38,1	38,4	57,3	66.3	60,1	50,2	79,1	39,9
	KGE	0.71	0.53	0.61	0.51	0.5	0.70	0.43	0.41	0.45	0.41
	R^2	0.69	0.7	0.5	0.42	0.56	0.82	0.64	0.58	0.84	0.59

- *Phase de validation (2010–2015)*

Les résultats de la validation (Tableau V.9) confirment la robustesse de la méthode d'Oudin, qui enregistre des Nash % supérieurs à 70 % dans la majorité des cas, avec des pics de performance atteignant 89,6 % à Sikkak. Le KGE reste globalement élevé (0,85 à Bensekrane, 0,82 à Chouly), sauf dans le sous-bassin de Mouileh, où il chute à 0,24, soulignant une forte hétérogénéité spatiale.

Les performances de Hargreaves–Samani demeurent globalement satisfaisantes, bien que moins homogènes qu'en calibration. En revanche, les méthodes Abtew et Irmak montrent des limites évidentes, avec des Nash % très faibles (7,5 % à Zitoun pour Abtew ; 2,5 % à Mouileh pour Irmak) et des KGE inférieurs à 0,30 dans plusieurs cas.

Le R^2 vient appuyer ces résultats : Oudin atteint jusqu'à 0,82 à Khemis Ouled Moussa, tandis qu'Abtew enregistre des valeurs très basses, notamment 0,08 à Khemis, traduisant une très faible corrélation entre les débits simulés et observés.

Tableau V.9 : Les variations de critères de quantité et d'optimisation de la phase de Validation du modèle GR4J.

ETP Méthodes	Critères	Sous Bassin									
		Bensekrane	Boukiou	Boumessouad	Chouly	Khemis O. Moussa	Mouillah	Nachef	Sebdou	Sikkak	Zitoun
Oudin	Nash %	71,7	71,6	74,3	74,7	73,4	71,7	78,2	70,3	89,6	78,4
	KGE	0.85	0.62	0.73	0.82	0.76	0.24	0.51	0.66	0.49	0.52
	R^2	0.73	0.71	0.76	0.8	0.82	0.80	0.71	0.75	0.8	0.74
Jensen & Haise	Nash %	51,1	19,7	17,2	22,6	37,3	20,9	30,3	28,2	30,4	8,3
	KGE	0.59	0.50	0.40	0.43	0.42	0.43	0.41	0.43	0.33	0.31
	R^2	0.8	0.65	0.44	0.35	0.38	0.82	0.18	0.39	0.21	0.10
Hargreaves - Samani	Nash %	65,8	65,1	66,4	76,9	64,5	37,2	77,1	63,3	83,7	54,5
	KGE	0.66	0.59	0.65	0.70	0.77	0.63	0.50	0.50	0.61	0.64
	R^2	0.75	0.7	0.72	0.75	0.76	0.81	0.6	0.74	0.69	0.63
Abtew	Nash %	49,9	10,5	18,7	25,7	19,4	19,1	56,3	17,5	38,2	7,5
	KGE	0.54	0.46	0.35	0.21	0.56	0.69	0.28	0.31	0.25	0.45
	R^2	0.81	0.62	0.46	0.26	0.08	0.79	0.51	0.44	0.35	0.17
Irmak	Nash %	42,7	22,1	31,1	28,8	30,4	2,5	49	32,5	51,2	7,7
	KGE	0.60	0.59	0.42	0.59	0.40	0.28	0.45	0.35	0.40	0.26
	R^2	0.77	0.70	0.56	0.48	0.29	0.30	0.44	0.50	0.48	0.31

b) Analyse spatiale des performances

Les cartes produites sous ArcMap (Figures V.59 et V.60) mettent en évidence une forte variabilité spatiale des performances du modèle selon la méthode d'ETP employée.

Les figures V.59 et V.60 illustrent la comparaison des critères de performance (Nash %, KGE et R^2) pour cinq formules d'ETP au cours des phases de calibration et de validation.

La méthode d'Oudin se distingue nettement par ses performances supérieures et homogènes, avec des valeurs élevées pour l'ensemble des indicateurs dans la majorité des sous-bassins. Les teintes dominantes bleues et vertes témoignent d'une excellente capacité du modèle à simuler les débits, tant en calibration qu'en validation. À l'inverse, les méthodes d'Abtew et d'Irmak affichent des résultats médiocres, marqués par une forte hétérogénéité spatiale et des valeurs faibles, notamment dans les zones aval du bassin, traduisant leur inadéquation dans ce contexte semi-aride.

La formule de Hargreaves–Samani offre des performances variables mais globalement correctes, mieux positionnées que celles d'Irmak et Abtew, tandis que Jensen & Haise présente des résultats modérés, avec une pertinence limitée à certains secteurs.

En synthèse, les méthodes d'Oudin et de Hargreaves–Samani se démarquent par leur robustesse, avec des coefficients Nash souvent compris entre 70 % et 90 %, des KGE variant entre 0,80 et 0,90, et un R^2 généralement supérieur à 0,8. Ces résultats, particulièrement marqués dans les zones amont et centrales du bassin, traduisent une représentation plus fidèle des processus d'évapotranspiration, élément clé du cycle hydrologique en climat semi-aride. À l'opposé, les autres méthodes montrent une sensibilité accrue du modèle à la qualité de l'ETP, avec des valeurs de NSE et KGE souvent inférieures à 0,70.

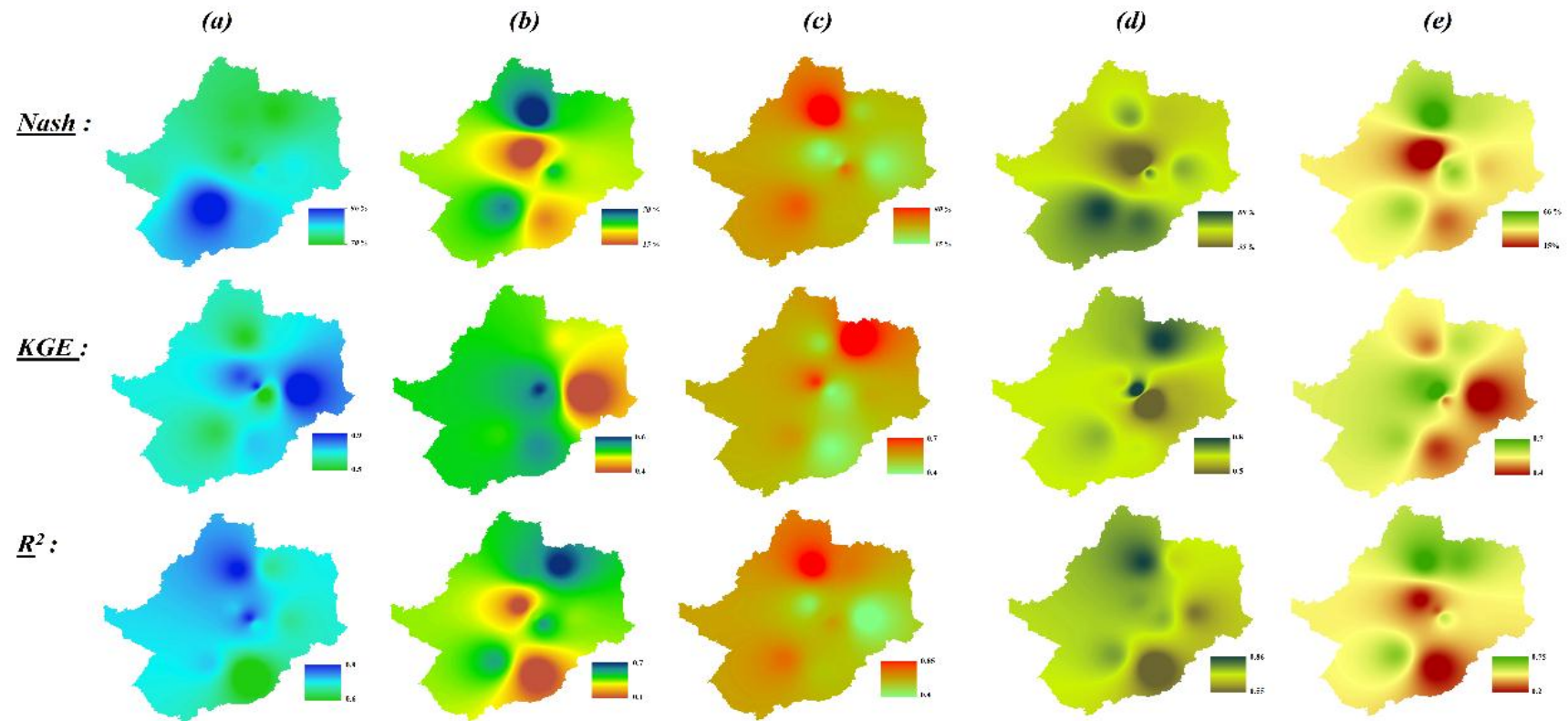


Figure V.59. Comparaison des critères de la performance des modèles GR4J des ETP dans la phase de la calibration.
(a) Oudin ; (b) Jensen & Haise ; (c) Irmak ; (d) Hargreaves – Samani ; (e) Abtew).

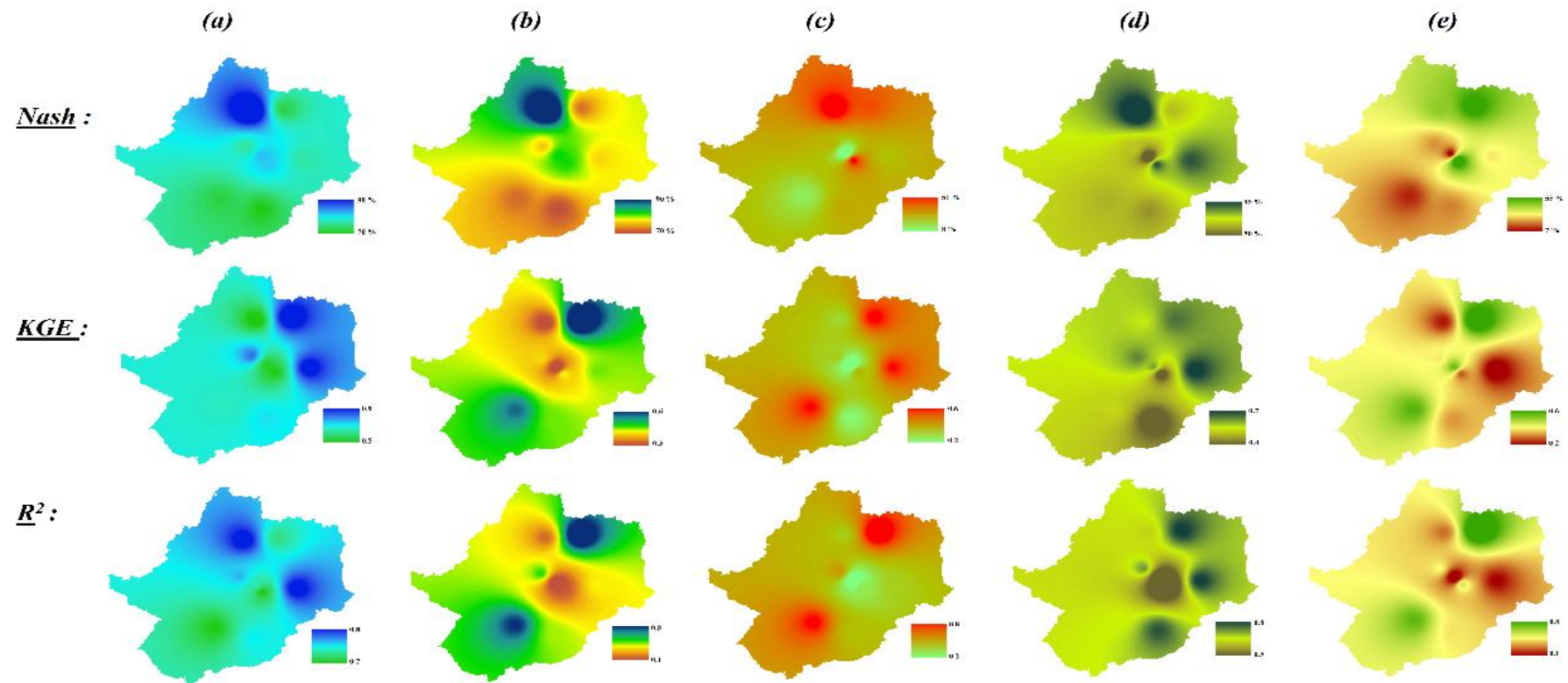


Figure V.60. Comparaison des critères de la performance des modèles GR4J des ETP dans la phase de la Validation.
(a) Oudin ; (b) Jensen & Haise ; (c) Irmak ; (d) Hargreaves – Samani ; (e) Abtew).

c) Comparaison entre débits simulés et observés dans les sous-bassins de la Tafna

La figure V.61 présente les résultats du calage et de la validation du modèle hydrologique GR4J appliqué aux sous-bassins du bassin versant de la Tafna, à travers la comparaison des débits simulés et observés.

Durant la phase de calage, le modèle reproduit globalement bien les hydrogrammes, avec un bon accord entre les courbes simulées et observées, hormis quelques écarts ponctuels. Toutefois, on note une tendance à la surestimation des débits en période de crue, générant des divergences notables. Par exemple, lors de l'événement du 01/05/1983 à Sebdou, le débit observé était de 3,404 mm/j, contre 2,096 mm/j simulés, malgré une précipitation modérée de 0,3 mm, traduisant une sous-estimation locale du débit de pointe.

La phase de validation révèle des comportements similaires, marqués par des surestimations fréquentes dans certains cas. Ainsi, le 27/01/2012 à Zitoun, le débit simulé atteint 0,958 mm/j, alors que le débit observé est de seulement 0,044 mm/j, malgré des précipitations de 5,1 mm. Ces écarts traduisent une réponse du modèle parfois décalée ou exagérée par rapport à la dynamique réelle des crues.

Cette réponse retardée et/ou amplifiée dans la simulation des débits, notamment dans certains sous-bassins karstiques, met en lumière la nécessité d'adapter le modèle aux spécificités géologiques locales. Les formations karstiques, connues pour leur rôle dans le retardement des écoulements, compliquent la représentation des processus hydrologiques, en particulier lors des épisodes de crue.

Ces observations sont cohérentes avec les résultats obtenus par Sezen et al. ,2019 et Mohammadi et al. ,2022, et s'inscrivent dans la lignée des études internationales (Noumon et al. 2020 ; Mostafazadeh & Asgari 2021 ; Shin & Kim 2021 ; Correia Martins 2023) ainsi que des recherches menées en Algérie (Otmane et al. 2019 ; Aoulmi et al. 2022 ; Bouguerra et al. 2023). Elles soulignent l'importance de prendre en compte les caractéristiques hydrogéologiques dans la modélisation pour améliorer la précision des simulations, notamment dans les environnements complexes comme les bassins karstiques.

d) Classement des modèles d'évapotranspiration potentielle (ETP) :

Le tableau V.10 présente une comparaison des performances des différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP), évaluées en termes de fiabilité (classement par fréquence d'apparition dans les meilleures performances sur les dix sous-bassins versants) et d'efficacité (valeurs médianes des critères KGE, Nash et R^2) lors des phases de calage (1981–2009) et de validation (2010–2015) du modèle hydrologique GR4J.

La méthode Hargreaves-Samani se distingue comme la plus performante selon le critère KGE, se classant en tête pour la fiabilité et l'efficacité dans les deux phases. La méthode Oudin présente également de bonnes performances, avec des valeurs de KGE proches de celles de Hargreaves-Samani. En revanche, les méthodes Jensen-Haise, Irmak et Abtew affichent une plus grande variabilité, sensible aux spécificités des bassins.

Concernant le critère de Nash, la méthode Oudin occupe la première place en termes de fiabilité et d'efficacité, avec des valeurs médianes supérieures à 75 %. La méthode Hargreaves-Samani reste robuste, se plaçant en seconde position. Les autres méthodes, notamment en validation, obtiennent des performances nettement inférieures.

Enfin, l'analyse du coefficient de détermination R^2 confirme la prééminence des méthodes Oudin et Hargreaves-Samani, avec des valeurs élevées et stables dans les deux phases, tandis que les méthodes Irmak, Jensen-Haise et Abtew présentent des résultats plus modestes, surtout en validation.

Tableau V.10. Classement des modèles ETP selon la fiabilité et l'efficacité critères de performances dans les phases de calibrage et de validation.

<i>Méthodes ETP</i>	<i>Calibration</i>						<i>Validation</i>					
	<i>Fiabilité (rang)</i>			<i>Efficacité (valeur médiane)</i>			<i>Fiabilité (rang)</i>			<i>Efficacité (valeur médiane)</i>		
	KGE	Nash	R ²	KGE	Nash	R ²	KGE	Nash	R ²	KGE	Nash	R ²
<i>Oudin</i>	2	1	1	0.71	75.6	0.79	2	1	1	0.62	75.4	0.76
<i>Hargreaves Samani</i>	1	2	2	0.73	70.1	0.76	1	2	2	0.63	68.6	0.72
<i>Jensen Haise</i>	4	4	4	0.525	51.5	0.49	5	4	5	0.43	26.6	0.43
<i>Irmak</i>	3	3	3	0.526	53.7	0.63	3	3	3	0.58	32.8	0.48
<i>Abtew</i>	5	5	5	0.524	47.1	0.48	4	5	4	0.56	26.3	0.45

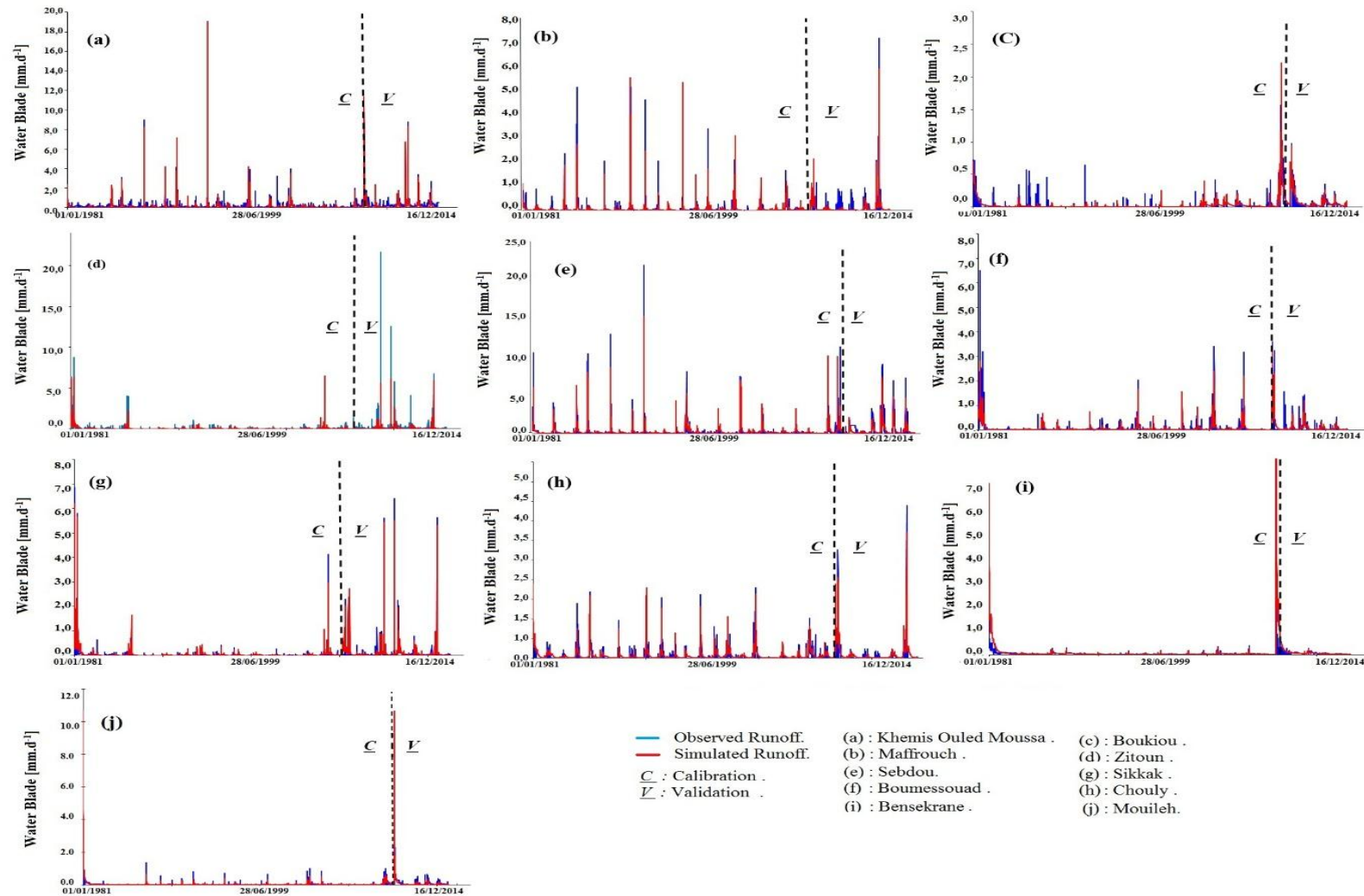


Figure V.61. Résultat obtenu par le calage et la validation du modèle GR4J .

e) La variabilité des paramètres dans le modèle GR4J :

La Figure V.62 illustre la variabilité de quatre paramètres du modèle GR4J en fonction des différents modèles d'ETP, mettant en évidence l'impact de ces estimations sur le comportement du modèle hydrologique.

Le paramètre de production (X1) présente une variabilité significative en fonction du modèle d'ETP utilisé. Le modèle Oudin pour X1 varie de 200,34 mm à Sebdou à 1107,65 mm à Sikkak, tandis que le modèle Hargreaves-Samani s'étend de 139,77 mm à Sebdou à 1002,25 mm à Chouly. Le modèle Irmak montre des valeurs allant de 100,48 mm à 1107,65 mm, et le modèle Abteu varie de 100,48 mm à 1199,91 mm. De même, le modèle Jensen-Haise présente une plage allant de 105,64 mm à Khemis Ouled Moussa à 1199,91 mm à Zitoun. Ces variations indiquent que X1 est particulièrement sensible au modèle d'ETP choisi.

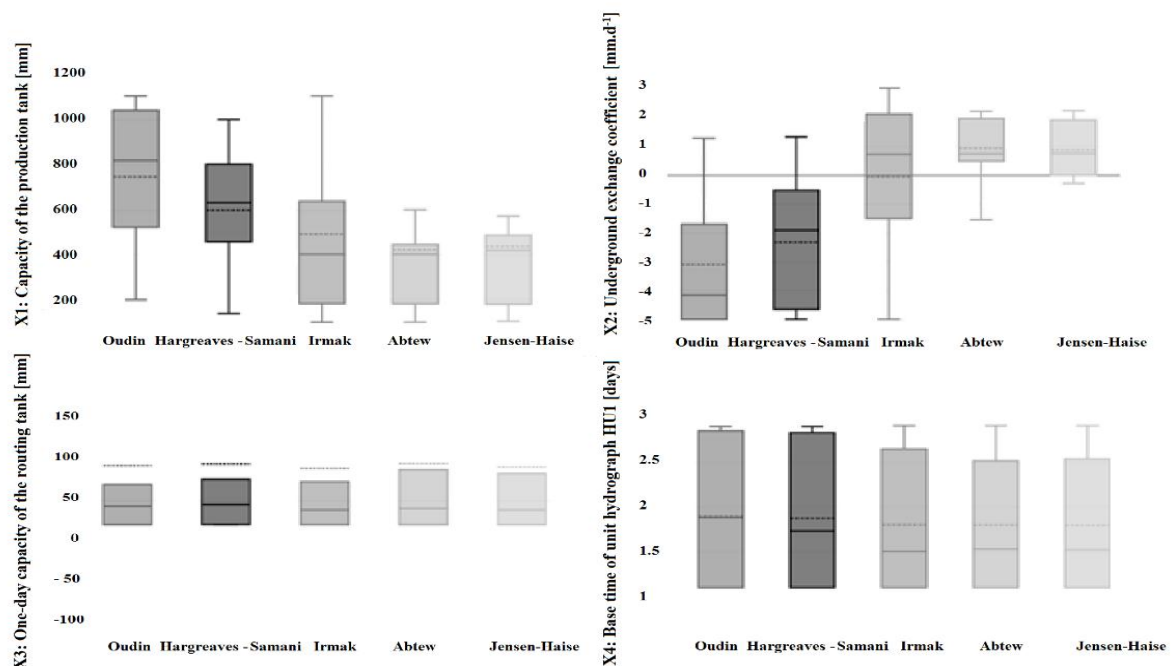


Figure V.62 . Analyse des paramètres GR4J.

Le coefficient d'échange des eaux souterraines (X2) présente également une variabilité notable en fonction du modèle d'ETP. Dans le modèle Oudin, X2 varie de -4,99 mm dans plusieurs sous-bassins à 1,27 mm à Sebdou, ce qui reflète une variabilité substantielle. De même, le modèle Hargreaves-Samani varie de -4,99 mm dans plusieurs sous-bassins à 1,32 mm à Sebdou. Le modèle Irmak montre des valeurs allant de -4,99 mm à Sikkak et Zitoun à 3,00 mm à Bensekrane et Khemis Ouled Moussa, tandis que le modèle Abteu varie de -1,55 mm à 2,20 mm à Sikkak. Le modèle Jensen-Haise présente une plage allant de -0,28 mm à Zitoun à 2,23 mm à Khemis Ouled Moussa. Lorsque X2 est négatif, cela indique que l'eau est perdue dans les eaux souterraines profondes, tandis que les valeurs positives indiquent que l'eau est captée des eaux souterraines vers le bassin.

Le comportement du modèle GR4J dans le bassin versant de la Tafna est sensible aux paramètres X1 et X2, soulignant le rôle crucial des estimations d'ETP dans les interactions entre les eaux superficielles et souterraines, en particulier dans le bassin étudié, qui présente des caractéristiques géologiques karstiques. Cette sensibilité est d'autant plus importante dans les environnements karstiques, où les dynamiques de mouvement de l'eau sont souvent complexes. Les paramètres X3 et X4 montrent davantage de stabilité face aux variations des entrées d'ETP, suggérant qu'ils sont relativement insensibles aux changements dans les méthodes d'estimation d'ETP.

Ces résultats sont cohérents avec les travaux de Jayathilake et Smith (2021, 2022), qui ont exploré la sensibilité des modèles conceptuels de pluie-débit aux erreurs systématiques dans les estimations d'ETP à travers 57 bassins versants dans les régions à énergie et à eau limitées des États-Unis. Cependant, contrairement à des études telles que celle d'Andréassian (2004), qui ont constaté que les modèles hydrologiques sont généralement insensibles aux erreurs d'ETP dans une étude impliquant 42 stations météorologiques et 62 bassins versants en France, et celle de Oudin et al. (2004), qui ont évalué l'efficacité de 27 modèles d'ETP à travers plusieurs bassins versants en France, en Australie et aux États-Unis, cette étude révèle une compréhension plus nuancée des impacts des erreurs d'ETP.

Cette compréhension nuancée met en lumière l'importance de processus rigoureux de calibrage et de validation, en particulier pour les paramètres directement influencés par les estimations d'ETP. L'affinement de paramètres tels que X1 et X2, qui présentent une plus grande sensibilité aux variations d'ETP, est crucial pour améliorer la précision du modèle, notamment dans les régions hydrologiquement complexes où l'estimation d'ETP peut poser des défis. En évaluant minutieusement ces sensibilités et stabilités pour les paramètres du modèle GR4J, les chercheurs et les praticiens peuvent affiner leurs approches de modélisation afin de mieux refléter les conditions hydrologiques locales.

V.3.2 Le modèle HBV LIGHT :

Le modèle HBV Light, fonctionnant à une échelle de temps journalière, a été appliqué aux données quotidiennes de précipitations, de températures et de débits mesurés dans les dix sous-bassins versants du bassin de la Tafna. L'objectif principal est d'évaluer la capacité de ce modèle à simuler de manière fiable les écoulements journaliers à partir des variables climatiques disponibles.

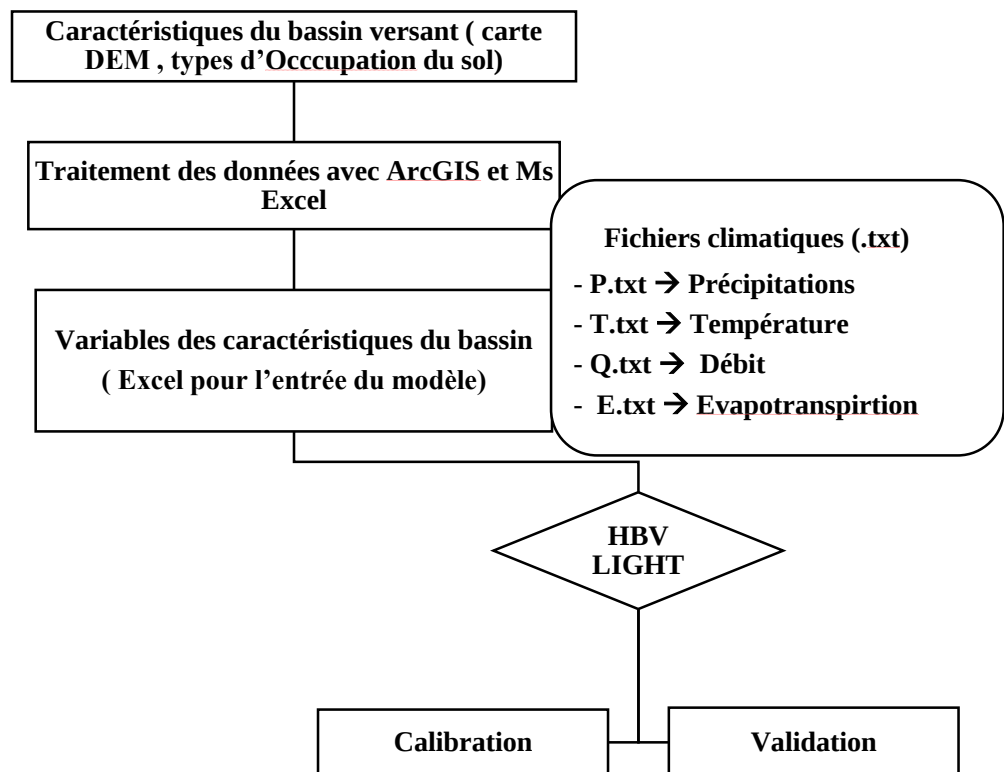


Figure V.63. Processus de calibration et validation de modèle hydrologiques HBV Light .

La figure V.63 repose sur l'application du modèle hydrologique conceptuel semi-distribué **HBV Light**, développé par le **SMHI**, pour simuler le comportement hydrologique du bassin versant étudié.

Ce modèle nécessite deux types principaux de données : **les caractéristiques physiques** du bassin (extraites à partir de cartes topographiques MNT et d'occupation du sol) et **les données climatiques journalières** (précipitations, températures, évapotranspiration).

Les caractéristiques physiques, telles que l'altitude moyenne, la pente, la superficie et l'usage des sols, ont été extraites à l'aide des logiciels ArcGIS et Excel à partir du Modèle Numérique d'Élévation (MNT) et des cartes d'occupation du sol.

Les données climatiques, quant à elles, ont été formatées au standard du modèle sous forme de fichiers texte **(.txt)**, incluant : **P.txt** pour les précipitations, **T.txt** pour les températures, **E.txt** pour l'évapotranspiration potentielle et **Q.txt** pour les débits observés.

Une **phase de calibration** du modèle a été menée en ajustant les paramètres hydrologiques internes afin de minimiser l'écart entre les débits simulés et observés, sur une période donnée. Cette phase a été suivie par **une validation** indépendante sur une autre période, dans le but d'évaluer la robustesse et la capacité prédictive du modèle.

Les performances ont été mesurées à l'aide d'indicateurs statistiques tels que le coefficient de Nash-Sutcliffe (NSE). L'ensemble du processus, de la collecte des données à l'analyse des résultats, a permis d'appréhender le fonctionnement hydrologique du bassin étudié, tout en évaluant les potentialités du modèle HBV Light dans un contexte semi-aride.

a) Calage du modèle HBV Light

Le calage a été réalisé manuellement, selon une approche itérative reposant sur une démarche empirique fondée sur des essais successifs. Cette méthode, mobilisant l'expertise de l'opérateur, vise à ajuster les paramètres du modèle afin d'optimiser la concordance entre les débits simulés et les observations.

L'évaluation repose en premier lieu sur une analyse visuelle des hydrogrammes simulés et observés, permettant d'apprécier la capacité du modèle à reproduire les principaux comportements hydrologiques : pics de crue, délais de réponse, débits d'étiage ainsi que la forme générale de la courbe des débits classés. Un soin particulier est également porté à la cohérence du bilan hydrique global.

Cette appréciation qualitative est complétée par une évaluation quantitative, à l'aide d'indicateurs statistiques permettant d'objectiver les performances du modèle. L'ensemble de ces éléments contribue à une calibration équilibrée, intégrant à la fois la dynamique temporelle des écoulements et la fidélité globale de la reproduction hydrologique.

Le calage du modèle a été effectué après un certain nombre de simulations, en ajustant quinze paramètres clés du modèle HBV Light (TT, CFMAX, SFCF, CFR, CWH, FC, LP, BETA, PERC, UZL, K0, K1, K2, MAXBAS et CET).

Les résultats obtenus montrent que le modèle HBV Light est capable de reproduire de manière satisfaisante les écoulements journaliers dans certaines stations, bien que ses performances varient selon les sous-bassins. Lors de la phase de calibration, les coefficients de performance indiquent une qualité de simulation allant de 49,1 % (station Mouileh) à 79,2 % (station Zitoun) pour le Nash %, témoignant d'une modélisation globalement acceptable.

Le coefficient de corrélation entre les débits simulés et observés varie entre 0,52 et 0,79, avec de bons résultats observés notamment dans les stations de Sikkak, Khemis-Ouled Moussa et Zitoun, traduisant une correspondance satisfaisante entre les valeurs mesurées et simulées.

En revanche, la phase de validation met en évidence une dégradation des performances, avec des valeurs de Nash comprises entre 27 % et 60,78 %, et des coefficients de détermination (R^2) allant de 0,42 à 0,66. Ces résultats révèlent une baisse de la capacité prédictive du modèle, notamment dans certains sous-bassins, ce qui souligne l'importance d'une calibration robuste et, le cas échéant, d'une adaptation plus fine du modèle aux caractéristiques spécifiques de chaque site.

Tableau V.11 : Les variations de critères de quantité et d'optimisation de la phase de Calage et de Validation du modèle HBV Light.

Paramètres hydrologiques	Bensekrane	Boukiou	Boumessouad	Chouly	Khemis .O.Moussa	Mouillah	Nachef	Sebdou	Sikkak	Zitoun
<i>TT (°C)</i>	10	1	6	1	2	1	1	1	3	1
<i>CFMAX (mm/(d°C))</i>	0.09	0.01	0.01	2	0.028	0.1	0.25	3	0.5	2
<i>SFCF [-]</i>	0	0	0	1	1.63	1	1	1	1	1
<i>CFR [-]</i>	0.01	0.03	0.03	0.01	2.6	0.01	0.01	0.05	1.15	2.06
<i>CWH [-]</i>	0.2	0.1	0.1	0.1	1.32	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
<i>FC [-]</i>	1289	590	997	689	735	548	775	110	871	998
<i>LP [-]</i>	0.53	0.64	0.81	0.6	0.35	0.62	0.7	1	0.45	0.5
<i>BETA [-]</i>	2.13	1.99	2	2.99	1	3.02	3.1	1.95	2.4	2.3
<i>PERC [mm/d]</i>	0.86	0.72	0.22	1	0.3	0.04	0.01	0.6	0.55	0.43
<i>UZL (mm)</i>	0.71	0.003	0.01	0.23	8.5	0.68	2.9	22	0.09	0.1
<i>K0 [1/d]</i>	0.001	0.029	0.16	0.04	0.6	0.16	0.05	0.22	0.4	0.3
<i>K1 [1/d]</i>	0.001	0.001	0.06	0.04	0.1	0.71	0.3	0.11	0.33	0.4
<i>K2 [1/d]</i>	0.046	0.018	0.006	0.07	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01
<i>MAXBAS [d]</i>	1	1	1	2	2.85	1	1	2.3	1.9	1
<i>Cet [1/°C]</i>	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.4
Calage (1981-2005)	<i>Nash (%)</i>	62	64	70.9	67.8	72.3	49.1	66.08	66.01	74.3
	<i>R²</i>	0.71	0.67	0.71	0.68	0.72	0.52	0.66	0.68	0.75
	<i>KGE</i>	0.44	0.32	0.71	0.75	0.80	0.25	0.70	0.61	0.60
Validation (2006-2015)	<i>Nash (%)</i>	35	60.7	48.5	57.8	53.01	27.8	58.8	49.11	66.8
	<i>R²</i>	0.42	0.66	0.61	0.59	0.64	0.63	0.59	0.62	0.67
	<i>KGE</i>	0.40	0.61	0.52	0.47	0.62	0.23	0.72	0.31	0.52

b) Validation du modèle HBV Light :

Lors de la phase de validation (Tableau V.11), l'indice de performance de Nash varie entre 27,8 % et 66,8 %, traduisant une baisse notable de performance pour certaines stations. En particulier, la station de Khemis présente une faible performance, avec un coefficient de Nash de seulement 27,8 %, ce qui suggère que le modèle éprouve des difficultés à généraliser les conditions observées en dehors de la période de calage.

Le coefficient de corrélation (R^2) pendant la validation affiche également des variations allant de 0,42 à 0,67. Un R^2 plus faible, notamment pour la station de Khemis, indique une perte de précision et de cohérence dans la reproduction des débits post-calage.

c) Comparaison entre débits observés et débits simulés

La Figure V.64 illustre une bonne concordance entre les courbes des débits observés et simulés dans la majorité des stations, notamment durant la phase de calage, où la dynamique des écoulements est globalement bien restituée, avec de faibles écarts. Par exemple, à Khemis, le 14 février 1989, le débit observé atteint 10 mm/j, tandis qu'en période d'étiage, comme le 20 août 1993, les valeurs simulées restent proches des observations (0,08 mm/j observé contre 0,10 mm/j simulé). À Meffrouch, un pic de 2,95 mm/j est bien capté le 3 mars 2004. À Sebdou, le modèle tend à surestimer certains faibles débits, comme le 9 août 2010 (0,05 mm/j observé pour 0,11 mm/j simulé). En revanche, la station de Boumessouad montre une forte cohérence entre les volumes cumulés simulés et observés sur l'ensemble de la période.

En validation, plusieurs stations confirment la capacité du modèle à reproduire fidèlement les tendances des écoulements. C'est le cas notamment de Chouly, Bensekrane et Mouileh. À titre d'exemple, à Chouly, le 8 janvier 1991, le débit simulé est de 2,43 mm/j contre 2,47 mm/j observé, illustrant la précision du modèle dans cette zone.

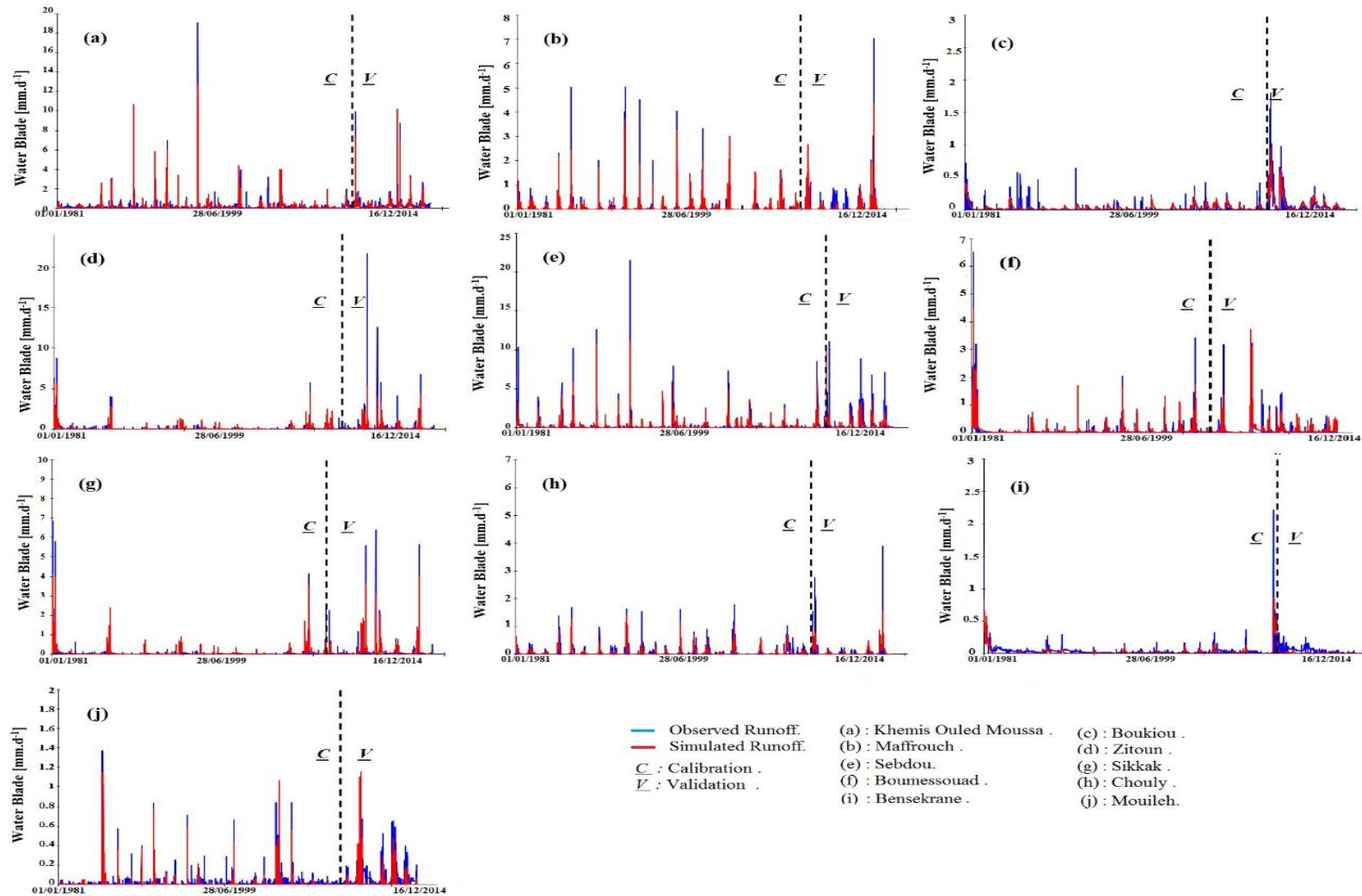


Figure V.64. Résultat obtenu par le calage et la validation du modèle HBV – light.

V.3.3- Comparaison des performances des modèles HBV – Light et GR4J :

L'évaluation comparative des modèles GR4J et HBV Light appliqués au bassin versant de la Tafna permet de mettre en évidence les atouts et limites de chacun, en particulier en ce qui concerne la simulation des débits journaliers dans un contexte climatique semi-aride.

Le modèle *GR4J*, utilisé à l'échelle journalière, a présenté des performances globalement meilleures que le modèle HBV Light. Ces valeurs témoignent d'une bonne stabilité du modèle entre les phases de calibration et de validation, ce qui traduit une capacité robuste à modéliser les écoulements journaliers, y compris lors de variations interannuelles. À l'inverse, le modèle HBV Light montre des performances plus modestes

Une supériorité générale du modèle GR4J dans la majorité des sous-bassins étudiés. Le modèle GR4J atteint fréquemment des valeurs de Nash supérieures à 70 %, traduisant une excellente reproduction des débits observés.

En comparaison, HBV-Light présente des performances plus hétérogènes, avec des valeurs de Nash parfois inférieures à 60 %, notamment dans des bassins comme Mouileh. Les résultats obtenus pour le coefficient de Kling-Gupta (KGE) renforcent cette tendance : GR4J affiche une moyenne de 0,70 contre 0,60 pour HBV-Light.

Les coefficients de corrélation (R^2) suivent la même dynamique. GR4J atteint souvent des valeurs supérieures à 0,85. À l'inverse, les corrélations obtenues avec HBV-Light sont généralement inférieures, en particulier en période de validation. Cette baisse de performance suggère une plus grande sensibilité du modèle HBV-Light aux conditions d'entrée et une moindre capacité de généralisation, soulevant des interrogations quant à sa stabilité à long terme dans des contextes hydroclimatiques variés.

Globalement, le modèle GR4J apparaît comme le plus performant et fiable pour les bassins étudiés, grâce à une meilleure capacité d'adaptation aux données observées et une robustesse accrue en validation. Toutefois, HBV-Light surpasse GR4J dans certains sous-bassins spécifiques, tels que Zitoun, Sikkak, et, dans une moindre mesure, Nacheff (Meffrouch). Cette supériorité locale peut s'expliquer par la structure plus détaillée de HBV-Light, qui intègre davantage de paramètres et permet une représentation plus fine de la variabilité hydrologique dans des contextes spécifiques.

La différence la plus marquée entre les deux modèles est observée dans le sous-bassin de Mouileh, où GR4J présente une performance nettement supérieure à celle de HBV-Light. Ce constat souligne l'importance du choix du modèle en fonction des caractéristiques hydroclimatiques locales. Ainsi, dans des bassins à réponse rapide ou disposant de données limitées, un modèle plus simple comme GR4J peut s'avérer plus performant et offrir une calibration plus stable.

Ces résultats sont en accord avec les conclusions de plusieurs études comparatives (Perrin et al., 2003 ; Seibert, 2000), qui insistent sur le fait que le choix d'un modèle hydrologique ne peut être universel. Il doit être guidé par les objectifs de la modélisation, la disponibilité et la qualité des données, ainsi que par les spécificités physiques du bassin versant.

Plusieurs facteurs expliquent cette différence de performance :

- *Structure du modèle* : GR4J repose sur une architecture simple avec seulement 4 paramètres, ce qui rend le calage plus stable, même en présence de données incertaines. HBV Light, quant à lui, est plus complexe (plus de 15 paramètres), et sa calibration exige davantage de précision dans les données d'entrée (précipitations, température, neige), ce qui peut limiter son efficacité dans un contexte semi-aride. Ce constat est appuyé par Perrin et al. (2003) et Oudin et al. (2005), qui ont démontré la robustesse du GR4J face à des données limitées.
- *Adéquation au climat local* : Le bassin de la Tafna, à climat semi-aride, se caractérise par une forte irrégularité des précipitations, une évapotranspiration élevée et une faible influence nivale. GR4J, conçu pour répondre efficacement à ce type de régime hydrologique, se montre plus adapté. HBV Light intègre un module neige (CFMAX, TT, SFCF), peu pertinent dans ce contexte, ce qui ajoute des paramètres peu influents mais qui compliquent la calibration. Des travaux réalisés par Trambly et al. (2010) en Afrique du Nord confirment que les modèles simples comme GR4J sont généralement plus performants dans ce type de climat.
- *Sensibilité aux données* : HBV Light est plus sensible aux erreurs dans les données climatiques, notamment la température. Dans un environnement où les données sont parfois lacunaires ou bruitées, cette sensibilité peut entraîner une baisse de performance. À l'inverse, GR4J montre une robustesse plus élevée face aux incertitudes des données d'entrée. Ce comportement est également documenté par Hundecha & Bárdossy (2004) et Seibert (1997), qui soulignent les exigences de HBV en matière de qualité de données pour une calibration efficace.

Le modèle GR4J offre de meilleures performances, une plus grande stabilité et une calibration plus robuste dans le contexte du bassin de la Tafna. Le modèle HBV Light, bien qu'intéressant pour une approche plus détaillée des processus hydrologiques, nécessite une qualité de données supérieure pour exprimer tout son potentiel. L'utilisation conjointe des deux modèles peut toutefois renforcer la fiabilité des analyses, notamment dans les études prospectives de changement climatique. Ces constats sont cohérents avec les recommandations de Meddi et al. (2016) concernant l'utilisation de modèles simples dans les bassins semi-arides algériens.

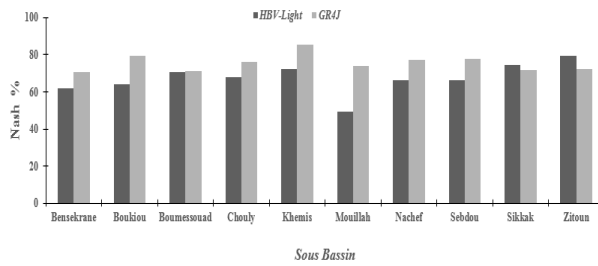


Figure V. 65. Comparaison des performances (Nash) des modèles HBV – Light et GR4J (Calage).

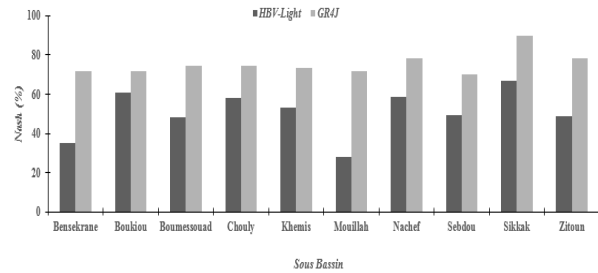


Figure V.66. Comparaison des performances (Nash) des modèles HBV – Light et GR4J (Validation).

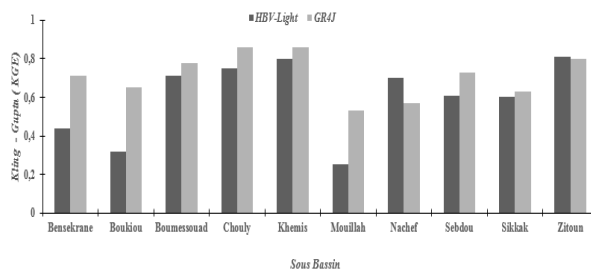


Figure V.67 . Comparaison des performances (KGE) des modèles HBV – Light et GR4J (Calage) .

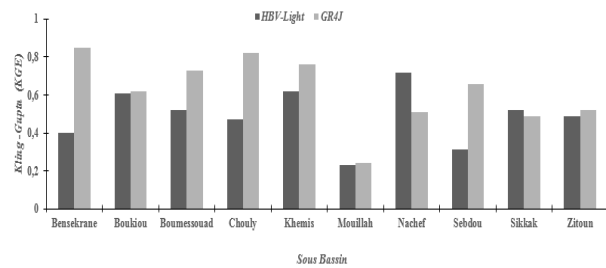


Figure V.68 . Comparaison des performances (KGE) des modèles HBV – Light et GR4J (Validation) .

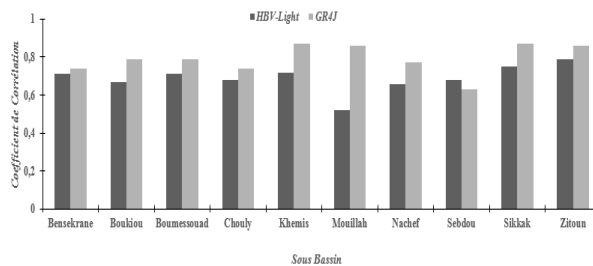


Figure V.69. Comparaison des performances (R^2) des modèles HBV – Light et GR4J (Calage) .

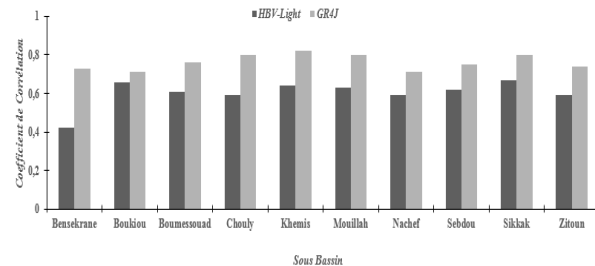


Figure V.70. Comparaison des performances (R^2) des modèles HBV – Light et GR4J (Validation) .

V.5 - CONCLUSION

Cette étude a démontré que, parmi les différentes échelles temporelles analysées, la corrélation entre les précipitations annuelles et le volume d'eau écoulé annuel est la plus significative, surpassant les pas de temps mensuel et journalier. Cependant, la modélisation pluie-débit à l'aide du modèle GR s'est avérée plus performante et plus représentative qu'une approche purement corrélative, notamment grâce à l'utilisation de la méthode d'Oudin, qui a fourni des résultats robustes à toutes les échelles.

Par ailleurs, une première application du modèle global HBV Light a été testée, bien qu'elle n'ait pas produit de résultats satisfaisants pour le bassin étudié. Cette observation incite à explorer d'autres modèles plus adaptés, disponibles dans la littérature hydrologique.

L'intégration de différentes méthodes d'ETP dans le modèle GR4J a révélé une sensibilité marquée aux conditions locales, avec des performances variables selon les sous-bassins et les périodes d'étalonnage (1981–2009) et de validation (2010–2015). Contrairement à certaines études qui considèrent l'influence des données d'ETP comme négligeable dans les modèles hydrologiques, nos résultats soulignent l'impact significatif de leur choix sur les performances du GR4J, nécessitant une sélection rigoureuse et un calibrage adapté.

L'analyse des paramètres du modèle GR4J a permis de préciser cette sensibilité. Le paramètre de production (X1) varie entre 380 mm et 1 100 mm, tandis que le coefficient d'échange souterrain (X2) fluctue entre -5 mm et 0 mm, reflétant tantôt des pertes vers les nappes profondes, tantôt des gains vers le bassin. En revanche, les paramètres de routage (X3 et X4) restent stables, confirmant la robustesse du modèle dans la représentation du transfert et de la synchronisation des écoulements.

CHAPITRE VI

Les modèles climatiques et leur Application au bassin de la Tafna

VI.1- Introduction

La compréhension des impacts du changement climatique sur les ressources en eau constitue un enjeu majeur pour les régions vulnérables aux aléas climatiques, notamment les zones semi-arides. Pour répondre à cette problématique, les modèles climatiques se sont imposés comme des outils incontournables. Ces modèles numériques permettent de simuler le comportement du système climatique global, en tenant compte des interactions complexes entre l'atmosphère, l'océan, les surfaces continentales et la cryosphère. Ils sont utilisés pour produire des projections climatiques futures selon différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre.

Cependant, les modèles climatiques globaux (GCM) ont une résolution spatiale limitée, qui varie généralement entre 150 et 300 kilomètres. Ceci les rend peu adaptés à l'étude de phénomènes à l'échelle locale ou régionale. Pour pallier cette limitation, des techniques de descente d'échelle, qu'elles soient statistiques ou dynamiques, sont utilisées afin de traduire les résultats globaux en données exploitables à des échelles fines. Ces données climatiques corrigées peuvent ensuite être utilisées dans des modèles environnementaux ou hydrologiques.

Le bassin versant de la Tafna, situé dans le nord-ouest de l'Algérie, représente une zone d'étude pertinente en raison de sa vulnérabilité aux variations climatiques. Cette région est caractérisée par un climat méditerranéen à tendance semi-aride, marqué par une forte variabilité interannuelle des précipitations et une fréquence croissante des périodes de sécheresse. Dans ce contexte, il est fondamental de comprendre comment les modifications du climat futur pourraient affecter le cycle hydrologique du bassin.

Les modèles hydrologiques, tels que les modèles GR, permettent de simuler le fonctionnement hydrique du bassin à partir des données climatiques (pluie, température, évapotranspiration). L'intégration des projections climatiques dans ces modèles permet d'évaluer les conséquences possibles du changement climatique sur les débits des rivières, la recharge des nappes, ou encore les risques de sécheresse. Ce couplage entre modèles climatiques et modèles hydrologiques constitue donc un outil puissant pour anticiper les impacts hydriques futurs et orienter les stratégies d'adaptation et de gestion durable des ressources en eau.

Dans ce cadre, le présent chapitre vise à analyser l'effet des changements climatiques sur le régime hydrologique du bassin de la Tafna, en utilisant les données issues de modèles climatiques globaux, corrigées par des méthodes appropriées, puis intégrées dans des modèles hydrologiques adaptés à l'échelle du bassin versant de la Tafna.

VI.2 – Évaluation de l'impact des changements climatiques sur le bassin versant de la Tafna

Afin d'évaluer rigoureusement la fiabilité et la capacité prédictive des Modèles Climatiques Globaux (MCG), une comparaison approfondie a été effectuée entre les données climatiques simulées (températures et précipitations) sur la période 1981–2014 et les données d'observation correspondantes. Cette comparaison a également été étendue aux projections climatiques futures.

La méthodologie adoptée pour cette étude est présentée dans la Figure VI.1 ci-dessous.

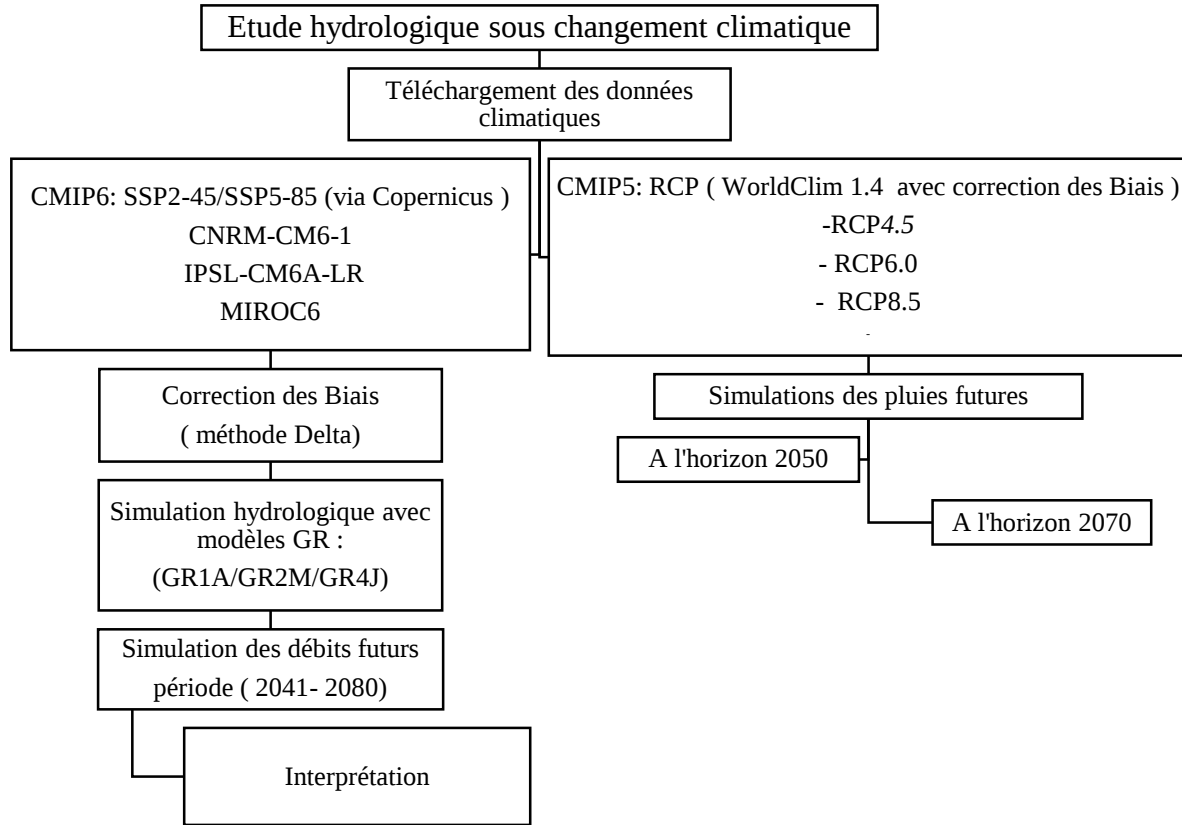


Figure VI.1. Schéma méthodologique de l'étude hydrologique sous différents scénarios de changement climatique.

La méthodologie adoptée dans cette étude repose sur l'utilisation de deux générations de projections climatiques : **CMIP6** et **CMIP5**, combinées à une modélisation hydrologique pour évaluer les impacts potentiels du changement climatique sur les régimes hydriques du bassin versant de la Tafna.

Données CMIP6 – Approche complète

Les données climatiques issues du programme européen Copernicus Climate Data Store,(<https://www.copernicus.eu/fr/acces-aux-donnees>) sont extraites à partir de trois modèles climatiques mondiaux : **CNRM-CM6-1**, **IPSL-CM6A-LR** et **MIROC6**, selon deux scénarios socio-économiques contrastés :

- **SSP2-4.5** (scénario intermédiaire)
- **SSP5-8.5** (scénario pessimiste à fortes émissions)

Ces données subissent une correction des biais à l'aide de la méthode Delta, afin d'assurer leur cohérence avec les observations locales.

Ensuite, une modélisation hydrologique est réalisée à l'aide de modèles conceptuels GR (GR1A, GR2M et GR4J), permettant de simuler les débits futurs sur la période 2041–2080. Les résultats sont ensuite analysés et interprétés afin d'estimer les variations possibles des ressources en eau dans le bassin.

Données CMIP5 – Approche complémentaire

En parallèle, les données du projet **CMIP5**, corrigées et diffusées via WorldClim 1.4, sont utilisées pour une analyse des précipitations futures sous trois scénarios d'émissions :

- **RCP 4.5**
- **RCP 6.0**
- **RCP 8.5**

Les simulations sont effectuées à deux horizons temporels : **2050** et **2070**, afin de comparer les tendances projetées à moyen et long terme.

VI.2.1 - Évaluation des performances des Modèles Climatiques Globaux (MCG) :

L'évaluation des modèles climatiques globaux (MCG) constitue une étape essentielle pour toute étude d'impact du changement climatique. Cette évaluation permet de juger de la capacité des modèles à reproduire fidèlement les conditions climatiques historiques observées, en particulier les précipitations et les températures, qui sont des variables clés dans la modélisation hydrologique.

Les trois modèles climatiques ont été sélectionnés à partir de la base de données NEX-GDDP : *CNRM-CM6-1*, *IPSL-CM6A-LR* et *MIROC6*.

Le tableau VI.1 présente les principales caractéristiques des modèles utilisés, notamment leur institution d'origine et leur résolution spatiale.

Tableau VI.1 – Caractéristiques des modèles climatiques GCM (données NEX-GDDP)

N°	Modèle	Institution	Résolution
1	CNRM-CM6-1	National Centre for Meteorological Research, France	1.41° × 1.40°
2	IPSL-CM6A-LR	Institut Pierre Simon Laplace, France	2.50° × 1.26°
3	MIROC6	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Japan	1.41° × 1.40°

La période 1981–2014 a été choisie comme période de référence, car elle offre un bon équilibre entre la disponibilité des observations locales et la fiabilité des données climatiques simulées. Les performances des modèles sont évaluées par comparaison avec les observations historiques dans le bassin versant de la Tafna.

VI.2.2 –Justification du choix des Modèles Climatiques Globaux retenus

Dans le cadre de cette étude, trois modèles climatiques globaux (MCG) ont été retenus :

- a) CNRM-CM6-1 : Le modèle, a été conçu par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) en partenariat avec le CERFACS. Intégré au protocole du projet international CMIP6, développé par Météo-France, Il simule de façon couplée l'atmosphère et l'océan, et se distingue par sa capacité à bien représenter le climat de la région méditerranéenne (Voldoire et al., 2019).
- b) IPSL-CM6A-LR : Développé par l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), le modèle fait également partie des simulations intégrées au programme CMIP6 . Avec une résolution relativement basse, La version "LR" (Low Resolution) est conçue pour les simulations climatiques de longue durée, avec une représentation simplifiée de l'espace, mais suffisamment robuste pour analyser les grandes tendances climatiques. Ce modèle est reconnu pour sa cohérence dans la restitution des variables atmosphériques globales et pour ses résultats pertinents sur la zone méditerranéenne (Boucher et al., 2020).
- c) MIROC6 : est un modèle issu d'une collaboration entre plusieurs institutions japonaises, dont l'Université de Tokyo et l'Agence météorologique du Japon. Utilisé dans les simulations du CMIP6, simule les interactions entre l'atmosphère et les océans avec précision. Il est reconnu pour sa bonne représentation de la circulation globale et ses performances stables dans les projections à long terme (Tatebe et al., 2019).

Le choix des modèles climatiques *CNRM-CM6-1*, *IPSL-CM6A-LR* et *MIROC6* repose sur plusieurs critères méthodologiques et scientifiques :

- Ces modèles font partie des MCG les plus largement utilisés dans les études climatiques internationales, notamment dans le cadre du programme CMIP6, et sont reconnus pour la qualité de leurs performances à l'échelle régionale méditerranéenne (Eyring et al., 2016 ; Iturbide et al. 2020 ; Coppola et al., 2021) .
- Tous trois appartiennent à la dernière génération CMIP6 , garantissant des scénarios climatiques récents , cohérents et comparables (Eyring et al., 2016)
- Ces trois modèles présentent une diversité intéressante en termes d'institutions de développement (France et Japon), ce qui permet une représentation plus variée des dynamiques atmosphériques et océanographiques. Cette diversité est utile pour mieux capturer les incertitudes liées à la modélisation.
- Les modèles sélectionnés sont disponibles dans les bases de données à haute résolution spatiale, notamment NEX-GDDP (NASA) et Copernicus Climate Data Store, ce qui permet une application directe à l'échelle du bassin versant de la Tafna .

La performance des modèles a été évaluée à partir du calcul du biais moyen entre les précipitations observées et simulées, selon la relation suivante :

$$Biais = \frac{\bar{P}_{sim} - \bar{P}_{obs}}{\bar{P}_{obs}} \quad Eq. VI.1$$

Où :

- a. P_{sim} : précipitation simulée.
- b. P_{obs} : précipitation observée.

VI.2.3 – Simulation historique des variables climatiques

Dans le cadre de cette étude, l'analyse des performances des Modèles Climatiques Globaux (MCG) sélectionnés a nécessité l'examen de leur capacité à reproduire les conditions climatiques passées sur le bassin versant de la Tafna. Cette étape est cruciale pour valider la fiabilité des modèles avant toute projection future. Ainsi, les températures et précipitations simulées sur la période de référence 1981–2014 ont été comparées aux données climatiques observées issues de stations météorologiques locales.

a) Simulation des précipitations passées (historiques) :

La Figure VI.2 illustre le cycle saisonnier moyen des précipitations mensuelles simulées par trois Modèles Climatiques Globaux (CNRM-CM6-1, MIROC6 et IPSL-CM6A-LR), comparées aux données climatiques observées sur la période de référence. Globalement, les modèles reproduisent de manière satisfaisante la dynamique saisonnière des précipitations caractérisée par une nette baisse en été (juin à août) et un maximum en hiver (novembre à mars), en cohérence avec le climat semi-aride de la région étudiée.

Le modèle CNRM-CM6-1 se distingue par une bonne concordance avec les observations durant l'hiver et le printemps, bien qu'il sous-estime légèrement les précipitations automnales, notamment en novembre.

Le modèle MIROC6, quant à lui, reproduit correctement les précipitations en été et en automne, mais tend à sous-estimer les quantités hivernales.

En revanche, IPSL-CM6A-LR surestime les précipitations durant les mois les plus humides, en particulier en janvier et décembre. Ces résultats montrent que, malgré certaines divergences en termes de quantification, le modèle reproduit correctement la forme générale du cycle saisonnier, bien qu'il ait tendance à surestimer les précipitations en hiver.

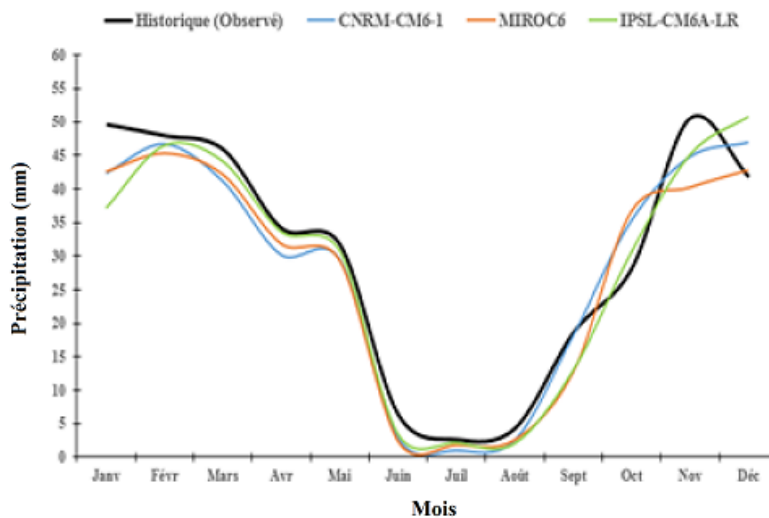


Figure VI.2 Représentation du cycle saisonnier moyen des précipitations mensuelles par les modèles climatiques.

À l'échelle mensuelle

Le Tableau VI.2 met en évidence les écarts relatifs mensuels (exprimés en pourcentage) entre les précipitations simulées et les précipitations observées durant la période de référence. Cette analyse permet d'évaluer la capacité des modèles climatiques à reproduire la variabilité intra-annuelle des précipitations dans le bassin de la Tafna.

Tableau VI.2 le biais estimé entre les précipitations observées et simulées ou cours de la période de référence.

Biais(%)	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc
CNRM	-14,8	-2,8	-10,4	-11,7	-7,0	-53,3	-59,5	-40,1	-2,6	25,0	-11,7	12,0
MIROC6	-14,2	-5,5	-8,1	-6,7	-7,3	-61,1	-28,1	-38,6	-31,7	30,1	-20,5	2,4
IPSL	-25,1	-3,1	-3,9	-1,5	-2,8	-44,4	-15,1	-51,4	-30,2	8,5	-11,0	21,5

Globalement, les trois modèles analysés présentent une tendance générale à la sous-estimation des précipitations, particulièrement marquée durant les mois d'été. Le modèle *CNRM-CM6-1* affiche des biais fortement négatifs en juin (-53,3 %), juillet (-59,5 %) et août (-40,1 %), traduisant une nette sous-estimation des faibles précipitations estivales. Des tendances similaires sont observées avec le modèle *MIROC6*, qui présente les biais mensuels les plus prononcés en juin (-61,1 %), juillet (-28,1 %) et septembre (-31,7 %). Le modèle *IPSL-CM6A-LR* se montre légèrement plus stable mais reste sujet à une sous-estimation marquée, notamment en juin (-44,4 %) et en août (-51,4 %).

À l'inverse, les mois d'hiver et d'automne montrent une meilleure concordance entre les simulations et les observations. Par exemple, en janvier et février, les écarts sont relativement faibles, notamment pour *CNRM-CM6-1* (-14,8 % et -2,8 %) et *IPSL-CM6A-LR* (-25,1 % et -3,1 %). À noter que certains mois présentent des biais positifs, traduisant une surestimation des précipitations : c'est le cas d'octobre et décembre pour *CNRM-CM6-1* (+25,0 % et +12,0 %), *MIROC6* (+30,1 % et +2,4 %), ainsi que *IPSL-CM6A-LR* (+8,5 % et +21,5 %).

À l'échelle saisonnière

Les biais saisonniers, présentés dans le Tableau VI.3, confirment les tendances observées à l'échelle mensuelle :

- En hiver, les trois modèles montrent des performances satisfaisantes, avec des biais modérés : *CNRM-CM6-1* (-1,9 %), *MIROC6* (-5,8 %) et *IPSL-CM6A-LR* (-2,2 %), traduisant une bonne aptitude à simuler cette saison habituellement bien alimentée en précipitations.
- Au printemps, une sous-estimation plus marquée est enregistrée, en particulier pour *CNRM-CM6-1* (-9,7 %) et *MIROC6* (-7,4 %), tandis que *IPSL-CM6A-LR* demeure plus proche des observations (-2,7 %).
- En été, les performances des modèles se dégradent nettement. Tous les modèles sous-estiment fortement les précipitations, avec des biais très élevés : *CNRM-CM6-1* (-51,0 %), *MIROC6* (-42,6 %) et *IPSL-CM6A-LR* (-36,9 %). Ces écarts traduisent les difficultés persistantes des modèles climatiques à représenter les pluies convectives irrégulières et peu abondantes caractéristiques des régions semi-arides durant la saison estivale.

- En automne, les résultats varient selon les modèles. Le modèle *CNRM-CM6-1* affiche un biais positif (+3,6 %), indiquant une légère surestimation, tandis que *MIROC6* (-7,4 %) et *IPSL-CM6A-LR* (-10,9 %) sous-estiment les précipitations automnales.

Tableau VI.3 le biais estimé entre les précipitations observées et simulées saisonniers.

Saisons	Hiver	Printemps	Été	Automne
CNRM-CM6-1	-1,9	-9,7	-51,0	3,6
MIROC6	-5,8	-7,4	-42,6	-7,4
IPSL-CM6A-LR	-2,2	-2,7	-36,9	-10,9

b) Simulation des Températures passées (historiques) :

La Figure VI.3 illustre le cycle saisonnier des températures moyennes mensuelles simulées par trois modèles climatiques (*CNRM-CM6-1*, *MIROC6* et *IPSL-CM6A-LR*) comparées aux données historiques observées sur la période 1981–2014.

L'ensemble des modèles parvient à reproduire correctement la dynamique saisonnière, caractérisée par une augmentation progressive des températures de janvier à juillet, suivie d'une diminution vers décembre. Cette cohérence dans la représentation du cycle thermique annuel est un point positif pour l'analyse climatique. Toutefois, des divergences notables apparaissent selon les modèles.

Le modèle *MIROC6* surestime clairement les températures tout au long de l'année, en particulier durant la saison estivale où l'écart avec les observations est le plus marqué. À l'inverse, le modèle *IPSL-CM6A-LR* présente une sous-estimation significative, notamment en hiver et au printemps, traduisant une performance limitée pendant ces saisons froides.

Le modèle *CNRM-CM6-1*, quant à lui, affiche également une sous-estimation hivernale importante, mais tend à mieux simuler les températures estivales. Ainsi, bien que la tendance saisonnière soit bien représentée, l'amplitude thermique annuelle varie sensiblement d'un modèle à l'autre, soulignant la nécessité d'appliquer des corrections de biais avant toute utilisation pour des projections climatiques régionales ou des études d'impact.

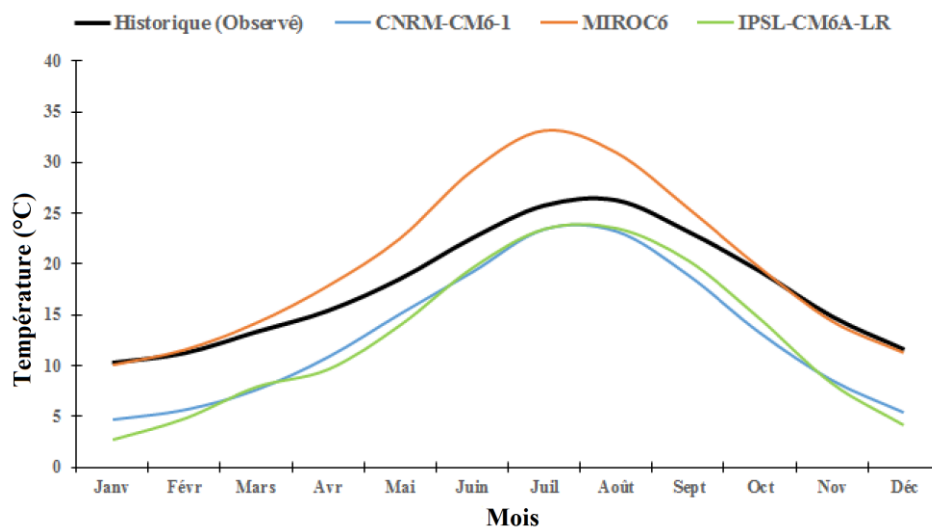


Figure VI.3 Représentation du cycle saisonnier des températures par les modèles climatiques.

L'étude des biais mensuels et saisonniers (Tableaux VI.4 et VI.5), mettent en évidence des performances contrastées selon les modèles :

- *Le modèle MIROC6* offre les résultats les plus proches des observations. Les biais y sont relativement faibles, avec une légère sous-estimation en hiver (-1,2 %) et une surestimation modérée en automne (+3,1 %). Toutefois, une surestimation importante est notée en été (+25,8 %), ce qui traduit une tendance à exagérer les températures estivales.
- *Le modèle IPSL-CM6A-LR* présente une forte sous-estimation sur l'ensemble de l'année, avec des biais particulièrement marqués en hiver (-65,4 %) et au printemps (-34,4 %). Cela indique une importante limitation dans la simulation des températures des saisons froides. Ce modèle apparaît comme le moins performant dans ce contexte.
- *Le modèle CNRM-CM6-1* montre une sous-estimation notable en hiver (-52,7 %) et au printemps (-30,3 %), mais restitue relativement mieux les températures estivales (-11,7 %). Une surestimation importante est cependant notée en automne (+30,6 %).

Tableau VI.4 le biais estimé entre les températures observées et simulées au cours de la période de référence.

Mois	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc
CNRM	-54,6	-49,9	-42,9	-29,6	-18,5	-14,7	-8,9	-11,4	-18,2	-31,3	-42,2	-53,6
MIROC6	-2,8	2,4	6,3	15,9	21,7	29,9	29,1	18,3	10,3	2,0	-3,1	-3,3
IPSL	-74,1	-57,7	-41,0	-37,6	-24,7	-13,0	-8,9	-10,3	-12,1	-24,2	-44,4	-64,5

Tableau VI.5 le biais estimé entre les températures observées et simulées saisonniers.

Saisons	Hiver	Printemps	Été	Automne
CNRM	-52,7	-30,3	-11,7	-30,6
MIROC6	-1,2	14,6	25,8	3,1
IPSL	-65,4	-34,4	-10,8	-26,9

VI.2.4 - Projection climatique à l'horizon 2080 :

Les projections climatiques utilisées dans cette étude sont issues de modèles climatiques globaux (GCMs) du programme CMIP6. Ces modèles fournissent des données brutes de précipitations et de températures à une résolution spatiale relativement grossière, généralement de l'ordre de 1° à 2.5°, ce qui représente des surfaces de plusieurs centaines de kilomètres carrés.

Afin d'adapter ces données aux spécificités locales du bassin versant de la Tafna, une sélection rigoureuse des nœuds climatiques a été effectuée. Ces nœuds correspondent aux centres des cellules du modèle global, couvrant partiellement ou totalement le bassin. Seuls les nœuds les plus représentatifs, c'est-à-dire ceux situés à l'intérieur du bassin ou à proximité immédiate de ses limites hydrologiques, ont été retenus. Les données issues de ces points ont ensuite servi à l'application de la méthode Delta (Δ), qui consiste à calculer l'écart entre les valeurs simulées futures et celles de la période de référence, puis à ajouter cet écart aux observations historiques. Cette approche permet d'obtenir des séries climatiques futures réalistes, compatibles avec les

conditions locales, et exploitables dans la modélisation hydrologique des sous-bassins du système de la Tafna.

La figure VI.4 ci-dessous illustre la localisation géographique des nœuds sélectionnés dans le périmètre du bassin versant. Elle présente de manière explicite les points de grille.

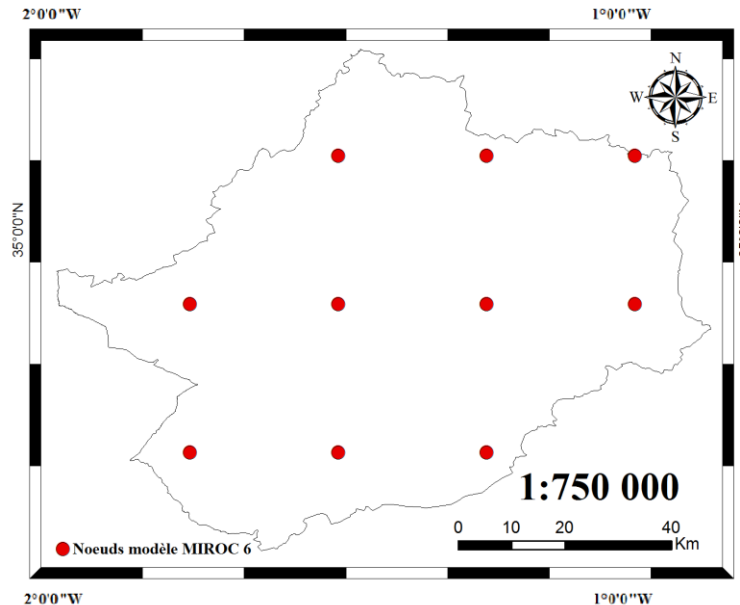


Figure VI.4 Localisation des nœuds climatiques utilisés pour les scénarios CMPI6 (MIROC6) dans le bassin versant de la Tafna.

VI.2.4.1- Ajustement des Projections Climatiques à l’Horizon 2080 par la Correction des Biais

La correction des biais est une étape essentielle permettant d’ajuster les données climatiques simulées pour qu’elles soient plus représentatives des conditions locales observées. Ce processus repose sur une comparaison statistique entre les données issues des modèles (durant une période historique commune) et les données météorologiques observées, afin de développer une fonction d’ajustement qui sera ensuite appliquée aux données futures.

La qualité de la correction dépend fortement de la disponibilité, de la représentativité et de la fiabilité des données climatiques observées utilisées comme référence. Il est donc recommandé d’évaluer la robustesse des méthodes choisies et de combiner plusieurs approches lorsque cela est possible. Dans cette étude nous avons choisi d’utiliser la méthode de changement Delta.

- Le principe de la méthode Delta

Cette méthode repose sur le principe d’appliquer aux données climatiques observées un écart estimé entre les simulations futures et les simulations historiques issues du même modèle. L’écart en question peut être formulé soit de manière additive (dans le cas des températures, par exemple), soit multiplicative (souvent utilisé pour les précipitations), et représente le changement climatique anticipé par le modèle.

Concrètement, la méthode consiste à calculer une anomalie climatique :

- Pour une variable donnée (température, précipitations),
- Sur une base temporelle définie (mensuelle, saisonnière ou annuelle),
- En soustrayant (ou divisant) la moyenne des simulations historiques à celle des simulations futures.

Ensuite, cette anomalie est appliquée aux données observées pour produire un scénario climatique ajusté, en cohérence avec la variabilité historique locale mais intégrant la tendance future simulée par le modèle.

Cette méthode présente l'avantage d'être simple à mettre en œuvre et peu coûteuse en calcul. Elle est particulièrement adaptée aux études où l'on souhaite préserver la variabilité interannuelle observée tout en intégrant un signal climatique moyen futur. Toutefois, la méthode Delta ne corrige pas les biais structurels présents dans les données brutes du modèle. Elle ne tient pas non plus compte des changements potentiels dans la variabilité ou l'occurrence des extrêmes, ce qui constitue une limite dans certains contextes (par exemple en hydrologie ou en gestion des risques climatiques).

La Figure VI.5 illustre les effets de la correction des biais par la méthode Delta sur les précipitations annuelles simulées par les modèles climatiques *MIROC6*, *IPSL-CM6A-LR* et *CNRM-CM6-1*, selon deux scénarios socio-économiques contrastés : *SSP2-4.5* (scénario intermédiaire) et *SSP5-8.5* (scénario pessimiste). Avant correction, on observe une forte variabilité entre les modèles, avec des valeurs simulées parfois largement surestimées ou sous-estimées par rapport aux observations. Après correction, les valeurs des précipitations annuelles tendent à se recentrer autour d'une plage plus réaliste, traduisant une amélioration notable de la représentativité locale.

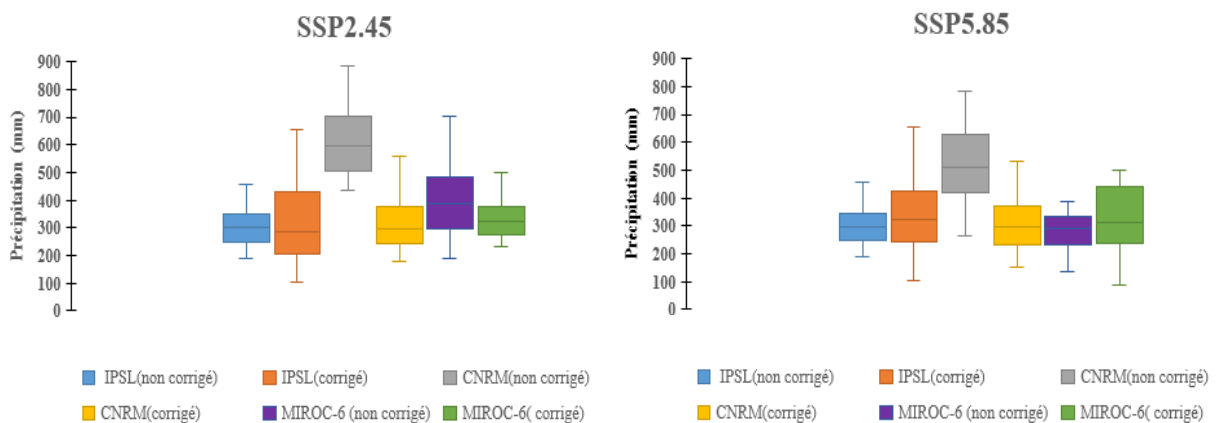


Figure VI.5 Précipitations annuelles avant et après correction par la méthode Delta.

Sous le scénario climatique *SSP2-4.5*, l'examen des précipitations projetées met en lumière l'influence notable des corrections de biais sur les résultats des modèles climatiques. Le modèle *MIROC6*, initialement marqué par une large variabilité interannuelle et des valeurs extrêmes prononcées, présente, après ajustement, une atténuation significative de ces écarts, traduisant une meilleure stabilité autour de valeurs plus réalistes. De façon analogue, le modèle *IPSL*

montre un repositionnement de la médiane accompagné d'un rétrécissement de l'intervalle interquartile, ce qui reflète une amélioration du comportement statistique de ses données ajustées. Le modèle *CNRM* constitue un cas particulièrement remarquable : dans sa version brute, il tend à surestimer les totaux annuels avec une forte dispersion, tandis que la version corrigée affiche une baisse sensible de la médiane et une homogénéisation accrue des données. Cette transformation témoigne d'une révision substantielle de la distribution simulée, sans doute motivée par un écart initial important par rapport aux observations historiques régionales. En définitive, ces résultats soulignent l'importance des corrections statistiques, non seulement pour atténuer l'incertitude des prévisions, mais également pour renforcer leur adéquation aux réalités climatiques locales, un enjeu fondamental pour toute application en hydrologie ou en modélisation climatique régionale.

Dans le cas du scénario *SSP5-8.5*, les résultats corrigés montrent des tendances similaires : une meilleure cohérence intermodèle, avec des valeurs de précipitations corrigées moins dispersées..

La Figure VI.6 présente l'effet de la méthode Delta sur la correction des biais des températures annuelles simulées par les modèles climatiques *MIROC6*, *IPSL-CM6A-LR* et *CNRM-CM6-1*, sous les scénarios *SSP2-4.5* et *SSP5-8.5*. Avant correction, les températures simulées montrent des écarts importants selon les modèles, notamment une tendance à la surestimation pour *MIROC6* et à la sous-estimation pour *IPSL*. Après correction, une nette amélioration est observée : les médianes des températures corrigées se rapprochent davantage des valeurs attendues, avec une réduction significative de la dispersion intermodèle.

Sous le scénario *SSP2-4.5*, la méthode Delta permet de ramener les simulations à des niveaux plus cohérents entre les modèles. Le modèle *MIROC6*, qui présentait une surestimation marquée, voit ses valeurs corrigées s'ajuster à la moyenne. De même, le modèle *IPSL*, initialement sous-estimé, montre une hausse après correction, améliorant ainsi sa représentativité. Le modèle *CNRM* subit des ajustements plus modérés mais gagne en stabilité.

Dans le cadre du scénario *SSP5-8.5*, les températures corrigées confirment une tendance générale au réchauffement, mais avec des biais atténués. La dispersion des résultats diminue après correction, ce qui renforce la fiabilité des projections pour les évaluations futures.

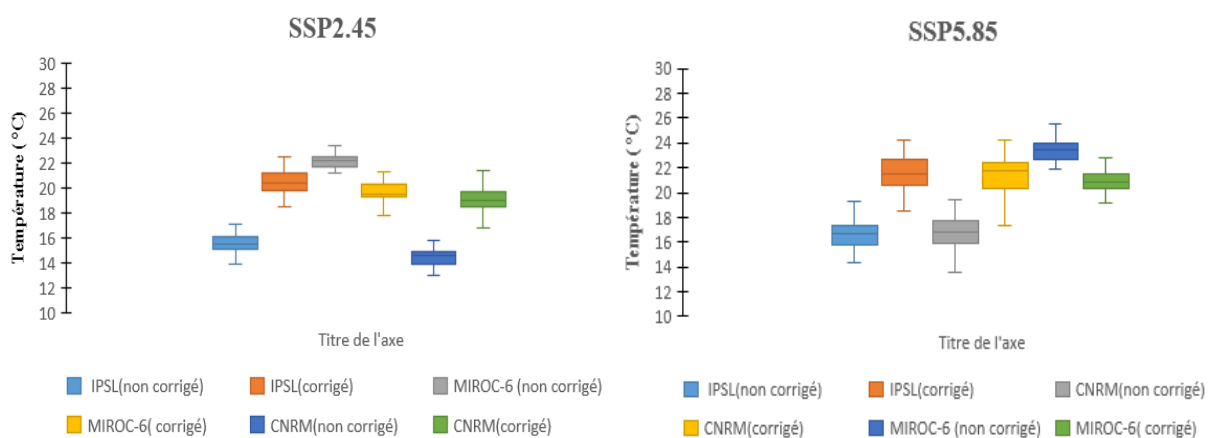


Figure VI.6. Températures annuelles avant et après correction par la méthode Delta.

a) Évolution future des précipitations :

Afin d'évaluer l'impact du changement climatique sur les précipitations dans le bassin étudié, deux générations de scénarios climatiques ont été utilisées :

- Les scénarios *RCP* (Representative Concentration Pathways) issus du *CMIP5*.
- Les scénarios *SSP* (Shared Socioeconomic Pathways) issus du *CMIP6*.

Le choix d'inclure les deux types de scénarios repose sur la volonté de :

- Comparer les projections issues de deux générations de modèles climatiques pour vérifier la cohérence des tendances.
- Tirer profit de la disponibilité historique et des jeux de données largement utilisés du *CMIP5*, tout en intégrant les scénarios actualisés et plus récents du *CMIP6* afin d'enrichir l'analyse prospective.

- Scénarios *RCP* :

Les projections historiques et futures ont été réalisées à partir des scénarios climatiques du *CMIP5*, en se basant sur les anciens scénarios *RCP* : *RCP4.5*, *RCP6.0* et *RCP8.5*. Bien que considérées aujourd'hui comme obsolètes par rapport aux scénarios *SSP* du *CMIP6*, ces données offrent une base de comparaison solide et permettent de bénéficier d'un historique plus large.

Les données utilisées sont des données *CMIP5*, réduites à une résolution spatiale de 2,5 minutes (environ 4,5 km à l'équateur), mises à l'échelle et corrigées des biais à l'aide de la base de données WorldClim 1.4 comme climat de référence.

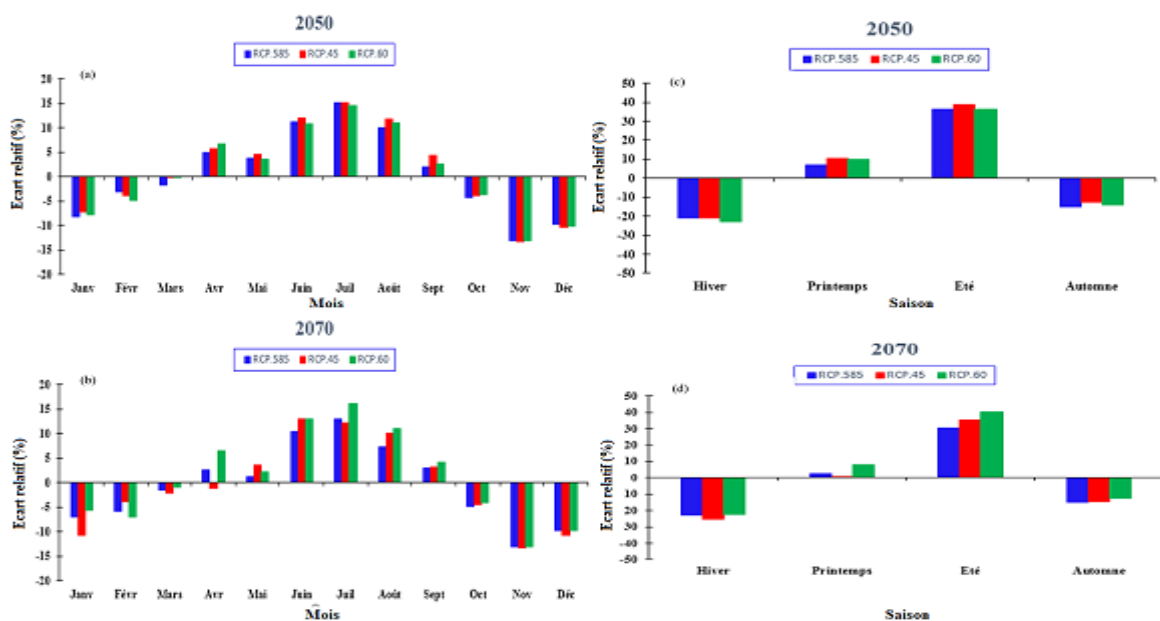


Figure VI.7 Simulations des pluies futures mensuelles (a),(b) et saisonnières (c), (d) pour les années 2050 et 2070 en utilisant les scénarios (*RCP4.5*, *RCP6.0* et le *RCP8.5*)

La Figure VI.7 présente une analyse comparative des variations mensuelles et saisonnières des précipitations selon les scénarios *RCP4.5*, *RCP6.0* et *RCP8.5*.

À l'horizon 2050, une tendance à la hausse des précipitations au printemps et en été est observée, notamment en mai, juin et juillet, avec des augmentations allant jusqu'à +15 % selon les scénarios, l'hiver et l'automne subissent un déficit, particulièrement en novembre et décembre, où les baisses atteignent -10 à -15 %, traduisant un assèchement progressif de ces saisons.

À l'horizon 2070, ces tendances s'amplifient : les baisses hivernales deviennent plus marquées, notamment sous *RCP8.5*, tandis que les hausses estivales s'intensifient, en particulier en juillet et août. Les précipitations printanières continuent d'augmenter, maintenant le printemps comme la saison la plus favorable en termes de recharge hydrique.

Les résultats obtenus dans cette étude, notamment la diminution des précipitations hivernales et automnales ainsi que l'augmentation printanière projetée à l'horizon 2050 et 2070, sont en parfaite cohérence avec plusieurs travaux antérieurs menés dans la région méditerranéenne. Par exemple, Zeroual et al. (2013) ont mis en évidence une baisse significative des débits hivernaux et printaniers dans plusieurs bassins algériens à l'horizon 2050, tandis que Meddi et al. (2010) ont observé un déficit hydrique notable en hiver dans le bassin du Chélif, sous des scénarios climatiques pessimistes. De même, Driouech et al. (2010) ont signalé un recul des précipitations en hiver dans le bassin de la Moulouya au Maroc pour la période 2021–2050, renforçant l'idée d'un assèchement progressif de cette saison.

- Scénarios SSP :

Dans le cadre du CMIP6, les modèles *IPSL-CM6A-LR*, *CNRM-CM6-1* et *MIROC-6* ont été utilisés pour simuler les précipitations futures jusqu'en 2080, selon deux scénarios d'émissions contrastés :

- *SSP2-4.5* : scénario intermédiaire de développement durable modéré.
- *SSP5-8.5* : scénario pessimiste basé sur des émissions élevées.

L'analyse a été conduite en comparant les précipitations simulées pour la période 2041–2080 à celles de la période de référence 1981–2014.

Les projections issues des trois modèles révèlent des modifications saisonnières marquées :

- Une diminution généralisée des précipitations hivernales, atteignant -15 % sous *SSP5-8.5*, ce qui constitue un risque important pour la recharge des nappes.
- Une hausse des précipitations au printemps, en été et à l'automne, notamment dans le modèle *CNRM-CM6-1*, avec des augmentations pouvant atteindre +25 % en avril et octobre.

Malgré une variabilité intermodèle notable, deux tendances robustes se dégagent :

- Un déficit hydrique hivernal généralisé, de l'ordre de -8 % à -15 % selon le modèle et le scénario.
- Un excédent pluviométrique au printemps et à l'automne, allant de +5 % à +25 %.

Ces résultats rejoignent ceux d'autres travaux récents mobilisant également des scénarios *SSP*. Par exemple, des études antérieures utilisant les projections du *CMIP6* (comme celles de Seif-Ennasr et al., 2016 ou encore de Trambly et al., 2020) ont identifié un assèchement hivernal accentué sous le scénario *SSP5-8.5*, mettant en évidence un risque accru pour la recharge des nappes. En parallèle, ces recherches soulignent une intensification des précipitations au printemps, en particulier dans certaines régions du Maghreb, confirmant ainsi le rôle de cette saison comme période clé pour le renouvellement des ressources en eau. La convergence de ces résultats à travers plusieurs approches et modèles renforce la robustesse des projections liées au changement climatique dans cette région.

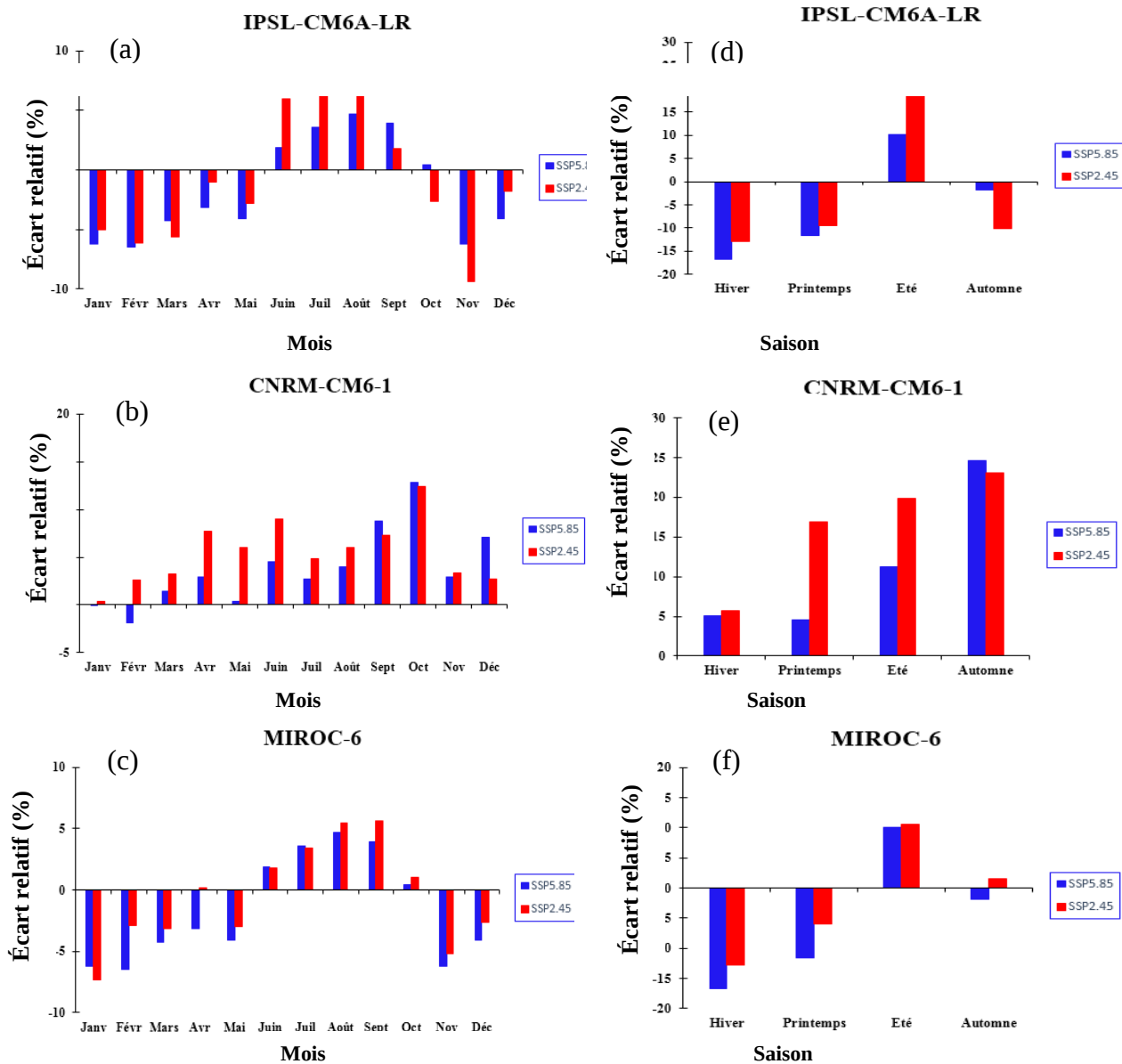


Figure VI.8 Simulations des précipitations futures mensuelles (a), (b), (c) et saisonnières (d), (e), (f) pour la période 2041-2080, selon les trois modèles climatiques et les scénarios *SSP2-4.5* et *SSP5-8.5*.

L'analyse des projections climatiques issues des scénarios *RCP* (CMIP5) et *SSP* (CMIP6) révèle des tendances cohérentes quant à l'évolution future des précipitations dans le bassin étudié. Ces évolutions traduisent un basculement saisonnier du régime pluviométrique, avec un déficit hydrique hivernal inquiétant pour la recharge des nappes, mais également des opportunités de mobilisation des excédents printaniers et automnaux pour une gestion adaptative des ressources en eau.

b) Évolution future des températures :

L'impact du changement climatique sur les températures du bassin a été évalué à partir des projections issues de trois modèles climatiques de l'ensemble *CMIP6* : *CNRM-CM6-1*, *MIROC-6* et *IPSL-CM6A-LR*, selon deux scénarios d'émissions contrastés : *SSP2-4.5* (scénario modéré) et *SSP5-8.5* (scénario pessimiste).

L'analyse a porté sur la période 2041–2080, et les températures simulées ont été comparées à celles de la période de référence 1981–2014. L'évolution future a été estimée à l'échelle mensuelle afin d'identifier les variations saisonnières. La différence entre les moyennes historiques simulées et futures a été calculée pour évaluer l'intensité du réchauffement.

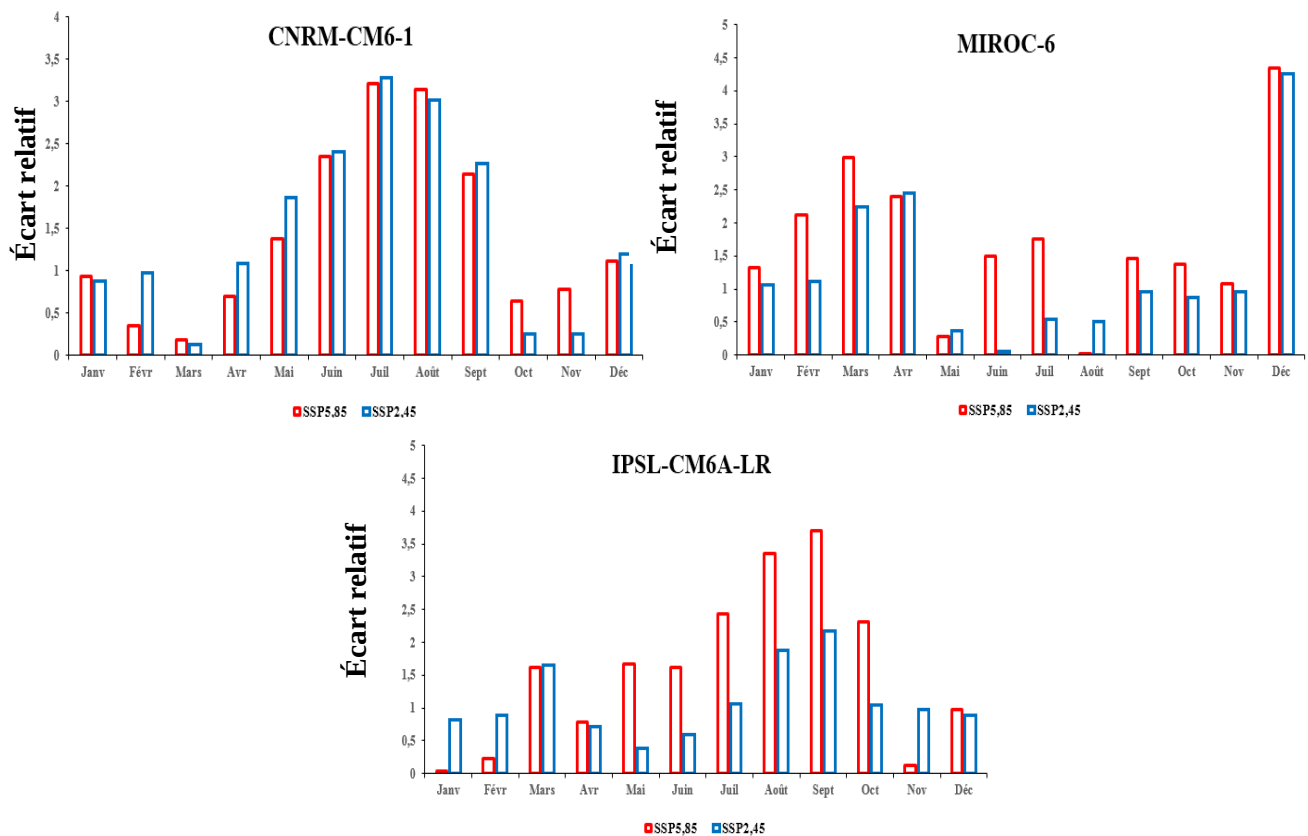


Figure VI.9 Simulations des températures mensuelles futures pour la période 2041-2080, selon les trois modèles climatiques et les scénarios *SSP2-4.5* et *SSP5-8.5*.

Les simulations indiquent une hausse annuelle moyenne de température d'environ $+2.6^{\circ}\text{C}$ pour l'ensemble de la période projetée :

- Le modèle *CNRM-CM6-1* projette une augmentation de $+0,35^{\circ}\text{C}$, particulièrement marquée en été, traduisant une accentuation du réchauffement durant les mois les plus chauds.
- Le modèle *MIROC-6* présente une hausse similaire $+0,35^{\circ}\text{C}$, mais avec un pic thermique hivernal, notamment en novembre et décembre, suggérant un déplacement saisonnier du signal thermique.
- Le modèle *IPSL-CM6A-LR* affiche une augmentation plus importante $+0,50^{\circ}\text{C}$, surtout en été, cohérente avec un renforcement du forçage radiatif estival.

c) Évolution future d'Évapotranspiration :

L'estimation de l'évapotranspiration potentielle a été réalisée à partir des températures simulées selon la formule empirique de Thornthwaite, qui repose essentiellement sur les températures mensuelles moyennes. Les valeurs ont été calculées pour les trois mêmes modèles climatiques (*CNRM-CM6-1*, *MIROC-6*, *IPSL-CM6A-LR*) et pour les deux scénarios *SSP2-4.5* et *SSP5-8.5*, sur la période 2041–2080.

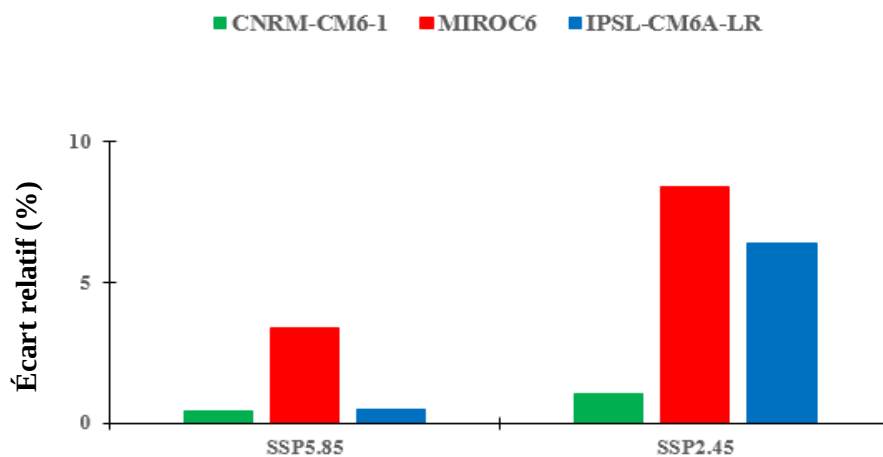


Figure VI.10 Simulations de l'évapotranspiration annuelles futures pour la période 2041-2080, selon les trois modèles climatiques et les scénarios *SSP2-4.5* et *SSP5-8.5*.

La figure VI.10 illustre une augmentation globale de l'évapotranspiration future annuelle, mais avec des valeurs plus élevées sous le scénario *SSP2-4.5* comparé à *SSP5-8.5*, ce qui peut paraître contre-intuitif :

- Le modèle *MIROC6* enregistre les taux les plus élevés dans les deux scénarios, atteignant environ $+9\%$ sous *SSP2-4.5* contre $+4\%$ sous *SSP5-8.5*.
- Le modèle *IPSL-CM6A-LR* affiche également une forte évapotranspiration sous *SSP2-4.5* ($+7\%$), alors qu'elle est nettement plus faible sous *SSP5-8.5*.
- Le modèle *CNRM-CM6-1* montre les valeurs les plus basses, mais indique néanmoins une hausse sous le scénario modéré.

Les simulations climatiques réalisées pour la période 2041–2080, selon les scénarios *SSP2-4.5* et *SSP5-8.5*, révèlent une augmentation globale de l'évapotranspiration annuelle. De manière contre-intuitive, les valeurs les plus élevées sont observées sous le scénario modéré *SSP2-4.5*, avec un maximum atteint par le modèle *MIROC6*, suivi d'*IPSL-CM6A-LR* et de *CNRM-CM6-1*. À l'inverse, le scénario *SSP5-8.5*, bien que plus chaud, génère des taux d'évapotranspiration plus faibles, probablement en raison d'un déficit hydrique important limitant l'évapotranspiration réelle.

Cette tendance met en évidence le rôle déterminant de la disponibilité en eau dans le processus d'évapotranspiration, et rappelle que l'augmentation de température ne se traduit pas systématiquement par une évaporation accrue.

d) Évolution future des débits simulés (mm):

La figure VI.11 illustre les projections des débits mensuels futurs du bassin versant de la Tafna pour la période 2041–2080, obtenues à partir des simulations climatiques des modèles *MIROC6*, *IPSL-CM6A-LR* et *CNRM-CM6-1*, sous les scénarios d'émissions *SSP2-4.5* (modéré) et *SSP5-8.5* (pessimiste).

Les données de précipitations et de températures issues de ces modèles ont été utilisées comme forçage climatique dans un modèle hydrologique (GR génie rural), calibré et validé sur la période historique de référence 1981–2015.

Les résultats montrent une diminution significative des débits simulés, particulièrement marquée entre janvier et mai, avec des réductions accentuées sous le scénario *SSP5-8.5*. Cette baisse traduit l'effet combiné de la diminution des précipitations hivernales et printanières, et de l'augmentation de l'évapotranspiration due au réchauffement.

Parmi les modèles climatiques testés, *MIROC6* projette les déficits les plus sévères, suggérant une forte sensibilité de ce modèle aux conditions climatiques extrêmes.

En revanche, le modèle *CNRM-CM6-1* présente une plus grande variabilité interannuelle et saisonnière, ce qui reflète une incertitude plus marquée dans les projections hydrologiques. Les mois estivaux (juin à août) présentent des débits très faibles, voire nuls dans certains cas, sans variation notable entre les deux scénarios, ce qui traduit un assèchement généralisé du régime hydrologique estival.

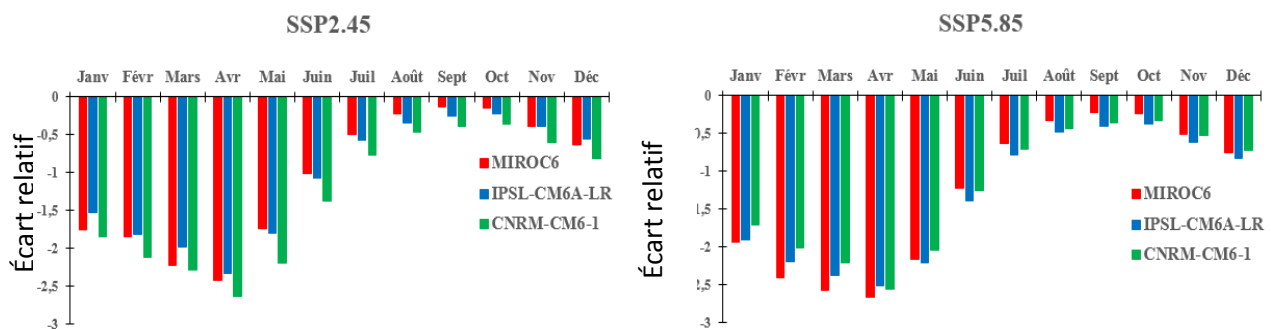


Figure VI.11 Simulations des débits mensuelles futures pour la période 2041–2080, selon les trois modèles climatiques et les scénarios *SSP2-4.5* et *SSP5-8.5*.

VI.3 – Impact des changements climatiques sur le modèle hydrologique de type Génie Rural

VI.3.1 – Évaluation des performances des modèles hydrologiques GR en période historique (1981-2015) dans le bassin versant de la Tafna

Avant de procéder à la simulation des scénarios futurs, une étape essentielle consiste à évaluer la performance des modèles hydrologiques *GR1A*, *GR2M* et *GR4J* sur une période historique de référence (1981–2015). Cette phase de calage et de validation permet d’ajuster les paramètres des modèles afin qu’ils puissent reproduire de manière fiable les écoulements observés.

Les résultats obtenus (Tableau VI.6) mettent en évidence une bonne aptitude des modèles à simuler les débits sur le bassin versant de la Tafna, évaluée selon le coefficient de Nash-Sutcliffe (NSE) et le coefficient de détermination R^2 :

Tableau VI.6 : Les valeurs de paramètres de la phase de Calage et de Validation du modèle GR.

	<i>Paramètres hydrologiques</i>		<i>Calage</i>		<i>Validation</i>	
			<i>Nash</i>	R^2	<i>Nash</i>	R^2
GR1A	X1	1.57	87	0.92	94.7	0.95
GR2M	X1	2321.57	81.3	0.83	83.8	0.74
	X2	0.67				
GR4J	X1	100.48	75.20	0.77	79.4	0.79
	X2	-3.07				
	X3	90.02				
	X4	1.20				

L’évaluation des performances des modèles hydrologiques *GR1A*, *GR2M* et *GR4J* a été réalisée à l’aide des critères de Nash-Sutcliffe (Nash) et du coefficient de détermination (R^2), lors des phases de calage et de validation. Les résultats montrent des niveaux de performance contrastés selon l’échelle temporelle des modèles.

Le modèle **GR1A**, appliqué à l’échelle annuelle, affiche les meilleures performances avec un Nash de 87 en calage et 94,7 en validation, accompagnés de coefficients R^2 respectifs de 0,92 et 0,95. Ces valeurs traduisent une très bonne capacité du modèle à reproduire les écoulements annuels observés, aussi bien sur la période de calibration que sur la période de validation, et indiquent une stabilité et une robustesse remarquables.

Le modèle **GR2M**, opéré à une échelle mensuelle, présente également de bons résultats avec un Nash de 81,3 (calage) et 83,8 (validation), et des R^2 de 0,83 et 0,74 respectivement. Malgré une

légère baisse du coefficient de détermination en validation, les performances globales du modèle restent satisfaisantes, traduisant une capacité modérée à capter la variabilité mensuelle du débit.

Enfin, le modèle **GR4J**, utilisé à l'échelle journalière, montre des performances acceptables mais moindres comparées aux deux autres modèles, avec des valeurs de Nash de 75,2 (calage) et 79,4 (validation), et des R^2 de 0,77 et 0,79. Ces résultats restent néanmoins cohérents avec les difficultés connues de la modélisation hydrologique à haute résolution temporelle, notamment dans les contextes méditerranéens à forte variabilité hydrologique. Le modèle démontre toutefois une stabilité appréciable entre les phases de calage et de validation.

En résumé, les performances décroissent globalement avec la résolution temporelle des modèles : $GR1A > GR2M > GR4J$. Ces résultats confirment la pertinence du choix du modèle selon l'échelle temporelle de l'étude, tout en mettant en évidence l'importance de l'ajustement des paramètres pour garantir la fiabilité des simulations hydrologiques.

VI.3.2 – Simulation des débits futurs du bassin de la Tafna sous scénarios climatiques SSP2-4.5 et SSP5-8.5

Dans un contexte marqué par une variabilité climatique croissante, l'utilisation de modèles hydrologiques devient incontournable pour anticiper les effets des changements climatiques sur les ressources en eau. Ces outils permettent de simuler la réponse du bassin versant face à des modifications futures des précipitations et des températures.

Dans cette étude, les modèles hydrologiques de type Génie Rural (GR) ont été utilisés pour simuler les débits futurs du bassin de la Tafna. Le coefficient de Nash-Sutcliffe (NSE) a été retenu comme critère principal d'évaluation des performances.

La méthodologie suivie repose sur les étapes suivantes :

- Les paramètres calibrés par les modèles GR ont été conservés pour les simulations futures.
- Utilisation des projections climatiques futures issues des modèles CNRM-CM6-1, MIROC6 et IPSL-CM6A-LR, selon deux scénarios socio-économiques contrastés :
 - SSP2-4.5 (scénario modéré),
 - SSP5-8.5 (scénario pessimiste),

Pour la période de projection **2041–2080**.

- Correction des biais des données climatiques simulées par la méthode Delta, afin d'assurer leur compatibilité avec les conditions locales observées.
- Simulation des débits futurs à l'aide des modèles GR, alimentés par les données corrigées, dans le but d'estimer les effets potentiels du changement climatique sur les régimes hydrologiques du bassin versant de la Tafna.

Le tableau VI.7 présente les résultats du coefficient de performance de Nash (exprimé en pourcentage) obtenus à partir des simulations hydrologiques sur le bassin versant de la Tafna, à l'aide des modèles *GR1A*, *GR2M* et *GR4J*, pour la période 2041–2080 sous le scénario climatique *SSP5-8.5*. Les simulations ont été conduites en utilisant les données climatiques issues de trois modèles : *CNRM-CM6-1*, *MIROC-6* et *IPSL-CM6A-LR*.

On remarque que :

- Le modèle *GR1A* enregistre les meilleurs taux de Nash pour l'ensemble des périodes et modèles climatiques, avec des valeurs dépassant les 50 %, traduisant une bonne capacité de reproduction des écoulements annuels.
- Le modèle *GR2M* se positionne entre les deux, mais montre une nette baisse de performance sur la période 2061–2080, en particulier avec les données de *CNRM-CM6-1* et *MIROC-6*, ce qui suggère un affaiblissement de la réponse hydrologique à l'échelle mensuelle.
- Le modèle *GR4J*, plus sensible à la variabilité journalière, présente des taux plus faibles, souvent inférieurs à 30 %, notamment avec *MIROC-6*.
- Sur le plan des forçages climatiques, *IPSL-CM6A-LR* fournit globalement les meilleurs rendements pour *GR1A* et *GR2M*, tandis que *MIROC-6* génère les plus faibles, surtout aux échelles fines.

Tableau VI.7 : Performances des modèles *GR1A*, *GR2M* et *GR4J* sous le scénario climatique *SSP5-8.5* (périodes 2041–2080)

Modèle	Période	Nash(%)		
		<i>CNRM-CM6-1</i>	<i>MIROC-6</i>	<i>IPSL-CM6A-LR</i>
GR1A	2041/2080	56.2	53.9	52.3
	2041/2060	40.9	39	54.5
	2061/2080	42.8	48.9	48.2
GR2M	2041/2080	38.2	28.4	34.6
	2041/2060	26.6	25	46.1
	2061/2080	12.6	11.2	15.9
GR4J	2041/2080	18.1	6.5	29.7
	2041/2060	7.2	9.01	13.1
	2041/2080	9.8	8.8	15.7

Le tableau VI.8 met en évidence que :

- Le modèle *GR1A* montre les meilleures performances, avec des coefficients Nash dépassant 60 % pour la plupart des cas, notamment avec *MIROC-6* (69.9 %) et *CNRM-CM6-1* (63.7 %), traduisant une bonne capacité de reproduction des écoulements annuels. Toutefois, une légère baisse est observée en fin de période (2061–2080), en particulier avec *CNRM-CM6-1* (44.3 %), indiquant une sensibilité du modèle à l'évolution climatique.
- Le modèle *GR2M* présente également de bons résultats, avec des performances supérieures à 50 % sur l'ensemble de la période, sauf en fin de simulation où les scores chutent fortement pour certains modèles (ex. : 11.8 % avec *MIROC-6*).

- Le modèle GR4J affiche des performances nettement plus faibles, en particulier avec CNRM-CM6-1 (11.7 %) et MIROC-6 (16.05 %), ce qui reflète une difficulté à reproduire précisément les écoulements journaliers dans un contexte de changement climatique. Néanmoins, IPSL-CM6A-LR donne les résultats les plus stables et les plus élevés pour GR4J (jusqu'à 31.5 %).

Tableau VI.8 Performances des modèles GR1A, GR2M et GR4J sous le scénario climatique SSP2.45 (Périodes 2041–2080)

Modèle	Période	Nash(%)		
		CNRM-CM6-1	MIROC-6	IPSL-CM6A-LR
GR1A	2041/2080	63.7	69.9	55.3
	2041/2060	57.4	60	53.1
	2061/2080	44.3	61.3	43.9
GR2M	2041/2080	51.4	58	59.9
	2041/2060	59.1	57.4	68.6
	2061/2080	31.9	11.8	32.8
GR4J	2041/2080	11.7	16.05	31.5
	2041/2060	9.75	14.78	16.9
	2061/2080	8.63	12.09	17.6

Ces résultats sont en accord avec plusieurs études précédentes. Par exemple, Vaze et al. (2010) et Brigode et al. (2013) ont également mis en évidence une baisse des performances des modèles hydrologiques en fin de période de simulation, notamment dans un contexte de changement climatique.

VI.3.2.1 – Analyse de la relation entre les forçages climatiques et les débits simulés par les modèles hydrologiques GR

Cette section vise à analyser la réponse des débits simulés par les modèles hydrologiques GR face aux forçages climatiques futurs. Il s'agit d'évaluer dans quelle mesure les variations projetées des précipitations et des températures, issues de différents modèles climatiques, affectent la dynamique des débits dans le bassin de la Tafna. L'étude est réalisée pour deux périodes futures clés (2041–2060 et 2061–2080), et sous deux scénarios contrastés (SSP2-4.5 et SSP5-8.5).

L'approche adoptée se décline en trois grandes étapes :

- **Étape 1 : Regroupement des données climatiques et hydrologiques simulées :** Les précipitations et températures issues des modèles climatiques sont extraites puis agrégées au pas de temps requis : annuel pour GR1A, mensuel pour GR2M, et journalier pour GR4J. Les débits simulés sont ensuite produits pour chaque configuration.
- **Étape 2 : Calcul des moyennes et anomalies climatiques :** Pour chaque modèle climatique et chaque période future, les moyennes des précipitations (mm/an) et des températures (°C), lames écoulées (mm) sont calculées. Les anomalies sont déterminées par rapport à la période historique de référence (1981–2014), afin de quantifier les écarts climatiques projetés.

- **Étape 3 : Analyse des relations climats-débits** : Des corrélations entre les variables climatiques (précipitations, températures) et les débits simulés sont évaluées à l'aide de graphiques croisés. Cette étape permet de mettre en évidence les relations directes ou inverses entre forçages climatiques et réponse hydrologique.

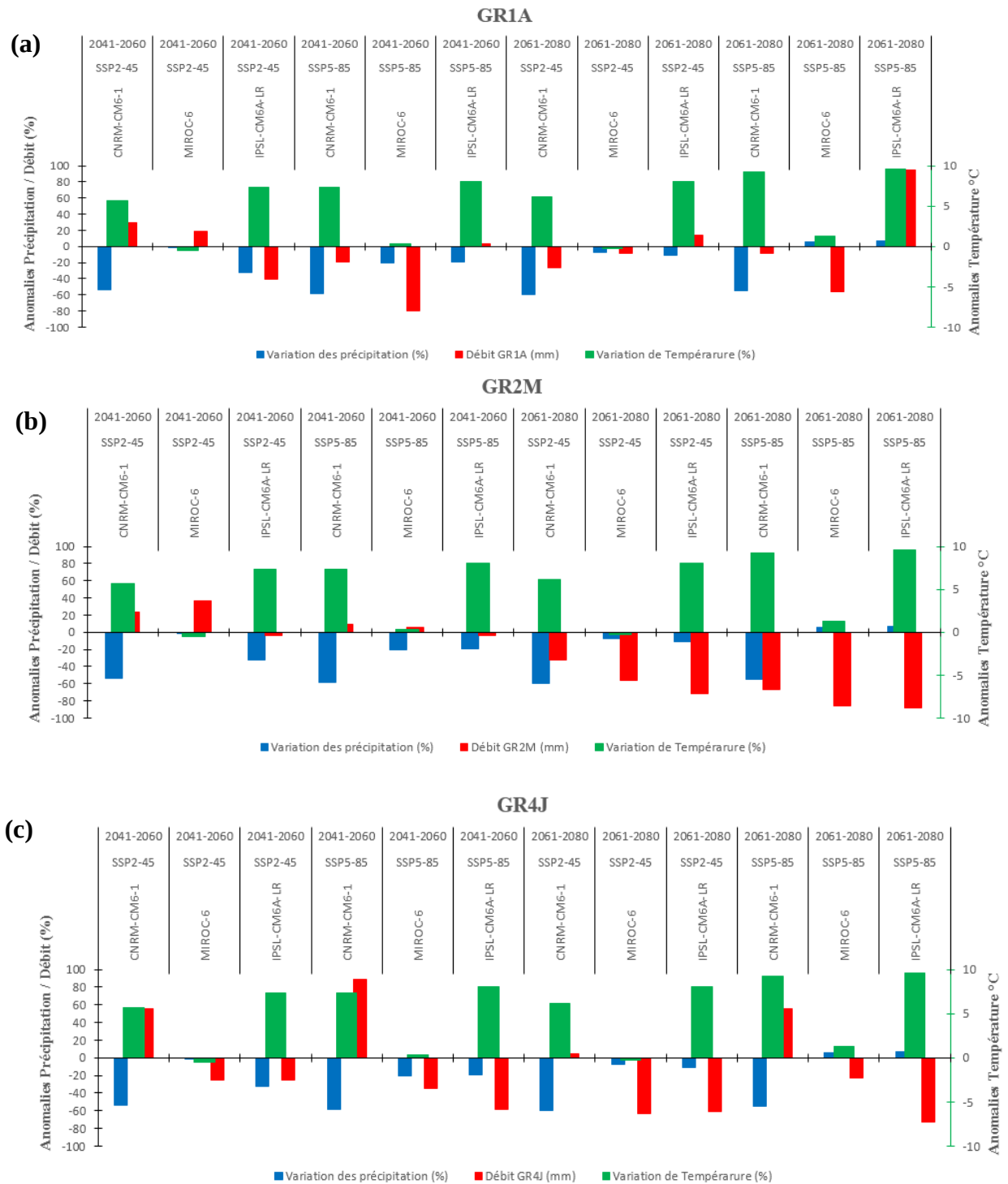
La figure VI.12 met en évidence une cohérence globale dans la réponse des débits face aux variations climatiques projetées, bien que chaque modèle réagisse avec des sensibilités spécifiques.

De manière générale, lorsque les précipitations diminuent fortement comme c'est le cas avec le modèle *CNRM-CM6-1* sous *SSP2-45* pour la période 2041–2060 les trois modèles hydrologiques traduisent une chute marquée des débits, illustrant une réponse hydrologique attendue et logique. Cependant, dès que la température augmente, les effets deviennent plus complexes.

Le *GR2M*, plus sensible à l'évapotranspiration mensuelle, montre par exemple que même une légère hausse de température, si elle n'est pas compensée par un apport suffisant en précipitations, peut provoquer une baisse significative des débits. À l'inverse, dans des situations où la hausse thermique est contrebalancée par une augmentation des précipitations comme avec *IPSL-CM6A-LR* sous *SSP2-45* pour 2041–2060 certains modèles (notamment *GR4J* et *GR1A*) réussissent à maintenir des débits relativement stables.

Toutefois, les scénarios les plus pessimistes (*SSP5-85*, 2061–2080) combinent des températures très élevées (jusqu'à +9 °C) et des précipitations en baisse ou stagnantes, ce qui entraîne, sans exception, des chutes drastiques des débits simulés par les trois modèles, particulièrement *GR2M* et *GR4J*. Ces résultats soulignent la double vulnérabilité du régime hydrologique face au déficit pluviométrique et au stress thermique croissant. Si la compensation entre température et précipitation est parfois possible dans des scénarios modérés, elle devient insuffisante dans un contexte climatique plus extrême.

Ces observations rejoignent celles de Brigode et al. (2013), qui soulignaient déjà la forte variabilité des performances des modèles GR dans des contextes de changement climatique, en particulier face à des déficits pluviométriques sévères. De même, Coron et al. (2012) ont mis en évidence la sensibilité accrue des modèles comme *GR2M* et *GR4J* à l'évapotranspiration et au stress thermique. Enfin, les travaux de Vaze et al. (2010) ont montré que les projections les plus pessimistes induisent systématiquement des baisses marquées de débit simulé, confirmant ainsi la tendance générale observée ici sous les scénarios *SSP5-85*.



Variation Précipitations (%) : Pourcentage de changement des précipitations totales par rapport à la période historique.

Variation Température (°C) : Écart de température moyenne annuelle par rapport à la période historique.

Débit GR1A, GR2M, GR4J (%) : Valeurs des débits simulés par chaque modèle hydrologique pour la période/scénario/modèle climatique

Figure VI.12 Relation entre anomalies climatiques et variations des débits simulés selon les scénarios SSP ((a)GR1A-(b)GR2M-(c)GR4J)

VI.4 - Conclusion :

Les résultats de ce chapitre démontrent que le changement climatique influence à la performance des modèles hydrologiques, en modifiant les conditions hydroclimatiques auxquelles ces modèles sont soumis.

L'analyse comparative des modèles GR1A, GR2M et GR4J, réalisée dans le cadre des scénarios climatiques SSP2-4.5 et SSP5-8.5, met en évidence une variabilité notable des capacités de simulation selon l'intensité du forçage climatique. Le modèle GR1A apparaît globalement plus robuste et performant, en particulier dans des conditions climatiques modérées. À l'inverse, le modèle GR2M se révèle particulièrement sensible aux scénarios, avec des performances fortement dépendantes du modèle climatique utilisé. Quant au modèle GR4J, il présente des performances relativement faibles, peu influencées par le scénario, ce qui suggère une structure moins réactive aux dynamiques climatiques futures.

Ces résultats soulignent l'importance d'une sélection rigoureuse des modèles hydrologiques dans les études de projection, ainsi que la nécessité de mobiliser une diversité de scénarios climatiques afin de mieux appréhender les incertitudes associées aux prévisions futures. En outre, ils confirment que le changement climatique affecte non seulement les régimes hydrologiques projetés, mais également la stabilité et la fiabilité des outils de modélisation utilisés pour les simuler.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La gestion durable des ressources en eau, la prévision des crues et la réduction des risques liés aux catastrophes naturelles nécessitent la mise en place de modèles pluie-débit fiables et adaptés. Dans ce contexte, notre travail a porté sur le bassin versant de l'Oued Tafna, situé dans le nord-ouest algérien, une région caractérisée par une grande variabilité climatique. L'objectif principal a été d'analyser l'impact de cette variabilité sur le comportement hydrologique du bassin, en recourant à la modélisation hydrologique à l'aide de deux modèles conceptuels : GR (GR1A, GR2M, GR4J) et HBV Light.

Pour atteindre cet objectif, deux types de données ont été mobilisés : les données météorologiques (précipitations et températures) et hydrologiques (lames d'eau écoulées).

L'étude morphométrique du bassin versant de l'Oued Tafna a permis de caractériser sa structure géographique : une forme allongée, des altitudes moyennes et fréquentes bien définies, ainsi qu'un réseau hydrographique dense. Cette configuration favorise une forte densité de drainage, entraînant une érosion linéaire marquée et une distribution inégale des débits, accentuant la vulnérabilité du bassin face aux phénomènes extrêmes comme les crues et les sécheresses. Des indicateurs morphométriques tels que le coefficient de compacité ou la densité de drainage ont été calculés à partir de la superficie et du périmètre stylisé du bassin.

L'analyse climatologique montre que le bassin est soumis à un climat méditerranéen, avec une moyenne annuelle des précipitations de 379,53 mm entre 1981/82 et 2014/15. Les précipitations suivent une distribution normale, avec deux saisons distinctes : une saison humide (décembre à février) caractérisée par des pluies irrégulières, et une saison sèche (juin à août) où les précipitations sont très faibles, voire nulles. La température moyenne annuelle est de 17,7 °C, et les fortes amplitudes thermiques favorisent une évapotranspiration importante. D'un point de vue hydrologique, une forte irrégularité interannuelle des débits a été observée, notamment avec des pics significatifs en 2008/2009 (jusqu'à 5,84 m³/s à la station de Pierre de Chat).

L'analyse de la variabilité climatique a permis d'identifier plusieurs ruptures dans le régime pluviométrique, particulièrement durant les années 1993, 1999 et 2007. L'étude des indices climatiques (De Martonne, UNEP, SPI) confirme la présence d'un climat semi-aride, marqué par une forte variabilité spatio-temporelle. Les valeurs de l'indice d'aridité de De Martonne varient de 9,4 à 21,5, classant la majorité des stations dans le semi-aride, avec des conditions plus humides sur les hauteurs comme Meffrouch et Lalla Setti grâce à l'effet orographique. L'indice UNEP place également 91 % des stations dans la catégorie semi-aride (IA entre 0,28 et 0,45). Le SPI révèle que les sécheresses sont fréquentes : 49 % des années analysées ont été marquées par un déficit pluviométrique, la sécheresse légère étant la plus courante (34,28 %), suivie des sécheresses modérées et fortes (5,71 % chacune).

Sur le plan hydrologique, la modélisation a visé à évaluer l'impact de la variabilité climatique sur les débits. Trois modèles ont été mobilisés (GR1A, GR2M, GR4J) ainsi que le modèle HBV Light. Les critères d'évaluation (Nash, bilan hydrique, R², KGE) indiquent des performances satisfaisantes, notamment en phase de calibration où le Nash dépasse 70 % dans la majorité des cas pour les modèles GR. Le modèle GR4J s'est distingué par sa robustesse et sa stabilité. HBV Light présente une performance modérée à bonne (Nash entre 49 % et 79 %).

en calibration), bien que des baisses soient constatées lors de la validation (Nash entre 27 % et 67 %).

L'intégration de différentes méthodes d'estimation de l'ETP (notamment Oudin et Hargreaves-Samani) au modèle GR4J a montré des écarts de performance selon les zones du bassin. Les meilleures performances (Nash > 70 %, KGE entre 0,80 et 0,90, $R^2 > 0,8$) ont été enregistrées en zones amont et centrales.

Concernant *les projections climatiques*, les résultats indiquent une évolution contrastée des précipitations. À l'horizon 2050, une augmentation au printemps et en été jusqu'à +15 % est attendue, tandis que l'hiver et l'automne afficheraient une baisse allant jusqu'à -15 %. À l'horizon 2070, les tendances s'accroissent : déficit accru en hiver sous RCP8.5 et hausse marquée des précipitations estivales. Pour la période 2041–2080, les projections sous SSP5-8.5 prévoient une diminution des précipitations hivernales jusqu'à -15 %, compromettant la recharge des nappes, tandis que le printemps et l'automne pourraient voir une augmentation atteignant +25 %.

Sur le *plan thermique*, les modèles climatiques (CNRM-CM6-1 et IPSL-CM6A-LR) prévoient une augmentation notable des températures, avec des hausses allant jusqu'à +0,50 °C. En réponse à ces changements, les modèles hydrologiques simulent une baisse générale des débits :

- GR1A : Nash > 50 %, mais prévision d'une baisse significative des écoulements.
- GR2M : résultats moins fiables, mais suggérant une réduction encore plus marquée avec des périodes de quasi-sécheresse.
- GR4J : performance robuste, confirmant une diminution progressive des débits jusqu'à des niveaux quasi-nuls en fin de période.

Ces résultats soulignent une vulnérabilité croissante du bassin de l'Oued Tafna face aux changements climatiques. La combinaison de sécheresses prolongées, d'inondations fréquentes et de réduction des ressources en eau impose une gestion proactive. Il devient essentiel de moderniser les infrastructures hydrauliques, optimiser la gestion des réservoirs, et promouvoir une approche intégrée et durable des ressources en eau. La transition vers des pratiques agricoles résilientes, la réduction des émissions de gaz à effet de serre, et l'adaptation des politiques de gestion de l'eau sont des priorités urgentes pour renforcer la résilience du territoire.

En somme, le changement climatique constitue une menace sérieuse pour l'équilibre hydrologique du bassin de l'Oued Tafna. Des mesures d'adaptation doivent être mises en œuvre dès à présent pour anticiper et atténuer ses impacts à long terme, tout en assurant un équilibre entre les besoins humains et la préservation des ressources naturelles.

Références bibliographiques

Références

- Abadie, B. 2006. Simulation des crues du Rhin par des modèles hydrologiques mettant en Suvre différentes stratégies d'agrégation. Master 2ème année, Sciences de la Terre spécialité Hydrologie, Hydrogéologie et Sols. Université Paris Sud, Orsay, France, 124 p.
- Abbas, M. S. (2021). Caractérisations multi-physiques des mortiers bio-sourcés isolants et modélisation de leurs impacts sur les transferts hygrothermiques à l'échelle des parois: application aux bétons de moelles végétales (Doctoral dissertation, Université de Lyon).
- Abbas, S. A., Bailey, R. T., White, J. T., Arnold, J. G., & White, M. J. (2025). Estimation of groundwater storage loss using surface–subsurface hydrologic modeling in an irrigated agricultural region. *Scientific Reports*, 15, 8350. <https://doi.org/10.1038/s41598-025-92987-6>
- Abdelmoumene, H., Bouanani, A., & Baba-Hamed, K. (2023). Méthodes d'étude des débits maximaux. Application au bassin versant de l'oued Sebdou (Tafna-NO Algérie). *Revue algérienne de recherche et de technologie (AJRT)* , 7 (1), 11-17.
- Abtew. W., Obeysekera. J., Irizarry-Ortiz. M., Lyons. D., And Reardon. A.. Evapotranspiration estimation for south Florida. In *Proceedings World Water & Environmental Resources Congress 2003*2003. P. 1-9.
- Adina, M. G.. 2016. Model sensitivity analysis hydrological GR4J to evapotranspiration estimated with different methods. Study case study: Jiu River watershed.
- Aerts, J. P. M., Hoch, J. M., Coxon, G., van de Giesen, N. C., & Hut, R. W. (2024). On the importance of discharge observation uncertainty when interpreting hydrological model performance. *Hydrology and Earth System Sciences*, 28(28), 5011–5030. <https://doi.org/10.5194/hess-28-5011-2024>
- AHBARI, A. Et ADALLAL R. (2012) : Modélisation hydrologique par WMS : Cas du bassin versant d'Ech Chejra (Tétouan). Rapport de stage au bureau d'études SAGE INGENIERIE-RABAT. 43p.
- Ahbari, A. (2013). Bassin versant de Rhéraya : Modélisation pluie-débit et prédiction du comportement hydrologique [Mémoire de master, Université Cadi Ayyad].
- Arnell, NW, et Gosling, SN (2013). Impacts du changement climatique sur les régimes d'écoulement des rivières à l'échelle mondiale. *Journal of Hydrology* , 486 , 351-364.
- Alshammari, E., Abdul Rahman, A., Rainis, R., Abu Seri, N., & Ahmad Fuzi, N. F. (2023). The impacts of land use changes in urban hydrology, runoff and flooding: A review. *Current Urban Studies*, 11(1), 120–141. <https://doi.org/10.4236/cus.2023.111007>
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., & Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), 73-89.

- Andréassian, V., Anctil, F., And Perrin, C., 2004. Impact of the length of observed records on the performance of ANN and of conceptual parsimonious rainfall-runoff forecasting models: *Environmental Modelling & Software*, V. 19, No. 4, P. 357-368.
- Andréassian, V., Perrin, C., & Michel, C. (2007). Modèles hydrologiques du génie rural (GR). Cemagref, UR Hydrosystèmes et Bioprocédés.
- Anderson, ML, Chen, ZQ, Kavvas, ML, et Feldman, A. (2002). Couplage de HEC-HMS avec des modèles atmosphériques pour la prévision du ruissellement des bassins versants. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7 (4), 312-318.
- Aoulmi, Y., Marouf, N., And Amireche, M., 2022. Modélisation pluie-débit et débits de crues en milieu semi-aride par différentes méthodes statistiques et modèles hydrologiques.
- Atallah, M., Djellouli, F., Bouanani, A. Et al. Évaluation du comportement du bassin versant de l'oued Louza dans le nord-ouest de l'Algérie en conditions de sécheresse hydrologique. *Earth Syst Environ* 7, 297–306 (2023). <https://doi.org/10.1007/s41748-022-00325-x>
- Bakreti, A., 2014. Modélisation hydrologique du bassin de la Tafna. Thèse de Doctorat. Université d'Oran Es Sénia.
- Bates, B., Kundzewicz, Z., & Wu, S. (2008). Changement climatique et eau . Secrétariat du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat.
- Belarbi, H., Touaibia, B., Boumechra, N., Amiar, S., & Baghli, N. (2017). Sécheresse et modification de la relation pluie-débit: cas du bassin versant de l'Oued Sebdo (Algérie Occidentale). *Hydrological Sciences Journal*, 62(1), 124-136.
- Belkebir, A., Kahlouche, S., & Haddad, M. (1996). Étude géologique du bassin de la Tafna. *Revue Algérienne de Géologie*, 10(2), 45–62.
- Belkhiri, F. 2020. Evaluation de la performance de dix-huit modèles d'estimation de l'évapotranspiration de référence dans les conditions subhumides de la Mitidja.
- Ben Ali, M., et al. (2020). Impact du changement climatique sur les régimes hydrologiques dans les bassins versants du nordouest de l'Algérie, *Journal of Water Resources*.
- Benest, J. (1985). Stratigraphie et géologie de l'Oranie. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 27(3), 231–245.
- Bensafi, M., Kadik, A., & Kalla, M. (2019). Changements climatiques et désertification dans les steppes algériennes. *Sécheresse Journal*.
- Bensaid, S. (2017). Impacts du changement climatique sur la biodiversité en Algérie. *Revue des Sciences de l'Environnement*.
- Beven K. (1989). Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, 105, 157-172.

- Beven, K. (2001). Jusqu'où peut-on aller dans la modélisation hydrologique distribuée ?. *Hydrologie et sciences du système terrestre*, 5 (1), 1-12
- Beven, KJ (2012). *Modélisation précipitations-débit : l'amorce*. John Wiley et fils.
- Boer, M., et al. (2020). Incendies de forêt en Australie : impacts du changement climatique. *Australian Journal of Environmental Science*, 40(2).
- Bouanani, R., 2010. *Modélisation de la fonction pluie-débit application au bassin versant de la TAFNA (NW-Algérien)*. Université Tlemcen
- Bouanani, R., Baba-Hamed, K. Et Bouanani, A. (2013). Utilisation d'un modèle global pour la modélisation pluie-débit : cas du bassin d'Oued Sikkak (NW algérien). *Revue Nature et Technologie*, 5 (2), 61-66.
- Bouarfa, S., Marlet, S., Douaoui, A., Hartani, T., Mekki, I., Ghazouani, W., ... & Kuper, M. (2009). Les profils de salinité dans les systèmes d'irrigation : une menace à démystifier, une contrainte à gérer : données de terrain en Algérie et en Tunisie. *Irrigation et Drainage*, 58 (S3), S273-S284.
- Bouarfa, S., et al. (2013). Modélisation de l'impact du changement climatique sur les ressources en eau en régions semi-arides du Maghreb, *Environmental Modelling and Software*.
- Bouchelkia, H., Belarbi, F., & Remini, B. (2011). Quantification du transport solide en suspension par analyse statistique: cas du bassin versant de mouillah quantification of suspended sediment yield by statistical analysis: the case of mouillah watershed. *Le Journal de l'Eau et de l'Environnement*, 10(19), 29-41.
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bergas-Massó, U., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., ... & Vuichard, N. (2020). Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(7), e2019ms002010. <https://doi.org/10.1029/2019MS002010>
- 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].
- Boudhar, M., et al. (2015). Evaluation des impacts du changement climatique dans le bassin versant de l'Oued Fodda, *Hydrology and Earth System Sciences*.
- Boudour, A. (2016). *Etude de système d'alimentation en eau potable de la ville de Mahelma (w. Alger)* (Doctoral dissertation).
- Bouhlila, R., et al. (2020). Modélisation pluie-débit dans le bassin de l'Oued Rhumel sous changement climatique, *Water Science and Technology*.
- Bouguerne, A. (2017). *Relation pluie-débit et concentration des polluants dans les Oueds Boussalem et Rhumel. Est Algérien* (Doctoral dissertation, Université de Batna 2).

- Bouguerra, S. A., And Mansour, B., 2023. Rainfall-flow Modeling Using a Global Conceptual Model: Case of the Beni Bahdel Watershed (Northwest of Algeria): Journal of Water Management Modeling.
- Bourek R. (2010). Modélisation pluie- débit : Application au bassin versant de la Mactaa (NW-Algérie) ; Mém. Magister, université Abou Beker Belkaid Tlemcen 118p.
- Brigode, P., Vigoureux, S., Tilmant, F., Astagneau, P. C., Perrin, C., Poggio, J., ... & Tric, E. (2023, November). Evaluation de GRP et GR5H_RI pour la prévision des crues sur les bassins versants côtiers du sud-est de la France. In Colloque de la Société Hydrotechnique de France (SHF)-Prévision des crues et inondations.
- Chahbi, N., et al. (2021). Projections climatiques et impact sur les ressources en eau dans la région de Ghardaïa, Environmental Earth Sciences.
- Charron, I. (2016). Élaboration du portrait climatique régional du Nunavik.
- Chow, VT, Maidment, DR et Mays, LW (1988) Hydrologie appliquée. Édition internationale, mcgraw-Hill Book Company, New York
- Coffi, S. M., YALO, N., AHAMIDE, B., & MAMA, D. (2020). Étude de la dégradation de la concentration en chlore résiduel libre dans les eaux de boisson au Bénin: Cas de la commune de Cotonou. Int. J. Biol. Chem. Sci, 14(9), 3372-3390.
- Coppola, E., Raffaele, F., Giorgi, F., Giuliani, G., Xuejie, G., Ciarlo, JM, ... & Rechid, D. (2021). Projections des indices de risque climatique basées sur les ensembles CORDEX-CORE, CMIP5 et CMIP6. Climate dynamics , 57 , 1293-1383.
- Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., & Andréassian, V. (2017). The suite of lumped GR hydrological models in an R package. Environmental modelling & software, 94, 166-171.
- Correia Martins. N., 2023. Modélisation hydrologique multi-modèle globale sous climats arides et semi-arides.
- Coumou, D., et al. (2013). La montée des phénomènes climatiques extrêmes due au changement climatique. Nature Climate Change, 3(5).
- CRAAG. Centre de recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique (n.d.) .Présentation du CRAAG .[Http://www.craag.dz](http://www.craag.dz)
- Dahmani, B., Hadji, F., & Allal, F. (2003). Traitement des eaux du bassin hydrographique de la Tafna (NW Algeria). Desalination, 152(1-3), 113-124.
- Dakhlaoui, H. (2014). Vers une procédure de calage automatique plus efficiente du modèle HBV (Doctoral dissertation, Thèse de Doctorat en Génie Hydraulique. Université de Tunis El Manar).
- Djebbi, K., & Dakhlaoui, H. (2023). Evaluating regional climate model simulations at Wadi El Abid catchment (northeastern Tunisia) using HBV rainfall-runoff model. Arabian Journal of Geosciences, 16(2), 139.

- Djellouli, F., Bouanani, A., & Baba-Hamed, K. (2015). Caractérisation hydrologique du bassin d'Oued Louza à l'aide d'un modèle pluie-débit global. *LARHYSS Journal* P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2521-9782, (23), 275-286.
- Doorenbos. J. And WO Pruitt. 1977. 'Background and development of methods to predict reference crop evapotranspiration (eto)'. Appendix II in FAO-ID-24: 108-19.
- Driouech, F., Mahé, G. I. L., Déqué, M. I. C. H. E. L., Dieulin, C., El Heirech, T. A. R. I. K., Milano, M. A. R. I. A. N. N. E., ... & Rouché, N. (2010). Evaluation d'impacts potentiels de changements climatiques sur l'hydrologie du bassin versant de la Moulouya au Maroc. *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources*, 561-567.
- Drobinski, P., Anav, A., Brossier, CL, Samson, G., Stéfanon, M., Bastin, S., ... & Viovy, N. (2012). Modèle du système terrestre couplé régional (MORCE) : application aux études de processus et de climat dans les régions vulnérables. *Environmental Modelling & Software*, 35, 1-18.
- Drobinski, P., Hernandez, .C, et Turquety, S. (juillet 2015). Dans quelle mesure les conditions météorologiques influencent-elles la taille et l'intensité des incendies en région méditerranéenne ? Dans *Annales Geophysicae* (vol. 33, n° 7, pp. 931-939). Göttingen, Allemagne : Copernicus gmbh.
- Drouiche, A., Nezzal, F. Et Djema, M. (2019). Variabilité interannuelle des prélèvements dans la plaine de la Mitidja en Algérie du Nord. *Revue des sciences de l'eau*, 32 (2), 165-177.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, GA, Senior, CA, Stevens, B., Stouffer, RJ, & Taylor, KE (2016). Aperçu de la conception et de l'organisation expérimentales de la phase 6 du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP6). *Développement de modèles géoscientifiques*, 9 (5), 1937-1958.
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., ... & Rummukainen, M. (2013). Evaluation of Climate Models. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis* (pp. 741–866). Cambridge University Press.
- Foley, J. A., defries, R., Asner, G. P., Barford, C., Bonan, G., Carpenter, S. R., Chapin, F. S., Coe, M. T., Daily, G. C., Gibbs, H. K., Helkowski, J. H., Holloway, T., Howard, E. A., Kucharik, C. J., Monfreda, C., Patz, J. A., Prentice, I. C., Ramankutty, N., & Snyder, P. K. (2005). Global consequences of land use. *Science*, 309(5734), 570-574. <https://doi.org/10.1126/science.1111772>
- Fouchier C. (2010). Développement d'une méthodologie pour la connaissance régionale des crues. Thèse De Doctorat De l'université Montpellier II Sciences Et Techniques Du Languedoc. Thèse préparée au sein du Groupe de Recherche en Hydrologie, Cemagref, Aixen-Provence., P266.
- Gaume E., 2002. Chapitre 2 et 3 ; Hydrologie de bassins versants et modélisation Pluie-débit ; Ecole Nationale des ponts et Chaussées. 71 p.
- Gentil, E. (1903). Études géologiques sur l'Algérie occidentale. Alger : Imprimerie Nationale.

- Ghenim, A. N., Megnounif, A., Seddini, A., & Terfous, A. (2010). Fluctuations hydropluviométriques du bassin versant de l'oued Tafna à Béni Bahdel (Nord Ouest algérien). *Sécheresse*, 21(2), 115-120.
- Gherissi, R., Baba-Hamed, K., And Bouanani, A., 2017. Validation des modèles hydrologiques GR2M et GR4J sur le bassin versant de l'oued Lakhdar (Tafna. Nord-Ouest algérien): *Techniques Sciences Méthodes*. No. 5. P. 87-103.
- GIEC (2007). Le quatrième rapport d'évaluation du GIEC (AR4)
- GIEC (2021). Sixième Rapport d'évaluation sur le changement climatique (AR6).
- GIEC, 2022. Résumé à l'intention des décideurs. Changement climatique 2022 : Impacts, adaptation et vulnérabilité. Contribution du Groupe de travail II au sixième Rapport d'évaluation du GIEC. <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/>
- Giorgi, F., & Gutowski, W. J. (2015). Regional Dynamical Downscaling and the CORDEX Initiative. *Annual Review of Environment and Resources*, 40, 467-490.
- GUARDIA P. (1975) - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie occidentale (Algérie), relation structurale et paléogéographique entre Rif externe et Tell de l'avant pays atlasique. Thèse Doct. Andat, Sci., Nat., Univ., Nice, 289p, 139fig.5pl.
- Guechi, S., et al. (2022). Impact des scénarios climatiques sur les débits dans le bassin de l'Oued Soummam : Simulation et gestion des ressources en eau, *Environmental Earth Sciences*.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., And Martinez, G. F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling: *Journal of hydrology*. V. 377. No. 1-2. P. 80-91.
- Hafsi, R., Zerari, R., Amirache, M. (2022): Contribution a l'etude de la prevision des crues en algerie par les modeles pluie debit.
- HARRACHE, K., & AOIUNE, M. (2022). Désertification en Algérie: concept, causes, conséquences et la lutte (Doctoral dissertation, Université de Larbi Tébessi).
- Hargreaves, G. H., And Samani, Z. A., 1982. Estimating potential evapotranspiration: *Journal of the irrigation and Drainage Division*. V. 108. No. 3. P. 225-230.
- Hassini, N., Abderrahmani, B., & Dobbi, A. (2008). Tendances des précipitations et de la sécheresse sur le littoral algérien: impact sur les réserves hydriques. In IWRA, congrès de Montpellier.
- Hauswirth, S. M., Schaefli, B., Leng, G., & De Roo, A. (2023). Simulating hydrological extremes for different warming levels using large ensembles and ML post-processing. *Frontiers in Water*, 5, 1108108. <https://doi.org/10.3389/frwa.2023.1108108>
- Herrera, P. A., Paredes-Arquiola, J., Mendoza, C. A., & García-Morales, M. B. (2022). Parameter estimation and uncertainty analysis in hydrological modeling. *WIREs Water*, 9(1), e1569. <https://doi.org/10.1002/wat2.1569>

- Hughes, BB, Beas-Luna, R., Barner, AK, Brewitt, K., Brumbaugh, DR, Cerny-Chipman, EB, ... & Carr, MH (2017). Les études à long terme contribuent de manière disproportionnée à l'écologie et aux politiques. *Bioscience* , 67 (3), 271-281.
- IPCC. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Irmak. S.. Allen. R.. And Whitty. E.. 2003. Daily grass and alfalfa-reference evapotranspiration estimates and alfalfa-to-grass evapotranspiration ratios in Florida: *Journal of irrigation and drainage engineering*. V. 129. No. 5. P. 360-370.
- Iturbide, M., Gutiérrez, JM, Alves, LM, Bedia, J., Cerezo-Mota, R., Gimadevilla, E., ... Et Vera, CS (2020). Une mise à jour des régions de référence climatique du GIEC pour l'analyse sous-continentale des données des modèles climatiques : définition et ensembles de données agrégées. *Données scientifiques du système terrestre* , 12 (4), 2959-2970.
- Jayathilake. D. I.. And Smith. T.. 2021. Assessing the impact of PET estimation methods on hydrologic model performance: *Hydrology Research*. V. 52. No. 2. P. 373-388.
- Jayathilake. D. I.. And Smith. T.. 2022. Identifying the influence of systematic errors in potential evapotranspiration on rainfall– runoff models: *Journal of Hydrologic Engineering*. V. 27. No. 2. P. 04021047.
- Jensen. M. E.. And Haise. H. R.. 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation: *Journal of the Irrigation and Drainage Division*. V. 89. No. 4. P. 15-41.
- Jensen. Marvin Eli. Robert D Burman. And Rick G Allen. 1990. "Evapotranspiration and irrigation water requirements." In.: ASCE.
- Kabouya, M. (1990). *Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale* (Doctoral dissertation, Université Paris Sud Orsay).
- Kabouya, M. Et 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* , 4 (4), 569-587.
- Kadik, B. (1986). Aperçu sur sols et la végétation des pineraies d'Eghti (Sidi-Bel-Abbes). *Annales de la Recherche Forestière en Algérie*, 1(1), 7-22.
- Kamagate, B., Dao, A., Noufe, D., Yao, K. L., Fadika, V., Gone, D. L., & Savane, I. (2017). Contribution of GR4J model for modeling Agneby watershed runoff in southeast of Cote d'Ivoire. *LARHYSS Journal* P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2521-9782, (29), 187-208.
- Kebdani, M., et al. (2021). Projections climatiques et impacts hydrologiques dans le bassin de la Tafna sous changement climatique, *Hydrological Sciences Journal*.
- Kee, Thomas B., Nolan J. Doesken, and J. Kliet, 1993 : The Relationship of Drought Frequency and Duration of Time Scales, Eighth Conference on Applied Climatology, 17-22 January 1993, Anaheim, California.

- Khoualdia, W., Djebbar, Y. Et Hammar, Y. (2014). Caractérisation de la variabilité climatique : cas du bassin versant de La Medjerda (Nord-Est algérien). Synthèse : Revue des Sciences et de la Technologie , 29 , 6-23.
- Kron, W. (2015). Inondations – une perspective mondiale. Water Policy , 17 (S1), 6-24.
- Laborde, J. P., & Mouhous, N. (1998). Notice d'utilisation du logiciel Hydrolab. Université de Nice Sophia Antipolis.
- Lauro, C., Vicha, A. I. J., Rivera, J. A., & Moreira, S. M. (2024). Non-stationary models for hydrological extremes in the mountain rivers of the Argentinean Central Andes. Hydrological Sciences Journal, 69(10), 1301–1316. <https://doi.org/10.1080/02626667.2024.2369627>
- Liu, Y., Zhang, J., Bao, Z., Yang, Y., & Wang, G. (2022). Hydrological change detection and process simulation for a semi-arid catchment in northern China. Water, 14(8), 1267. <https://doi.org/10.3390/w14081267>
- LUCAS. G. (1942).- Description géologique et pétrographique des Monts de Rhar Roubane et du Sidi El Abed. Bull. Serv. Géol. Algérie, Alger, sér.2, n°16, 539p., 131 fig., 34 pl.
- Mahboubi, S., Benammi, M. Et Jaeger, JJ (2015). Nouvelle datation du Bassin de la Tafna (Algérie) : une combinaison entre données biochronologiques et magnétostratigraphiques. Paléovertébrés , 39 (1), 1-11.
- Makhlouf, Z. (1994). Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres (Thèse de doctorat, Paris 11).
- Makhlouf, Z., & Michel, C. (1994). A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. Journal of Hydrology, 162(3-4), 299-318.
- Mami, A., Yebdri, D., Sauvage, S., Raimonet, M., & Miguel, J. (2021). Tendances spatio-temporelles des composantes hydrologiques : le cas du bassin de la Tafna (nord-ouest de l'Algérie). Journal of Water and Climate Change , 12 (7), 2948-2976.
- Mankin, K. R., & Freshwater, W. (2025). Review of gridded climate products and their use in hydrological modeling. Hydrology and Earth System Sciences, 29, 85–108. <https://doi.org/10.5194/hess-29-85-2025>
- Mansouri, I., et al. (2023). Analyse de la vulnérabilité des systèmes hydrologiques en région semi-aride : Modélisation pluiedébit sous changement climatique dans le Haut-Sahara, Water Resources Research.
- Marok, A. (1996). Le Trias dans l'Oranie occidentale : stratigraphie et paléogéographie. Cahiers de Géologie, 32(1), 12–28.
- M'Barek, S., et al. (2023). Assessing the impact of climate change on water resources in arid regions of Tunisia, Journal of Arid Environments.

- Medane, K. (2012): Hydrologie et modélisation pluiedébit: cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud (Tafna, NW Algérien): Mémoire de magister, Université de Tlemcen (Algérie).
- Meddi, M., & Hubert, PIERRE (2003). Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. Publication de l'aish , 229-235.
- Meddi, H., & Meddi, M. (2009). Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. Science et changements planétaires/Sécheresse, 20(1), 57-65.
- Meddi, M., & Belhadj Bouchaib, F. (2010). Etude des crues dans le bassin du Cheliff. Application de la méthode du Gradex. Revue Nature et Technologie, 2(2), 21-28.
- Medejerab, A., & Henia, L. (2011). Variations spatio-temporelles de la sécheresse climatique en Algérie nord-occidentale.
- Michel, C. (1983). Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? La Houille Blanche, 69(1), 39-44. <https://doi.org/10.1051/lhb/1983004>
- Mohammadi. Babak. Mir Jafar Sadegh Safari. And Saeed Vazifekkhah. 2022. 'IHACRES. GR4J and MISD-based multi conceptual-machine learning approach for rainfall-runoff modeling'. Scientific Reports. 12: 12096.
- Mostafazadeh. R.. And Asgari. E.. 2021. Performance assessment of GR4J rainfall-runoff model in daily flow simulation of Nirchai Watershed. Ardabil province: Irrigation and Water Engineering. V. 11. No. 3. P. 79-95.
- Mouelhi, S., 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat. ENGREF. CEMAGREF (Antony).
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., & Andréassian, V. (2006). Développement par étapes d'un modèle de bilan hydrique mensuel à deux paramètres. Journal of hydrology , 318 (1-4), 200-214.
- Myhre, G., Samset, BH, Schulz, M., Balkanski, Y., Bauer, S., Berntsen, TK, ... & Zhou, C. (2013). Forçage radiatif de l'effet direct des aérosols à partir des simulations aerocom Phase II. Chimie et physique atmosphériques , 13 (4), 1853-1877.
- Nicholls, R. J., et al. (2007). Les effets du changement climatique sur les communautés côtières. Environmental Science & Policy, 10(7-8).
- Nnomo, B. N. (2016). Contribution à l'Actualisation des Normes Hydrologiques en relation avec les Changements Climatiques et Environnementaux en Afrique de l'Ouest (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI; Institut international d'ingénierie de l'eau et de l'environnement).
- Noumon. C. J.. Kodja. D. J.. Kouhoundji. N.. Houessou. S.. Amoussou. E.. Sintondji. L. O.. Vissin. E.. And Agbossou. E. K.. 2020. Utilisation du Modèle GR4J pour la Simulation des Débits d'Étiage du Fleuve Mono (Bénin. Togo) à l'Exutoire d'Athiémé: 2020. V. 23. No. 1. P. 6.

OMM (2019). État du climat mondial en 2019.

Otmane, A., Baba-Hamed, K., & Safa, A. (2015). Prédétermination des valeurs de pluies et crues extrêmes dans le bassin versant de l'Oued Mekerra. Mémoire de magister, Université d'Oran, 2, 187.

Otmane, A., Baba Hamed, K., & Bouanani, A. (2019). Apport de la variabilité spatiale des caractéristiques physiques du bassin versant dans la modélisation hydrologique et les sous-produits du bilan hydrologique: cas du bassin versant de l'aval Mekerra, Algérie. *Revue des sciences de l'eau*, 32(2), 117-144.

Otmane, A.. Baba Hamed, K.. And Bouanani, A.. 2019. Apport de la variabilité spatiale des caractéristiques physiques du bassin versant dans la modélisation hydrologique et les sous-produits du bilan hydrologique: cas du bassin versant de l'aval

Mekerra. Algérie: *Revue des sciences de l'eau*. V. 32. No. 2. P. 117-144.

Oudin, L.. 2004. Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global: ENGREF (agroparistech).

Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., & Loumagne, C. (2005a). *Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling*. *Journal of Hydrology*, 303(1-4), 290-306.

Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., & Anctil, F. (2005b). *Locating the sources of low-pass behaviour within rainfall-runoff models*. *Journal of Hydrology*, 307(1-4), 275-289.

Pachauri, R. K., & Reisinger, A. (Eds.). (2008). Bilan 2007 des changements climatiques: Rapport de synthèse. GIEC.

Perrin, C. (2000). Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit (Doctoral dissertation, Institut National Polytechnique de Grenoble-INPG).

Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. (2003). *Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation*. *Journal of Hydrology*, 279(1-4), 275-289.

Perrin, C.. Oudin, L.. Andreassian, V.. Rojas-Serna, C.. Michel, C.. And Mathevet, T.. 2007. Impact of limited streamflow data on the efficiency and the parameters of rainfall—runoff models: *Hydrological sciences journal*. V. 52. No. 1. P. 131151.

Perrodon, A. (1957). Contribution à l'étude géologique de l'Oranie. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie*, 5, 1-132.

PNUD (2018). Programme des nations unies pour le développement .Rapport annuel 2018. <https://annualreport.ubdp.org/2018/fr/>

PNUD (2021). Changements climatiques et développement humain en Afrique du Nord.

- Prignon, M. (2016). Incertitudes sur les données climatiques en Afrique. Intercomparaison de divers jeux de données.
- Pushpalatha, R., Perrin, C., Moine, N. L., & Andréassian, V. (2011). *A review of efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations*. Journal of Hydrology, 420–421, 171–182.
- Quézel, P., & Médail, F. (2003). *Ecologie et biogéographie des forêts du bassin méditerranéen* (Vol. 572). Paris: Elsevier.
- Ramanathan, V., Ramana, M. V., Roberts, G., Kim, D., Corrigan, C., Chung, C., et Winker, D. (2007). Tendances au réchauffement en Asie amplifiées par l'absorption solaire des nuages bruns. *Nature*, 448 (7153), 575–578.
- Randrianasolo, R. A. (2009). *Evaluation de la qualité des prévisions pour l'alerte aux crues*. Mémoire de Master, Université Pierre et Marie Curie, École des Mines de Paris & École Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, Master, 2.
- Remaoun, K. (2003). Le bassin-versant de l'Oued Tafna (Algérie occidentale): mise en place du réseau hydrographique et processus morphogéniques à l'origine de l'organisation du bassin. *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie*, 1(1), 73–82.
- Remaoun, M. (2003). *Contexte structural du bassin de la Tafna*. Université de Tlemcen.
- Rensmo, H., Keis, K., Lindström, H., Södergren, S., Solbrand, A., Hagfeldt, A., ... & Muhammed, M. (1997). Rendements élevés de conversion lumière-énergie pour les cellules solaires à base d'électrodes nanostructurées en ZnO. *The Journal of Physical Chemistry B*, 101 (14), 2598–2601.
- Roche, M. (1963). *Hydrologie de surface*. Gauthier-Villars et ORSTOM, Paris, France.
- Sadran, F. (1975). Activité volcanique quaternaire dans l'Oranie occidentale. *Bulletin de la Société de Géologie de France*, 17(1), 89–97.
- Samaras, D. A., Reif, A., and Theodoropoulos, K. (2014). Evaluation of radiation-based reference evapotranspiration models under different Mediterranean climates in central Greece: *Water Resources Management*. V. 28. P. 207–225.
- Schär, C., et al. (2004). La fréquence des vagues de chaleur en Europe et leur impact sur la santé publique. *Nature Climate Change*, 1(2).
- Seibert, J. (2000). Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2), 215–224.
- Seif-Ennasr, M., Zaaboul, R., Hirich, A., Caroletti, G. N., Bouchaou, L., El Morjani, Z. E. A., ... & Choukr-Allah, R. (2016). Climate change and adaptive water management measures in Chtouka Aït Baha region (Morocco). *Science of the Total Environment*, 573, 862–875.

- Seiller G and Anctil F. 2016. How do potential evapotranspiration formulas influence hydrological projections? *Hydrological Sciences Journal*. 61:12. 2249-2266. DOI: 10.1080/02626667.2015.1100302
- Seltzer, P., Lasserre, A., Grandjean, A., Auberty, R., & Fourey, A. (1946). Le climat de l'Algérie. Impr." La Typo-litho" et J. Carbonel.
- Sezen. Cenk. Nejc Bezak. Yun Bai. And Mojca Šraj. 2019. 'Hydrological modelling of karst catchment using lumped conceptual and data mining models'. *Journal of hydrology*.
- Shin. M.-J.. And Kim. C.-S.. 2021. Component combination test to investigate improvement of the IHACRES and GR4J rainfall–runoff models: *Water*. V. 13. No. 15. P. 2126.
- Sidi Mohamed,A.(2017). Analyse de la variabilité pluviométrique et son impact sur les ressources en eau en Algérie [Mémoire de Master, Université d’Alger].
- Singh, P., Haritashya, Royaume-Uni et Kumar, N. (2008). Modélisation et estimation des différentes composantes de l'écoulement fluvial du bassin du Glacier Gangotri, Himalaya. *Revue des sciences hydrologiques* , 53 (2), 309-322.
- Sircouon, J. (1976). Sécheresse et climat en Afrique de l'Ouest. Editions du CNRS.
- Smit, E., Gebreyohannes, T., & Hrachowitz, M. (2024). Improving hydrologic models for predictions and process representation with hybrid methods. *Hydrological Processes*, 38(12), 3010–3025. <https://doi.org/10.1002/hyp.14962>
- Tabari. H.. Marofi. S.. Amini. A.. Talaee. P. H.. And Mohammadi. K.. 2011. Trend analysis of reference evapotranspiration in the western half of Iran: *Agricultural and forest meteorology*. V. 151. No. 2. P. 128-136.
- Tang, G., Long, D., & Hong, Y. (2023). The impact of meteorological forcing uncertainty on hydrological modeling: A global analysis of cryosphere basins. *Water Resources Research*, 59(4), e2022WR033767. <https://doi.org/10.1029/2022WR033767>
- Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., Sekiguchi, M., Abe, M., Sudo, K., Yoshimura, H., & Watanabe, M. (2019). Description and basic evaluation of MIROC6, a new high-resolution climate model. *Geoscientific Model Development*, 12(7), 2727–2765. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2727-2019>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498.
- Todini, E. (2007). Modélisation des bassins hydrologiques : passé, présent et futur. *Hydrologie et sciences du système terrestre*, 11 (1), 468-482.
- Tramblay, Y., Koutroulis, A., Samaniego, L., Vicente-Serrano, SM, Volaire, F., Boone, A., ... & Polcher, J. (2020). Défis de l'évaluation de la sécheresse en région méditerranéenne selon les scénarios climatiques futurs. *Earth-Science Reviews* , 210 , 103348.
- Trenberth, K. E., et al. (2003). Modification des cycles de précipitations et de leur impact sur le cycle de l'eau. *Journal of Climate*, 16(12)

- Twinomuhangi, M. B., Bamutaze, Y., & Kabenge, I. (2025). Analysis of stationary and non-stationary hydrological extremes under a changing environment: A systematic review. *HydroResearch*, 8, 332–350. <https://doi.org/10.1016/j.hydres.2024.12.007>
- Valipour, Mohammad. 2015. 'Temperature analysis of reference evapotranspiration models'. *Meteorological Applications*. 22: 385-94.
- Varga-Haszonits, Z., Szalka, É., Vasas, D., Giczi, Z., Szakál, P., And Szakál, T., 2023. Simplified Penman-Monteith Equation Determined by Temperature-Based Global Radiation Data and Its Multilocal Validation under Subhumid Climatic Conditions in Hungary: *Atmospheric and Climate Sciences*. V. 13. No. 4. P. 455-465.
- Vaze, J., Post, D. A., Chiew, F. H. S., Perraud, J. M., Viney, N. R., & Teng, J. (2010). Climate non-stationarity–validity of calibrated rainfall–runoff models for use in climate change studies. *Journal of Hydrology*, 394(3-4), 447-457.
- Vieux, B. E., & Vieux, B. E. (2001). Distributed hydrologic modeling using GIS (pp. 1-17). Springer Netherlands.
- Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J. F., Michou, M., Moine, M. P., & Roehrig, R. (2019). Evaluation of CMIP6 DECK experiments with CNRM-CM6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7), 2177–2213. <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>
- Wheeler, T., & Braun, J. V. (2013). Impacts du changement climatique sur la sécurité alimentaire mondiale. *Science*, 341, 508-513.
- Xu, C.-Y., & Singh, V. P. (2002). *Cross comparison of empirical equations for potential evapotranspiration estimation in hydrological modeling*. *Water Resources Management*, 16, 197–219.
- Zeroual, A., Meddi, MOHAMED, & Bensaad, SAFIA (2013). Impact du changement climatique sur le débit des rivières arides et semi-arides d'Algérie. *Actes et rapports de l'iahs-AISH*, 359 (juillet), 1-6.
- Zennaki, A., Baba-Hamed, K., Bouanani, A., Gherissi, R. (2020): Étude comparative des modèles hydrologiques conceptuels globaux GR et Gardénia appliqués au bassin versant de l'oued Boukiou (Nord-Ouest algérien): *Techniques Sciences Méthode*, v. 12, 53–70.
- Ziarh, G. F., Kim, J. H., Song, J. Y., & Chung, E.-S. (2024). Quantifying uncertainty in runoff simulation according to multiple evaluation metrics and varying calibration data length. *Water*, 16(4), 517. <https://doi.org/10.3390/w16040517>
- Zohra, B., et al. (2017). Impact du changement climatique sur les ressources en eau en Algérie, *Climatic Change Journal*.

ANNEXE

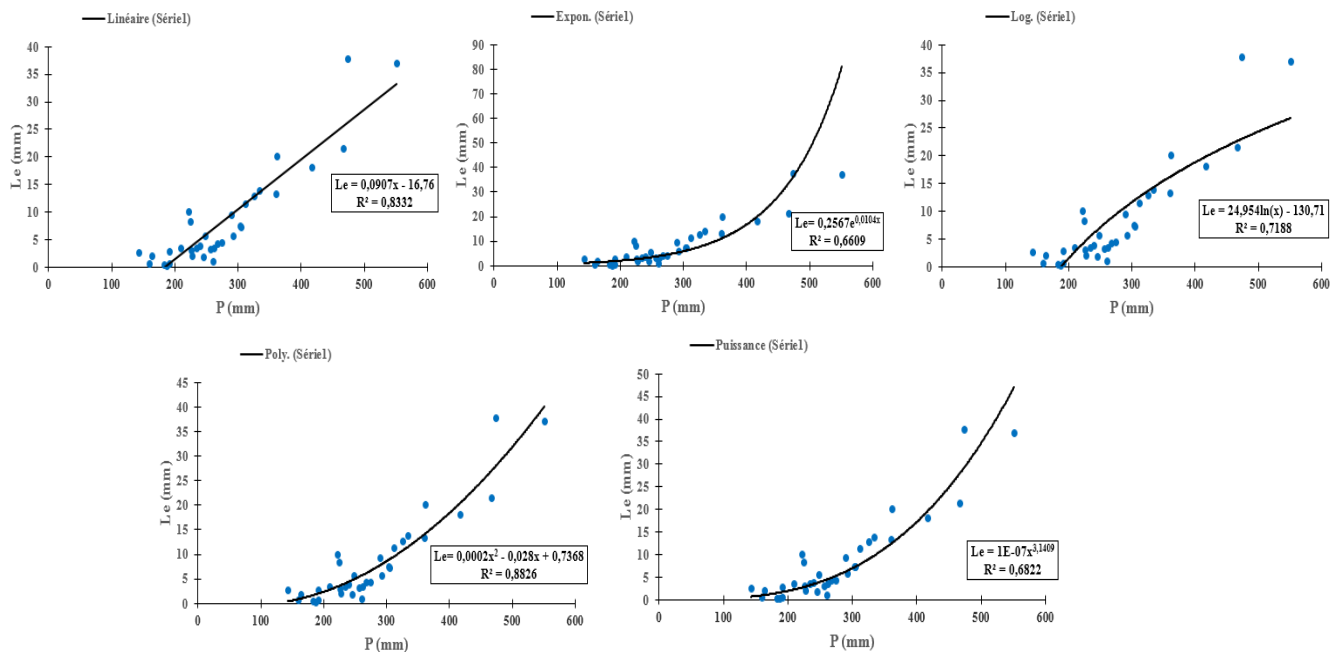


Figure A.1 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee annuel (Station de Dj. Chouachi).

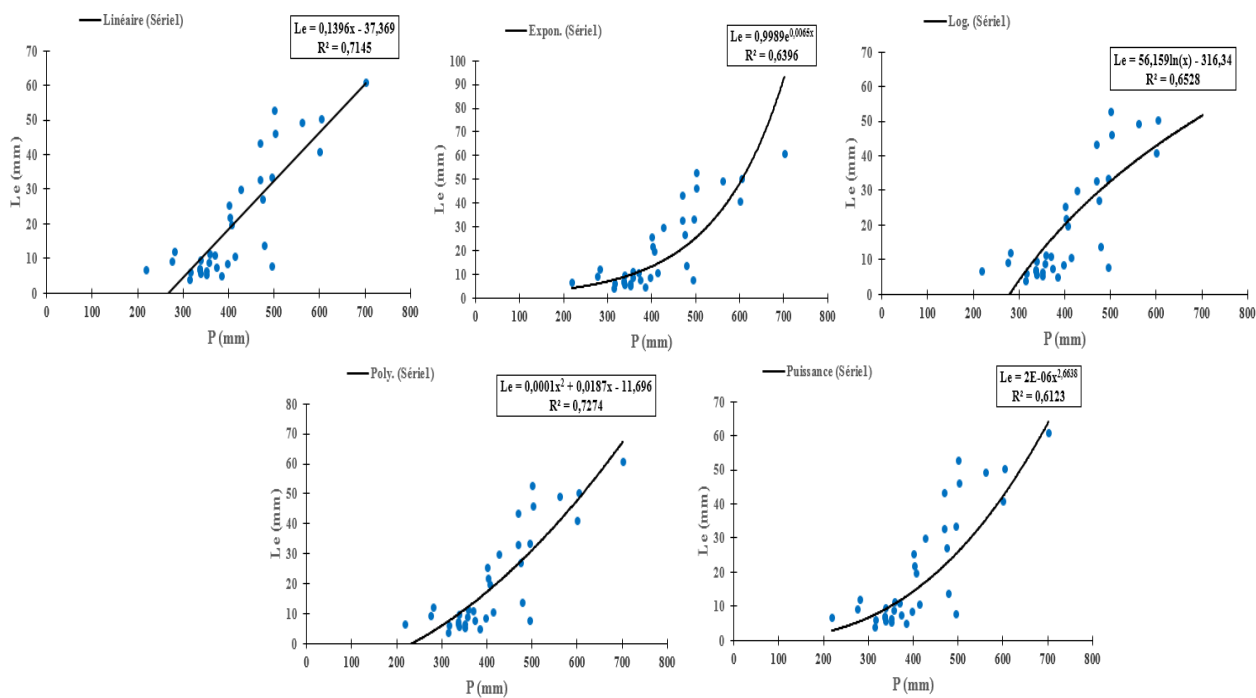


Figure A.2 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee annuel (Station de Chouly).

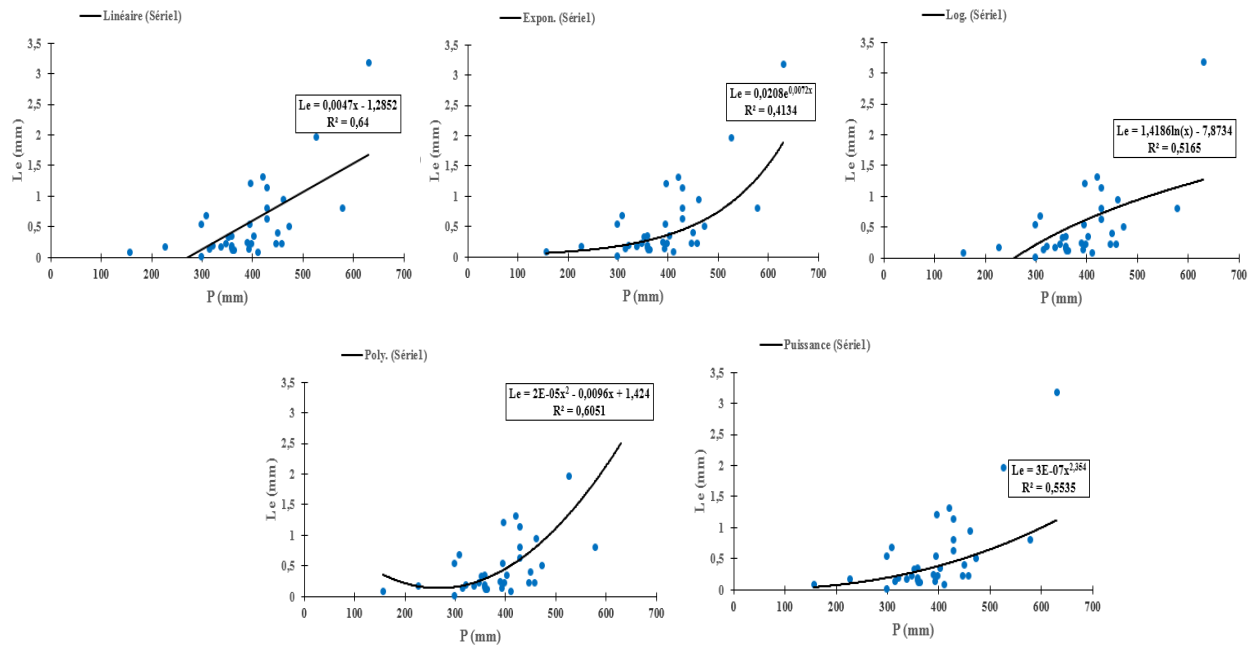


Figure A.3 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee annuel (Station de Sabra).

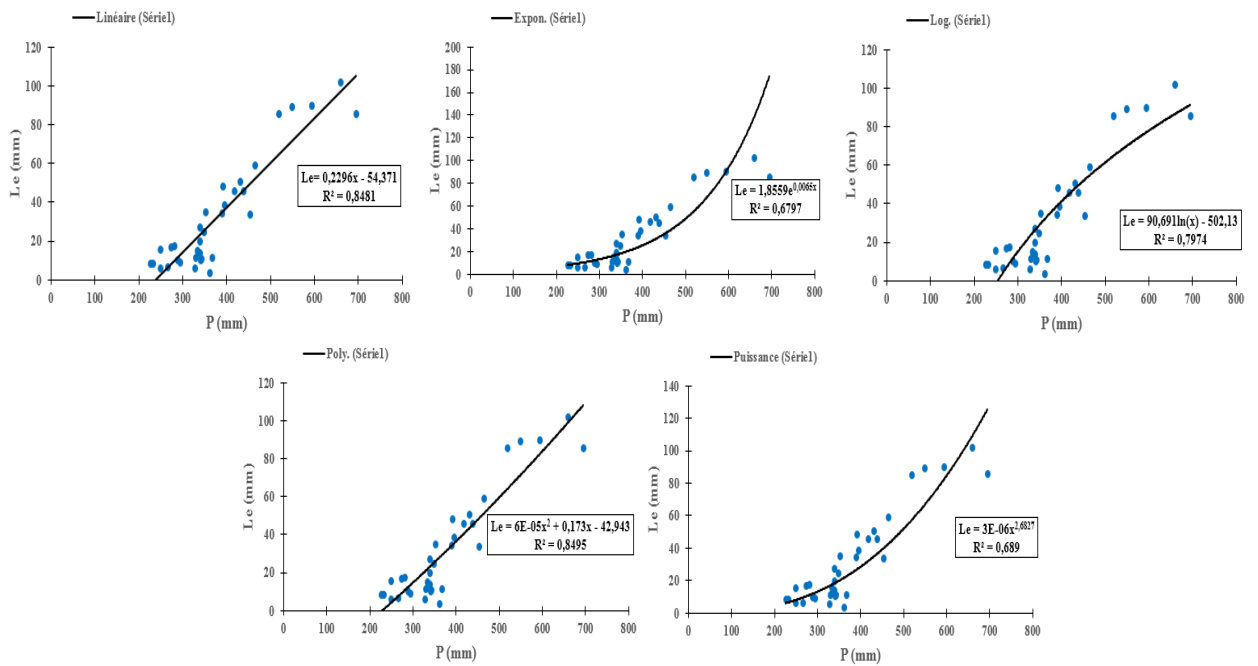


Figure A.4 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee annuel (Station de Sebdu).

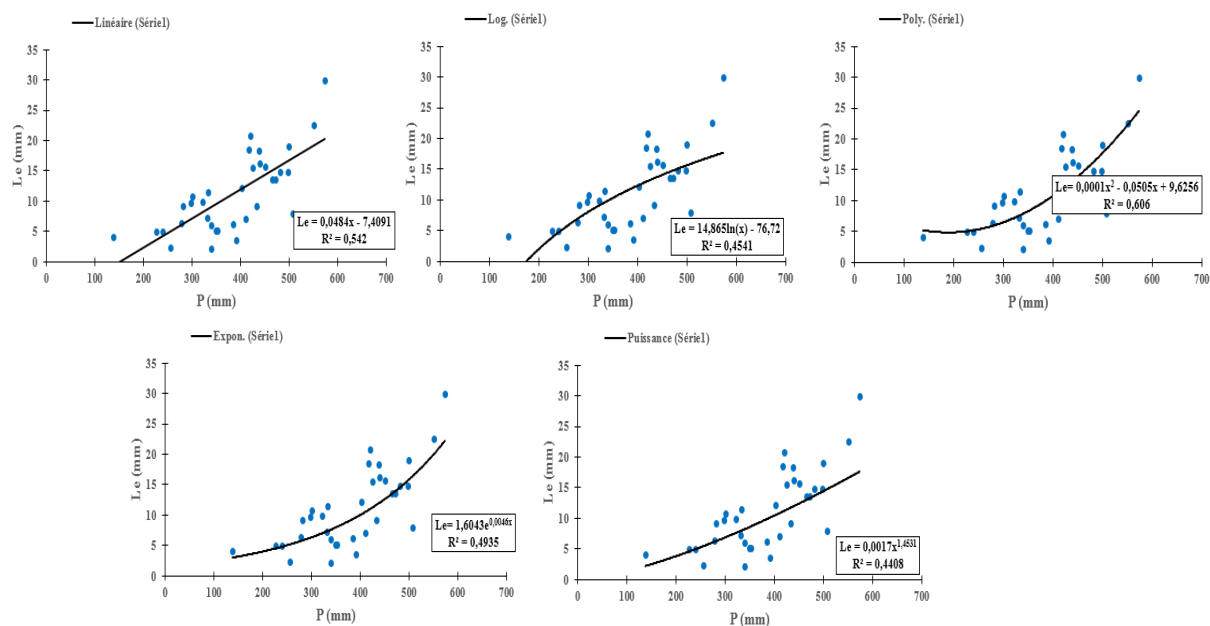


Figure A.5 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee annuel (Station de Hennaya).

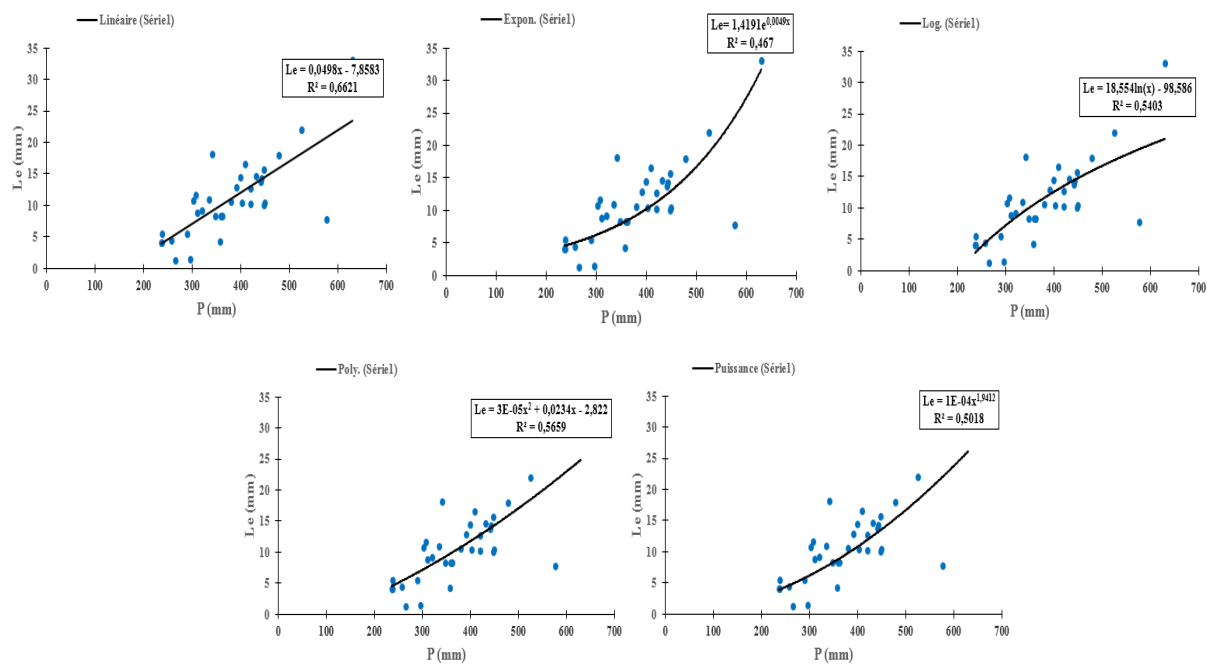


Figure A.6 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee annuel (Station de Bensekrane).

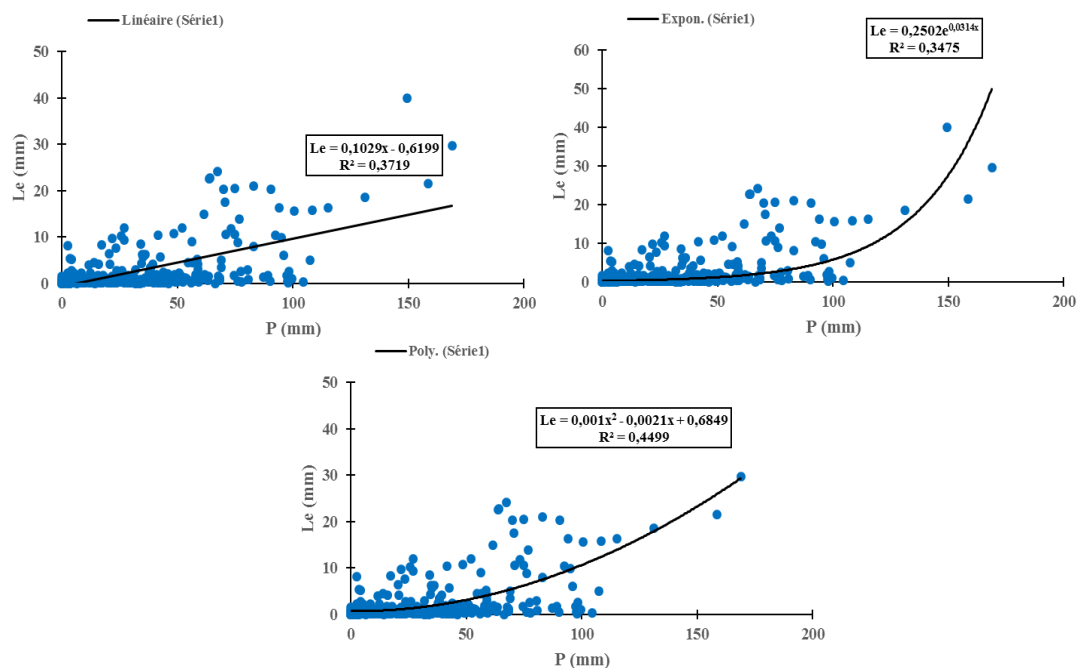


Figure A.7 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Seboud).

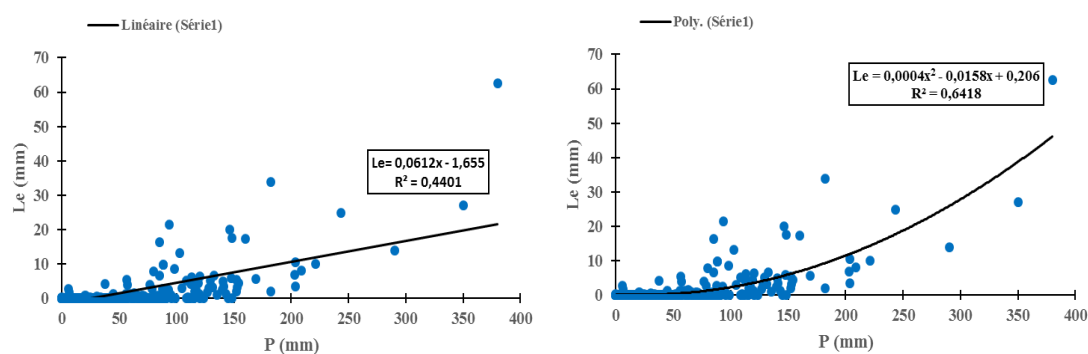


Figure A.8 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Meffrouh).

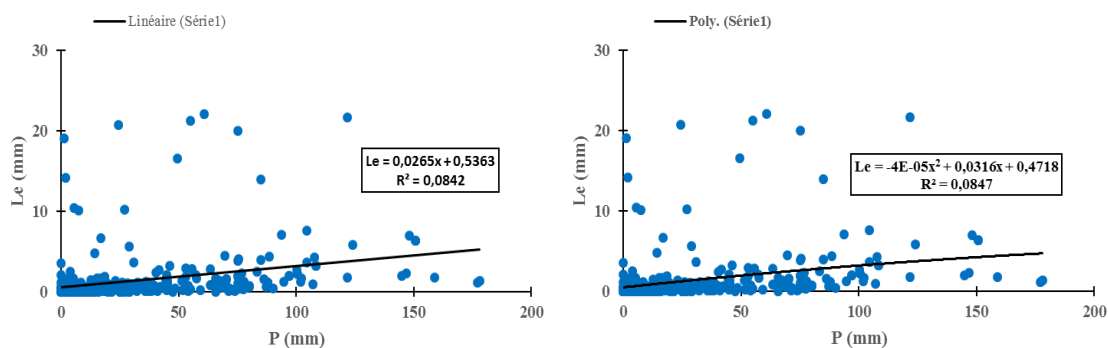


Figure A.9 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Hennaya).

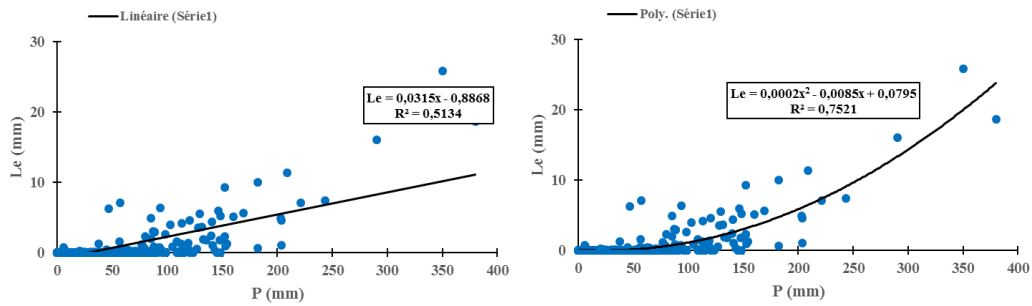


Figure A.10 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Chouly).

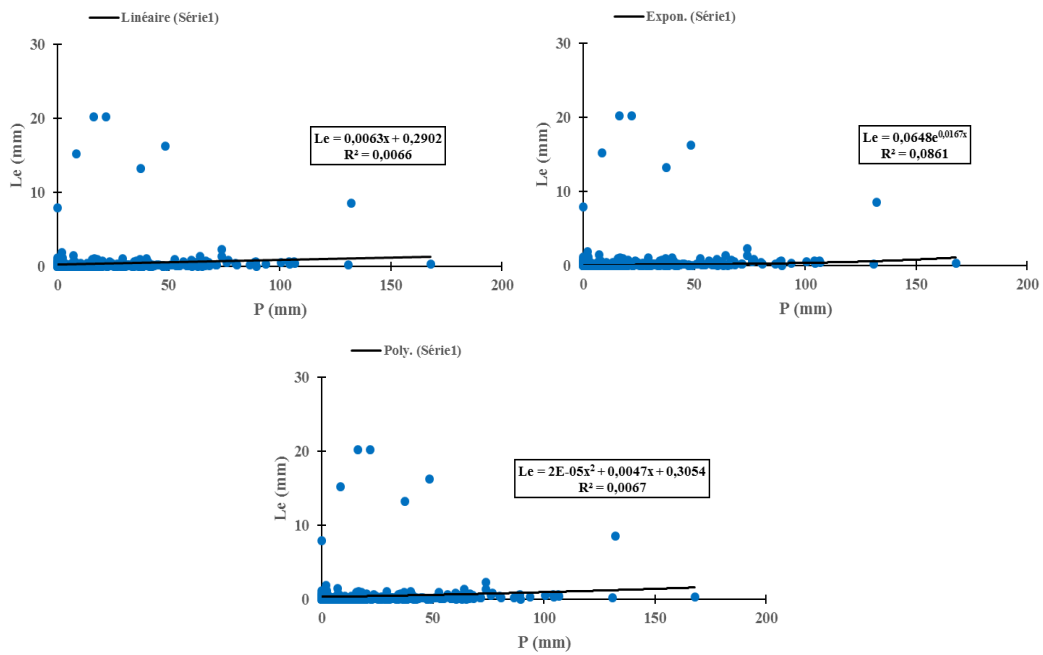


Figure A.11 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Maghnia).

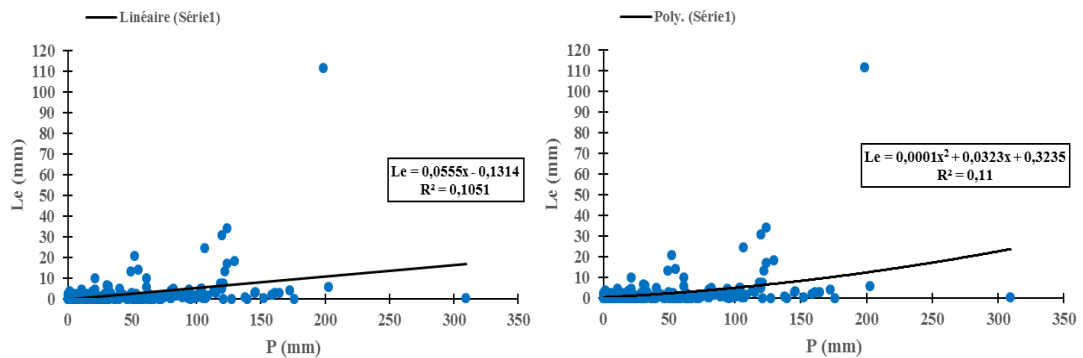


Figure A.12 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Sabra).

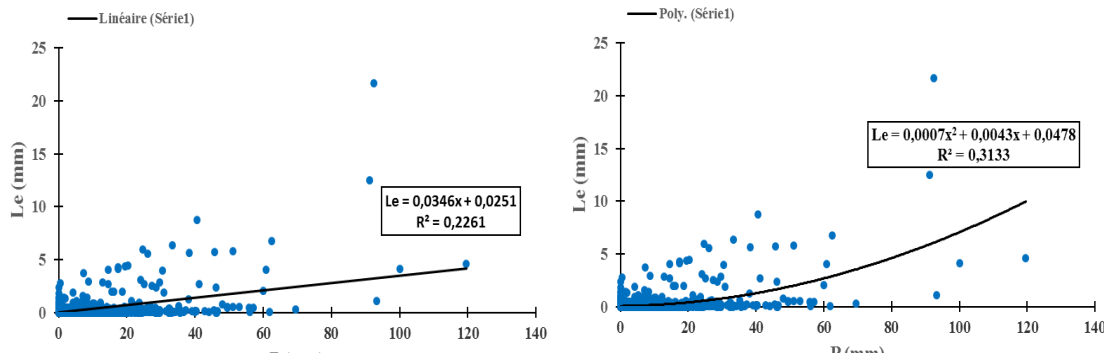


Figure A.13 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Sabra).

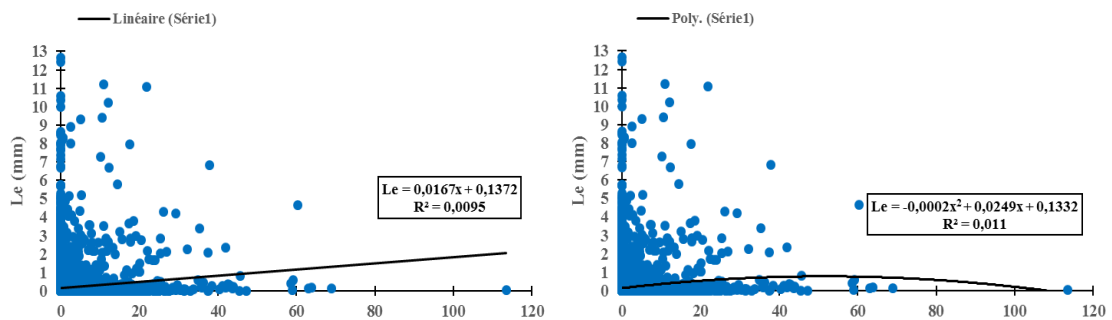


Figure A.14 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Sebdu).

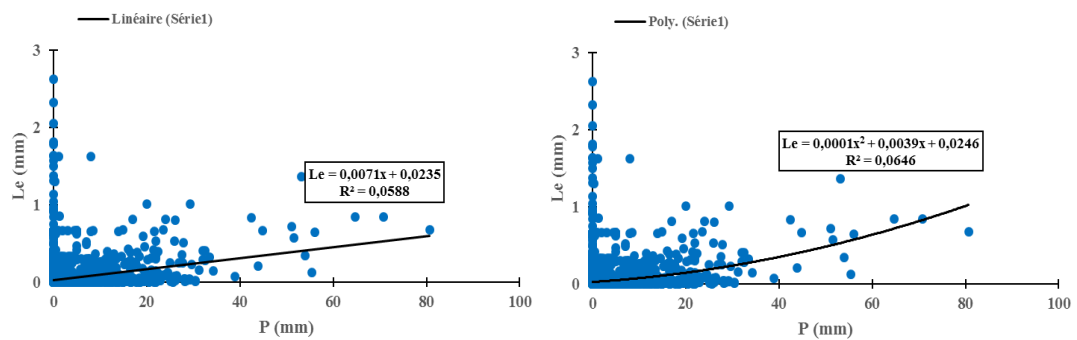


Figure A.15 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Maghnia).

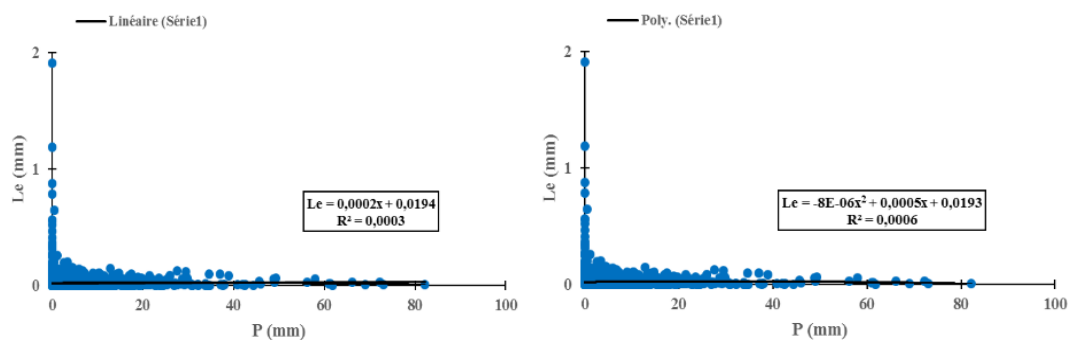


Figure A.16 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Bensekrane).

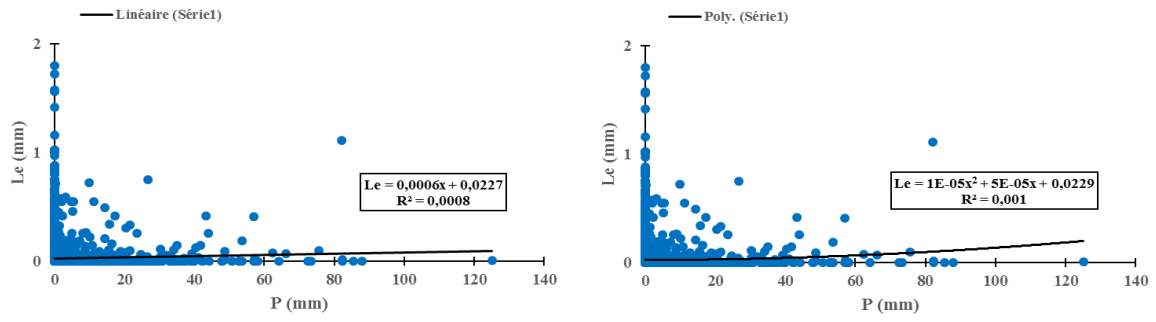


Figure A.17 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Boukiou).

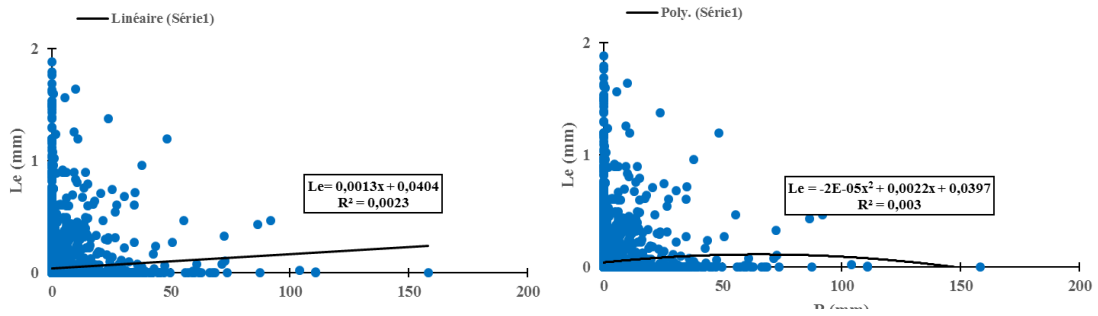


Figure A.18 : Corrélation Pluie-Lame d'eau écoulee Mensuel (Station de Chouly).