



**HAL**  
open science

# Évaluation de l'impact du changement climatique sur la disponibilité des ressources en eau dans un bassin méditerranéen agricole : cas du bassin du Bas-Loukkos

Youness Hrou

► **To cite this version:**

Youness Hrou. Évaluation de l'impact du changement climatique sur la disponibilité des ressources en eau dans un bassin méditerranéen agricole : cas du bassin du Bas-Loukkos. Sciences agricoles. Agrocampus Ouest; Institut agronomique et vétérinaire Hassan II (Maroc), 2023. Français. NNT : 2023NSARD105 . tel-04505930

**HAL Id: tel-04505930**

**<https://theses.hal.science/tel-04505930v1>**

Submitted on 15 Mar 2024

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

COLLEGE ECOLOGIE

DOCTORAL GEOSCIENCES

BRETAGNE AGRONOMIE ALIMENTATION



# Thèse de Doctorat En Cotutelle

## Entre

### L'Institut Agro Rennes Angers

Ecole Doctorale n° 600

Ecologie, Géosciences, Agronomie, Alimentation

**Spécialité** : Science d'ingénieur

**Unité de recherche** : Géoscience UMR-SAS (Sol Agro et hydro-système Spatialisation).

ET

### L'institut Agronomique Et Vétérinaire Hassan II

**Formation Doctorale** : Sciences et ingénierie géodésiques, géo-informatiques, de l'aménagement, de l'eau et des procédés alimentaires.

**Unité de recherche** : Gestion des ressources en eau : Eau, irrigation et infrastructures.

« **Evaluation de l'impact du changement climatique sur la disponibilité des ressources en eau dans un bassin méditerranéen agricole : cas du bassin du Bas-Loukkos** »

Thèse présentée et soutenue à « Rabat », le « 08/11/2023 »

Par

**YOUNESS HROUR**

## Rapporteurs avant soutenance :

Ilias KACIMI	Professeur, Faculté des Sciences Rabat
Mohamed CHIKHAOUI	Professeur, Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II
Gil MAHE	Directeur de recherche, IRD

## Composition du Jury :

Président	: Ilias KACIMI	Professeur, Faculté des Sciences Rabat
Examineurs	: Halima JOUNAID	Professeure, Université Hassan II Casablanca
	: Guillaume LACOMBE	Chercheur, CIRAD
Dir. de thèse	: Zahra THOMAS	Professeure, Institut Agro Rennes-Angers
Dir. de thèse	: Karima SEBARI	Professeure, Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II

## Invité(s)

Co-encadrante	: Pauline ROUSSEAU-GUEUTIN	Maîtresse de conférences, EHESP
---------------	----------------------------	---------------------------------



### Remerciements

---

Au terme de cette aventure intellectuelle passionnante, je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers toutes les personnes et les institutions qui ont contribué à l'élaboration et la réussite de ce travail de thèse et à son aboutissement. Le chemin jusqu'à ce point a été jalonné d'apprentissage et de défis, et je suis très reconnaissant aux personnes qui m'ont soutenu tout au long de ce voyage académique.

Tout d'abord, Je tiens à remercier sincèrement aux membres du jury. Ma reconnaissance s'adresse aux rapporteurs (M. Ilias KACIMI, M. Mohamed CHIKHAOUI et M. Gil MAHE), pour avoir pris le temps de lire et d'évaluer en profondeur ma thèse. Je remercie également les examinateurs (Mme. Halima JOUNAID, M. Guillaume LACOMBE), pour avoir accepté d'être dans le jury de ma thèse.

Je tiens à exprimer mes vifs remerciements à Mme. Zahra THOMAS pour m'avoir honoré en acceptant de diriger ce travail, pour sa guidance, son engagement, pour son soutien et ses conseils avisés, et pour sa disponibilité, malgré son emploi du temps très chargé, à la lecture des différentes productions scientifiques et aux réunions qui ont rythmé les différentes étapes de ma thèse. Je tiens également à saluer sa patience, que ce soit pour régler les problèmes techniques ardues ou pour résoudre les soucis de financement, son expertise, son appétence pour le domaine, et ses conseils précieux qui étaient des éléments clés de ma réussite académique le long de cette aventure. Votre mentorat a été bien plus qu'une simple supervision académique ; c'est une leçon de vie qui m'a guidé vers le succès dans mon travail de recherche, et je suis très honoré d'avoir fait partie de votre équipe. En somme, sans Zahra, la thèse ne pourra pas se concrétiser.

Je souhaite également remercier Mme. Ophélie FOVET, pour son rôle essentiel dans le co-encadrement de ma thèse, pour son dévouement, sa sagesse et ses réflexions scientifiques perspicaces qui ont grandement enrichi ce travail. Sa capacité à stimuler ma réflexion, à synthétiser et organiser mes idées a été considérable, et m'a poussé à repousser les limites de ma compréhension. Je la remercie aussi pour le temps consacré aux séances de travail, à la relecture de différentes productions scientifiques et aux réunions régulières. J'ai grandement apprécié notre collaboration, et j'espère avoir encore l'occasion de travailler avec vous dans le proche avenir. Votre impact sur ma carrière sera bien ressenti au-delà de la thèse, et pour cela, je vous suis très reconnaissant.

Je souhaite également remercier ma co-directrice de thèse Mme. Karima SEBARI, pour avoir accepté de diriger ce travail de thèse, pour avoir cru en moi, pour m'avoir encouragé à viser l'excellence, pour le temps qu'elle a consacré à ce voyage académique, pour sa serviabilité et pour ses précieux conseils.

Je tiens à remercier chaleureusement, Mme. Pauline ROUSSEAU-GUEUTIN, d'avoir accepté de co-encadrer ce travail, pour son engagement, son dévouement, sa sagesse, ses contributions et ses commentaires constructifs tout au long de ce voyage scientifique, et pour le temps alloué à la relecture et aux révisions des différentes productions scientifiques. Je vous remercie profondément d'avoir fait de cette thèse une expérience enrichissante et mémorable.

Je tiens également à remercier M. Guillaume LACOMBE pour sa contribution significative et importante dans ce travail de recherche, ainsi que pour son partage d'expérience, notamment en ce qui concerne la modélisation hydrologique. Ses commentaires constructifs, ses propositions, le temps alloué aux différentes réunions et discussions, ainsi que sa relecture et ses révisions du deuxième article, ont joué un rôle majeur dans l'amélioration de ce travail scientifique.

J'adresse mes remerciements aux membres du comité de thèse, M. Gilles BELAUD et M. Laurent RUIZ, pour avoir accepté de suivre ma thèse, pour leurs recommandations pertinentes. Vos évaluations m'ont permis constamment d'améliorer et de peaufiner la qualité de ce travail.

Un grand merci aux collègues et amis des deux laboratoires de Rabat et Rennes, « Fatiha, Mohammed, Hayfa, Pascal, Rquia, Youssef, Hervé, Sara, François, Eulalie, Ouafae, Reda » qui ont partagé cette aventure avec moi. Votre amitié, nos discussions stimulantes, et votre passion pour la science ont amplement enrichi mon expérience.

Je tiens à exprimer mon entière gratitude envers l'Agence du Bassin Hydraulique (ABH) et l'Office de Mise en Valeur Agricole (ORMVA) du Loukkos, qui ont mis à ma disposition les données nécessaires à cette recherche. Votre collaboration et votre engagement en faveur de la recherche scientifique sont précieux.

Je réserve une mention spéciale à mes parents et mes frères (Abdelhalim, Hicham, Oualid) et ma sœur (Khadija), pour leur amour et leur soutien indéniable pendant ce travail de thèse acharné. Votre encouragement moral et vos prières ont été ma bouée de sauvetage dans mes moments difficiles.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude et ma reconnaissance pour tout le soutien, l'amour et l'encouragement que tu m'as apportés tout au long de mon parcours pour obtenir mon doctorat. Merci d'être là ma Sara.

Cette thèse a été financé par le programme PHC Toubkal (N° TBK/20/95 N°CAMPUS : 43710YB). Ce financement a joué un rôle déterminant dans la réalisation de cette thèse et la bourse accordée m'a permis de me consacrer pleinement à ce travail scientifique.

Avec un cœur rempli de gratitude, je vous adresse à tous mes sincères remerciements. Chacun de vous a joué un rôle essentiel dans la réussite de cette aventure scientifique, et je vous en suis profondément reconnaissant.

Avec toute ma reconnaissance,

*Youness HROUR*

### Résumé

---

L'évaluation de l'impact du changement climatique sur les ressources en eau et les systèmes agricoles qui leur sont associés est une préoccupation majeure des sociétés, en particulier dans les pays arides et semi-arides comme le Maroc. La présente thèse a pour objectif d'évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau dans un bassin versant méditerranéen où la pression sur les ressources en eau, due au développement hydro-agricole intensif, est en forte croissance depuis une cinquantaine d'années. Il s'agit du bassin versant du Bas-Loukkos (Maroc).

La thèse est structurée autour de deux parties principales. La première a permis de réaliser une analyse rétrospective pour caractériser les tendances et ruptures des variables hydro-climatiques (précipitations et débits) dans le bassin versant du Bas-Loukkos. Pour cela, une approche statistique a été déployée afin d'analyser les tendances et détecter les ruptures dans les séries chronologiques de dix stations pluviométriques et cinq stations limnimétriques sur la période 1960-2018. En outre, la régression simple et des analyses de corrélation ont été utilisées pour caractériser l'évolution de la relation pluie-débit dans cinq sous-bassins versants du Bas-Loukkos. L'analyse des indices pluviométriques (SPI) combinée aux tests statistiques a indiqué une tendance à la baisse des précipitations de l'ordre de 3,2 mm/an, depuis les années 1970. Une rupture significative pour toutes les stations a été détectée au début des années 1970, avec une baisse de la pluviométrie annuelle moyenne de l'ordre de 16% à 26% après la date de rupture. Les séries chronologiques de débit ont montré une baisse moyenne d'environ 35 % depuis la fin des années 1970 et le début des années 1980. La diminution des débits est bien plus importante que celle des précipitations. Cependant, la rupture n'a été significative que pour le sous-bassin influencé par le barrage. L'analyse de la relation pluie-débit à travers la méthode de la courbe de la double masse (DMC) a montré une stationnarité du régime hydrologique dans les trois sous-bassins versants considérés comme naturels. Pour les deux autres sous-bassins versants, notre analyse a montré de nombreux changements et ruptures dans la relation pluie-débit, indiquant un effet combiné des activités humaines (barrages et agriculture irriguée) et du changement climatique, sur le régime hydrologique depuis les années 1970.

La deuxième partie de la thèse visait à évaluer l'évolution future des ressources en eau dans le contexte du changement climatique. Dans un premier temps, nous avons évalué la performance de deux modèles hydrologiques de formalisme distinct, sur la période de simulation de 1981 à 2008. Il s'agit du modèle semi-distribué SWAT et du modèle conceptuel à réservoirs GR2M

qui ont été largement utilisés en contexte de changement climatique. Nous avons donc testé la capacité de ces deux modèles hydrologiques à simuler les débits dans le bassin versant du Bas-Loukkos. Nos résultats indiquent une mauvaise performance du modèle SWAT dans la simulation des débits. En effet, le NSE n'a pas dépassé 0,57 pour l'ensemble des sous bassins versants étudiés. Le manque de données pour la construction du modèle, en particulier de données climatiques journalières, mais également de données spatialisées (type de sol, occupation du sol, modèle numérique de terrain de bonne qualité) rend l'utilisation du modèle SWAT dans un cadre prospectif sur le bassin du Bas-Loukkos difficile. Le modèle GR2M, quant à lui, montre une bonne performance en calibration et en validation pour simuler les débits avec un coefficient de Nash moyen de 0,88 pour tous les sous-bassins versants. Par conséquent, le modèle GR2M a été choisi pour simuler les débits en utilisant comme données d'entrée les sorties des modèles climatiques (précipitations, températures).

Inévitablement, la modélisation hydro-climatique est sujette à de nombreuses sources d'incertitudes liées aux hypothèses des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre, aux biais des simulations climatiques issues de modèles globaux ou régionaux appliqués à l'échelle locale du bassin versant. D'autres incertitudes sont liées au paramétrage du modèle hydrologique. La prise en compte de toutes les sources d'incertitudes est importante, notamment pour les gestionnaires de l'eau qui doivent élaborer les stratégies de gestion. Les simulations produites génèrent une abondance de résultats de projections qui nécessitent un cadre méthodologique d'analyse simple et efficace. Dans la présente thèse, les incertitudes ont été quantifiées en utilisant les sorties de 13 modèles climatiques issus d'une combinaison de 5 RCM et 4 GCM et deux scénarios d'émissions de gaz à effets de serre (RCP4.5 et RCP8.5). Tout d'abord, une analyse des données climatiques (précipitations et températures) sur la période historique (1981-2005) a permis de débiaiser les sorties brutes des modèles climatiques. La modélisation hydrologique a ensuite été effectuée en utilisant les données biaisées et débiaisées comme données d'entrée dans le modèle hydrologique GR2M. L'évapotranspiration potentielle (ETP) a été calculée à l'aide de la méthode Thornthwaite sur la base des températures issues des projections climatiques. Les précipitations et ETP ainsi que les débits simulés par GR2M ont été analysés pour trois horizons temporels : court terme [2021-2040], moyen terme [2041-2060] et long terme [2081-2100]. Enfin, le diagramme de Budyko a été utilisé pour analyser de manière synthétique les résultats des simulations et leur combinaison à deux scénarios de prélèvement d'eau. Le diagramme de Budyko (Budyko, 1974) est une représentation graphique sans dimension décrivant le cycle hydrologique annuel. Il permet de représenter la relation entre

l'indice d'évaporation (rapport entre l'évapotranspiration réelle (ETR) et les précipitations (P) et l'indice d'aridité (rapport entre PET et P). Le diagramme de Budyko est largement utilisé pour caractériser le bilan hydrique des bassins versants et délimiter leurs limites en eau ( $P=ETR$ ) et en énergie ( $ETP=ETR$ ) afin de quantifier les impacts du changement climatique et des activités humaines sur la disponibilité de l'eau. L'ETR moyenne annuelle a été calculée en supposant qu'à long terme, la variation du stock d'eau à l'échelle annuelle dans le bassin versant est nulle. Les débits utilisés proviennent des simulations hydro-climatiques pour les scénarios RCP4.5 (intermédiaire) et RCP8.5 (pessimiste). Les résultats obtenus montrent qu'à long terme les précipitations et le débit diminueront respectivement d'environ 21 à 38 % et d'environ 50 à 71 % par rapport à la période de référence (1981-2005). Le diagramme de Budyko indique que la limite d'eau du bassin versant sera atteinte, ce qui rendra difficile la satisfaction de la demande en eau à l'avenir, en particulier à moyen et à long terme. Cela souligne la priorité de développer des stratégies d'adaptation qui intègrent tous les aspects pour promouvoir l'émergence d'une gestion intégrée et durable pour concilier les différents usages de l'eau. Ce travail de thèse a permis de mettre en lumière les impacts actuels et futurs du changement climatique sur les ressources en eau dans le bassin du Bas-Loukkos. Cependant, de futures études socio-hydrologiques seraient utiles pour prendre en compte les rétroactions dynamiques entre le cycle de l'eau et les sociétés humaines dans le contexte du changement climatique.

**Mot clés :** Changement climatique, ressource en eau, bassin versant du Bas-Loukkos, climat méditerranéen, variabilité hydro-climatique, tendance, rupture, Euro-Cordex, projections climatiques, modélisation hydrologique, SWAT, GR2M, incertitude, diagramme de Budyko.

**Abstract**

---

Assessing the impact of climate change on water resources and the agricultural systems associated with them is a major concern for societies, especially in arid and semi-arid countries such as Morocco. This thesis aims to assess the impact of climate change on water resources in a Mediterranean catchment where pressure on water resources, due to intensive hydro-agricultural development, has been growing strongly over the past fifty years. This is the Bas-Loukkos catchment (Morocco).

The thesis is structured in two main parts. The first involves a retrospective analysis to characterize trends and breaks in hydro-climatic variables (rainfall and discharge) in the Bas-Loukkos catchment. To achieve this, a statistical approach was deployed to analyze trends and detect breaks in the time series of ten rainfall stations and five gauging stations over the period 1960-2018. In addition, simple regression and correlation analyses were used to characterize the evolution of the rain-discharge relationship in five sub-catchments of the Bas-Loukkos catchment. Analysis of rainfall indices (SPI) combined with statistical tests indicated a decreasing trend in rainfall of the order of 3.2 mm/year, since the 1970s. A significant breakpoint was detected in the early 1970s, with mean annual precipitation decreasing by 16–26% after this period. Discharge decreased by approximately 35% beginning in the late 1970s/early 1980s. The decrease in discharge was greater than that in precipitation. However, the breakpoint was only significant for the gauging station influenced by the dam. Analysis of the rainfall-discharge relationship using the double mass curve (DMC) method showed that the hydrological pattern was stationary in the three sub-catchments considered to be natural. For the other two sub-catchments, our analysis showed many changes and breaks in the rainfall-discharge relationship, indicating a combined effect of human activities (dams and irrigated agriculture) and climate change, on the hydrological regime since the 1970s.

The second part of the thesis aimed to assess the future evolution of water resource availability under climate change. As a first step, we evaluated the performance of two hydrological models with distinct formalisms, over the period from 1981 to 2008. These were the SWAT semi-distributed model and the GR2M conceptual reservoir model, which have been widely used in the context of climate change. We tested the ability of these two hydrological models to simulate discharge in the Bas-Loukkos catchment. Our results indicated a poor performance of the SWAT model in simulating discharge. Indeed, the NSE did not exceed 0.57 for all studied sub-catchments. The scarcity of data for model construction, in particular daily climate data,

but also spatialized data (soil type, land use, good quality digital terrain model), made it difficult to use the SWAT model in a prospective framework for the Bas-Loukkos catchment. The GR2M model, on the other hand, performed well in calibration and validation for simulating discharge, with an average Nash coefficient of 0.88 for all sub-catchments. Consequently, the GR2M model was chosen to simulate discharge using climate model outputs (precipitation, temperature) as input data.

Inevitably, assessing the climate change impact on water resources is subject to uncertainty stemming from the RCP scenarios, climate models, bias correction methods, and hydrological models. This uncertainty is relevant to account for, even and maybe more for water managers who have to elaborate management strategies, but leads to an abundance of projections results that require a smart analysis framework. This uncertainty was quantified using 13 pair-wised combinations of 5 RCMs forced by 4 GCMs under two emissions scenarios (RCP4.5 and RCP8.5), data with and without bias correction (by the empirical quantile mapping (EQM) method), and two sets of GR2M hydrological model parameters corresponding to different rainfall conditions. Firstly, an analysis of climate data (precipitation and temperature) over the historical period (1981-2005) was used to bias correction of the raw climate model outputs. Hydrological modeling was then carried out using the data with and without bias correction as inputs to the GR2M hydrological model. Potential evapotranspiration (PET) was calculated using the Thornthwaite method based on temperatures derived from climate model projections. Climate and hydrological projections have been analyzed over three periods: short-term [2020–2040], medium-term [2041–2060] and long-term [2081–2100]. The Budyko diagram was used to analyze the combined effects of climate change on water resources according to two water-withdrawal scenarios. The Budyko diagram is a dimensionless graphical representation that describes the annual hydrological cycle based on the relationship between the mean evaporative index (ratio of actual evapotranspiration (AET) to P) and aridity index (ratio of PET to P) in the long term. The Budyko diagram is widely used to characterize the water balance of watersheds and delineate their limits in terms of water (( $P=ETR$ ) and energy ( $ETP-ETR$ ), aiming to quantify the impacts of climate change and human activities on water availability. Mean annual AET was calculated assuming that, in the long term, the annual variation in water storage in the catchment would be null. The discharges used come from hydro-climatic simulations for the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios. Results from all simulations indicate that, in the long term (2081–2100), precipitation and discharge will decrease by ca. 21–38% and ca. 50–71%, respectively, compared to the reference period (1981–2005). The Budyko hypothesis indicates

that the catchment will reach its water limit; thus, local water demand will be difficult to satisfy in the future, particularly in the medium and long term. This highlights the need to develop adaptation strategies that integrate all aspects to promote the emergence of integrated and durable management to reconcile the various uses of water. This thesis has shed light on the current and future impacts of climate change on water resources in the Bas-Loukkos catchment. However, future socio-hydrological studies would be useful to consider dynamic feedback between the water cycle and human uses in the climate change context.

**Keywords:** Climate change, water resources, Bas-Loukkos watershed, Mediterranean climate, hydro-climatic variability, trend, break, Euro-Cordex, climate projections, hydrological modeling, SWAT, GR2M, uncertainty, Budyko diagram.

## Productions scientifiques

---

### Publications acceptées :

Hrour, Y., Thomas, Z., Fovet, O., Sebari, K., Rousseau-Gueutin, P., 2022. **Changes in precipitation and discharge in a Mediterranean catchment as a response to climate change and human activities.** *Journal of Water and Climate Change* 13, 3253–3273. <https://doi.org/10.2166/wcc.2022.074>

Hrour, Y., Fovet, O., Lacombe, G., Rousseau-Gueutin, P., Sebari, K., Pichelin, P., Thomas, Z., 2023. **A framework to assess future water-resource under climate change in northern Morocco using hydro-climatic modelling and water-withdrawal scenarios.** *J. Hydrol. Reg. Stud.* 48, 101465. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101465>

### Article en préparation :

“Comparison of a semi-distributed model (SWAT) and a conceptual lumped model (GR2M) in simulating discharge in a data-scarce catchment: a case study of the Loukkos catchment in Morocco”

### Présentation d'un poster à l'EGU2020 :

Hrour, Y., Thomas, Z., Fovet, O., Rousseau-Gueutin, P., Pichelin, P., Sebari, K., 2020. **Precipitation trends and ruptures effect on catchment hydrology and water resources availability for agricultural lands under climate change,** *in* EGU General Assembly.

Table des matières

Remerciements .....	I
Résumé .....	IV
Abstract .....	VII
Productions scientifiques .....	X
Table des matières .....	XI
Liste des figures.....	XIII
Liste des tableaux .....	XV
Liste des abréviations et acronymes.....	XVI
Introduction .....	18
1. Contexte .....	18
2. Objectifs de la thèse et axes de recherche.....	21
3. Plan de la thèse.....	23
Chapitre I. Etat d’art.....	25
I.1. Le changement climatique et les ressources en eau : Problématique d’hier et projections futures .....	25
I.1.1. Changement climatique et cycle de l’eau. ....	25
I.1.2. Cas de la région méditerranéenne .....	30
I.2. Modèles climatiques globaux et régionalisation .....	38
I.2.1. Les modèles climatiques globaux (GCM) .....	38
I.2.2. Les modèles climatiques régionaux (RCM).....	39
I.2.3. Les scénarios climatiques .....	40
I.3. La modélisation hydrologique comme outil pour la quantification des ressources en eau .....	42
Chapitre II. Données Et Méthodes.....	46
II.1. Zone d’étude : Le bassin versant Bas-Loukkos. ....	46
II.2. Données météorologiques et hydrologiques : Collecte, traitements et préparation .....	53
II.2.1. Données météorologiques in situ .....	53
II.2.2. Données météorologiques à grande échelle .....	56
II.2.3. Critères statistiques de performance.....	57
II.2.4. Spatialisation des précipitations .....	58
II.2.5. Evaluation des données de la réanalyse NCEP .....	61
II.3. Conclusion .....	66
Chapitre III. Analyse rétrospective des précipitations et des débits pour évaluer la part liée au changement climatique et celle liée aux activités humaines .....	68
III.1. Contexte et objectifs .....	68
III.2. Résumé de l’article en français.....	69
III.3. Article 1: Changes in precipitation and discharge in a Mediterranean catchment as a response to climate change and human activities. ....	70
III.4. Conclusion de l’article en français .....	82
Chapitre IV. Modélisation hydrologique : évaluation de la performance du modèle semi-distribué (SWAT) et du modèle conceptuel global (GR2M) dans un contexte de rareté de données. ....	83
IV.1. Introduction.....	83
IV.2. Descriptions des modèles .....	85
IV.2.1. Le modèle “Soil and water assessment tool” (SWAT).....	85

IV.2.2. Le modèle GR2M .....	88
IV.3. Calibration et évaluation des modèles .....	89
IV.3.1. Calibration et optimisation des paramètres .....	89
IV.3.2. Calibration et analyse de sensibilité : Brève description de la procédure SUFI-2 pour le modèle SWAT.....	90
IV.3.3. Calibration validation croisée .....	93
IV.3.4. Critères de performance des modèles.....	94
IV.4. Mise en œuvre du modèle SWAT.....	94
IV.5. Mise en œuvre du modèle GR2M.....	100
IV.6. Résultats .....	100
IV.6.1. Analyse de sensibilité du modèle SWAT.....	100
IV.6.2. Calibration du modèle SWAT et simulations des débits .....	101
IV.6.3. Calibration du modèle GR2M et simulations des débits .....	104
IV.7. Analyse comparative des deux modèles .....	108
IV.8. Conclusion .....	111
Chapitre V. Impacts potentiels du changement climatique sur les ressources en eau au cours du 21 <sup>ème</sup> siècle dans le bassin du Bas-Loukkos. ....	115
V.1. Introduction.....	115
V.2. Les modèles climatiques et scénarios RCP utilisés.....	117
V.3. Correction des biais des sorties brutes des modèles climatiques.....	118
V.3.1. La mise à l'échelle linéaire.....	119
V.3.2. La cartographie quantile empirique .....	120
V.3.3. La cartographie quantile Gamma.....	121
V.3.4. Evaluation et performance statistique.....	121
V.4. Résultats préliminaires : Evaluation des méthodes de correction de biais pour les précipitations et les températures .....	122
V.4.1. Simulations brutes des modèles climatiques (non corrigées) .....	122
V.4.2. Évaluation des méthodes de correction des biais dans les simulations climatiques .....	125
V.5. Article 2: A framework to assess future water resources availability under climate change in northern Morocco using hydro-climatic modelling and water withdrawal strategies.....	127
V.6. Conclusion .....	143
Conclusion générale et perspectives .....	145
Références bibliographiques.....	152
Annexe 1 : Comparaison entre les précipitations observées et celles issues de la réanalyse NCEP sur la période 1979-2014 pour l'ensembles des stations : Boxplot des précipitations mensuelles observées et issues de la réanalyse NCEP sur la période 1979-2014 (à gauche), précipitations annuelles observées et NCEP (au milieu) et la régression linéaire entre les précipitations annuelles issues de la réanalyse NCEP et observées (à droite). ....	179
Annexe 2 : Supplementary information of article 1 (Hrou et al., 2022).....	183
Annexe 3 : Supplementary information of article 2 ( Hrou et al. 2023).....	187

Liste des figures

---

Figure 1 : Répartition des précipitations moyennes annuelles sur le territoire marocain calculées sur la période 1971-2000 (Source : Direction de la Météorologie Nationale, Maroc). -----31

Figure 2 : (a) situation géographique et administratifs du bassin du Bas-Loukkos. (b) Topographie du bassin du Bas-Loukkos, réseau hydrographique et locations des stations de mesures des variables hydro-climatiques. (c) Carte d'occupation du sol du bassin du Bas-Loukkos. -----47

Figure 3 : Evolution de la superficie des terres irriguée (grande hydraulique, PMH, ORMVAL) ; la carte d'occupation du sol provienne de ABHL (2018). -----51

Figure 4 : Evolution de la surface irriguée et du nombre d'agriculteur dans le périmètre agricole du Loukkos. -----51

Figure 5 : Cartes de la moyenne des précipitations annuelles moyennes interpolées sur la période 1975-2012 et erreur relative (%) pour tous les pluviomètres utilisés pour les deux méthodes : krigeage et IDW.-----60

Figure 6 : Distribution des stations de mesure (précipitations, températures et débit) dans le bassin versant du Bas-Loukkos superposées à la grille de données issues de la réanalyse NCEP. -----62

Figure 7 : (a) et (a') Boxplot des précipitations mensuelles observées et NCEP sur la période 1979-2014, (b) et (b') précipitations annuelles observées et NCEP et (c) et (c') régression linéaire entre les précipitation annuelles issues de la réanalyse NCEP et observées pour les stations S1P et S5P respectivement. -----64

Figure 8 : Températures maximales (a) et minimales (b) des données NCEP dans la station S5 sur la période 1979-2014. -----65

Figure 9 : (a) Boxplot des températures mensuelles moyennes NCEP et observées à la station S5 pour la période 1981-2008. (b) Les températures moyennes NCEP et observées. (c) Régression linéaire entre les températures mensuelles moyennes NCEP et observées pour la période 1981-2008. -----65

Figure 10 : Discrétisation spatiale dans le modèle SWAT.-----86

Figure 11: Représentation schématique des processus hydrologiques du modèle SWAT (Neitsch et al., 2011). -----87

Figure 12 : Structure of the GR2M model (Mouelhi et al., 2006). -----88

Figure 13 : Les configurations testées pour la calibration/validation croisées des deux modèles (GR2M et SWAT). -----93

Figure 14 : Méthodologie générale de la construction et de la calibration du modèle SWAT sur le Bas-Loukkos-----94

Figure 15: Entrées du modèle SWAT : (a) MNT, (b) types de sol (source : HWSD) et (c) occupation des sols. (d) sous-bassins délimités par le modèle SWAT. -----95

Figure 16 : Précipitations mensuelles (NCEP) et débits (mm/mois) observés et simulés par le modèle SWAT pour les trois stratégies sur les quatre sous-bassins versants SC3, SC4, SC5.1 et SC55 sur la période 1981-2008. ----- 103

Figure 17: La moyenne mensuelle sur la période 1981-2008 des précipitations et des débits observés et simulés par le modèle SWAT pour les trois stratégies de calibration.----- 104

Figure 18 : Précipitations mensuelles et débits (mm/mois) observés et simulés par le modèle GR2M pour les trois configurations sur les quatre sous-bassins versants SC3, SC4, SC5.1 et SC55 sur la période 1981-2008. ----- 106

Figure 19 : La moyenne mensuelle sur la période 1981-2008 pour les précipitations et les débits observés et simulés par le modèle GR2M pour les trois configurations de calibration. ----- 107

Figure 20 : Les résultats de la correction du biais des précipitations pour la période historique (1976-2005) sont présentés pour tous les modèles utilisés. (a), (a'), (a''), et (a''') montrent respectivement la moyenne des précipitations mensuelles pour les précipitations simulées par les modèles climatiques (brutes), corrigées par la méthode LS, corrigées par la méthode EQM, et corrigées par la méthode GQM. Les bandes représentent l'écart-type. (b), (b'), (b''), et (b''') montrent les distributions cumulées (CFD) des précipitations mensuelles. (c), (c'), (c''), et (c''') représentent les boîtes à moustaches des cumuls précipitations annuelles. ----- 123

Figure 21 : Les résultats de la correction du biais des températures pour la période historique (1981-2005) sont présentés pour tous les modèles utilisés. (a), (a'), et (a'') montrent respectivement la moyenne mensuelle des températures pour les températures simulées par les modèles climatiques (brutes), corrigées par la méthode LS, corrigées par la méthode EQM, et corrigées par la méthode GQM. Les bandes représentent l'écart-type. (b), (b'), et (b'') montrent les distributions cumulées (CFD) des températures mensuelles. (c), (c'), et (c'') représentent les boîtes à moustaches des températures moyennes annuelles. ----- 124

Figure 22 : Le diagramme de Taylor (Taylor, 2001) résume les critères statistiques ( $R^2$ , RMSE et SD) de la performance des trois méthodes de correction de biais pour les précipitations et les températures pour l'ensemble des modèles. ----- 126

Liste des tableaux

---

Tableau 1 : Classes d'occupation du sol dans le bassin du Bas-Loukkos. (Source : ABHL).	-48
Tableau 2 : Potentialités en terres de la zone d'action de l'ORMVAL.	-----52
Tableau 3 : Répartition des cultures principales dans la région agricole de Loukkos (source : ORMVAL).	-----52
Tableau 4 : Résultats de la validation croisée pour les deux méthodes, IDW et krigeage. Les critères de performance ( $R^2$ et RMSE) sont calculés entre les valeurs réellement mesurées au pluviomètre supprimé et celles estimées par interpolations à partir des pluviomètres restants	60
Tableau 5: Résultats de la comparaison entre les précipitations observées et les précipitations issues de la réanalyse NCEP : Statistiques obtenues ( $R^2$ , RMSE et Pbiais) aux échelles de temps mensuelles et annuelles pour les 10 stations pluviométriques.	-----63
Tableau 6 : Paramètres considérés pour l'analyse de sensibilité du modèle SWAT.	-----92
Tableau 7: Les paramètres d'entrée du modèle pour chaque type de sol.	-----97
Tableau 8 : Correspondance entre les types d'occupation de sol et les types de SWAT	-----98
Tableau 9 : Critères de performance du modèle SWAT calibré pour les trois stratégies, en période de calibration (Cal.) ou validation (Val.), pour chaque sous-bassin versant simulé.	102
Tableau 10 : Critères de performance du modèle GR2M calibré pour les trois configurations, en période de calibration (Cal.) ou validation (Val.), pour chaque sous-bassin versant simulé.	-----105
Tableau 11 : Les pentes de Sen ( $\text{mm.an}^{-1}$ ) des tendances des débits annuels observés et simulés pour tous les sous-bassins sur la période 1981-2008. Aucun des résultats n'est significatif au seuil de 5 %.	-----108
Tableau 12 : Modèles climatiques régionaux issue de l'initiative EURO-CORDEX Utilisée dans la présente étude, avec indication de l'institution responsable, du modèle climatique global de forçage. L'acronyme de chaque combinaison de modèles (RCM-GCM) est indiqué dans le tableau (Table 1 de l'article 2, page 138).	-----118

Liste des abréviations et acronymes

---

ABHL	Agence du Bassin hydraulique du Loukkos
CCNUCC	Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques
CFD	Fonction de Distribution Cumulative
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CN	Curve Number
CO2	Dioxyde de Carbone
CORDEX	Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment
DMC	Double-Mass Curves (La courbe du double cumuls)
ECWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast
EQM	Empirical Quantile Mapping (la cartographie quantile empirique)
FAO	Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture
GCM	Modèles Climatiques Globaux (modèles de circulation générale)
GDEM-ASTER	Global Digital Elevation Model of the ASTER sensor
GES	Gaz à Effet de Serre
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
GPM	Multisatellite Retrievals for the Global Precipitation Measurement
GQM	Gamma Quantile Mapping (la cartographie quantile gamma)
HRU	Hydrological Response Unit (Unité de Réponse Hydrologique)
HWSD	Harmonized World Soil Database (la base de données harmonisée des sols du monde)
HWSD-2L	Harmonized World Soil Database -two Layers
IDW	Inverse Distance Weighting (L'interpolation pondérée par l'inverse de la distance)
LS	Linear Scaling (La méthode de mise à l'échelle linéaire)
MCGAO	Modèles de Circulation Générale Couplés Atmosphère-Océan
MCR	Modèles Climatiques Régionaux
MERRA	Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications
M-K	Mann-Kendall
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MTPC	Ministère des Travaux Publics et des Communications
NASA	National aeronautics and space administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OMM	Organisation Météorologique Mondiale
ORMVAL	Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Loukkos
PDAIRE	Plan Directeur d'Aménagement Intégré des Ressources en Eau
PMV	Plan Maroc vert
PNEE	Plan National d'Economie d'Eau d'Irrigation
PNI	Plan National d'irrigation
RCM	Modèles Climatiques Régionaux
RCP	Representative Concentration Pathways
SAU	Surface Agricole Utile
SIG	Système d'Information Géographique
SPI	Standardized Precipitation Index
SSP	Shared Socio-economic Pathways

SST	Sample split test (test de fractionnement d'échantillon)
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
SWAT-CUP	SWAT Calibration and Uncertainty Programs
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission
USDA	United States Department of Agriculture
USGS	United States Geological Survey

# Introduction

---

## 1. Contexte

Le changement climatique constitue le défi environnemental le plus important auquel les communautés vivantes sont et seront de plus en plus confrontées à l'avenir. Les effets du changement climatique sont déjà observés partout dans le monde. Depuis les années 1970, la communauté scientifique a démontré une hausse significative des températures moyennes, et de l'évapotranspiration potentielle dans le monde entier (Pachauri et al., 2014). En revanche, les tendances des précipitations varient selon les régions. La région méditerranéenne, fortement urbanisée et impactée par les activités humaines locales depuis des siècles, est considérée comme un "hotspot" du changement climatique (Hallett et al., 2018a; Huebener and Kerschgens, 2007; Naumann et al., 2018). Dans cette région, une diminution significative des précipitations, un changement d'intensité, de durée et de fréquence des précipitations sont enregistrés (Balhane et al., 2022; De Girolamo et al., 2022; Hrouer et al., 2022; Senent-Aparicio et al., 2023).

Parmi les différents impacts du changement climatique, plusieurs affectent le cycle de l'eau. Dans de nombreuses régions, l'influence du changement climatique sur le ruissellement, le niveau des eaux souterraines, la recharge des nappes et le niveau des eaux dans les lacs a été démontrée (Abbaspour et al., 2009; Barnett et al., 2004; Cuthbert et al., 2019; Luo et al., 2019; Tramblay et al., 2020b; Woolway et al., 2020). La diminution des précipitations entraîne une baisse significative des écoulements en Afrique du nord, dans le sud de l'Europe, en Australie orientale, au Moyen Orient, en Chine, etc. (Folton et al., 2021; Givati et al., 2019; Khedimallah et al., 2020; Lionello and Scarascia, 2018; Zhang et al., 2019). Les activités humaines, qu'elles soient liées ou non au changement climatique, par exemple le changement d'utilisation des terres, l'irrigation, la construction des barrages, les prélèvements d'eau, etc., ont aussi une influence importante sur les écoulements (Darvini and Memmola, 2020; Wu et al., 2017). En conséquence, la disponibilité des ressources en eau sera impactée en termes de qualité et de quantité (réduction des volumes d'eau stockée dans les barrages, augmentation des volumes d'eau évaporée, etc.) (Tramblay et al., 2018).

Dans la région méditerranéenne, les projections climatiques prévoient un accroissement des effets du changement climatique (Balhane et al., 2022; Driouech and El Rhaz, 2017; IPCC, 2013; Polade et al., 2017) se traduisant par une intensification des événements extrêmes, par

exemple des sécheresses plus intenses et fréquentes (Lelieveld et al., 2016; Trambly and Somot, 2018; Zittis et al., 2020), et un impact important sur le cycle de l'eau et la disponibilité des ressources en eau à venir. Dans cette région, déjà souffrante d'une forte irrégularité spatio-temporelle des précipitations, la gestion des ressources en eau sera confrontée à des défis supplémentaires liés aux impacts du changement climatique cumulés à une augmentation de la pression due à la croissance démographique et au développement des secteurs industriel, agricole et touristique (Javed et al., 2020). Plusieurs secteurs socio-économiques seront affectés, dont le secteur agricole fortement dépendant de l'eau (Brouziyne et al., 2018; Marchane et al., 2017; Momblanch et al., 2019; Naumann et al., 2018; Schilling et al., 2020). Ces perspectives amènent à de multiples interrogations : comment prévoir et anticiper l'évolution des conditions climatiques ? Quelle sera l'ampleur des changements de fréquence et d'intensité des sécheresses ? Les ressources en eau seront-elles toujours suffisantes pour satisfaire les besoins en eau des différents usages (activités agricoles, consommation domestique, activités industrielles et touristiques) et quels choix de gestion peuvent en résulter ? Afin de répondre à ces questions, de préparer des stratégies de gestion intégrée et rationnelle de la ressource en eau, assurant un développement durable à l'échelle des bassins versants, et tenant compte d'enjeux décrits précisément, il devient primordial d'anticiper, pour évaluer et comprendre les effets du changement climatique sur le cycle de l'eau, et analyser la disponibilité des ressources en eau futures.

Les approches rétrospectives, qui s'appuient sur les séries temporelles disponibles de différentes variables hydro-climatiques, sont souvent utilisées pour évaluer ces effets du changement climatiques actuels sur les ressources en eau (Khomsi et al., 2015; Kishore et al., 2016; Lorenzo-Lacruz et al., 2012; Martínez-Fernández et al., 2013; Singla et al., 2010b). Le couplage de modèles climatiques et de modèles hydrologiques, dans les études de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie des bassins versants, est souvent utilisé dans des approches prospectives mobilisant des scénarios climatiques (Lemaitre-Basset et al., 2021). L'évolution et l'émergence de modèles climatiques globaux et régionaux a permis de mettre à disposition, pour les scientifiques, des simulations de différentes variables climatiques, notamment précipitations et températures, sur une longue période allant des années 1950 à 2100, incluant différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (O'Neill et al., 2016). Les sorties de ces modèles climatiques (globaux et/ou régionaux) peuvent être utilisées comme forçages dans les modèles hydrologiques (Fuka et al., 2014; Lemaitre-Basset et al., 2021) afin de comprendre la réponse des hydrosystèmes locaux à différents scénarios climatiques

(Monteiro et al., 2016; Swain, 2017; Zhang et al., 2020). Les études prospectives des impacts du changement climatique nécessitent de passer d'échelles globales, telles que les scénarios climatiques, à des échelles locales prenant en compte les interactions de caractéristiques géographiques et d'activités humaines locales, en particulier à l'échelle des bassins versants (Camara et al., 2013; Rummukainen, 2016). Les projections globales peuvent masquer des modifications importantes à des échelles plus fines, où les effets du changement climatique se font sentir plus directement sur les écosystèmes, plus particulièrement sur le cycle de l'eau (Fantini et al., 2018; Giorgi, 2019; Rummukainen, 2016; Ruti et al., 2016). Le passage à des échelles locales dans les études prospectives permet de mieux évaluer les risques spécifiques à chaque région, et de concevoir des solutions d'adaptation appropriées, pour relever ces défis du changement climatique aux échelles locales. Des études rétrospectives permettent de mieux comprendre les effets passés du changement climatique aux échelles locales, de caractériser l'évolution des interactions entre les écosystèmes, le climat et les sociétés (Li et al., 2020; Wu et al., 2020; Xia et al., 2014), et d'en tirer des leçons pour mieux prédire l'avenir. Cela démontre que les approches rétrospectives et prospectives sont complémentaires, qu'il est intéressant de les conduire en parallèle lors des études d'impacts du changement climatique, et qu'elles permettent de mieux comprendre les effets passés et actuels du changement climatique tout en anticipant les conséquences futures. Dans la région méditerranéenne, plusieurs études ont adopté une approche rétrospective pour évaluer l'impact des changements climatiques passé sur les ressources en eau à des échelles locales (par exemple : Acharki et al., 2019; Belarbi et al., 2017; Darvini and Memmola, 2020; Driouech and Mokssit, 2010; Mariotti, 2010; Mariotti et al., 2015; Raymond et al., 2019; Ribes et al., 2019; Senent-Aparicio et al., 2023; Tramblay et al., 2020). D'autres études ont abordé des approches prospectives pour évaluer les impacts du changement climatiques sur le cycle de l'eau et la disponibilité des ressources en eau dans le futur (Cos et al., 2022; El Moçayd et al., 2020; Giorgi and Lionello, 2008; Majone et al., 2012; Marras et al., 2021; Soares et al., 2017; Tramblay et al., 2018). Cependant, les études combinant les deux approches restent rares. L'indisponibilité, la rareté, la longueur des chroniques et la très faible densité des stations de mesure des données climatiques, ainsi que l'inaccessibilité des données environnementales et socio-économiques dans les pays méditerranéens, en particulier ceux de la rive sud, rendent difficile la réalisation d'études combinant les deux approches permettant de mener des analyses approfondies (Alazard et al., 2015; Gunkel et al., 2015; Meyer et al., 2016; Navarro-Ortega et al., 2012; Tavares Wahren et al., 2016).

Dans ce contexte, cette thèse a pour objectif d'évaluer, à l'échelle d'un bassin versant agricole, les impacts du changement climatique sur les ressources en eau, d'un point de vue rétrospectif et prospectif, en les quantifiant, et en les distinguant des impacts liés aux aménagements hydro-agricoles. La présente thèse a porté sur le bassin méditerranéen du Bas-Loukkos, situé au nord du Maroc. Ce bassin versant a été choisi en se basant sur plusieurs points : tout d'abord, c'est un bassin méditerranéen, avec un niveau de disponibilité des données environnementales relativement limité comparé aux contextes tempérés très représentés dans la littérature scientifique. Ce bassin présente une forte variabilité spatio-temporelle des paramètres hydro-climatiques due à la complexité de son relief, et c'est l'un des bassins versants les plus pluvieux au Maroc, largement perçu, par les gestionnaires, comme bénéficiant d'une ressource abondante relativement aux zones plus arides. C'est aussi un bassin agricole qui contient l'un des plus importants périmètres irrigués du Maroc. Depuis les années 1970, il a connu un développement hydro-agricole intensif, avec la construction de plusieurs barrages et l'aménagement de plusieurs secteurs agricoles (grande, moyenne et petite hydrauliques). De plus, les gestionnaires de l'eau et de l'agriculture discutent de nombreux projets de développement agricole, pour augmenter la superficie agricole irriguée, et adopter des systèmes de culture à haute valeur ajoutée, plus consommateurs d'eau. La superficie des secteurs irrigués est passée de 1 610 ha en 1978 à plus de 50 888 ha en 2020. A ceci s'ajoutent des projets de transferts d'eau depuis ce bassin vers d'autres bassins en cours d'études (El Moçayd et al., 2020b; Laassilia et al., 2022). Cette pression sur les ressources en eau présente et future, à laquelle s'ajoutent les impacts du changement climatique, questionne sur la disponibilité des ressources dans le futur.

Ce travail propose donc une analyse rétrospective des interactions entre la variabilité climatique, l'hydrologie, et les activités anthropiques (barrages, évolution de la superficie irriguée, prélèvements d'eau, etc.) avant d'entamer une analyse prospective pour prédire l'évolution future des ressources en eau dans ce bassin versant.

## **2. Objectifs de la thèse et axes de recherche**

Ce travail de thèse a essentiellement pour but de développer une approche méthodologique générique pour évaluer les impacts du changement climatique sur les ressources en eau actuelles et futures, en les différenciant des activités humaines et en prenant en compte les différentes sources d'incertitude, dans un contexte de données limitées. Afin d'atteindre cet objectif, cette thèse s'articule autour de trois axes de recherche, qui sont détaillés dans les cinq chapitres de ce document. Les trois axes de recherches sont les suivants :

### **Axe 1 :**

Avant de traiter toute question relative aux impacts du changement climatique futur sur les ressources en eau, il est intéressant de passer par une analyse de l'historique disponible, afin de caractériser les tendances passées et actuelles dans les séries temporelles des variables hydro-climatiques. L'objectif de cet axe de recherche est de réaliser une telle analyse rétrospective afin d'identifier les effets du changement climatique sur les ressources en eau, les quantifier et de les différencier de ceux des activités humaines (barrages, évolution de la superficie irriguée, prélèvements d'eau, etc.).

### **Axe 2 :**

La modélisation hydrologique demeure un outil essentiel pour simuler la réponse hydrologique du bassin versant dans le contexte du changement climatique. L'objectif de cet axe de recherche est d'évaluer la capacité de deux modèles hydrologiques (de différentes structures) à simuler les écoulements dans le bassin versant dans un contexte de rareté de données. Le modèle SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) est un modèle semi-distribué largement utilisé pour évaluer les effets du changement climatique et des pratiques agricoles sur les ressources en eau. C'est un modèle à base physique qui permet de prendre en compte la variabilité spatio-temporelle des caractéristiques physiques et climatiques des bassins versants. Le modèle conceptuel à réservoir GR2M est parcimonieux et sa robustesse a été démontrée dans de nombreux contextes. Ces modèles seront mobilisés dans le troisième axe de recherche.

### **Axe 3 :**

La modélisation hydro-climatique est un outil de prospective puissant et souvent celui utilisé pour évaluer la disponibilité des ressources en eau dans le futur. Cependant, ce type d'approche prospective est sujette à de nombreuses et variables sources d'incertitude, qui doivent être prises en compte dans les stratégies de gestion, ce qui n'est pas évident pour les gestionnaires. Cet axe de recherche concerne le développement d'un cadre méthodologique simple et efficace, pour évaluer l'évolution des ressources en eau dans le futur, dans le contexte du changement climatique et de l'évolution de la demande en eau dans le bassin, en tenant compte des différentes sources d'incertitude inhérentes à ce type d'étude prospective.

### 3. Plan de la thèse

Ce manuscrit est structuré en cinq chapitres, présentés comme suit :

**Chapitre I :** Ce chapitre débute par un état de l'art des connaissances relatives aux changements climatiques récents et projetés au 21<sup>ème</sup> siècle à l'échelle globale, en Méditerranée et au Maroc. Il se poursuit par une présentation du contexte de l'étude ainsi que de la problématique de gestion des ressources en eau au Maroc dans un contexte du changement climatique. Il permet de resituer ce travail dans un contexte plus général.

**Chapitre II :** Ce chapitre présente la zone et le contexte de l'étude. Il décrit l'ensemble des données météorologiques et hydrologiques disponibles sur le terrain ou issues de modèles météorologiques. Ce chapitre détaille les méthodes utilisées pour la reconstruction des débits, de spatialisation des précipitations et les méthodes statistiques et géostatistiques utilisées pour qualifier et préparer les données.

**Chapitre III :** Ce chapitre se focalise sur l'évolution récente des conditions hydro-climatiques dans le bassin du Bas-Loukkos, en réponse au changement climatique et aux activités humaines. Il s'agit d'analyser les tendances et détecter les points de rupture dans les séries temporelles de débit et de précipitations sur la période 1960-2018, en utilisant des tests statistiques. La relation pluie-débit a été analysée en prenant en considération les activités humaines, afin de d'identifier l'origine possible des modifications observées dans le bilan hydrologique des sous-bassins étudiés. Il est composé d'un résumé en français de l'article Hrou et al., (2022), publié dans la revue "*Journal of Water & Climate Change*", et de l'article lui-même.

**Chapitre IV :** Ce chapitre se focalise sur la modélisation hydrologique. Avant de procéder à la modélisation hydro-climatique pour simuler les débits et tester les scénarios climatiques futurs, il est important d'évaluer la performance des modèles hydrologiques à utiliser. C'est l'objectif de ce chapitre, qui se focalise sur la modélisation hydrologique. L'objectif est d'évaluer les performances de deux modèles hydrologiques et de tester leur capacité à reproduire les débits observés dans les différents sous-bassins du Bas-Loukkos dans un contexte de changement climatique, de forte variabilité hydro-climatique, et de rareté de données. La mise en œuvre des deux modèles, leur calibration et validation sur la période 1981-2008 et l'analyse de leurs résultats sont présentées.

**Chapitre V :** Ce chapitre développe un cadre méthodologique pour évaluer l'impact du changement climatique sur la disponibilité future des ressources en eau, en prenant en compte les différentes sources d'incertitudes liées à ce type d'étude prospective. Il se compose d'une brève présentation de modèles climatiques, globaux et régionaux, de scénarios d'émissions de gaz à effet de serre et des techniques de correction de biais utilisées. Il contient un résumé en français d'un article accepté dans la revue "*Journal of Hydrology : Regional Studies*". Dans cet article, le modèle hydrologique conceptuel GR2M a été utilisé pour simuler les débits futurs dans le bassin du Bas-Loukkos en utilisant les données de 13 modèles climatiques et deux scénarios RCP comme données d'entrée. Les débits simulés ont ensuite été confrontés à deux scénarios d'évolution des besoins en eau (notamment pour les besoins agricoles et domestiques) en utilisant le cadre de Budyko (Budyko, 1974) pour prédire la disponibilité future des ressources en eau.

**Les conclusions générales et perspectives** de la thèse résument les principaux résultats de cette thèse et ouvrent quelques perspectives, pour de futurs travaux, susceptibles d'enrichir notre travail et d'améliorer notre compréhension des impacts du changement climatique sur la disponibilité des ressources en eau.

## Chapitre I. Etat d'art

---

*Dans un premier temps, ce chapitre est une présentation brève et orientée sur la problématique de la gestion des ressources en eau, sur le changement climatique actuel et futur, et ses effets sur les ressources en eau. Il présente un état de l'art sur le changement climatique, l'évolution des paramètres hydro-climatiques observés et les projections climatiques à l'échelle globale (le monde entier), régionale (la région méditerranéenne) et locale (le Maroc). Ensuite, nous présentons un aperçu des approches utilisées pour quantifier et évaluer les impacts du changement climatique sur les ressources en eau, notamment la modélisation hydro-climatique. Nous proposons un rappel sur les modèles climatiques globaux, sur les techniques de régionalisation ou modèles climatiques régionaux, qui permettent de générer des scénarios de changement climatique à l'échelle régionale. C'est une étape essentielle pour générer les variables d'entrée nécessaires à tout modèle hydrologique. Ensuite, nous présentons un bref état de l'art sur la modélisation hydrologique. Enfin, nous présentons les différentes sources d'incertitude associées à la modélisation hydro-climatique et la manière dont elles peuvent être prises en compte dans les études de l'impact du changement climatique sur les ressources en eau.*

### **I.1. Le changement climatique et les ressources en eau : Problématique d'hier et projections futures**

#### **I.1.1. Changement climatique et cycle de l'eau.**

##### **Contexte**

Le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) définit le changement climatique comme étant la variation de l'état du climat et les modifications de la moyenne et/ou de la variabilité des paramètres climatiques sur une longue période, qu'elle soit causée par la variabilité naturelle du climat ou par les activités humaines. D'autre part, dans la Convention-Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC), le changement climatique est défini comme étant tous les changements du climat causés directement ou indirectement par les activités humaines altérant la composition de l'atmosphère, et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables (IPCC, 2013; Pachauri and Reisinger, 2007) . Les rapports du GIEC (Allan et al., 2021; IPCC, 2019, 2013) fournissent d'importantes synthèses sur le changement climatique au profit de la communauté scientifique, des décideurs, des économistes et de l'ensemble de la population. De plus en plus, les sociétés ont pris conscience de l'importance

des enjeux environnementaux, sociaux, économiques et sanitaires liés au changement climatique.

Depuis les années 1970, la communauté scientifique s'est fortement investie pour comprendre le changement climatique et ses impacts potentiels. Les effets du changement climatique sur le cycle de l'eau, sur la disponibilité des ressources en eau, aujourd'hui et à l'avenir, constituent une préoccupation majeure pour les chercheurs, les décideurs politiques et les sociétés humaines en général. Le changement climatique se combine à une augmentation de la demande, liée à la croissance démographique et au développement sociétal. La gestion des ressources en eau devient une préoccupation majeure dans le monde entier, en particulier dans les zones arides et semi-arides (Eröstate et al., 2020; Hussain et al., 2019; Schilling et al., 2020; Xiang et al., 2021). Ces zones sont caractérisées par de faibles précipitations et une forte évapotranspiration, avec une grande irrégularité spatio-temporelle de leur distribution (Aryal et al., 2020), ce qui en fait des régions vulnérables en termes de ressources en eau. Il est donc nécessaire de développer des stratégies de gestion intégrée des ressources en eau, rationnelles et mieux adaptées aux conditions climatiques actuelles et futures (Ostad-Ali-Askari et al., 2019).

De nombreuses études scientifiques rétrospectives et prospectives se sont penchées sur l'évaluation des impacts potentiels du changement climatique sur les ressources en eau à l'échelle mondiale, régionale et locale (Dai, 2016; Darvini and Memmola, 2020; Driouech and El Rhaz, 2017; Hrouer et al., 2022; Liu et al., 2012; Mariotti, 2010; Papalexiou and Montanari, 2019; Trambly et al., 2018, 2020b, 2020b).

Les études rétrospectives se concentrent généralement sur la surveillance et la détection des tendances passées dans les différentes variables hydro-climatiques telles que les précipitations, les températures et les débits (Charifi Bellabas et al., 2021; Gudmundsson et al., 2019; Mamara et al., 2016; Martínez-Fernández et al., 2013; Pastor et al., 2020). Ce type d'étude consiste à identifier une variation significative (au sens statistique) dans la moyenne et/ou la variabilité du paramètre hydro-climatique observé sur une longue période. La littérature est riche de méthodes de détection et quantification du changement climatique, qui ont été utilisées et publiées dans les deux dernières décennies (Mudelsee, 2019). Pour les études prospectives, le recours à la modélisation hydro-climatique via l'utilisation des données issues des modèles climatiques comme entrées pour des modèles hydrologiques est souvent utilisé (Lemaitre-Basset et al., 2021). Ces types d'études ont pour but principalement de comprendre, d'évaluer des scénarios

climatiques, et d'identifier leurs impacts sur la disponibilité des ressources en eau dans le futur (Tegegne and Melesse, 2020; Velázquez et al., 2013).

### **Tendances observées**

Les effets de l'augmentation des concentrations des GES sont déjà visibles à l'échelle mondiale. Les températures moyennes mondiales à la surface du globe ont augmenté de 1,09°C [0,95–1,20 °C] sur la période 2001-2020 par rapport à la période 1850-1900 (Allan et al., 2021). Le monde se réchauffe aujourd'hui plus rapidement que sur toute autre période des deux derniers millénaires au moins (Allan et al., 2021), et chaque décennie est plus chaude que la précédente. Toutefois, l'augmentation des températures peut varier selon les régions et les périodes étudiées (Alemu and Dioha, 2020; Allan et al., 2021; Hausfather and Peters, 2020; IPCC, 2013; Mamara et al., 2016, 2016). L'hémisphère nord, y compris la région méditerranéenne, est parmi les régions les plus touchées par les changements climatiques, avec une augmentation des températures de plus de 1,5°C (Bader et al., 2011; Salinger, 2005). Les événements climatiques extrêmes tels que canicules, sécheresses et inondations, deviennent également de plus en plus fréquents et plus intenses (Cardell et al., 2020; Clarke et al., 2022; Yu et al., 2023). Actuellement, dans de nombreuses régions du monde, une perturbation des précipitations, et donc du cycle hydrologique est déjà observée. Les changements dans la distribution spatiale des précipitations amplifient les différences entre régions sèches et humides (Allen and Ingram, 2002). Les précipitations ont diminué en Afrique centrale et septentrionale, en Europe méridionale, et surtout dans la région méditerranéenne (Hallouz et al., 2019; Ouhamdouch et al., 2019; Pachauri et al., 2014).

Les changements de précipitations peuvent aussi différer selon que l'on considère les totaux ou les extrêmes (Donat et al., 2016b; Huntington, 2006). De nombreuses études, basées principalement sur des données maillées, ont examiné les changements des valeurs extrêmes de précipitations dans la plupart des régions du monde, et ont démontré que le changement climatique a modifié la fréquence et l'intensité des averses. Ce changement entraîne une augmentation du nombre de fortes précipitations et même d'ouragans intenses (AghaKouchak et al., 2020; Donat et al., 2016a; Fischer and Knutti, 2016, 2015; Marelle et al., 2018; Papalexiou and Montanari, 2019; Wentz et al., 2007; Yang et al., 2019).

En réponse à ces différentes évolutions climatiques, d'autres variables, telles que les écoulements de surface et le niveau des eaux souterraines, sont impactées. Plusieurs études

indiquent que les changements de l'écoulement de surface induits par le changement climatique au cours du 20<sup>ème</sup> siècle sont toutefois complexes, et varient aussi selon les régions (Ghiggi et al., 2019; Gudmundsson et al., 2019; Milly et al., 2005). Les débits ont enregistré une augmentation significative au cours du 20<sup>ème</sup> siècle dans certaines régions, notamment en Europe du Nord, centrale et septentrionale (Blöschl et al., 2017; Ghiggi et al., 2019; Gudmundsson et al., 2019, 2017; Stahl et al., 2012), en Afrique équatoriale orientale (Milly et al., 2005), dans l'est de l'Amérique du Nord et dans certaines parties de l'Amérique du sud (Do et al., 2017), en Asie du Nord (Gudmundsson et al., 2019). À l'inverse, les débits ont montré une tendance à la baisse dans d'autres régions, telles qu'en Europe du Sud, en Afrique subsaharienne (Gudmundsson et al., 2019), dans l'ouest de l'Amérique du Nord (Do et al., 2017), dans les régions australiennes (Saft et al., 2015) et dans la région méditerranéenne (Ghiggi et al., 2019; Hrouz et al., 2022). Il est probable que le débit ait diminué dans ces zones, non seulement en raison de la diminution des précipitations et de l'augmentation des températures (Belarbi et al., 2017; Singla et al., 2010), mais également en raison des activités humaines qui influencent considérablement les écoulements des cours d'eau. Plusieurs études ont cherché à distinguer sur l'écoulement les effets du changement climatique de ceux des activités humaines, en analysant les relations à long terme entre précipitations et débit, combinées à l'évolution des activités humaines. Par exemple, Cheng et al. (2016) ont indiqué que les activités humaines étaient responsables de plus de 80 % de la diminution du ruissellement dans le bassin versant de la rivière Yanhe en Chine. Darvini and Memmola (2020) ont analysé les tendances annuelles des précipitations et des débits pour cinq bassins versants de la côte adriatique de l'Italie. Ils ont cherché à quantifier les contributions relatives des activités humaines, et celle de la variabilité climatique, aux changements dans le débit des cours d'eau. Les auteurs ont trouvé que le principal facteur conduisant à une diminution du débit était la diminution significative des précipitations dans quatre bassins versants, et que les activités humaines n'influençaient le débit que dans un seul bassin versant. En Algérie, Charifi Bellabas et al. (2021) ont évalué la diminution du débit à l'exutoire du Sebaou après 1985 à 34,8%, 35,8%, 28,5%, 41,6% et 40,1% respectivement en année, en automne, en hiver, au printemps et en été. Ils ont pu montrer qu'une variation de 10% des précipitations entraîne une variation d'environ 16-25% du débit, et que le changement climatique et les activités humaines ont respectivement un effet de 58% et 42% sur la réduction du débit.

### **Projections futures**

Les projections des changements climatiques futurs font référence aux estimations et prévisions

climatiques attendues en fonction de l'augmentation de la concentration des GES. Ces projections sont élaborées par des modèles climatiques qui simulent les interactions complexes entre l'atmosphère, les océans, les terres et les glaces, en se basant sur des hypothèses d'évolution future de forçages radiatifs (Khodri et al., 2015). Plusieurs études ont montré que les températures moyennes à la surface du globe risquent d'augmenter de 2°C à 6°C d'ici 2100, avec des incertitudes liées aux scénarios d'émissions des GES, aux modèles climatiques utilisés et aux régions étudiées (Allan et al., 2021; Boucher et al., 2015; Flato et al., 2013; Hassan et al., 2020; Nazarenko et al., 2022; Salinger, 2005). La répartition géographique des changements futurs reste similaire à celle déjà observée au cours des dernières décennies (Boucher et al., 2015). Ainsi, l'augmentation de la température est généralement plus marquée sur les continents que sur les océans, de même dans les latitudes les plus élevées de l'hémisphère nord en hiver, et les régions arides (IPCC 2021 ; Boucher et al., 2015; Screen, 2014; Sobie et al., 2021). Les projections climatiques futures prédisent une augmentation relative des précipitations moyennes annuelles à l'échelle de la terre en raison du réchauffement climatique. Il existe cependant d'importantes différences entre les régions (Feng et al., 2019; Kitoh and Endo, 2016; Pfahl et al., 2017; Toreti et al., 2013), en fonction des scénarios futurs des émissions des GES, et des modèles utilisés pour chaque région (Ozturk et al., 2015). La variabilité saisonnière des précipitations augmente, et les disparités régionales sont importantes, avec des différences notables entre les terres et les océans (Allan et al., 2021; Douville et al., 2021). Les projections climatiques pour le 21ème siècle montrent une intensification continue des précipitations quotidiennes extrêmes (Donat et al., 2016a; Feng et al., 2019). Cela contribue à une augmentation globale de la variabilité des précipitations, et devrait avoir des conséquences sur le risque d'inondation et la gestion des ressources en eau, en particulier dans les régions sèches du monde (Donat et al., 2016a; Feng et al., 2019; Tebaldi et al., 2021).

Plusieurs études prospectives ont analysé les tendances futures du ruissellement par le biais de la modélisation hydro-climatique, et ont confirmé que le ruissellement annuel moyen mondial augmente (Douville et al., 2021; Lehner et al., 2019). Cette tendance générale du ruissellement cache d'importantes différences régionales (Cook et al., 2020). Une augmentation importante des ruissellements est susceptible de se produire, d'ici 2100, dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, mais une forte diminution est prévue sur le pourtour méditerranéen, dans le sud de l'Europe, le Moyen-Orient et l'Afrique australe. Ceci est cohérent avec les projections des précipitations observées à travers les différentes générations de modèles (Cook et al., 2020; Döll et al., 2018; Douville et al., 2021).

Les projections climatiques sont sujettes à plusieurs sources d'incertitude, principalement celles qui résultent des modèles climatiques utilisés (Aryal et al., 2019; Lehner et al., 2020; Senatore et al., 2022). Les projections des précipitations régionales varient toutefois considérablement d'un modèle à l'autre (Lehner et al., 2020), à quelques exceptions près. Dans la région méditerranéenne, par exemple, les modèles climatiques convergent pour prédire une diminution des précipitations à l'avenir, mais avec d'importantes différences dans l'ampleur de cette diminution. Cette différence est liée principalement aux modèles, et à la variabilité interne des modèles (Cook et al., 2020; Paeth et al., 2017; Senatore et al., 2022; Ukkola et al., 2020), ainsi qu'aux particularités des systèmes naturels régionaux et locaux. Les changements de précipitations étant largement gouvernés par des changements de circulation atmosphérique, c'est un point sur lequel devront porter les efforts futurs pour réduire ces incertitudes (Douville et al., 2021).

### **I.1.2. Cas de la région méditerranéenne**

#### **Contexte**

La région méditerranéenne possède de nombreuses caractéristiques morphologiques, géographiques, sa forte anthropisation depuis des siècles rend son cas scientifiquement intéressant. Le climat méditerranéen est caractérisé par des hivers doux et humides et des étés chauds et secs. La région méditerranéenne est considérée comme l'une des zones du globe les plus impactée par le changement climatique (Hallett et al., 2018b; Naumann et al., 2018; Tramblay et al., 2020a). En effet, on y observe des changements marqués dans les températures et les précipitations (Lionello and Scarascia, 2018). Les tendances observées sont susceptibles de s'accroître au cours du 21<sup>ème</sup> siècle avec des conditions de plus en plus arides (Tramblay et al., 2020a).

Le Maroc, à l'instar des pays de la Méditerranée, souffre de la rareté des ressources en eau et d'une forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations. En effet, les précipitations varient de moins de 100 mm/an au sud à plus de 1000 mm/an au nord du Maroc. La Figure 1 met en exergue la décroissance du nord au sud et d'ouest en est des cumuls pluviométriques annuels moyennés sur la période 1971-2000. La période la plus pluvieuse se situe entre octobre et mars. Pendant les mois d'été, les précipitations sont généralement faibles, rares et sous forme d'orages. En plus de la variabilité saisonnière, les précipitations sont également connues pour leur grande variabilité interannuelle. Le coefficient de variabilité (qui représente l'écart-type par

rapport à la moyenne) varie entre 30% et 40% à l'ouest du Maroc, et dépasse les 70% dans les régions sud (Driouech et al., 2009).

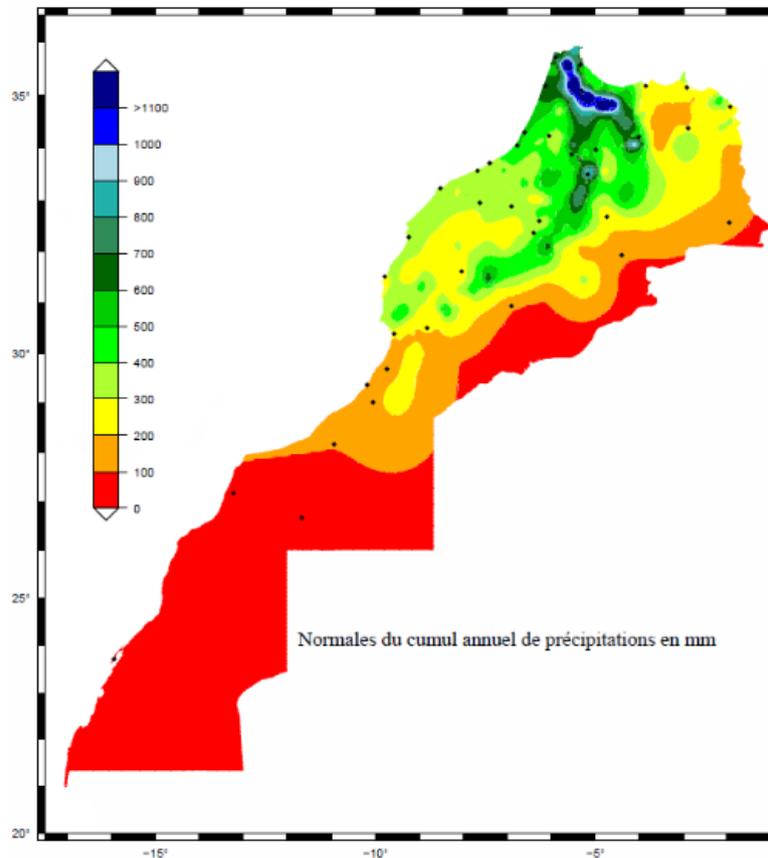


Figure 1 : Répartition des précipitations moyennes annuelles sur le territoire marocain calculées sur la période 1971-2000 (Source : Direction de la Météorologie Nationale, Maroc).

### Tendances observées

Les températures moyennes annuelles sont actuellement 1,54 °C au-dessus du niveau de 1860-1890 pour les zones terrestres et marines méditerranéenne, ce qui représente une augmentation de 0,4 °C de plus que la moyenne mondiale des changements climatiques (MedECC, 2020). Des tendances à la hausse plus importantes ont été identifiées pour les saisons hivernales et estivales, avec des différences locales. Cela illustre la complexité et la variabilité spatio-temporelle du réchauffement à l'échelle de la région méditerranéenne (Pastor et al., 2019).

Les précipitations ont enregistré des tendances de diminution à différentes échelles spatio-temporelles dans le bassin méditerranéen au cours des dernières décennies, avec des ruptures significatives depuis les années 1970. Le bassin méditerranéen a connu un assèchement considérable au cours du dernier siècle, dont une partie ne peut être expliquée par une simple

variabilité naturelle du climat (Hoerling et al., 2012). Se basant sur des données d'observation à long terme provenant de 40 stations météorologiques, Philandras et al. (2011) ont mené une analyse des tendances et de la variabilité des précipitations annuelles sur la période 1900-2010, et du nombre de jours de pluie sur la période 1965-2010, dans la région méditerranéenne. Leurs résultats ont montré que la majorité des régions méditerranéennes ont connu des tendances négatives statistiquement significatives (niveau de confiance de 95 %) des totaux annuels de précipitations entre 1901 et 2009, à l'exception de l'Afrique du Nord, du sud de l'Italie, et de l'ouest de la péninsule ibérique, où de légères tendances positives (non significatives) ont été observées. Une baisse significative de 20% du nombre de jours de pluie a été observée dans les stations météorologiques représentatives de l'est de la Méditerranée, tandis que pour l'ouest et le centre de la Méditerranée, les tendances n'étaient pas significatives. Tuel et Eltahir (2020) ont montré que 40% des précipitations hivernales ont été perdues dans la région méditerranéenne. En revanche, en analysant les tendances sur la période 1970-2006, Chaouche et al. (2010) ont signalé qu'aucune tendance significative n'a été détectée dans les précipitations annuelles de la région méditerranéenne française. Caloiero et al. (2018) ont mis en évidence une tendance négative marquée des précipitations en Méditerranée orientale (plus de -20 mm/10 ans) et en Afrique du Nord (jusqu'à -16 mm/10 ans). Des tendances à la baisse ont également été observées en Afrique du Nord, notamment en Algérie (Belarbi et al., 2017b; Taibi and Souag, 2012).

Au-delà de la variabilité naturelle des précipitations, le Maroc est fortement impacté par les conséquences du changement climatique. Le climat du Maroc a évolué vers des conditions plus arides, plus chaudes et plus sèches au cours du 20<sup>ème</sup> siècle (Born et al. (2008). Des études ont démontré que le Maroc a connu la plus longue période de sécheresse de son histoire contemporaine depuis les années 1970, marquée par une augmentation significative de leur fréquence et de leur intensité (Driouech, 2010; Stour and Agoumi, 2008). Cette sécheresse est caractérisée par une diminution des précipitations et une augmentation notable des températures. Les précipitations moyennes montrent une tendance généralisée à la baisse depuis les années 1970 (Amraoui et al., 2011). Cette diminution des précipitations est soulignée par une rupture dans les séries chronologiques entre 1970 et 1980 (Hrouer et al., 2022; Singla et al., 2010a). Cependant, l'ampleur de la baisse des précipitations et la significativité des tendances diffèrent et dépendent de la région et de la période utilisée. En effet, Filahi et al., (2016) démontrent, basé sur les données de 20 stations météorologiques, le caractère très hétérogène des changements de précipitations sur la période 1970-2012. Une majorité de

stations montre une diminution des précipitations annuelles, notamment dans le Nord-Ouest. Cependant cette tendance n'est significative que pour 4 stations.

La diminution des précipitations pendant la saison humide est plus importante. Elle est estimée à -26% en moyenne entre septembre et avril de la période 1961-2005 (Driouech and Mokssit, 2010). La baisse est plus prononcée en fin de saison (de février à avril), alors qu'au début de la saison, une tendance à la hausse non significative a été détectée. La sécheresse semble devenir plus persistante vers la fin de la saison des pluies, ce qui augmente la durée maximale des jours secs consécutifs d'environ 13 jours. Les travaux de Trambly et al. (2020a) montrent une augmentation de la fréquence et de la sévérité des sécheresses dans le bassin méditerranéen.

En plus des changements observés dans les précipitations et les températures moyennes, le changement climatique peut avoir des effets notables sur les événements climatiques extrêmes. Plusieurs études se sont concentrées sur l'évolution des extrêmes de précipitation dans la région méditerranéenne. À l'échelle régionale, elles ont conclu qu'il y avait une intensification de la sécheresse, tandis qu'à l'échelle locale, l'évolution était très variable (Filahi et al., 2016, 2015; Toreti et al., 2013; Trambly and Somot, 2018). Au Maroc, le risque de précipitations extrêmes ne montre pas de tendance généralisée à l'augmentation (Filahi et al., 2015), mais l'intensité de ce risque n'a cessé d'augmenter au cours de ce début du 21<sup>ème</sup> siècle. Trambly et al. (2012a) indiquent qu'il n'y a pas de tendances significatives dans les précipitations extrêmes au Maroc au cours de la période d'observation 1961-2007. Ceci a été confirmé par Khomsi et al. (2015) qui ont analysé la fréquence et les tendances des événements extrêmes de température et de pluviométrie dans deux régions marocaines contrastées (le Tensift dans le Sud semi-aride, et le Bouregreg dans le Nord sub-humide), au cours de la seconde moitié du 20<sup>ème</sup> siècle, révélant une diminution significative du nombre d'événements très froids dans les deux régions. La plupart des tendances observées dans les épisodes de fortes précipitations sont positives et de faible ampleur, même si aucune tendance généralisée statistiquement significative n'a pu être identifiée.

L'augmentation de l'évapotranspiration, principalement due à l'augmentation de la température, ainsi que la diminution des précipitations, ont eu un impact sur les débits des rivières dans la région méditerranéenne. Plusieurs changements dans les écoulements ont été observés. Ces changements sont très variables et dépendent de la région, la saison et de la période étudiées. Par exemple, dans le nord-ouest de l'Espagne (dans la zone la plus humide de la péninsule

ibérique), Rodríguez-Blanco et al. (2020) ont montré qu'il n'y avait pas de diminution significative du débit annuel moyen des cours d'eau. Cependant, à l'échelle saisonnière, l'été et l'automne ont montré des tendances significatives à la hausse de la durée de la période d'étiage avec un déficit volumétrique, en raison de la nette tendance à la hausse observée au cours des mois de juillet à novembre. Au contraire, en hiver et au printemps, il n'y avait pas d'évidence significative pour les faibles débits. Lorenzo-Lacruz et al. (2012) ont détecté également une réduction remarquable des débits annuels, hivernaux et printaniers dans la plupart des sous-bassins ibériques, en particulier ceux du sud, non perturbés par les activités humaines. Aux échelles annuelles et trimestrielles, plusieurs changements dans les écoulements ont été observés entre les périodes 1969-1987 et 1988-2009, dans les bassins français méditerranéens, et tempérés, avec des changements significatifs de janvier à juillet, en accord avec les augmentations maximales de température (Brulebois et al., 2015). En Afrique du Nord, Khedimallah et al. (2020) ont rapporté une diminution respectivement d'environ 61 % et 43 % du ruissellement annuel dans les bassins de Chélif situé à l'ouest, et de la Medjerda à l'est de l'Algérie. Dans le nord-est de l'Algérie, Laborde et al. (2010) ont indiqué qu'une diminution de 15 % des précipitations réduisaient le ruissellement de 40 %. Des résultats similaires ont été rapportés dans des études menées en Tunisie par Kingumbi et al., (2005).

Au Maroc, de nombreuses études ont mis en évidence des changements significatifs des débits des cours d'eau au cours du 20<sup>ème</sup> siècle. Les débits des cours d'eau ont montré une tendance à la baisse à partir de la fin de années 1970/début 1980 (Hrouer et al., 2022; Oueslati et al., 2009; Singla et al., 2010a). D'autres études ont essayé de différencier, sur le débit, l'impact des changements climatiques de celui des activités humaines. Dans trois grands bassins versants du sud du Maroc, (Zamrane et al., 2016) ont montré que la contribution des précipitations dans la variation des débits est assez importante, entre 55% et 80%. Singla et al. (2010) ont reporté que le changement climatique et la diminution des précipitations sont à l'origine de la réduction du ruissellement dans 27 unités hydrologiques du Maroc. Les prélèvements représentent environ 14% du débit annuel total du bassin versant du Tassaout (Haut-Atlas central, Maroc), ce qui influence clairement le fonctionnement hydrologique de ce bassin (Elfoul and Ghachi, 2018). Snoussi et al. (2002a) ont estimé que la construction de barrages a réduit le débit dans les bassins versants du Sebou et de la Moulouya de 70% et 47%, respectivement.

La diversité marquée et la variabilité des tendances observées au sein de la région méditerranéenne, en particulier au Maroc, souligne la nécessité d'effectuer des diagnostics aux échelles locales. Ces diagnostics permettraient d'évaluer les effets du changement climatique

sur le cycle hydrologique et préparer des stratégies de gestion intégrée et rationnelle de la ressource en eau, assurant un développement durable à l'échelle des bassins versants.

Dans ce contexte de rareté et de forte variabilité des ressources en eau, la pénurie d'eau est un problème critique qui doit être sérieusement abordé par les parties prenantes. En outre, les régions arides et semi-arides comme le Maroc subissent une pression croissante sur les ressources en eau, principalement en raison de la croissance démographique (Boke-Olén et al., 2017) et du développement socio-économique du pays. Pour faire face à ces problèmes, diverses politiques pourraient être adoptées, telles que l'investissement dans des structures de transfert d'eau des bassins les moins arides vers les plus arides (Alaoui, 2013; Bouaicha and Benabdelfadel, 2010; El Moçayd et al., 2020a; Laassilia et al., 2022). Cependant, il est intéressant d'étudier la viabilité et d'évaluer la durabilité de tels projets et stratégies en tenant compte des impacts du changement climatique sur tous les bassins, y compris les moins arides.

### **Projections futures**

Les modèles climatiques prédisent que les effets du changement climatique, déjà observable dans la région, vont s'aggraver au cours du 21<sup>ème</sup> siècle dans tous les scénarios, entraînant une réduction importante des précipitations et une augmentation des températures. Le réchauffement sera vraisemblablement dans la fourchette de 0,9 à 1,5 °C selon le scénario RCP2.6 et de 3,7 à 5,6 °C selon le scénario RCP8.5 pendant le 21<sup>ème</sup> siècle (MedECC, 2020). Plusieurs travaux ont montré une convergence entre les modèles en ce qui concerne l'augmentation importante des températures prédites (Boé et al., 2020; Dubrovský et al., 2014; Lionello and Scarascia, 2018; Villalba Sanchis et al., 2020). Avec un réchauffement général entre 1 et 6 °C d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (Cos et al., 2022; Zittis et al., 2019). Le réchauffement projeté diffère selon les saisons et dépend des trajectoires d'émission des GES. L'augmentation des températures est plus marquée en été (Lachgar et al., 2022; Majone et al., 2012). En outre, la variabilité interannuelle devrait augmenter surtout en été, ce qui conduirait à une plus grande occurrence d'événements extrêmes (Giorgi et al., 2019). Donat et al. (2019) ont analysé des données de 25 modèles globaux sous le scénario d'émissions le plus pessimiste, RCP8.5. Ils ont montré que les extrêmes quotidiens augmenteront de manière statistiquement significative d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle. En revanche, pour les régions arides, moins de la moitié des modèles ont montrés des augmentations significatives et seulement trois modèles ont montré des diminutions significatives. Cependant, la résolution spatiale grossière des modèles globaux

utilisés dans ces études ne permet pas la représentation des processus à plus petite échelle qui affectent la génération de précipitations et lissent les extrêmes.

Les perturbations du cycle hydrologique, se traduisent en partie par des diminutions des précipitations et des étiages plus sévères (Spinoni et al., 2020; Zittis et al., 2021). Les risques de sécheresse augmentent pour la majeure partie de la Méditerranée (MedECC, 2020; Trambly et al., 2020a). Les précipitations moyennes annuelles dans cette région sont susceptibles de diminuer entre 25% et 60% d'ici 2100 (Cos et al., 2022; Lachgar et al., 2022; Lionello et al., 2012; Moucha et al., 2021; Spinoni et al., 2020). D'autre part, la variabilité interannuelle des précipitations devrait augmenter sur l'ensemble de la région, aussi de manière proportionnelle à l'intensité du forçage anthropique (Lionello and Giorgi, 2007).

Ces changements impactent fortement le cycle de l'eau. Ils auront d'importants effets sur les ressources en eau et leur disponibilité à l'avenir. Plusieurs auteurs ont analysé les impacts du changement climatique sur les ressources en eau par le biais de la modélisation hydro-climatique. Les travaux conduits montrent une réduction significative des ressources en eau dans toutes les zones méditerranéennes. Par exemple, Dakhlaoui et al. (2020) ont étudié l'influence de l'évapotranspiration sur les projections hydrologiques futures en Tunisie en utilisant les simulations Euro-CORDEX dans le cadre des scénarios RCP4.5 et 8.5. Les résultats obtenus indiquent une réduction significative des ressources en eau de surface (Sellami et al., 2016). Ils montrent une augmentation significative de la fréquence des faibles débits, qui est un indicateur des sécheresses hydrologiques, dans les deux bassins versants étudiés, mais avec une plus grande incertitude pour la période humide que pour la période sèche. Trambly et al. (2018) ont évalué les impacts du changement climatique sur les ressources en eau de surface pour les plus grands barrages en Algérie, au Maroc et en Tunisie en utilisant les sorties de modèles climatiques régionaux (MCR) à haute résolution (12 km). Ils ont montré une augmentation de la température et une diminution des précipitations, en particulier au printemps et dans la partie occidentale de l'Afrique du Nord. Une diminution de l'évapotranspiration réelle, fortement corrélée à la diminution des précipitations, est observée dans toute la zone d'étude. Étant donné que les bassins versants sont plutôt limités en eau qu'en énergie, une diminution de la disponibilité en eau est prévue pour tous les bassins dans tous les scénarios, avec un fort gradient d'est en ouest. La diminution prévue est plus forte lorsque l'on considère l'évapotranspiration de référence plutôt que l'évaporation réelle.

A l'échelle du Maroc, les chercheurs ont utilisé des techniques de descente d'échelle (downscaling) pour produire des séries de précipitations et de températures à l'échelle régionale et/ou locale (Choukri et al., 2020; El Khalki et al., 2021; El Moçayd et al., 2020c; Huebener and Kerschgens, 2007; Lachgar et al., 2022; Marchane et al., 2017; Trambly et al., 2018). Ces études ont mis en évidence une poursuite des tendances climatiques déjà observées au Maroc au cours du 21<sup>ème</sup> siècle : les précipitations devraient continuer à diminuer et les températures à augmenter d'ici 2100. Selon la littérature consultée, et d'après la moyenne des projections des différents modèles climatiques, la tendance à l'aridification devrait se poursuivre à l'avenir. A l'horizon 2050, une augmentation supplémentaire de la température d'environ 1,5°C (2°C) et prévue pour le scénario RCP4.5 (RCP8.5) par rapport à 1986-2005, accompagné d'une diminution des précipitations de l'ordre de 15 % pour les deux scénarios, avec toutefois une importante variabilité interannuelle et inter-modèles. Cependant, certains modèles simulent une diminution des précipitations supérieur à 40 % en 2050 pour le scénario RCP8.5 (Woillez, 2019). Filahi et al. (2017) ont évalué les simulations d'un ensemble de modèles climatiques régionaux à l'échelle du Maroc, en utilisant les scénarios d'émissions RCP4.5 et RCP8.5 pour deux horizons temporels, 2036-2065 et 2066-2095. Leurs résultats ont montré un réchauffement généralisé des températures sur l'ensemble du territoire marocain. Selon le scénario RCP8.5, les températures pourraient augmenter en moyenne de 4°C à l'horizon 2066-2095 par rapport à la période 1975-2004. Une diminution des précipitations est prévue sur l'ensemble du territoire marocain mais avec des différences régionales. L'indice des précipitations totales des jours humides a montré une baisse dépassant 30% dans le sud du Maroc sous le RCP8.5 à l'horizon 2066-2095. Les précipitations maximales cumulées sur 1 et 5 jours sont susceptibles d'augmenter dans les régions du nord et de diminuer dans le sud, mais il y a une grande incertitude dans les projections pour les précipitations extrêmes. D'autres études ont évalué l'impact du changement climatique sur les débits projetés. Une baisse moyenne de 44% selon le RCP4.5 et de 90% selon le RCP8.5 d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle dans les bassins Nord du Maroc (El Moçayd et al., 2020). Dans la même région, les travaux de (Trambly et al., 2013) ont montré que les débits pourraient baisser de 30% et 57% selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, respectivement, à l'horizon 2041-2062. Dans le bassin versant de Rheraya (situé dans le Haut Atlas au Maroc, au sud de la ville de Marrakech), Marchane et al. (2017) ont mis en évidence une diminution projetée du ruissellement de surface allant de 19% à 63%, selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5.

Ces conclusions doivent être prises avec précaution, car elles sont soumises à plusieurs sources d'incertitude et dépendent davantage des modèles climatiques et hydrologiques sélectionnés. L'utilisation d'un seul ou d'un nombre restreint (moins de 5) de modèles climatiques ne permet pas d'appréhender l'incertitude de manière rigoureuse. Il est recommandé d'utiliser plus de dix modèles climatiques afin de prendre pleinement en compte les incertitudes associées aux modèles climatiques dans les études de l'impact du changement climatique sur le cycle hydrologique (Wang et al., 2020).

## **I.2. Modèles climatiques globaux et régionalisation**

### **I.2.1. Les modèles climatiques globaux (GCM)**

Actuellement, plusieurs modèles climatiques sont disponibles pour suivre l'évolution du climat et évaluer les effets des changements climatiques futurs. Ce sont des représentations numériques du système climatique basées sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques de ses composantes ainsi que sur leurs interactions et rétroactions, en prenant en compte la totalité ou une partie de ses propriétés connues (Solomon, 2007). Les modèles climatiques peuvent être plus ou moins complexes, en fonction de la résolution spatiale, du degré d'explicitation des processus physiques, chimiques ou biologiques, ainsi que du degré d'incorporation de paramétrages empiriques pour une composante ou une combinaison de composantes spécifiques du système climatique (Prudhomme and Davies, 2009). Ces modèles sont souvent utilisés dans les études de recherche et de simulation du climat, mais ils sont également utilisés pour les prévisions climatiques opérationnelles, telles que les prévisions mensuelles, saisonnières et interannuelles (Déqué, 2008).

Les modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan (MCGAO ou GCM) sont des outils puissants pour modéliser le système climatique. Ils consistent en une représentation numérique de la planète et des interactions complexes entre l'atmosphère, l'océan et les surfaces continentales, qui gouvernent l'évolution du climat. Leur développement vise à simuler le climat terrestre sur de longues périodes, à mieux comprendre les changements climatiques passés, présents et futurs, ainsi qu'à évaluer les conséquences potentielles de ces changements sur la planète et les êtres vivants.

Les GCM couvrent l'ensemble du globe, avec pour inconvénient d'utiliser des mailles relativement grossières, supérieures à 100 km. Cette résolution spatiale ne permet pas une représentation précise du relief, des côtes ni de l'occupation des sols. Néanmoins, cette

résolution est suffisante pour représenter les mouvements de grande échelle (milliers de kilomètres) associés aux processus synoptiques, tels que les dépressions et les anticyclones des moyennes latitudes (Le Treut, 2003). Le choix de cette résolution spatiale est principalement dû à la complexité et au coût en temps de calcul des GCM. Cependant, cette résolution est insuffisante pour représenter les phénomènes à petite échelle, tels que les études des événements extrêmes, les études d'impact et de stratégies d'adaptation associées aux changements climatiques, qui nécessitent une résolution plus fine de quelques dizaines de kilomètres.

Au cours des deux dernières décennies, le nombre de GCM dans le monde a augmenté de manière significative. Aujourd'hui, il existe plus de 20 modèles climatiques globaux développés par différents centres de recherche, qui peuvent être utilisés pour effectuer des simulations climatiques. Bien que les GCMs soient largement considérés comme les modèles les plus complets pour simuler le système climatique, ils reposent sur des hypothèses simplifiées et des approximations comme tout modèle. En outre, les incertitudes dans les paramètres de modélisation et les données d'entrée peuvent également influencer les résultats des simulations.

### **I.2.2. Les modèles climatiques régionaux (RCM)**

Comme mentionné dans la section I.2.1, la résolution spatiale des GCM ne fournit pas suffisamment de précision pour représenter la variabilité spatiale. Par conséquent, des approches de descente d'échelle doivent être appliquées afin de mieux comprendre le changement climatique et élaborer des stratégies d'adaptation à l'échelle régionale.

La communauté scientifique du climat a mis au point plusieurs méthodes de descente d'échelle (désagrégation, ou « downscaling methods » en anglais) pour dériver l'information climatique contenue dans les scénarios globaux à basse résolution en scénarios régionaux à haute résolution nécessaires aux modèles d'impact (Boé et al., 2020). Ces données climatiques régionalisées peuvent être utilisées pour suivre l'évolution du climat local futur et pour alimenter les modèles hydrologiques (Kour et al., 2016; Lemaitre-Basset et al., 2021) afin d'étudier l'impact du changement climatique sur les ressources en eau. Les méthodes de descente d'échelle sont généralement regroupées en deux grandes familles : la descente d'échelle dynamique et la descente d'échelle statistique (Mearns et al., 1999). Ces méthodes sont aussi dites « méthodes de désagrégation ».

La désagrégation dynamique est une méthode qui consiste à augmenter la résolution spatiale des modèles climatiques pour mieux reproduire les caractéristiques climatiques régionales.

Deux approches sont couramment utilisées : soit augmenter la résolution spatiale de la composante atmosphérique des modèles climatiques globaux de manière homogène ou variable dans l'espace, soit utiliser des modèles climatiques régionaux (RCM) pour produire des projections climatiques à haute résolution spatiale. Les RCM sont des modèles numériques qui simulent les processus climatiques à une échelle régionale et qui sont alimentés par les données de sortie des GCM à basse résolution. Les RCM sont capables de capturer les caractéristiques climatiques à petite échelle, telles que les effets topographiques, les circulations locales de la mer et les contrastes de température entre les terres et les océans. Cependant, cette méthode nécessite une puissance de calcul importante et des données d'entrée précises pour les RCM. Xu et al. (2019) propose une revue de la littérature sur les différentes techniques de désagrégation.

La désagrégation statistique est une approche basée principalement sur des relations statistiques entre les variables climatiques globales (sorties des GCMs) et les variables climatiques locales ou régionales (des observations ou pseudo-observations, comme les réanalyses par exemple pour la circulation générale) pour estimer les variations régionales à haute résolution spatiale. Les méthodes de désagrégation statistique sont moins coûteuses en termes de puissance de calcul que la désagrégation dynamique, mais elles peuvent être moins précises pour capturer les caractéristiques climatiques régionales complexes. Plusieurs méthodes de désagrégation statistique ont été développées, notamment les modèles de régression, les chaînes de Markov, les réseaux de neurones et les processus gaussiens. Les travaux de Wilby et Dawson (2013) et de Maraun et Widmann (2018) présentent une analyse détaillée des techniques de désagrégation statistique.

### **I.2.3. Les scénarios climatiques**

Les scénarios climatiques permettent d'appréhender les dérives climatiques « futurs possibles ». Lors du démarrage de cette thèse, les données issues des scénarios SSP (*Shared Socio-economic Pathways*) n'étaient pas encore disponibles. Nous avons utilisé les scénarios RCP (*Representative Concentration Pathways* ou trajectoires de concentration représentatives). Ces trajectoires sont issues de 3 types d'hypothèses basées sur les émissions anthropiques de gaz à effet de serre (GES), qui dépendent principalement de la taille de la population, de l'activité économique, du mode de vie, de l'utilisation de l'énergie, des modes d'occupation des sols, de la technologie et de la politique climatique (Meinshausen et al., 2011). Les RCPs décrivent quatre trajectoires différentes d'émissions de GES, de concentrations atmosphériques,

d'émissions de polluants atmosphériques et d'utilisation des sols pour le 21<sup>ème</sup> siècle (IPCC, 2013). Les RCPs comprennent un scénario d'atténuation stricte (RCP2.6), deux scénarios intermédiaires (RCP4.5 et RCP6.0) et un scénario avec des émissions de GES très élevées (RCP8.5). Ces scénarios représentent les scénarios de référence, sans effort supplémentaire pour limiter les émissions des GES.

Le RCP2.6 est un scénario optimiste visant à maintenir le réchauffement de la planète en dessous de 2°C par rapport aux températures préindustrielles. Selon le GIEC, ce scénario exige que les émissions de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) atteignent zéro d'ici 2100 (IPCC, 2013). Le RCP4.5 est un scénario de stabilisation, dans lequel le forçage radiatif est limité à environ 4,5 W.m<sup>-2</sup> à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle, avec une augmentation correspondante de la température comprise entre 1,4 et 3,1°C. Il nécessiterait des efforts pour réduire les émissions des GES (Van Vuuren et al., 2011). Le RCP8.5 est le scénario le plus pessimiste, où les émissions continuent d'augmenter tout au long du 21<sup>ème</sup> siècle pour atteindre un forçage radiatif supérieur à 8,5 W.m<sup>-2</sup>, avec une augmentation des températures de 2,6 à 4,8°C d'ici 2100 (IPCC, 2019, 2013).

Ainsi, il existe de nombreuses sources d'incertitudes sur les projections climatiques, et celles-ci se propagent tout au long du processus visant à en analyser les répercussions potentielles sur la disponibilité et la gestion des ressources en eau (Clark et al., 2016; Jeantet et al., 2023). Il est essentiel et indispensable alors, dans les études prospectives d'impact du changement climatique, de prendre en compte ces incertitudes (Aryal et al., 2019; Lemaitre-Basset et al., 2021; Piazzini et al., 2021). Les principales sources d'incertitude sont donc les scénarios d'émission (RCP), les modèles climatiques globaux (GCM), la descente d'échelle ou les modèles climatiques régionaux, RCM), mais aussi les méthodes de correction des biais, la variabilité interne du climat (Adloff et al., 2015; C. Chen et al., 2011; J. Chen et al., 2011; Her et al., 2019; Lee et al., 2021; Lehner et al., 2020; Zhou et al., 2021). Les incertitudes liées aux scénarios RCP et celles associées aux GCM sont amplifiées par la descente d'échelle (RCM) et la correction des biais. S'y ajoutent les incertitudes hydrologiques (Her et al., 2019; Honti et al., 2013; Moges et al., 2020). Les incertitudes liées aux scénarios climatiques et à la descente d'échelle de différents GCM sont considérées comme les principales sources d'incertitude (Lee et al., 2021). Il est fréquemment signalé par la communauté travaillant sur l'adaptation au changement climatique, que la grande incertitude est due au choix du modèle, et que cela présente la principale difficulté entravant l'utilisation des projections climatiques (Maraun et al., 2017; Sultan et al., 2020). Il est préconisé d'utiliser le plus grand nombre de modèles climatiques et des scénarios d'émissions possibles afin de surmonter ce défi (Lemaitre-Basset

et al., 2021; Luo et al., 2017; Trambly and Somot, 2018). Il est donc recommandé d'utiliser plus de dix modèles climatiques (RCMs/GCMs) afin de bien prendre en considération les incertitudes liées aux modèles climatiques dans les études d'impacts du changement climatique sur le cycle hydrologique (Wang et al., 2020).

### **I.3. La modélisation hydrologique comme outil pour la quantification des ressources en eau**

La modélisation hydrologique permet d'évaluer les ressources en eau pour aider à prendre des décisions en matière de gestion intégrée et interdisciplinaire (Abbaspour et al., 2009; Badham et al., 2019; Devia et al., 2015; Tan et al., 2017). En effet, le développement des techniques de modélisation et l'augmentation de la puissance de calcul ont permis de développer des modèles hydrologiques complexes capables de représenter différents processus hydrologiques et les phénomènes qui leur sont associés (Todini, 2007). La modélisation est particulièrement utile pour l'étude de processus naturels qui nécessiteraient des expérimentations longues, coûteuses, voire impossibles à mettre en place.

Actuellement, la modélisation hydrologique est largement utilisée dans de nombreux domaines liés à l'environnement et à l'ingénierie. Plusieurs travaux ont eu recours à la modélisation hydrologique pour analyser le comportement hydrologique des bassins versants (Borrelli et al., 2020; Bouslih et al., 2019), analyser les tendances passées des débits (Alkama et al., 2011; Belarbi et al., 2017b), étudier l'impact des aménagements hydrauliques, l'effet des changements d'occupation des sols, ou l'intensification des prélèvements liée aux usages (prélèvements agricoles, domestiques ou industriels) sur les ressources en eau (Aloui et al., 2023; Briak et al., 2016; Chang et al., 2015; Son et al., 2022). Un autre enjeu important de la modélisation hydrologique est de pouvoir reconstituer les débits des bassins non-jaugés en utilisant des données de bassins jaugés (Martel et al., 2023; Van Emmerik et al., 2015; Winsemius et al., 2009). Enfin, l'évaluation de l'impact du changement climatique sur les ressources en eau est un domaine scientifique en plein essor (Aawar and Khare, 2020; El Khalki et al., 2021; Marchane et al., 2017; Son et al., 2022; Yang et al., 2019).

La modélisation consiste à créer une représentation simplifiée de la réalité. Dans le cadre actuel, cette modélisation permet de simuler les processus et les mécanismes clés régissant les flux d'eau à l'échelle du bassin versant. Il existe un grand nombre de modèles hydrologiques. La diversité des approches permet d'appréhender les systèmes modélisés de manière plus ou moins

complexe. Ainsi, les modèles hydrologiques peuvent être classés en différentes catégories selon le degré de discrétisation spatiale (allant du modèle à réservoir vers des modèles spatialisés) et en fonction des processus hydrologiques représentés.

Selon la représentation des processus hydrologiques, on distingue trois approches de modélisation hydrologique :

La première approche est l'approche empirique, elle consiste à caractériser la relation pluie-débit, sans prendre en compte les caractéristiques physiques du bassin versant (Le Lay, 2006). Elle repose sur une relation mathématique directe entre les entrées et les sorties du système hydrologique, sans tenir compte des processus internes à l'hydrosphère. Ces modèles, également appelés "boîtes noires", sont généralement efficaces pour simuler les débits en phase de calibration, mais sont souvent assez peu transposables dans des contextes hydro-climatiques différents (Zeng et al., 2019).

La deuxième approche concerne les modèles "à réservoirs" (Liu et al., 2019; Refsgaard, 1996; Refsgaard and Knudsen, 1996). Ils décomposent le fonctionnement hydrologique des bassins versants en plusieurs sous-processus. En général, le bassin versant est conceptualisé comme un assemblage de réservoirs connectés entre eux par des flux, qui permettent de représenter les différents compartiments hydrologiques (ruissellement de surface, écoulement souterrain, réseau hydrographique, etc.). Ces modèles permettent une représentation très simplifiée du fonctionnement réel des bassins, avec des réservoirs et des lois de vidange souvent issues d'une approche empirique. Toutefois, ils peuvent également devenir beaucoup plus complexes, avec des relations basées sur des lois physiques, et avec un nombre relativement important de paramètres, se rapprochant alors d'un modèle physique. Cependant, les lois de vidange sont souvent déterminées de manière arbitraire, et un certain nombre de paramètres restent sans signification physique et doivent être déterminés par calage. Par conséquent, ce type de modèle ne permet pas de comprendre et d'analyser les processus physiques du bassin, mais il permet de simuler le débit à son exutoire. Par exemple, on peut citer la famille des modèles Génie Rural (GR) (GR4J (Perrin et al., 2003), GR2M (Mouelhi et al., 2006) , etc.).

La troisième approche est l'approche physique ou mécaniste. Elle s'appuie sur des équations mathématiques traduisant les lois physiques (loi de conservation de masse, de quantité de mouvement et d'énergie) pour représenter les processus des hydrosystèmes étudiés (Beven and Kirkby, 1979; Pandi et al., 2021). Ces équations sont résolues numériquement via une

discrétisation spatio-temporelle fine, permettant ainsi de simuler l'évolution du système au niveau de chaque maille et à tout instant. Toutefois, ces modèles nécessitent un très grand nombre de données d'observations, qui sont rarement disponibles pour leur calibration. Ils comportent souvent un grand nombre de paramètres. De plus, ces modèles requièrent des temps de calculs importants, ce qui rend leur application difficile dans les bassins de grande taille ayant peu de données disponibles. Par exemple on peut citer le modèle TOPMODEL ( Franchini et al., 1996) Ou le modèle MIKE-SHE (DHI, 1998).

Selon la discrétisation spatiale, on distingue les modèles globaux et les modèles distribués. (i) Les modèles globaux considèrent le bassin versant comme une seule entité homogène qui réagit dans son ensemble. Les caractéristiques physiques et les grandeurs météorologiques sont considérées comme uniformes à l'échelle de tout le bassin versant. Des chercheurs ont essayé d'intégrer la variabilité spatiale des bassins versants dans certains de ces modèles, tels que les travaux de (Bourqui, 2008) avec les modèles GR4H et GR4J. Cependant, ces études ont montré qu'il n'y avait pas d'amélioration significative de la modélisation en prenant en compte cette variabilité spatiale. (ii) Les modèles globaux ne semblent donc pas être pénalisés par l'utilisation d'une pluie moyenne de bassin. En revanche, les modèles distribués subdivisent le bassin versant en surfaces élémentaires. Cela permet de prendre en compte la variabilité spatiale des caractéristiques physiques et des variables météorologiques (Abbott and Refsgaard, 1996). Les paramètres physiques sont représentés par des valeurs spécifiques à chaque unité spatiale. Les différents processus hydrologiques sont simulés pour chaque surface élémentaire. Chaque surface élémentaire réagit aux entrées climatiques et opère éventuellement des transferts avec les surfaces élémentaires environnantes. Un débit élémentaire est ensuite transféré à l'exutoire par un processus de routage. Le débit total à l'exutoire du bassin versant est constitué de la somme de tous les débits des surfaces élémentaires.

Selon la représentation temporelle on distingue les modèles hydrologiques continus et événementiels. Les modèles continus ont pour but de simuler le comportement d'un bassin hydrologique sur une longue période en mobilisant des chroniques en entrée continues (Pluie et ETP). La finalité de ces modèles concerne souvent l'évaluation des apports (Payraudeau, 2002). Un modèle continue ne représente pas forcément en détail les événements ponctuels. Cependant, les modèles événementiels sont destinés à simuler la réponse du bassin à un événement pluvieux (exemple : études des crues) (Payraudeau, 2002). Généralement, les modèles empiriques et conceptuels sont adaptés aux échelles de temps plus grandes que les modèles à base physique.

Le choix d'un modèle hydrologique dépend des objectifs du modélisateur ainsi que du contexte de l'étude. Il est important de prendre en compte la connaissance du site, les données disponibles et le nombre de paramètres à renseigner et à caler pour choisir le modèle le plus adapté. Dans le cadre de ce travail de recherche, l'objectif est d'étudier les principales composantes d'un hydrosystème à l'échelle d'un bassin hydrographique, d'analyser ses réponses face aux changements climatiques et de prédire l'évolution des ressources en eau sous différents scénarios climatiques futurs. Bien que l'utilisation d'un modèle physique soit adaptée pour évaluer les processus hydrologiques et analyser les différents termes du bilan hydrologique, sa mise en place est difficile pour les échelles temporelles et spatiales visées en raison de la quantité de données nécessaire. Cependant, un modèle conceptuel s'appuyant sur des principes physiques simplifiés peut permettre de réduire cette complexité et de représenter de larges échelles spatiales et temporelles. Ce modèle peut ensuite être utilisé pour prédire les débits futurs dans le bassin étudié.

Les deux sources principales d'incertitudes hydrologiques sont : celles liées à la structure et aux paramètres du modèle hydrologique (Liu and Gupta, 2007; Moges et al., 2020; Ribstein, 2014). Les incertitudes structurelles du modèle sont principalement dues à la représentation incomplète de la réalité et des processus physiques régissant les écoulements et, par conséquent, l'estimation du débit peut différer du débit réellement mesuré (Gupta and Govindaraju, 2019; Ribstein, 2014). D'autre part, il est maintenant bien établi que, dans des conditions non stationnaires, il existe des incertitudes supplémentaires provenant de l'instabilité des paramètres due aux changements possibles dans conditions climatiques, les caractéristiques physiques du bassin versant et dans les processus dominants (Brigode et al., 2013; Lee et al., 2021). En outre, de nombreuses études ont montré que les paramètres du modèle dépendent fortement des caractéristiques climatiques de la période utilisée pour calibrer les modèles hydrologiques qui peut différer de la période de simulation (Brigode et al., 2013; Coron et al., 2012; Lee et al., 2021). Par conséquent, il est préconisé d'utiliser plusieurs modèles hydrologiques de structure et formalismes différents et plusieurs sets de paramètres afin de prendre en considération l'ensemble des incertitudes hydrologiques dans les études d'évaluations d'impact hydrologique (Guo et al., 2020; Honti et al., 2014; Knoben et al., 2020; Poulin et al., 2011; Zhou et al., 2021).

## Chapitre II. Données Et Méthodes

---

*Ce chapitre fournit une brève présentation de la zone d'étude en situant le bassin versant du Bas-Loukkos et en décrivant ses principales caractéristiques, telles que le climat, la pédologie, les ressources en eau et les activités humaines, notamment les aménagements hydro-agricoles. A noter que la présentation du bassin du Bas-Loukkos est principalement basée sur les documents fournis par l'Office Régional de Mise en Valeur Agricole (ORMVAL) du Loukkos et l'Agence du Bassin hydraulique du Loukkos (ABHL). Ce chapitre décrit l'ensemble des données hydro-climatiques disponibles sur le terrain ainsi que les données météorologiques utilisées dans ce travail. Enfin, il présente les méthodes utilisées pour la reconstruction des débits, la spatialisation des précipitations et les méthodes statistiques et géostatistiques utilisées pour qualifier et préparer les données.*

### **II.1. Zone d'étude : Le bassin versant Bas-Loukkos.**

La zone d'étude concerne le bassin versant du Bas-Loukkos situé dans le nord-ouest du Maroc. Ce bassin couvre une superficie d'environ 3 750 km<sup>2</sup> (Figure 2a), et s'étend administrativement sur trois provinces principales : Larache, Chefchaouen et Ouezzane dans la région Tanger-Tétouan-Al Hoceima, ainsi qu'une partie de la province de Kénitra dans la région Rabat-Salé-Kénitra. À l'ouest, le bassin est caractérisé par des plaines au relief peu marqué, alors qu'à l'est, le relief est plus accidenté et montagneux où l'altitude culmine à 1683 NGM avec les premiers reliefs de la chaîne montagneuse du Rif (Figure 2b). L'Oued Loukkos est le principal fleuve du bassin, s'étendant sur d'environ 180 km (Figure 2b). Il prend sa source dans le Rif occidental, à environ 1300 mètres d'altitude dans le Jbel Khesana. L'écoulement d'est en ouest s'effectue à travers la plaine du Rharb avant d'atteindre l'océan Atlantique au niveau de la ville de Larache. L'Oued El Makhazine est le principal affluent de l'Oued Loukkos, drainant une superficie de 880 km<sup>2</sup> dans la partie nord du bassin (Figure 2b).

Concernant la géologie du bassin, le bassin du Bas-Loukkos est situé en limite de la zone méso-rifaine qui constitue toute sa bordure orientale et nord orientale. Les marnes bleues, plus ou moins sableuses vers le haut, du miocène supérieur et du pliocène inférieur, constituent le substratum imperméable des horizons aquifères situés dans la plaine, reconnu par sondages mécaniques (MTPC, 1971). Pour plus de détails sur la géologie du bassin, le lecteur est invité à consulter la documentation du "Ministère des Travaux Publics et des Communications marocaine" (MTPC, 1971).

Les sols sont principalement de type luvisols et les vertisols (Figure 1c de l'article 1, page 72). Ce sont des sols imperméables ce qui favorise les ruissellements de surface et limite l'infiltration des eaux vers les nappes souterraines à l'exception de la plaine et la partie Sud-ouest où les terrains perméables et semi-perméables ont permis la constitution des aquifère souterraines, à savoir les nappes de Rmel, Oulad et Ogbane, ainsi que la nappe alluviale de l'oued Loukkos (MTPC, 1971).

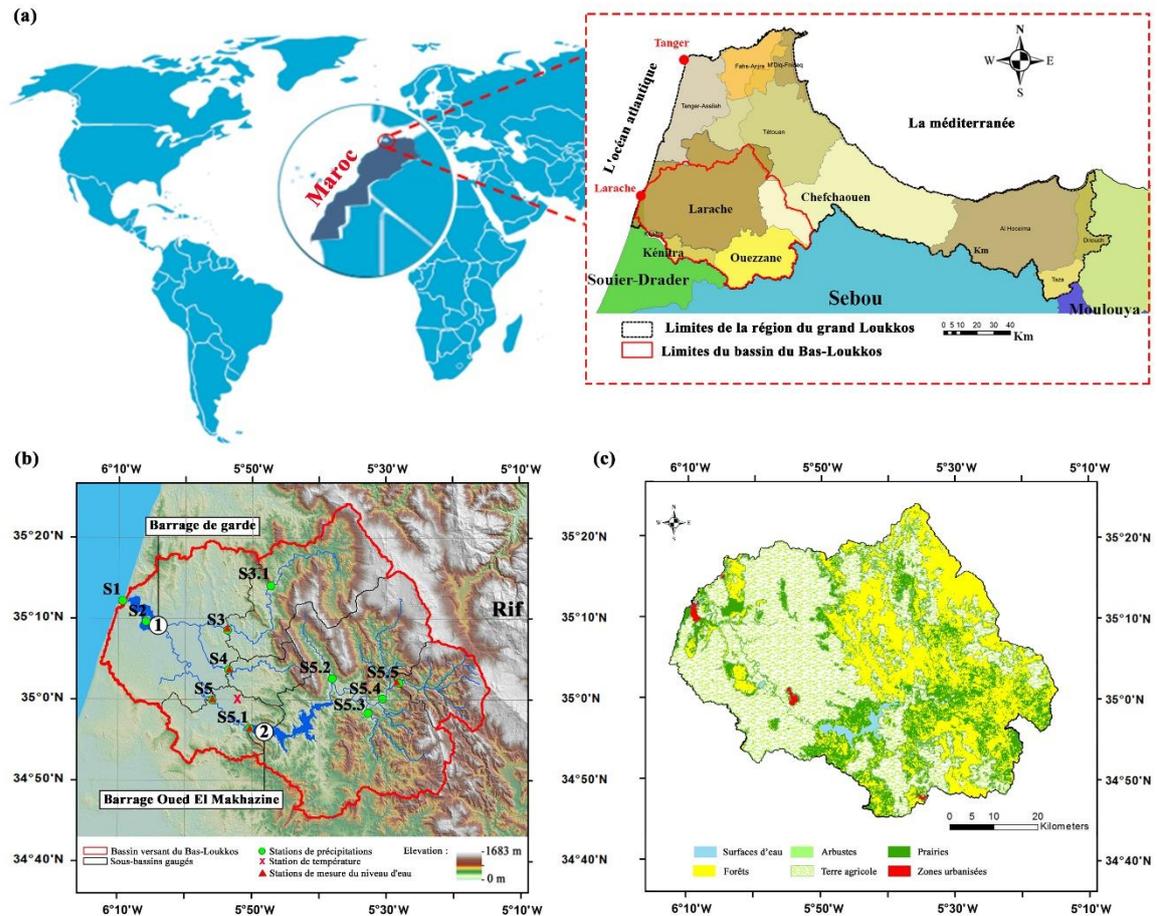


Figure 2 : (a) situation géographique et administratifs du bassin du Bas-Loukokos. (b) Topographie du bassin du Bas-Loukkos, réseau hydrographique et locations des stations de mesures des variables hydro-climatiques. (c) Carte d'occupation du sol du bassin du Bas-Loukkos.

### Climatologie

Le climat du bassin versant du Bas-Loukkos est méditerranéen au nord et océanique à l'Ouest. Il est caractérisé par l'alternance d'une saison humide aux températures modérées d'Octobre à Avril et d'une saison sèche et chaude de Mai à Septembre. Les températures moyennes mensuelles se situent entre 11° et 26°C. Elles augmentent au fur et à mesure qu'on se dirige vers l'Est et qu'on descend en latitude.

L'évaporation moyenne est estimée à plus de 1000 mm/an sur le bassin. Les séries pluviométriques présentent des variations interannuelles qui se situent globalement dans une fourchette allant 200 à 1100 mm/an avec une moyenne de 700 mm/an, dont plus de 70 % se produisent d'Octobre à Avril (Figure 2 de l'article 1, page 73).

### Occupation du sol

L'occupation du sol est dominée par les cultures avec 51,61% de la superficie totale, les forêts occupent une bonne partie de la surface du bassin avec 31,49 % (Figure 2c et Tableau 1). Les zones urbanisées occupent 0,47% de la surface totale du bassin soit une surface de 17,75 km<sup>2</sup>, avec deux villes (Larache et Kser El Kbir) et plusieurs communes rurales dans la zone d'étude.

Le couvert végétal naturel du bassin est caractérisé par la présence de matorrals, typiques des paysages méditerranéens, avec une prédominance des forêts de chêne-liège. La majeure partie du couvert forestier se situe à l'amont du bassin du barrage Oued-Makhazen. À l'aval, l'agriculture constitue l'activité économique dominante.

Tableau 1 : Classes d'occupation du sol dans le bassin du Bas-Loukkos. (Source : ABHL).

Occupation du Sol	Surface (Km <sup>2</sup> )	(%)
Terre agricole	1936,75	51,61
Forêts	1181,53	31,49
Prairies	569,28	15,17
Arbustes	0,53	0,01
Surfaces d'eau	46,58	1,24
Zones urbanisées	17,75	0,47
<b>Total général</b>	<b>3752,41</b>	<b>100,00</b>

### Ressources en eau

La situation géographique du bassin ainsi que sa configuration font qu'il dispose d'un potentiel important de ressources en eau. Les eaux de surface constituent l'essentiel des ressources du bassin notamment l'oued Loukkos et ses affluents (principalement oued El Makhazine). Les cours d'eau de la zone sont caractérisés par un régime hydrologique pluvial et par l'irrégularité des apports, l'importance des crues et la sévérité des étiages. Les apports moyens annuels en eau de surface de la zone s'élèvent à 1 226 Mm<sup>3</sup>/an, avec un maximum observé équivalent à près de trois fois l'apport moyen, alors que le minimum ne dépasse guère 5% de l'apport moyen (PDAIRE, 2011).

En ce qui concerne les eaux souterraines, le bassin du Bas-Loukkos contient trois nappes. Elles sont contenues dans des aquifères à nappes libres composés essentiellement de formations sableuses et gréseuses. Il s'agit bien de la nappe libre de R'Mel située au sud de la ville de Larache et s'étend sur une superficie d'environ 245 km<sup>2</sup> avec une réserve totale évalué à environ 129 Mm<sup>3</sup>. La nappe d'Ouled Ogbane située en amont de la ville de Ksar El Kébir s'étend sur une superficie de 58 km<sup>2</sup> avec un réserve totale évaluée à environ 32,8 Mm<sup>3</sup> et la nappe alluviale de l'oued Loukkos qui s'étend sur une superficie d'environ 200 km<sup>2</sup>. Ces trois nappes sont utilisées principalement pour satisfaire une partie de la demande en eau potable des villes de Larache, de Ksar El Kébir et des communes et zones rurales dans le bassin du Bas-Loukkos, et pour l'irrigation de quelques petites zones agricoles (PDAIRE, 2011).

### **Infrastructures hydrauliques**

Dans le cadre de la politique nationale d'aménagement hydro-agricole, depuis la fin des années 1970, le bassin du Bas-Loukkos a connu la construction de plusieurs barrages conduisant à l'intensification des aménagements hydrauliques. Ces infrastructures servent en premier lieu pour la mobilisation des ressources en eau, la régularisation de l'hydrologie, la production de l'électricité et la protection contre les inondations de la plaine du bassin du Bas-Loukkos. Il existe trois barrages dans le bassin du Bas-Loukkos :

- Le barrage de Oued El Makhazine, construit sur Oued Loukkos à 40 km à l'Est de la ville de Larache (Figure 2c). Il a été mis en service en 1978. Il constitue la pièce maîtresse de l'aménagement hydro-agricole du périmètre du Loukkos. Il est destiné à la fois à l'irrigation du périmètre irrigué du Loukkos, à l'alimentation en eau potable de la ville de de Ksar El Kébir et des communes rurales proches, à la production d'énergie ainsi qu'à la protection contre les inondations de la plaine à son aval. Il est le plus grand barrage dans le bassin avec une capacité totale de 743 Mm<sup>3</sup>.
- Le barrage de garde situé à l'embouchure de l'océan Atlantique (Figure 2c) a été construit dans le but de maîtriser le niveau des eaux hors période de crue pour maintenir le niveau requis pour le fonctionnement des stations de pompages à son amont, éviter la remontée des eaux salines (marines) vers les périmètres agricoles irrigués.
- Le barrage Dar-Khrofa est un nouveau barrage, mis en service en 2021, construit sur Oued El Makhazine, il est destiné principalement à l'irrigation des nouveaux secteurs irrigués aménagés en 2020 d'une superficie de 21 000 ha.

### **Aménagements agricoles**

Les aménagements agricoles s'inscrivent dans le cadre de la politique nationale d'aménagement hydro-agricole. Sa zone d'action s'étend sur deux provinces, il s'agit de Larache au nord et Kenitra au sud et il couvre une superficie de 256 000 ha. Le périmètre est géré par l'ORMVAL. Comme la montre la Figure 3, ce périmètre s'étend au-delà du bassin du Bas-Loukkos qui constitue notre zone d'étude. Le périmètre agricole du Loukkos désigne la zone d'action de l'ORMVAL, il contient plusieurs secteurs irrigués (grand, moyen et petite hydraulique) en plus des secteurs Bour (agriculture pluviale).

La superficie irriguée n'a cessé d'augmenter, dans la zone d'action de l'ORMVAL de manière concomitante avec le développement des aménagements agricoles. Plus de quatre grands secteurs ont été équipés après la construction du barrage Oued Makhazine. En 2020, la superficie totale irriguée a atteint 50 888 ha contre seulement 1 610 ha en 1978 (Figure 3 et Figure 4). Cette extension des surfaces irriguées a permis de faire face à des sécheresses récurrentes depuis les années 1980. Les stratégies nationales ont fortement impulsé l'augmentation des surfaces irriguées, au niveau du Département de l'Agriculture (le PNI: le Plan National d'Irrigation, 1993) ou au niveau de la Direction de l'Eau (PNEE: le Plan National d'Economie d'Eau d'Irrigation), ou les deux (Plan Maroc Vert, 2008). Ces stratégies ont contribué de manière très remarquable à l'augmentation des surfaces de la grande, moyenne et petite hydraulique. Ainsi que l'augmentation des équipements individuels grâce aux subventions accordées aux agriculteurs pour l'aménagement hydro-agricole de leurs parcelles.

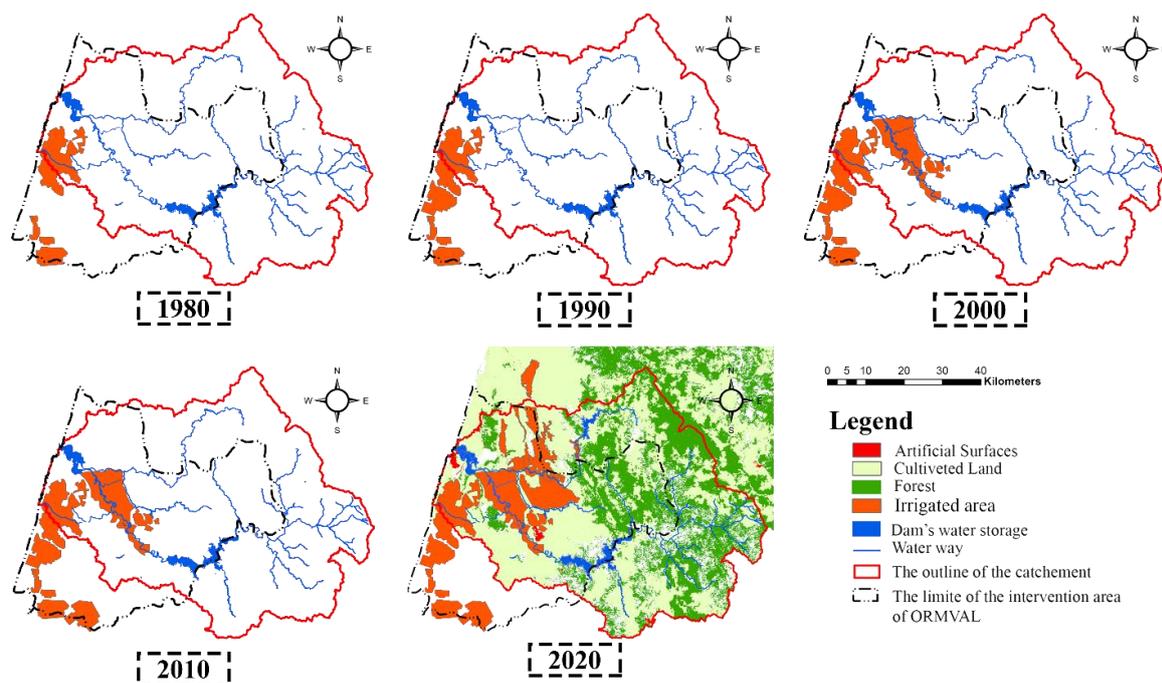


Figure 3 : Evolution de la superficie des terres irriguées (grande hydraulique, PMH, ORMVAL) ; la carte d'occupation du sol provient de ABHL (2018).

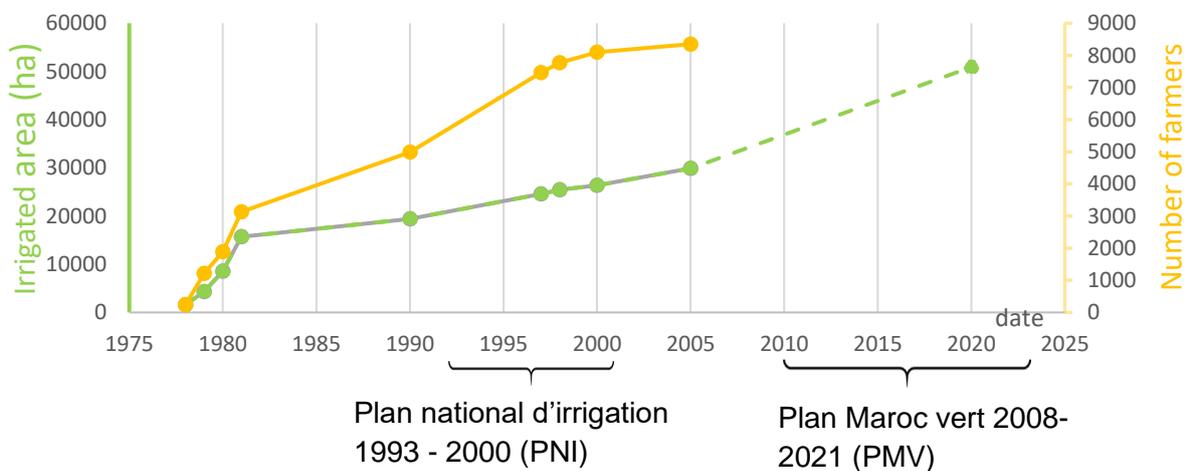


Figure 4 : Evolution de la surface irriguée et du nombre d'agriculteur dans le périmètre agricole du Loukkos.

### Potentiel agricole et production végétale

La superficie totale du périmètre agricole du Loukkos (la zone d'action de l'ORMVAL) est égale à 256 000 ha, soit près de 70% de la superficie totale du bassin versant du Bas-Loukkos. La surface agricole utile (SAU) couvre 147 300 ha, soit 57% de la superficie totale du périmètre

agricole. De plus, seulement 21% de la SAU est couverte par l'agriculture irriguée, tandis que le reste est couvert par l'agriculture pluviale (Tableau 2).

Tableau 2 : Potentialités en terres de la zone d'action de l'ORMVAL.

Désignation	Superficie	
	(ha)	(%)
Superficie totale de la zone d'action	256 000	100
Superficie agricole utile	147 300	57
Forets	53 000	21
Parcours et superficie	55 700	22

Pour les cultures irriguées, le maraîchage constitue la principale culture (10 278 ha, soit 7 % de la SAU), l'arachide (6 525, soit 4,43 % de la SAU), suivi des cultures sucrières (6 330 ha, soit 4,3 % de la SAU), et enfin les cultures céréalières (4 667 ha, soit 3,16 % de la SAU).

Pour les cultures pluviales, les céréales occupent la première place avec une superficie de 63 430 ha (soit 55% de la superficie pluviale cultivée), suivies des fourrages avec une superficie de 13 877 ha et des oliviers avec une superficie de 13 573 ha. Le Tableau 3 présente la répartition des superficies des cultures principales pratiquées dans le périmètre agricole du Loukkos en fonction du type d'agriculture (irriguée ou pluviale). Cependant, on ne dispose pas de données relatives à la répartition spatiale de cultures susmentionnées à l'échelle du bassin versant.

Tableau 3 : Répartition des cultures principales dans la région agricole de Loukkos (source : ORMVAL).

Cultures	Superficie (ha)	
	Irrigué	Pluvial
Secteurs		
Cultures sucrières	6 330	5 223
Céréales	4 667	63 430
Riz	1 000	11 369
Maraîchage	10 278	13 877
Arachide	6 525	5 125
Agrumes	1 364	1 841
Olivier	--	13 573
Arbres fruitiers divers	553	856
<b>Total</b>	<b>30 817</b>	<b>115 294</b>

## **II.2. Données météorologiques et hydrologiques : Collecte, traitements et préparation**

Les données météorologiques et hydrologiques mesurées in situ ont été fournies par l'ABHL et l'ORMVAL qui en assure l'acquisition, le traitement et l'archivage. Les établissements prémentionnés ont fourni ces données pour des fins de recherche scientifique dans le cadre de cette thèse. Nous avons comparé les données collectées entre elles afin de s'assurer de leur homogénéité et de leur cohérence, d'estimer l'année à partir de laquelle nous disposons de suffisamment de données et de choisir les périodes optimales à utiliser dans ce travail. En plus de ces données, nous avons mobilisé des données météorologiques à grande échelle pour compléter le jeu de données de température de l'air mesurée en un seul point. Enfin, nous présentons l'ensemble des méthodes statistiques et géostatistiques utilisées pour la préparation des données et l'analyse de leur évolution.

### **II.2.1. Données météorologiques in situ**

Il convient de préciser que les données utilisées dans la présente thèse ont été collectées auprès des établissements et organismes chargés de la gestion des ressources hydriques dans le bassin du Bas-Loukkos, à savoir ABHL et ORMVAL.

#### **Analyse préliminaire des séries temporelles et choix des stations**

Afin de pouvoir vérifier l'existence d'un changement significatif des séries chronologiques, des données météorologiques de longue durée sont nécessaires. La période type, définie par l'Organisation météorologique mondiale (OMM), est de trente ans (Van Gameren et al., 2014). Les chroniques enregistrées sont souvent hétérogènes. Différents facteurs peuvent altérer la qualité des données : le changement de la position des instruments de mesure, les changements de l'opérateur, les conditions d'observation et l'évolution de l'environnement du poste de mesure (l'urbanisation, la déforestation, la reforestation, le développement de l'agriculture, l'industrialisation). L'analyse directe de ces données brutes peut conduire à des conclusions erronées sur l'évolution du climat (Peterson et al., 1998). Il est donc essentiel d'utiliser des méthodes d'homogénéisation des séries pour obtenir des données de haute qualité pour une analyse correcte et fiable des trajectoires passées.

Il existe plusieurs méthodes pour homogénéiser les séries temporelles. Elles varient en fonction des données disponibles, des objectifs attendus, des métadonnées disponibles et de la densité

du réseau de mesure. En général, il est conseillé de commencer par analyser les informations sur le contexte historique, spatial et toutes les autres informations pouvant être utiles pour expliquer les discontinuités des paramètres climatiques. Si ces données sont indisponibles pour effectuer une telle analyse, il est possible d'effectuer une investigation des données elles-mêmes pour comprendre leur variabilité (Wang et al., 2007). Parmi les méthodes utilisées pour l'homogénéisation des données météorologiques, on trouve : les méthodes intra-station qui utilisent les données d'une même station pour corriger les erreurs de mesure et combler les lacunes, les méthodes inter-station qui visent à corriger les différences entre les stations, quant à elles, permettent de détecter et de corriger les écarts de mesure en utilisant des modèles mathématiques (Beaulieu et al., 2007).

La phase de reconstitution, de comblement des lacunes et d'homogénéisation des données a été effectuée au niveau des agences et organismes qui nous ont fourni les données. Dans le cadre de la présente thèse, une première analyse a été réalisée sur l'ensemble des chroniques disponibles pour diagnostiquer la fiabilité des données collectées et de vérifier la cohérence entre les différentes stations. Pour ce faire, dans un premier temps, plusieurs discussions ont été menées avec les différents gestionnaires et les responsables de surveillance des postes hydro-climatiques. Ces discussions ont permis de mieux comprendre le contexte historique et de porter un premier jugement sur la qualité des données météorologiques (qualification de la fiabilité). Ensuite, les séries temporelles annuelles et mensuelles ont été comparées entre elles à l'aide de matrices de corrélation. Cela nous a permis de valider la cohérence des données et de détecter les données aberrantes. Il faut noter que nous n'avons effectué aucun traitement sur les séries chronologiques collectées. Ces séries chronologiques ont été qualifiées et validées au niveau de l'ABHL/ORMVAL. Il faut donc garder à l'esprit que les séries hydrologiques peuvent contenir des incertitudes liées aux méthodes de traitement utilisées, de leur qualification et de leur reconstitution. En plus de la qualité des données, le choix des stations a porté sur la longueur de la chronique disponible. Les stations avec moins de 30 ans de données ou avec plus de 20 % de données manquantes (après reconstitution) ont été exclues.

### **Précipitations mensuelles**

Au total, 13 stations de mesure des précipitations sont disponibles dans le bassin étudié, mais elles ont une mauvaise répartition spatiale : 9 d'entre elles sont implantées dans la plaine à l'Ouest, tandis que seulement 4 stations sont installées à l'Est, dans la partie montagneuse du bassin. Cette disparité s'explique par le coût élevé d'installation des postes climatiques en zone

montagneuse, ainsi que les difficultés liées à leur fonctionnement et leur maintenance. Les chroniques de précipitations disponibles varient d'une station à l'autre, mais sont en général comprises entre 1960 et 2018, avec des données disponibles à un pas de temps mensuel.

Après une analyse préliminaire, on se basant sur les critères de sélection précisés précédemment, seulement 10 stations de mesure des précipitations ont été choisies parmi les 13 stations disponibles. Le tableau 2 de l'article 1 (page 73) présente les caractéristiques des stations sélectionnées, tandis que la Figure 2 (b) montre leurs emplacements dans le bassin versant.

#### **II.2.1.1. Températures**

Pour la température, une seule station était disponible : la station S5 (Figure 2b), qui fournit les températures moyennes mensuelles sur la période 1981 et 2017. Cependant, cette unique station de température rend difficile de générer un champ spatial de température couvrant l'intégralité du bassin. Le recours à des données de température à l'échelle globale était nécessaire pour avoir une idée sur la variabilité spatiale des températures sur le bassin.

#### **II.2.1.2. Débits**

Les données de débits mesurés aux 6 stations hydrologiques ont été acquises à l'échelle mensuelle à partir de la base de données de l'ABHL. Les caractéristiques des chroniques de débits disponibles varient d'une station hydrologique à l'autre. Les enregistrements de débit ont commencé au début des années 1960, et la plupart des stations hydrologiques ont été installées entre 1960 et 1975. Cependant, la station de Dar-Khrofa (S3) a été exclue de l'analyse car sa série chronologique (1975-1993) est inférieure à 30 ans. Les enregistrements de débit dans les 5 stations hydrologiques retenues s'arrêtent en 2012. Comme la station de Mrissa (S5) est située en aval du barrage de Oued El Makhazine, son débit est influencé par les règles de gestion du barrage. Les caractéristiques des stations hydrologiques sont présentées dans le tableau (Table 2 de l'article 1, page 73), tandis que le tableau (Table 3 de l'article 1, page 74) fournit des informations sur les sous-bassins. La (Figure 2b) présente les sous bassins-versants et la localisation des stations hydrologiques. Il est à noter que le bassin versant du Bas-Loukkos n'a pas de station de jaugeage à son exutoire.

## II.2.2. Données météorologiques à grande échelle

Pour remédier à la rareté, l'hétérogénéité des données météorologiques mesurées in-situ et pour disposer de séries climatiques fiables sur de longues durées du climat passé, plusieurs données de ré-analyses ont été mise en place par les centres météorologiques. Les ré-analyses climatiques sont des simulations numériques qui combinent des données historiques mesurées avec des données simulées par les modèles pour reconstruire les conditions météorologiques sur une période donnée. Ces données sont intéressantes pour remédier aux ruptures d'homogénéité et de qualité des données enregistrées in-situ. En somme, les ré-analyses permettent d'obtenir une distribution spatio-temporelle globale et continue des champs atmosphériques complets, cohérents entre eux et distribués en points de grille à différentes échelles.

Parmi les ensembles de données de ré-analyse bien connus figurent : le Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA) (Gelaro et al., 2017), le centre européen ECWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) (Hersbach et al., 2020), le *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2* (MERRA-2; Gelaro et al., 2017), et le *National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)* (Saha et al., 2010).

### - Données de Réanalyses : Les données de la réanalyse NCEP

Les données de la réanalyse NCEP et les données du CFSR constituent des informations climatiques à l'échelle mondiale sur une période de 36 ans (de janvier 1979 à décembre 2014) à un pas de temps horaire (Fuka et al., 2014). Les données de la réanalyse NCEP-CFSR sont obtenues à partir d'un système de modèles météorologique couplé atmosphère-océan-surface terrestre-glace de mer pour simuler les conditions météorologiques passées (Dile and Srinivasan, 2014; Saha et al., 2010). Ces données sont réparties en grilles régulières couvrant l'ensemble de la planète, avec une résolution spatiale de moins de 50 km pour la plupart des variables. Les données de la réanalyse NCEP sont disponibles pour une variété de variables météorologiques, telles que la température de l'air, la pression de surface, la vitesse et la direction du vent, les précipitations, l'humidité relative, le rayonnement solaire et d'autres paramètres.

Les données CFSR sont largement utilisées dans les domaines de la recherche scientifique et en modélisation hydro-climatique, ainsi que dans la prévision météorologique et la surveillance

des conditions climatiques à l'échelle mondiale. Plusieurs études ont évalué les données de la réanalyse NCEP dans le monde entier et ont montré que la performance de ces données varie en fonction de la région et de l'objectif de leur utilisation. Par exemple, Fuka et al. (2014) ont évalué les données de la réanalyse NCEP sur plusieurs bassins versants aux États-Unis, et montré que l'utilisation des données de précipitations et de température issues de la réanalyse NCEP pour forcer un modèle hydrologique (SWAT) permettent d'obtenir des simulations de débit aussi bonnes, voire meilleures que les simulations obtenues à l'aide des stations météorologiques au sol. En particulier lorsque les stations sont situées à plus de 10 km du bassin versant. Dile and Srinivasan, (2014) ont également montré que les données de la réanalyse NCEP permettent de simuler le débit des cours d'eau de manière satisfaisante dans le bassin supérieur du Nil Bleu en Éthiopie, en utilisant le modèle SWAT. D'autres études ont également conclu que les données de la réanalyse NCEP étaient adaptées à certaines régions, comme l'étude de Tladi et al. (2022), qui a montré que les données de la réanalyse NCEP représentent un bon moyen pour la surveillance de la sécheresse météorologique dans le sous-bassin de l'Olifants en Afrique du Sud. Cependant, certaines études ont signalé des performances insatisfaisantes des données de la réanalyse NCEP, en particulier dans les régions tropicales et subtropicales (Monteiro et al., 2016; Tan et al., 2017) ainsi qu'en Chine (Yang et al., 2019).

Dans la présente étude, les données de la réanalyse NCEP ont été sélectionnées pour leur nature complète et détaillée, qui inclut de nombreux paramètres nécessaires pour la modélisation hydrologique.

Les données de la réanalyse NCEP ont été extraites à l'échelle journalière pour la période de 1979 à 2014 sur le bassin du Bas-Loukkos, à partir du serveur SWAT ("Données de la réanalyse NCEP, consulté le 1er mars 2023,").

### **II.2.3. Critères statistiques de performance**

Tout au long de ce manuscrit, nous avons utilisé les critères statistiques suivants :

Le coefficient de détermination  $R^2$  est une mesure statistique utilisée pour évaluer la qualité de l'ajustement d'un modèle aux données observées. Il est compris entre 0 et 1, une valeur de 1 indiquant une correspondance parfaite entre les données observées et le modèle, tandis qu'une valeur proche de 0 indique une très faible adéquation entre les données et le modèle. Il est estimé à l'aide de l'équation

(Eq.2.1).

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (V_{obs,i} - \overline{V_{obs}})(V_{sim,i} - \overline{V_{sim}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (V_{obs,i} - \overline{V_{obs}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (V_{sim,i} - \overline{V_{sim}})^2}} \quad (Eq. 2.1)$$

Où  $V_{obs,i}$  et  $V_{sim,i}$  sont les valeurs des variables observés et simulés au pas de temps  $i$  considéré,  $\overline{V_{obs}}$  et  $\overline{V_{sim}}$  sont les moyennes des variables observés et simulés.

La RMSE est aussi une mesure statistique standard pour mesurer la performance des modèles hydrologiques (McKeen et al., 2005 ; Savage et al., 2013 ; Chai et al, 2013). Elle permet de quantifier l'erreur de simulation dans l'unité de la variable qu'on cherche à simuler. Elle est calculée à l'aide de l'équation (Eq.2.2).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (V_{sim,i} - V_{obs,i})^2}{n}} \quad (Eq. 2.2)$$

L'indice Pbiais (Pourcentage du Biais) mesure la tendance moyenne des données simulées à être supérieures ou inférieures à leurs homologues observées (Gupta et al., 1999). La valeur optimale de Pbiais est 0,00, les valeurs de faible magnitude indiquant une simulation précise du modèle. Des valeurs positives (négatives) indiquent un biais de sous-estimation (surestimation) du modèle (Gupta et al., 1999). Le Pbiais est calculé à l'aide de l'équation (Eq.2.3) :

$$Pbiais = 100. \frac{\sum_{i=1}^n (V_{obs,i} - V_{sim,i})}{\sum_{i=1}^n V_{obs,i}} \quad (Eq. 2.3)$$

#### II.2.4. Spatialisation des précipitations

Pour l'analyse et le suivi de la relation pluie-débit, il est nécessaire de prendre en considération la variabilité spatiale des précipitations à l'échelle du bassin versant. Afin d'évaluer cette variabilité et d'estimer la distribution spatiale, les précipitations mesurées ont été spatialisées sur l'ensemble du bassin versant du Bas-Loukkos, puis moyennées pour chacun des sous bassins versant étudiés. Une analyse bibliographique a permis d'identifier deux catégories de méthodes d'interpolation : déterministes et stochastiques. Les méthodes déterministes sont basées uniquement sur des critères géométriques, comme la méthode de pondération inverse à la distance (*Inverse Distance Weighting*, IDW) (Ly et al., 2013; Watson, 1985). Les méthodes géostatistiques, tel que le krigeage (Oliver and Webster, 1990), utilisent les propriétés statistiques des points mesurés. Elles quantifient l'autocorrélation spatiale entre les points

mesurés. Elle tient compte de la configuration spatiale des points d'échantillonnage autour du lieu de prédiction (Cressie, 1991; Ly et al., 2013). Cependant, il n'existe pas d'accord sur la méthode la plus appropriée et la plus performante à utiliser en raison de la diversité des conditions (Borges et al., 2016). Pour plus de détails sur les techniques d'interpolation, le lecteur est invité à consulter les travaux de Chiles and Delfiner (2012); Cressie (1991); Goovaerts (1997); Ly et al. (2013); Webster and Oliver (2007).

Dans la présente thèse, le krigeage, a été comparé à la méthode de pondération par l'inverse à l'IDW. Cette comparaison a été basée sur une procédure dite « validation croisée ». En effet, cette procédure est largement utilisée, surtout lorsque les données mesurées sont très peu nombreuses (Davis, 1987; Mueller et al., 2005; Srivastava and Isaaks, 1989; Tomczak, 1998). Cette approche consiste à supprimer un pluviomètre à la fois, puis effectuer l'interpolation pour l'emplacement du pluviomètre supprimé à l'aide des pluviomètres restants (c'est-à-dire en faisant comme si le pluviomètre supprimé n'existait pas). Ensuite, on calcule la différence entre les valeurs réellement mesurées au pluviomètre supprimé et celles estimées par interpolation à partir des pluviomètres restants. On répète le même processus pour l'ensemble des pluviomètres disponibles. La performance globale de la méthode d'interpolation est alors évaluée par le coefficient  $R^2$  (Eq.2.1) et la RMSE (Eq.2.2).

Tout d'abord, nous avons évalué, l'efficacité des deux méthodes d'interpolation (krigeage et IDW) à partir des données de précipitations annuelles sur la période 1975-2012. Période au cours de laquelle des séries chronologiques de débits spécifiques et de précipitations étaient disponibles pour tous les sous-bassins versants étudiés. Dans un premier temps, nous avons utilisé le logiciel de SIG ArcGIS pour réaliser les interpolations, optimiser les paramètres pour les deux méthodes : le semi-variogramme pour le krigeage, le paramètre d'énergie pour IDW. Les données au point de la grille souhaitée ont été extraites pour évaluer l'efficacité de l'interpolation via des fonctions objectives intégrées. La comparaison entre les précipitations annuelles interpolées et celles mesurées des stations météorologiques nous a permis de vérifier que les deux méthodes d'interpolation donnent des résultats assez similaires et satisfaisants (Figure 5). En effet, le  $R^2$  dépasse 0,83 pour toutes les stations avec la méthode du Krigeage, alors qu'il est supérieur à 0,92 pour la méthode IDW (Tableau 4). La RMSE montre des valeurs légèrement faibles entre 44 mm et 145 mm pour l'IDW et entre 77 mm et 164 mm pour le Krigeage. Cependant, on observe que la performance de l'IDW est légèrement supérieure à celle du Krigeage. Nos résultats confirment les résultats de Dirks et al. (1998), qui a montré que les résultats d'une interpolation dépendent fortement de la densité d'échantillonnage des stations

pluviométriques et que la précision des méthodes complexes telles que le Krigeage n'est pas supérieure à celle des méthodes simples comme l'IDW et peut même être inférieure.

Tableau 4 : Résultats de la validation croisée pour les deux méthodes, IDW et krigeage. Les critères de performance ( $R^2$  et RMSE) sont calculés entre les valeurs réellement mesurées au pluviomètre supprimé et celles estimées par interpolations à partir des pluviomètres restants

Station	IDW		Krigage	
	$R^2$	RMSE (mm)	$R^2$	RMSE (mm)
P1	0,99	44,53	0,96	77,60
P3	0,98	90,24	0,95	125,12
P3.1	0,99	44,23	0,87	79,20
P4	0,97	104,87	0,96	147,75
P5	0,92	87,53	0,87	108,08
P5.1	0,97	145,86	0,97	163,75
P5.2	0,99	98,99	0,89	91,15
P5.3	0,98	50,40	0,83	87,79
P5.4	0,97	45,60	0,85	126,23
P5.5	0,99	92,28	0,84	118,51

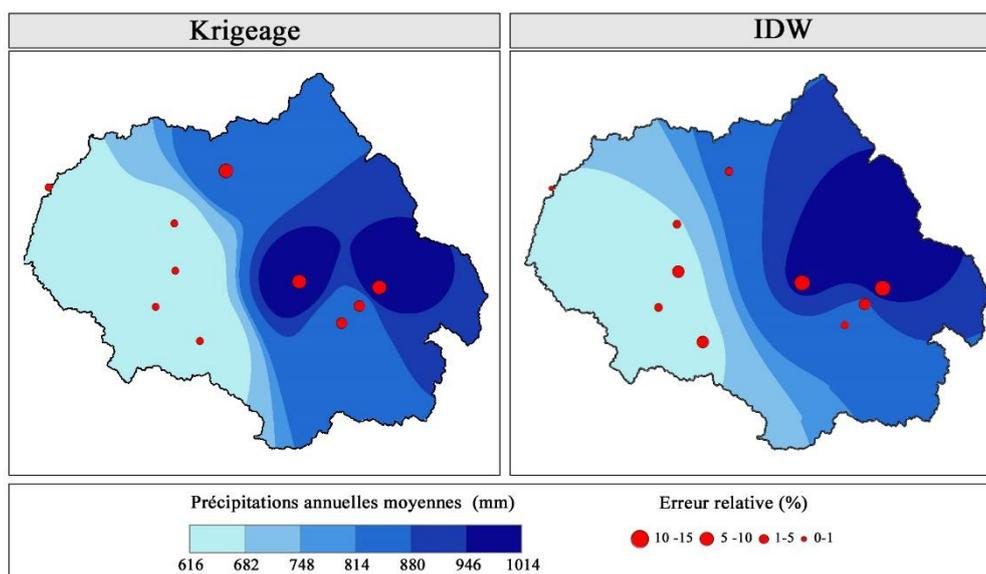


Figure 5 : Cartes de la moyenne des précipitations annuelles moyennes interpolées sur la période 1975-2012 et erreur relative (%) pour tous les pluviomètres utilisés pour les deux méthodes : krigage et IDW.

Pour l'interpolations des séries de précipitations mensuelles sur la période 1975-2012, nous n'avons pas pu utiliser le logiciel ArcGIS à cause du nombre limité d'interpolations successives de cet outil nous avons utilisé le package "spatstat" du logiciel R (R Core Team, 2021) pour réaliser l'interpolation des séries de précipitations mensuelles en utilisant la méthode IDW. Les

précipitations enregistrées dans les 10 stations pluviométriques ont été interpolées dans l'espace sur l'ensemble du bassin versant (Figure 7 de l'article 1, page 82).

### **II.2.5. Evaluation des données de la réanalyse NCEP**

Comme expliqué dans la section II.2.2, les données de la réanalyse NCEP de précipitations et températures ont été utilisées dans ce travail pour densifier les données météorologiques. Cependant, la fiabilité de ces données peut varier d'une région à l'autre. Par conséquent, il est essentiel d'évaluer la convergence de ces données avec les mesures in-situ dont on dispose par ailleurs, afin de vérifier leur précision et de prendre en compte les incertitudes qui leur sont associées.

Afin d'évaluer les données de la réanalyse NCEP pour l'estimation des précipitations, nous avons utilisé les précipitations mensuelles enregistrées au niveau de dix stations pluviométriques situées dans le bassin versant (S<sub>1</sub>P, S<sub>3</sub>P, S<sub>3.1</sub>P, S<sub>4</sub>P, S<sub>5</sub>P, S<sub>5.1</sub>P, S<sub>5.2</sub>P, S<sub>5.3</sub>P, S<sub>5.4</sub>P, S<sub>5.5</sub>P) (Figure 6). La série temporelle utilisée couvre la période allant de Janvier 1979 à Juillet 2014, et qui correspond à la période où les données issues de la réanalyse NCEP étaient disponibles.

Pour les précipitations, nous avons évalué les données annuelles et mensuelles de issues de la réanalyse NCEP. Tout d'abord, les données journalières de précipitations ont été téléchargées pour chaque pixel du bassin versant. Ensuite, les cumuls mensuels et annuels ont été calculés.

Les précipitations issues de la réanalyse NCEP ont été comparées aux précipitations observées pour chaque station pluviométrique. Pour ce faire, les précipitations issues de la réanalyse NCEP ont été spatialisées par la méthode IDW sur l'ensemble du bassin versant. Ensuite, nous avons extrait les précipitations issues de la réanalyse NCEP aux points relatifs aux stations pluviométriques.

Pour les températures, une seule station est disponible (S5 dans la Figure 6). Par conséquent, les températures mensuelles moyennes de cette station ont été comparées celles dérivées des données issues de la réanalyse NCEP du pixel correspondant.

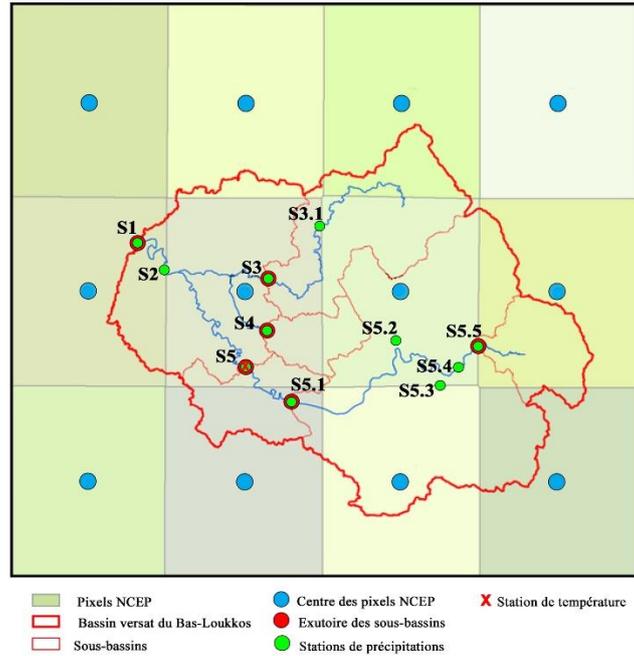


Figure 6 : Distribution des stations de mesure (précipitations, températures et débit) dans le bassin versant du Bas-Loukkos superposées à la grille de données issues de la réanalyse NCEP.

La comparaison des données a été réalisée à l'aide d'une analyse statistique basée sur les critères statistiques standards, à savoir le coefficient de corrélation ( $R^2$ ) (Eq.2.1) pour évaluer la relation linéaire entre les deux ensembles de données, la RMSE en mm (Eq.2.2) et le pourcentage de biais (Pbiais) (Eq.2.3).

La relation linéaire entre les précipitations observées et dérivées de la réanalyse NCEP (Figure 7 pour les stations  $S_{1P}$  et  $S_{5P}$ , pour le reste des stations voir Annexe 1) présente des coefficients de corrélation variant entre 0,93 et 0,95 à l'échelle mensuelle et entre 0,89 et 0,93 à l'échelle annuelle (Tableau 5). Bien que les données de précipitations issues de la réanalyse NCEP représentent de manière satisfaisante la dynamique temporelle des précipitations mensuelles pour toutes les stations (Figure 7 et Annexe 1), elles semblent surestimer les précipitations compte tenu des moyennes observées, en particulier au cours de la période hivernale. En effet, la RMSE varie entre 23 mm 42 mm à l'échelle mensuelle et entre 99 mm et 297 mm à l'échelle annuelle (soit un Pbiais qui oscille entre -1,8 % et +44%). La station  $S_{1P}$  fait exception car les précipitations mesurées y sont légèrement sous-estimées avec un Pbiais de l'ordre de -1,8%. On constate également une disparité spatiale dans les résultats. En effet, la RMSE est plus élevé (Pbiais plus élevé) pour les stations situées en zone montagneuse. Les précipitations mesurées au niveau de ces stations sont plus élevées. Cela pourrait être attribué à l'effet topographique ou orographique des précipitations, qui ne sont pas bien pris en compte dans les données issues de

la réanalyse NCEP. De plus, la présence éventuelle de neige (non mesurée) dans les zones de haute altitude pourrait également expliquer ceci. D'autre part, la variabilité intra- et interannuelle des précipitations issues de la réanalyse NCEP dépassent celles des données observées (Figure 7 et annexe 1).

Tableau 5: Résultats de la comparaison entre les précipitations observées et les précipitations issues de la réanalyse NCEP : Statistiques obtenues ( $R^2$ , RMSE et Pbiais) aux échelles de temps mensuelles et annuelles pour les 10 stations pluviométriques.

Station	Mensuel			Annuel		
	$R^2$	RMSE (mm)	Pbiais (%)	$R^2$	RMSE (mm)	Pbiais (%)
<b>S<sub>1</sub>P</b>	0,95	23,03	-1,80	0,92	99,31	-1,80
<b>S<sub>3</sub>P</b>	0,94	36,96	33,10	0,91	253,96	33,10
<b>S<sub>3.1</sub>P</b>	0,95	34,44	21,20	0,93	206,88	21,20
<b>S<sub>4</sub>P</b>	0,95	39,16	41,20	0,91	285,08	41,20
<b>S<sub>5</sub>P</b>	0,94	41,72	43,80	0,91	297,34	43,80
<b>S<sub>5.1</sub>P</b>	0,94	32,43	28,60	0,94	204,14	28,60
<b>S<sub>5.2</sub>P</b>	0,94	35,92	7,40	0,89	185,66	7,40
<b>S<sub>5.3</sub>P</b>	0,94	39,68	27,30	0,93	253,63	27,30
<b>S<sub>5.4</sub>P</b>	0,94	33,85	15,40	0,91	186,28	15,40
<b>S<sub>5.5</sub>P</b>	0,93	39,01	10,40	0,89	199,54	10,40

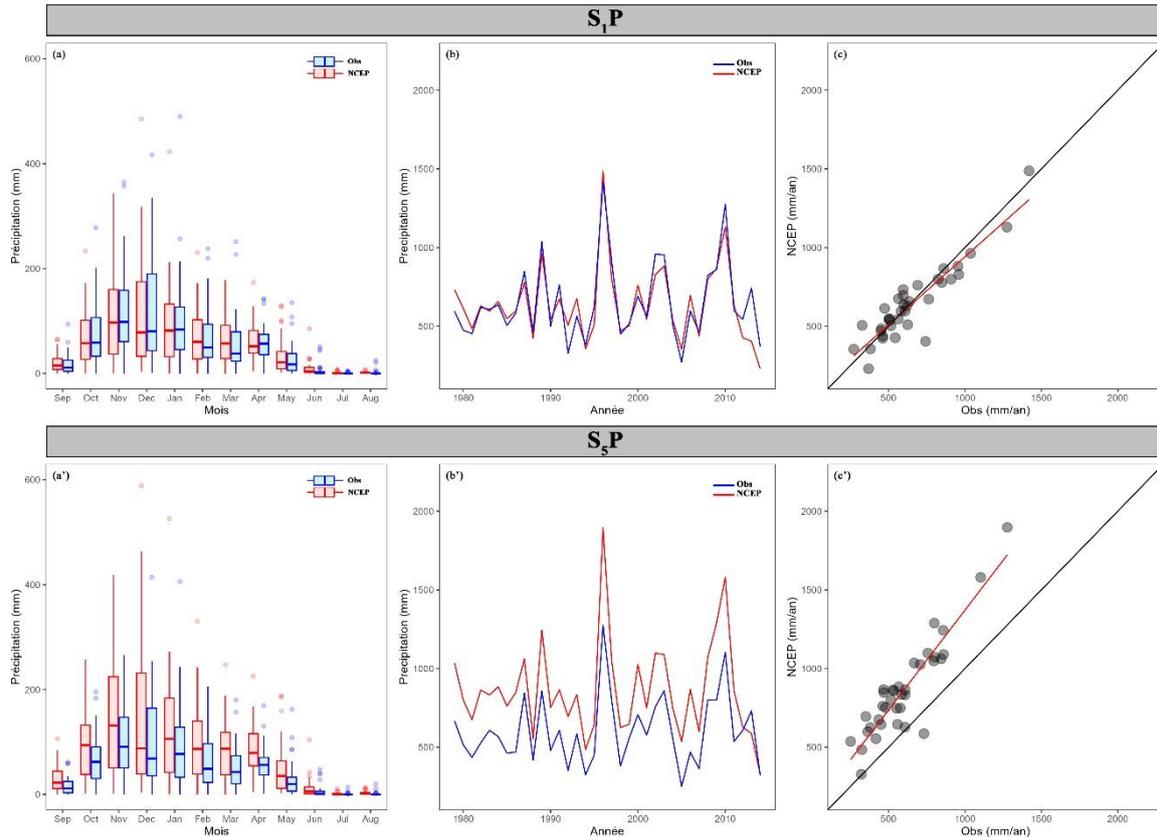


Figure 7 : (a) et (a') Boxplot des précipitations mensuelles observées et NCEP sur la période 1979-2014, (b) et (b') précipitations annuelles observées et NCEP et (c) et (c') régression linéaire entre les précipitation annuelles issues de la réanalyse NCEP et observées pour les stations S1P et S5P respectivement.

Une première analyse des données de températures a permis de repérer un problème dans les données NCEP à partir du début de l'année 2009. En effet, la Figure 8 montre une anomalie dans les températures maximales et minimales issues de la réanalyse NCEP. Les amplitudes des températures ont subi une réduction significative après 2009 (Figure 8). Ce comportement a été observé pour l'ensemble des pixels des données issues de la réanalyses NCEP, alors qu'il n'a pas été constaté pour les températures mesurées. Par conséquent, la comparaison entre les températures observées à la station S5 et celles issues de la réanalyses NCEP s'est limitée pour la suite sur la période allant de 1981 à 2008.

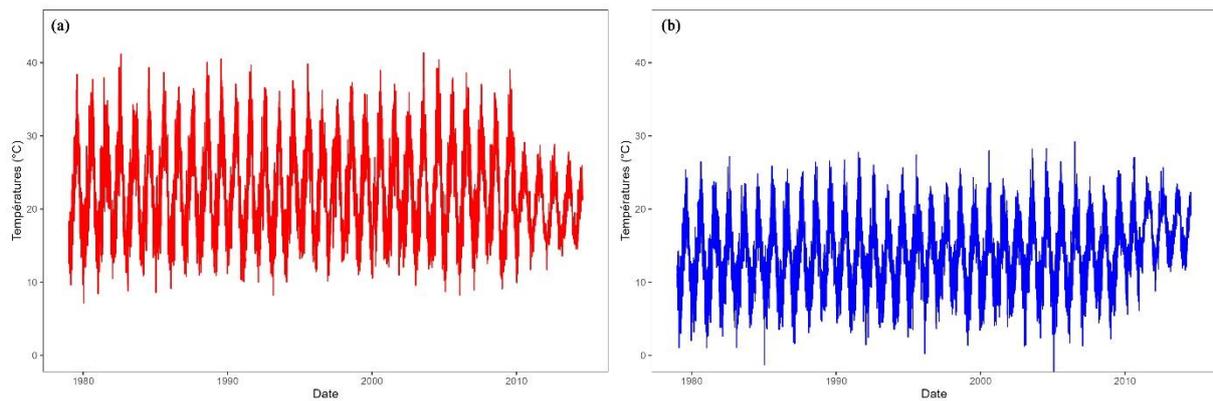


Figure 8 : Températures maximales (a) et minimales (b) des données NCEP dans la station S5 sur la période 1979-2014.

Les températures moyennes mensuelles issues des données de la réanalyse NC issues de la réanalyses NCEP sont bien corrélées avec celles observées au niveau de la stations S5 avec un coefficient de corrélation  $R^2$  égal à 0,95 (Figure 9c). Le cycle annuel des températures est bien présenté par les données issues de la réanalyses NCEP (Figure 9a). Cependant, les températures moyennes issues de la réanalyse NCEP sous-estiment légèrement celles observées pour tous les mois de l'année avec un Pbiais de -3,7%.

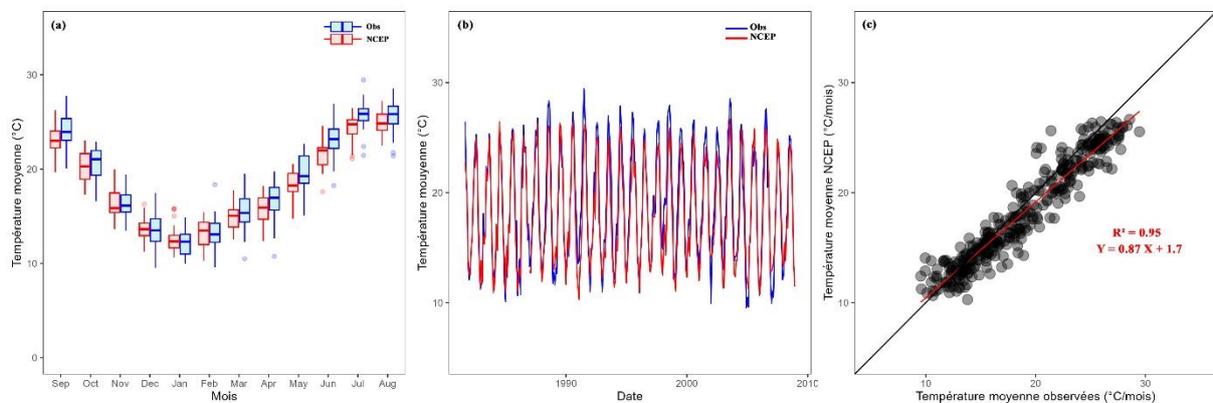


Figure 9 : (a) Boxplot des températures mensuelles moyennes NCEP et observées à la station S5 pour la période 1981-2008. (b) Les températures moyennes NCEP et observées. (c) Régression linéaire entre les températures mensuelles moyennes NCEP et observées pour la période 1981-2008.

En conclusion, nos résultats mettent en exergue la capacité des données issues de la réanalyses NCEP à reproduire les conditions météorologiques (précipitations et températures) dans le bassin du Bas-Loukkos, confirmant ainsi la possibilité de leur utilisation pour la modélisation hydrologique. Cependant, il est important de noter que les précipitations mensuelles issues de la réanalyses NCEP surestiment en moyenne celles observées de 23%.

## II.3. Conclusion

### **Quelles sont les principales caractéristiques du bassin versant étudié ?**

Le bassin versant du Bas-Loukkos est un bassin méditerranéen, situé au nord du Maroc. Le climat du bassin versant du Bas-Loukkos est un climat méditerranéen subhumide. Il est caractérisé par une topographie complexe : la partie orientale du bassin versant est montagneuse, tandis que la partie occidentale est la plaine plate de la vallée du Bas-Loukkos. La pression sur les ressources en eau est déjà présente, dans le bassin, et en forte croissance, en raison du développement hydro-agricole important sur les cinquante dernières années. Le bassin héberge l'un des périmètres irrigués les plus importants au Maroc. La pression sur les ressources en eau est susceptible d'augmenter à l'avenir en raison des projets d'aménagement hydraulique en cours de réalisation et projetés.

### **Quels sont les principales données disponibles dans le bassin et sur quelles périodes ?**

Dix stations pluviométriques et cinq stations de jaugeage permettent de disposer d'un important jeu de données. Les précipitations sont disponibles de 1960 à 2018, les débits communiqués par l'ABHL s'arrêtent en 2012. Les données existent, mais elles ne sont pas encore communiquées car en cours de validation. Les températures ne sont disponibles que pour une seule station sur la période 1981-2017. Ces données ont été obtenues auprès des établissements responsables de la surveillance et de la gestion des ressources en eau dans le bassin. Cependant, ces données ont été sélectionnées sur la base de deux critères principaux : la qualité des données (moins de 20% de données aberrantes, douteuses ou manquantes) et le fait d'avoir plus de 30 ans de données. Des données sur la géologie, la pédologie et l'utilisation des sols sont également disponibles.

### **Les données disponibles sont-elles suffisantes pour atteindre les objectifs de la thèse ?**

Les données disponibles sont limitées pour atteindre les objectifs de la thèse, notamment en ce qui concerne la modélisation hydrologique qui nécessite des données à haute résolution spatiale et temporelle. Ainsi, le manque de données météorologiques relatives à l'humidité, au vent, au rayonnement solaire, etc., nous a conduit à chercher d'autres types de données, notamment les données issues de la réanalyse NCEP, pour compléter notre base de données afin de réaliser la modélisation hydrologique du bassin versant.

Nos analyses ont permis de démontrer une bonne capacité des données issues de la réanalyses NCEP à reproduire les précipitations et les températures. Ces données se révèlent ainsi pertinentes pour être utilisées dans le cadre de la modélisation hydrologique. Cependant, il convient de noter que les données issues de la réanalyse NCEP tendent à surestimer les précipitations (+22 % en moyenne sur la période 1979-2014). Quant aux températures, une anomalie dans les données issues de la réanalyse NCEP a été constatée à partir de l'année 2008, conduisant à l'exclusion de la période de 2009 à 2014 de nos analyses. En revanche, sur la période 1981- 2008, les températures issues de la réanalyse NCEP sont cohérentes les températures, avec une sous-estimation de l'ordre de 3,7%. Par conséquent, il est primordial de garder en mémoire ces décalages (surestimation des précipitations et sous-estimation des températures), pour la suite de ce travail.

## Chapitre III. Analyse rétrospective des précipitations et des débits pour évaluer la part liée au changement climatique et celle liée aux activités humaines

---

Ce chapitre présente les travaux d'un article en anglais publié dans le "*Journal of Water and Climate Change*" (Hrou et al., 2022), intitulé "*Changes in precipitation and discharge in a Mediterranean catchment as a response to climate change and human activities*". Il est consacré à l'analyse rétrospective des précipitations et des débits dans le bassin du Bas-Loukkos au cours de la période 1960-2018. Nous en proposons un résumé détaillé et une conclusion générale en français pour apporter quelques éléments complémentaires.

### III.1. Contexte et objectifs

Le changement climatique et les activités humaines ont eu un impact important sur les ressources en eau dans les bassins méditerranéens. En effet, la diminution des précipitations combinée à l'augmentation de l'évapotranspiration, principalement due à l'augmentation de la température, ont eu un impact sur les débits des cours d'eau dans la région. En effet, plusieurs études ont montré que les débits des rivières ont diminué de manière significative au cours de la seconde moitié du 20<sup>ème</sup> siècle. On peut citer les travaux de Khedimallah et al. (2020), Laborde et al. (2010) et Oueslati et al. (2009), qui ont signalé une diminution significative, de l'ordre de 30 % à 60 % selon les bassins et les périodes disponibles, des débits à partir des années 1970 dans le nord de l'Afrique. Ils ont attribué cette diminution principalement à la baisse des précipitations dans les bassins étudiés. Cependant, le changement des activités anthropiques peut expliquer une partie de la baisse des débits. Plusieurs études ont cherché à distinguer les effets du changement climatique de ceux des activités humaines sur en analysant la relation pluie-débit à long terme. Par exemple, Cheng et al. (2016) ont indiqué que les activités humaines étaient responsables de plus de 80 % de la diminution du ruissellement dans le bassin versant de la rivière Yanhe en Chine. Dans le centre-sud de l'Italie, Darvini and Memmola (2020) ont constaté que la diminution du ruissellement était principalement due au changement climatique dans quatre bassins versants, alors qu'elle était due aux activités humaines dans un seul. Zamrane et al. (2016) ont montré que les précipitations expliquaient environ 55 à 80 % de la variation du ruissellement dans trois grands bassins versants arides au sud du Maroc. La plupart des études rétrospectives relatives aux impacts du changement

climatique sur les ressources en eau dans la région méditerranéenne s'intéressent à des bassins versants arides et semi arides. Ces bassins sont caractérisés par des quantités limitées des ressources en eau, et par un déséquilibre entre la demande et l'offre. Toutefois, seules quelques études ont examiné les changements dans les précipitations et leur impact sur le débit dans les bassins versants humides et subhumides (par exemple El Moçayd et al., 2020). Comme souligné précédemment, les effets locaux des changements climatiques peuvent être très variables ; par conséquent, des études dans les bassins versants les plus humides sont nécessaires.

Dans cet article, une analyse rétrospective (1960-2018) des séries chronologiques hydro-climatiques a été réalisée pour étudier les tendances annuelles et détecter les points de rupture dans les séries chronologiques de précipitations et de débit. Ensuite, la relation entre les précipitations et le débit a été analysée pour cinq sous-bassins versants caractérisés par des précipitations variables, différentes utilisations des sols et différents niveaux d'activités humaines.

### **III.2. Résumé de l'article en français**

Cet article a permis de conduire une analyse rétrospective en mobilisant des données de précipitation et de débit sur une période de 58 ans (1960-2018) dans le bassin versant du Bas-Loukkos. Les tests statistiques non paramétriques de Mann-Kendall (M-K), Pettitt et Buishand ont été utilisés pour analyser la tendance et détecter les ruptures dans les séries chronologiques de 10 stations pluviométriques et 5 stations de jaugeage. En outre, la courbe du double cumul, la régression simple et les analyses de corrélation ont été utilisées pour suivre l'évolution de la relation pluie-débit dans les cinq sous-bassins versants étudiés. L'analyse des indices pluviométriques (SPI) combinée aux tests statistiques a indiqué une tendance à la baisse des précipitations de l'ordre de 3,2 mm/an sur la période 1960-2018. Une rupture significative pour toutes les stations a été détectée au début des années 1970, avec une baisse de la pluviométrie annuelle moyenne de l'ordre de 16% à 26% après cette date. Les séries chronologiques du débit ont montré une baisse d'environ 35 % depuis la fin des années 1970 et le début des années 1980. Cette baisse du débit est bien plus importante que celle des précipitations. Cela peut s'expliquer par l'augmentation de l'ETP, principalement due à l'augmentation des températures. La courbe du double cumul (*Double-Mass Curves*, DMC) a montré une linéarité avec une bonne corrélation entre les précipitations et le débit, pour les trois sous-bassins versants considérés comme « naturels », indiquant que la relation Pluie-débit sur ces bassins était stationnaire. Pour les deux autres sous-bassins versants (SC4 et SC5), le DMC montre de nombreux points de

changement, indiquant un effet combiné des activités humaines (constructions de barrages et agriculture) et du changement climatique sur le régime hydrologique de ces deux sous-bassins versants. La modélisation hydrologique peut être nécessaire pour mieux comprendre le comportement hydrologique des sous-bassins versants et distinguer l'effet des activités humaines et l'impact du changement climatique sur le régime hydrologique dans le bassin versant du Bas-Loukkos.

### **III.3. Article 1: Changes in precipitation and discharge in a Mediterranean catchment as a response to climate change and human activities.**

Voici la version publiée de l'article:

Hrou, Y., Thomas, Z., Fovet, O., Sebari, K., Rousseau-Gueutin, P., 2022. **Changes in precipitation and discharge in a Mediterranean catchment as a response to climate change and human activities.** *Journal of Water and Climate Change* 13, 3253–3273. <https://doi.org/10.2166/wcc.2022.074>.

## Changes in precipitation and discharge in a Mediterranean catchment as a response to climate change and human activities

Youness Hroux<sup>a,b,\*</sup>, Zahra Thomas<sup>a</sup>, Ophélie Fovet<sup>a</sup>, Karima Sebari<sup>b</sup> and Pauline Rousseau-Gueutin<sup>a,c</sup>

<sup>a</sup>Institut Agro, INRAE, SAS, F-35000 Rennes, France

<sup>b</sup>IAV Hassan II, Département du Génie Rural, Rabat, Morocco

<sup>c</sup>EHESP Rennes, France

\*Corresponding author. E-mail: hroux.iav@gmail.com

 YH, 0000-0002-8647-3073

### ABSTRACT

The Mediterranean region is considered to be highly affected by climate change with rainfall deficits leading to a significant decrease in river discharge. This study aims to assess the impacts of climate change on water resources in a Mediterranean catchment, namely the Bas-Loukkos catchment (Morocco), where pressure on the water resources is already present due to intensive hydro-agricultural development and is likely to increase. Mann–Kendall, Pettitt and Buishand tests were used to analyze trends and detect breakpoints in discharge and precipitation time series over the period 1960–2018. The precipitation–specific discharge relationships has been analysed by the double-mass curve (DMC). The analyses highlighted a decreasing trend in precipitation. A significant breakpoint was detected in early 1970s, with mean annual precipitation decreasing by 16–26% after this period. Discharge decreased by approximately 35% beginning in the late 1970s/early 1980s. The DMC showed different patterns between ‘undisturbed’ sub-catchments and two intensively managed sub-catchments. Wettest Mediterranean catchments are often considered as future water reservoirs to support part of the water needs in arid catchments. This study highlights that such catchments may already be impacted by climate changes, with discharge decreasing, and by water human activities that exert a major pressure on water resources.

**Key words:** breakpoints, DMC, SPI, trends, water resources

### HIGHLIGHTS

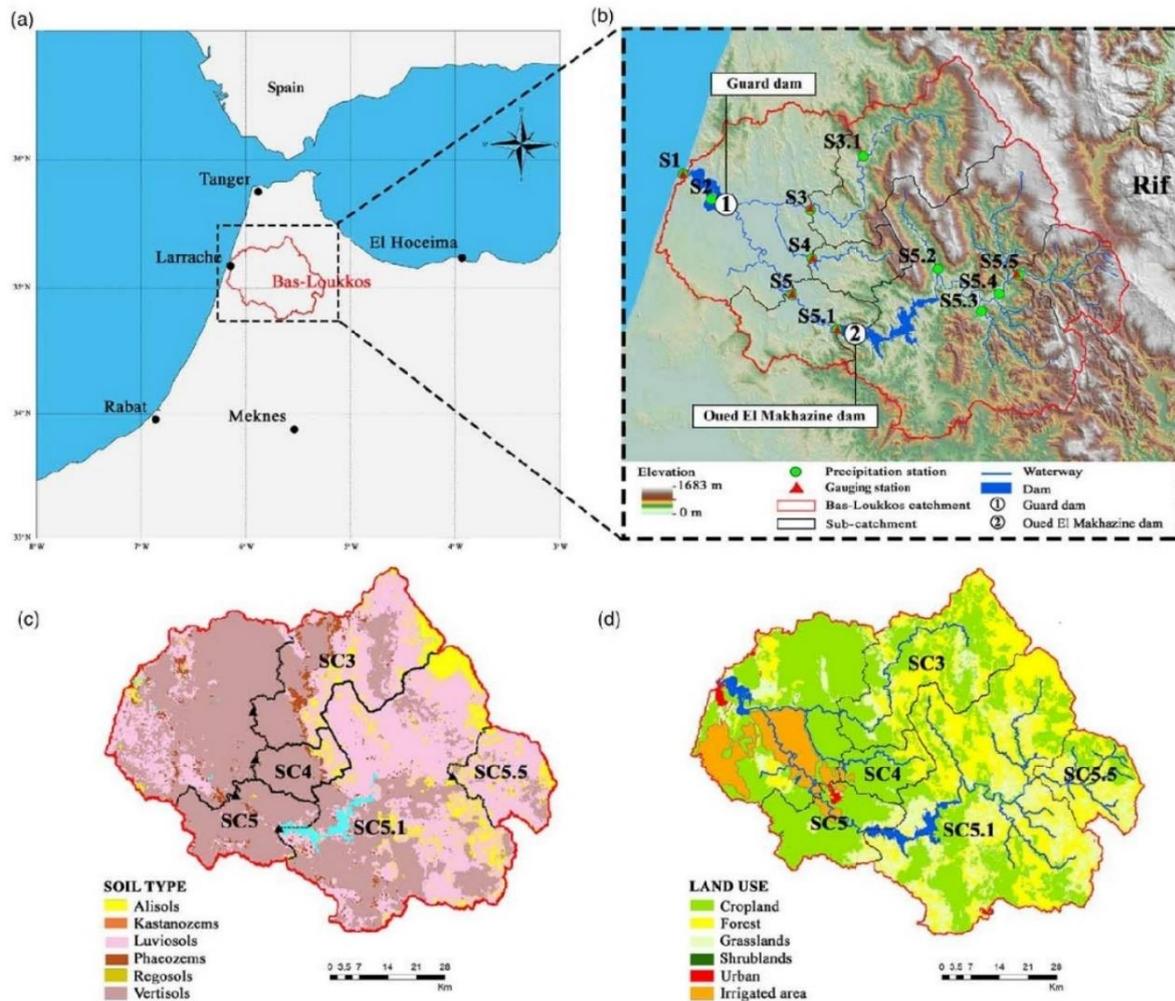
- Evaluation of trends and detection of breaks in precipitation and discharge based on non-parametric statistical tests.
- Analyses of the precipitation–discharge relationship in different sub-catchments.
- Evaluation of the impact of climate change and human activities on catchment hydrology.

## 1. INTRODUCTION

The Mediterranean region, in addition to having been heavily urbanised and impacted by human activities for centuries, is considered a ‘hotspot’ of climate change (Huebener & Kerschgens 2007; Hallett *et al.* 2018; Naumann *et al.* 2018) as it is strongly influenced by a significant increasing trend in air temperature and potential evapotranspiration (Chaouche *et al.* 2010; Rosmann *et al.* 2016; Acharki *et al.* 2019) and by changes in precipitation intensity, duration and frequency (IPCC 2013). Water resources and hydrological processes depend greatly on not only climate but also on human activities, e.g. irrigation, dams, water withdrawals or land-use changes which, for example, influence runoff by modifying infiltration and evapotranspiration (Allaire *et al.* 2015; Viglione *et al.* 2016; Blum *et al.* 2020).

Several studies used trend analysis in long-term hydro-climatic data to characterise local changes in the climate. Significant decreasing trends in annual mean precipitation have been reported, since the 1970s, in the south of the Mediterranean region (Taibi & Souag 2012; Belarbi *et al.* 2017), as well as in the northern region (Darvini & Memmola 2020), whereas Chaouche *et al.* (2010) did not find a significant trend in precipitation. Ribes *et al.* (2019) found that extreme precipitation events from 1961 to 2015 have significantly increased by a mean value of 22% in the Mediterranean region of France, while Trambly *et al.* (2012) reported no significant trends for the extreme precipitation over the same period in Morocco. Nevertheless,

This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Licence (CC BY 4.0), which permits copying, adaptation and redistribution, provided the original work is properly cited (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).



**Figure 1** | Study area characteristics: (a) location of the Bas-Loukkos catchment in northern Morocco; (b) topography and distribution of the precipitation and gauging stations; (c) soil map, showing domination by Vertisols and Luvisols (data from FAO databases); and (d) land-use distribution. Please refer to the online version of this paper to see this figure in colour: <http://dx.doi.org/10.2166/wcc.2022.074>.

crops grown in the irrigated UAA are dominated by market gardening (33%), groundnuts (21%) and sugar crops (21%). While only 15% of the irrigated UAA is cultivated with cereals, 55% of the rain-fed UAA is cultivated with cereals and 12% is cultivated with other crops (i.e. fodder, legumes and olive trees). The total irrigated area reached 50,888 ha in 2020 against only 1,610 ha in 1978 (Table 1). The agricultural council (Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Loukkos (ORMVAL)) manages and develops irrigated agriculture in the catchment.

## 2.2. Precipitation and specific discharge time series

Monthly precipitation was measured at 11 precipitation stations ( $S_1P$ ,  $S_2P$ ,  $S_3P$ ,  $S_{3.1}P$ ,  $S_4P$ ,  $S_5P$ ,  $S_{5.1}P$ ,  $S_{5.2}P$ ,  $S_{5.3}P$ ,  $S_{5.4}P$  and  $S_{5.5}P$ ), while monthly discharge was measured at five gauging stations at sub-catchment outlets ( $S_3Q$ ,  $S_4Q$ ,  $S_5Q$ ,  $S_{5.1}Q$  and  $S_{5.5}Q$ ) (Figure 1(b), Table 2). The specific discharge was calculated by dividing the discharge measured at each gauging station by the upstream sub-catchment area. The use of specific discharges allows their comparison between different sub-catchments.

Precipitation records started in the early 1960s, and most precipitation stations were installed between 1960 and 1975.  $S_2$  was excluded from the analysis because its time series (1996–2008) was shorter than 30 years. The sub-catchments showed

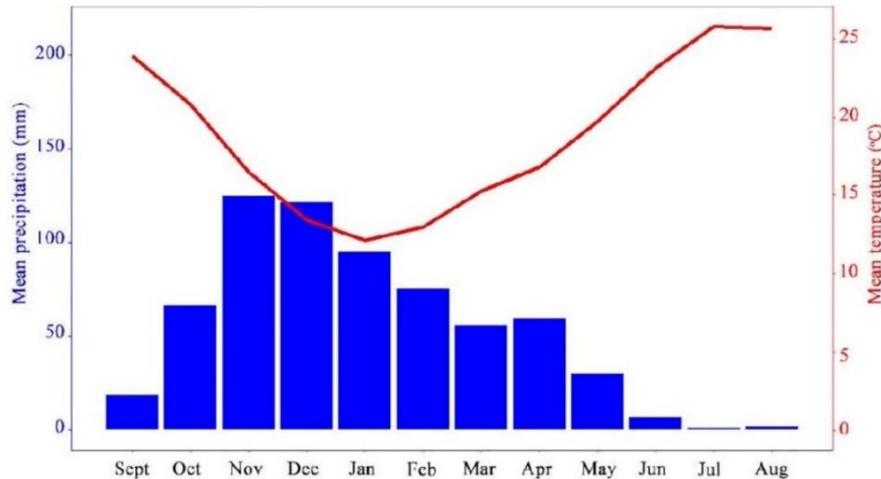


Figure 2 | Mean monthly precipitation and temperature in the Bas-Loukkos catchment (1981–2017).

Table 1 | Both the number of farmers and irrigated agricultural area increased over the period from 1978 to 2020 in the Bas-Loukkos catchment

Year	1978	1979	1980	1981	1990	1997	1998	2000	2005	2020
Total irrigated area (ha)	1,610	4,321	8,563	15,675	19,375	24,595	25,427	26,388	29,888	50,888
Farmers (number)	237	1,216	1,885	3,127	4,983	7,462	7,766	8,098	8,349	–

Table 2 | Precipitation and discharge datasets provided by ORMVAL and ABHL

Station	Abbreviation	Available data			
		Precipitation	Period (precipitation)	Specific discharge	Period (specific discharge)
Larache	S <sub>1</sub>	S <sub>1</sub> P	1962–2018	–	–
Barrage de Garde	S <sub>2</sub>	S <sub>2</sub> P	1996–2008	–	–
Sidi Ayad Soussi	S <sub>3</sub>	S <sub>3</sub> P	1961–2018	S <sub>3</sub> Q	1970–2012
Dar Khrofa	S <sub>3,1</sub>	S <sub>3,1</sub> P	1960–2018	–	–
Oulad Jouaber	S <sub>4</sub>	S <sub>4</sub> P	1960–2018	S <sub>4</sub> Q	1970–2012
Mrissa	S <sub>5</sub>	S <sub>5</sub> P	1960–2018	S <sub>5</sub> Q	1961–2012
Barrage Oued El Makhazine	S <sub>5,1</sub>	S <sub>5,1</sub> P	1960–2018	S <sub>5,1</sub> Q	1960–2012
Sahel	S <sub>5,2</sub>	S <sub>5,2</sub> P	1975–2018	–	–
Oughane	S <sub>5,3</sub>	S <sub>5,3</sub> P	1968–2018	–	–
M'douar	S <sub>5,4</sub>	S <sub>5,4</sub> P	1960–2018	–	–
Bouferrah	S <sub>5,5</sub>	S <sub>5,5</sub> P	1968–2018	S <sub>5,5</sub> Q	1968–2012

differences in topography (with slopes ranging from 14 to 30%) and in land uses (with the cropland area ranging from 20 to 78%) (Table 3). Variations in the annual specific discharge at the different gauging stations from 1970 to 2012 are presented in Figure 5. Because the Mrissa station (S<sub>5</sub>) is located immediately downstream of the Oued El Makhazine dam, its specific discharge (S<sub>5</sub>Q) is controlled by the dam's management rules.

**Table 4** | Annual dryness classification according to the SPI

SPI Value	Classification
$2 \geq \text{SPI}$	Extremely wet
$1.5 \leq \text{SPI} < 2$	Very wet
$1 \leq \text{SPI} < 1.5$	Moderately wet
$-1 < \text{SPI} < 1$	Near normal
$-1.5 < \text{SPI} \leq -1$	Moderately dry
$-2 < \text{SPI} \leq -1.5$	Very dry
$\text{SPI} \leq -2$	Extremely dry

The SPI is defined for each of the above time scales as the difference between monthly precipitation on 3, 6, 12 or 24-month time scale ( $x_i$ ) and the mean value ( $\bar{x}$ ), divided by the standard deviation (std):

$$\text{SPI} = \frac{x_i - \bar{x}}{\text{std}} \quad (1)$$

where  $x_i$  is the monthly rainfall amount and  $\bar{x}$ , std are, respectively, the mean and standard deviation of rainfall calculated from the whole time series of monthly values.

### 2.3.2. Mann–Kendall trend test and Sen’s slope estimator

To identify significant trends in the annual precipitation or specific discharge time series, the Mann–Kendall trend test has been used (M–K test) (Mann 1945; Kendall 1975). Trends of specific discharge were compared to trends in precipitation in order to provide an understanding of the effect of precipitation variation on specific discharges in the catchment. The M–K test, commonly used to study temporal trends in hydro-climatic series (Xu *et al.* 2010; Mondal *et al.* 2012; Sung *et al.* 2017), is a rank-correlation test between the ranks of observations and their temporal sequence.

For a given data series ( $x_1, x_2, \dots, x_n$ ),  $n$  is the length of time series, the M–K statistic  $S$  is given as:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(x_j - x_i) \quad (2)$$

with  $1 \leq i \leq j \leq n$ .

The application of the M–K test is done to time series  $x_i$  ranked from  $i = 1$  to  $n - 1$  and  $x_j$  ranked from  $j = i + 1$  to  $n$ . The sign of ( $x_j - x_i$ ) is given as follows:

$$\text{sign}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & \text{if } x_j > x_i \\ 0 & \text{if } x_j = x_i \\ -1 & \text{if } x_j < x_i \end{cases} \quad (3)$$

The statistic  $S$  is approximately normally distributed with the mean:

$$E(S) = 0 \quad (4)$$

The variance statistic is calculated as:

$$\sigma^2 = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{j=1}^p t_j(t_j-1)(2t_j+5)}{18} \quad (5)$$

where  $t_j$  is considered as the number of ties up to sample  $j$ .

significant at  $\alpha \leq 5\%$ . M-K and Sen's slope estimator tests were performed using the function `mk.test` of the TREND package (Libiseller & Grimvall 2002) of R.

### 2.3.3. Pettitt and Buishand tests to detect breakpoints

In this study, two tests were applied to annual precipitation and specific discharge time series to detect potential breakpoints: the Pettitt and Buishand tests. The Pettitt (1979) test can detect a breakpoint in a continuous hydro-climatic time series and can be used to identify changes in the mean of the time series. For a given time series of continuous data  $(x_1, x_2, \dots, x_n)$ ,  $n$  is the length of time series, the Pettitt statistic  $U(t, n)$  is given as:

$$U_{t,n} = U_{t-1,n} + V_{t,n} \quad (10)$$

The application of the Pettitt test is done to time series  $x_i$  ranked from  $t = 1$  to  $n$  and  $V_{t,N}$  is defined as:

$$V_{t,n} = \sum_{i=1}^n \text{sign}(x_t - x_i) \quad (11)$$

and

$$\text{sign}(x_t - x_i) = \begin{cases} 1, & x_t > x_i \\ 0, & x_t = x_i \\ -1, & x_t < x_i \end{cases} \quad (12)$$

The change point of the series is located at  $P_n$  such as:

$$P_n = \max(|U_t, n|) \quad (13)$$

The probability  $\rho$  of  $P_n$  is calculated as:

$$\rho \approx 2 e^{\left(\frac{-6 P_n^2}{n^3 + n^2}\right)} \quad (14)$$

The null hypothesis: 'of no rupture at the  $\alpha$  threshold' is rejected if  $\rho(P > P_n) < \alpha$ . Then, the rupture date  $T$  corresponding to  $P_n$  is defined as:

$$T = \arg(P_n) \quad (15)$$

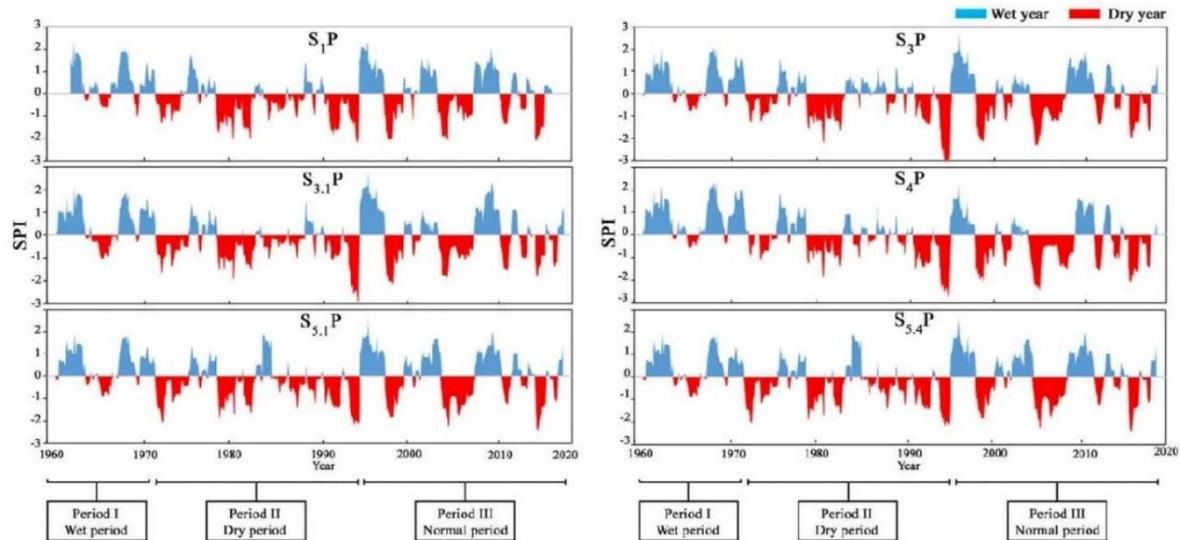
The Pettitt test has been applied extensively to climatic and hydrological time series (Gao *et al.* 2011; Rougé *et al.* 2013). It is particularly useful when no hypothesis can be made about the timing of the breakpoint. The Pettitt test is a non-parametric test based on the rank order of the values that do not require assuming normality, while the Buishand test (Buishand 1982, 1984) is a parametric test that assumes that time series are independent and have the same normal distribution. The alternative hypothesis is that the time series studied contains a change in the mean (i.e. a breakpoint). The Buishand test can identify the period (month or year) when a breakpoint is likely and is more sensitive for breakpoints in the middle of a time series (Wijngaard *et al.* 2003).

The Buishand  $U$  statistic is given by:

$$U = \frac{\sum_{k=1}^{n-1} \left(\frac{S_k}{D_x}\right)^2}{n(n+1)} \quad (16)$$

where

$$S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{X}) \quad (17)$$



**Figure 4** | Distribution of the SPI at six precipitation stations of the five Bas-Loukkos sub-catchments studied from 1961 to 2018. Please refer to the online version of this paper to see this figure in colour: <http://dx.doi.org/10.2166/wcc.2022.074>.

(16%) of up to moderate intensity (maximum SPI of  $-1.4$ ) and mean annual precipitation of  $858 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ . This wet period was followed by a dry period (Period II, Figure 4) during which droughts were more frequent, with 70% of the years with droughts of up to severe intensity (maximum SPI of  $-2.26$ ), and mean annual precipitation was  $590 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ . Moreover, this period had persistent droughts that lasted longer than three successive years. Next, the most recent, normal period had a succession of wet and dry years, with 48% of the years with droughts of nearly normal to moderate intensity. In this period, severe droughts ( $\text{SPI} < -1.5$ ) and severe floods ( $\text{SPI} > 1.5$ ) increased in frequency.

### 3.2. Trends and breakpoints in precipitation and specific discharge time series

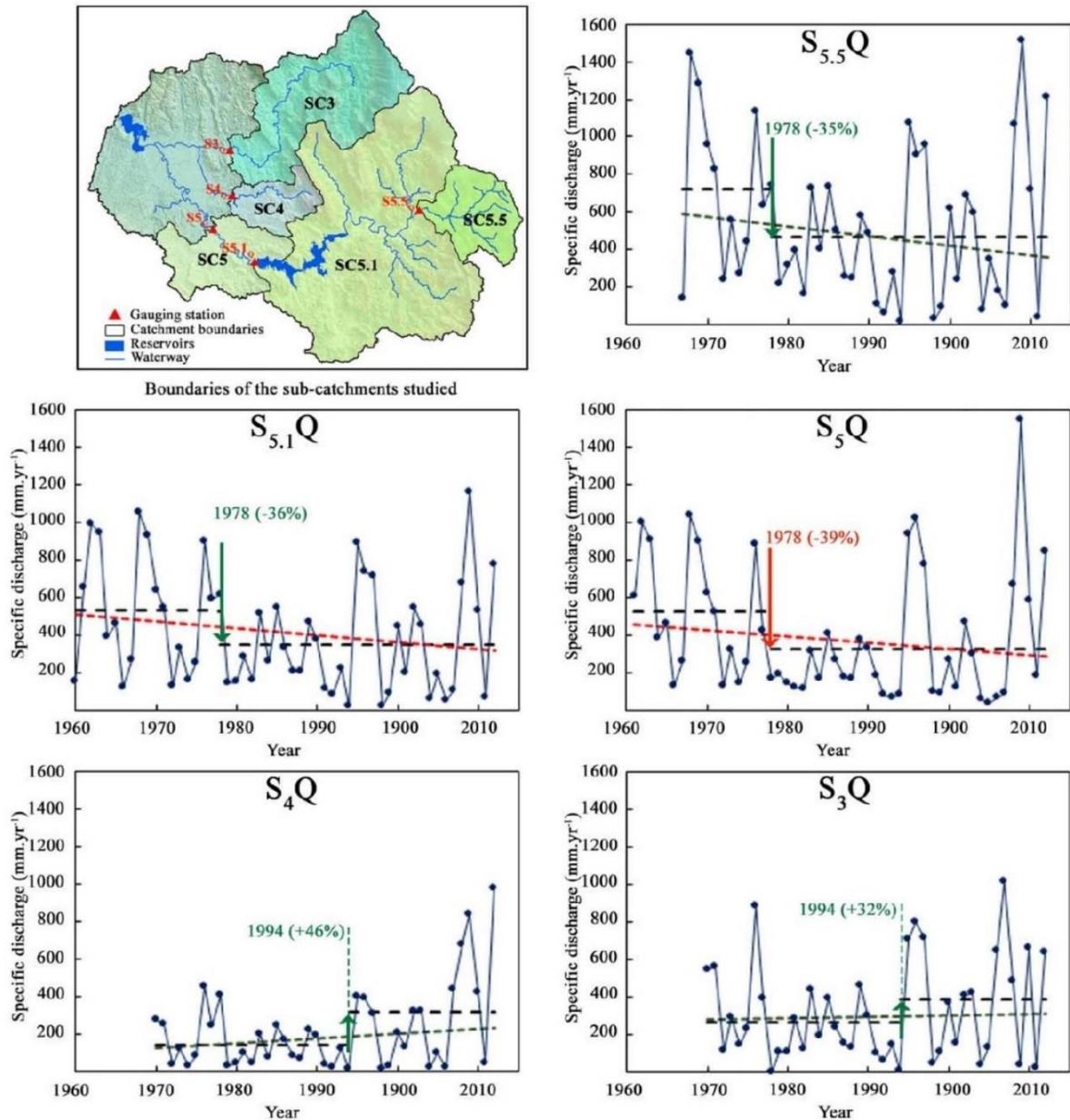
#### 3.2.1. Precipitation

All precipitation time series showed a decreasing trend over the period (Table 5, Figure 5), with negative Sen's slopes ranging from  $-1.10$  to  $-3.20 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ . The trends in precipitation were significant only for stations  $S_3P$  and  $S_4P$  (Table 5). The Pettitt and Buishand tests detected breakpoints in the 1970s characterised by a 16–26% decrease in mean precipitation for all

**Table 5** | Results of statistical tests applied to annual precipitation in the five Bas-Loukkos sub-catchments studied

Precipitation station	Time series	M-K trend		Pettitt		Buishand	
		Sen's Slope ( $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ )	$p$ -value	Breakpoint year	$p$ -value	Breakpoint year	$p$ -value
$S_1P$	1962–2018	-2.60	0.24	1971 (-21%)	0.29	1971 (-21%)	0.40
$S_3P$	1961–2018	<b>-2.37</b>	<b>0.05</b>	1978 (-16%)	0.47	<b>1971 (-22%)</b>	<b>0.05</b>
$S_{3.1}P$	1960–2018	-1.79	0.37	<b>1971 (-20%)</b>	<b>0.04</b>	<b>1971 (-20%)</b>	<b>0.04</b>
$S_4P$	1960–2018	<b>-3.20</b>	<b>0.05</b>	<b>1978 (-19%)</b>	<b>0.05</b>	1978 (-19%)	0.07
$S_5P$	1960–2018	-2.72	0.11	<b>1971 (-22%)</b>	<b>0.05</b>	1971 (-22%)	0.16
$S_{5.1}P$	1960–2018	-1.41	0.42	1971 (-17%)	0.57	1971 (-17%)	0.50
$S_{5.2}P$	1975–2018	-	-	1994 (+15%)	0.72	1994 (+15%)	0.43
$S_{5.3}P$	1968–2018	-2.55	0.32	1971 (-29%)	0.74	1971 (-29%)	0.68
$S_{5.4}P$	1960–2018	-1.10	0.45	1971 (-16%)	0.75	1971 (-16%)	0.81
$S_{5.5}P$	1968–2018	-2.69	0.42	1978 (-22%)	0.68	1971 (-30%)	0.70

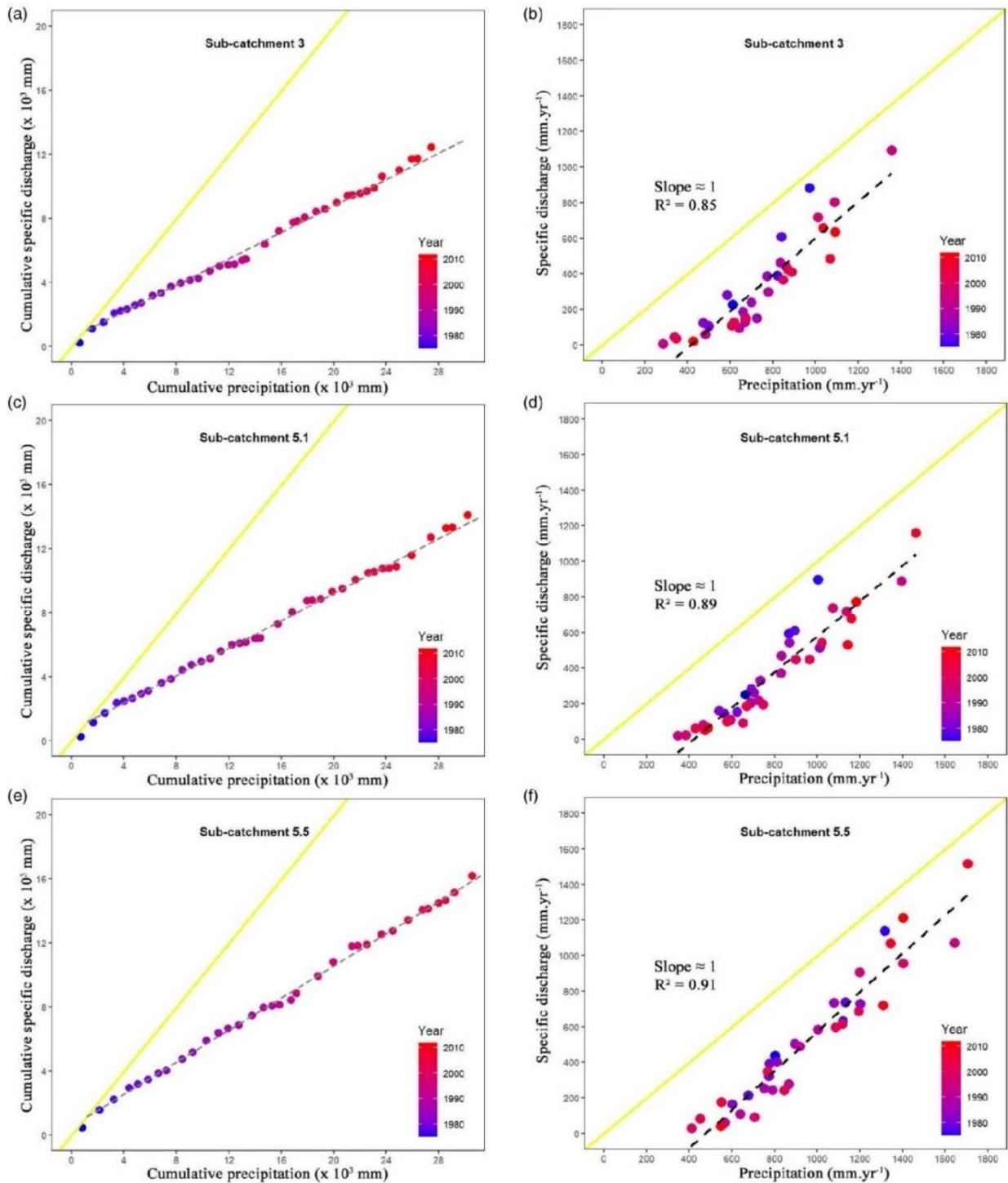
Bold values are significant ( $p \leq 5\%$ ). M-K = Mann-Kendall.



**Figure 6** | Specific discharge time series and corresponding results of statistical tests for five gauging stations. Sloping dashed lines show significant (red) or non-significant (green) Sen's slopes according to the Mann-Kendall test. Arrows indicate significant ( $p \leq 5\%$ ) (red) or non-significant (green) breakpoints according to the breakpoint tests. Horizontal black dashed lines show mean specific discharge before and after a breakpoint. Please refer to the online version of this paper to see this figure in colour: <http://dx.doi.org/10.2166/wcc.2022.074>.

stations varied (Table 6). According to the M-K test, specific discharge showed a significant decreasing trend for stations S<sub>5</sub>Q and S<sub>5.1</sub>Q (slope of  $-3.38$  and  $-3.72$  mm·yr<sup>-1</sup>, respectively) (Figure 6). For station S<sub>5.5</sub>Q, the decrease was larger ( $-5.26$  mm·yr<sup>-1</sup>) but non-significant. For stations S<sub>4</sub>Q and S<sub>3</sub>Q, the trend was positive but non-significant ( $+0.77$  and  $+0.38$  mm·yr<sup>-1</sup>, respectively) (Figure 6).

The Pettitt and Buishand tests detected breakpoints in specific discharge in 1978 for stations S<sub>5</sub>Q, S<sub>5.1</sub>Q and S<sub>5.5</sub>Q (decreases of 39, 36 and 35%, respectively) (Table 6, Figure 6), but which were significant only for S<sub>5</sub>Q. From 1975 to



**Figure 8** | Annual precipitation–specific discharge relationships in relatively undisturbed sub-catchments (few human activities and no hydro-agricultural infrastructure): (a), (c) and (e) annual regressions and (b), (d) and (f) DMCs. Yellow lines are 1:1 lines. Please refer to the online version of this paper to see this figure in colour: <http://dx.doi.org/10.2166/wcc.2022.074>

decrease in precipitation in 27 catchments from 23 climate units in Morocco. Taibi & Souag (2012) analysed more than 100 precipitation time series in northern Algeria and found a significant decrease in annual precipitation in north-western Algeria beginning in the 1970s. Qadem *et al.* (2019) reported that mean annual precipitation was nearly 200 mm lower from 1980 to 2015 than that at the beginning of the 20th century in the Fes-Meknes region of Morocco. Several other studies in the Mediterranean region showed a negative trend in precipitation in Algeria (Meddi *et al.* 2010), Spain (Herrera *et al.* 2010; Sinoga *et al.* 2011), Italy (Caloiero *et al.* 2011) and Tunisia (Kingumbi *et al.* 2005).

Along with this overall decrease in precipitation, the Pettitt and Buishand tests detected a breakpoint in the Bas-Loukkos catchment in the 1970s, when the precipitation decreased abruptly by 16–26%. Singla *et al.* (2010) found a similar breakpoint period for other regions of Morocco using the same tests. A significant regional precipitation breakpoint around 1973 was detected in the western High Atlas and Anti-Atlas Mountains (Abahous *et al.* 2018). In contrast, Acharki *et al.* (2019) showed homogeneous precipitation over the Gharb plain with no breakpoint from 1974 to 2016. Similarly, using the same statistical tests (Pettitt), Bakreti *et al.* (2013) detected no breakpoint in a precipitation time series from the Tafna basin (Algeria), perhaps because their time series began (1974 for Acharki and 1976 for Bakreti) during a phase previously shown by the analysis of the SPI to be a dry period.

SPI provided results consistent with the breakpoint tests. These analyses highlighted three main periods, which were determined according to the intensity and duration of droughts. The second period started in 1972, shortly after the detection of the first precipitation breakpoint. This period had more than 70% of dry years. The third period began in 1995, when the second breakpoint (not significant) was detected. After 1995, precipitation was characterised by more frequent extremes, such as extremely wet years (1995, 1996, 1997 and 2012, with  $SPI > 2.5$ ) (Morocco experienced large floods in 1996 and 2012) and extremely dry years (1998, 1993 and 2003, with  $SPI < -1.5$ ). Stour & Agoumi (2008) found similar results by analysing SPI in Morocco. This variability could be explained by large-scale climate cycles and could influence temperature, precipitation and storm tracks (Bader *et al.* 2011). Several studies have shown impacts of the North Atlantic Oscillation (NAO) on climate variability, particularly in the Mediterranean region. For example, Khedimallah *et al.* (2020) showed a strong relationship between the NAO climate index and precipitation ranging from 60 to 84% in the Cheliff and Medjerda basins (Algeria). Thus, the drought observed in the 1970s and 1980s in the study area may be related to negative phases of the NAO in 1970s, which may also explain the precipitation breakpoints observed in the 1970s.

Although these results emphasise the change in the precipitation regime, they can be refined by further studies. For example, the analysis conducted in this study was based on the annual time step which does not capture events in precipitation. Indeed, several studies showed weak trends in cumulative annual precipitation, while significant changes were observed on other indicators (e.g. number of rainy days and frequency of extreme events). Other studies have shown a significant increase in the magnitude of extreme events (Nouaceur & Murărescu 2016; Folton *et al.* 2019; Persiano *et al.* 2020).

The analysis of specific discharge time series showed a general decreasing trend throughout the catchment. This trend was demonstrated by the M–K test applied to the sub-catchments, but it was significant only for two stations ( $S_5Q$  and  $S_{5.1}Q$ ), which may be explained by the length of their time series which started in the early 1960s for these two stations but only in the 1970s for the other stations. Specific discharge likely decreased due to not only the decrease in precipitation (Singla *et al.* 2010; Belarbi *et al.* 2017) but also to the increase in agricultural and domestic water withdrawals. Specific discharge decreased much more (–35%) than precipitation (–23%). The same result was observed in a study in Benin (Lawin Agnidé *et al.* 2011). These results are also consistent with those of Algerian catchments observed by Laborde *et al.* (2010), who highlighted a decrease of 15% in precipitation and 40% in specific discharge. The difference between the decrease in precipitation and specific discharge may be due to the development of human activities in the catchment and to the change in the climatic regime (i.e. higher temperature and more evapotranspiration). Additional data on evapotranspiration, withdrawals for irrigation and water transfers between catchments could distinguish these processes. Unfortunately, the scarcity of data restricts the use of such a complex approach for the study area.

Three breakpoint years (1978, 1994 and 2008) were detected for all stations, but only the 1978 breakpoint for station  $S_5Q$  was significant. This station lies downstream of the Oued El Makhazine dam, which was commissioned in 1978. Thus, the breakpoint year corresponded exactly to the year that the dam was commissioned and to the beginning of hydro-agricultural development in the catchment (Figures 10, Table 1). These results confirm that specific discharge downstream of the dam is controlled by the dam's management rules. Despite the relative increase in precipitation after 1995, specific discharge remained low, suggesting that human activities in recent years also influenced specific discharge in the study area.

The DMC of sub-catchment SC<sub>5</sub> also changed in 1978 (Figure 9(c)), which is when the upstream Oued El Makhazine dam was commissioned, showing that the dam has influenced downstream specific discharge strongly. In Morocco, Snoussi *et al.* (2002) estimated that the construction of dams and their management according to their purpose (e.g. flood prevention, agricultural, drinking water and hydroelectricity) reduced the specific discharge of the Sebou and Moulouya Rivers by 70 and 47%, respectively. Moreover, this change in the DMC in 1978 is consistent with the significant breakpoint in specific discharge time series in 1978 detected according to the Pettitt and Buishand tests. This could be explained by a combined effect of the dam (its management rules and influence on land occupation) and precipitation variability (with a similar breakpoint in the early 1970s) with a delayed hydrological response due to hydrological mechanisms. The slope of the precipitation–flow relationship was much higher than 1 (Supplementary Material 3, Figure 9(d)), which suggested a contribution to specific discharge in this sub-catchment from external sources or/and a buffering effect of the dam that would smooth the interannual variability in precipitations. Indeed, Morocco had many floods during the years 1995, 1996, 2008 and 2012 due to high precipitation.

The lack of measurements of the other water fluxes, such as evapotranspiration or recharge, limits the interpretation of the differences in hydrological behaviour among the sub-catchments. In particular, the information on the geology, groundwater level and soil drainable porosity would be required to determine the subsurface storage available and the contribution of groundwater to specific discharge. Moreover, information about land uses and water withdrawals for irrigation would be necessary to quantify the effects of human activities on specific discharge.

All those results highlighted the impacts of the pressures, climatic and anthropic, on the water resources, which tend to decrease. This finding is crucial for the future management of this catchment since multiple uses (i.e. drinking water, industrial and agricultural) co-exist, so that conflicts are likely to increase in the near future due to increased pressures on the resource. This raises the importance to have an integrated strategy for a sustainable resource management even in the wet catchments of the Mediterranean region.

## 5. CONCLUSION

This study aims to assess the impacts of climate change on water resources in the Bas-Loukkos catchment (northern Morocco) a Mediterranean catchment and distinguish them from those of hydro-agricultural developments. The results of the M–K test show a decreasing trend in precipitation for all stations, but this trend is significant for only 2 of the 10 stations studied. The Pettitt and Buishand tests detected a breakpoint in the early 1970s, but this breakpoint is significant for only three stations. Annual precipitation decreased by 19–26% after the breakpoint year. Discharge decreased by approximately 35% beginning in the late 1970s/early 1980s. The DMC showed an unbroken line between precipitation and discharge for three sub-catchments considered to be relatively undisturbed, indicating that discharge was influenced only by climate. When for two intensively managed sub-catchments, the DMC indicated a combined effect of human activities and climate. Then, this study highlighted the impact of climate change in the last decades on the Bas-Loukkos catchment. These results suggested that even the wettest catchments are impacted by climate change and that those effects combined with human activities (here agriculture) induced a significant decrease (trends and breakpoints) in discharge at some of the sub-outlets. This kind of catchment is assumed to have less limited water resources than their more arid neighbours and therefore the pressure on their water resources is high and very likely to further increase. It is, therefore, important that research focuses on this kind of watershed to have a better understanding of the water resources evolution under the future climate projections in order to have a sustainable management of these catchments. The results of this study could be then completed by prospective analyses conducted by combining climatic projections and agro-hydrological modelling in order to compare the sustainability of different agricultural trajectories.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Y. Hrouh Ph.D. was funded by the PHC Toubkal program (N° TBK/20/95 N°CAMPUS: 43710YB). We thank ABHL and ORMVAL for providing the data and beneficial discussions.

## AUTHOR CONTRIBUTIONS

Y.H. and Z.T. designed the research; Y.H., Z.T. and P.R.G. performed the research; Y.H. analysed the data. Y.H., Z.T., O.F. and P.R.G. wrote the paper; Y.H. and K.S. provided data and Y.H. performed the processing of data.

- Folton, N., Martin, E., Arnaud, P., L'Hermite, P. & Tolsa, M. 2019 A 50-year analysis of hydrological trends and processes in a Mediterranean catchment. *Hydrology and Earth System Sciences* **23** (6), 2699–2714. doi:10.5194/hess-23-2699-2019.
- Gao, P., Mu, X.-M., Wang, F. & Li, R. 2011 Changes in streamflow and sediment discharge and the response to human activities in the middle reaches of the Yellow River. *Hydrology and Earth System Sciences* **15** (1), 1–10. doi:10.5194/hess-15-1-2011.
- Guttman, N. B. 1994 On the sensitivity of sample L moments to sample size. *Journal of Climate* **7** (6), 1026–1029.
- Hallett, C. S., Hobday, A. J., Tweedley, J. R., Thompson, P. A., McMahon, K. & Valesini, F. J. 2018 Observed and predicted impacts of climate change on the estuaries of south-western Australia, a Mediterranean climate region. *Reg Environ Change* **18** (5), 1357–1373. doi:10.1007/s10113-017-1264-8.
- Hamed, K. H. & Rao, A. R. 1998 A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology* **204** (1-4), 182–119.
- Herrera, S., Fita, L., Fernández, J. & Gutiérrez, J. M. 2010 Evaluation of the mean and extreme precipitation regimes from the ensembles regional climate multimodel simulations over Spain. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **115** (D21). https://doi.org/10.1029/2010JD013936.
- Hirsch, R. M., Alexander, R. B. & Smith, R. A. 1991 Selection of methods for the detection and estimation of trends in water quality. *Water Resources Research* **27** (5), 803–813.
- Huebener, H. & Kerschgens, M. 2007 Downscaling of current and future rainfall climatologies for southern Morocco. Part II: climate change signals. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* **27** (8), 1065–1073.
- IPCC WGI. 2013 *Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report*. Climate change, p. 36.
- Kendall, M. 1975 *Multivariate Analysis*. Charles Griffin, London.
- Khedimallah, A., Meddi, M. & Mahé, G. 2020 Characterization of the interannual variability of precipitation and runoff in the Cheliff and Medjerda basins (Algeria). *J Earth Syst Sci* **129** (1), 134. doi:10.1007/s12040-020-01385-1.
- Kingumbi, A., Bargaoui, Z. & Hubert, P. 2005 Investigation of the rainfall variability in central Tunisia/Investigations sur la variabilité pluviométrique en Tunisie centrale. *Hydrological Sciences Journal* **50** (3), null-508. doi:10.1623/hysj.50.3.493.65027.
- Laborde, J.-P., Philippe, G., Mohamed, A., Abdelmatif, D. & Larbi, B. 2010 *Climate Evolution and Possible Effects on Surface Water Resources*, p. 11.
- Lawin Agnidé, E., Abel, A. & Thierry, L. 2011 *Analyse de la Variabilité du Régime Pluviométrique Dans la Région Agricole D'Ina au Bénin (Analysis of Rainfall Variability in the Ina Agricultural Region of Benin)*, p. 14.
- Libiseller, C. & Grimvall, A. 2002 Performance of partial Mann-Kendall tests for trend detection in the presence of covariates. *Environmetrics* **13** (1), 71–84. doi:10.1002/env.507.
- Mann, H. B. 1945 Non-parametric tests against trend. *Econometrica* **13**, 245–259.
- Mao, D. & Cherkauer, K. A. 2009 Impacts of land-use change on hydrologic responses in the Great Lakes region. *Journal of Hydrology* **374** (1–2), 71–82. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.016.
- McKee, T. B., Doesken, N. J. & Kleist, J. 1993 The relationship of drought frequency and duration to time scales. 6.
- Meddi, M. M., Assani, A. A. & Meddi, H. 2010 Temporal variability of annual rainfall in the Macta and Tafna catchments, Northwestern Algeria. *Water Resources Management* **24** (14), 3817–3833.
- Mondal, A., Kundu, S. & Mukhopadhyay, A. 2012 Rainfall trend analysis by Mann-Kendall test: a case study of north-eastern part of Cuttack district, Orissa. *International Journal of Geology, Earth and Environmental Sciences* **2** (1), 70–78.
- Naumann, G., Alfieri, L., Wyser, K., Mentaschi, L., Betts, R. A., Carrao, H., Spinoni, J., Vogt, J. & Feyen, L. 2018 Global changes in drought conditions under different levels of warming. *Geophysical Research Letters* **45** (7), 3285–3296. doi:10.1002/2017GL076521.
- Nouaceur, Z. & Murărescu, O. 2016 Rainfall variability and trend analysis of annual rainfall in north Africa. *International Journal of Atmospheric Sciences* **2016**, 1–12. doi:10.1155/2016/7230450.
- Oliver, M. A. & Webster, R. 1990 Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. *International Journal of Geographical Information System* **4** (3), 313–332.
- Oueslati, O., De Girolamo, A. M., Lo Porto, A. & Abouabdillah, A. 2009 Trend detection in river runoff across Mediterranean river basins: evaluation of results from Moroccan case study. Arcueil, France. June
- Persiano, S., Ferri, E., Antolini, G., Domeneghetti, A., Pavan, V. & Castellarin, A. 2020 Changes in seasonality and magnitude of sub-daily rainfall extremes in Emilia-Romagna (Italy) and potential influence on regional rainfall frequency estimation. *Journal of Hydrology: Regional Studies* **32**, 100751. doi:10.1016/j.ejrh.2020.100751.
- Pettitt, A. N. 1979 A non-parametric approach t Stat. Soc. Ser. C **28**, 126–135.
- Qadem, A., Qadem, Z., Khalid, O. & Lasri, M. 2019 *Climate Variability and Their Impact on the Spatio-Temporal Organization of Precipitation*, Vol. 3(3). Case of the wadi mikkes and fez watersheds, Morocco.
- Ribes, A., Thao, S., Vautard, R., Dubuisson, B., Somot, S., Colin, J., Planton, S. & Soubeyrou, J.-M. 2019 Observed increase in extreme daily rainfall in the French Mediterranean. *Climate Dynamics* **52** (1), 1095–1114.
- Rosmann, T., Domínguez, E. & Chavarro, J. 2016 Comparing trends in hydrometeorological average and extreme data sets around the world at different time scales. *Journal of Hydrology: Regional Studies* **5**, 200–212. doi:10.1016/j.ejrh.2015.12.061.
- Rougé, C., Ge, Y. & Cai, X. 2013 Detecting gradual and abrupt changes in hydrological records. *Advances in Water Resources* **53**, 33–44. doi:10.1016/j.advwatres.2012.09.008.
- Salim, I., Paule-Mercado, M. C., Sajjad, R. U., Memon, S. A., Lee, B.-Y., Sukhbaatar, C. & Lee, C.-H. 2019 Trend analysis of rainfall characteristics and its impact on stormwater runoff quality from urban and agricultural catchment. *Membr. Water Treat* **10** (1), 45–55.

### III.4. Conclusion de l'article en français

Cet article a permis d'évaluer les impacts du changement climatique sur les ressources en eau dans le bassin versant du Bas-Loukkos. Les résultats du test M-K montrent une tendance à la baisse des précipitations pour toutes les stations, mais cette tendance n'est significative que pour 2 des 10 stations étudiées. Les tests de Pettitt et de Buishand ont détecté un point de rupture au début des années 1970, significative que pour trois stations. Les précipitations annuelles ont diminué de 19 à 26 % après l'année de rupture. Le débit a diminué d'environ 35 % à partir de la fin des années 1970/début des années 1980. Toutefois, cette baisse n'a été significative que pour les deux sous-bassins influencés par le barrage.

L'analyse de la relation pluie-débit un comportement hydrologique différent entre les sous-bassins étudiés. En effet, le DMC présente une ligne ininterrompue entre les cumuls des précipitations et ceux des débits pour trois sous-bassins versants considérés comme relativement naturels, ce qui indique que le débit n'a été influencé que par le climat. En revanche, pour les deux sous-bassins versants influencés par les aménagements hydro-agricoles, le DMC présente plusieurs ruptures ce qui indique un effet combiné des activités humaines et du climat.

Cet article a mis en évidence l'impact du changement climatique au cours des dernières décennies sur les ressources en eau dans le bassin versant du Bas-Loukkos. Ces résultats suggèrent que même les bassins versants humides sont affectés par le changement climatique et que ces effets combinés aux activités humaines (ici l'agriculture) ont induit une diminution significative (tendances et points de rupture) du débit dans certains des sous-bassins versants. Ce type de bassin versant est supposé avoir des ressources en eau moins limitées que ses voisins plus arides et, par conséquent, la pression sur leurs ressources en eau est élevée et risque fort d'augmenter encore. Il est donc important que la recherche se concentre sur ce type de bassin versant pour mieux comprendre l'évolution future des ressources en eau en utilisant les projections climatiques futures afin d'évaluer les trajectoires futures et aider à l'élaboration de stratégies de gestion durable de ces bassins versants. Les résultats de cet article pourraient ensuite être complétés par des analyses prospectives combinant projections climatiques et modélisation hydrologique afin d'évaluer la disponibilité future des ressources en eau face à différents scénarios de prélèvement d'eau.

## Chapitre IV. Modélisation hydrologique : évaluation de la performance du modèle semi-distribué (SWAT) et du modèle conceptuel global (GR2M) dans un contexte de rareté de données.

---

### IV.1. Introduction

Nous avons vu dans le chapitre précédent que les ressources en eau ont enregistré une tendance à la baisse dans le bassin du Bas-Loukkos sur la période 1960-2018, sous l'effet de la diminution des précipitations et de l'augmentation des prélèvements. Dans certains sous-bassins, les activités humaines (aménagement hydrauliques, développement de l'agriculture et pompages) semblent avoir des effets significatifs sur les débits. Pour aborder les impacts du changement climatique combiné aux effets anthropiques, une approche largement utilisée consiste à réaliser une modélisation hydrologique ou agro-hydrologique. Comme présenté dans le premier chapitre, il existe un grand nombre de modèles hydrologiques, et des typologies variées (Hrachowitz and Clark, 2017). Ces classifications peuvent être par exemple fonction de la complexité des processus hydrologiques considérés : les modèles "boîte noire", les modèles conceptuels (intermédiaires) et les modèles physiques (mécanistes) (Jajarmizadeh et al., 2012). Dans des approches prospectives, il est recommandé d'utiliser plusieurs modèles hydrologiques avec des structures différentes et des formalismes différents, en partant du principe que cette diversité peut permettre de quantifier les incertitudes liées aux modèles hydrologiques (Chauveau et al., 2013; Sharafati and Pezeshki, 2020; Zhou et al., 2021).

Le travail conduit dans ce chapitre a pour but de tester la performance de deux modèles. Le modèle agro-hydrologique distribué à base physique SWAT pour « (Arnold et al., 1998, 1993) et le modèle hydrologique global et conceptuel GR2M (Mouelhi et al., 2006). Nous évaluerons ainsi, leur possible calibration avec les différentes données disponibles (mesurées et issues de la réanalyse NCEP) dans la période actuelle dans un premier temps afin de bien comprendre leur fonctionnement et performances.

#### Modèle SWAT

SWAT est un modèle agro-hydrologique semi-distribué à base physique, conçu et développé par les chercheurs de l'USDA (*United States Department of Agriculture*) (Arnold et al., 1998, 1993). Ce modèle dit « intégré » ambitionne de représenter les lois physiques qui régissent les

différents processus hydrologiques, à travers l'occupation du sol, les types de sols, la nappe, etc, et ainsi permettre d'analyser l'évolution des termes du bilan hydrologique en réponse aux variations des conditions climatiques, pédologiques et agronomiques (Arnold et al., 2012). La dimension physique de la formulation du modèle doit permettre de simuler le fonctionnement hydrologique des bassins versants en réponse à des phénomènes complexes tels les aménagements, l'érosion, l'infiltration et les pratiques agricoles et le changement des occupations des sols (Neitsch et al., 2011). Le modèle SWAT bénéficie d'une large communauté d'utilisateurs dans le monde, qui l'a appliqué à un large éventail de problèmes hydrologiques et/ou environnementaux (Aloui et al., 2023; Arnold et al., 2012; Francesconi et al., 2016; Gassman et al., 2014; Zhang et al., 2016), à différentes échelles temporelles (quotidiennes, horaires, etc.) et spatiales (de la parcelle cultivée aux bassins versants continentaux (Radcliffe et al., 2015). SWAT simule non seulement les écoulements des cours d'eau, mais également des variables liées à la qualité de l'eau et la croissance des plantes et/ou cultures (Glavan et al., 2015). Ce modèle est dit agro-hydrologique, il est largement déployé pour l'évaluation des impacts du changement d'occupation/utilisation des sols sur le fonctionnement hydrologique (Hachemaoui et al., 2022), l'étude des effets du changement climatique sur les ressources en eau (Aawar and Khare, 2020; Marin et al., 2020; Rocha et al., 2020; Swain, 2017), et l'évaluation des effets combinés de ces deux derniers sur l'hydrologie des bassins versants (Bhatta et al., 2019; Marras et al., 2021; Sellami et al., 2016; Son et al., 2022; Tan et al., 2020). Cependant, sa mise en œuvre nécessite de disposer d'un grand nombre de données climatiques et spatiales dont la disponibilité est parfois limitée surtout dans les pays en voie de développement. Cependant, le développement des techniques de télédétection, la disponibilité et l'accès aux données climatiques à grande échelle a encouragé et amélioré l'utilisation de ces modèles dans le monde entier (Abbaspour, 2008). Dans le contexte marocain, de nombreux travaux de recherche ont été menés en utilisant le modèle SWAT. La plupart de ces études ont utilisé des bases de données open source disponibles en ligne (comme STATSGO et SSURGO (Corwin et al., 1997) pour les données sur les sols), des données climatiques à grande échelle (comme les données NCEP, Saha et al., 2010) ou de la télédétection pour élaborer des cartes d'occupation des sols (Aloui et al., 2023; Brouziyne et al., 2018; Fadil et al., 2011; Lelieveld et al., 2016; Taleb et al., 2019). Ces modélisations SWAT ont été utilisées pour l'analyse des différents termes du cycle hydrologique afin de tester des stratégies de gestion des ressources hydriques (Alitane et al., 2022), d'estimer la recharge des nappes et les transferts de polluants sous l'influence de l'agriculture (Chkara et EL Morabiti, 2016), d'évaluer des effets du changement climatique et des changements d'occupation et de gestion des terres sur le cycle

de l'eau (Choukri et al., 2020; Kusi et al., 2023; Milewski et al., 2020; Terink et al., 2011), et d'évaluer l'érosion des sols et la production de sédiments dans les bassins versants (Boufala et al., 2020; Briak et al., 2019; Lamane et al., 2022).

## **Modèle GR2M**

Les modèles hydrologiques conceptuels sont également largement utilisés dans les études d'impact du changement climatique sur les ressources en eau, parmi eux les modèles GR (Mouelhi, 2003; Mouelhi et al., 2006; Perrin, 2002; Perrin et al., 2003) bénéficient d'une diversité d'exemple d'application et de plusieurs outils facilitant leur mise en oeuvre (par exemple le package airGR sous R, (Coron et al., 2017)). Outre leur robustesse, leur principal avantage est d'être consommateurs de peu de données climatiques. Généralement disponibles auprès des établissements nationaux, les précipitations, les températures et/ou l'ETP sont nécessaires en tant que données d'entrée. Les débits observés permettent de calibrer et valider ces modèles. GR2M nécessite peu de paramètres car l'approche globale fait le choix de la parcimonie. Cependant, pour ce type d'approche, se pose la question de la transposabilité du modèle calibré dans un régime climatique à d'autres conditions climatiques (Brigode et al., 2013; Coron et al., 2012). Le modèle GR2M à 2 paramètres dans la version de Mouelhi et al. (2006) a été appliqué dans la présente thèse. Cette version est largement utilisée par la communauté scientifique dans la modélisation pluie-débit (Ditthakit et al., 2021; Lespinas et al., 2014; Mouelhi et al., 2006). Malgré sa parcimonie (deux paramètres), ce modèle a montré de bonnes performances : Mouelhi et al. (2006) ont montré, sur un test comprenant 410 bassins dans le monde, une meilleure performance par rapport à d'autres modèles, certains d'entre eux ayant cinq paramètres libres.

Au Maroc, ce modèle a été utilisé par plusieurs auteurs pour étudier les impacts des scénarios climatiques sur les ressources en eau (El Khalki et al., 2021; Marchane et al., 2017; Ouhamdouch et al., 2020, 2019; Saidi, 2022).

## **IV.2. Descriptions des modèles**

### **IV.2.1. Le modèle "Soil and water assessment tool" (SWAT)**

Le modèle SWAT fonctionne à une résolution temporelle journalière avec une résolution spatiale fine. En effet, le bassin versant est subdivisé en plusieurs sous-bassins, chacun étant divisé en unités de réponse hydrologique (HRU) (Arnold et al., 2012). Les sorties pour chaque

HRU sont ensuite agrégées à l'exutoire du sous-bassin. La spatialisation de l'information se fait en deux étapes de discrétisation (Figure 10) :

- La première étape de cette discrétisation consiste à délimiter chaque sous-bassin en se basant sur le modèle numérique de terrain (MNT). La précision du réseau hydrographique modélisé est déterminée par la surface minimale de drainage nécessaire pour la formation d'un cours d'eau à partir du MN. Celui utilisé dans la présente thèse a une résolution de 30 m. Une fois le réseau hydrographique défini, deux exutoires sont ajoutés à chaque confluence. Ensuite, les sous-bassins sont découpés pour chaque exutoire. Il est possible pour l'utilisateur de rajouter ou de supprimer manuellement des exutoires pour fusionner ou séparer des sous-bassins. Ces sous-bassins découpent le bassin versant par segments de cours d'eau ce qui détermine la résolution globale du modèle.
- Chaque sous-bassin est ensuite subdivisé conceptuellement en plusieurs HRU (Figure 10). Chaque HRU est caractérisée par une combinaison unique et homogène de types de sol, d'utilisation des terres et de pentes. L'utilisateur peut ajuster la définition et la création des HRU en fonction des objectifs de la modélisation et des caractéristiques importantes dans le bassin versant.

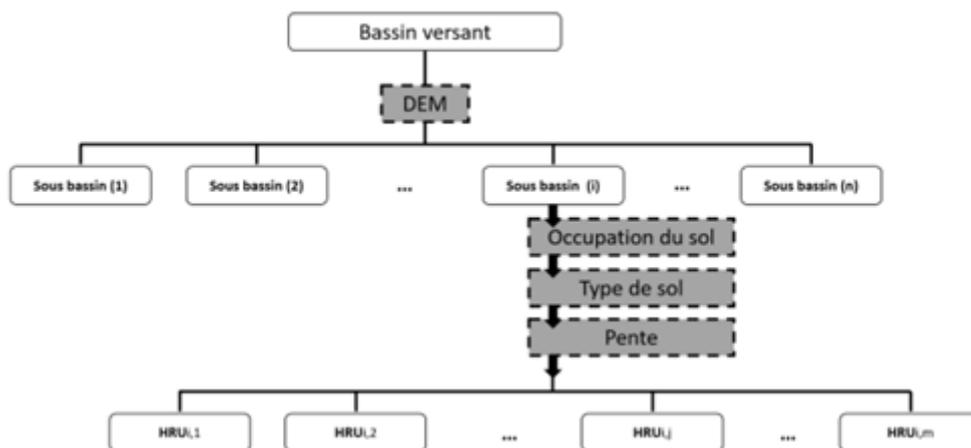


Figure 10 : Discrétisation spatiale dans le modèle SWAT.

La Figure 11 illustre schématiquement le fonctionnement hydrologique du modèle SWAT et les processus hydrologiques simulés par le modèle. Le cycle hydrologique simulé dans SWAT est basé sur le bilan hydrique (Eq.5.1).

$$SW_t = SW_o + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}) \quad (Eq. 4.1)$$

Où :  $SW_t$  représente la teneur finale en eau du sol (mm),  $SW_o$  représente la teneur initiale en eau du sol au jour  $i$  (mm),  $T$  représente le pas du temps (jour),  $R_{day}$  représente précipitation du jour  $i$  (mm),  $Q_{surf}$  représente le ruissellement de surface du jour  $i$  (mm),  $E_a$  représente évapotranspiration du jour  $i$  (mm),  $W_{seep}$  représente Percolation du jour  $i$  (mm) et  $Q_{gw}$  représente le débit d'étiage (mm).

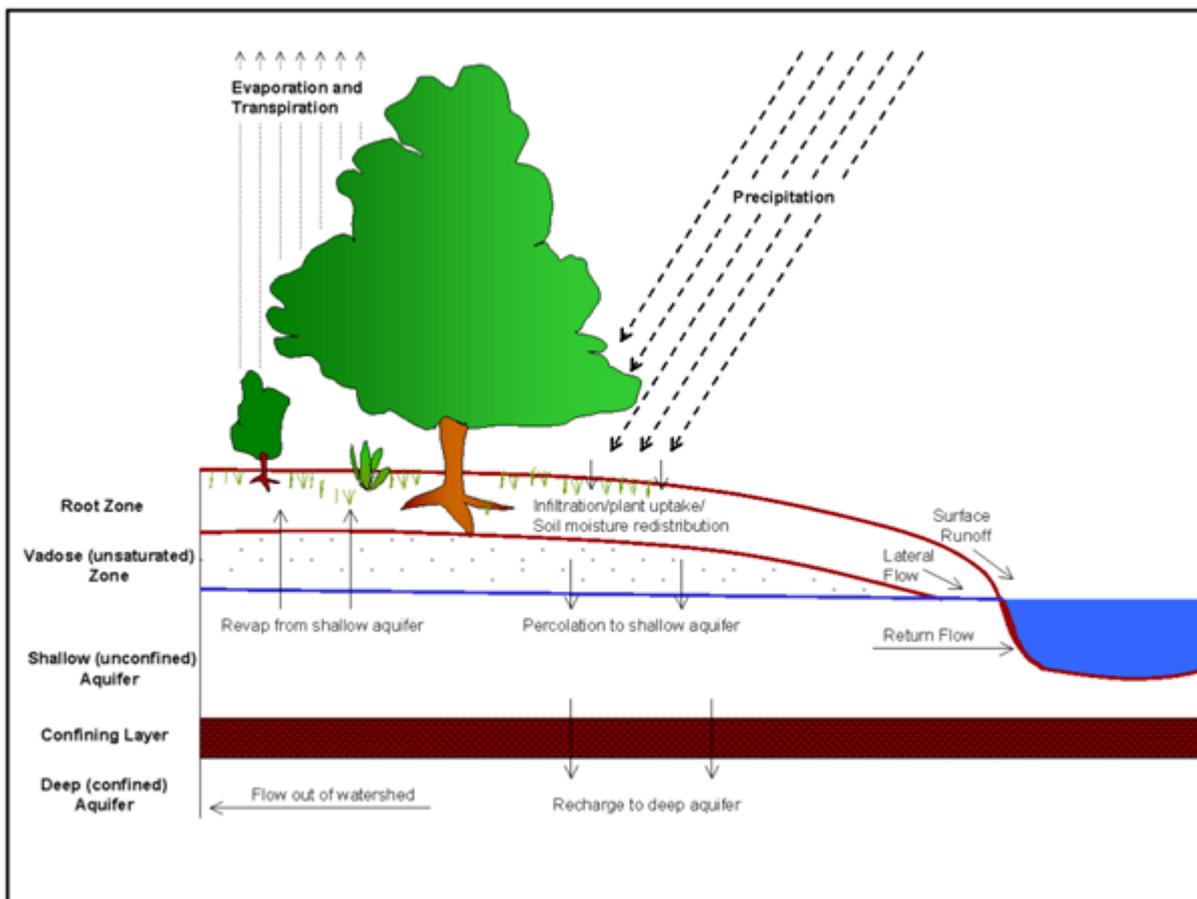


Figure 11: Représentation schématique des processus hydrologiques du modèle SWAT (Neitsch et al., 2011).

Les précipitations et l'évapotranspiration constituent la principale entrée du modèle hydrologique. Les processus de ruissellement, d'infiltration et d'évapotranspiration dépendent fortement du type de sol, de son occupation et de la topographie, notamment la pente moyenne.

Pour obtenir plus de détails sur les concepts théoriques, le lecteur est invité à consulter la documentation de SWAT (version 2009) de (Neitsch et al., 2011), disponible sur le site (Docs SWAT).

### IV.2.2. Le modèle GR2M

GR2M représente chaque bassin par deux réservoirs, un réservoir de sol désigné par S qui contrôle la fonction de production et un réservoir d'acheminement contrôle la fonction de transfert désigné par R avec une capacité de 60mm. Les paramètres sont le paramètre X1(mm) qui représente la capacité maximale du réservoir sol (S), et le paramètre X2 qui représente un coefficient d'échange et de transfert d'eau vers la rivière, notamment les échanges avec les eaux souterraines (Figure 11). Il est à noter que le paramètre X1 contrôle la réponse du modèle à l'événement de précipitation : lorsque X1 augmente, le débit modélisé dépend moins des précipitations actuelles, mais il dépend plus du niveau de stockage.

Pour plus de détails sur le fonctionnement du modèle GR2M, on peut recommander de consulter les travaux de Mouelhi (2003) et Mouelhi et al. (2006).

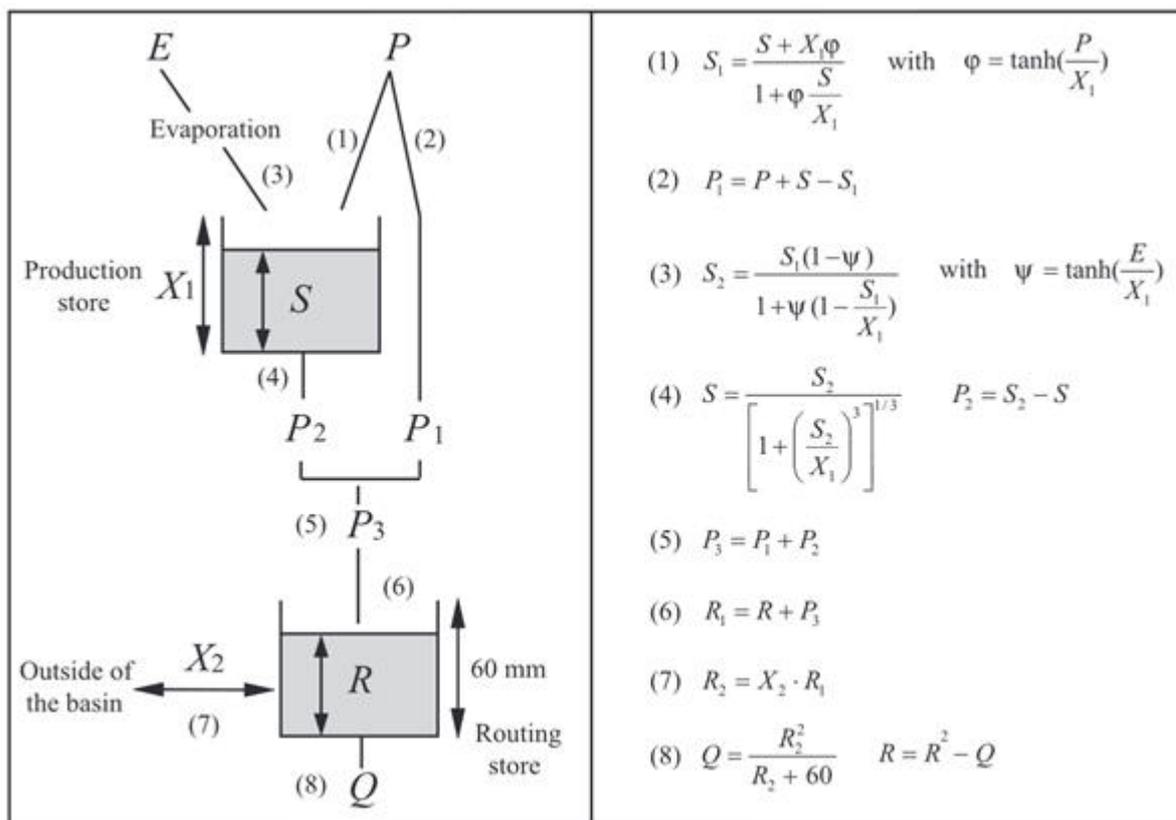


Figure 12 : Structure of the GR2M model (Mouelhi et al., 2006).

A chaque pas de temps, les précipitations sont dirigées vers le réservoir sol (eq.1, Figure 12), l'excès de pluie ( $P_1$  en mm) est ensuite dirigé vers le réservoir d'acheminement sous forme d'écoulements de surface ( $P_1$  en mm) ; Eq. 2, Figure 12). Le contenu du réservoir sol  $S_1$  (mm) est alors actualisé. Par la suite, une quantité d'eau est perdue par le fait de l'évapotranspiration, le réservoir atteint alors un nouveau volume  $S_2$  (mm) (Eq. 3, Figure 12), puis le réservoir sol se vidange par une percolation  $P_2$  (mm) (Eq. 4, Figure 12). La quantité d'eau totale  $P_3$  (mm) qui atteint le réservoir de routage est donnée par la somme de  $P_1$  et  $P_2$  (Eq. 5, Figure 12), ce dernier atteint un niveau  $R_1$ (mm) (Eq. 6). Alors, le réservoir de routage gagne ou perd une quantité d'eau sous forme d'échanges par des écoulements souterrains (Eq.7, Figure 12) : si  $X_2$  est supérieur à 1, il y a un apport d'eau de l'extérieur du bassin ; sinon il y a une perte. Enfin, le réservoir de routage de capacité fixe égale à 60mm, se vidange pour fournir le débit  $Q$  (Eq.8).

La version de Mouelhi et al. (2006) a été appliquée dans la présente thèse (Ditthakit et al., 2021; Lespinas et al., 2014; Mouelhi et al., 2006). GR2M fonctionne à un pas de temps mensuel et nécessite les précipitations ( $P$ ) et l'évapotranspiration potentielle (PET) comme variables d'entrée. Le modèle a été exécuté et évalué à un pas de temps mensuel, puisque le but de l'étude est centré sur les ressources en eau et non sur la variabilité événementielle ou saisonnière. Un schéma de la structure du modèle ainsi que les équations qui régissent le modèle sont présentés Figure 12.

### **IV.3. Calibration et évaluation des modèles**

#### **IV.3.1. Calibration et optimisation des paramètres**

Le calage ou la calibration consiste à ajuster les paramètres internes du modèle au bassin versant étudié. Qu'ils soient empiriques ou physiques, ces paramètres sont souvent difficiles à mesurer voire impossibles. Ainsi, la procédure de calage consiste à optimiser la valeur de ces paramètres de façon à minimiser l'écart entre les débits simulés par le modèle et les débits observés. La comparaison entre ces deux séries de débit est évaluée en utilisant une fonction objective qui permet de quantifier la similitude entre les deux séries (Duan et al., 1994; Moriasi et al., 2007; Pushpalatha et al., 2012).

Il existe plusieurs types de fonctions objectif permettant d'évaluer les performances des modèles hydrologiques (Gupta et al., 2009; Moriasi et al., 2007). Dans ce chapitre, nous avons choisi d'utiliser le critère bien connu de Nash-Sutcliffe (Nash and Sutcliffe, 1970), ou NSE. Il s'agit

d'un critère normalisé qui varie entre  $-\infty$  et 1, une valeur de 1 correspondant à une simulation parfaitement identique aux observations. Il est généralement admis qu'un critère de Nash inférieur à 0,65 n'est pas satisfaisante (Ardoin-Bardin, 2004; Lavabre et al., 2001). Le critère de Nash est défini comme suit :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (\text{Eq. 4.2})$$

où  $Q_{obs,i}$  et  $Q_{sim,i}$  sont les valeurs des débits observés et simulés au pas de temps considéré,  $\overline{Q_{obs}}$  est la moyenne des débits observés.

Dans notre cas, les algorithmes d'optimisation utilisés ont donc pour but de maximiser le NSE sur la période de calibration. Les paramètres optimaux ainsi définis seront ensuite testés lors de la phase de validation sur des observations qui n'ont pas été utilisées pour la calibration. La calibration a été effectuée automatiquement pour les deux modèles.

Pour le modèle SWAT, nous avons utilisé le logiciel SWAT-CUP (SWAT Calibration and Uncertainty Programs) (Abbaspour et al., 2007). C'est un logiciel développé pour automatiser l'analyse de sensibilité des paramètres, le calage et la validation du modèle SWAT. SWAT-CUP regroupe trois procédures d'analyse d'incertitude : dans ce travail, la procédure SUFI-2 (Sequential Uncertainty Fitting) (Abbaspour et al., 2017, 2007) a été utilisée.

Pour le modèle GR2M, les paramètres (X1, X2) ont été optimisés en utilisant l'algorithme "Calibration\_Michel" implémenté dans le package R airGR (Coron et al., 2017). Cet algorithme réalise tout d'abord, une exploration systématique de l'espace des paramètres et fournit la zone de convergence la plus probable sur la base d'un algorithme de quadrillage (Mathevet, 2005), en fonction de la fonction objectif choisie.

### **IV.3.2. Calibration et analyse de sensibilité : Brève description de la procédure SUFI-2 pour le modèle SWAT**

La première étape du processus de calibration et de validation dans SWAT consiste à déterminer les paramètres les plus sensibles pour le bassin versant ou les sous-bassins versants étudiés (Ma et al., 2000). Cette analyse vise à identifier les paramètres clés qui affectent la performance du modèle (Song et al., 2015), et permet de réduire le nombre de paramètres (629 au total) à ajuster lors du calage pour réduire les efforts et le temps requis pour la convergence et l'élaboration

d'un modèle représentatif. Deux types d'analyse de sensibilité sont généralement effectuées : locale, en modifiant les valeurs une à la fois, et globale, en permettant à toutes les valeurs des paramètres de changer. Les deux analyses peuvent cependant donner des résultats différents. La sensibilité d'un paramètre dépend souvent de la valeur d'autres paramètres liés, par conséquent, le problème avec l'analyse locale est que les bonnes valeurs des autres paramètres qui sont fixées ne sont jamais connues. L'inconvénient de l'analyse de sensibilité globale est qu'elle nécessite un très grand nombre de simulations. Dans l'analyse de sensibilité conduite ici, 19 paramètres (Tableau 6) ont été considérés. Pour les sélectionner, nous nous sommes basés sur la littérature concernant des bassins présentant des caractéristiques semblables à notre bassin versant, sur notre connaissance du bassin et sur les éléments que nous voulions faire ressortir i.e. liés à l'hydrologie (Briak et al., 2019, 2016; Brouziyne et al., 2018; Chkara and EL Morabiti, 2016; Choukri et al., 2020; Strohmeier et al., 2020). Aussi nous avons sélectionné les paramètres les plus souvent utilisés et recommandés par (Arnold et al., 2012). Par conséquent, le Tableau 6 ne représente pas une liste exhaustive des paramètres à caler, mais plutôt nos choix. Ces 19 paramètres ont fait l'objet d'une analyse individuelle locale (*un paramètre à la fois*), en utilisant l'option «hypercubelatin (latin hypercube (LH))» dans l'algorithme SUFI2 du logiciel SWAT-CUP (Abbaspour et al., 2007).

**Chapitre IV. Modélisation hydrologique : évaluation de la performance du modèle semi-distribué (SWAT) et du modèle conceptuel global (GR2M) dans un contexte de rareté de données.**

Tableau 6 : Paramètres considérés pour l'analyse de sensibilité du modèle SWAT.

Processus	Nom du paramètre	Définition	Unité	Niveau spatial	Valeur par défaut	Intervalle
Paramètres liés au ruissellement de surface	SURLAG(.bsn)	Délai d'arrivée du ruissellement au chenal principal	jour	sous bassin	4	[1 ; 31]
	CN2(.mgt)	Curve Number aux conditions d'humidité normales	-	HRU	--	[-0,75 ; 0,75]*
	OV_N(.hru)	Coefficient de Manning des terres		HRU	--	[0,01 ; 30]
Paramètres liés à l'humidité du sol	SOL_AWC(.sol)	Capacité de rétention d'eau (Réserve utile)	mm H <sub>2</sub> O/mm sol	HRU	--	[-0,5 ; 0,5]*
	SOL_K(.sol)	Perméabilité du sol à saturation	mm/h	HRU	--	[-0,5 ; 0,5]*
	SOL_BD(.sol)	Masse volumique du sol	mg/m <sup>3</sup>	HRU	--	[-0,5 ; 0,5]*
Paramètres liés à l'évapotranspiration réelle et potentielle	ESCO(.hru ; .bsn)	Coefficient de compensation pour l'évaporation du sol	-	Sous bassin	0,95	[0 ; 1]
	EPCO(.hru ; .bsn)	Coefficient de compensation pour la transpiration des plantes	-	Sous bassin	1	[0 ; 1]
Paramètres liés aux eaux souterraines et subsurfaciques	GW_delay(.gw)	Délai de recharge de l'aquifère	jour	HRU	31	[0 ; 450]
	Alpha_BF(.gw)	Constante de récession du débit de base	-	HRU	0,048	[0 ; 1]
	GW_Revap(.gw)	Coefficient de "revap" des eaux souterraines.	-	HRU	0,02	[0,02 ; 0,2]
	GWQMN(.gw)	Profondeur seuil de l'eau dans l'aquifère peu profond nécessaire pour que le débit de retour se produise.	mm	HRU	1000	[0 ; 5000]
	RCHRG_DP(.gw)	Coefficient de recharge de la nappe profonde	-	HRU	0,05	[0 ; 1]
	REVAPMN(.gw)	Profondeur seuil de l'eau dans l'aquifère peu profond pour que le "revap" ou la percolation vers l'aquifère profond se produise (mm)	mm	HRU	0	[0 ; 500]
	Lat_Time(.hru)	Temps de trajet de l'écoulement de subsurface	jour	HRU	1	[0 ; 180]
Paramètres liés à l'acheminement de l'eau par canal	CH_N1(.sub)	Coefficient de Manning des chenaux tributaires	-	Sous bassin	0,014	[0 ; 0,3]
	CH_N2(.rte)	Coefficient de Manning des chenaux principaux	-	Sous bassin	1,014	[0 ; 0,3]
	HRU_SLP(.hru)	Pente moyenne du HRU	m/m	HRU	--	[-0,25 ; 0,25]*
	SLSUBBSN(.hru)	Longueur de la pente moyenne	m	HRU	--	[-0,2 ; 0,2]*

\* La valeur du paramètre est modifiée par rapport à sa valeur par défaut 'X' (entre X.(1+min) et X.(1+max)).

L'hypothèse de base de la méthode SUFI-2 est que l'incertitude du modèle englobe tous les types d'incertitudes telles que l'incertitude liée aux données d'entrée, l'incertitude liée à la conceptualisation du modèle, l'incertitude liée aux paramètres du modèle et finalement l'incertitude sur données mesurées (Abbaspour et al., 2007). SUFI-2 permet de faire varier les paramètres dans les intervalles possibles dont les valeurs maximales et minimale doivent être renseignées pour chaque paramètre. Ces intervalles ont été déterminés sur la base de la

littérature concernant des bassins ayant des caractéristiques similaires à notre bassin versant, et sur la base de notre connaissance du bassin versant (Briak et al., 2019, 2016; Brouziyne et al., 2018; Chkara and EL Morabiti, 2016; Choukri et al., 2020; Strohmeier et al., 2020) . Le logiciel calcule deux facteurs pour estimer l'incertitude du modèle, le P-factor et le R-factor : Le P-factor est le pourcentage d'observations comprises dans la bande d'incertitude de 95 % (95PPU). Le R-factor correspond à la largeur de la bande d'incertitude 95PPU. Il représente ainsi l'amplitude de l'incertitude attribuée aux paramètres du modèle. L'objectif du calage est d'avoir le maximum d'observations comprises dans le 95PPU en ayant le R-factor le plus faible possible (cf Abbaspour et al. (2007) pour plus de détails).

### IV.3.3. Calibration validation croisée

Pour évaluer la performance des deux modèles (SWAT et GR2M), la méthode de test de fractionnement d'échantillon (SST) (Klemeš, 1986; Thirel et al., 2015), est mobilisée ici pour estimer la dépendance des paramètres aux caractéristiques climatiques. Cette méthode consiste en des tests de calibration/validation croisés des modèles sur des périodes avec des conditions de précipitations distinctes. Sur cette base, les données observées disponibles ont été scindées en trois sous-périodes : un tiers des données est utilisé pour le calage et les deux tiers restants servent pour la validation des modèles. Les 24 premiers mois de la période de calage pour chaque configuration sont utilisés comme période de chauffe des deux modèles. La Figure 13 montre les trois configurations testées et la chronique de pluies mensuelles correspondante.

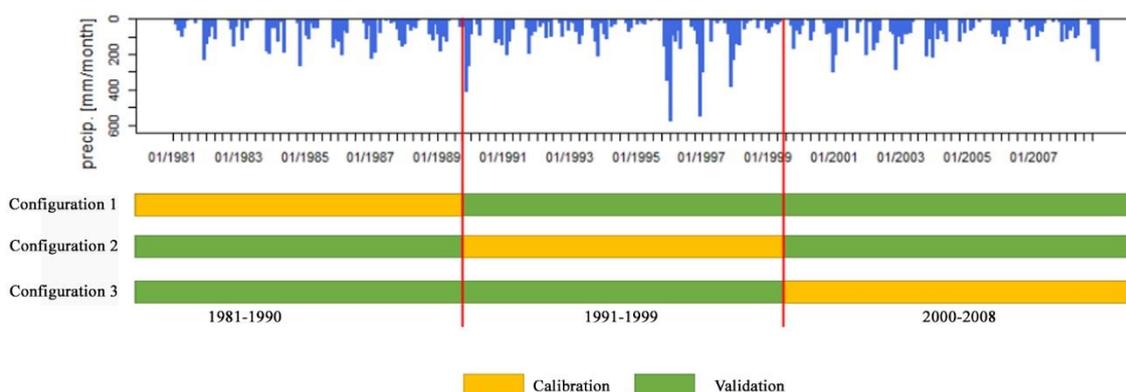


Figure 13 : Les configurations testées pour la calibration/validation croisées des deux modèles (GR2M et SWAT).

#### IV.3.4. Critères de performance des modèles

Pour évaluer la performance du modèle, d'autres critères ont été utilisés en plus du coefficient de Nash (NSE). Il s'agit du coefficient  $R^2$  (Eq.2.1), du RMSE (Eq.2.2) et le Pbiais (Eq.2.3).

### IV.4. Mise en œuvre du modèle SWAT

Pour la création du projet, le logiciel ARCSWAT a été utilisé. Ce dernier est un module permettant l'interaction entre le modèle Open Source (SWAT) et le logiciel ArcGIS. Il a été utilisé dans sa version la plus récente ARCSWAT 2012 ("SWAT" 2012). L'approche générale utilisée pour la mise en œuvre et le calage du modèle SWAT est présentée dans la Figure 14.

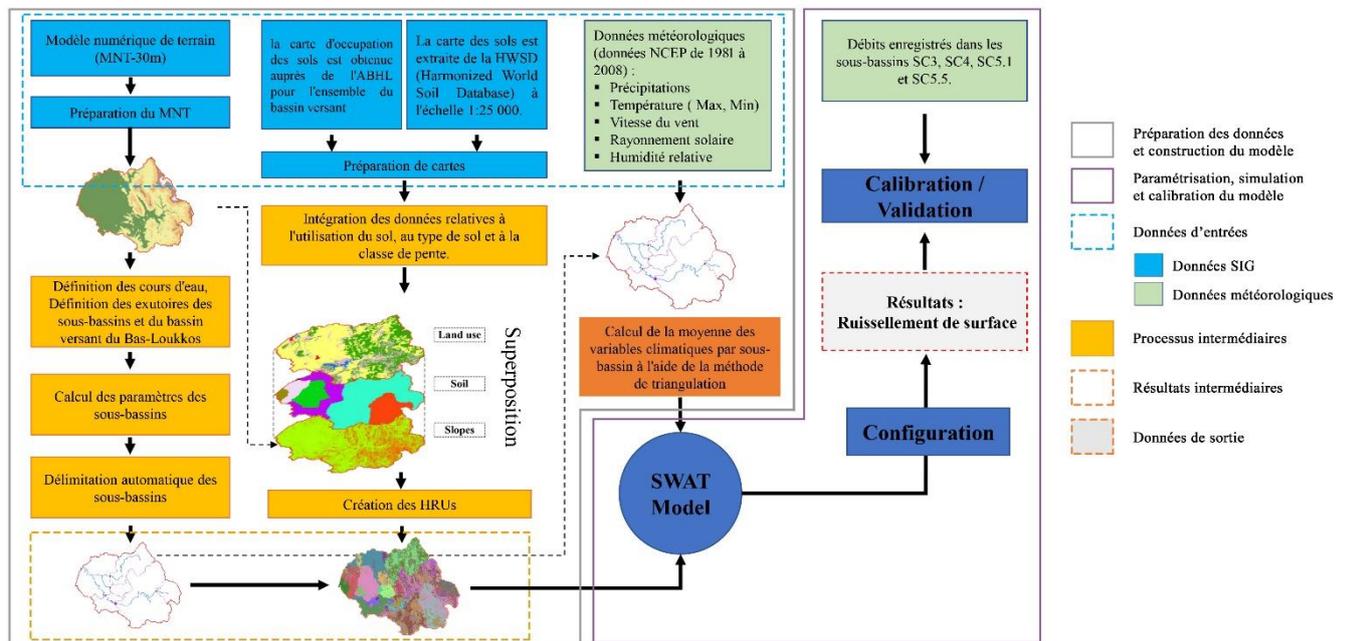


Figure 14 : Méthodologie générale de la construction et de la calibration du modèle SWAT sur le Bas-Loukkos

#### a- Définition des sous-bassins versants

La définition de la résolution et du niveau de discrétisation spatiale qu'on souhaite adopter nécessite un modèle numérique de terrain (MNT) de bonne qualité et adapté pour la délimitation des sous bassin topographiques. Le MNT (Figure 15a) utilisé dans la présente thèse a été obtenu à partir GDEM-ASTER (*Global Digital Elevation Model of the ASTER sensor*), réalisé dans le cadre d'une coopération entre la NASA et le Ministère japonais de l'Economie, du Commerce et de l'Industrie. Il est téléchargeable sur le site Web de l'*United States Geological Survey* (USGS). Sa résolution est de 30 m, et semblable à celle utilisée dans de nombreuses études

(Aloui et al., 2023; Bouslihim et al., 2019; Chkara and EL Morabiti, 2016). Néanmoins, Nazari-Sharabian et al. (2019) ont montré que l'utilisation d'une résolution de 12,5 mètres permet d'obtenir de meilleurs résultats de simulation des débits, tandis que l'utilisation de résolutions de 30 mètres et de 90 mètres entraîne une augmentation de 0,74 % et 2,73 % (respectivement) du débit par rapport à une résolution de 12,5 mètres. La résolution du MNT fixe la résolution du modèle, et les autres entrées doivent avoir la même résolution.

Après avoir importé le MNT, SWAT utilise l'algorithme "D8" pour extraire le réseau hydrographique. Deux exutoires sont ajoutés à chaque confluence. Ensuite, les sous-bassins sont découpés pour chaque exutoire.

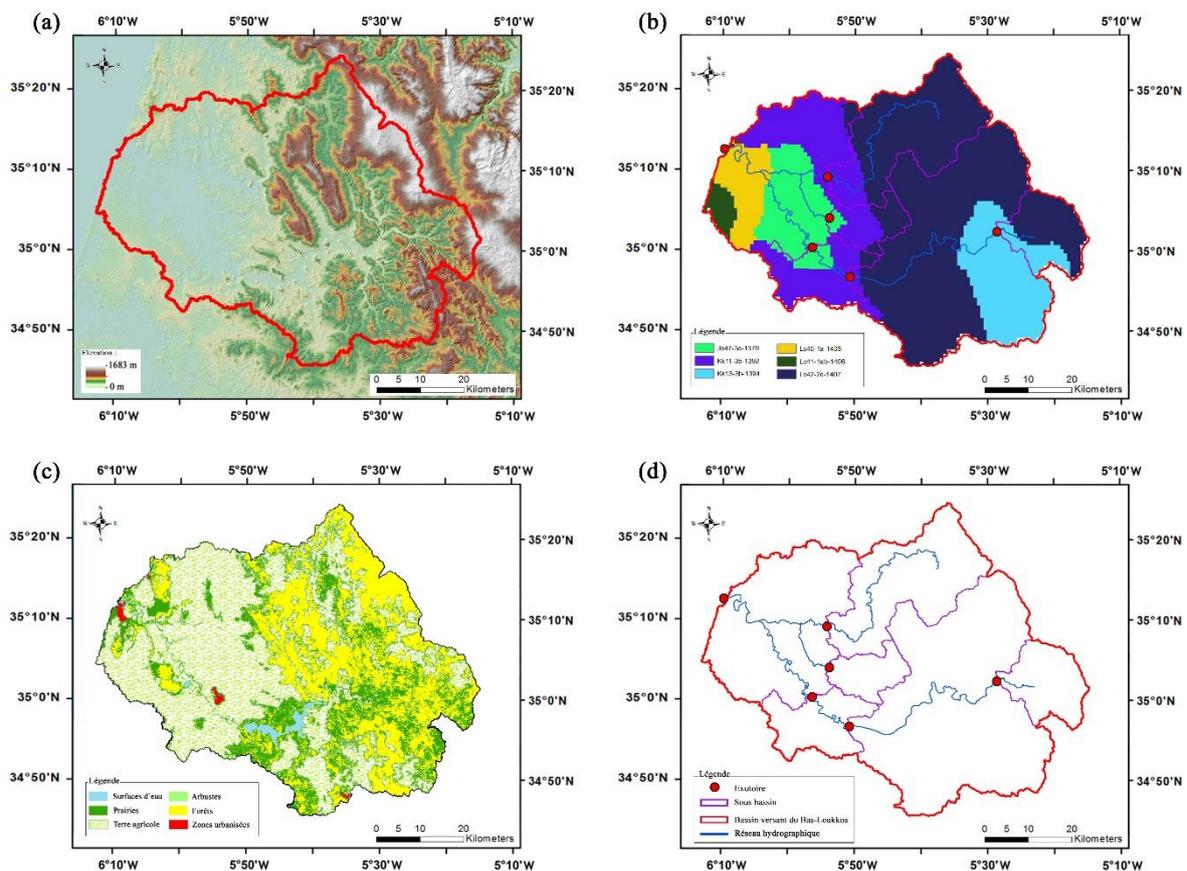


Figure 15: Entrées du modèle SWAT : (a) MNT, (b) types de sol (source : HWSD) et (c) occupation des sols. (d) sous-bassins délimités par le modèle SWAT.

Dans ce travail, les exutoires des sous-bassins ont été déterminés manuellement en prenant en compte les stations de jaugeage correspondants et par la nécessité de limiter le temps de simulation. En effet, un découpage trop fin peut entraîner des temps de calcul très élevés. Cela

a conduit à un découpage du bassin en 6 sous-bassins versants (Figure 15d). Le choix de diviser le bassin versant en 6 sous-bassins a été motivé par la disponibilité des données de débit.

### **b- Définition des Unités de Réponse Hydrologiques (HRU)**

Après avoir délimité les sous-bassins, ces derniers sont ensuite subdivisés en HRUs de manière automatique à partir des données spatiales. Comme pour les sous-bassins, l'utilisateur peut exercer un choix sur la façon dont les HRUs sont créées. Pour chacun des trois paramètres (sol, occupation des sol et pente), l'utilisateur peut fixer un seuil, en pourcentage, en dessous duquel la variabilité de la valeur d'un paramètre ne sera pas prise en compte dans la création des HRUs. Cela permet à l'utilisateur de limiter le nombre de HRU générées et d'exclure des valeurs de paramètres qui ne sont pas représentatives en termes de surface. Dans notre cas, nous avons choisi le seuil à 20% pour tous les paramètres (type de sol, occupation des sol et pentes), cette valeur ayant été recommandée par Arnold et al. (2012) pour obtenir une discrétisation spatiale maximale tout en évitant les valeurs non représentatives. Sur la base des 6 sous-bassins versants, cette définition a permis de créer 383 HRUs, représentant ainsi 38 groupes hydrologiques homogènes sur l'ensemble des sous-bassins versants.

Les données utilisées pour la création des HRUs sur le bassin de Bas-Loukkos sont :

#### **- Le sol**

Nous avons utilisé les données sur les sols provenant de la base de données harmonisée des sols du monde « HWSD » pour Harmonized World Soil Database (Fao et al., 2012), accessible via le portail des sols de l'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO). Cette base de données contient 16 000 unités cartographiques avec deux couches de sol différentes (0-30 cm et 30-100 cm de profondeur) (Nachtergaele et al., 2010). La base de données a été spatialisée et convertie en raster avec la même résolution que le MNT (30 m). Au total, il existe 6 types de sols dans cette zone d'étude (Figure 15b). Le Tableau 7 énumère toutes les propriétés du sol requises par SWAT, ainsi que les sources et les méthodes utilisées pour les calculer.

Tableau 7: Les paramètres d'entrée du modèle pour chaque type de sol.

Code SWAT	Description	Source
SOL_ZMX	La profondeur maximale de la zone racinaire (mm)	HWSD
SOL_Z	La profondeur de l'horizon (mm)	HWSD
SOL_BD	La densité apparente (g/cm <sup>3</sup> )	HWSD
SOL_AWC	La réserve utile du sol (mm H <sub>2</sub> O/mm sol)	HWSD
SOL_K	La conductivité hydraulique à saturation (mm/hr)	L'équation de Jabro (Jabro,1992)
HYDGRP	La classe de drainage	HWSD
SOL_CBN	La teneur en matière organique (%)	HWSD
CLAY	Argile (%)	HWSD
SILT	Limon (%)	HWSD
SAND	Sable (%)	HWSD
ROCK	Gravel (%)	HWSD
SOL_ALB	L'albedo du sol	--
USLE_K	L'érodibilité du sol	L'équation de Williams (Neitsch et al., 2011; Williams, 1995)

**Equation de Jabro (1992) :**

$$SOL_K = 1000 \cdot \exp^{(11,86 - 0,81 \times \log(SILT) - 1,09 \times \log(CLAY) - 4,64 \times SOL\_BD)} \quad \text{Eq. 4.3}$$

Où Sol\_K est la conductivité hydraulique à saturation (mm.h<sup>-1</sup>), SILT est le pourcentage (%) de Limon. CLAY est le pourcentage (%) d'Argile et Sol\_BD est la densité apparente.

**Equation de Williams (1995) :**

$$USLE\_K = f_{csand} \times f_{cl-si} \times f_{orgc} \times f_{hisand} \quad \text{Eq. 4.4}$$

Avec :

$$f_{csand} = 0,2 + 0,3 \times \exp^{-0,256 \times SAND \times \left(\frac{1-SILT}{100}\right)} \quad \text{Eq. 4.5}$$

Et :

$$f_{cl-si} = \left(\frac{SILT}{SAND+SILT}\right)^{0,3} \quad \text{Eq. 4.6}$$

$$f_{orgc} = (1 - 0,25 \times orgc + \exp^{3,72 - 2,95 \times orgc}) \quad \text{Eq. 4.7}$$

$$f_{hisand} = 1 - \frac{0,7 \times \frac{1 - SAND}{100}}{\frac{1 - SAND}{100}} + \exp^{-5,51 \times 22,9 \times \left(\frac{1 - SAND}{100}\right)} \quad \text{Eq. 4.8}$$

Où USLE\_K est le facteur d'érodibilité, SAND est le pourcentage (%) du sable et O<sub>orgc</sub> est le pourcentage (%) de la matière organique.

### - L'occupation des sols

La carte d'occupation des sols (Figure 15c) a été élaborée par l'ABHL en 2018 lors d'une étude d'aménagement du bassin versant du Loukkos. La section II.1 présente les détails sur les classes d'occupation des sols.

La carte obtenue auprès de l'ABH a été reclassée et les types d'occupation du sol ont été agrégés afin d'être cohérents avec les classifications utilisées dans les bases de données de SWAT (Tableau 8).

Tableau 8 : Correspondance entre les types d'occupation de sol et les types de SWAT

Classe	Code SWAT	Signification anglaise	Area (%)
Terrains cultivés	AGRL	Agricultural Land- Generic	51,67
Couvert herbacé	RNGE	Range-Grasses	15,26
Forêts	FRSE	Forest Evergreen	31,32
Arbuste	RNGB	Range-Brush	0,01
Zone urbaine	URHD	Residential-High Density	0,47
Plan d'eau	WATR	Water	1,26

### - Carte des pentes

La carte des pentes a été élaborée à partir du MNT. Le modèle SWAT permet de générer la carte des pentes en définissant le nombre de classes et leurs seuils. Dans notre cas, les pentes ont été classées en 5 classes principales. On observe que les faibles pentes se trouvent généralement dans les lits des Oueds et en aval du barrage Oued El Makhazine, tandis que les fortes pentes se situent dans la partie montagneuse en amont du barrage. La classe de pente la plus répandue est celle de 5% à 15%.

### c- Intégration des données météorologiques

Les précipitations, la température, la vitesse du vent, l'humidité relative et le rayonnement solaire constituent les données d'entrées de SWAT requises à un pas de temps journalier. Nous avons donc utilisé les données du « *National Center for Environmental Prediction* » (NCEP) (global weather data) pour compléter les données météorologiques observées (disponibles à un pas de temps mensuel). La Figure 6 montre les centres des pixels NCEP utilisés pour la simulation.

Le modèle SWAT propose trois méthodes pour modéliser l'évapotranspiration potentielle (ETP) en fonction de la disponibilité des données (Neitsch et al., 2005) : les méthodes de

Penman-Monteith (Monteith, 1965), de Priestley-Taylor (Flint et Childs, 1991) et d'Hargreaves (Hargreaves and Allen, 2003). Dans notre étude, nous avons comparé ces trois méthodes et avons choisi la méthode de Penman-Monteith.

#### **d- Sources d'eau, Barrages et irrigation**

Nous ne disposons pas de suffisamment de données pour modéliser les barrages, les prélèvements, les sources ou l'irrigation dans le bassin versant du Bas-Loukkos. Par conséquent, le sous-bassin SC5 n'a pas été analysé dans ce travail, car nous n'avons pas suffisamment de données sur la gestion du barrage à son amont.

#### **e- Tables des opérations culturales**

Les données ne sont pas suffisantes pour modéliser les opérations culturales. Par conséquent, la modélisation a été réalisée sur la base d'une carte d'occupation des sols moyenne pour l'ensemble de la période de modélisation. Cependant, la simulation des trajectoires d'occupation du sol et des itinéraires techniques pour les cultures est prévue dans une étape ultérieure de l'étude.

#### **f- Autres informations**

La période de simulation choisie dans est de 27 ans (de 1981 à 2008), qui correspond à la période de disponibilité la plus longue des données hydroclimatiques. La disponibilité des données de température ayant été le facteur limitant (1981-2008).

Le modèle SWAT laisse le choix des équations à utiliser pour certains calculs à l'utilisateur. À titre d'information, nous avons utilisé les options suivantes (les autres les paramètres ont été laissés par défaut) :

- Utilisation de la méthode du SCS Curve Number pour le calcul du ruissellement.
- Calcul du CN en fonction de l'humidité du sol (ICN=0).
- Calcul de l'évapotranspiration : La méthode de Penman-Monteith (après comparaison avec les méthodes de Priestley-Taylor et d'Hargreaves).
- Le pas de temps des sorties : mensuel.

- La période de réchauffement : 24 mois.

## **IV.5. Mise en œuvre du modèle GR2M**

Le modèle GR2M a été utilisé via le package airGR. Les données météorologiques requises comprennent les précipitations et l'évapotranspiration mensuelle pour chaque sous-bassin. Les données hydrométriques sont utilisées pour le calage la validation des débits en sortie du modèle.

Les précipitations mensuelles ont été spatialisées et moyennées pour chaque sous-bassin comme décrit dans la section II.2.4 et l'évapotranspiration (PET) a été calculée à l'aide de la méthode de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948) à partir des données de température mensuelle moyenne de l'air disponibles à la station S5. Le choix de cette méthode a été motivé par son efficacité pour la simulation d'écoulement avec le modèle GR2M et car elle ne nécessite que des données de température moyenne d'air (Thornthwaite, 1948). Plusieurs études ont montré que les différentes méthodes de calcul de ETP ont une influence mineure sur la simulation des débits avec le modèle GR2M, en particulier dans les climats arides et semi-arides, ainsi que dans un contexte du changement climatique (Dakhlaoui et al., 2020; Sperna Weiland et al., 2012). L'utilisation d'une seule station de température pour le calcul de la ETP pour la simulation d'écoulement dans tous les sous-bassins ne semble pas conduire à des résultats erronés d'après une analyse de sensibilité du modèle hydrologique GR2M à l'ETP menée par (Tramblay et al., 2013) dans le bassin versant du Bas-Loukkos qui compare l'utilisation de trois entrées différentes d'ETP : l'évaporation mesurée au barrage, l'ETP mensuelle moyenne calculée avec les températures moyennes mensuelles de l'air, et la ETP mensuelle moyenne calculée avec les températures moyennes mensuelles de l'air interpolées sur le bassin versant.

Le sous-bassin SC5 ne sera pas modélisé non plus avec GR2M car il est fortement impacté par les règles de gestion du barrage Oued El Makhazine.

## **IV.6. Résultats**

### **IV.6.1. Analyse de sensibilité du modèle SWAT**

L'analyse de sensibilité du débit simulé par SWAT a été réalisée en se basant sur quatre sous-bassins (SC3, SC4, SC5.1 et SC5.5) pour les dix-neuf paramètres précédemment identifiés (Tableau 6). Cette analyse a révélé que les paramètres les plus sensibles sont les suivants : CN2,

SOL\_AWC, SOL\_BD et ESCO (Tableau 7) pour l'ensemble des sous bassins. Ces résultats sont en phase avec plusieurs études menées dans la zone, telles que l'étude de Chkara and EL Morabiti (2016), qui ont confirmé que les paramètres CN2, SOL\_AWC et ESCO sont les plus sensibles dans un petit bassin versant au nord du Maroc. Finalement, onze paramètres ont été sélectionnés pour calibrer le modèle SWAT dans notre cas. On note que plusieurs valeurs du paramètre ESCO ont été testées manuellement, afin de mieux représenter la situation réelle du bassin versant.

#### **IV.6.2. Calibration du modèle SWAT et simulations des débits**

Les résultats de la calibration du modèle SWAT ne sont pas satisfaisants pour l'ensemble des sous-bassins versants. Les critères d'efficacité statistique calculés entre les débits mesurés et simulés par SWAT (Tableau 9) et l'allure des débits simulés (Figure 16 et Figure 17) témoignent d'une performance faible à moyenne du modèle SWAT, avec un coefficient NSE moyen de 0,50 (min= 0,37 et max= 0,6) en calibration, et de 0,41 (min= 0,32 et max= 0,51) en validation pour tous les sous-bassins versants et pour les trois configurations de calibration (Tableau 9). En effet, le NSE varie entre 0,50 et 0,56, entre 0,53 et 0,60 et entre 0,44 et 0,59 en calibration (entre 0,40 et 0,48, entre 0,53 et 0,57 et entre 0,33 et 0,42 en validation) pour SC3, SC51 et SC55, respectivement. La performance du modèle à reproduire l'écoulement pour ces trois sous-bassins, peut être qualifiée de moyenne, alors qu'elle est mauvaise pour SC4, conformément à la classification de Moriasi et al. (2007), avec un NSE qui varie entre 0,37 et 0,50 en calibration (entre 0,32 et 0,43 en validation). En outre, le coefficient de corrélation  $R^2$  varie entre 0,62 et 0,83 pour les trois stratégies de calibration et pour les quatre sous-bassins (Tableau 9), ce qui signifie que le modèle SWAT a été capable de reproduire de manière satisfaisante la saisonnalité des ruissellements. On constate que les coefficients  $R^2$  les plus bas ont été enregistrés pour le SC4, entre 0,62 et 0,74 en calibration (entre 0,57 et 0,63 en validation).

**Chapitre IV. Modélisation hydrologique : évaluation de la performance du modèle semi-distribué (SWAT) et du modèle conceptuel global (GR2M) dans un contexte de rareté de données.**

Tableau 9 : Critères de performance du modèle SWAT calibré pour les trois stratégies, en période de calibration (Cal.) ou validation (Val.), pour chaque sous-bassin versant simulé.

Sous-bassin	Configuration	RMSE		NSE		R <sup>2</sup>		Pbiais	
		Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.
SC3	C1	24,13	32,89	0,56	0,48	0,78	0,72	34,70	27,60
	C2	35,55	30,83	0,54	0,40	0,74	0,63	45,40	68,60
	C3	25,03	43,77	0,50	0,47	0,71	0,64	-10,10	-28,30
SC4	C1	16,03	25,73	0,37	0,32	0,62	0,57	61,80	80,40
	C2	21,66	17,99	0,50	0,43	0,74	0,63	60,90	52,10
	C3	15,04	25,44	0,45	0,38	0,68	0,63	22,60	-47,70
SC51	C1	28,59	36,93	0,60	0,53	0,80	0,74	55,50	79,70
	C2	30,98	26,78	0,58	0,47	0,71	0,65	32,70	33,80
	C3	20,93	40,63	0,53	0,57	0,73	0,69	34,20	1,80
SC55	C1	40,61	42,25	0,49	0,38	0,81	0,76	32,10	48,30
	C2	65,45	52,21	0,44	0,33	0,78	0,76	90,70	86,00
	C3	32,59	46,39	0,55	0,42	0,83	0,77	5,90	4,40

D'un point de vue dynamique, les hydrogrammes des débits simulés et observés montrent une bonne concordance, mais les débits de pointe sont légèrement sous-estimés et les débits d'étiage sont surestimés pour les quatre sous-bassins versants (Figure 16 et Figure 17). Les valeurs de la RMSE indiquent des niveaux d'erreur relativement importants, et le Pbiais varie entre -10% et 61% en calibration et entre -47% et 86% en validation (Tableau 9). Ces biais sont significatifs car devraient être compris entre -25% et +25% pour que la simulation soit satisfaisante et entre -15% et +15% pour qu'on la considère bonne (Arnold et al., 2012; Moriasi et al., 2007). Les crues n'ont pas été bien reproduites par le modèle SWAT pour les trois configurations, par exemple en décembre/janvier 1984, 1990, 1991, 1996, 1997, et autour de mars/avril 2003 et 2004. La Figure 17 illustre les moyennes mensuelles des précipitations et des débits observés et simulés par le modèle SWAT, au cours de la période 1981-2008, pour les trois configurations de calibration. La Figure 16 et la Figure 17 montrent une différence importante entre les trois stratégies de calibration. La configuration C1 surestime légèrement les débits de base pour les sous bassins SC3 et SC55, alors que la moyenne mensuelle entre octobre et janvier est bien représentée pour le SC3. Les débits simulés (C1) pendant la période d'étiage (mais jusqu'en septembre) dépassent les débits observés de plus de 200 % pour ces deux sous bassins (SC3 et SC55). Pour les SC4 et SC51, les débits simulés par la C1 surestiment ceux observés d'une façon presque stationnaire pendant tous les mois de l'année, avec une différence relative moyenne de 75% et 42% pour les SC4 et SC51, respectivement. Pour la configuration C2 (trait bleu), on observe une surestimation des débits mensuels moyens pour l'ensemble des sous

bassins versants, alors que les débits de pointe et les débits de base sont considérablement sous- et surestimés respectivement pour la configuration C3 (taut vert).

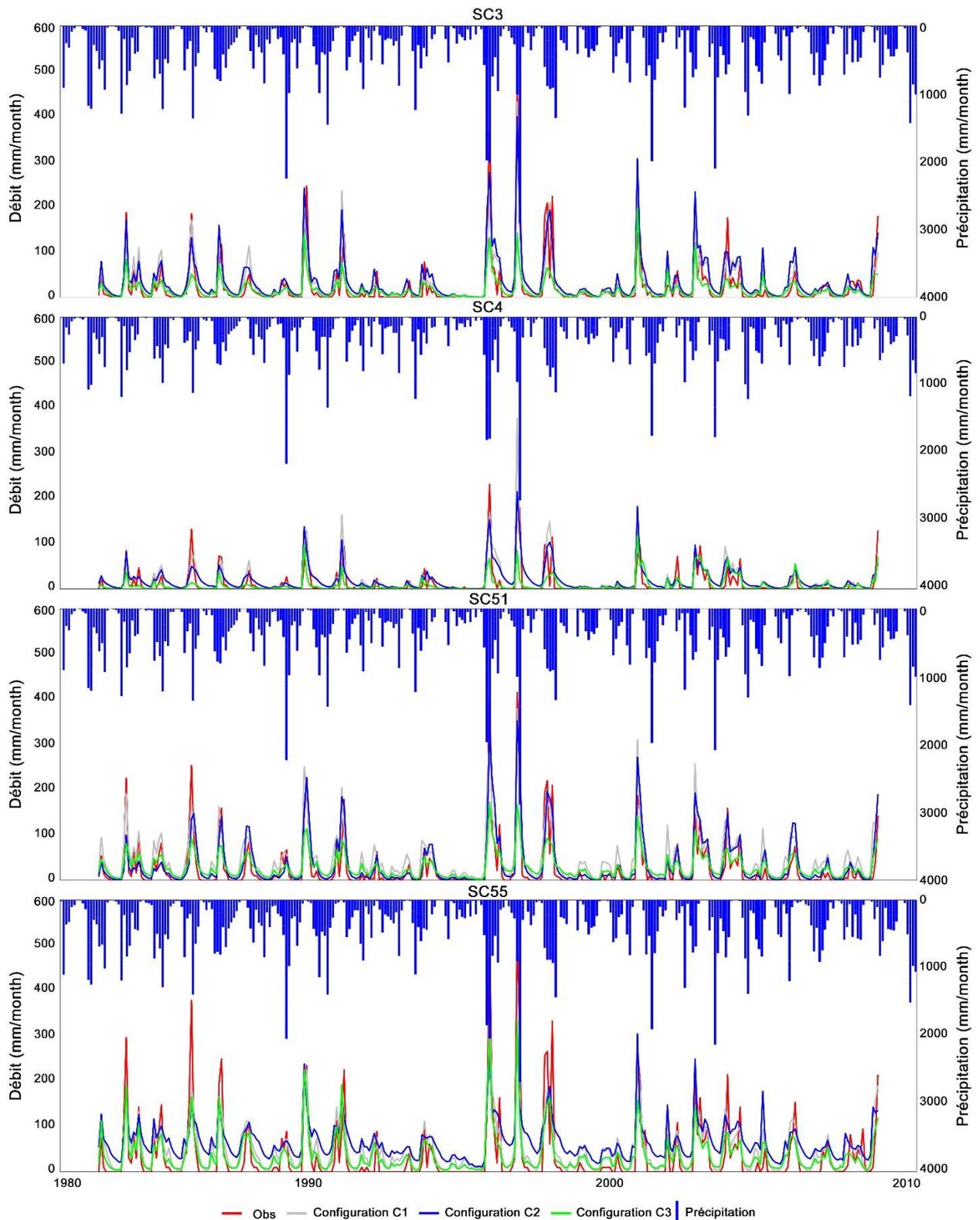


Figure 16 : Précipitations mensuelles (NCEP) et débits (mm/mois) observés et simulés par le modèle SWAT pour les trois stratégies sur les quatre sous-bassins versants SC3, SC4, SC5.1 et SC55 sur la période 1981-2008.

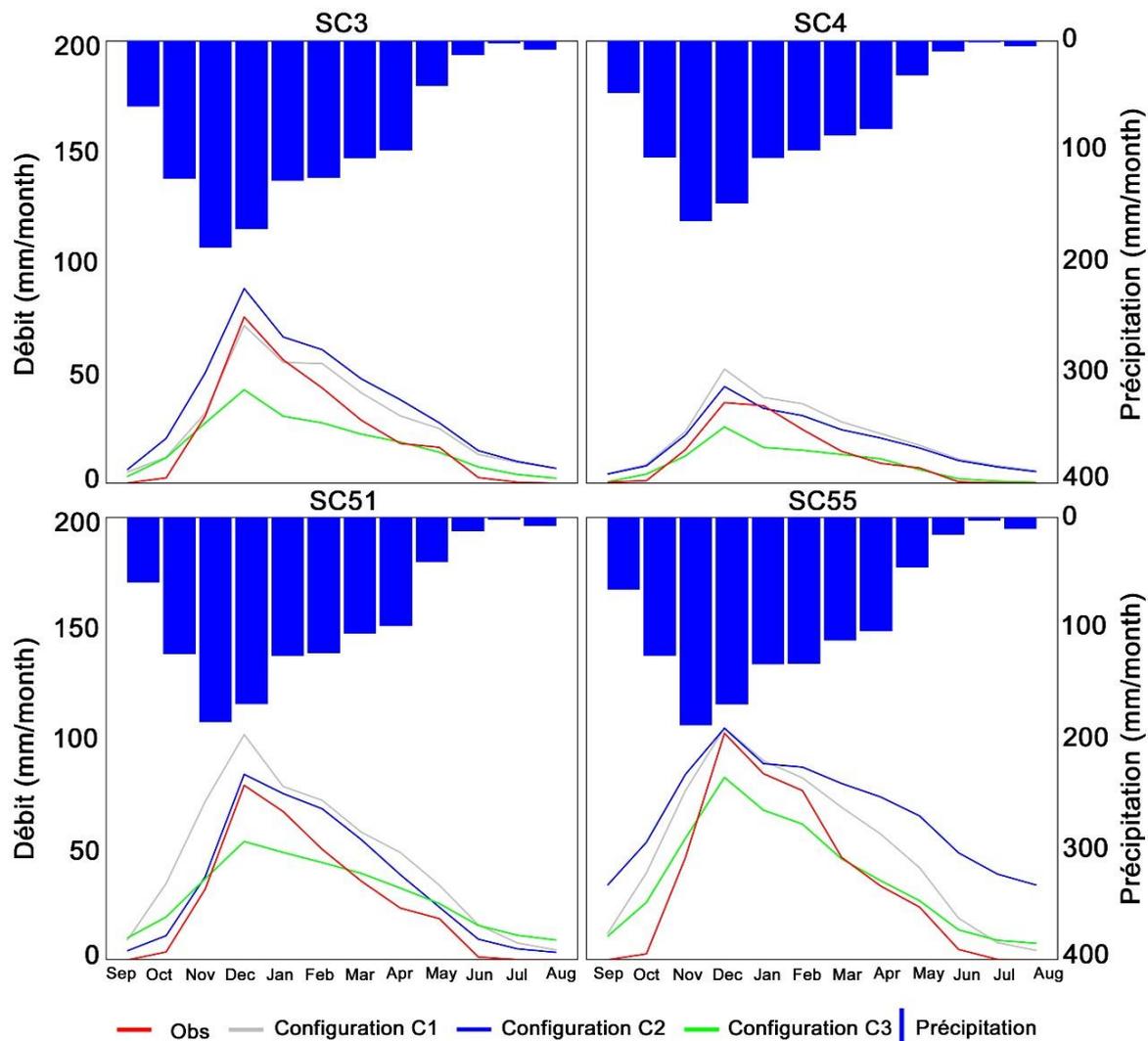


Figure 17: La moyenne mensuelle sur la période 1981-2008 des précipitations et des débits observés et simulés par le modèle SWAT pour les trois stratégies de calibration.

#### IV.6.3. Calibration du modèle GR2M et simulations des débits

La calibration du modèle GR2M avec les trois configurations a montré des résultats très satisfaisants avec un critère NSE variant entre 0,74 et 0,93 et un coefficient  $R^2$  variant entre 0,87 et 0,97 sur les périodes de calibration et de validation pour l'ensemble des sous bassins versants (Tableau 10). Les trois configurations de calibration aboutissent à des résultats très similaires pour tous les sous-bassins versants. La RMSE indique des niveaux d'erreur faible compris entre 10 mm et 27 mm. Le Pbiais varie entre -17% et 14% pour l'ensemble des simulations, à l'exception des sous-bassins SC4 (calibré sous la configuration C1) et SC51 (calibré sous la configuration C3) où il est évalué à 36% et 29%, respectivement. Cela suggère que le modèle GR2M a tendance à surestimer légèrement les débits observés pour ces deux sous bassins. Les débits mensuels observés et simulés pour l'ensembles des sous-bassins sont

présentés dans la Figure 18. Sur l'ensemble des sous bassins, ils montrent une bonne cohérence entre les débits observés et simulés et les précipitations. Ainsi pour chaque épisode de pluie intense, on observe un pic de débit simulée. En général, le modèle GR2M reproduit bien les débits des sous bassins pour les trois configurations de calibration, à l'exception de quelques pics de crue. Cependant, les trois configurations n'ont pas réussi à reproduire les pics de débit comme ceux enregistrés en 1984, 1990, 1991, 1996, 1997 et autour de mars/avril en 2003, 2004. Le même constat a été fait pour le modèle SWAT et pour l'ensemble des sous bassins versants.

La Figure 19 indique les moyennes mensuelles, au cours de la période 1981-2008, des précipitations et des débits observés et simulés par le modèle GR2M pour les trois configurations de calibration. En effet, les moyennes mensuelles des débits des sous-bassins versants SC4 et SC51 ont été bien reproduites par les trois configurations. La configuration C2 sous-estime les débits hivernaux (entre novembre et mars) pour le sous-bassin SC3, alors que les débits d'étiages sont bien reproduits. Les deux autres configurations (C1 et C3) montrent de bons résultats en termes de moyennes mensuelles des débits simulés sur toute la période investiguée pour le sous-bassin susmentionné. Pour le sous bassin SC55, les débits hivernaux sont sous-estimés par la configuration C3. Globalement, les débits moyens mensuels simulés par les trois configurations encadrent ceux observés pour tous les sous bassins versants.

Tableau 10 : Critères de performance du modèle GR2M calibré pour les trois configurations, en période de calibration (Cal.) ou validation (Val.), pour chaque sous-bassin versant simulé.

Sous-bassin	Configuration	RMSE		NSE		R <sup>2</sup>		Pbiais	
		Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.
SC3	C1	19,28	21,02	0,81	0,86	0,92	0,96	-4,90	-15,80
	C2	26,02	16,97	0,86	0,82	0,96	0,93	-17,00	-11,70
	C3	12,46	21,06	0,88	0,88	0,94	0,94	14,50	13,60
SC4	C1	10,57	11,63	0,81	0,86	0,92	0,94	36,30	16,80
	C2	11,25	10,48	0,91	0,81	0,95	0,90	8,70	11,30
	C3	11,98	10,69	0,74	0,89	0,87	0,94	-10,50	1,60
SC51	C1	14,80	15,50	0,92	0,93	0,97	0,97	7,80	14,40
	C2	15,47	15,25	0,95	0,89	0,98	0,95	11,70	24,80
	C3	14,92	16,39	0,85	0,93	0,94	0,97	29,20	4,60
SC55	C1	18,96	24,65	0,93	0,89	0,98	0,96	-2,60	-5,00
	C2	26,61	18,35	0,91	0,92	0,96	0,96	3,10	3,30
	C3	20,69	27,77	0,86	0,89	0,95	0,96	-12,50	-10,90

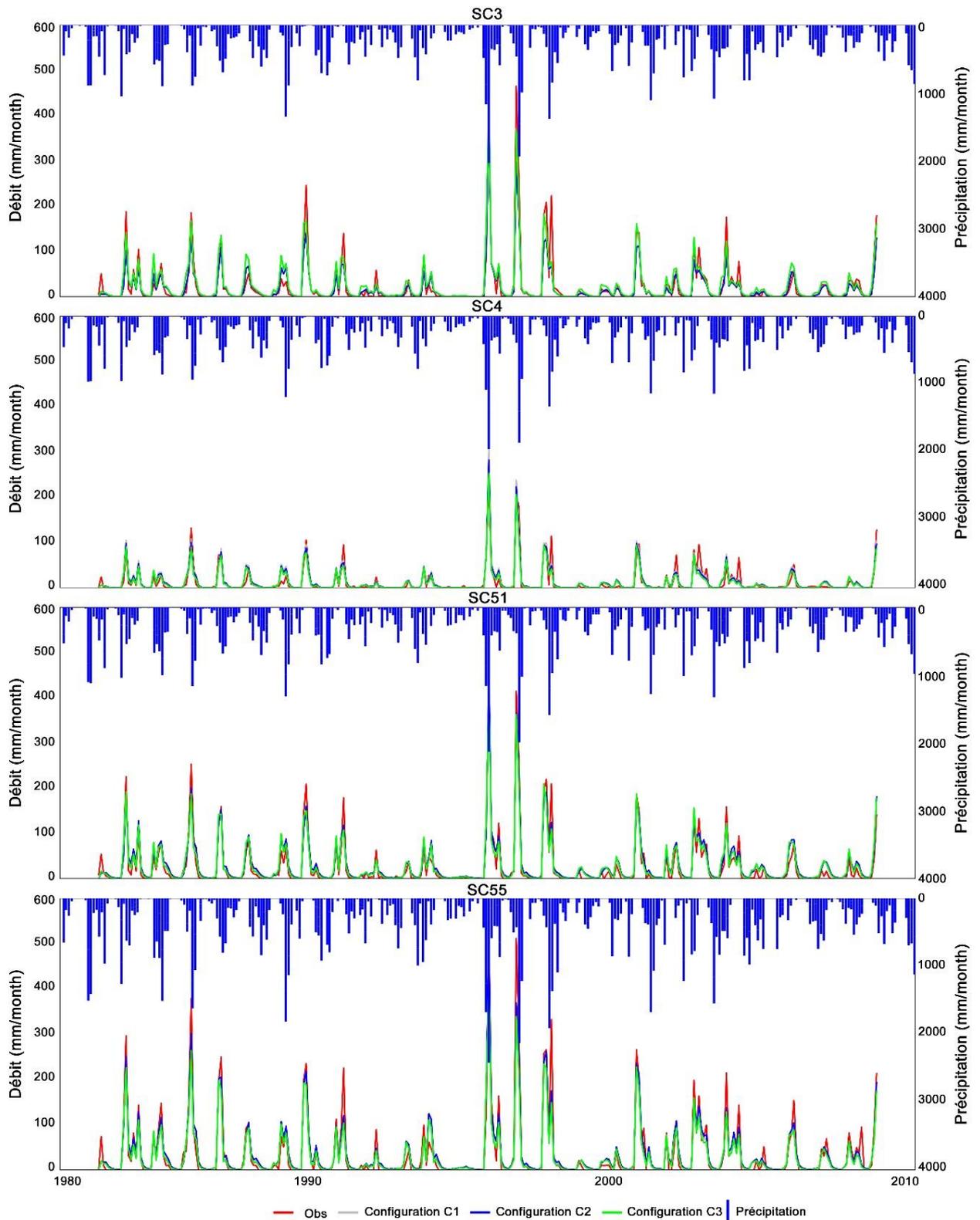


Figure 18 : Précipitations mensuelles et débits (mm/mois) observés et simulés par le modèle GR2M pour les trois configurations sur les quatre sous-bassins versants SC3, SC4, SC5.1 et SC55 sur la période 1981-2008.

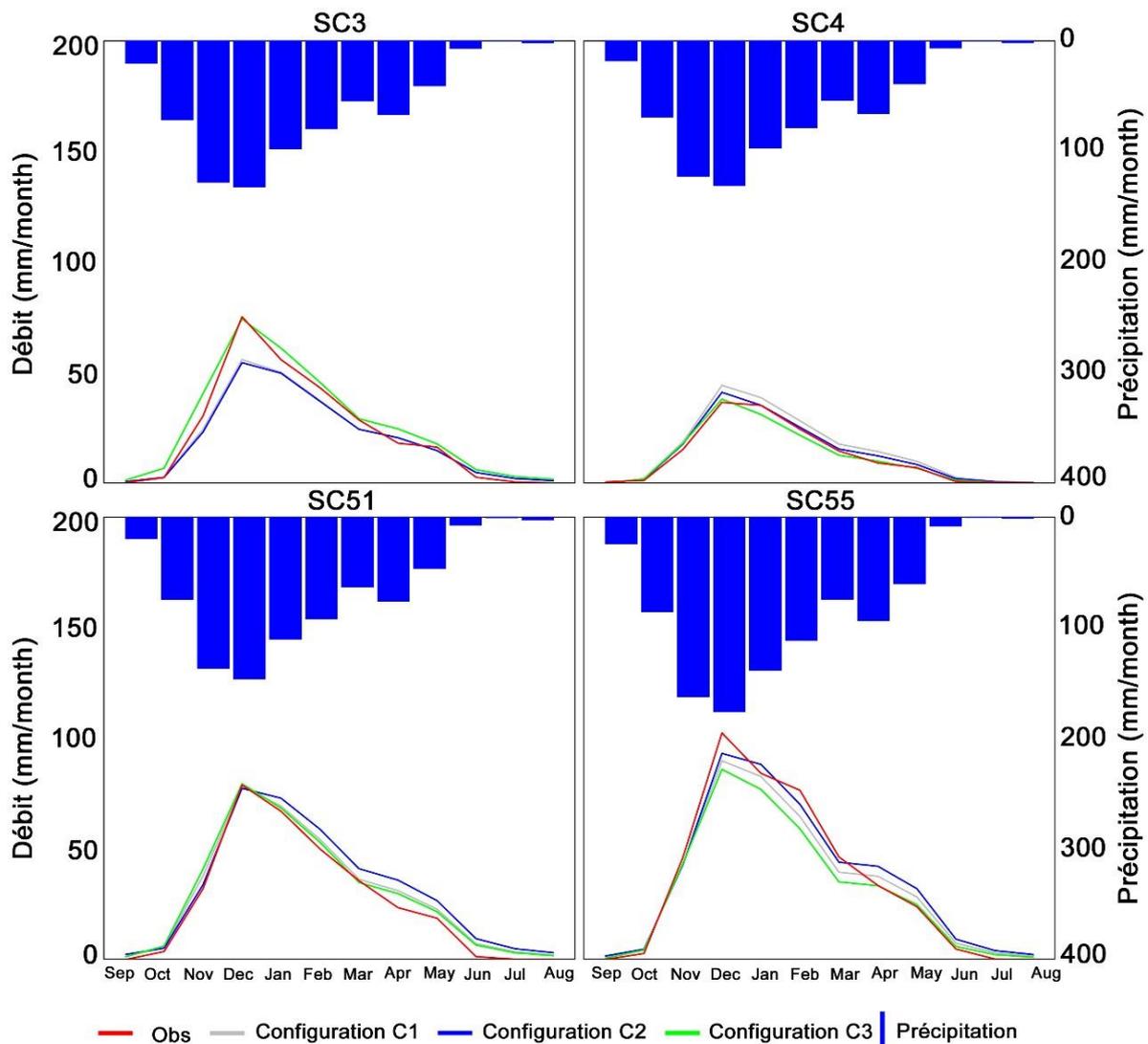


Figure 19 : La moyenne mensuelle sur la période 1981-2008 pour les précipitations et les débits observés et simulés par le modèle GR2M pour les trois configurations de calibration.

### Tendances des débits observés et simulés par le modèle GR2M

Le test de Man-Kendall a été utilisé pour évaluer les tendances des débits annuels observés et simulés par le modèle GR2M pour l'ensemble des sous bassins versants. Le Tableau 11 présente les pentes de Sens déduites du test de Man-Kendall sur la période 1981-2008. Les tendances enregistrées n'ont pas été significatives pour l'ensemble des sous bassins avec les trois configurations. Les tendances générales sont bien présentées par le modèle GR2M, avec une sous-estimation pour les sous bassins SC3, SC51 et SC55 et une surestimation pour le SC4 (Tableau 11). Pour le sous-bassin SC3, la pente de sens passe de -2,53 mm/an (obs) à -1,31 mm/an, -1,17 mm/an et -2,44mm/an (soit une différence relative de 48%, 53% et 4%) pour les configurations C1, C2 et C3, respectivement. La pente de Sen's pour les débits observés au

niveau du SC51 est de -5,52 mm/an, et de -1,56mm/na, -1,60 mm/an et -3,46 mm/an (soit une différence relative de 70%, 71% et 37%) pour C1, C2 et C3 respectivement. Pour le SC55, les différences relatives entre la pente de Sens des débits observés et simulés par le modèle sont de 8%, 7% et 9% pour C1, C2 et C3 respectivement. Pour le SC4, le modèle surestime significativement les tendances. Les résultats obtenus à partir des deux configurations C1 et C2 sont similaires, alors que la C3 produit des résultats peu différents. Ceci peut être attribué à plusieurs facteurs relatifs à la méthode de calcul de l'évapotranspiration potentielle et à l'utilisation d'une seule station de température pour son calcul, ainsi qu'à la structure du modèle, etc.

Tableau 11 : Les pentes de Sen ( $\text{mm.an}^{-1}$ ) des tendances des débits annuels observés et simulés pour tous les sous-bassins sur la période 1981-2008. Aucun des résultats n'est significatif au seuil de 5 %.

Configuration	Sous-bassins			
	SC3	SC4	SC51	SC55
Obs	-2,53	-0,18	-5,52	-4,05
C1	-1,31	-1,86	-1,56	-3,71
C2	-1,17	-1,65	-1,60	-3,74
C3	-2,44	-1,26	-3,46	-3,69

En termes de modélisation hydrologique, il semble au final que la fonction de production sous-estime l'augmentation de l'évapotranspiration réelle sur l'ensemble des sous-bassins étudiés au cours de la période 1965-2004, à l'exception de sous-bassin SC4. Ceci peut être lié à plusieurs facteurs tels que : les incertitudes liées à la formule utilisée pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle, la structure du modèle, et la mauvaise représentation des processus physiques associés aux phénomènes d'évapotranspiration, etc. Malgré la performance globalement satisfaisante du modèle GR2M à reproduire les débits observés dans les bassins étudiés, la présente analyse met en évidence les limitations significatives qui affectent son utilisation dans un contexte de non-stationnarité climatique en zone méditerranéenne.

## **IV.7. Analyse comparative des deux modèles**

Bien que d'autres études ont montré de bons résultats avec le modèle SWAT dans des bassins similaires à celui étudié ici (Aloui et al., 2023; Chkara and EL Morabiti, 2016; Markhi et al., 2019; Sellami et al., 2016; Tan et al., 2020), nos résultats sont peu encourageants quant à son utilisation pour la suite de ce travail. L'étude menée par Fadil et al. (2011) a démontré que le modèle SWAT a produit des résultats très satisfaisants pour la simulation des débits dans le

bassin de Bouregreg au Maroc, avec un coefficient NSE dépassant 0,80 et un  $R^2$  supérieur à 0,9. Milewski et al. (2020) ont utilisé des bases de données identiques à celles adoptées dans notre étude, comme entrées du modèle SWAT : le MNT (ASTER-GDEM), la carte des sols (HWSD), l'occupations des sols (Corine Land Cover) et les précipitations et températures (issues de la réanalyses NCEP) dans les bassins d'Oum Er Rbia situé au centre du Maroc. Ils ont pu calibrer le modèle avec des résultats satisfaisants ( $NSE > 0,65$  et  $R^2 > 0,75$ ).

Les résultats moins satisfaisants obtenus peuvent être expliqués par deux principaux facteurs. Le premier est lié à l'imprécision des données spatiales employées et leur résolution inappropriée pour la taille de notre bassin versant (nombre de HRUs). Plusieurs études ont analysé la sensibilité du modèle SWAT aux données de sols, et ont montré que la résolution de la carte du sol utilisée, ainsi que la nature et le nombre d'informations qui y sont présentes ont une incidence impact significative sur la qualité des simulations (Bouslihim et al., 2019; Romanowicz et al., 2005; Worqlul et al., 2018; Ye et al., 2011; Zhao, 2016). Ye et al. (2011) ont analysé l'impact de la résolution spatiale des données pédologiques, dans un grand bassin hydrographique humide de la rivière Xinjiang (15 535 km<sup>2</sup>) dans le bassin versant du lac Poyang en Chine, et ont révélé que la résolution des données pédologiques influence la qualité des simulations en altérant le stockage de l'eau dans le sol. En outre, Bouslihim et al., (2019) ont évalué les effets de la résolution des données pédologiques sur la performance du SWAT sur le bassin versant de Tamedroust (Maroc) dans des conditions climatiques extrêmement contrastées au cours de la période 1998-2002, en utilisant deux bases de données pédologiques : (i) HWSD-2L, base de données pédologiques à faible résolution avec trois types de sols et (ii) TAMED-SOL, une base de données affinée avec onze types de sols, réalisée à partir de mesures de terrain et d'analyses du sol en laboratoire. Leurs résultats avant calibration ont montré une variabilité considérable et un effet significatif des caractéristiques du sol sur les différentes composantes du cycle hydrologique. Les débits obtenus par la base de données pédologiques HWSD étaient systématiquement inférieurs à ceux simulés par TAMED-SOL, cependant les deux bases de données ont surestimé le débit des cours d'eau par rapport aux données observées. Après calibration du modèle, les deux bases de données de sols (TAMED-SOL et HWSD) ont amélioré la performance du modèle en termes de débit, avec des valeurs de  $R^2$  et NSE comprises entre 0,64 et 0,65. Ils ont pu conclure que la qualité et la résolution des données pédologiques affecte toutes les composantes du cycle hydrologique simulées par SWAT. Principalement les flux d'eau, mais ne conduisent pas à des divergences significatives dans la simulation du débit, en particulier après calibration du modèle. D'autres travaux ont montré que

la qualité et la résolution de la carte d'occupation des sols affecte la performance du modèle SWAT (Moriassi and Starks, 2010). Par ailleurs, l'utilisation d'une seule carte d'occupation de sol (d'une année, ou la moyenne sur plusieurs années) pendant toute la période de simulation a des effets importants sur les débits simulés, et ne permet pas l'intégration de la variabilité ou des modifications de l'utilisation des sols et des pratiques agricoles dans la modélisation. En effet, Jin et al. (2019) ont démontré que l'utilisation d'un ensemble de données à haute résolution et précision ainsi qu'un nombre réduit de classes d'occupations des sols peuvent améliorer les performances du modèle hydrologique de 1,1 % à 6,9 %. D'autre part, ces mêmes auteurs ont montré que l'utilisation de plusieurs années de données d'occupation et d'utilisation des sols, avec des intervalles de temps réduits (par exemple annuels), peut améliorer la modélisation du débit des cours d'eau de 2,2 % à 13,9 % par rapport à l'ensemble de données d'une année. D'autre part, El Harraki et al., (2021) n'ont pas observé d'amélioration de la modélisation du débit des cours d'eau par le modèle SWAT en affinant la résolution spatiale des données d'utilisation des sols. Dans la présente étude, la carte d'usage des sols n'est pas extrêmement détaillée bien qu'ayant une forte résolution (25m). En effet, la plaine avale incluant le sous bassin SC4 et une bonne partie du sous bassin SC3 est une zone fortement aménagée. Seules les zones urbaines (la ville de Larache et des petites communes rurales) étaient intégrées, alors que l'influence de d'autres constructions (les routes, les stations de pompes, les canaux d'irrigation, etc) peut être forte. En plus, cette partie du bassin contient plusieurs zones agricoles. Cependant, la gestion et les pratiques agricoles (travail du sol, drainage, irrigation, pompage, etc.) n'ont pas été simulées. Cette précision moyenne de certains paramètres a pu impacter les résultats, et peut expliquer la faible performance du modèle sur le sous bassin SC4 (aménagé) par rapport aux autres sous bassins. Le deuxième facteur est lié à la qualité des données météorologiques utilisées. En effet, nous avons utilisé les données NCEP à un pas de temps journalier pour effectuer nos simulations. Or, l'imprécision de ces données, notamment au cours des épisodes pluvieux, peut entraîner des décalages de crues et rend de ce fait la calibration difficile. Ainsi, les précipitations issues de la réanalyses NCEP sont surestimées par rapport aux mesures au sol, surtout en période d'étiage (section II.2.5), sur l'ensemble des sous-bassins. Cela peut expliquer la surestimation des débits simulés par rapport à ceux observés. En revanche, les simulations peuvent être améliorées en appliquant des méthodes de correction de biais pour les précipitations et pour les températures issues de la réanalyse NCEP avant leur utilisation dans les simulations.

Nos résultats indiquent une bonne performance du modèle GR2M à simuler les débits dans les quatre sous-bassins. Ce qui est cohérent avec les résultats de plusieurs travaux. Le modèle GR2M a été utilisé dans la région méditerranéenne et dans des régions avec conditions hydro-climatiques similaires au contexte d'étude (forte variabilité du régime hydro-climatique). Ces travaux ont montré la bonne performance de GR2M dans la simulation des débits (Charifi Bellabas et al., 2021; Ditthakit et al., 2021; Marchane et al., 2017; Ouhamdouch et al., 2020). En général, le modèle GR2M sous-estime les débits hivernaux et surestime les débits d'été. C'est un problème classique en modélisation observé aussi par Rwasoka et al. (2014), et remarqué également dans le travail de Trambly et al. (2013) (figure 9 dans Trambly et al., 2013). Le même problème est rencontré avec le modèle journalier GR4J avec 4 paramètres.

En outre, les modèles hydrologiques conceptuels et globaux tels que GR2M ne sont pas conçus pour traiter les transitions soudaines et généralisées de conditions climatiques (Gutierrez-Jurado et al., 2021) et ne permettent pas de simuler les valeurs extrêmes dont l'échelle temporelle se situe plutôt au niveau de l'évènement (quelques heures à quelques jours). De plus, des erreurs de mesure potentielles des données d'entrées (précipitations, températures et débits) peuvent expliquer cette anomalie. En effet, la faible densité des stations de mesure de précipitation utilisées pour l'interpolation (IDW) ne permet pas de détecter les événements pluvieux localisés. Dans des bassins versants plus grands ou lorsque la densité des observations est plus importante, les modèles hydrologiques distribués et semi-distribués peuvent aider à tenir compte de la variabilité spatio-temporelle des précipitations (Aouissi et al., 2018).

Une légère différence a été observée entre les trois configurations de calibration en termes de critères de performance (en calibration et validation). Cela montre la possibilité de transposition des paramètres du modèle GR2M dans des conditions climatiques différentes. En effet, les trois configurations ont été calibrées sur trois périodes contrastées en termes de précipitation (Hrour et al., 2022). Il faut noter que dans la présente étude, nous nous sommes concentrés que sur la performance du modèle à reproduire les débits des sous-bassins.

## **IV.8. Conclusion**

**Quels modèles hydrologiques utiliser pour simuler les débits dans le bassin du Bas-Loukkos ?**

Les modèles hydrologiques sont très nombreux, et très variés. D'un point de vue structure, la représentation des processus physiques et hydrologiques peut s'avérer assez complexe surtout dans un contexte de manque de données descriptives. Dans ce chapitre, nous avons testé la performance de deux modèles hydrologiques correspondants à deux approches différentes (le modèle SWAT et le modèle GR2M). Le choix de ces deux modèles était basé sur la littérature, qui encourage l'adoption de plusieurs modèles, ayant des structures différentes pour intégrer les incertitudes hydrologiques dans les projections hydro-climatiques futures. Le modèle GR2M montre de bonnes performances et est largement utilisé par les chercheurs pour la simulation des débits dans un contexte du changement climatique. De plus, le modèle GR2M est parcimonieux et ne nécessite en données d'entrée que les précipitations et l'évapotranspiration à un pas de temps mensuel pour sa mise en œuvre. Le modèle SWAT a été aussi largement appliqué par la communauté, et intègre les caractéristiques physiques dans la simulation des débits. Le modèle SWAT permet de simuler les pratiques agricoles, si la donnée correspondante existe, et de tester différentes trajectoires et scénarios. Cependant nous n'avons pu obtenir de résultat satisfaisant dans la simulation des débits avec le modèle SWAT. Le manque de données précises pour la construction du modèle, l'indisponibilité des données météorologiques journalières et l'absence de données sur l'occupation du sol rendent l'utilisation du modèle SWAT dans un cadre prospectif sur le bassin du Bas-Loukkos assez délicat.

Le modèle GR2M montre une bonne performance et robustesse pour simuler les débits à la sortie des sous-bassins versants avec un coefficient de Nash moyen de 0,88 pour tous les sous-bassins versants. En revanche, ce modèle global ne permet pas de quantifier les termes du bilan hydrique en tenant compte du couvert végétal à l'échelle des bassins versants. Cependant, il peut être adopté pour simuler les écoulements futurs dans le bassin versant en intégrant les sorties des modèles et des scénarios climatiques futurs.

### **Quelles sont les limites et perspectives de ce travail ?**

L'utilisation du modèle SWAT dans la présente étude est limitée par le manque de données spatiotemporelles précises et de haute résolution spatiale et temporelle. En effet, l'utilisation des données climatiques NCEP, qui surestiment les précipitations mesurées (Section II.2.5), l'utilisation des cartes de sols et d'occupation des sols à faible résolution, le manque des données de débit à un pas de temps journalier pour calibrer les paramètres du modèle et l'absence de données de débit à l'exutoire du bassin du Bas-Loukkos, le manque de données

relatives aux prélèvements directs et du barrage (Evaporation, règles de remplissage/vidange) affectent la précision et la pertinence du modèle SWAT dans notre cas et limitent son application. A noter que la qualité du MNT utilisé était assez mauvaise.

Regrouper les données nécessaires serait une première étape avant de tenter une modélisation agro-hydrologique. Tout d'abord, l'utilisation des données de précipitation plus fiables et plus précises, notamment des météorologiques journalières mesurées et/ou en corrigeant les données issues de la réanalyse NCEP avant les injecter dans le modèle, pourrait être déterminante et améliore significativement la performance du modèle SWAT. D'autres données globales comme les données TRMM (*Tropical Rainfall Measurement Mission*, Almazroui, 2011; Kummerow et al., 1998) peuvent également être testées.

La seconde étape consiste à obtenir une bonne description de l'occupation du sol actuelle. Il est primordial d'améliorer la carte d'occupation des sols en utilisant des cartes bien détaillées avec les types de cultures, et si possible plusieurs cartes à des dates différentes pour représenter l'évolution du couvert végétale dans le bassin au cours de la période de simulation. Pour l'occupation des sols et l'intégration des pratiques associées, une enquête de terrain peut être envisagée, ensuite éventuellement complétée par des données issues de télédétection en utilisant des images satellitaires à haute résolution spatiale et temporelle. La troisième étape concerne la définition des stratégies d'adaptation. Une fois ces stratégies définies, il serait possible de tester des scénarios d'adaptation des pratiques agricoles dans un contexte de changement climatique.

D'une façon générale, le modèle GR2M a pu reproduire les débits des cours d'eau d'une façon très satisfaisante. La tendance générale des débits observés est bien reproduite, mais l'ampleur (pente de sens) des tendances sous-estimées pour 3 sous bassins et légèrement sur -estimée pour le quatrième. Les débits d'étiage sont surestimés par le modèle pour l'ensemble des sous bassins et les trois configurations. Cela peut être attribué à l'incertitude spatiale de l'évapotranspiration et à l'utilisation d'une seule station pour le calcul d'évapotranspiration pour l'ensemble des sous bassins versant. Cependant, d'autres données/méthodes peuvent être utilisées pour estimer l'évapotranspiration, telles que des données satellitaires à grande échelle et/ou la télédétection. Cela peut contribuer à améliorer encore les performances du modèle GR2M.

En somme, le modèle GR2M peut être utilisé pour faire des simulations des débits futurs dans le bassin versant étudié, mais avec précaution. En effet, la sous-estimation des tendances observées peut donner un sens optimiste aux conditions des écoulements futurs.

## Chapitre V. Impacts potentiels du changement climatique sur les ressources en eau au cours du 21<sup>ème</sup> siècle dans le bassin du Bas-Loukkos.

---

*Dans le chapitre 4, nous avons vu que le modèle GR2M a donné des résultats satisfaisants en termes de reproduction des débits observés dans l'ensemble des sous-bassins pour la période 1981-2008. En revanche, nous n'avons pas réussi à calibrer de manière satisfaisante le modèle SWAT, sur aucun des sous-bassins. Ces résultats nous ont encouragé à utiliser le modèle GR2M et à écarter le modèle SWAT pour mener une analyse prospective des débits dans le bassin du Bas-Loukkos d'ici la fin du 21<sup>e</sup> siècle, en utilisant des scénarios climatiques régionaux.*

*Le cœur de ce chapitre est constitué d'un article publié dans *Journal of Hydrology : Regional Studies* (Hrouer et al., 2023) qui décrit cette analyse prospective en proposant l'élaboration d'un cadre d'analyse pour évaluer les impacts du changement climatique sur la disponibilité future des ressources en eau. Une première partie avant l'article propose un rappel sur les modèles et scénarios climatiques mobilisés dans la présente étude, ainsi qu'une comparaison entre différentes techniques de correction des biais afin de détailler ces résultats préliminaires ensuite utilisés dans l'article.*

### V.1. Introduction

Les projections climatiques futures prévoient une poursuite de la diminution des précipitations et des débits et l'augmentation des températures au cours du 21<sup>ème</sup> siècle (Balhane et al., 2022; Driouech and El Rhaz, 2017; El Khalki et al., 2021; El Moçayd et al., 2020c; IPCC, n.d.; Marchane et al., 2017; Polade et al., 2017). Ces tendances futures mettent en évidence l'occurrence des sécheresses plus fréquentes (Lehner et al., 2006) ainsi que d'autres impacts sur le cycle de l'eau et par conséquent sur la disponibilité des ressources en eau (Brouziyne et al., 2018; Marchane et al., 2017; Naumann et al., 2018; Trambly et al., 2020b). Plusieurs secteurs socio-économiques seront impactés, comme l'agriculture qui est un secteur fortement dépendant de la disponibilité des ressources en eau, surtout dans les régions arides et semi-arides comme le Maroc (Hunink et al., 2019). La variabilité climatique naturelle et la forte irrégularité spatio-temporelle des précipitations, sera donc confrontée à des défis supplémentaires (Javed et al., 2020). En parallèle, les demandes en eau sont susceptibles d'augmenter dans le futur, exerçant une pression supplémentaire sur les ressources. Il est primordial d'anticiper ces évolutions de la disponibilité des ressources en eau afin de préparer des stratégies de gestion intégrée, rationnelle, et adéquate à l'échelle des bassins versants.

Le couplage des modèles climatiques avec les modèles hydrologiques est souvent utilisé dans les études d'impact du changement climatique sur l'hydrologie des bassins versants (Lemaitre-Basset et al., 2021). La prise en compte des incertitudes dans ces approches prospectives est indispensable pour l'élaboration de stratégies d'adaptation qui soient résilientes (Lemaitre-Basset et al., 2021; Piazzini et al., 2021). Les sources d'incertitudes sont diverses, ils se propagent tout au long du processus de modélisation hydro-climatique (Jeantet et al., 2023). Ces incertitudes sont liés aux scénarios d'émissions de Gaz à Effets de Serre (GES), aux modèles climatiques globaux (GCM), aux méthodes de régionalisation (ou les modèles climatiques régionaux, RCM), aux méthodes de corrections de biais, et finalement les incertitudes liées aux modèles hydrologiques (Adloff et al., 2015; Her et al., 2019).

Les incertitudes liées aux choix des modèles et scénarios climatiques sont considérées comme principales sources (Lee et al., 2021), entravant l'utilisation des projections climatiques (Maraun and Widmann, 2018). Il est préconisé d'utiliser le plus grand nombre de modèles climatiques et de scénarios d'émissions possibles afin de cerner au mieux les incertitudes liées à ces modèles (Lemaitre-Basset et al., 2021; Luo et al., 2017). Les incertitudes hydrologiques sont souvent prises en compte en utilisant plusieurs modèles hydrologiques de structure différentes, sous l'hypothèse que ces incertitudes peuvent être entièrement représentées en utilisant différents modèles hydrologiques (Zhou et al., 2021). Cependant, l'utilisation de plusieurs modèles hydrologiques n'est pas toujours possible en raison de la rareté des données requises pour leurs mises en œuvre, et est limitée surtout quand l'accès aux données est plus difficile (Jiang et al., 2007; Poulin et al., 2011).

Une partie de l'incertitude hydrologique peut être prise en compte en utilisant un seul modèle et plusieurs sets de paramètres pour tenir compte de l'instabilité de ces paramètres dans des régimes climatiques futurs et pas forcément à l'équilibre (Brigode et al., 2013; Lee et al., 2021).

Ce chapitre présente un cadre d'analyse pour évaluer l'impact du changement climatique sur la disponibilité des ressources en eau au future dans le bassin du Bas-Loukkos. La première partie compare trois méthodes de correction de biais des séries climatiques modélisées, cette comparaison justifiant les choix réalisés par la suite. La seconde partie représente un article accepté dans le "Journal of Hydrology : Regional Studies". L'article avait trois objectifs principaux : Le premier objectif était de quantifier les changements futurs dans les précipitations et l'évapotranspiration et leurs incertitudes. Le deuxième objectif était de simuler le débit à l'échelle du bassin versant en tenant compte des incertitudes. Le troisième objectif

était d'analyser l'ensemble des débits simulés en fonction de différents scénarios de croissance agricole et démographique en utilisant le cadre de Budyko (Budyko, 1974). Nous avons donc développé un cadre d'analyse combinant les données de 13 modèles et deux scénarios climatiques comme entrée pour le modèle hydrologique GR2M avec deux ensembles de paramètres et deux scénarios futurs de prélèvement d'eau.

## **V.2. Les modèles climatiques et scénarios RCP utilisés**

EURO-CORDEX (“EURO-CORDEX”) est l'initiative Européenne *Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment* (CORDEX). Cette initiative fournit des projections climatiques en utilisant différentes combinaisons de modèles de circulation générale (GCM) et de modèles climatiques régionaux (RCM) à différentes résolutions spatiales (12,5 à 50 km) (Jacob et al., 2014). Les GCMs sont utilisés pour simuler le système climatique mondial en réponse à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre (GES) (Allen et al. 2018 ; GIEC, 2019). La plupart des simulations climatiques globales (GCM) ont été produites avec une grille de résolution grossière, de l'ordre de 100 à 500 km (D'Oria et al., 2017), ce qui limite leur utilisation dans les études sur les impacts généralement menées à l'échelle locale du bassin, ou d'un écosystème, etc. Les RCMs offrent une résolution plus fine de 10 à 50 km (D'Oria et al., 2017). Ils sont obtenus par des techniques de descente d'échelle « downscaling » forcées par les GCMs (Allen et al. 2018 ; D'Oria et al., 2017).

Dans la présente thèse, les modèles climatiques de l'initiative EURO-CORDEX ont donc été utilisés. Ils couvrent notre zone d'étude (Figure 1 de l'article 2, page 137) et sont largement utilisés et évalués par la communauté des chercheurs (Ben Nsir et al., 2022; Demory et al., 2020; Jacob et al., 2014; Katragkou et al., 2015; Raymond et al., 2019; Rocha et al., 2020; Soares et al., 2017). En consultant la littérature, on ne trouve pas de consensus sur les approches à utiliser pour sélectionner ou pondérer les projections des différents modèles (Philipp et al., 2016, 2010). Pour prendre en considération et quantifier les incertitudes, il est conseillé d'utiliser un grand nombre de modèles plutôt que d'utiliser la simulation individuelle la plus performante en termes de capture du climat observé. Ainsi, quatre GCMs (CNRM-CM5, ICHEC-EC-EARTH, MOHC-HadGEM2-ES et MPI-ESM-LR) et cinq RCMs (CCLM4-8-17, HIRHAM5, RACMO22E, RCA4, REMO2015) ont été sélectionnés (Tableau 12). Cependant, seules treize combinaisons de modèles climatiques sont disponibles sur notre zone d'études. Les RCMs disponibles ont une résolution de 12 km. Plusieurs études ont observé une meilleure représentation des simulations de précipitations à une résolution de 12 km sur la zone euro-

méditerranéenne, par rapport aux simulations à une résolution de 25 ou 50 km (Fantini et al., 2018; Ruti et al., 2016; Trambly et al., 2018, 2013).

Tableau 12 : Modèles climatiques régionaux issue de l’initiative EURO-CORDEX Utilisée dans la présente étude, avec indication de l’institution responsable, du modèle climatique global de forçage. L’acronyme de chaque combinaison de modèles (RCM-GCM) est indiqué dans le tableau (Table 1 de l’article 2, page 138).

<b>Modèle régional</b>	<b>Modèle de forçage (GCM)</b>	<b>Institution</b>	<b>Références</b>
CCLM4-8-17	CNRM-CM5	Climate Limited -Area Modelling Community	Rockel et al. (2008)
	ICHEC-EC-EARTH		
	MOHC-HadGEM2-ES		
HIRHAM5	MPI-M-MPI-ESM-LR	Danish Meterological Institue	Christensen et al. (2007)
	ICHEC-EC-EARTH		
	MOHC-HadGEM2-ES		
RACMO22E	CNRM-CM5	Koninklijk Nederlands Meteorologisch Institution	Van Meijgaard et al. (2008)
	ICHEC-EC-EARTH		
	MOHC-HadGEM2-ES		
RCA4	CNRM-CM5	Swedish Meteorological and Hydrological Institue	Samuelsson et al. (2015)
	ICHEC-EC-EARTH		
	MOHC-HadGEM2-ES		
REMO2015	MOHC-HadGEM2-ES	Climate Service Center Germany (GERICS)	Top et al. (2021)

### **V.3. Correction des biais des sorties brutes des modèles climatiques**

Les sorties de simulation fournies par les RCMs et les GCMs sont généralement biaisés (Christensen et al., 2008; Teutschbein and Seibert, 2010). Ces biais représentent des erreurs systématiques dues à la conceptualisation des modèles, la discrétisation spatiale et la résolution de chaque modèle et aux calculs de la moyenne des paramètres dans les cellules de la grille. Alors l'utilisation des simulations fournis par les RCMs et les GCMs comme entrées directes pour les modèles hydrologiques beaucoup discutées dans la littérature et il est fortement recommandé de corriger ces biais (C. Chen et al., 2011; Eden et al., 2012; Lemaitre-Basset et al., 2021; Maraun et al., 2017; Salvi and Ghosh, 2013; Smitha et al., 2018; Teutschbein and Seibert, 2012; Willkofer et al., 2018; Wood et al., 2004). Plusieurs méthodes de correction des biais ont été proposées afin de réduire les écarts entre les variables climatiques simulées par les modèles climatiques et celles observées sur la période historique (Chen et al., 2013). Ces méthodes varient du simple ajustement linéaire à des approches plus sophistiquées utilisant des distributions de probabilité ou des générateurs de conditions météorologiques, toutes se basent

sur des données climatiques historiques. La correction des biais repose aussi sur l'hypothèse forte selon laquelle les biais du modèle restent et resteront stationnaires dans le temps (Maraun et al., 2010). Cette hypothèse ne peut être vérifiée pour les futurs horizons climatiques, mais elle peut être testée dans le climat actuel en comparant les biais du modèle sur différentes périodes (Jakob Themeßl et al., 2011; Maraun et al., 2010; Vrac et al., 2012). Maraun (2012) a réalisé ce type d'évaluation sur les simulations des modèles régionaux. Il a démontré que les biais de précipitation restent stationnaires pour la plupart des régions d'Europe, mais qu'ils sont fortement influencés par la variabilité dans les régions arides et semi-arides comme le Maghreb. En effet, dans les régions où les précipitations se produisent sous forme d'événements rares et localisés, la variabilité interne peut avoir un impact important sur les biais saisonniers, même lorsque l'on effectue une moyenne sur une période de 30 ans (Maraun, 2012). De plus, il a été démontré, au moins pour le Maroc (Driouech et al., 2010), que les biais des modèles climatiques régionaux peuvent dépendre du régime météorologique. Une comparaison de différentes méthodes de correction et avec une approche sans correction devrait donc permettre de couvrir l'incertitude lié à cet aspect de la modélisation prospective.

Trois méthodes de correction des biais, couvrant les principaux types de méthodes existantes, ont été comparées: la mise à l'échelle linéaire (*Linear Scaling*, LS), la cartographie quantile empirique (EQM) et la cartographie quantile gamma (GQM) (Cannon et al., 2015a; Ivanov and Kotlarski, 2017a; Li et al., 2010). Une explication détaillée de ces méthodes peut être trouvée dans la littérature (Cannon et al., 2015a; Ghimire et al., 2019; Luo et al., 2018; Maraun, 2013; Miao et al., 2016; M'Po et al., 2016; Yang et al., 2018). Pour les précipitations et les températures, la correction des biais a été réalisée sur l'ensemble du bassin versant du Bas-Loukkos en utilisant des pas de temps mensuels sur les périodes 1976-2005 pour les précipitations et 1981-2005 pour les températures, qui correspondent aux périodes communes entre les données observées et simulées historiques.

### **V.3.1. La mise à l'échelle linéaire**

La méthode de mise à l'échelle linéaire (LS) vise à ajuster la moyenne mensuelle à long terme des valeurs corrigées pour qu'elle corresponde parfaitement à celle des valeurs observées (Lenderink et al., 2007). Les précipitations sont ajustées à l'aide d'un facteur multiplicateur, tandis que les températures sont corrigées par un terme additif. La méthode LS utilise des facteurs de correction mensuels basés sur les différences entre les observations et simulations, comme explicité dans les équations (Eq.5.1) et (Eq.5.2). Il est important de noter que ces

facteurs de correction varient selon le mois de l'année. Cependant, il convient de souligner que la méthode LS présente certaines limitations, notamment celle de ne pas capturer toutes les caractéristiques des données observées.

$$P_{hist,m,t}^{cor} = P_{hist,m,t} \times \left[ \frac{\mu(P_{obs,m})}{\mu(P_{hist,m})} \right] \quad Eq. 5.1$$

$$T_{hist,m,t}^{cor} = T_{hist,m,t} + [\mu(T_{obs,m}) - \mu(T_{hist,m})] \quad Eq. 5.2$$

Où  $P_{hist,m,t}^{cor}$  et  $T_{hist,m,t}^{cor}$  désignent respectivement les précipitations et les températures corrigées à la date t pour le mois m ;  $P_{hist,m,t}$  et  $T_{hist,m,t}$  désignent respectivement les précipitations et les températures provenant des sorties originales du modèle climatique pendant la période concernée ; les indices t et m désignent respectivement des dates et des mois spécifiques ; et  $\mu$  désigne la valeur moyenne.

### V.3.2. La cartographie quantile empirique

La cartographie quantile empirique (EQM) vise à corriger la distribution des données simulées par les modèles climatiques pour qu'elle corresponde à la distribution de l'ensemble des données observées (Cannon et al., 2015a; Ivanov and Kotlarski, 2017b; Li et al., 2010) en appliquant une fonction de transfert sur la base des moments statistiques de leurs fonctions de distribution cumulative (CDF) respectives :

$$V_{hist,m,t}^{cor} = CDF_{obs,m}^{-1} \left( CDF_{hist,m}(V_{hist,m,t}) \right) \quad Eq. 5.3$$

$$V_{proj}^{cor} = CDF_{obs,m}^{-1} \left( CDF_{proj,m}(V_{proj,m,t}) \right) \quad Eq. 5.4$$

où V désigne la variable climatique (précipitation ou température),  $CDF^{-1}$  désigne l'inverse de la fonctions de distribution cumulative, obs, hist, proj désignent respectivement les données d'observation, les données historiques et les projections futures des modèles climatiques, les indices t et m désignent respectivement des dates et des mois spécifiques.

Les moyennes, l'écart type, les quantiles, les fréquences et les intensités sont corrigés par EQM d'une manière non linéaire, sans affecter les extrêmes ce qui permet de préserver la variabilité des sorties originales des modèles GCM et RCM (Li et al., 2010; Themeßl et al., 2012).

### V.3.3. La cartographie quantile Gamma

La distribution Gamma, caractérisée par ses paramètres de forme  $\alpha$  et d'échelle  $\beta$ , est souvent considérée comme une distribution appropriée pour modéliser la probabilité des précipitations (Piani et al., 2010). De nombreuses études ont démontré l'efficacité de la méthode pour corriger les précipitations (Fauzi et al., 2020; Piani et al., 2010; Teutschbein and Seibert, 2012; Tong et al., 2021). L'ajustement peut être réalisé en utilisant la méthode du maximum de vraisemblance ou la méthode des moments (Thom, 1958), dans notre étude, nous avons choisi d'utiliser la méthode des moments qui est simple. La distribution Gamma peut être définie de la manière suivante :

$$f_{\gamma}(x|\alpha, \beta) = x^{\alpha-1} \times \frac{1}{\beta^{\alpha} \times \Gamma(\alpha)} \times e^{-\frac{x}{\beta}}; x \geq 0; \alpha, \beta > 0 \quad Eq. 5.5$$

où  $\Gamma(\cdot)$  est la fonction Gamma ; et  $\alpha$  et  $\beta$  sont respectivement le paramètre de forme et le paramètre d'échelle.

### V.3.4. Evaluation et performance statistique

La performance de chaque méthode de correction des biais a été évaluée en utilisant plusieurs paramètres statistiques calculés sur les séries temporelles, notamment le  $R^2$ , l'écart-type (SD), la RMSE et le Pbiais.

Le diagramme de Taylor (Taylor, 2001) a été utilisé pour évaluer les différences entre les différentes méthodes de correction de biais utilisées, en fournissant un résumé de la correspondance entre les résultats de correction de biais et les données observées, en termes de variabilité et d'amplitude de la variabilité (Bhatti et al., 2016; Conti et al., 2014). Ce diagramme permet de comparer visuellement la précision des différentes méthodes de correction de biais en termes de proximité avec les données observées, en utilisant les coefficients  $R^2$ , RMSE et SD (Conti et al., 2014; Taylor, 2001). Chaque combinaison des trois statistiques mentionnées ci-dessus est représentée par un point sur un graphique en deux dimensions. Les méthodes de correction de biais les plus efficaces présentent des points qui se trouvent près du point marqué "Obs" sur l'axe des x, avec un  $R^2$  relativement élevé et un faible RMSE.

## V.4. Résultats préliminaires : Evaluation des méthodes de correction de biais pour les précipitations et les températures

### V.4.1. Simulations brutes des modèles climatiques (non corrigées)

Il existe une différence notable entre les modèles climatiques dans leur capacité à reproduire les températures et les précipitations dans les conditions climatiques historiques (1976-2005 pour les précipitations et 1981-2005 pour les températures). La Figure 22 résume les critères de performance statistique des modèles climatiques dans la reproduction des précipitations et des températures. Bien que les modèles climatiques représentent de manière satisfaisante le profil général et la distribution (CFD) mensuelle des précipitations (Figure 20b), ils surestiment légèrement les précipitations moyennes observées, en particulier pendant les mois d'hiver (novembre à avril). Par conséquent, la variabilité interannuelle simulée par les modèles climatiques est plus élevée que celle observée (Figure 20a). Les critères statistiques montrent des résultats différents d'un modèle à l'autre : le Pbiais varie de -22% à 51%, la RMSE varie de 75 mm à 109 mm, et le R<sup>2</sup> ne dépasse pas 0,45 pour tous les modèles climatiques. Les cumuls annuels de précipitation simulées varient de 445 à 950 mm.an<sup>-1</sup> par rapport à 653 mm.an<sup>-1</sup> observées sur la période 1976-2005. La plupart des modèles surestiment les précipitations moyennes annuelles, à l'exception de quatre modèles qui les sous-estiment de -0,5%, -22%, -23% et -7% respectivement pour CNRM.CERFACS.CNRM.CM5-CCLM4.8.17, ICHEC.EC.EARTH-CCLM4.8.17, MOHC.HadGEM2.ES-CCLM4.8.17 et MOHC.HadGEM2.ES-HIRHAM5 (Figure 20 a et c).

Pour les températures, le profil général et la CDF des températures moyennes mensuelles est bien représenté, mais avec une sous-estimation des températures basses (Figure 21b). En effet, tous les modèles sous-estiment les températures moyennes mensuelles (Figure 21 a, b et c), notamment pendant les mois d'hiver, avec un Pbiais variant de -17 % à -1,3 % et une RMSE de 2,7 à 4°C avec une différence moyenne de -2,8°C. Le R<sup>2</sup> dépasse 0,88 pour tous les modèles, ce qui indique une bonne corrélation entre les températures simulées et celles observées (Figure 22). Dans la Figure 21c, on observe clairement une sous-estimation des températures moyennes annuelles, avec un gradient associé aux modèles climatiques. Le modèle CNRM.CERFACS.CNRM.CM5-RACMO22E simule les températures moyennes annuelles les plus basses, avec une différence moyenne de -3°C par rapport aux températures observées (soit un Pbiais de -17%). Il est suivi par le modèle ICHEC.EC.EARTH-RACMO22E, qui présente

une différence moyenne de  $-2,5^{\circ}\text{C}$  par rapport aux températures observées (soit un Pbiais de  $-14\%$ ) (Figure 22).

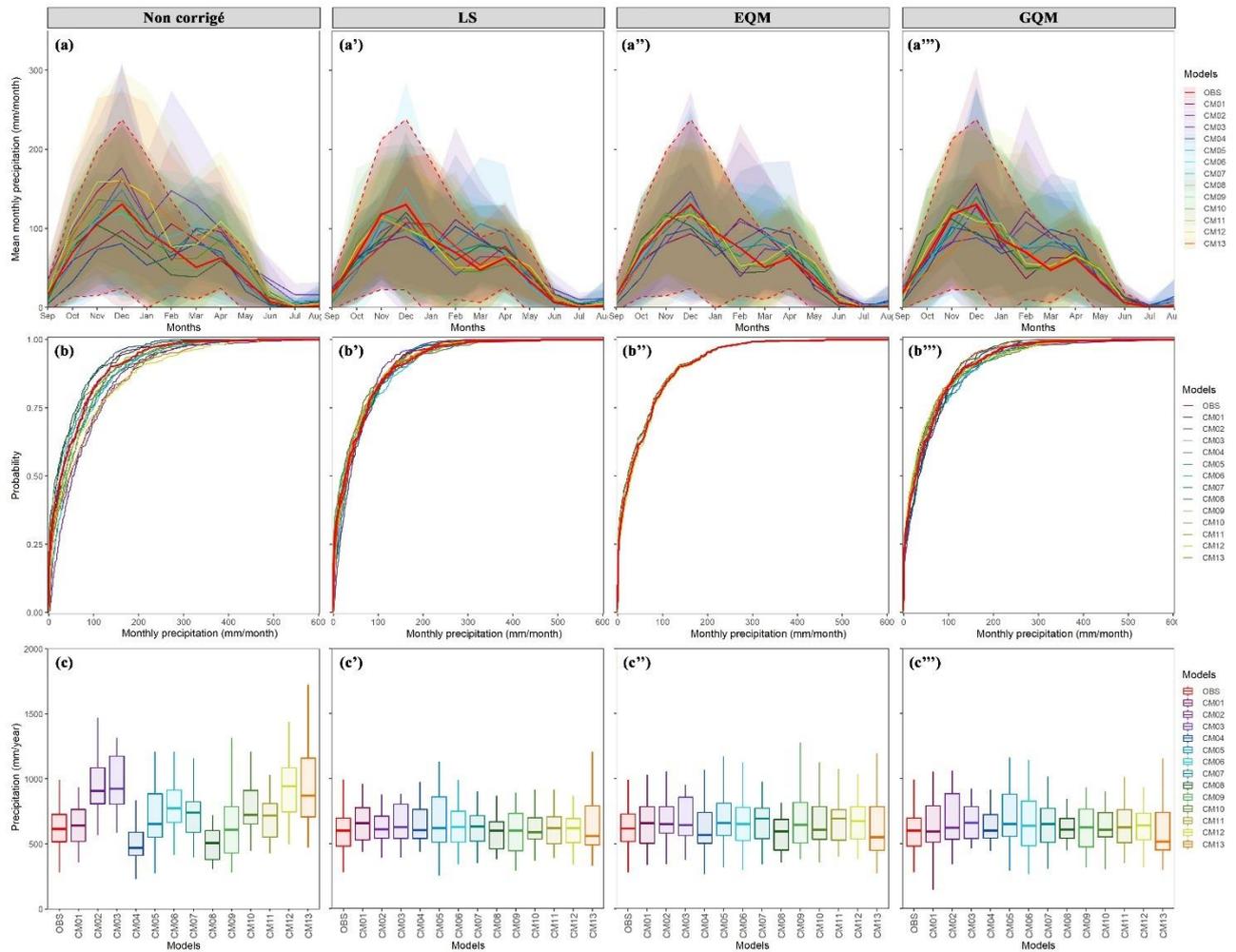


Figure 20 : Les résultats de la correction du biais des précipitations pour la période historique (1976-2005) sont présentés pour tous les modèles utilisés. (a), (a'), (a''), et (a''') montrent respectivement la moyenne des précipitations mensuelles pour les précipitations simulées par les modèles climatiques (brutes), corrigées par la méthode LS, corrigées par la méthode EQM, et corrigées par la méthode GQM. Les bandes représentent l'écart-type. (b), (b'), (b''), et (b''') montrent les distributions cumulées (CFD) des précipitations mensuelles. (c), (c'), (c''), et (c''') représentent les boîtes à moustaches des cumuls précipitations annuelles.

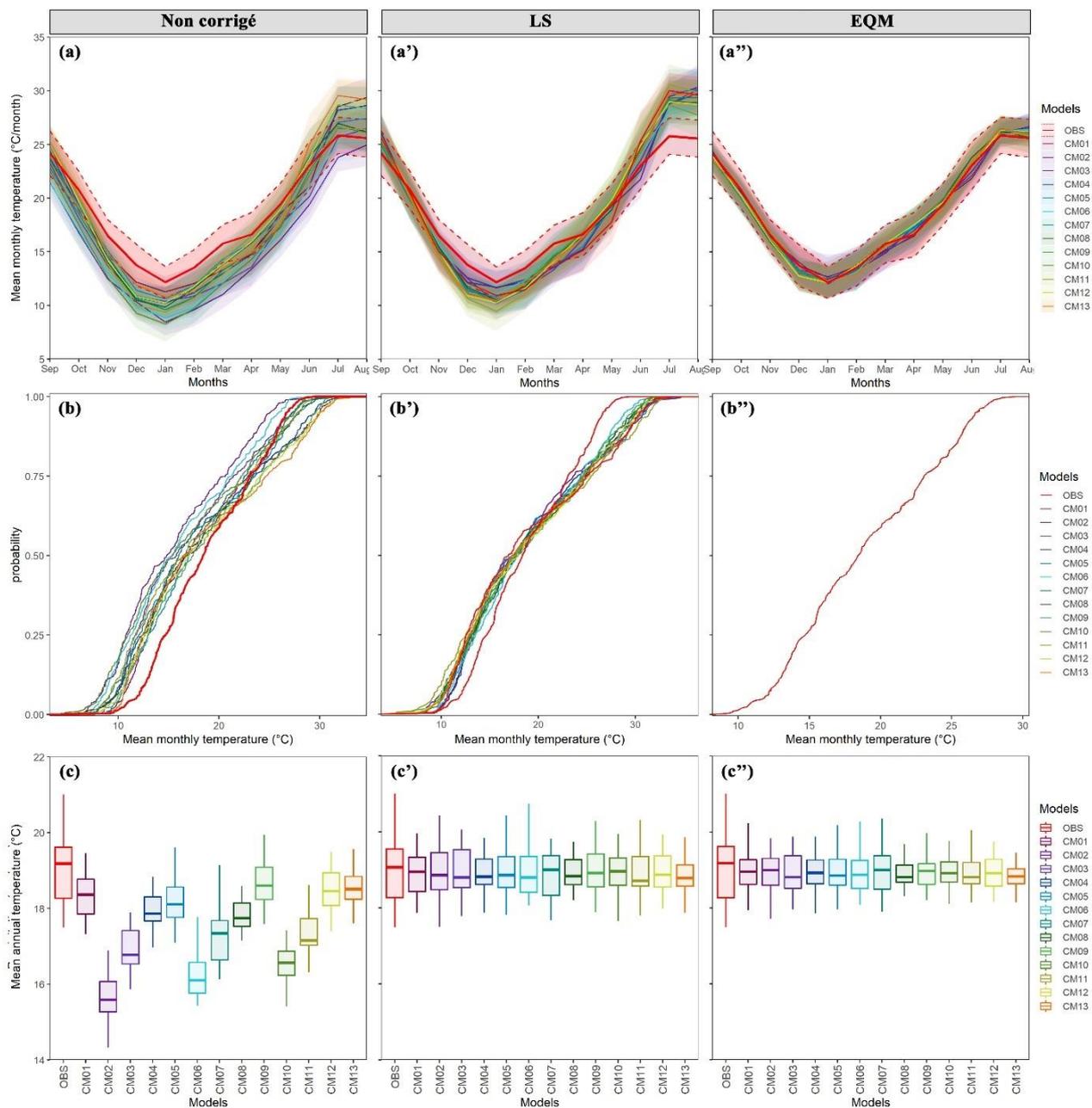


Figure 21 : Les résultats de la correction du biais des températures pour la période historique (1981-2005) sont présentés pour tous les modèles utilisés. (a), (a'), et (a'') montrent respectivement la moyenne mensuelle des températures pour les températures simulées par les modèles climatiques (brutes), corrigées par la méthode LS, corrigées par la méthode EQM, et corrigées par la méthode GQM. Les bandes représentent l'écart-type. (b), (b'), et (b'') montrent les distributions cumulées (CFD) des températures mensuelles. (c), (c'), et (c'') représentent les boîtes à moustaches des températures moyennes annuelles.

#### V.4.2. Évaluation des méthodes de correction des biais dans les simulations climatiques

Les trois méthodes corrigent bien les biais des simulations brutes des modèles climatiques comme le montrent les Figure 20 et Figure 21.

Pour les précipitations, les Pbiais calculés entre les précipitations mensuelles simulées corrigées et observées sont négligeables, variant entre -11% et 8% (soit une RMSE de 72 mm à 87 mm) pour la méthode EQM, entre -8% et 6% (soit une RMSE de 66 mm à 88 mm) pour la méthode LS, et entre -9,6% et 8,6% (soit une RMSE de 74 mm à 95 mm) pour la méthode GQM (Figure 22). Cependant, les trois méthodes n'ont pas permis d'améliorer la corrélation entre les précipitations simulées et observées, le  $R^2$  est inférieur à 0,45 après correction pour tous les modèles et les trois méthodes.

La moyenne des précipitations totales annuelles corrigées varie entre 604 mm.an<sup>-1</sup> et 683 mm.an<sup>-1</sup> (avec un écart type entre 171 mm.an<sup>-1</sup> et 242 mm.an<sup>-1</sup>), tandis que les précipitations totales annuelles observées s'élèvent à 653 mm.an<sup>-1</sup> (avec un écart type de 231 mm.an<sup>-1</sup>). Les trois méthodes de correction des biais réduisent la variabilité inter et intra-modèles (Figure 20 c', c'', c''').

Pour les températures, les méthodes EQM et LS ont permis de corriger efficacement les biais. D'après les critères statistiques de performance (Figure 22), ces deux méthodes donnent de bons résultats pour la correction des températures moyennes mensuelles pour tous les mois de l'année, la méthode EQM s'avère un peu meilleure que la méthode LS (Figure 21). Les Pbiais des températures moyennes annuelles corrigées varient entre 0,1% et 0,2% (soit une RMSE de 0,8°C à 1°C) pour les deux méthodes. La variabilité intra et inter-modèles est également réduite avec la correction des températures (Figure 21c' et c'').

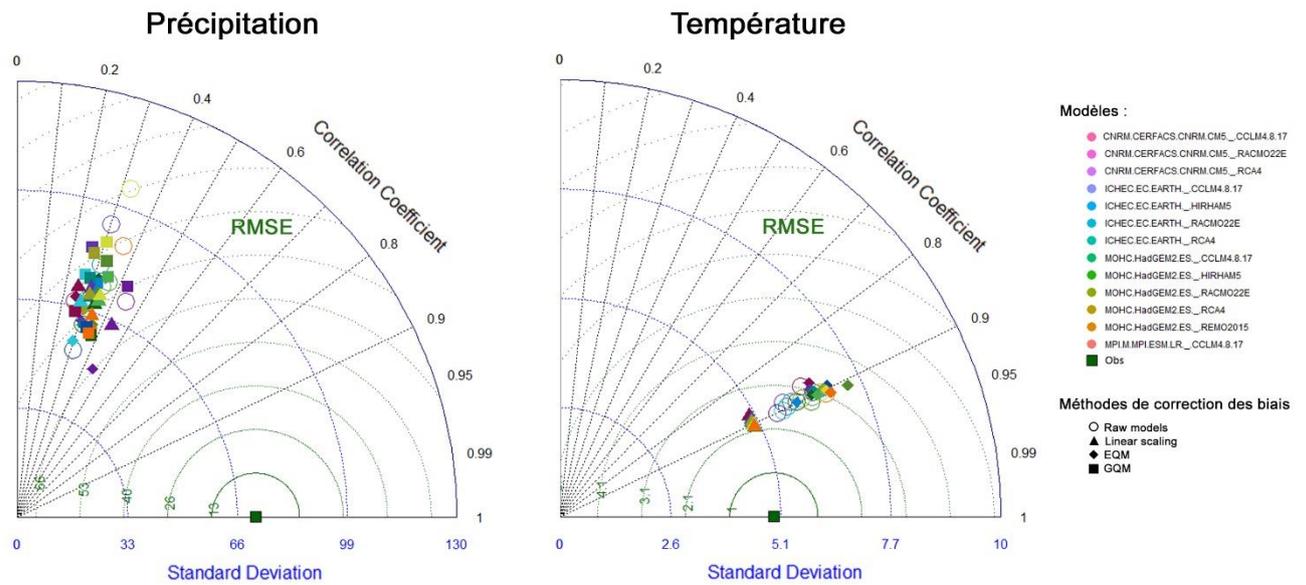


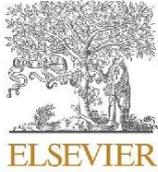
Figure 22 : Le diagramme de Taylor (Taylor, 2001) résume les critères statistiques ( $R^2$ , RMSE et SD) de la performance des trois méthodes de correction de biais pour les précipitations et les températures pour l'ensemble des modèles.

Nos résultats sont cohérents avec ceux de Teutschbein and Seibert (2012) qui indiquent que toutes les méthodes de correction de biais utilisées (six) améliorent les précipitations et la température des modèles climatiques dans le contexte suédois. La méthode de cartographie du quantile est la plus performante. Pour les précipitations, le  $R^2$  reste faible après correction, ce qui soulève la question de la capacité de ces méthodes à corriger la saisonnalité des précipitations simulées. Cela peut être dû à la variabilité du climat et au processus des modèles climatiques. Le choix de la méthode de correction des précipitations peut fortement influencer la performance de la modélisation hydrologique (Tramblay et al., 2013). Maraun (2012) a montré que le biais des précipitations est fortement affecté par la variabilité du climat dans les régions arides et semi-arides. Des travaux sont nécessaires pour corriger correctement les événements extrêmes des simulations climatiques, en particulier pour les précipitations en contexte semi-aride (Maraun, 2012; Tramblay et al., 2012).

## **V.5. Article 2: A framework to assess future water resources availability under climate change in northern Morocco using hydro-climatic modelling and water withdrawal strategies**

Voici la version publiée de l'article :

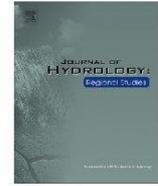
Hrour, Y., Fovet, O., Lacombe, G., Rousseau-Gueutin, P., Sebari, K., Pichelin, P., Thomas, Z., 2023. **A framework to assess future water-resource under climate change in northern Morocco using hydro-climatic modelling and water-withdrawal scenarios.** J. Hydrol. Reg. Stud. 48, 101465. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101465>



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Hydrology: Regional Studies

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/ejrh](http://www.elsevier.com/locate/ejrh)



## A framework to assess future water-resource under climate change in northern Morocco using hydro-climatic modelling and water-withdrawal scenarios

Youness Hrouar<sup>a,b</sup>, Ophélie Fovet<sup>a</sup>, Guillaume Lacombe<sup>b,c</sup>,  
Pauline Rousseau-Gueutin<sup>a,d</sup>, Karima Sebari<sup>b</sup>, Pascal Pichelin<sup>a</sup>, Zahra Thomas<sup>a,\*</sup>

<sup>a</sup> Institut Agro, INRAE, SAS, F-35000 Rennes, France

<sup>b</sup> Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, Département du Génie Rural, Rabat, Morocco

<sup>c</sup> CIRAD, UMR G-EAU, 73 rue JF Breton, F-34398 Montpellier, France

<sup>d</sup> Univ Rennes, EHESP, Rennes, France

### ARTICLE INFO

#### Keywords:

Global and regional climate projections  
Hydrological GR2M model  
Budyko hypothesis  
Mediterranean catchment  
Uncertainty  
EURO-CORDEX

### ABSTRACT

**Study region:** The Bas-Loukkos catchment, a Mediterranean catchment in northern Morocco exposed to growing water withdrawal caused mainly by agricultural development.

**Study focus:** For adaptation to climate change, water managers have to consider the high and various uncertainties. To assess impacts of climate change on projected water resources, this study aimed to develop a smart analysis framework to provide scientific information by exploring the complexity of many projections combined with hydrological models. Uncertainties were quantified using 13 pair-wise combinations of 5 regional climate models forced by 4 global climate models under two emissions scenarios (RCP4.5 and RCP8.5), data with and without bias correction (using empirical quantile mapping), and two sets of GR2M hydrological model parameters corresponding to different precipitation conditions. The Budyko hypothesis was used to analyse combined effects of climate change on water resources according to water-withdrawal scenarios. Climate and hydrological projections have been analyzed over three periods: short-term [2020–2040], medium-term [2041–2060] and long-term [2081–2100].

**New hydrological insights for the region:** Results from all simulations indicate that, in the long term (2081–2100), precipitation and discharge will decrease by ca. 21–38% and ca. 50–71%, respectively, compared to the reference period (1981–2005). Consequently, this decline in water resources will require water management strategies to adapt to the future climatic conditions and water demand.

### 1. Introduction

Water resources are facing increasing pressure throughout the world. Agriculture consumes an average of 70% of all freshwater withdrawals (Rosegrant et al., 2009) and up to 95% in some arid and semi-arid countries (Misra, 2013). Water resource availability is strongly limited by the high natural spatio-temporal variability in precipitation and evapotranspiration. Mediterranean regions are highly vulnerable to climate change; almost all models predict that they will experience increased temperatures and decreased

\* Corresponding author.

E-mail address: [zahra.thomas@institut-agro.fr](mailto:zahra.thomas@institut-agro.fr) (Z. Thomas).

<https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101465>

Received 18 March 2023; Received in revised form 28 June 2023; Accepted 3 July 2023

Available online 8 July 2023

2214-5818/© 2023 The Authors. Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

to simulate discharge at the catchment scale using climate data from 13 models' outputs and two RCP scenarios according to two parametrizations of the hydrological lumped model. The third objective was to analyse the set of simulated discharge as a function of different agricultural and demographic growth scenarios using the Budyko hypothesis (Budyko, 1974). We thus developed a framework combining data from 13 climate models and two scenarios as input for a lumped hydrological model with two sets of parameters according to two water-withdrawal scenarios.

## 2. Material and methods

### 2.1. Study area

The Bas-Loukkos catchment (3750 km<sup>2</sup>) is located in north-western Morocco. The eastern part of the catchment is mountainous, with a maximum elevation of 1683 m a.s.l., while the western part is the flat plain of the Bas-Loukkos valley. Loukkos is the main perennial river, running 180 km from the Rif Mountains to the Atlantic Ocean (Fig. 1). Luvisols (39% of the total area) and Vertisols (49% of the total area) dominate the Bas-Loukkos. The climate is sub-humid Mediterranean, with a hot and dry season from May to September and a cool and wet season from October to April, with more than 70% of precipitation occurring during this season. Mean annual precipitation ranges from 616 mm.yr<sup>-1</sup> in the plain (west) to 1014 mm.yr<sup>-1</sup> in the Rif Mountains (east). Agriculture is the main economic activity, covering 57% of the area. The agricultural council ORMVAL (*Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Loukkos*) is in charge of the development of agriculture in the region. The water agency ABHL (*Agence du Bassin Hydraulique du Loukkos*) is in charge of water distribution and management (dams and irrigated areas). See Hrouir et al. (2022) for more detailed description of morphological and climatic characteristics of the catchment.

### 2.2. Observed hydrometeorological data

Precipitation was collected from 10 precipitation stations, while discharge was calculated from three gauging stations which define three sub-catchments: SC3, SC4, and SC5.1 (Fig. 1). Monthly time series data were provided by ABHL and ORMVAL. See Hrouir et al. (2022) for more information on the dataset. Potential evapotranspiration (PET) was calculated using the Thornthwaite method (Thornthwaite, 1948) based on temperature data measured at one station (Fig. 1) from 1981 to 2008. As the Bas-Loukkos catchment is not gauged at its outlet, its total discharge was estimated by summing discharge measured at the outlet of the three upstream sub-catchments and the discharge produced in the ungauged downstream section surrounded by the plain. This latter discharge was estimated using transposition (i.e. the drainage area ratio method) (Archfield and Vogel, 2010) (Appendix 1 in the Supplementary material). The discharge (mm) was calculated by dividing the discharge measured at each gauging station by the upstream sub-catchment area.

### 2.3. Future climate projections: climate simulations from EURO-CORDEX

GCMs are used to simulate the global climate system in response to increasing GHG concentrations (Allen et al., 2018; IPCC, 2013) at a coarse resolution (100–500 km) (D'Oría et al., 2017). Impact studies and adaptation strategies, usually developed at the local scale, require much higher resolutions and the use of RCMs. In this study, climate models from the EURO-CORDEX domain (Fig. 1) (<http://www.euro-cordex.net>) were used, with a spatial resolution of 0.11° (ca. 12 km). This resolution is more appropriate for simulating precipitation of the Euro-Mediterranean region (Fantini et al., 2018; Trambly et al., 2013). Several studies (i.g. Philipp et al., 2016, 2010; Trambly et al., 2012) recommend using many models to consider uncertainties arising from the GCMs and the RCMs. To do so, four GCMs (CNRM-CM5, ICHEC-EC-EARTH, MOHC-HadGEM2-ES and MPI-ESM-LR) and five RCMs (CCLM4–8–17, HIRHAM5, RACMO22E, RCA4, REMO2015) were selected. Due to the unavailability of all RCP scenarios, only 13 RCM/GCM combinations (CM01–CM13 in the present study) were used (Table 1). Precipitation and temperature were extracted at a daily time step and then aggregated to a monthly time step. PET was calculated using the Thornthwaite method based on simulated temperature from 2006 to 2099.

Two RCP scenarios from EURO-CORDEX were used (Taylor et al., 2012): RCP4.5 and RCP8.5. The RCP4.5 is the scenario of low-level stabilization, in which radiative forcing is limited to ca. 4.5 W.m<sup>-2</sup> at the end of the 21st century (IPCC, 2013). The RCP8.5 (business as usual) is the scenario with higher GHG emissions that leads to radiative forcing greater than 8.5 Wm<sup>-2</sup> (IPCC, 2013).

**Table 1**

The 13 combinations of regional climate models and global climate models used.

Global climate model	Regional climate models				
	CCLM4-8-17	HIRHAM5	RACMO22E	RCA4	REMO2015
CNRM-CM5	<b>CM01</b>	-	<b>CM02</b>	<b>CM03</b>	-
ICHEC-EC-EARTH	<b>CM04</b>	<b>CM05</b>	<b>CM06</b>	<b>CM07</b>	-
MOHC-HadGEM2-ES	<b>CM08</b>	<b>CM09</b>	<b>CM10</b>	<b>CM11</b>	<b>CM12</b>
MPI-M-MPI-ESM-LR	<b>CM13</b>	-	-	-	-

#### 2.4. Bias correction

Climate model outputs are generally biased (Teutschbein and Seibert, 2012, 2010) due to systematic errors associated with the conceptualization of the models, their spatial discretization, and the averaging of their climate parameters across grid cells. Hence, many authors strongly recommend correcting the biases of GCM and RCM outputs before using them in a hydrological model (Maraun et al., 2017; Smitha et al., 2018; Teutschbein and Seibert, 2012; Willkofer et al., 2018). However, bias-correction methods are based on the strong assumption that the bias in climate model outputs does not change over time (Maraun, 2012). It is impossible to verify this for future climates or regions with arid to semi-arid climates, where precipitation is low and concentrated. In addition, in a climate such as Morocco's, weather fluctuations strongly influence the bias of climate models (Driouech et al., 2010; Trambly et al., 2013). In addition, bias corrections can introduce artificial trends in climate model outputs, especially for extreme events and precipitation (Maraun, 2013; Themeßl et al., 2012). Therefore, some authors used raw climate model outputs directly in hydrological models (Prudhomme et al., 2010). In the present study, both climate model outputs (with and without bias correction) were used.

Among the several bias-correction methods described in the literature, three methods were tested: linear scaling, gamma quantile mapping, and empirical quantile mapping (EQM) (Cammon et al., 2015; Ivanov and Kotlarski, 2017; Li et al., 2010). When we applied the methods to our model outputs, all three yielded identical results for precipitation, but EQM was clearly the best for temperature; thus, only results from EQM were used (Appendix 2).

The distribution of output simulated by climate models is corrected to match the distribution of observed data (Teutschbein and Seibert, 2012). Means, standard deviations, quantiles, frequencies, and intensities are bias-corrected in a non-linear manner, while extremes remain preserved (Themeßl et al., 2012). For precipitation and temperature, bias correction was performed for the three sub-catchments and each climate model at a monthly time step. The common period for observed and simulated data for precipitation and temperature was 1981–2005, which was considered as the reference period.

#### 2.5. GR2M Hydrological modelling

The monthly lumped hydrological model GR2M was used to simulate discharge (Mouelhi et al., 2006). GR2M has two free parameters: X1 (mm), which represents the maximum storage capacity of the soil reservoir (S), and X2 (dimensionless), which represents a coefficient of exchange between surface water and groundwater (see Mouelhi et al., 2006 for more details). Monthly input variables included precipitation (P) and PET. The GR2M model was calibrated and validated for the three gauged sub-catchments SC3, SC4 and SC5.1 (Fig. 1) from 1981 to 2008. The selected calibration-validation period (1981–2008) was split into two non-overlapping periods of equal length. The model was calibrated for period P1 (1981–1994) and P2 (1995–2008) separately, which produced two parameter sets (Parm.01 and Parm.02, respectively). The performance of the model calibrated for each period was then assessed by running the model over the other period. For each calibration period, a 12-month warm-up period was used to initialize internal variables. GR2M was run using the *airGR* package (Coron et al., 2017) of R software (R Core Team, 2021). Based on the standardized precipitation index (Hrouir et al., 2022), period P1 was considered very dry, while period P2 had average precipitation conditions with more frequent extreme events. To evaluate the performance of GR2M, the first step was to assess the agreement between simulated and observed high flows using the Nash-Sutcliffe efficiency criterion (NSE) (Nash and Sutcliffe, 1970) (Eq. 5, Appendix 3). High flows were calculated from October to April for each year, as low-flow records contain many null values considered erroneous, as the Loukkos River is perennial. The second step assessed the agreement between simulated and observed discharge (for the entire time series). To do so,

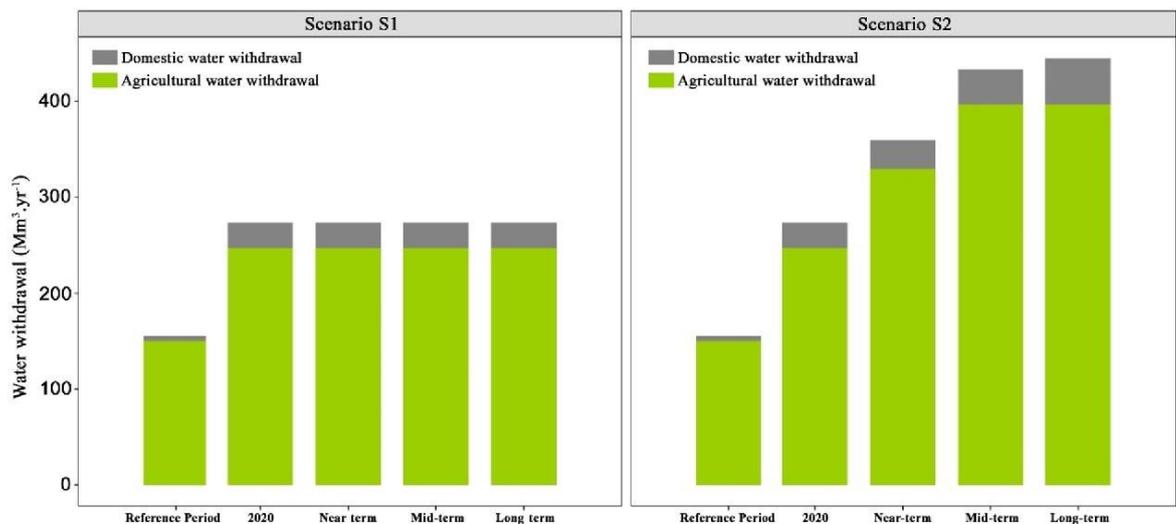


Fig. 2. Mean water withdrawals by projection period for the two water-withdrawal scenarios studied.

cumulative error (CE, in %) of simulated and observed discharge was calculated for the entire time series (Eq. 6 in Appendix 3). In addition to the NSE, three other criteria were used to evaluate model performance from 1981 to 2008: the Kling-Gupta Efficiency score (KGE) (Gupta et al., 2009), which combines correlation, variability and bias error (Eq. 7, Appendix 3); root mean square error (RMSE) (Eq. 8, Appendix 3); and percent bias (Pbias) (Eq. 9, Appendix 3).

## 2.6. Statistical analyses

Descriptive statistics (mean, median, standard deviation, inter-quantiles) were used to summarize uncertainties in climate and hydrological projections (Verfaillie et al., 2018), which were analysed over three periods defined in the IPCC's Sixth Assessment Report (Pörtner et al., 2022): near term [2020–2040], mid-term [2041–2060], and long term [2081–2100]. The modified Mann-Kendall trend detection test (M-K test), which considers auto-correlations in time series (Hamed, Ramachandra Rao, 1998; Kendall, 1975; Mann, 1945), and Sen's slope estimator (Sen, 1968) were applied to the annual continuous time series of climate and hydrological model output from 2006 to 2099 to assess potential temporal trends. The trends were considered statistically significant at  $p \leq 0.05$ . The M-K test and Sen's slope estimator were applied using the function `mk.test` of the *TREND* package (Libiseller and Grimvall, 2002) of R software.

## 2.7. Future water resource availability

### 2.7.1. Water demand: two water-withdrawal scenarios

Two water-withdrawal scenarios that summarized changes in water demand were developed based on assumptions about the climate, agricultural development, and population growth (Fig. 2). Due to a lack of data, water withdrawals for industry, currently low

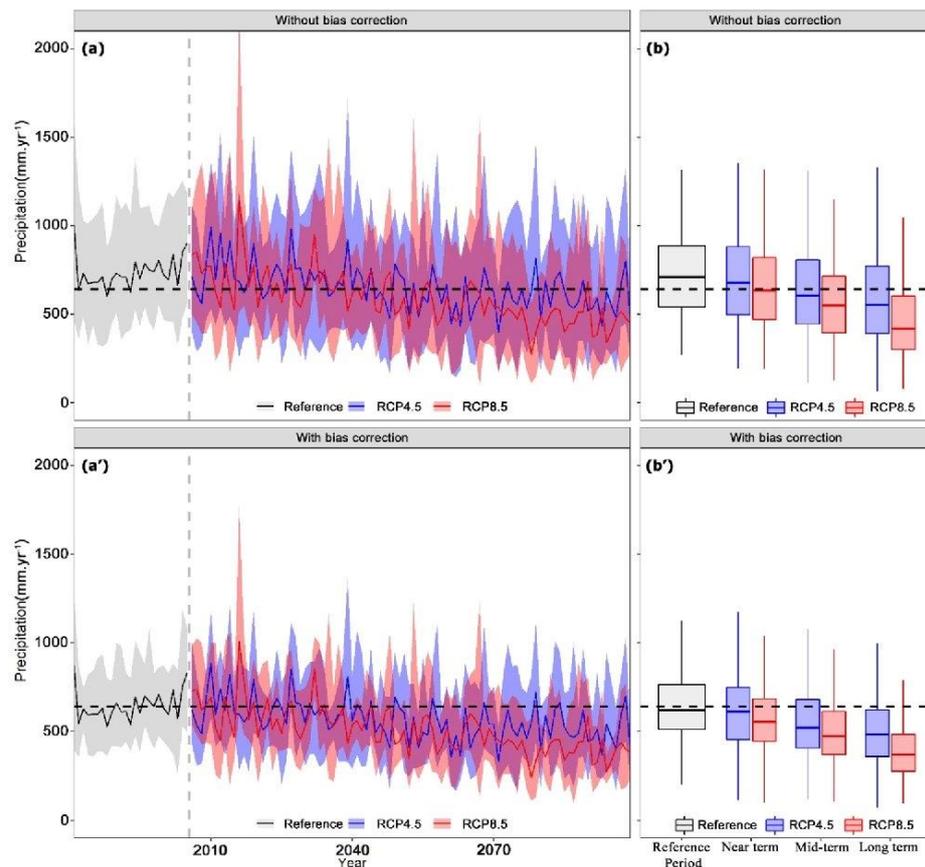


Fig. 3. Annual time series of multi-model median (solid lines) and 90th percentile interval (shaded area) of precipitation in the Bas-Loukkos catchment projected under RCP4.5 or RCP8.5 (a) without or (a') with bias correction. Black dashed line: mean observed precipitation from 1981 to 2005. Box-plots of multi-model annual precipitation projected in the near term (2021–2040), mid-term (2041–2060), and long term (2081–2100) under RCP4.5 or RCP 8.5 (b) without or (b') with bias correction compared to the reference period (1981–2005). Whiskers represent the 90th percentile.

in the study catchment, were not considered. In the Bas-Loukkos catchment over the reference period (1981–2005), ABHL and ORMVAL estimated water demands equal to 150 Mm<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup> for agriculture (averaged over 1985–2005) and 5 Mm<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup> for domestic water supply, based on estimates available from 2002 to 2005. In 2020 these demands were estimated at ca. 247 Mm<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup> for agriculture and 27 Mm<sup>3</sup>.yr<sup>-1</sup> for domestic water supply.

Scenario S1 was built from these data and assumed that agriculture and domestic water supply demands would remain constant. This scenario assessed the catchment’s ability to support the current water demand in the future, constrained only by climate change. In scenario S2, current demographic trends in the distribution of water use by category in urban and rural areas were extrapolated. Water demand for agriculture was assumed to increase from 247 Mm<sup>3</sup> in 2020 to 397 Mm<sup>3</sup> in 2030 (ORMVAL and ABHL), and to remain constant from 2030 to 2099. The demand for domestic water supply was assumed to increase linearly from 27 Mm<sup>3</sup> in 2020 to 51 Mm<sup>3</sup> in 2099.

### 2.7.2. Budyko hypothesis

The Budyko hypothesis (Budyko, 1974) is a dimensionless graphical representation that describes the annual hydrological cycle based on the relationship between the mean evaporative index (ratio of actual evapotranspiration (AET) to P) and aridity index (ratio of PET to P) in the long term ( $\geq 10$  years). Over the past two decades, the Budyko hypothesis has been widely used in hydrology research (Andréassian et al., 2016; Krajewski et al., 2021; Porporato, 2022) to characterize catchments’ water balance and delineate their water and energy limits in order to quantify impacts of climate change and human activities on water availability (Gbohoui et al., 2021). See Appendix 4 for more detailed description.

In the current study, the Budyko hypothesis was used to assess future water availability and characterize the water potential of the Bas-Loukkos catchment under climate change. Mean annual AET was calculated assuming that water storage in the catchment would not change ( $\Delta S = 0$ ) in the long term; thus,  $AET = P - Q$ , where Q is the annual discharge at the catchment’s outlet. We calculated Q using mean projected discharges in the near, mid- and long term for the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios and subtracting the amount of water demanded for agriculture and domestic water uses according to the two water-withdrawal scenarios (S1 and S2).

## 3. Results

### 3.1. Projected inputs

#### 3.1.1. Projected changes in precipitation

The projected annual precipitation time series showed a decreasing trend from 2006 to 2099 under RCP4.5 and RCP8.5 (Fig. 3). However, the trend significance and Sen’s slope value depended on the RCPs and climate models (Table 2). The M-K test (Table 2) revealed a significant ( $p < 0.05$ ) decreasing trend in annual precipitation for 8 (RCP4.5) or 13 (RCP8.5) of the 13 climate models (with or without bias correction). The non-significant trend for the remaining five models under RCP4.5 was decreasing for four models (CM01, CM02, CM03, and CM13) and increasing for one model (CM05) (with a Sen’s slope of +0.55 mm.yr<sup>-1</sup> (+0.57 mm.yr<sup>-1</sup> without bias correction)). Sen’s slopes ranged from  $-3.13$  to  $-1.98$  mm.yr<sup>-1</sup> ( $-4.24$  to  $-1.84$  mm.yr<sup>-1</sup> without bias correction) under RCP4.5 and from  $-4.32$  to  $-1.73$  mm.yr<sup>-1</sup> ( $-6.14$  to  $-1.64$  mm.yr<sup>-1</sup> without bias correction) under RCP 8.5.

Temporal changes in annual precipitation varied in the near, mid-, and long term (Table 3 and Fig. 3). Compared to the reference period (1981–2005), under RCP4.5, the mean annual precipitation of all models in the near, mid-, and long term decreased by 4%, 14%, and 21%, respectively. Without bias correction, the variation was ca. +11%, -0.5%, and +8%, respectively. With RCP8.5 it caused larger decreases: 9%, 21%, and 38%, respectively. Without bias correction, the variation was ca. +5%, -8%, and -27%, respectively in the near, mid-, and long term. The uncertainty in these changes was ca. 30% with bias correction and ca. 40% without bias correction (Table 3).

**Table 2**

Sen’s slopes (mm.yr<sup>-1</sup>) of projected annual precipitation trends in the Bas-Loukkos catchment for each climate model from 2006 to 2099. Bold values are statistically significant (Mann-Kendall trend detection test  $p \leq 0.05$ ).

Model	Without bias correction		With bias correction	
	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
CM01	-0.53	<b>-3.00</b>	-0.47	<b>-3.24</b>
CM02	-0.42	<b>-4.00</b>	-0.54	<b>-3.39</b>
CM03	-0.97	<b>-4.21</b>	-0.76	<b>-3.16</b>
CM04	<b>-1.93</b>	<b>-1.64</b>	<b>-2.46</b>	<b>-2.01</b>
CM05	0.57	<b>-2.01</b>	0.55	<b>-1.98</b>
CM06	<b>-1.84</b>	<b>-2.06</b>	<b>-1.98</b>	<b>-1.97</b>
CM07	<b>-2.29</b>	<b>-1.82</b>	<b>-2.12</b>	<b>-1.73</b>
CM08	<b>-2.08</b>	<b>-3.15</b>	<b>-2.28</b>	<b>-3.45</b>
CM09	<b>-3.17</b>	<b>-3.93</b>	<b>-3.01</b>	<b>-3.86</b>
CM10	<b>-3.24</b>	<b>-4.26</b>	<b>-2.77</b>	<b>-3.82</b>
CM11	<b>-3.2</b>	<b>-4.34</b>	<b>-3.03</b>	<b>-4.32</b>
CM12	<b>-4.24</b>	<b>-6.14</b>	<b>-3.13</b>	<b>-4.32</b>
CM13	-1.75	<b>-3.49</b>	-1.14	<b>-2.33</b>

**Table 3**

Absolute (mm) and relative (%) changes and their uncertainty intervals (standard deviation) in mean annual precipitation (P), evapotranspiration (PET), and discharge (Q) in the near term (2021–2040), mid-term (2041–2060), and long term (2081–2100) compared to those of the reference period (1981–2005).

	Period	Without bias correction				With bias correction			
		RCP4.5		RCP8.5		RCP4.5		RCP8.5	
		(mm)	(%)	(mm)	(%)	(mm)	(%)	(mm)	(%)
P	Near term	+ 69 ± 282	+ 11 ± 44	+ 30 ± 256	+ 5 ± 39	-23 ± 212	-4 ± 33	-60 ± 192	-9 ± 29
	Mid-term	-3 ± 263	-0.5 ± 41	-54 ± 257	-8 ± 40	-90 ± 203	-14 ± 31	-134 ± 193	-21 ± 30
	Long term	-51 ± 268	-8 ± 42	-170 ± 229	-27 ± 35	-131 ± 207	-21 ± 32	-240 ± 172	-38 ± 27
PET	Near term	+ 59 ± 116	+ 7 ± 13	+ 2 ± 118	+ 0 ± 13	+ 85 ± 61	+ 9 ± 7	+ 32 ± 72	+ 3 ± 8
	Mid-term	+ 132 ± 129	+ 15 ± 14	+ 95 ± 128	+ 11 ± 14	+ 141 ± 63	+ 16 ± 7	+ 111 ± 68	+ 12 ± 8
	Long term	+ 185 ± 145	+ 21 ± 16	+ 347 ± 194	+ 39 ± 22	+ 184 ± 71	+ 21 ± 8	+ 293 ± 87	+ 33 ± 10
Q	Near term	+ 52 ± 193	+ 21 ± 78	+ 28 ± 172	+ 11 ± 70	-67 ± 115	-27 ± 47	-87 ± 96	-35 ± 39
	Mid-term	+ 3 ± 177	+ 1 ± 71	-32 ± 172	-13 ± 70	-102 ± 102	-41 ± 42	-125 ± 100	-51 ± 41
	Long term	-32 ± 170	-13 ± 69	-113 ± 134	-46 ± 55	-123 ± 98	-50 ± 40	-176 ± 70	-71 ± 30

### 3.1.2. Projected changes in evapotranspiration

The M-K test revealed significant increases in annual PET from 2006 to 2099 for all climate models and both RCPs (Table S1, Fig. S1). Under RCP4.5, Sen's slope ranged from + 1.21 to + 2.70 mm.yr<sup>-1</sup> (+1.38 to +4.01 mm.yr<sup>-1</sup> without bias correction). Under RCP8.5, Sen's slope ranged from + 3.27 to + 5.3 mm.yr<sup>-1</sup> (+3.65 to +8.34 mm.yr<sup>-1</sup> without bias correction). Temporal changes in annual PET varied (Table 3): under RCP4.5, the mean annual PET of all models in the near, mid-, and long term increased by 9%, 16%, and 21%, respectively (7%, 15%, and 21%, without bias correction). Under RCP8.5, the mean annual PET increased by 3%, 12%, and 33%, respectively (0%, 11%, and 39%, without bias correction). The uncertainty in this change was ca. 10% with bias correction (20% without bias correction) (Table 3).

## 3.2. Projected discharges

### 3.2.1. Performance assessment of the GR2M model

Monthly discharges simulated by GR2M varied (Fig. 4). The resulting model parameters and performance criteria for calibration and validation periods also varied (Table 4). In general, calibration was satisfactory according to the KGE, RMSE and Pbias performance criteria. The NSE exceeded 80% for sub-catchments SC3 and SC5.1 for both calibration and validation periods. For sub-catchment SC4, the NSE was ca. 72% for validation period P2 (Table 4). Model parameters varied little between the two periods (X1 by 9% and X2 by 12%), except for sub-catchment SC5.1, for which X1 (i.e. maximum storage capacity of the soil reservoir), increased by 80 mm (i.e. 37%). For calibration periods, the CE ranged from 97.2% to 101.2%, indicating that GR2M simulated discharge correctly. For validation periods, the CE for sub-catchment SC3 equalled 85% and 121% for period P1 and P2, respectively (Table 4), showing that the model calibrated for P1 or P2 underestimated or overestimated, respectively, the discharge over P2 or P1 by ca. 21% or 15%, respectively. For sub-catchment SC4, the CE equalled 70% and 105% for P1 and P2, respectively, showing that calibration for P1 greatly underestimated discharge over P2 (Table 4). For sub-catchment SC5.1, simulated discharge over the validation periods remained close to observations, with a CE of 96% and 95% (Table 4) for P1 and P2, respectively. In general, performance criteria of the two calibration periods differed slightly. The hydrographs showed good agreement between simulated and observed discharges for the three sub-catchments (Fig. 4). In general, GR2M failed to simulate some high-peak events, such as the those observed in all three sub-catchments around December/January in 1984, 1990, 1991, 1996, and 1997 and in sub-catchments SC4 and SC5.1 around March/April in 2003 and 2004.

### 3.2.2. Projected changes in discharge

Projected annual discharges (Fig. 5) and trends in projected discharge varied (Table 5). Like for precipitation, trends were significantly decreasing for most climate models and RCPs regardless of the parameter set. Like for precipitation as well, all trends were significant under RCP8.5, while under RCP4.5, four models (CM01, CM02, CM03, and CM13) showed a non-significant decreasing trend for both parameter sets (with and without bias correction), and one model (CM05) showed a non-significant increasing trend. Sen's slopes of all significant trends ranged from - 1.64 to - 0.96 mm.yr<sup>-1</sup> (-3.06 to -0.98 mm.yr<sup>-1</sup> without bias correction) under RCP4.5 and from - 2.12 to - 0.80 mm.yr<sup>-1</sup> (-4.32 to -1.14 mm.yr<sup>-1</sup> without bias correction) under RCP8.5.

In general, projected discharges decreased throughout the period of projection (Fig. 5). Compared to the reference period, the mean annual discharge from the 13 climate models under RCP4.5 in the near, mid-, and long term, decreased by 27%, 41%, and 50% respectively. Under RCP8.5, this decrease was larger: 35%, 51%, and 71%, respectively in the near, mid-, and long term. Without bias correction, the variation was ca. +21%, +1%, and -13% under RCP4.5 and ca. +11%, -13%, and -46% under RCP8.5, respectively in the near, mid-, and long term. The uncertainty in this change was similar for the two RCPs: ca. 40% with bias correction (ca. 70% without bias correction) (Table 3). Thus, discharges simulated from data with or without bias correction, while lower or higher than those observed during the reference period, respectively, were projected to decrease greatly in the mid- and long term.

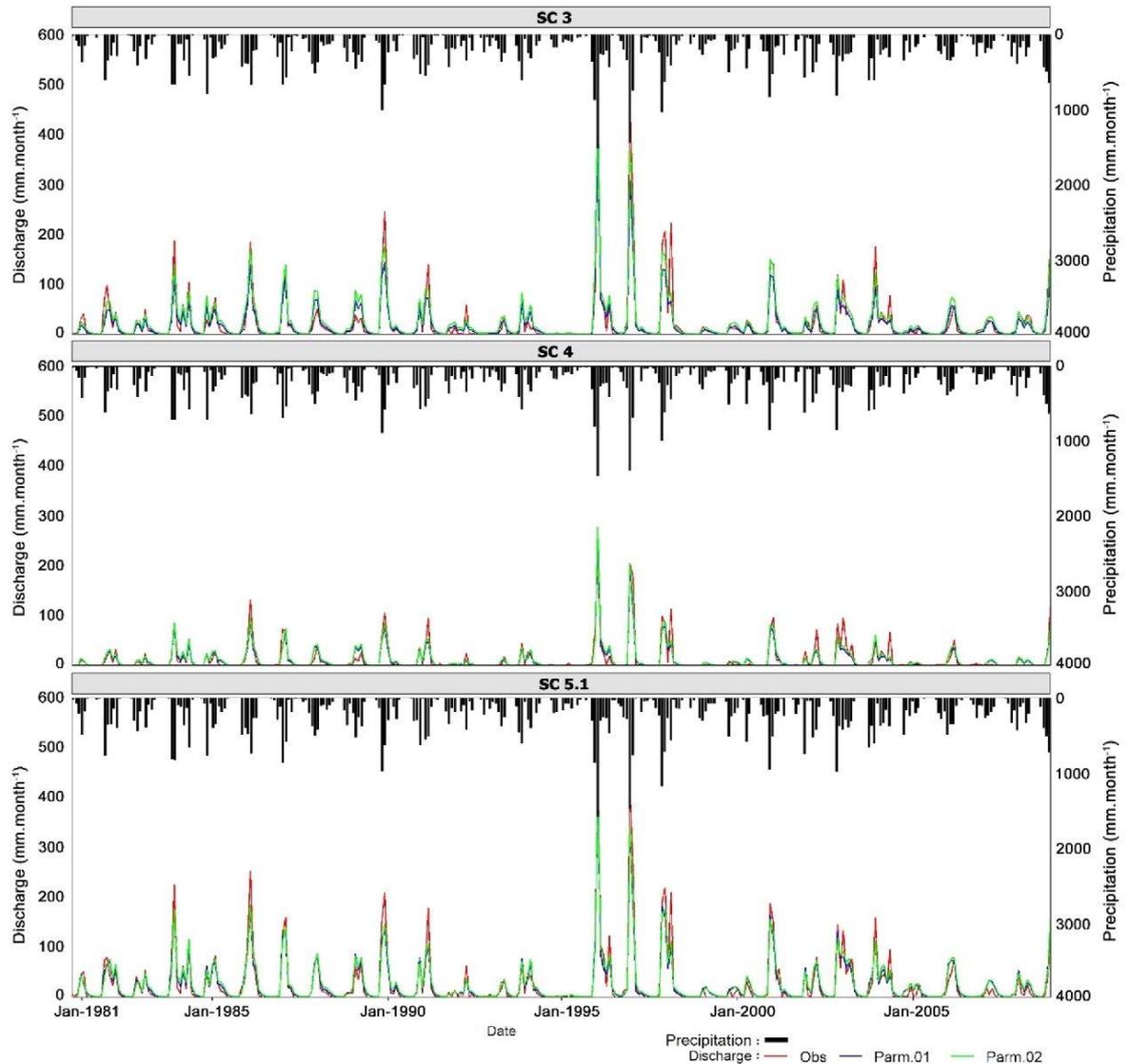


Fig. 4. Monthly precipitation, observed discharge, and discharge simulated using parameter sets Parm.01 and Parm.02 ( $\text{mm month}^{-1}$ ) for the three sub-catchments SC3, SC4, and SC5.1 over the simulation period (1981–2008).

Table 4

Parameters X1 (mm) and X2 (dimensionless) and performance criteria of the GR2M model calibrated for period P1 (1981–1994) or P2 (1995–2008) after calibration (i.e. run for the same period; Cal.) or validation (i.e. run for the other period; Val.), for each sub-catchment simulated.

Sub-catchment	Calibration period	X1	X2	NSE		RMSE		KGE		CE (%)		Pbias (%)	
				Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.
SC3	P1	224.43	0.87	0.80	0.85	16.13	25.41	0.72	0.69	97.29	85.36	-2.71	-14.64
	P2	214.4	1.00	0.91	0.81	24.76	20.36	0.88	0.74	101.20	121.24	1.20	21.24
SC4	P1	250.13	0.65	0.84	0.72	7.99	24.91	0.77	0.52	100.40	70.35	0.40	-29.65
	P2	280.41	0.71	0.9	0.85	15.08	10.00	0.91	0.8	98.53	104.90	-1.47	4.90
SC5.1	P1	218.29	0.88	0.89	0.91	14.11	20.80	0.78	0.79	98.88	96.41	-1.12	-3.59
	P2	291.98	0.96	0.94	0.88	21.1	18.62	0.85	0.77	100.44	94.73	0.44	-5.27

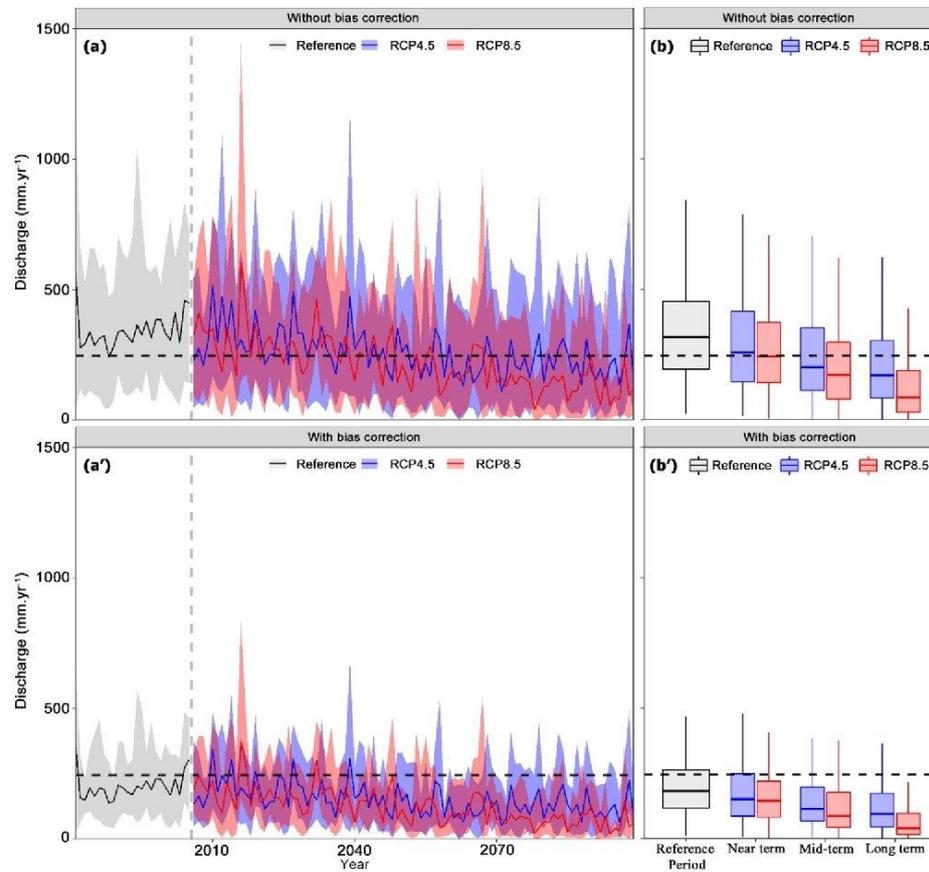


Fig. 5. Annual time series of multi-model median (solid curves) and 90th percentile interval (shaded area) of GR2M simulated discharge in the Bas-Loukkos catchment (a) and (a'). Black dashed line: observed annual discharge averaged over 1981–2005. Box-plots of multi-model simulated annual discharge, in the near term (2021–2040), mid-term (2041–2060) and long term (2081–2100), compared to the reference period (1981–2005) (b) and (b'). Whiskers represent the 90th percentile.

Table 5

Sen's slopes ( $\text{mm.yr}^{-1}$ ) of trends in projected annual discharges in the Bas-Loukkos catchment for each climate model from 2006 to 2099. Bold values are statistically significant (M-K test  $p \leq 0.05$ ). Parm.01 and Parm.02 indicate discharges simulated with the GR2M model calibrated for period P1 or P2, respectively.

Model	Without bias correction				With bias correction			
	RCP4.5		RCP8.5		RCP4.5		RCP8.5	
	Parm.01	Parm.02	Parm.01	Parm.02	Parm.01	Parm.02	Parm.01	Parm.02
CM01	-0.55	-0.66	<b>-2.02</b>	<b>-2.32</b>	-0.52	-0.60	<b>-1.71</b>	<b>-1.96</b>
CM02	-0.74	-0.89	<b>-3.32</b>	<b>-3.78</b>	-0.53	-0.60	<b>-1.88</b>	<b>-2.12</b>
CM03	-1.10	-1.23	<b>-3.34</b>	<b>-3.76</b>	-0.62	-0.65	<b>-1.54</b>	<b>-1.76</b>
CM04	<b>-0.88</b>	<b>-1.00</b>	<b>-0.88</b>	<b>-0.99</b>	<b>-1.10</b>	<b>-1.29</b>	<b>-1.14</b>	<b>-1.29</b>
CM05	0.20	0.23	-1.43	-1.63	0.09	0.12	<b>-0.91</b>	<b>-1.03</b>
CM06	<b>-1.32</b>	<b>-1.56</b>	<b>-1.42</b>	<b>-1.63</b>	<b>-1.03</b>	<b>-1.19</b>	<b>-0.86</b>	<b>-0.99</b>
CM07	-1.42	<b>-1.64</b>	-1.31	-1.45	<b>-0.96</b>	-1.10	<b>-0.80</b>	<b>-0.90</b>
CM08	<b>-0.98</b>	-1.13	-1.14	<b>-1.30</b>	<b>-1.02</b>	<b>-1.15</b>	<b>-1.32</b>	<b>-1.51</b>
CM09	-1.64	<b>-1.84</b>	-1.97	<b>-2.18</b>	-1.10	-1.27	-1.22	<b>-1.40</b>
CM10	<b>-2.00</b>	<b>-2.26</b>	<b>-2.63</b>	<b>-2.90</b>	-1.13	<b>-1.30</b>	<b>-1.34</b>	<b>-1.53</b>
CM11	<b>-1.82</b>	<b>-2.06</b>	<b>-2.44</b>	<b>-2.76</b>	-1.11	<b>-1.31</b>	<b>-1.39</b>	<b>-1.59</b>
CM12	<b>-2.72</b>	<b>-3.06</b>	<b>-3.84</b>	<b>-4.32</b>	<b>-1.46</b>	<b>-1.64</b>	<b>-1.87</b>	<b>-2.07</b>
CM13	-1.04	-1.17	<b>-2.08</b>	<b>-2.36</b>	-0.35	-0.42	<b>-0.86</b>	<b>-0.96</b>

### 3.3. Effects of uncertainty sources

Effects of the sources of uncertainty considered in this study varied (Fig. 6). For precipitation, PET, and discharge without bias correction (Fig. S2).

#### 3.3.1. Bias corrections

The precipitation and temperature with bias correction best matched the observed data over the reference period. The range of Pbias in precipitation, which was (–24%)–(46.1%) without bias correction ((–17%) – (–1.3%) for temperature), was reduced to (–7.5%)–(4.6%) ((0.1%)–(0.2%) for temperature) by bias correction. Bias correction also significantly decreased intra- and inter-model variability (Fig. 5 and S2). For example, precipitation had lower variability and narrower box-plots with bias correction than without. In the long term, mean precipitation with bias correction decreased more than that without bias correction, by 13% (80 mm) for RCP4.5 and 11% (70 mm) for RCP8.5. Like for precipitation, bias correction considerably decreased the variability in simulated discharge. For the reference period (1981–2005), the discharge simulated using data with bias correction was lower than the observed discharge. In the long term, discharge simulated using data with bias correction was lower than that simulated using data without bias correction, by ca. 37% (91 mm) for RCP4.5 and 25% (63 mm) for RCP8.5. The results of the MK test show that bias correction did not suppress the trends observed in the raw data (without bias correction), but it did slightly change the magnitude of that trend. In general, after bias correction, the trends represented by the Sen slope become weaker.

#### 3.3.2. Climate models

The near-, mid-, and long-term projections indicated that interannual variability decreased over time for precipitation and discharge but increased for PET, for all climate models (Fig. 6). In contrast, projections of precipitation, PET, and discharge varied significantly among models (Fig. 6). However, all models projected similar trends: a decrease in precipitation and discharge, and an increase in PET. The uncertainty related to the GCMs exceeded that of RCMs, and this contrast tended to increase over time, as shown in the near-, mid-, and long-term projections. Under RCP4.5, changes in long-term mean precipitation with bias correction varied from –34% to –25% (–27% to +25% without bias correction) for GCMs and from –31% to –9% (–24% to +15% without bias

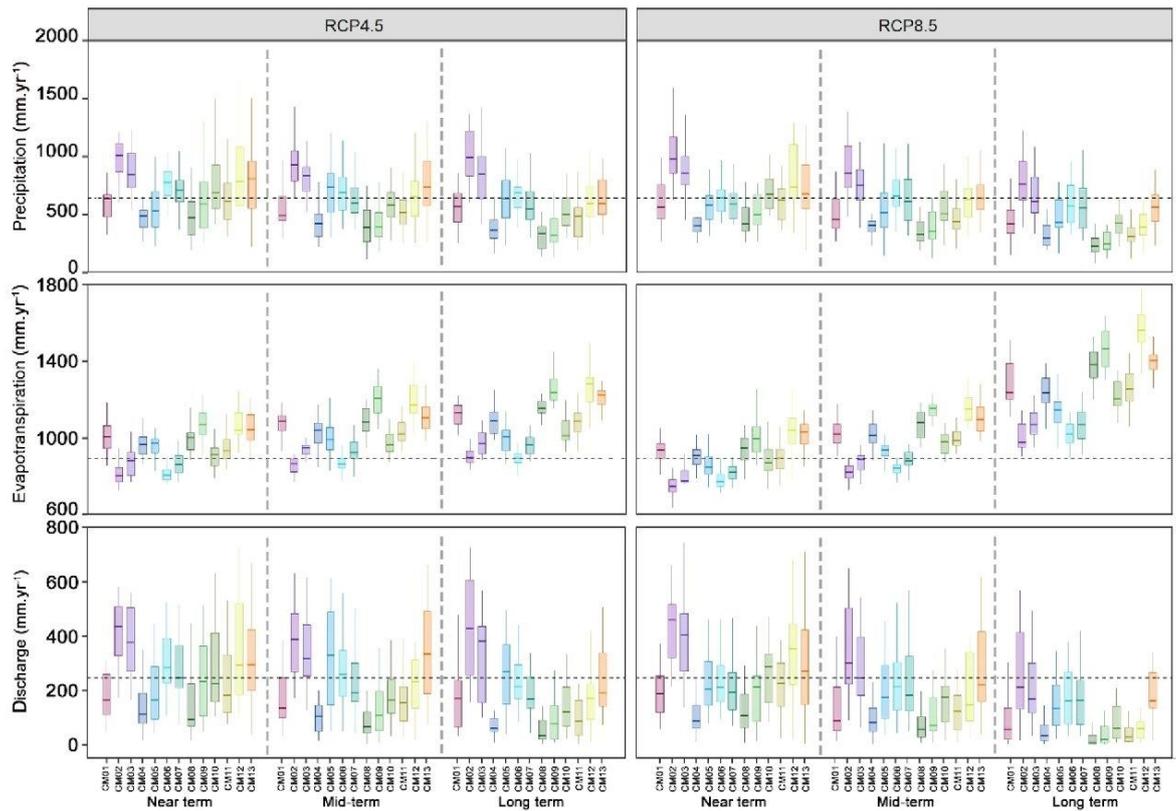


Fig. 6. Comparison of sources of uncertainty in annual precipitation, potential evapotranspiration and discharge projected using data without bias correction over the Bas-Loukkos catchment by climate model. Black dashed line: observed mean annual discharge during the reference period [1981–2005]. Whiskers indicate the 90th percentile.

correction) for RCMs. Similar results were found under RCP8.5 for PET and discharge.

### 3.3.3. GHG scenarios

RCP4.5 and RCP8.5 yielded clearly different precipitation and PET projections, and the difference between the two RCPs increased over time. These differences were also reflected in discharge projections. For precipitation, RCP8.5 yielded a stronger decrease than RCP4.5 for all models (by a mean difference of  $30 \pm 15$  mm in the near and mid-term, and ca.  $100 \pm 16$  mm in the long term). For PET, this difference was larger, especially in the long term (Fig. 6), for which RCP8.5 projected a PET  $140 \pm 120$  mm higher than that of RCP4.5. Similarly, annual discharges simulated using RCP8.5 precipitation and PET data decreased more clearly and strongly than those using RCP4.5 (the mean annual difference of  $19 \pm 7$ ,  $23 \pm 8$ , and  $52 \pm 5$  mm in the near, mid-, and long term, respectively).

### 3.3.4. GR2M parametrization

Due to hydrological uncertainty during the two calibration periods, parameter sets Parm.01 and Parm.02 differed little (ca.  $10 \pm 7\%$ ), and the difference remained relatively constant over time. The same relative difference between them had previously been observed over the reference period.

## 3.4. The Budyko hypothesis as a tool to assess water availability

For the unchanging water-withdrawal scenario (S1), projections indicated that the water situation in the Bas-Loukkos catchment will become more critical. The evaporative index would increase from 0.63 (reference period) to  $0.80 \pm 0.16$  (near term), then to  $0.85 \pm 0.18$  (mid-term), and to  $0.90 \pm 0.18$  (long term) under RCP4.5, or to  $0.81 \pm 0.17$  (near term), then to  $0.89 \pm 0.20$  (mid-term), and to  $1.10 \pm 0.22$  (long term) under RCP8.5 (Fig. 7). This result suggests that in the mid-term, even maintaining current water demands, the catchment water limit would be reached (evaporative index > 1), with an uncertainty of 15% and 11% under RCP4.5 and RCP8.5, respectively. In the long-term, the catchment water limit would likely be reached for RCP8.5 and with an uncertainty of 1% for RCP4.5.

For trend-based water-withdrawal scenario S2, the Bas-Loukkos catchment would reach its water limit more quickly. The evaporative index would increase from 0.63 (reference period) to  $0.84 \pm 0.18$  (near term), then to  $0.93 \pm 0.21$  (mid-term), and to  $1.00 \pm 0.22$  (long term) under RCP4.5, and to  $0.91 \pm 0.21$  (near term), then to  $1.00 \pm 0.24$  (mid-term), and to  $1.18 \pm 0.29$  (long term) under RCP8.5 (Fig. 7). Thus, the water limits would be reached in the mid-term and exceeded by 18% in the long term under RCP8.5, and would be reached between the mid- and long term under RCP4.5.

For both water-withdrawal scenarios (S1 and S2), the difference between the aridity index under RCP4.5 and RCP8.5 was larger in the long term ( $1.7 \pm 0.85$  and  $3.6 \pm 2.14$ , respectively), in which the catchment became more arid (Fig. 7). The aridity index increased more than the evaporative index based on the RCPs tested, indicating that the largest change was the increase in water demand and that the catchment would become more arid. Nevertheless, the coefficient of variation was large in the long term, representing 70% of the mean aridity index under RCP8.5 and 55% under RCP4.5.

## 4. Discussion

### 4.1. Simulated discharge from a large set of climate data

The results highlight that, due to climate change, availability of water resources will significantly decrease in the future in the Bas-Loukkos catchment. By the end of the 21st century (2081–2100), discharge will decrease much more (by ca. 50% (RCP4.5) to 71% (RCP8.5)) than precipitation did (by ca. 21% (RCP4.5) to 38% (RCP8.5)) compared to the reference period (1981–2005). This was

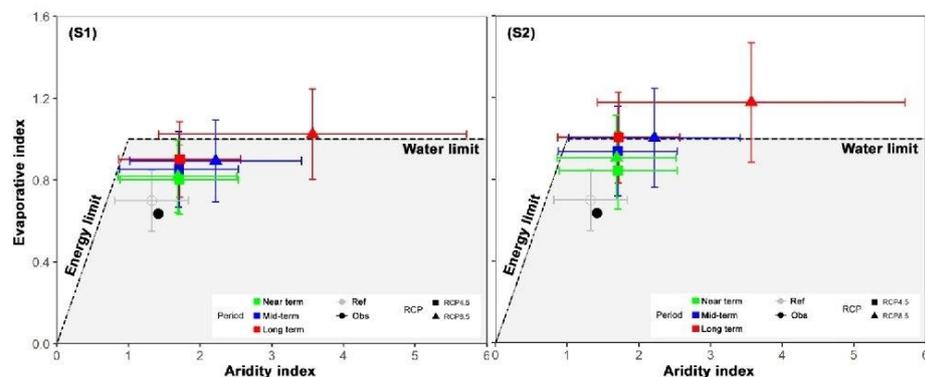


Fig. 7. The Budyko hypothesis for the two water-withdrawal scenarios in the Bas-Loukkos catchment under RCP4.5 or RCP8.5. Horizontal error bars represent the standard deviation of the aridity index for all climate models both with and without bias correction. Vertical error bars represent the standard deviation of the evaporative index for all climate models and the two GR2M parameterizations both with and without bias correction.

likely due to the strong increase in temperature, which will cause evapotranspiration to increase. These results agree with other projections for the 21st century in other Moroccan catchments (El Moçayd et al., 2020; Marchane et al., 2017; Trambly et al., 2013). In particular, El Moçayd et al. (2020) predicted that discharge of the Bas-Loukkos and two neighbouring catchments will decrease by a mean of 44% under RCP4.5 and 90% under RCP8.5 by the end of the 21st century. Their projected decreases may be higher than ours due to the climate or hydrological models chosen and the projected time horizons. Similarly, Marchane et al. (2017) predicted a decrease in surface discharge in the Rheraya catchment (High Atlas, Morocco) of 19–63% depending on the RCP scenario and hydrological model for the horizon 2049–2065. This range of decrease in discharge is similar to those in our mid-term horizon (2041–2060) projection. The discharge decreases projected by these studies, including ours, are relatively high in this region, which is consistent with global climate projections that identify the Mediterranean region as highly vulnerable (Cos et al., 2022). Overall, our results are in line with previous findings in others regions with arid to semi-arid climates. For instance, various studies have reported a decrease in future discharge between 40% and 80% by the end of the 21st century in different regions of Australia (Al-Safi and Sarukkalgige, 2018; Usman et al., 2021). Despite the uncertainty, future decreases in discharge are expected to be larger than those observed during the reference period, which experienced severe and prolonged droughts (Hrouir et al., 2022). One perspective for this study would be to refine the projections by predicting the seasonality of future discharge (Li et al., 2020).

#### 4.2. Future water availability

Future projections provide crucial information for long-term management of water resources and agricultural planning in the region. The Budyko hypothesis analyses combined effects of climate change (discharge trend in response to precipitation and temperature changes) and the two water-withdrawal scenarios, thus capturing all uncertainties. Results suggest that the catchment will likely reach its water limit, with a mean deficit of 1–18% in the long term, depending on the RCP and water-withdrawal scenarios. In the long term, mean total discharge will decrease by ca. 351 Mm<sup>3</sup> (RCP4.5) or 584 Mm<sup>3</sup> (RCP8.5), while water withdrawal will increase by 119 Mm<sup>3</sup> (scenario S1) or 290 Mm<sup>3</sup> (scenario S2), compared to those of the reference period, suggesting that the decrease in discharge is the main reason for a water deficit in the catchment in both water-withdrawal scenarios tested. This would result in a shortage of water supply to local users. This is even more crucial as the  $86 \times 10^7 \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$  expected to be transferred to arid catchments by a planned “water highway” was not considered in the water-withdrawal scenarios. El Moçayd et al. (2020) indicated that transferring water from this catchment to other catchments would be unlikely, as the supply would be too low to satisfy local demand. It is therefore necessary to develop optimal strategies and adapt water-use plans to the future water situation in this catchment. For example, reducing water consumption by limiting the expansion of irrigated areas, adopting other agronomic practices and/or alternative cropping systems (e.g. crops that consume less water, varieties that are more tolerant to water stress and drought). Retaining water and storing it in soils or increasing groundwater recharge may also be considered, but they will likely be insufficient. Technological solutions to increase the effectiveness of water management should be encouraged, but developing adaptation strategies based on understanding the socio-technical functioning of agrosystems and organizations is crucial. In many countries, technology does not reduce social inequality but instead increases pressure on groundwater and may even aggravate problems if applied without considering the socio-economic context (Fischer et al., 2022). In Pakistan, an experiment involving farmers, policy makers, and scientists highlighted the importance of using a multi-stakeholder approach to design interventions and incentives to increase farmers’ adaptation to climate change (Javed et al., 2020). This study demonstrated that when farmers are not sensitized to climate change, market-related factors remain the main drivers of agricultural practices. Including climate data in a wide-scale approach to design climate services and decision-making in agriculture is one of the main challenges for disseminating adaptation strategies (Born et al., 2021).

#### 4.3. Limitations and perspectives

The perspectives identified to improve the methodological framework developed in this study are related to the bias-correction method, the choice of hydrological model, and the water-withdrawal scenarios. As expected, bias correction successfully reduced biases in projected precipitation and temperature, as well as inter- and intra-model variability. However, discharges projected using data with or without bias correction were lower or higher, respectively, than those observed during the reference period, which highlights the utility of using both data sets (with and without bias correction) to capture uncertainty. This uncertainty may be due to the inability of climate models to represent the seasonality of precipitation in arid and semi-arid regions well, with bias-correction methods correcting only the mean bias well (Meyer et al., 2019; Pierce et al., 2015; Trambly et al., 2013). Therefore, additional correction methods would be needed to improve projections of climate variability, especially in arid and semi-arid regions.

In this study, only one hydrological model, the conceptual lumped GR2M model, was used, since it requires few input data (Lespinas et al., 2014). However, it does not explicitly represent all hydrological processes that could change in response to climate change (e.g. land use, vegetation uptake, water withdrawal, runoff-infiltration distribution, groundwater-stream water exchange) (Alifujiang et al., 2021; Cristea et al., 2014; Gulahmadov et al., 2021). However, using a unique hydrological model is often the case in studies of the impact of climate change on water resources, particularly in contexts of scarce data (El Khalki et al., 2021b; Ouhamdouch et al., 2019; Trambly et al., 2013). Therefore, using several hydrological models and different formalisms would provide a good perspective to supplement assessment of hydrological uncertainties, such as by using an approach with more detailed spatial and physical representations (Chauveau et al., 2013; Sharafati and Pezeshki, 2020; Szczypka et al., 2015) or consider the structural uncertainties considering different hydrological conceptual approaches (Pulido-Velazquez et al., 2021). However, these models cannot be applied when data are scarce, as for the Bas-Loukkos catchment. The use of satellite data and remote-sensing products can help

address a lack of data in such cases (Hulsman et al., 2020; Ogilvie et al., 2016).

However, climate change has significant impacts, not only on surface water but on many aspects such as groundwater recharge (Jyrkama and Sykes, 2007), melting ice (Salim et al., 2021), sea-level rise (Mimura, 2013), etc. Furthermore, falling groundwater levels due to overexploitation (Kuper et al., 2017), combined with rising sea levels in coastal areas, are leading to salinization of groundwater. This could further limit available resources (Baena-Ruiz et al., 2020). These effects need to be analyzed using other models, including management models, for enabling the development of really appropriate adaptation strategies (Llopis-Albert and Pulido-Velazquez, 2015; Pulido-Velazquez et al., 2022).

The water-withdrawal scenarios used in this study are simple and do not consider feedback between water-resource availability and water demand. Interactions and feedback between human activities and the water cycle is the subject of current initiatives to develop socio-hydrological models (Blair and Buytaert, 2016; Genova and Wei, 2023) to simulate in a dynamic and realistic way the change in demand according to future water availability.

## 5. Conclusion

Prospective analyses of future water-resource availability at the catchment scale are subject to many and high uncertainties. We were able to quantify these uncertainties using a multi-model approach with 13 climate-model outputs, 2 RCP scenarios, and 2 parameter sets for the GR2M lumped model. Despite these uncertainties, our results project a significant decrease in discharge in the studied catchment by ca. 50–71% by the end of the 21st century, due to a decrease in precipitation and a large increase in evapotranspiration. The Budyko hypothesis indicates that the catchment will reach its water limit; thus, local water demand will be difficult to satisfy in the future, which highlights the need to develop adaptation strategies. This framework was relevant for summarising the projections and their associated uncertainties and then comparing them to potential dynamics of water demand. Thus, such a framework could help guide water-management strategies. Future socio-hydrological studies would be useful to consider dynamic feedback between the water cycle and human uses.

## CRedit authorship contribution statement

Y.H., Z.T., and O.F. designed the research; Y.H., Z.T., O.F., G.L., and P.R.G. performed the research; Y.H. analyzed data; Y.H., Z.T., O.F., G.L., and P.R.G. wrote the manuscript; Y.H and K.S. provided observed data; Y.H., Z.T., and P.P. extracted climate data; and Y.H. processed data. The authors declare no conflicts of interest.

## Data Availability

The data from Moroccan agencies can not be shared but all the data from climate models and hydrological simulations are freely available.

## Acknowledgements

Y. Hrouir Ph.D. was funded by the PHC Toubkal program (N° TBK/20/95 N°CAMPUS: 43710YB). We thank ABHL and ORMVAL for providing the data and beneficial discussions.

## Appendix A. Supporting information

Supplementary data associated with this article can be found in the online version at [doi:10.1016/j.ejrh.2023.101465](https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101465).

## References

- Adloff, F., Somot, S., Sevault, F., Jordà, G., Aznar, R., Déqué, M., Herrmann, M., Marcos, M., Dubois, C., Padorno, E., Alvarez-Fanjul, E., Gomis, D., 2015. Mediterranean Sea response to climate change in an ensemble of twenty first century scenarios. *Clim. Dyn.* 45, 2775–2802. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2507-3>.
- Alifujiang, Y., Abuduwaili, J., Groll, M., Issanova, G., Maihemuti, B., 2021. Changes in intra-annual runoff and its response to climate variability and anthropogenic activity in the Lake Issyk-Kul Basin, Kyrgyzstan. *CATENA* 198, 104974. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104974>.
- Allen, M.R., O.P. Dube, W. Solecki, F. Aragón-Durand, W. Cramer, S. Humphreys, M. Kainuma, J. Kala, N. Mahowald, Y. Mulugetta, R. Perez, M. Wairiu, and K. Zickfeld, n.d. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. URL (<https://www.ipcc.ch/sr15/chapter/chapter-1/>) (accessed 11.23.22) (2018).
- Al-Safi, H.L.J., Sarukkalghe, P.R., 2018. Evaluation of the impacts of future hydrological changes on the sustainable water resources management of the Richmond River catchment. *J. Water Clim. Change* 9, 137–155.
- Andréassian, V., Mander, Ú., Pae, T., 2016. The budyko hypothesis before budyko: the hydrological legacy of evald oldekop. *J. Hydrol.* 535, 386–391. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.002>.
- Archfield, S.A., Vogel, R.M., 2010. Map correlation method: Selection of a reference streamgage to estimate daily streamflow at ungaged catchments. *Water Resour. Res.* 46. <https://doi.org/10.1029/2009WR008481>.

- Ayt Ougougdal, H., Yacoubi Khebiza, M., Messouli, M., Lachir, A., 2020. Assessment of future water demand and supply under IPCC climate change and socio-economic scenarios, using a combination of models in ourika watershed, high atlas, morocco. *Water* 12, 1751. <https://doi.org/10.3390/w12061751>.
- Baena-Ruiz, L., Pulido-Velazquez, D., Collados-Lara, A.-J., Renau-Prunonosa, A., Morell, I., Senent-Aparicio, J., Llopis-Albert, C., 2020. Summarizing the impacts of future potential global change scenarios on seawater intrusion at the aquifer scale. *Environ. Earth Sci.* 79, 1–13.
- Balhane, S., Driouech, F., Chafki, O., Manzanar, R., Chehbouni, A., Moufouma-Okia, W., 2022. Changes in mean and extreme temperature and precipitation events from different weighted multi-model ensembles over the northern half of Morocco. *Clim. Dyn.* 58, 389–404. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05910-w>.
- Blair, P., Buytaert, W., 2016. Socio-hydrological modelling: a review asking “why, what and how?”. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 443–478. <https://doi.org/10.5194/hess-20-443-2016>.
- Boretti, A., Rosa, L., 2019. Reassessing the projections of the World Water Development Report. *npj Clean. Water* 2, 1–6. <https://doi.org/10.1038/s41545-019-0039-9>.
- Born, L., Prager, S., Ramirez-Villegas, J., Imbach, P., 2021. A global meta-analysis of climate services and decision-making in agriculture. *Clim. Serv.* 22, 100231.
- Brigode, P., Oudin, L., Perrin, C., 2013. Hydrological model parameter instability: a source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change. *J. Hydrol.* 476, 410–425. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.11.012>.
- Budyko, M.I., 1974. *Climate and life*. Academic press.
- Cannon, A.J., Sobie, S.R., Murock, T.Q., 2015. Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: how well do methods preserve changes in quantiles and extremes. *J. Clim.* 28, 6938–6959. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>.
- Carroget, A., Perrin, C., Sauquet, É., Vidal, J.-P., Chazot, S., Rouchy, N., Chauveau, M., 2017. Explore 2070: quelle utilisation d’un exercice prospectif sur les impacts des changements climatiques à l’échelle nationale pour définir des stratégies d’adaptation? *Sci. Eaux Territ. Numér* 22, 4–11. <https://doi.org/10.3917/set.022.0004>.
- Chauveau, M., Chazot, S., Perrin, C., Bourgin, P.-Y., Sauquet, E., Vidal, J.-P., Rouchy, N., Martin, E., David, J., Norotte, T., Maugis, P., Lacaze, X.D., 2013. Quels impacts des changements climatiques sur les eaux de surface en France à l’horizon 2070 ? “What will be the impacts of climate change on surface hydrology in France by 2070?”. *La Houille Blanc* 5–15. <https://doi.org/10.1051/lhb/2013027>.
- Coron, L., Andréassian, V., Perrin, C., Lerat, J., Vaze, J., Bourqui, M., Hendrickx, F., 2012. Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: an experiment on 216 Australian catchments. *Water Resour. Res.* 48 <https://doi.org/10.1029/2011WR011721>.
- Coron, L., Thirel, F., Delaigne, O., Perrin, C., Andréassian, V., 2017. The suite of lumped GR hydrological models in an R package. *Environ. Model. Softw.* 94, 166–171. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.05.002>.
- Cos, J., Doblas-Reyes, F., Jury, M., Marcos, R., Bretonnière, P.-A., Samsó, M., 2022. The Mediterranean climate change hotspot in the CMIP5 and CMIP6 projections. *Earth Syst. Dyn.* 13, 321–340. <https://doi.org/10.5194/esd-13-321-2022>.
- Cristea, N.C., Lundquist, J.D., Loheide II, S.P., Lowry, C.S., Moore, C.E., 2014. Modelling how vegetation cover affects climate change impacts on streamflow timing and magnitude in the snowmelt-dominated upper Tuolumne Basin, Sierra Nevada. *Hydrol. Process.* 28, 3896–3918. <https://doi.org/10.1002/hyp.9909>.
- D’Oria, M., Ferraresi, M., Tanda, M.G., 2017. Historical trends and high-resolution future climate projections in northern Tuscany (Italy). *J. Hydrol.* 555, 708–723. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.054>.
- De Girolamo, A.M., Barca, E., Leone, M., Lo Porto, A., 2022. Impact of long-term climate change on flow regime in a Mediterranean basin. *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 41, 101061 <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101061>.
- Driouech, F., Déqué, M., Sánchez-Gómez, E., 2010. Weather regimes—moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Glob. Planet. Change* 72, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.03.004>.
- El Khalki, E.M., Trambly, Y., Hanich, L., Marchane, A., Boudhar, A., Hakkani, B., 2021a. Climate change impacts on surface water resources in the Oued El Abid basin, Morocco. *Hydrol. Sci. J.* 66, 2132–2145. <https://doi.org/10.1080/02626667.2021.1982137>.
- El Khalki, E.M., Trambly, Y., Hanich, L., Marchane, A., Boudhar, A., Hakkani, B., 2021b. Climate change impacts on surface water resources in the Oued El Abid basin, Morocco. *Hydrol. Sci. J.* 66, 2132–2145. <https://doi.org/10.1080/02626667.2021.1982137>.
- El Moçayd, N., Kang, S., Eltahir, E.A.B., 2020. Climate change impacts on the Water Highway project in Morocco. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 1467–1483. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1467-2020>.
- Fantini, A., Raffaele, F., Torma, C., Bacer, S., Coppola, E., Giorgi, F., Ahrens, B., Dubois, C., Sanchez, E., Verdecchia, M., 2018. Assessment of multiple daily precipitation statistics in ERA-Interim driven Med-CORDEX and EURO-CORDEX experiments against high resolution observations. *Clim. Dyn.* 51, 877–900. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3453-4>.
- Fischer, C., Aubron, C., Trouvé, A., Sekhar, M., Ruiz, L., 2022. Groundwater irrigation reduces overall poverty but increases socioeconomic vulnerability in a semiarid region of southern India. *Sci. Rep.* 12, 8850. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-01453-4>.
- Fisher, R.A., Koven, C.D., 2020. Perspectives on the future of land surface models and the challenges of representing complex terrestrial systems. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 12 e2018MS001453.
- García-Ruiz, J.M., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Lasanta-Martínez, T., Beguería, S., 2011. Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth-Sci. Rev.* 105, 121–139.
- Ghoboui, Y.P., Paturol, J.-E., Fowe, Tazen, Moumirou, L.A., Yonaba, R., Karambiri, H., Yacouba, H., 2021. Impacts of climate and environmental changes on water resources: a multi-scale study based on Nakanbé nested watersheds in West African Sahel. *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 35, 100828 <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100828>.
- Genova, P., Wei, Y., 2023. A socio-hydrological model for assessing water resource allocation and water environmental regulations in the Maipo River basin. *J. Hydrol.* 617, 129159 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129159>.
- Gulahmadov, N., Chen, Y., Gulahmadov, A., Rakhimova, M., Gulahmadov, M., 2021. Quantifying the relative contribution of climate change and anthropogenic activities on runoff variations in the central part of Tajikistan in Central Asia. *Land* 10, 525. <https://doi.org/10.3390/land10050525>.
- Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *J. Hydrol.* 377, 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>.
- Hamed, K.H., Ramachandra Rao, A., 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *J. Hydrol.* 204, 182–196. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X).
- Her, Y., Yoo, S.-H., Cho, J., Hwang, S., Jeong, J., Seong, C., 2019. Uncertainty in hydrological analysis of climate change: multi-parameter vs. multi-GCM ensemble predictions. *Sci. Rep.* 9, 4974. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-41334-7>.
- Hrouir, Y., Thomas, Z., Fovet, O., Sebari, K., Rousseau-Guettin, P., 2022. Changes in precipitation and discharge in a Mediterranean catchment as a response to climate change and human activities. *J. Water Clim. Change* 13, 3253–3273. <https://doi.org/10.2166/wcc.2022.074>.
- Hulsman, P., Winsemius, H.C., Michailovsky, C.I., Savenije, H.H.G., Hrachowitz, M., 2020. Using altimetry observations combined with GRACE to select parameter sets of a hydrological model in a data-scarce region. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 3331–3359. <https://doi.org/10.5194/hess-24-3331-2020>.
- IPCC, W.G.I., 2013. Contribution to the IPCC fifth assessment report. *Clim. Change* 36.
- Ivanov, M.A., Kotlarski, S., 2017. Assessing distribution-based climate model bias correction methods over an alpine domain: added value and limitations. *Int. J. Climatol.* 37, 2633–2653. <https://doi.org/10.1002/joc.4870>.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O.B., Bouwer, L.M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., Kröner, N., Kotlarski, S., Kriegsmann, A., Martin, E., van Meijgaard, E., Moseley, C., Pfeifer, S., Preuschmann, S., Radermacher, C., Radtke, K., Reich, D., Rounsevell, M., Samuelsson, P., Somot, S., Soussana, J.-F., Teichmann, C., Valentini, R., Vautard, R., Weber, B., Yiou, P., 2014. EURO-CORDEX new high-resolution climate change projections for European impact research. *Reg. Environ. Change* 14, 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>.
- Javed, S.A., Haider, A., Nawaz, M., 2020. How agricultural practices managing market risk get attributed to climate change? Quasi-experiment evidence. *J. Rural Stud.* 73, 46–55. <https://doi.org/10.1016/j.jrurstud.2019.11.020>.

- Jimeno-Sáez, P., Senent-Aparicio, J., Pérez-Sánchez, J., Pulido-Velazquez, D., Cecilia, J.M., 2017. Estimation of instantaneous peak flow using machine-learning models and empirical formula in peninsular Spain. *Water* 9, 347.
- Jyrkama, M.L., Sykes, J.F., 2007. The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario). *J. Hydrol.* 338, 237–250. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.036>.
- Kendall, M., 1975. *Multivariate analysis*. Charles Griffin.
- Krajewski, A., Sikorska-Senoner, A.E., Hejduk, L., Banasik, K., 2021. An attempt to decompose the impact of land use and climate change on annual runoff in a small agricultural catchment. *Water Resour. Manag.* 35, 881–896.
- Kuper, M., Amichi, H., Mayaux, P.-L., 2017. Groundwater use in North Africa as a cautionary tale for climate change adaptation. *Water Int.* 42, 725–740. <https://doi.org/10.1080/02508060.2017.1351058>.
- Lee, S., Qi, J., McCarty, G.W., Yeo, I.-Y., Zhang, X., Moglen, G.E., Du, L., 2021. Uncertainty assessment of multi-parameter, multi-GCM, and multi-RCP simulations for streamflow and non-floodplain wetland (NFW) water storage. *J. Hydrol.* 600, 126564 <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126564>.
- Lemaître-Basset, T., Collet, L., Thirel, G., Parajka, J., Evin, G., Hingray, B., 2021. Climate change impact and uncertainty analysis on hydrological extremes in a French Mediterranean catchment. *Hydrol. Sci. J.* 66, 888–903. <https://doi.org/10.1080/02626667.2021.1895437>.
- Lespina, P., Ludwig, W., Heussner, S., 2014. Hydrological and climatic uncertainties associated with modeling the impact of climate change on water resources of small Mediterranean coastal rivers. *J. Hydrol.* 511, 403–422. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.033>.
- Li, H., Sheffield, J., Wood, E.F., 2010. Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *J. Geophys. Res.: Atmospheres* 115.
- Li, Z., Huang, S., Liu, D., Leng, G., Zhou, S., Huang, Q., 2020. Assessing the effects of climate change and human activities on runoff variations from a seasonal perspective. *Stoch. Environ. Res Risk Assess.* 34, 575–592. <https://doi.org/10.1007/s00477-020-01785-1>.
- Libiseller, C., Grimvall, A., 2002. Performance of partial Mann-Kendall tests for trend detection in the presence of covariates. *Environmetrics* 13, 71–84. <https://doi.org/10.1002/env.507>.
- Llopis-Albert, C., Pulido-Velazquez, D., 2015. Using MODFLOW code to approach transient hydraulic head with a sharp-interface solution. *Hydrol. Process.* 29, 2052–2064.
- Mann, H.B., 1945. Non-Parametric Tests against Trend. *Econometrica*, 13, 245–259. Mantua, NJ, SR Hare, Y. Zhang, JM Wallace, and RC Francis (1997), A Pacific decadal.
- Maraun, D., 2012. Nonstationarities of regional climate model biases in European seasonal mean temperature and precipitation sums. *Geophys. Res. Lett.* 39. <https://doi.org/10.1029/2012GL051210>.
- Maraun, D., 2013. Bias Correction, Quantile Mapping, and Downscaling: Revisiting the Inflation Issue. *J. Clim.* 26, 2137–2143. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00821.1>.
- Maraun, D., Shepherd, T.G., Widmann, M., Zappa, G., Walton, D., Gutiérrez, J.M., Hagemann, S., Richter, I., Soares, P.M.M., Hall, A., Mearns, L.O., 2017. Towards process-informed bias correction of climate change simulations. *Nat. Clim. Change* 7, 764–773. <https://doi.org/10.1038/nclimate3418>.
- Marchane, A., Trambly, Y., Hanich, L., Ruelland, D., Jarlan, L., 2017. Climate change impacts on surface water resources in the Rheraya catchment (High Atlas, Morocco). *Hydrol. Sci. J.* 62, 979–995. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1283042>.
- Meyer, J., Kohn, I., Stahl, K., Hakala, K., Seibert, J., Cannon, A.J., 2019. Effects of univariate and multivariate bias correction on hydrological impact projections in alpine catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23, 1339–1354. <https://doi.org/10.5194/hess-23-1339-2019>.
- Mimura, N., 2013. Sea-level rise caused by climate change and its implications for society. *Proceedings of the Japan Academy, Series B* 89, 281–301.
- Misra, A.K., 2013. Climate change impact, mitigation and adaptation strategies for agricultural and water resources, in Ganga Plain (India). *Mitig. Adapt. Strateg. Glob. Change* 18, 673–689.
- Mouelli, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *J. Hydrol.* 318, 200–214. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.06.014>.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6).
- Ogilvie, A., Belaud, G., Massuel, S., Mulligan, M., Le Goulven, P., Calvez, R., 2016. Assessing Floods and Droughts in Ungauged Small Reservoirs with Long-Term Landsat Imagery. *Geosciences* 6, 42. <https://doi.org/10.3390/geosciences6040042>.
- Ouhandouch, S., Bahir, M., Ouazar, D., Carreira, P.M., Zouari, K., 2019. Evaluation of climate change impact on groundwater from semi-arid environment (Essaouira Basin, Morocco) using integrated approaches. *Environ. Earth Sci.* 78, 1–14.
- Philipp, A., Bartholy, J., Beck, C., Erpicum, M., Esteban, P., Fettweis, X., Huth, R., James, P., Jourdain, S., Kreienkamp, F., Krennert, T., Lykoudis, S., Michalides, S.C., Pianko-Kluczynska, K., Post, P., Álvarez, D.R., Schiemann, R., Spekat, A., Tymvios, F.S., 2010. Cost733cat – A database of weather and circulation type classifications. *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C, Classif. Atmos. Circ. Patterns – Theory Appl.* 35, 360–373. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2009.12.010>.
- Philipp, A., Beck, C., Huth, R., Jacobeit, J., 2016. Development and comparison of circulation type classifications using the COST 733 dataset and software. *Int. J. Climatol.* 36, 2673–2691. <https://doi.org/10.1002/joc.3920>.
- Pierce, D.W., Cayan, D.R., Maurer, E.P., Abatzoglou, J.T., Hegewisch, K.C., 2015. Improved bias correction techniques for hydrological simulations of climate change. *J. Hydrometeorol.* 16, 2421–2442. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0236.1>.
- Porporato, A., 2022. Hydrology without dimensions. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 26, 355–374.
- Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Tignor, M.M.B., Poloczanska, E.S., Minterbeck, K., Alegria, A., Craig, M., Langsdorf, S., Löschke, S., Möller, V., Oken, A., Rama, B. (Eds.), 2022. *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Prudhomme, C., Wilby, R.L., Crooks, S., Kay, A.L., Reynard, N.S., 2010. Scenario-neutral approach to climate change impact studies: application to flood risk. *J. Hydrol.* 390, 198–209. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.06.043>.
- Pulido-Velazquez, D., Collados-Lara, A.J., Pérez-Sánchez, J., Segura-Méndez, F.J., Senent-Aparicio, J., 2021. Climate change impacts on the streamflow in Spanish basins monitored under near-natural conditions. *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 38, 100937.
- Pulido-Velazquez, D., Collados-Lara, A.-J., Fernandez-Chacon, F., 2022. The impact of climate change scenarios on droughts and their propagation in an arid Mediterranean basin. A useful approach for planning adaptation strategies. *Sci. Total Environ.* 820, 153128.
- Rosegrant, M.W., Ringler, C., Zhu, T., 2009. Water for agriculture: maintaining food security under growing scarcity. *Annu. Rev. Environ. Resour.* 34, 205–222.
- Salim, E., Ravelon, L., Deline, P., Gauchon, C., 2021. A review of melting ice adaptation strategies in the glacier tourism context. *Scand. J. Hosp. Tour.* 21, 229–246.
- Sen, P.K., 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *J. Am. Stat. Assoc.* 63, 1379–1389.
- Senatore, A., Fuoco, D., Maiolo, M., Mendicino, G., Smiatek, G., Kunstmann, H., 2022. Evaluating the uncertainty of climate model structure and bias correction on the hydrological impact of projected climate change in a Mediterranean catchment. *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 42, 101120 <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101120>.
- Senent-Aparicio, J., López-Ballesteros, A., Jimeno-Sáez, P., Pérez-Sánchez, J., 2023. Recent precipitation trends in Peninsular Spain and implications for water infrastructure design. *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 45, 101308 <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101308>.
- Sharafati, A., Pezeshki, E., 2020. A strategy to assess the uncertainty of a climate change impact on extreme hydrological events in the semi-arid Dehbar catchment in Iran. *Theor. Appl. Clim.* 139, 389–402. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02979-6>.
- Smitha, P.S., Narasimhan, B., Sudheer, K.P., Annamalai, H., 2018. An improved bias correction method of daily rainfall data using a sliding window technique for climate change impact assessment. *J. Hydrol.* 556, 100–118. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.010>.
- Szczypta, C., Gascoin, S., Houet, T., Hagolle, O., Dejoux, J.-F., Vigneau, C., Fanise, P., 2015. Impact of climate and land cover changes on snow cover in a small Pyrenean catchment. *J. Hydrol.* 521, 84–99. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.060>.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 93, 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.

- Teutschbein, C., Seibert, J., 2010. Regional Climate Models for Hydrological Impact Studies at the Catchment Scale: A Review of Recent Modeling Strategies. *Geogr. Compass* 4, 834–860. <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2010.00357.x>.
- Teutschbein, C., Seibert, J., 2012. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *J. Hydrol.* 456–457, 12–29. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.052>.
- Thiemeßl, M.J., Gobiet, A., Heinrich, G., 2012. Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Clim. Change* 112, 449–468. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0224-4>.
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* 38, 55–94.
- Tramblay, Y., Somot, S., 2018. Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean. *Clim. Change* 151, 289–302. <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2300-5>.
- Tramblay, Y., Badi, W., Driouech, F., El Adloui, S., Neppel, L., Servat, E., 2012. Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco. *Glob. Planet. Change* 82–83, 104–114. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.12.002>.
- Tramblay, Y., Ruelland, D., Somot, S., Bouaicha, R., Servat, E., 2013. High-resolution Med-CORDEX regional climate model simulations for hydrological impact studies: a first evaluation of the ALADIN-Climate model in Morocco. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 3721–3739. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3721-2013>.
- Tramblay, Y., Llasat, M.C., Randin, C., Coppola, E., 2020. Climate change impacts on water resources in the Mediterranean. *s10113-020-01665-y Reg. Environ. Change* 20 (83). <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01665-y>.
- Usman, M., Ndehedehe, C.E., Farah, H., Manzanar, R., 2021. Impacts of climate change on the streamflow of a large river basin in the Australian tropics using optimally selected climate model outputs. *J. Clean. Prod.* 315, 128091 <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2021.128091>.
- Verfaillie, D., Lafaysse, M., Déqué, M., Eckert, N., Lejeune, Y., Morin, S., 2018. Multi-component ensembles of future meteorological and natural snow conditions for 1500 m altitude in the Chartreuse mountain range, Northern French Alps. *Cryosphere* 12, 1249–1271.
- Verner, D., Treguer, D., Redwood, J., Christensen, J., McDonnell, R., Elbert, C., Konishi, Y., Belghazi, S., 2018. Climate Variability, Drought, and Drought Management in Morocco's Agricultural Sector (Working Paper). World Bank, Washington, DC. <https://doi.org/10.1596/30603>.
- Willkofer, F., Schmid, F.-J., Komischke, H., Korck, J., Braun, M., Ludwig, R., 2018. The impact of bias correcting regional climate model results on hydrological indicators for Bavarian catchments. *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 19, 25–41. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.06.010>.
- Zhou, S., Wang, Y., Li, Z., Chang, J., Guo, A., 2021. Quantifying the uncertainty interaction between the model input and structure on hydrological processes. *Water Resour. Manag.* 35, 3915–3935. <https://doi.org/10.1007/s11269-021-02883-7>.

## V.6. Conclusion

**Est-il nécessaire de corriger les biais des sorties des modèles climatiques ? Si oui, quelle est la méthode de correction la mieux adaptée au contexte de l'étude ?**

Les sorties brutes (précipitations et températures) des modèles climatiques sont fortement biaisés. Par conséquent, l'utilisation directe de ces données dans les études d'impact sur le climat peut conduire à des résultats erronés et moins fiables, d'où la nécessité de corriger les biais des sorties brutes des modèles climatiques. Pour cela, trois méthodes de correction de biais (*Linear scaling* (LS), *Gamma quantile mapping* (GQM) et *Empirical quantile mapping* (EQM)) ont été comparées pour évaluer leur performance. Nos résultats montrent que les trois méthodes sont pertinentes pour la correction des précipitations, tandis que la méthode EQM a été meilleure que LS pour améliorer les estimations de température (données). Donc, la méthode EQM a été choisie pour corriger les projections brutes des modèles climatiques.

**Quels sont les changements climatiques projetés à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle dans le bassin du Bas-Loukkos?**

Malgré la forte incertitude, nos résultats montrent que la plupart des scénarios s'accordent pour prédire une diminution des précipitations d'environ 21 à 38 % d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (2080-2099) par rapport à la période de référence (1981-2005). Cette diminution des précipitations est accompagnée d'une augmentation importante des températures, et par conséquent, une augmentation de l'évapotranspiration d'environ 21 à 33% d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (2080-2099) par rapport à la période de référence (1981-2005). Ces changements seront accompagnés par une augmentation de la variabilité temporelles inter- et intra-annuel des précipitations et des températures.

**Quelles sont les conséquences attendues sur l'hydrologie et la disponibilité des ressources en eau dans le bassin versant ?**

Les débits simulés, à partir de l'ensemble des scénarios climatiques, montrent que les débits vont continuer à baisser au cours du 21<sup>ème</sup> siècle. Malgré la forte incertitude, une forte diminution des débits d'environ 50-71% est attendus à long-terme (1981-2100) dans le bassin versant du Bas-Loukkos en réponse à la diminution des précipitations et l'augmentation de l'évapotranspiration.

Les résultats de l'ensemble des simulations ont été synthétisés en utilisant le cadre de Budyko. Deux scénarios de prélèvement d'eau (pour l'agriculture et les usages domestiques) ont été confrontés aux sorties des modèles climatiques (précipitations et évapotranspiration) et hydrologiques (débits). Les résultats montrent que le bassin versant atteindra sa limite en eau, il sera donc difficile de satisfaire la demande locale en eau à l'avenir, ce qui souligne la nécessité d'élaborer des stratégies d'adaptation.

Le cadre méthodologique développé dans ce travail a permis de résumer les projections et les incertitudes qui y sont associées, puis de les comparer à la dynamique potentielle de la demande en eau. Un tel cadre pourrait donc contribuer à orienter la stratégie de gestion de l'eau.

## Conclusion générale et perspectives

---

### Objectif principal et approche méthodologique de la thèse

Cette thèse avait pour objectif principal de développer une approche méthodologique, transposable à d'autres bassins versants, pour analyser et évaluer les impacts du changement climatique sur les ressources en eau dans un bassin méditerranéen subissant une pression croissante sur les ressources en eau, due au développement hydro-agricole intensif depuis une cinquantaine d'années. Tout d'abord, une étude rétrospective a été réalisée pour identifier les effets du changement climatique sur les ressources en eau, en les différenciant des activités humaines sur la période 1960-2018. Pour ce faire, une approche statistique a été déployée afin d'analyser les tendances et détecter les ruptures dans les séries temporelles des variables hydro-climatiques. Ensuite, une approche prospective a été adoptée pour évaluer la disponibilité future des ressources en eau pour répondre aux différents besoins dans le bassin, en tenant compte des différentes sources d'incertitude associées à ce type d'étude. Pour ce faire, nous avons eu recours à la modélisation hydro-climatique. Après avoir évalué et validé la performance des modèles hydrologiques sur la période historique, les sorties des modèles climatiques ont été utilisées comme données d'entrée pour les modèles hydrologiques pour simuler les débits dans le bassin versant, en optant pour une approche multi-modèles aussi large que possible afin de tenir compte des incertitudes.

### Résumé des principaux résultats de la thèse

- **Les précipitations ont diminué de manière significative au cours de la période 1960-2018, avec une rupture importante au début des années 1970.**

L'analyse des précipitations annuelles enregistrées dans 10 stations réparties dans le bassin a mis en évidence une baisse importante des précipitations sur la période 1960-2018. Les résultats du test Mann-Kendall montrent une tendance à la baisse des précipitations pour toutes les stations, mais elle n'est significative (à un seuil de 5%) que pour 2 des 10 stations étudiées. Les tests de Pettitt et de Buishand ont détecté une rupture de la moyenne de précipitation annuelles au début des années 1970. La moyenne des précipitations annuelles a diminué de 19 à 26 % après l'année de rupture.

- **Les débits des cours d'eau ont subi une importante diminution sur la période 1960-2012. Cette diminution est principalement liée à la diminution des précipitations dans trois sous bassins versants et aux effets combinés des activités humaines et du climat pour les deux autres.**

Les débits annuels moyens ont diminué de manière importante dans l'ensemble des sous bassins étudiés. Le test de Mann-Kendall a montré une tendance à la diminution des débits, mais cette diminution n'est significative que pour deux sous bassins sur les cinq sous bassins étudiés. Le débit annuel moyen a diminué d'environ 35 % depuis la fin des années 1970/début des années 1980. Cette diminution est principalement due à la baisse des précipitations dans les trois sous-bassins versants considérés comme relativement peu perturbés par les activités humaines, où les tendances n'étaient pas statistiquement significatives. En revanche, pour les deux sous-bassins versants anthropisés, la tendance est significative, ce qui indique un effet combiné des activités humaines et du climat. La présente thèse a donc mis en évidence l'impact du changement climatique et des activités humaines sur les débits des rivières au cours des dernières décennies dans le bassin versant du Bas-Loukkos.

- **Dans notre contexte de données limitées, la modélisation hydrologique, nécessite des approches parcimonieuses et/ou capables d'exploiter des sources de données variées et nouvelles. Le modèle global conceptuel GR2M permet la simulation des débits observés sur la période historique, alors que nous n'avons pu aboutir à une calibration satisfaisante du modèle semi-distribué à base physique SWAT.**

Notre approche prospective consiste à utiliser la modélisation hydrologique pour prédire l'évolution probable de la ressource en eau dans le futur, en utilisant les précipitations et les températures issues des scénarios climatiques comme entrées de modèle. Cependant, avant d'appliquer des modèles hydrologiques dans les conditions climatiques futures, il est primordial de tester leurs capacités à simuler les débits sur la période passée. Les deux modèles GR2M (un modèle conceptuel, global) et SWAT (un modèle à base physique, semi distribué) ont été évalués. Le manque de données spatiales et hydro-climatiques précises (résolutions spatiale et temporelle) pour sa mise en œuvre peut expliquer une faible performance du modèle SWAT dans la simulation des débits. Le modèle GR2M a été calibré de manière à simuler les débits à la sortie des sous-bassins versants avec un coefficient de Nash moyen de 0,88 à la fois en calage

et en validation. En revanche, ce modèle global ne permet pas d'intégrer la réponse du couvert végétal dans des scénarios climatiques futurs.

- **Les projections des modèles climatiques indiquent que les effets du changement climatique auront un impact significatif sur les ressources en eau d'ici la fin du 21<sup>e</sup> siècle dans le bassin du Bas-Loukkos.**

Nous avons recouru à la modélisation hydro-climatique pour analyser des évolutions probables ou possibles de la ressource en eau à l'échelle du bassin d'étude et si des trajectoires se dessinaient compte tenu des incertitudes dans un tel exercice. Les sorties d'un ensemble multi-modèle de 13 modèles climatiques (13 combinaisons de 4GCM et 5 RCM disponible sur le bassin versant) pour deux scénarios RCP (RCP4.5 et RCP8.5), soit 26 scénarios climatiques ont été utilisés. Malgré la forte incertitude, nos résultats montrent que la plupart des scénarios s'accordent pour prédire une diminution des précipitations d'environ 21 à 38 % d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (2080-2099) par rapport à la période de référence (1981-2005). Cette diminution des précipitations est accompagnée d'une augmentation importante des températures, et par conséquent, une augmentation de l'évapotranspiration d'environ 21 à 33% d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (2080-2099) par rapport à la période de référence (1981-2005).

Les sorties des modèles climatiques (brutes et débiaisées) ont été utilisés comme entrées du modèle hydrologique GR2M, en utilisant deux jeux de paramètres. Les débits simulés montrent une forte diminution des débits d'environ 50-71% d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle dans le bassin versant du Bas-Loukkos en réponse à la diminution des précipitations et l'augmentation de l'évapotranspiration.

Le cadre de Budyko a été utilisée pour synthétiser les résultats des différents scénarios et différents modèles afin d'évaluer la disponibilité future de l'eau du bassin versant du Bas-Loukkos. Pour cela, les sorties des modèles climatiques (précipitations et évapotranspiration) et hydrologiques (débits) ont été couplées avec deux scénarios de prélèvement d'eau (pour l'agriculture et les usages domestiques). Les résultats montrent que le bassin versant atteindra sa limite en eau et que la demande locale actuelle sera donc difficile à satisfaire à l'avenir, ce qui souligne la nécessité d'élaborer des stratégies d'adaptation. Malgré les fortes incertitudes liées aux différentes étapes du processus de modélisation hydro-climatique et aux scénarios de prélèvement d'eau utilisés, ce travail a permis de synthétiser les projections des ressources en

eau et les incertitudes y associées, puis de les confronter à la dynamique potentielle de la demande en eau.

### Limites et perspectives

- **Une analyse à des pas de temps plus fins (journalier, horaire, etc.) permettrait d'étudier l'évolution des événements extrêmes (pluies importantes, étiages) dans le contexte du changement climatique. La prise en compte d'autres paramètres serait nécessaire, en particulier dans le bassin étudié : les hauteurs de neige, les prélèvements et pratiques agricoles.**

Pour la première partie de la thèse, qui concerne l'étude perspective des variables météorologiques et hydrologiques, nous avons utilisé des données mensuelles observées dans les différentes stations de mesure. Nos résultats ont montré une diminution importante des moyennes annuelles des précipitations au cours des dernières décennies (1960-2018) et une diminution importante des débits. Cependant, la diminution des débits est plus importante que celles des précipitations. Elle correspond probablement à la combinaison entre la diminution des précipitations, l'augmentation de l'évapotranspiration et au développement des activités humaines dans le bassin versant induisant une augmentation des prélèvements d'eau pour des fins agricoles et domestiques. Des données supplémentaires sur l'évapotranspiration, les prélèvements pour l'irrigation et les transferts d'eau entre bassins versants permettraient de distinguer ces processus. D'autre part, nous ne disposons pas de données sur les quantités de neige dans la partie montagneuse du bassin versant bien que celles-ci contribuent à l'écoulement dans la plaine. Une réduction de la quantité de neige tombée dans le bassin versant pourrait avoir un impact direct sur le ruissellement dans, en particulier pendant la période d'étiage. Il existe plusieurs approches pour estimer la quantité de neige et la couverture neigeuse, par exemple la modélisation, qui combine des informations sur la durée de la couverture neigeuse provenant de la télédétection avec des modèles de neige et de bilan énergétique pour estimer la distribution spatiale, la hauteur de neige et l'équivalent en eau de la neige dans les bassins montagneux (Cline et al., 1998; Stigter et al., 2017) .

D'autre part, nous disposons de séries de données mensuelles, des données journalières par exemple permettrait d'explorer les évolutions possibles d'autres paramètres (nombre de jours de pluie, nature des averses, fréquence des événements extrêmes, etc.), susceptibles aussi d'être

fortement touchés par le changement climatique. Pour compléter nos bases de données, plusieurs perspectives peuvent être envisagées : à court et moyen termes. L'utilisation de données satellitaires à grande échelle et la mobilisation de techniques de télédétection pour compléter nos bases de données pourraient être très utiles et nous permettraient d'analyser plus en détail les aspects mentionnés ci-dessus. En effet, les données météorologiques telles que “*Tropical Rainfall Measurement Mission*” (Almazroui, 2011; Kummerow et al., 1998), “*Multisatellite Retrievals for the Global Precipitation Measurement (GPM) mission*” (IMERG ; Skofronick-Jackson et al., 2017) peuvent offrir des informations précises à un pas de temps journalier voire semi-quotidien ou horaire, et à haute résolution spatiale pour l'ensemble des variables climatiques. Ces données permettraient une analyse plus fine de la variabilité spatio-temporelle des différentes variables climatiques. L'évolution des images satellitaires à haute résolution et leur disponibilité dans le monde entier, comme les données Sentinel-2 et Sentinel-3, et l'évolution des techniques de télédétection et de l'intelligence artificielle ont considérablement amélioré l'accès aux données et renforcé notre capacité à surveiller et à comprendre les changements liés au climat à l'échelle mondiale (Ahansal et al., 2022; Guzinski et al., 2020; Pahlevan et al., 2020). Par conséquent, l'utilisation de la télédétection offre une perspective très intéressante pour la suite de ce travail. D'une part, pour compléter nos bases de données : les températures de surface, les hauteurs de neige, l'évolutions du couvert végétal et des zones irriguées, l'estimations des volumes d'eau d'irrigation, l'évapotranspiration, etc.. D'autre part pour obtenir des informations essentielles pour comprendre les effets du changement climatique et prendre des mesures adaptées pour en atténuer ses conséquences.

A long terme, la surveillance locale de la ressource en eau impliquera des évolutions de l'instrumentation du bassin versant en installant une densité suffisante de stations hydro-météorologiques pour la mesure des différents paramètres (précipitations, température, vitesse du vent, rayonnement solaire et évapotranspiration). En effet, le relativement faible nombre de stations météorologiques, leur absence dans la partie montagneuse du bassin et la faible qualité des données disponibles sur celles-ci limitent l'analyse rétrospective. De plus, le très faible nombre de stations de mesure de débit, surtout dans la plaine du bassin versant où le développement des activités humaines est important, et notamment l'absence d'une station de jaugeage à son exutoire nous a limité dans notre analyse et apparaît comme un point à faire évoluer pour mieux suivre la variabilité spatiale des écoulements et caractériser le comportement hydrologique du bassin versant.

Pour renseigner les pratiques agricoles des campagnes d'enquête auprès des exploitants et des établissements qui s'en charge de la gestion du secteur agricole seraient nécessaires et permettraient de préciser les trajectoires agricoles en matière d'irrigation (choix des cultures, superficies, choix du matériel, type de système d'irrigation, etc.) (Bergez et al., 2022), et autres pratiques susceptibles d'affecter significativement le bilan hydrique comme la gestion des états de surface (Inoubli et al., 2017).

**L'évaluation de la disponibilité future des ressources en eau dans le bassin versant pourrait être améliorée. L'utilisation de plusieurs modèles hydrologiques avec différentes structures et en particulier d'une approche de modélisation plus intégrée, prenant en compte les différents processus hydrologiques et socio-hydrologiques est une piste importante à explorer.**

Cette thèse a permis de développer un cadre méthodologique pour intégrer les différentes sources d'incertitude tout en synthétisant les résultats des simulations prospectives de l'évolution des ressources en eau à l'échelle du bassin versant. Afin d'améliorer ce cadre méthodologique, plusieurs pistes, liées à la méthode de correction des biais, au choix du modèle hydrologique et aux scénarios de prélèvement d'eau, peuvent être explorées. La correction de biais utilisée a pu réduire les biais dans les projections de précipitations et de températures, ainsi que la variabilité inter- et intra-modèle. Cependant, la correction des biais peut introduire des tendances artificielles dans les projections climatiques (Cannon et al., 2015b; Maurer and Pierce, 2014). Il sera alors intéressant d'appliquer des méthodes pour éliminer ces tendances artificielles dans les projections (Venema et al., 2012). D'autres part, les débits simulés avec des données climatiques brutes (biaisées) et corrigées (débiaisées) sous-estiment et sur-estiment respectivement ceux observés pendant la période de référence. Par conséquent, d'autres méthodes de correction supplémentaires seraient nécessaires pour la modélisation hydrologique pour améliorer les projections des débits, en particulier des méthodes adaptées aux régions arides et semi-arides (Maraun, 2012; Trambly et al., 2012).

Les incertitudes sur la modélisation hydrologique jouent un rôle considérable dans ces prospectives. L'intention initiale était de les estimer en croisant au moins 2 modèles, de structure et formalisme très différents. Au vu des résultats de calibration, seul le modèle conceptuel global GR2M a été utilisé. Celui-ci ne représente pas explicitement tous les processus hydrologiques qui pourraient changer en réponse au changement climatique, par

exemple : la partition ruissellement et infiltration (e.g., Gal et al., 2017), l'échange d'eau entre la nappe phréatique et les cours d'eau (e.g. Scibek et al., 2007; Taylor et al., 2013) , la réponse de la végétation à l'augmentation de la température et l'évolution des concentrations de CO<sub>2</sub> (e.g. Salmon-Monviola et al., 2013; Wu et al., 2012), les prélèvements d'eau et les rétroactions entre usages et la disponibilité d'eau (e.g. Baccar et al., 2021; Garcia et al., 2016; Verkerk et al., 2017).

Les scénarios de demande en eau utilisés dans la présente thèse restent très simples, et ne prennent pas en compte l'évolution du contexte socio-économique, ni les interactions/rétroactions entre les activités humaines et le cycle de l'eau en fonction de l'évolution du climat. Dans les futures recherches, des réflexions sont nécessaires pour développer des modèles socio-hydrologiques afin de prendre en compte l'évolution des usages de l'eau (socio-économiques et écologiques) et de simuler de manière dynamique et réaliste l'évolution des demandes en fonction de la disponibilité future de l'eau (Blair and Buytaert, 2016; Garcia et al., 2016; Gholizadeh Sarabi et al., 2021; Srinivasan et al., 2017; Xu et al., 2018).

## Références bibliographiques

- Aawar, T., Khare, D., 2020. Assessment of climate change impacts on streamflow through hydrological model using SWAT model: a case study of Afghanistan. *Model. Earth Syst. Environ.* 6, 1427–1437.
- Abbaspour, K.C., 2008. SWAT-CUP2: SWAT calibration and uncertainty programs—a user manual. Department of Systems Analysis. Integr. Assess. Model. SIAM Eawag Swiss Fed. Inst. Aquat. Sci. Technol. Duebendorf Switz.
- Abbaspour, K.C., Faramarzi, M., Ghasemi, S.S., Yang, H., 2009. Assessing the impact of climate change on water resources in Iran. *Water Resour. Res.* 45. <https://doi.org/10.1029/2008WR007615>
- Abbaspour, K.C., Vaghefi, S.A., Srinivasan, R., 2017. A guideline for successful calibration and uncertainty analysis for soil and water assessment: a review of papers from the 2016 international SWAT conference. *Water* 10, 6.
- Abbaspour, K.C., Vejdani, M., Haghghat, S., Yang, J., 2007. SWAT-CUP calibration and uncertainty programs for SWAT, in: MODSIM 2007 International Congress on Modelling and Simulation, Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand. Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology Dübendorf, Switzerland, pp. 1596–1602.
- Abbott, M.B., Refsgaard, J.C., 1996. Distributed hydrological modelling. Springer Science & Business Media.
- Acharki, S., Amharref, M., El Halimi, R., Bernoussi, A.-S., 2019. Évaluation par approche statistique de l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau: application au périmètre du Gharb (Maroc). *Rev. Sci. L'Eau* 32, 291–315.
- Adloff, F., Somot, S., Sevault, F., Jordà, G., Aznar, R., Déqué, M., Herrmann, M., Marcos, M., Dubois, C., Padorno, E., 2015. Mediterranean Sea response to climate change in an ensemble of twenty first century scenarios. *Clim. Dyn.* 45, 2775–2802.
- AghaKouchak, A., Chiang, F., Huning, L.S., Love, C.A., Mallakpour, I., Mazdiyasi, O., Moftakhari, H., Papalexiou, S.M., Ragno, E., Sadegh, M., 2020. Climate extremes and compound hazards in a warming world. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 48, 519–548.
- Ahansal, Y., Bouziani, M., Yaagoubi, R., Sebari, I., Sebari, K., Kenny, L., 2022. Towards smart irrigation: A literature review on the use of geospatial technologies and machine learning in the management of water resources in arboriculture. *Agronomy* 12, 297.
- Alaoui, M., 2013. Water sector in Morocco: Situation and perspectives. *J. Water Resour. Ocean Sci.* 2, 108–114.
- Alazard, M., Leduc, C., Travi, Y., Boulet, G., Ben Salem, A., 2015. Estimating evaporation in semi-arid areas facing data scarcity: Example of the El Haouareb dam (Merguellil catchment, Central Tunisia). *J. Hydrol. Reg. Stud.* 3, 265–284. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.11.007>
- Alemu, Z.A., Dioha, M.O., 2020. Climate change and trend analysis of temperature: the case of Addis Ababa, Ethiopia. *Environ. Syst. Res.* 9, 1–15.
- Alitane, A., Essahlaoui, A., Van Griensven, A., Yimer, E.A., Essahlaoui, N., Mohajane, M., Chawanda, C.J., Van Rompaey, A., 2022. Towards a Decision-Making Approach of Sustainable Water Resources Management Based on Hydrological Modeling: A Case Study in Central Morocco. *Sustainability* 14, 10848. <https://doi.org/10.3390/su141710848>
- Alkama, R., Decharme, B., Douville, H., Ribes, A., 2011. Trends in Global and Basin-Scale Runoff over the Late Twentieth Century: Methodological Issues and Sources of Uncertainty. *J. Clim.* 24, 3000–3014. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3921.1>

- Allan, R.P., Cassou, C., Chen, D., Cherchi, A., Connors, L., Doblus-Reyes, F.J., Douville, H., Driouech, F., Edwards, T.L., Fischer, E., Flato, G.M., Forster, P., AchutaRao, K.M., Adhikary, B., Aldrian, E., Armour, K., 2021. Summary for Policymakers. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>
- Allen, M.R., Ingram, W.J., 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature* 419, 224–232.
- Almazroui, M., 2011. Calibration of TRMM rainfall climatology over Saudi Arabia during 1998–2009. *Atmospheric Res.* 99, 400–414.
- Aloui, S., Mazzoni, A., Elomri, A., Aouissi, J., Boufekane, A., Zghibi, A., 2023. A review of Soil and Water Assessment Tool (SWAT) studies of Mediterranean catchments: Applications, feasibility, and future directions. *J. Environ. Manage.* 326, 116799.
- Amraoui, L., Sarr, M.A., Soto, D., 2011. Analyse rétrospective de l'évolution climatique récente en Afrique du Nord-Ouest. *Physio-Géo Géographie Phys. Environ.* 125–142. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.1959>
- Aouissi, J., Benabdallah, S., Chabaâne, Z.L., Cudennec, C., 2018. Valuing scarce observation of rainfall variability with flexible semi-distributed hydrological modelling—Mountainous Mediterranean context. *Sci. Total Environ.* 643, 346–356.
- Ardoin-Bardin, S., 2004. Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc.
- Arnold, J.G., Engel, B.A., Srinivasan, R., 1993. A continuous time, grid cell watershed model. *Appl. Adv. Inf. Technol. Manag. Nat. Resour.* 17–19.
- Arnold, J.G., Moriasi, D.N., Gassman, P.W., Abbaspour, K.C., White, M.J., Srinivasan, R., Santhi, C., Harmel, R.D., Van Griensven, A., Van Liew, M.W., 2012. SWAT: Model use, calibration, and validation. *Trans. ASABE* 55, 1491–1508.
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Mutiah, R.S., Williams, J.R., 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development 1. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 34, 73–89.
- Aryal, A., Shrestha, S., Babel, M.S., 2019. Quantifying the sources of uncertainty in an ensemble of hydrological climate-impact projections. *Theor. Appl. Climatol.* 135, 193–209.
- Aryal, S.K., Silberstein, R.P., Fu, G., Hodgson, G., Charles, S.P., McFarlane, D., 2020. Understanding spatio-temporal rainfall-runoff changes in a semi-arid region. *Hydrol. Process.* 34, 2510–2530.
- Baccar, M., Bergez, J.-E., Couture, S., Sekhar, M., Ruiz, L., Leenhardt, D., 2021. Building Climate Change Adaptation Scenarios with Stakeholders for Water Management: A Hybrid Approach Adapted to the South Indian Water Crisis. *Sustainability* 13, 8459. <https://doi.org/10.3390/su13158459>
- Bader, J., Mesquita, M.D.S., Hodges, K.I., Keenlyside, N., Østerhus, S., Miles, M., 2011. A review on Northern Hemisphere sea-ice, storminess and the North Atlantic Oscillation: Observations and projected changes. *Atmospheric Res.* 101, 809–834. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.04.007>
- Badham, J., Elsayah, S., Guillaume, J.H.A., Hamilton, S.H., Hunt, R.J., Jakeman, A.J., Pierce, S.A., Snow, V.O., Babbar-Sebens, M., Fu, B., Gober, P., Hill, M.C., Iwanaga, T., Loucks, D.P., Merritt, W.S., Peckham, S.D., Richmond, A.K., Zare, F., Ames, D., Bammer, G., 2019. Effective modeling for Integrated Water Resource Management: A guide to contextual practices by phases and steps and future opportunities. *Environ. Model. Softw.* 116, 40–56. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.02.013>
- Balhane, S., Driouech, F., Chafki, O., Manzanar, R., Chehbouni, A., Moufouma-Okia, W., 2022. Changes in mean and extreme temperature and precipitation events from different weighted multi-model ensembles over the northern half of Morocco. *Clim. Dyn.* 58, 389–404.

- Barnett, T., Malone, R., Pennell, W., Stammer, D., Semtner, B., Washington, W., 2004. The Effects of Climate Change on Water Resources in the West: Introduction and Overview. *Clim. Change* 62, 1–11. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000013695.21726.b8>
- Beaulieu, C., Ouarda, T.B., Seidou, O., 2007. Synthèse des techniques d'homogénéisation des séries climatiques et analyse d'applicabilité aux séries de précipitations. *Hydrol. Sci. J.* 52, 18–37.
- Belarbi, H., Touaibia, B., Boumechra, N., Amiar, S., Baghli, N., 2017a. Sécheresse et modification de la relation pluie-débit: cas du bassin versant de l'Oued Sebdou (Algérie Occidentale). *Hydrol. Sci. J.* 62, 124–136.
- Belarbi, H., Touaibia, B., Boumechra, N., Amiar, S., Baghli, N., 2017b. Sécheresse et modification de la relation pluie-débit: cas du bassin versant de l'Oued Sebdou (Algérie Occidentale)(Drought and modification of the rainfall-runoff relation: case of Wadi Sebdou basin (western Algeria)). *Hydrol. Sci. J.* 62, 124–136. <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1112394>
- Ben Nsir, S., Jomaa, S., Yıldırım, Ü., Zhou, X., D'Oria, M., Rode, M., Khelifi, S., 2022. Assessment of climate change impact on discharge of the Lakhmass catchment (Northwest Tunisia). *Water* 14, 2242.
- Bergez, J.-E., Baccar, M., Sekhar, M., Ruiz, L., 2022. NIRAVARI: A Parsimonious Bio-Decisional Model for Assessing the Sustainability and Vulnerability of Rainfed or Groundwater-Irrigated Farming Systems in Indian Agriculture. *Water* 14, 3211. <https://doi.org/10.3390/w14203211>
- Beven, K.J., Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrol. Sci. J.* 24, 43–69.
- Bhatta, B., Shrestha, S., Shrestha, P.K., Talchabhadel, R., 2019. Evaluation and application of a SWAT model to assess the climate change impact on the hydrology of the Himalayan River Basin. *CATENA* 181, 104082. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104082>
- Bhatti, H.A., Rientjes, T., Haile, A.T., Habib, E., Verhoef, W., 2016. Evaluation of bias correction method for satellite-based rainfall data. *Sensors* 16, 884.
- Blair, P., Buytaert, W., 2016. Socio-hydrological modelling: a review asking “why, what and how?” *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 443–478.
- Blöschl, G., Hall, J., Parajka, J., Perdigão, R.A.P., Merz, B., Arheimer, B., Aronica, G.T., Bilibashi, A., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G.B., Claps, P., Fiala, K., Frolova, N., Gorbachova, L., Gül, A., Hannaford, J., Harrigan, S., Kireeva, M., Kiss, A., Kjeldsen, T.R., Kohnová, S., Koskela, J.J., Ledvinka, O., Macdonald, N., Mavrova-Guirguinova, M., Mediero, L., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Murphy, C., Osuch, M., Ovcharuk, V., Radevski, I., Rogger, M., Salinas, J.L., Sauquet, E., Šraj, M., Szolgay, J., Viglione, A., Volpi, E., Wilson, D., Zaimi, K., Živković, N., 2017. Changing climate shifts timing of European floods. *Science* 357, 588–590. <https://doi.org/10.1126/science.aan2506>
- Boé, J., Somot, S., Corre, L., Nabat, P., 2020. Large discrepancies in summer climate change over Europe as projected by global and regional climate models: causes and consequences. *Clim. Dyn.* 54, 2981–3002. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05153-1>
- Boke-Olén, N., Abdi, A.M., Hall, O., Lehsten, V., 2017. High-resolution African population projections from radiative forcing and socio-economic models, 2000 to 2100. *Sci. Data* 4, 1–9.
- Borges, P. de A., Franke, J., da Anunciação, Y.M.T., Weiss, H., Bernhofer, C., 2016. Comparison of spatial interpolation methods for the estimation of precipitation distribution in Distrito Federal, Brazil. *Theor. Appl. Climatol.* 123, 335–348.
- Born, K., Christoph, M., Fink, A.H., Knippertz, P., Paeth, H., Speth, P., 2008. Moroccan climate in the present and future: combined view from observational data and regional climate scenarios. *Clim. Chang. Water Resour. Middle East North Afr.* 29–45.

- Borrelli, P., Robinson, D.A., Panagos, P., Lugato, E., Yang, J.E., Alewell, C., Wuepper, D., Montanarella, L., Ballabio, C., 2020. Land use and climate change impacts on global soil erosion by water (2015-2070). *Proc. Natl. Acad. Sci.* 117, 21994–22001.
- Bouaicha, R., Benabdelfadel, A., 2010. Variabilité et gestion des eaux de surface au Maroc. *Sécheresse* 21, 325–326. <https://doi.org/10.1684/sec.2010.0272>
- Boucher, O., Dufresne, J.-L., Vial, J., Brun, E., Cattiaux, J., Chauvin, F., Salas y Méliá, D., Voldoire, A., Bopp, L., Braconnot, P., Ciais, P., Yiou, P., Guilyardi, E., Mignot, J., Guivarch, C., 2015. Projection des changements climatiques futurs. *La Météorologie* 8, 56. <https://doi.org/10.4267/2042/56362>
- Boufala, M., El Hmaidf, A., Chadli, K., Essahlaoui, A., El Ouali, A., Lahjouj, A., 2020. Assessment of the risk of soil erosion using RUSLE method and SWAT model at the M'dez Watershed, Middle Atlas, Morocco, in: *E3S Web of Conferences*. EDP Sciences, p. 03014.
- Bourqui, M., 2008. Impact de la variabilité spatiale des pluies sur les performances des modèles hydrologiques. Thèse de doctorat, Ecole National du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, Paris.
- Bouslih, Y., Rochdi, A., Paaza, N.E.A., Liuzzo, L., 2019. Understanding the effects of soil data quality on SWAT model performance and hydrological processes in Tamedroust watershed (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 160, 103616.
- Briak, H., Moussadek, R., Aboumaria, K., Mrabet, R., 2016. Assessing sediment yield in Kalaya gauged watershed (Northern Morocco) using GIS and SWAT model. *Int. Soil Water Conserv. Res.* 4, 177–185. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2016.08.002>
- Briak, H., Mrabet, R., Moussadek, R., Aboumaria, K., 2019. Use of a calibrated SWAT model to evaluate the effects of agricultural BMPs on sediments of the Kalaya river basin (North of Morocco). *Int. Soil Water Conserv. Res.* 7, 176–183.
- Brigode, P., Oudin, L., Perrin, C., 2013. Hydrological model parameter instability: A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change? *J. Hydrol.* 476, 410–425.
- Brouziyne, Y., Abouabdillah, A., Hirich, A., Bouabid, R., Zaaboul, R., Benaabidate, L., 2018. Modeling sustainable adaptation strategies toward a climate-smart agriculture in a Mediterranean watershed under projected climate change scenarios. *Agric. Syst.* 162, 154–163.
- Brulebois, E., Castel, T., Richard, Y., Chateau-Smith, C., Amiotte-Suchet, P., 2015. Hydrological response to an abrupt shift in surface air temperature over France in 1987/88. *J. Hydrol.* 531, 892–901. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.026>
- Budyko, M.I., 1974. *Climate and life*. Academic press.
- Caloiero, T., Caloiero, P., Frustaci, F., 2018. Long-term precipitation trend analysis in Europe and in the Mediterranean basin. *Water Environ. J.* 32, 433–445.
- Camara, M., Diedhiou, A., Sow, B.A., Diallo, M.D., Diatta, S., Mbaye, I., Diallo, I., 2013. Analyse de la pluie simulée par les modèles climatiques régionaux de CORDEX en Afrique de l'Ouest. *Sci. Chang. PlanétairesSécheresse* 24, 14–28.
- Cannon, A.J., Sobie, S.R., Murdock, T.Q., 2015a. Bias Correction of GCM Precipitation by Quantile Mapping: How Well Do Methods Preserve Changes in Quantiles and Extremes? *J. Clim.* 28, 6938–6959. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>
- Cannon, A.J., Sobie, S.R., Murdock, T.Q., 2015b. Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: how well do methods preserve changes in quantiles and extremes? *J. Clim.* 28, 6938–6959.
- Cardell, M.F., Amengual, A., Romero, R., Ramis, C., 2020. Future extremes of temperature and precipitation in Europe derived from a combination of dynamical and statistical approaches. *Int. J. Climatol.* 40, 4800–4827. <https://doi.org/10.1002/joc.6490>

- Chang, J., Wang, Y., Istanbuloglu, E., Bai, T., Huang, Q., Yang, D., Huang, S., 2015. Impact of climate change and human activities on runoff in the Weihe River Basin, China. *Quat. Int.* 380, 169–179.
- Chaouche, K., Neppel, L., Dieulin, C., Pujol, N., Ladouche, B., Martin, E., Salas, D., Caballero, Y., 2010. Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French Mediterranean region in the context of climate change. *Comptes Rendus Geosci.* 342, 234–243. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.02.001>
- Charifi Bellabas, S., Benmamar, S., Dehni, A., 2021. Study and analysis of the streamflow decline in North Algeria. *J. Appl. Water Eng. Res.* 9, 20–44. <https://doi.org/10.1080/23249676.2020.1831974>
- Chauveau, M., Chazot, S., Perrin, C., Bourgin, P.-Y., Sauquet, E., Vidal, J.-P., Rouchy, N., Martin, E., David, J., Norotte, T., 2013. Quels impacts des changements climatiques sur les eaux de surface en France à l’horizon 2070? *Houille Blanche* 5–15.
- Chen, C., Haerter, J.O., Hagemann, S., Piani, C., 2011. On the contribution of statistical bias correction to the uncertainty in the projected hydrological cycle. *Geophys. Res. Lett.* 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL049318>
- Chen, J., Brissette, F.P., Chaumont, D., Braun, M., 2013. Finding appropriate bias correction methods in downscaling precipitation for hydrologic impact studies over North America. *Water Resour. Res.* 49, 4187–4205.
- Chen, J., Brissette, F.P., Poulin, A., Leconte, R., 2011. Overall uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a Canadian watershed. *Water Resour. Res.* 47.
- Cheng, Y., He, H., Cheng, N., He, W., 2016. The effects of climate and anthropogenic activity on hydrologic features in Yanhe River. *Adv. Meteorol.* 2016.
- Chiles, J.-P., Delfiner, P., 2012. *Geostatistics: modeling spatial uncertainty*. John Wiley & Sons.
- Chkara, I., EL Morabiti, K., 2016. Simulation des transferts de polluants sous influences agricole dans la nappe de Rmel (Larache, Maroc).
- Choukri, F., Raclot, D., Naimi, M., Chikhaoui, M., Nunes, J.P., Huard, F., Hérivaux, C., Sabir, M., Pépin, Y., 2020. Distinct and combined impacts of climate and land use scenarios on water availability and sediment loads for a water supply reservoir in northern Morocco. *Int. Soil Water Conserv. Res.* 8, 141–153. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2020.03.003>
- Christensen, J.H., Boberg, F., Christensen, O.B., Lucas-Picher, P., 2008. On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophys. Res. Lett.* 35.
- Christensen, O.B., Drews, M., Christensen, J.H., Dethloff, K., Ketelsen, K., Hebestadt, I., Rinke, A., 2007. The HIRHAM regional climate model. Version 5 (beta).
- Clark, M.P., Wilby, R.L., Gutmann, E.D., Vano, J.A., Gangopadhyay, S., Wood, A.W., Fowler, H.J., Prudhomme, C., Arnold, J.R., Brekke, L.D., 2016. Characterizing Uncertainty of the Hydrologic Impacts of Climate Change. *Curr. Clim. Change Rep.* 2, 55–64. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0034-x>
- Clarke, B., Otto, F., Stuart-Smith, R., Harrington, L., 2022. Extreme weather impacts of climate change: an attribution perspective. *Environ. Res. Clim.* 1, 012001. <https://doi.org/10.1088/2752-5295/ac6e7d>
- Cline, D.W., Bales, R.C., Dozier, J., 1998. Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Water Resour. Res.* 34, 1275–1285.
- Conti, F.L., Hsu, K.-L., Noto, L.V., Sorooshian, S., 2014. Evaluation and comparison of satellite precipitation estimates with reference to a local area in the Mediterranean Sea. *Atmospheric Res.* 138, 189–204.

- Cook, B.I., Mankin, J.S., Marvel, K., Williams, A.P., Smerdon, J.E., Anchukaitis, K.J., 2020. Twenty-first century drought projections in the CMIP6 forcing scenarios. *Earths Future* 8, e2019EF001461.
- Coron, L., Andréassian, V., Perrin, C., Lerat, J., Vaze, J., Bourqui, M., Hendrickx, F., 2012. Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: An experiment on 216 Australian catchments. *Water Resour. Res.* 48.
- Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., Andréassian, V., 2017. The suite of lumped GR hydrological models in an R package. *Environ. Model. Softw.* 94, 166–171.
- Corwin, D.L., Vaughan, P.J., Loague, K., 1997. Modeling nonpoint source pollutants in the vadose zone with GIS. *Environ. Sci. Technol.* 31, 2157–2175.
- Cos, J., Doblas-Reyes, F., Jury, M., Marcos, R., Bretonnière, P.-A., Samsó, M., 2022. The Mediterranean climate change hotspot in the CMIP5 and CMIP6 projections. *Earth Syst. Dyn.* 13, 321–340. <https://doi.org/10.5194/esd-13-321-2022>
- Cressie, N., 1991. Geostatistical analysis of spatial data. *Spat. Stat. Digit. Image Anal.* 1991, 87–108.
- Cuthbert, M.O., Gleeson, T., Moosdorf, N., Befus, K.M., Schneider, A., Hartmann, J., Lehner, B., 2019. Global patterns and dynamics of climate–groundwater interactions. *Nat. Clim. Change* 9, 137–141.
- Dai, A., 2016. Historical and Future Changes in Streamflow and Continental Runoff, in: *Terrestrial Water Cycle and Climate Change*. American Geophysical Union (AGU), pp. 17–37. <https://doi.org/10.1002/9781118971772.ch2>
- Dakhlou, H., Seibert, J., Hakala, K., 2020. Sensitivity of discharge projections to potential evapotranspiration estimation in Northern Tunisia. *Reg. Environ. Change* 20, 34. <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01615-8>
- Darvini, G., Memmola, F., 2020. Assessment of the impact of climate variability and human activities on the runoff in five catchments of the Adriatic Coast of south-central Italy. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 31, 100712. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100712>
- Davis, B.M., 1987. Uses and abuses of cross-validation in geostatistics. *Math. Geol.* 19, 241–248.
- De Girolamo, A.M., Barca, E., Leone, M., Porto, A.L., 2022. Impact of long-term climate change on flow regime in a Mediterranean basin. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 41, 101061.
- Demory, M.-E., Berthou, S., Fernández, J., Sørland, S.L., Brogli, R., Roberts, M.J., Beyerle, U., Seddon, J., Haarsma, R., Schär, C., 2020. European daily precipitation according to EURO-CORDEX regional climate models (RCMs) and high-resolution global climate models (GCMs) from the High-Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP). *Geosci. Model Dev.* 13, 5485–5506.
- Déqué, M., 2008. De la prévision à longue échéance à la prévision saisonnière-Des modèles numériques pour prédire le temps au-delà du prévisible. *La Météorologie* 2008, 25–31.
- Devia, G.K., Ganasri, B.P., Dwarakish, G.S., 2015. A review on hydrological models. *Aquat. Procedia* 4, 1001–1007.
- DHI, D., 1998. MIKE SHE Water Movement-User Guide and Technical Reference Manual.
- Dile, Y.T., Srinivasan, R., 2014. Evaluation of CFSR climate data for hydrologic prediction in data-scarce watersheds: an application in the Blue Nile River Basin. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 50, 1226–1241. <https://doi.org/10.1111/jawr.12182>
- Dirks, K.N., Hay, J.E., Stow, C.D., Harris, D., 1998. High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island: Part II: Interpolation of rainfall data. *J. Hydrol.* 208, 187–193.

- Ditthakit, P., Pinthong, S., Salaeh, N., Binnui, F., Khwanchum, L., Kuriqi, A., Khedher, K.M., Pham, Q.B., 2021. Performance evaluation of a two-parameters monthly rainfall-runoff model in the Southern Basin of Thailand. *Water* 13, 1226.
- Do, H.X., Westra, S., Leonard, M., 2017. A global-scale investigation of trends in annual maximum streamflow. *J. Hydrol.* 552, 28–43. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.06.015>
- Docs SWAT, n.d. Docs | SWAT | Soil & Water Assessment Tool [WWW Document]. URL <https://swat.tamu.edu/docs/> (accessed 9.11.23).
- Döll, P., Trautmann, T., Gerten, D., Schmied, H.M., Ostberg, S., Saaed, F., Schleussner, C.-F., 2018. Risks for the global freshwater system at 1.5 C and 2 C global warming. *Environ. Res. Lett.* 13, 044038.
- Donat, M.G., Alexander, L.V., Herold, N., Dittus, A.J., 2016a. Temperature and precipitation extremes in century-long gridded observations, reanalyses, and atmospheric model simulations. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 121, 11,174–11,189. <https://doi.org/10.1002/2016JD025480>
- Donat, M.G., Angélil, O., Ukkola, A.M., 2019. Intensification of precipitation extremes in the world’s humid and water-limited regions. *Environ. Res. Lett.* 14, 065003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab1c8e>
- Donat, M.G., Lowry, A.L., Alexander, L.V., O’Gorman, P.A., Maher, N., 2016b. More extreme precipitation in the world’s dry and wet regions. *Nat. Clim. Change* 6, 508–513. <https://doi.org/10.1038/nclimate2941>
- Données de la réanalyse NCEP, consulté le 1er mars 2023, n.d.
- Douville, H., Raghavan, K., Renwick, J., Allan, R.P., Arias, P.A., Barlow, M., Cerezo-Mota, R., Cherchi, A., Gan, T.Y., Gergis, J., Jiang, D., Khan, A., Mba, W.P., Rosenfeld, D., Tierney, J., Zolina, O., 2021. Water cycle changes, in: Masson-Delmotte, V.P., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Huang, M., Leitzell, K., Lonno, E., Matthews, J.B.R., Maycock, T.K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., Zhou, B. (Eds.), . Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 1055–1210.
- Driouech, F., 2010. Distribution des précipitations hivernales sur le Maroc dans le cadre d’un changement climatique : descente d’échelle et incertitudes (phd).
- Driouech, F., Déqué, M., Mokssit, A., 2009. Numerical simulation of the probability distribution function of precipitation over Morocco. *Clim. Dyn.* 32, 1055–1063.
- Driouech, F., Déqué, M., Sánchez-Gómez, E., 2010. Weather regimes—Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Glob. Planet. Change* 72, 1–10.
- Driouech, F., El Rhaz, K., 2017. ALADIN-Climate projections for the Arab region. Arab Climate change assessment report, United Nations Economic and Social Commission for Western Asia ESCWA) et al (2017). Main report. E/ESCWA/SDPD/2017/RICCAR/Report.
- Driouech, F., Mokssit, A., 2010. Variabilité et changements climatiques au Maroc, tendances observées et projections futures. *Chang. Clim. Enjeux Perspect. Au Maghreb* Édité Par Bur. Multipays L’UNESCO À Rabat.
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V.K., 1994. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *J. Hydrol.* 158, 265–284.
- Dubrovský, M., Hayes, M., Duce, P., Trnka, M., Svoboda, M., Zara, P., 2014. Multi-GCM projections of future drought and climate variability indicators for the Mediterranean region. *Reg. Environ. Change* 14, 1907–1919. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0562-z>
- Eden, J.M., Widmann, M., Grawe, D., Rast, S., 2012. Skill, correction, and downscaling of GCM-simulated precipitation. *J. Clim.* 25, 3970–3984.

- El Harraki, W., Ouazar, D., Bouziane, A., El Harraki, I., Hasnaoui, D., 2021. Streamflow prediction upstream of a dam using SWAT and assessment of the impact of land use spatial resolution on model performance. *Environ. Process.* 8, 1165–1186.
- El Khalki, E.M., Tramblay, Y., Hanich, L., Marchane, A., Boudhar, A., Hakkani, B., 2021. Climate change impacts on surface water resources in the Oued El Abid basin, Morocco. *Hydrol. Sci. J.* 66, 2132–2145. <https://doi.org/10.1080/02626667.2021.1982137>
- El Moçayd, N., Kang, S., Eltahir, E.A.B., 2020a. Climate change impacts on the Water Highway project in Morocco. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 1467–1483. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1467-2020>
- El Moçayd, N., Kang, S., Eltahir, E.A.B., 2020b. Climate change impacts on the Water Highway project in Morocco. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 1467–1483. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1467-2020>
- El Moçayd, N., Kang, S., Eltahir, E.A.B., 2020c. Climate change impacts on the Water Highway project in Morocco. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 1467–1483. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1467-2020>
- Elfoul, M., Ghachi, M.E., 2018. IMPACT DES ACTIONS ANTHROPIQUES SUR LE BILAN HYDROLOGIQUE DANS LE BASSIN VERSANT DE LA TASSAOUT (AMONT DU BARRAGE MOULAY YOUSSEF) : MODELE HYDROLOGIQUE ORCHY II (1986-2010). *J. Water Environ. Sci.* 2, 297–304.
- Erostate, M., Huneau, F., Garel, E., Ghiotti, S., Vystavna, Y., Garrido, M., Pasqualini, V., 2020. Groundwater dependent ecosystems in coastal Mediterranean regions: Characterization, challenges and management for their protection. *Water Res.* 172, 115461.
- EURO-CORDEX [WWW Document], n.d. URL <https://www.euro-cordex.net/> (accessed 9.11.23).
- Fadil, A., Rhinane, H., Kaoukaya, A., Kharchaf, Y., Bachir, O.A., 2011. Hydrologic Modeling of the Bouregreg Watershed (Morocco) Using GIS and SWAT Model. *J. Geogr. Inf. Syst.* 03, 279. <https://doi.org/10.4236/jgis.2011.34024>
- Fantini, A., Raffaele, F., Torma, C., Bacer, S., Coppola, E., Giorgi, F., Ahrens, B., Dubois, C., Sanchez, E., Verdecchia, M., 2018. Assessment of multiple daily precipitation statistics in ERA-Interim driven Med-CORDEX and EURO-CORDEX experiments against high resolution observations. *Clim. Dyn.* 51, 877–900. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3453-4>
- FAO, n.d. Home | Food and Agriculture Organization of the United Nations [WWW Document]. URL <https://www.fao.org/home/en/> (accessed 9.11.23).
- Fao, Iiasa, Isric, Isscas, Jrc, 2012. Harmonized world soil database (version 1.2). FAO Rome Italy IIASA Laxenburg Austria.
- Fauzi, F., Kuswanto, H., Atok, R.M., 2020. Bias correction and statistical downscaling of earth system models using quantile delta mapping (QDM) and bias correction constructed analogues with quantile mapping reordering (BCCAQ). *J. Phys. Conf. Ser.* 1538, 012050. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/1538/1/012050>
- Feng, X., Liu, C., Xie, F., Lu, J., Chiu, L.S., Tintera, G., Chen, B., 2019. Precipitation characteristic changes due to global warming in a high-resolution (16 km) ECMWF simulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 145, 303–317. <https://doi.org/10.1002/qj.3432>
- Filahi, S., Mouhir, L., Tanarhte, M., Tramblay, Y., 2015. Tendances et variabilité des événements extrêmes au Maroc, in: XXVIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Liège.
- Filahi, S., Tanarhte, M., Mouhir, L., El Morhit, M., Tramblay, Y., 2016. Trends in indices of daily temperature and precipitations extremes in Morocco. *Theor. Appl. Climatol.* 124, 959–972.

- Filahi, S., Trambly, Y., Mouhir, L., Diaconescu, E.P., 2017. Projected changes in temperature and precipitation indices in Morocco from high-resolution regional climate models. *Int. J. Climatol.* 37, 4846–4863. <https://doi.org/10.1002/joc.5127>
- Fischer, E.M., Knutti, R., 2016. Observed heavy precipitation increase confirms theory and early models. *Nat. Clim. Change* 6, 986–991.
- Fischer, E.M., Knutti, R., 2015. Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high-temperature extremes. *Nat. Clim. Change* 5, 560–564.
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S.C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., 2013. Climate change 2013: the physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Eval. Clim. Models* Eds TF Stock. Qin G-K Plattner M Tignor SK Allen J Boschung AlCambridge Camb. Univ. Press.
- Folton, N., Martin, É., Arnaud, P., Tolsa, M., 2021. Cinquante ans de processus hydrologiques observés dans des petits bassins versants méditerranéens : vers une raréfaction de la ressource en eau ? *Houille Blanche*. <https://doi.org/10.1051/lhb/2020048>
- Francesconi, W., Srinivasan, R., Pérez-Miñana, E., Willcock, S.P., Quintero, M., 2016. Using the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) to model ecosystem services: A systematic review. *J. Hydrol.* 535, 625–636. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.034>
- Franchini, M., Wendling, J., Obled, C., Todini, E., 1996. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *J. Hydrol.* 175, 293–338.
- Fuka, D.R., Walter, M.T., MacAlister, C., Degaetano, A.T., Steenhuis, T.S., Easton, Z.M., 2014. Using the Climate Forecast System Reanalysis as weather input data for watershed models. *Hydrol. Process.* 28, 5613–5623.
- Gal, L., Grippa, M., Hiernaux, P., Pons, L., Kergoat, L., 2017. The paradoxical evolution of runoff in the pastoral Sahel: analysis of the hydrological changes over the Agoufou watershed (Mali) using the KINEROS-2 model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 4591–4613.
- Garcia, M., Portney, K., Islam, S., 2016. A question driven socio-hydrological modeling process. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 73–92.
- Gassman, P.W., Sadeghi, A.M., Srinivasan, R., 2014. Applications of the SWAT Model Special Section: Overview and Insights. *J. Environ. Qual.* 43, 1–8. <https://doi.org/10.2134/jeq2013.11.0466>
- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M.J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., Randles, C.A., Darmenov, A., Bosilovich, M.G., Reichle, R., Wargan, K., Coy, L., Cullather, R., Draper, C., Akella, S., Buchard, V., Conaty, A., Silva, A.M. da, Gu, W., Kim, G.-K., Koster, R., Lucchesi, R., Merkova, D., Nielsen, J.E., Partyka, G., Pawson, S., Putman, W., Rienecker, M., Schubert, S.D., Sienkiewicz, M., Zhao, B., 2017. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *J. Clim.* 30, 5419–5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
- Ghiggi, G., Humphrey, V., Seneviratne, S.I., Gudmundsson, L., 2019. GRUN: an observation-based global gridded runoff dataset from 1902 to 2014. *Earth Syst. Sci. Data* 11, 1655–1674. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1655-2019>
- Ghimire, U., Srinivasan, G., Agarwal, A., 2019. Assessment of rainfall bias correction techniques for improved hydrological simulation. *Int. J. Climatol.* 39, 2386–2399.
- Gholizadeh Sarabi, S., Davary, K., Ghahraman, B., Shafiei, M., 2021. A perceptual socio-hydrological model of co-evolutionary coupled human–water system based on historical analysis, Mashhad basin, Iran. *Hydrol. Sci. J.* 66, 355–372.
- Giorgi, F., 2019. Thirty Years of Regional Climate Modeling: Where Are We and Where Are We Going next? *J. Geophys. Res. Atmospheres* 124, 5696–5723. <https://doi.org/10.1029/2018JD030094>

- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Glob. Planet. Change, Mediterranean climate: trends, variability and change* 63, 90–104. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.005>
- Giorgi, F., Raffaele, F., Coppola, E., 2019. The response of precipitation characteristics to global warming from climate projections. *Earth Syst. Dyn.* 10, 73–89. <https://doi.org/10.5194/esd-10-73-2019>
- Givati, A., Thirel, G., Rosenfeld, D., Paz, D., 2019. Climate change impacts on streamflow at the upper Jordan River based on an ensemble of regional climate models. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 21, 92–109. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.12.004>
- Glavan, M., Ceglar, A., Pintar, M., 2015. Assessing the impacts of climate change on water quantity and quality modelling in small Slovenian Mediterranean catchment—lesson for policy and decision makers. *Hydrol. Process.* 29, 3124–3144.
- global weather data, n.d. Web Application Offline [WWW Document]. URL <http://globalweather.tamu.edu/> (accessed 3.11.22).
- Goovaerts, P., 1997. Geostatistics for natural resources evaluation. *Applied Geostatistics*.
- Gudmundsson, L., Leonard, M., Do, H.X., Westra, S., Seneviratne, S.I., 2019. Observed Trends in Global Indicators of Mean and Extreme Streamflow. *Geophys. Res. Lett.* 46, 756–766. <https://doi.org/10.1029/2018GL079725>
- Gudmundsson, L., Seneviratne, S.I., Zhang, X., 2017. Anthropogenic climate change detected in European renewable freshwater resources. *Nat. Clim. Change* 7, 813–816. <https://doi.org/10.1038/nclimate3416>
- Gunkel, A., Shadeed, S., Hartmann, A., Wagener, T., Lange, J., 2015. Model signatures and aridity indices enhance the accuracy of water balance estimations in a data-scarce Eastern Mediterranean catchment. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 4, 487–501. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.08.002>
- Guo, Y., Zhang, Y., Zhang, L., Wang, Z., 2020. Regionalization of hydrological modeling for predicting streamflow in ungauged catchments: A comprehensive review - Guo - 2021 - WIREs Water - Wiley Online Library [WWW Document]. URL <https://wires.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wat2.1487> (accessed 6.27.23).
- Gupta, A., Govindaraju, R.S., 2019. Propagation of structural uncertainty in watershed hydrologic models. *J. Hydrol.* 575, 66–81. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.05.026>
- Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *J. Hydrol.* 377, 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Gupta, H.V., Sorooshian, S., Yapo, P.O., 1999. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *J. Hydrol. Eng.* 4, 135–143.
- Gutierrez-Jurado, H., Uuh-Sonda, J., Mendez-Barroso, L., Figueroa Espinoza, B., Yopez, E., Rojas Robles, N., 2021. Evapotranspiration partitioning of tropical deciduous forests of North America: A model-based comparison of two eddy-covariance sites with contrasting hydroclimatic regimes, in: *AGU Fall Meeting Abstracts*. pp. B45E-1681.
- Guzinski, R., Nieto, H., Sandholt, I., Karamitlios, G., 2020. Modelling high-resolution actual evapotranspiration through Sentinel-2 and Sentinel-3 data fusion. *Remote Sens.* 12, 1433.
- Hachemaoui, A., Elouissi, A., Benzater, B., Fellah, S., 2022. Assessment of the hydrological impact of land use/cover changes in a semi-arid basin using the SWAT model (case of the Oued Saïda basin in western Algeria). *Model. Earth Syst. Environ.* 8, 5611–5624. <https://doi.org/10.1007/s40808-022-01422-6>

- Hallett, C.S., Hobday, A.J., Tweedley, J.R., Thompson, P.A., McMahon, K., Valesini, F.J., 2018a. Observed and predicted impacts of climate change on the estuaries of south-western Australia, a Mediterranean climate region. *Reg. Environ. Change* 18, 1357–1373. <https://doi.org/10.1007/s10113-017-1264-8>
- Hallett, C.S., Hobday, A.J., Tweedley, J.R., Thompson, P.A., McMahon, K., Valesini, F.J., 2018b. Observed and predicted impacts of climate change on the estuaries of south-western Australia, a Mediterranean climate region. *Reg. Environ. Change* 18, 1357–1373. <https://doi.org/10.1007/s10113-017-1264-8>
- Hallouz, F., Meddi, M., Mahe, G., Karahacane, H., Ali Rahmani, S.E., 2019. Tendence des précipitations et évolution des écoulements dans un cadre de changement climatique: bassin versant de l’oued Mina en Algérie. *Rev. Sci. L’eau* 32, 83–114.
- Hassan, I., Kalin, R.M., White, C.J., Aladejana, J.A., 2020. Selection of CMIP5 GCM ensemble for the projection of Spatio-temporal changes in precipitation and temperature over the Niger Delta, Nigeria. *Water* 12, 385.
- Hausfather, Z., Peters, G.P., 2020. Emissions—the ‘business as usual’ story is misleading. *Nature* 577, 618–620.
- Her, Y., Yoo, S.-H., Cho, J., Hwang, S., Jeong, J., Seong, C., 2019. Uncertainty in hydrological analysis of climate change: multi-parameter vs. multi-GCM ensemble predictions. *Sci. Rep.* 9, 1–22.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., 2020. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 146, 1999–2049.
- Hoerling, M., Eischeid, J., Perlwitz, J., Quan, X., Zhang, T., Pegion, P., 2012. On the increased frequency of Mediterranean drought. *J. Clim.* 25, 2146–2161.
- Honti, M., Scheidegger, A., Stamm, C., 2014. The importance of hydrological uncertainty assessment methods in climate change impact studies. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 3301–3317. <https://doi.org/10.5194/hess-18-3301-2014>
- Honti, M., Stamm, C., Reichert, P., 2013. Integrated uncertainty assessment of discharge predictions with a statistical error model. *Water Resour. Res.* 49, 4866–4884.
- Hrachowitz, M., Clark, M.P., 2017. HESS Opinions: The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 3953–3973. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3953-2017>
- Hrou, Y., Fovet, O., Lacombe, G., Rousseau-Gueutin, P., Sebari, K., Pichelin, P., Thomas, Z., 2023. A framework to assess future water-resource under climate change in northern Morocco using hydro-climatic modelling and water-withdrawal scenarios. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 48, 101465. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101465>
- Hrou, Y., Thomas, Z., Fovet, O., Sebari, K., Rousseau-Gueutin, P., 2022. Changes in precipitation and discharge in a Mediterranean catchment as a response to climate change and human activities. *J. Water Clim. Change* 13, 3253–3273. <https://doi.org/10.2166/wcc.2022.074>
- Huebener, H., Kerschgens, M., 2007. Downscaling of current and future rainfall climatologies for southern Morocco. Part II: Climate change signals. *Int. J. Climatol.* 27, 1065–1073. <https://doi.org/10.1002/joc.1457>
- Hunink, J., Simons, G., Suárez-Almiñana, S., Solera, A., Andreu, J., Giuliani, M., Zamberletti, P., Grillakis, M., Koutroulis, A., Tsanis, I., 2019. A simplified water accounting procedure to assess climate change impact on water resources for agriculture across different European river basins. *Water* 11, 1976.
- Huntington, T.G., 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *J. Hydrol.* 319, 83–95. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.003>

- Hussain, M.I., Muscolo, A., Farooq, M., Ahmad, W., 2019. Sustainable use and management of non-conventional water resources for rehabilitation of marginal lands in arid and semiarid environments. *Agric. Water Manag.* 221, 462–476.
- Inoubli, N., Raclot, D., Mekki, I., Moussa, R., Le Bissonnais, Y., 2017. A Spatiotemporal Multiscale Analysis of Runoff and Erosion in a Mediterranean Marly Catchment. *Vadose Zone J.* 16, vzt2017.06.0124. <https://doi.org/10.2136/vzt2017.06.0124>
- IPCC, 2019. Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems [P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, J. Malley, (eds.)]. In press.
- IPCC, n.d. Summary for Policymakers [WWW Document]. IPCC 5th Assess. Synth. Rep. URL [http://ar5-syr.ipcc.ch/topic\\_summary.php](http://ar5-syr.ipcc.ch/topic_summary.php) (accessed 4.25.23).
- IPCC, I.C., 2014. impact. Adapt. Vulnerability IPCC WGII AR5 Summ. Policymakers.
- IPCC, W.G.I., 2013. Contribution to the IPCC fifth assessment report. *Clim. Change* 36.
- Ivanov, M.A., Kotlarski, S., 2017a. Assessing distribution-based climate model bias correction methods over an alpine domain: added value and limitations. *Int. J. Climatol.* 37, 2633–2653. <https://doi.org/10.1002/joc.4870>
- Ivanov, M.A., Kotlarski, S., 2017b. Assessing distribution-based climate model bias correction methods over an alpine domain: added value and limitations. *Int. J. Climatol.* 37, 2633–2653. <https://doi.org/10.1002/joc.4870>
- Jabro, J.D., 1992. Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data. *Trans. ASAE* 35, 557–560.
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O.B., Bouwer, L.M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., Kröner, N., Kotlarski, S., Kriegsmann, A., Martin, E., van Meijgaard, E., Moseley, C., Pfeifer, S., Preuschmann, S., Radermacher, C., Radtke, K., Rechid, D., Rounsevell, M., Samuelsson, P., Somot, S., Soussana, J.-F., Teichmann, C., Valentini, R., Vautard, R., Weber, B., Yiou, P., 2014. EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Reg. Environ. Change* 14, 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
- Jajarmizadeh, M., Harun, S., Salarpour, M., 2012. A review on theoretical consideration and types of models in hydrology. *J. Environ. Sci. Technol.* 5, 249–261.
- Jakob Themeßl, M., Gobiet, A., Leuprecht, A., 2011. Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models. *Int. J. Climatol.* 31, 1530–1544.
- Javed, S.A., Haider, A., Nawaz, M., 2020. How agricultural practices managing market risk get attributed to climate change? Quasi-experiment evidence. *J. Rural Stud.* 73, 46–55.
- Jeantet, A., Thirel, G., Lemaitre-Basset, T., Tournebize, J., 2023. Uncertainty propagation in a modelling chain of climate change impact for a representative French drainage site. *Hydrol. Sci. J.*
- Jiang, T., Chen, Y.D., Xu, C., Chen, Xiaohong, Chen, Xi, Singh, V.P., 2007. Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the Dongjiang Basin, South China. *J. Hydrol.* 336, 316–333.
- Jin, X., Jin, Y., Yuan, D., Mao, X., 2019. Effects of land-use data resolution on hydrologic modelling, a case study in the upper reach of the Heihe River, Northwest China. *Ecol. Model.* 404, 61–68.
- Katragkou, E., García-Díez, M., Vautard, R., Sobolowski, S., Zanis, P., Alexandri, G., Cardoso, R.M., Colette, A., Fernandez, J., Gobiet, A., 2015. Regional climate hindcast simulations within

- EURO-CORDEX: evaluation of a WRF multi-physics ensemble. *Geosci. Model Dev.* 8, 603–618.
- Khedimallah, A., Meddi, M., Mahé, G., 2020. Characterization of the interannual variability of precipitation and runoff in the Cheliff and Medjerda basins (Algeria). *J. Earth Syst. Sci.* 129, 134. <https://doi.org/10.1007/s12040-020-01385-1>
- Khodri, M., Swingedouw, D., Mignot, J., Sicre, M.-A., Garnier, E., Masson-Delmotte, V., Ribes, A., Terray, L., 2015. Le climat du dernier millénaire. *La Météorologie* 8, 36–47.
- Khomsî, K., Mahe, G., Trambly, Y., Sinan, M., Snoussi, M., 2015. Trends in rainfall and temperature extremes in Morocco. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.* 3.
- Kingumbi, A., Bargaoui, Z., Hubert, P., 2005. Investigation of the rainfall variability in central Tunisia / Investigations sur la variabilité pluviométrique en Tunisie centrale. *Hydrol. Sci. J.* 50, null-508. <https://doi.org/10.1623/hysj.50.3.493.65027>
- Kishore, P., Jyothi, S., Basha, G., Rao, S.V.B., Rajeevan, M., Velicogna, I., Sutterley, T.C., 2016. Precipitation climatology over India: validation with observations and reanalysis datasets and spatial trends. *Clim. Dyn.* 46, 541–556.
- Kitoh, A., Endo, H., 2016. Changes in precipitation extremes projected by a 20-km mesh global atmospheric model. *Weather Clim. Extrem., Observed and Projected (Longer-term) Changes in Weather and Climate Extremes* 11, 41–52. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2015.09.001>
- Klemeš, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrol. Sci. J.* 31, 13–24.
- Knoben, W.J.M., Freer, J.E., Peel, M.C., Fowler, K.J.A., Woods, R.A., 2020. A Brief Analysis of Conceptual Model Structure Uncertainty Using 36 Models and 559 Catchments. *Water Resour. Res.* 56, e2019WR025975. <https://doi.org/10.1029/2019WR025975>
- Kour, R., Patel, N., Krishna, A.P., 2016. Climate and hydrological models to assess the impact of climate change on hydrological regime: a review. *Arab. J. Geosci.* 9, 1–31.
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., Simpson, J., 1998. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. *J. Atmospheric Ocean. Technol.* 15, 809–817.
- Kusi, K.K., Khattabi, A., Mhammdi, N., 2023. Evaluating the impacts of land use and climate changes on water ecosystem services in the Souss watershed, Morocco. *Arab. J. Geosci.* 16, 126. <https://doi.org/10.1007/s12517-023-11206-6>
- Laassilia, O., Driss Ouazar, Ahmed Bouziane, Moulay Driss Hasnaoui, 2022. Simulation-Optimization Model for Dynamic and Sustainable Management of the Water Transfer Between two Interconnected Reservoirs: Case Study in Morocco. *J. Environ. Account. Manag.* 10, 177–190.
- Laborde, J.-P., Philippe, G., Mohamed, A., Abdelmatif, D., Larbi, B., 2010. Climate evolution and possible effects on surface water resources of North Algeria. *Curr. Sci.* 1056–1062.
- Lachgar, R., Badri, W., Chlaida, M., 2022. Assessment of future changes in downscaled temperature and precipitation over the Casablanca-Settat region (Morocco). *Model. Earth Syst. Environ.* 8, 2123–2133. <https://doi.org/10.1007/s40808-021-01213-5>
- Lamane, H., Moussadek, R., Baghdad, B., Mouhir, L., Briak, H., Laghlimi, M., Zouahri, A., 2022. Soil water erosion assessment in Morocco through modeling and fingerprinting applications: A review. *Heliyon* 8, e10209. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2022.e10209>
- Lavabre, J., Folton, N., Arnaud, P., Pasquier, C., 2001. Prédétermination régionale des débits de crue, exemple d'application à la Corse, in: Séminaire International Montpellier 2000 Sur l'hydrologie Des Régions Méditerranéennes, Programme Hydrologie International, Montpellier, 11-13 Octobre 2000. pp. 357–365.
- Le Lay, M., 2006. MODELISATION HYDROLOGIQUE DANS UN CONTEXTE DE VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin. Institut National Polytechnique de Grenoble-INPG.

- Le Treut, H., 2003. Les scénarios globaux de changement climatique et leurs incertitudes. *Comptes Rendus Geosci.* 335, 525–533.
- Lee, S., Qi, J., McCarty, G.W., Yeo, I.-Y., Zhang, X., Moglen, G.E., Du, L., 2021. Uncertainty assessment of multi-parameter, multi-GCM, and multi-RCP simulations for streamflow and non-floodplain wetland (NFW) water storage. *J. Hydrol.* 600, 126564.
- Lehner, B., Döll, P., Alcamo, J., Henrichs, T., Kaspar, F., 2006. Estimating the impact of global change on flood and drought risks in Europe: a continental, integrated analysis. *Clim. Change* 75, 273–299.
- Lehner, F., Deser, C., Maher, N., Marotzke, J., Fischer, E.M., Brunner, L., Knutti, R., Hawkins, E., 2020. Partitioning climate projection uncertainty with multiple large ensembles and CMIP5/6. *Earth Syst. Dyn.* 11, 491–508.
- Lehner, F., Wood, A.W., Vano, J.A., Lawrence, D.M., Clark, M.P., Mankin, J.S., 2019. The potential to reduce uncertainty in regional runoff projections from climate models. *Nat. Clim. Change* 9, 926–933.
- Lelieveld, J., Proestos, Y., Hadjinicolaou, P., Tanarhte, M., Tyrllis, E., Zittis, G., 2016. Strongly increasing heat extremes in the Middle East and North Africa (MENA) in the 21st century. *Clim. Change* 137, 245–260. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1665-6>
- Lemaitre-Basset, T., Collet, L., Thirel, G., Parajka, J., Evin, G., Hingray, B., 2021. Climate change impact and uncertainty analysis on hydrological extremes in a French Mediterranean catchment. *Hydrol. Sci. J.* 66, 888–903.
- Lenderink, G., Buishand, A., Van Deursen, W., 2007. Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 1145–1159.
- Lespinas, F., Ludwig, W., Heussner, S., 2014. Hydrological and climatic uncertainties associated with modeling the impact of climate change on water resources of small Mediterranean coastal rivers. *J. Hydrol.* 511, 403–422.
- Li, B., Shi, X., Lian, L., Chen, Y., Chen, Z., Sun, X., 2020. Quantifying the effects of climate variability, direct and indirect land use change, and human activities on runoff. *J. Hydrol.* 584, 124684.
- Li, H., Sheffield, J., Wood, E.F., 2010. Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 115.
- Lionello, P., Abrantes, F., Congedi, L., Dulac, F., Gacic, M., Gomis, D., Goodess, C., Hoff, H., Kutiel, H., Luterbacher, J., Planton, S., Reale, M., Schröder, K., Vittoria Struglia, M., Toreti, A., Tsimplis, M., Ulbrich, U., Xoplaki, E., 2012. Introduction: Mediterranean Climate—Background Information, in: Lionello, P. (Ed.), *The Climate of the Mediterranean Region*. Elsevier, Oxford, pp. xxxv–xc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-416042-2.00012-4>
- Lionello, P., Giorgi, F., 2007. Winter precipitation and cyclones in the Mediterranean region: future climate scenarios in a regional simulation. *Adv. Geosci.* 12, 153–158.
- Lionello, P., Scarascia, L., 2018. The relation between climate change in the Mediterranean region and global warming. *Reg. Environ. Change* 18, 1481–1493. <https://doi.org/10.1007/s10113-018-1290-1>
- Liu, L., Hong, Y., Hocker, J.E., Shafer, M.A., Carter, L.M., Gourley, J.J., Bednarczyk, C.N., Yong, B., Adhikari, P., 2012. Analyzing projected changes and trends of temperature and precipitation in the southern USA from 16 downscaled global climate models. *Theor. Appl. Climatol.* 109, 345–360.
- Liu, Y., Gupta, H.V., 2007. Uncertainty in hydrologic modeling: Toward an integrated data assimilation framework. *Water Resour. Res.* 43.

- Liu, Z., Wang, Y., Xu, Z., Duan, Q., 2019. Conceptual hydrological models, in: Handbook of Hydrometeorological Ensemble Forecasting. Springer, pp. 389–411.
- Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., Morán-Tejeda, E., Zabalza, J., 2012. Recent trends in Iberian streamflows (1945–2005). *J. Hydrol.* 414, 463–475.
- Luo, M., Liu, T., Meng, F., Duan, Y., Bao, A., Xing, W., Feng, X., De Maeyer, P., Frankl, A., 2019. Identifying climate change impacts on water resources in Xinjiang, China. *Sci. Total Environ.* 676, 613–626.
- Luo, M., Liu, T., Meng, F., Duan, Y., Frankl, A., Bao, A., De Maeyer, P., 2018. Comparing bias correction methods used in downscaling precipitation and temperature from regional climate models: a case study from the Kaidu River Basin in Western China. *Water* 10, 1046.
- Luo, M., Meng, F., Liu, T., Duan, Y., Frankl, A., Kurban, A., De Maeyer, P., 2017. Multi-model ensemble approaches to assessment of effects of local Climate Change on water resources of the Hotan River Basin in Xinjiang, China. *Water* 9, 584.
- Ly, S., Charles, C., Degré, A., 2013. Different methods for spatial interpolation of rainfall data for operational hydrology and hydrological modeling at watershed scale: a review. *Biotechnol. Agron. Société Environ.* 17.
- Majone, B., Bovolo, C.I., Bellin, A., Blenkinsop, S., Fowler, H.J., 2012. Modeling the impacts of future climate change on water resources for the Gállego river basin (Spain). *Water Resour. Res.* 48. <https://doi.org/10.1029/2011WR010985>
- Mamara, A., Argiriou, A., Anadranistakis, M., 2016. Recent trend analysis of mean air temperature in Greece based on homogenized data. *Theor. Appl. Climatol.* 126, 543–573.
- Maraun, D., 2013. Bias correction, quantile mapping, and downscaling: Revisiting the inflation issue. *J. Clim.* 26, 2137–2143.
- Maraun, D., 2012. Nonstationarities of regional climate model biases in European seasonal mean temperature and precipitation sums. *Geophys. Res. Lett.* 39.
- Maraun, D., Shepherd, T.G., Widmann, M., Zappa, G., Walton, D., Gutiérrez, J.M., Hagemann, S., Richter, I., Soares, P.M., Hall, A., 2017. Towards process-informed bias correction of climate change simulations. *Nat. Clim. Change* 7, 764–773.
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A.M., Chandler, R.E., Kendon, E.J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H.W., Sauter, T., Themeßl, M., 2010. Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Rev. Geophys.* 48.
- Maraun, D., Widmann, M., 2018. *Statistical downscaling and bias correction for climate research.* Cambridge University Press.
- Marchane, A., Trambly, Y., Hanich, L., Ruelland, D., Jarlan, L., 2017. Climate change impacts on surface water resources in the Rheraya catchment (High Atlas, Morocco). *Hydrol. Sci. J.* 62, 979–995.
- Marelle, L., Myhre, G., Hodnebrog, Ø., Sillmann, J., Samset, B.H., 2018. The Changing Seasonality of Extreme Daily Precipitation. *Geophys. Res. Lett.* 45, 11,352–11,360. <https://doi.org/10.1029/2018GL079567>
- Marin, M., Clinciu, I., Tudose, N.C., Ungurean, C., Adorjani, A., Mihalache, A.L., Davidescu, A.A., Davidescu, Șerban O., Dinca, L., Cacovean, H., 2020. Assessing the vulnerability of water resources in the context of climate changes in a small forested watershed using SWAT: A review. *Environ. Res.* 184, 109330.
- Mariotti, A., 2010. Recent Changes in the Mediterranean Water Cycle: A Pathway toward Long-Term Regional Hydroclimatic Change? *J. Clim.* 23, 1513–1525. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3251.1>

- Mariotti, A., Pan, Y., Zeng, N., Alessandri, A., 2015. Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Clim. Dyn.* 44, 1437–1456. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2487-3>
- Markhi, A., Laftouhi, N., Grusson, Y., Soulaïmani, A., 2019. Assessment of potential soil erosion and sediment yield in the semi-arid N' fis basin (High Atlas, Morocco) using the SWAT model. *Acta Geophys.* 67, 263–272.
- Marras, P.A., Lima, D.C.A., Soares, P.M.M., Cardoso, R.M., Medas, D., Dore, E., De Giudici, G., 2021. Future precipitation in a Mediterranean island and streamflow changes for a small basin using EURO-CORDEX regional climate simulations and the SWAT model. *J. Hydrol.* 603, 127025. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127025>
- Martel, J.-L., Arsenault, R., Lachance-Cloutier, S., Castaneda-Gonzalez, M., Turcotte, R., Poulin, A., 2023. Improved historical reconstruction of daily flows and annual maxima in gauged and ungauged basins. *J. Hydrol.* 129777.
- Martínez-Fernández, J., Sanchez, N., Herrero-Jimenez, C.M., 2013. Recent trends in rivers with near-natural flow regime: The case of the river headwaters in Spain. *Prog. Phys. Geogr.* 37, 685–700.
- Mathevet, T., 2005. Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants. Doctorat spécialité Sciences de l'eau, ENGREF Paris.
- Maurer, E.P., Pierce, D.W., 2014. Bias correction can modify climate model simulated precipitation changes without adverse effect on the ensemble mean. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 915–925. <https://doi.org/10.5194/hess-18-915-2014>
- Mearns, L.O., Bogardi, I., Giorgi, F., Matyasovszky, I., Palecki, M., 1999. Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 104, 6603–6621.
- MedECC, 2020. Résumé à l'intention des décideurs. Dans : Changement climatique et environnemental dans le bassin méditerranéen – Situation actuelle et risques pour le futur. Premier rapport d'évaluation sur la Méditerranée [Cramer W, Guiot J, Marini K (eds.)] Union pour la Méditerranée, Plan Bleu, UNEP/MAP, Marseille, France, 35pp.
- Meinshausen, M., Smith, S.J., Calvin, K., Daniel, J.S., Kainuma, M.L., Lamarque, J.-F., Matsumoto, K., Montzka, S.A., Raper, S.C., Riahi, K., 2011. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim. Change* 109, 213–241.
- Meyer, S., Blaschek, M., Duttmann, R., Ludwig, R., 2016. Improved hydrological model parametrization for climate change impact assessment under data scarcity — The potential of field monitoring techniques and geostatistics. *Sci. Total Environ., Special Issue on Climate Change, Water and Security in the Mediterranean* 543, 906–923. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.116>
- Miao, C., Su, L., Sun, Q., Duan, Q., 2016. A nonstationary bias-correction technique to remove bias in GCM simulations. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 121, 5718–5735.
- Milewski, A., Seyoum, W.M., Elkadiri, R., Durham, M., 2020. Multi-Scale Hydrologic Sensitivity to Climatic and Anthropogenic Changes in Northern Morocco. *Geosciences* 10, 13. <https://doi.org/10.3390/geosciences10010013>
- Milly, P.C.D., Dunne, K.A., Vecchia, A.V., 2005. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature* 438, 347–350. <https://doi.org/10.1038/nature04312>
- Moges, E., Demissie, Y., Li, H., 2020. Uncertainty propagation in coupled hydrological models using winding stairs and null-space Monte Carlo methods. *J. Hydrol.* 589, 125341.
- Momblanch, A., Papadimitriou, L., Jain, S.K., Kulkarni, A., Ojha, C.S., Adeloye, A.J., Holman, I.P., 2019. Untangling the water-food-energy-environment nexus for global change adaptation in a complex Himalayan water resource system. *Sci. Total Environ.* 655, 35–47.

- Monteiro, J.A.F., Strauch, M., Srinivasan, R., Abbaspour, K., Gücker, B., 2016. Accuracy of grid precipitation data for Brazil: application in river discharge modelling of the Tocantins catchment. *Hydrol. Process.* 30, 1419–1430. <https://doi.org/10.1002/hyp.10708>
- Moriassi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Trans. ASABE* 50, 885–900.
- Moriassi, D.N., Starks, P.J., 2010. Effects of the resolution of soil dataset and precipitation dataset on SWAT2005 streamflow calibration parameters and simulation accuracy. *J. Soil Water Conserv.* 65, 63–78.
- Moucha, A., Hanich, L., Trambly, Y., Saaidi, A., Gascoin, S., Martin, E., Le Page, M., Bouras, E., Szczypta, C., Jarlan, L., 2021. Present and Future High-Resolution Climate Forcings over Semiarid Catchments: Case of the Tensift (Morocco). *Atmosphere* 12, 370. <https://doi.org/10.3390/atmos12030370>
- Mouelhi, S., 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. ENGREF (AgroParisTech).
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *J. Hydrol.* 318, 200–214.
- M'Po, Y.N., Lawin, A.E., Oyerinde, G.T., Yao, B.K., Afouda, A.A., 2016. Comparison of daily precipitation bias correction methods based on four regional climate model outputs in Ouémé Basin, Benin. *Hydrology* 4, 58–71.
- MTPC, 1971. Ministère des Travaux Publics et des Communications “Ressources en eau du Maroc : Domaines du rif et du Maroc oriental”, Editions du Service Géologique du Maroc, Notes et mémoires du Services Géologique n° 231, pp. 113 – 118. [http://212.217.39.26/opac\\_css/index.php?lvl=notice\\_display&id=4263](http://212.217.39.26/opac_css/index.php?lvl=notice_display&id=4263)’, consulté le 30/06/2023. S.G.M., RABAS.
- Mudelsee, M., 2019. Trend analysis of climate time series: A review of methods. *Earth-Sci. Rev.* 190, 310–322.
- Mueller, T.G., Dhanikonda, S.R.K., Pusuluri, N.B., Karathanasis, A.D., Mathias, K.K., Mijatovic, B., Sears, B.G., 2005. OPTIMIZING INVERSE DISTANCE WEIGHTED INTERPOLATION WITH CROSS-VALIDATION. *Soil Sci.* 170, 504. <https://doi.org/10.1097/01.ss.0000175342.30164.89>
- Nachtergaele, F., van Velthuizen, H., Verelst, L., Batjes, N.H., Dijkshoorn, K., van Engelen, V.W.P., Fischer, G., Jones, A., Montanarella, L., 2010. The harmonized world soil database, in: Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, Brisbane, Australia, 1-6 August 2010. pp. 34–37.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290.
- Naumann, G., Alfieri, L., Wyser, K., Mentaschi, L., Betts, R.A., Carrao, H., Spinoni, J., Vogt, J., Feyen, L., 2018. Global Changes in Drought Conditions Under Different Levels of Warming. *Geophys. Res. Lett.* 45, 3285–3296. <https://doi.org/10.1002/2017GL076521>
- Navarro-Ortega, A., Acuña, V., Batalla, R.J., Blasco, J., Conde, C., Elorza, F.J., Elosegi, A., Francés, F., La-Roca, F., Muñoz, I., 2012. Assessing and forecasting the impacts of global change on Mediterranean rivers. The SCARCE Consolider project on Iberian basins. *Environ. Sci. Pollut. Res.* 19, 918–933.
- Nazarenko, L.S., Tausnev, N., Russell, G.L., Rind, D., Miller, R.L., Schmidt, G.A., Bauer, S.E., Kelley, M., Ruedy, R., Ackerman, A.S., Aleinov, I., Bauer, M., Bleck, R., Canuto, V., Cesana, G., Cheng, Y., Clune, T.L., Cook, B.I., Cruz, C.A., Del Genio, A.D., Elsaesser, G.S., Faluvegi, G., Kiang, N.Y., Kim, D., Lacis, A.A., Leboissetier, A., LeGrande, A.N., Lo, K.K., Marshall, J.,

- Matthews, E.E., McDermid, S., Mezuman, K., Murray, L.T., Oinas, V., Orbe, C., García-Pando, C.P., Perlwitz, J.P., Puma, M.J., Romanou, A., Shindell, D.T., Sun, S., Tsigaridis, K., Tselioudis, G., Weng, E., Wu, J., Yao, M.-S., 2022. Future Climate Change Under SSP Emission Scenarios With GISS-E2.1. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 14, e2021MS002871. <https://doi.org/10.1029/2021MS002871>
- Nazari-Sharabian, M., Taheriyoun, M., Karakouzian, M., 2019. Sensitivity analysis of the DEM resolution and effective parameters of runoff yield in the SWAT model: a case study. *J. Water Supply Res. Technol.-Aqua* 69, 39–54. <https://doi.org/10.2166/aqua.2019.044>
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Williams, J.R., 2011. Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009. Texas Water Resources Institute.
- Oliver, M.A., Webster, R., 1990. Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. *Int. J. Geogr. Inf. Syst.* 4, 313–332.
- O’Neill, B.C., Tebaldi, C., Van Vuuren, D.P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Lowe, J., 2016. The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geosci. Model Dev.* 9, 3461–3482.
- Ostad-Ali-Askari, K., Ghorbanizadeh Kharazi, H., Shayannejad, M., Zareian, M.J., 2019. Effect of management strategies on reducing negative impacts of climate change on water resources of the Isfahan–Borkhar aquifer using MODFLOW. *River Res. Appl.* 35, 611–631.
- Oueslati, O., De Girolamo, A.M., Porto, A.L., Abouabdillah, A., 2009. Trend detection in river runoff across Mediterranean river basins: evaluation of results from Moroccan case study, in: 8th World Wide Workshop for Young Environmental Scientists WWW-YES 2009: Urban Waters: Resource or Risks?
- Ouhamdouch, S., Bahir, M., Ouazar, D., Carreira, P.M., Zouari, K., 2019. Evaluation of climate change impact on groundwater from semi-arid environment (Essaouira Basin, Morocco) using integrated approaches. *Environ. Earth Sci.* 78, 1–14.
- Ouhamdouch, S., Bahir, M., Ouazar, D., Goumih, A., Zouari, K., 2020. Assessment the climate change impact on the future evapotranspiration and flows from a semi-arid environment. *Arab. J. Geosci.* 13, 82. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5065-x>
- Ozturk, T., Ceber, Z.P., Türkeş, M., Kurnaz, M.L., 2015. Projections of climate change in the Mediterranean Basin by using downscaled global climate model outputs. *Int. J. Climatol.* 35, 4276–4292. <https://doi.org/10.1002/joc.4285>
- Pachauri, R.K., Allen, M.R., Barros, V.R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., Church, J.A., Clarke, L., Dahe, Q., Dasgupta, P., Dubash, N.K., Edenhofer, O., Elgizouli, I., Field, C.B., Forster, P., Friedlingstein, P., Fuglestvedt, J., Gomez-Echeverri, L., Hallegatte, S., Hegerl, G., Howden, M., Jiang, K., Jimenez Cisneroz, B., Kattsov, V., Lee, H., Mach, K.J., Marotzke, J., Mastrandrea, M.D., Meyer, L., Minx, J., Mulugetta, Y., O’Brien, K., Oppenheimer, M., Pereira, J.J., Pichs-Madruga, R., Plattner, G.-K., Pörtner, H.-O., Power, S.B., Preston, B., Ravindranath, N.H., Reisinger, A., Riahi, K., Rusticucci, M., Scholes, R., Seyboth, K., Sokona, Y., Stavins, R., Stocker, T.F., Tschakert, P., van Vuuren, D., van Ypserle, J.-P., 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, EPIC3Geneva, Switzerland, IPCC, 151 p., pp. 151, ISBN: 978-92-9169-143-2. IPCC, Geneva, Switzerland.
- Pachauri, R.K., Reisinger, A., 2007. IPCC fourth assessment report. IPCC Geneva 2007.
- Paeth, H., Vogt, G., Paxian, A., Hertig, E., Seubert, S., Jacobeit, J., 2017. Quantifying the evidence of climate change in the light of uncertainty exemplified by the Mediterranean hot spot region. *Glob. Planet. Change, Climate Variability and Change in the Mediterranean Region* 151, 144–151. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.003>
- Pahlevan, N., Smith, B., Schalles, J., Binding, C., Cao, Z., Ma, R., Alikas, K., Kangro, K., Gurlin, D., Hà, N., 2020. Seamless retrievals of chlorophyll-a from Sentinel-2 (MSI) and Sentinel-3 (OLCI)

- in inland and coastal waters: A machine-learning approach. *Remote Sens. Environ.* 240, 111604.
- Pandi, D., Kothandaraman, S., Kuppusamy, M., 2021. Hydrological models: a review. *Int. J. Hydrol. Sci. Technol.* 12, 223–242. <https://doi.org/10.1504/IJHST.2021.117540>
- Papalexioiu, S.M., Montanari, A., 2019. Global and Regional Increase of Precipitation Extremes Under Global Warming. *Water Resour. Res.* 55, 4901–4914. <https://doi.org/10.1029/2018WR024067>
- Pastor, F., Valiente, J.A., Khodayar, S., 2020. A Warming Mediterranean: 38 Years of Increasing Sea Surface Temperature. *Remote Sens.* 12, 2687. <https://doi.org/10.3390/rs12172687>
- Pastor, F., Valiente, J.A., Palau, J.L., 2019. Sea Surface Temperature in the Mediterranean: Trends and Spatial Patterns (1982–2016), in: Vilibić, I., Horvath, K., Palau, J.L. (Eds.), *Meteorology and Climatology of the Mediterranean and Black Seas, Pageoph Topical Volumes*. Springer International Publishing, Cham, pp. 297–309. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-11958-4\\_18](https://doi.org/10.1007/978-3-030-11958-4_18)
- Payraudeau, S., 2002. Modélisation distribuée des flux d’azote sur des petits bassins versants méditerranéens. ENGREF (AgroParisTech).
- PDAIRE, 2011. Plan Directeur Intégré des Ressources en Eau des Bassins du loulkos, du tangérois et côtiers méditerranéen, Juillet 2011.
- Perrin, C., 2002. Vers une amélioration d’un modèle global pluie-débit au travers d’une approche comparative. *Houille Blanche-Rev. Int. Eau* 84–91.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.* 279, 275–289.
- Peterson, T.C., Easterling, D.R., Karl, T.R., Groisman, P., Nicholls, N., Plummer, N., Torok, S., Auer, I., Boehm, R., Gullett, D., 1998. Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. *Int. J. Climatol. J. R. Meteorol. Soc.* 18, 1493–1517.
- Pfahl, S., O’Gorman, P.A., Fischer, E.M., 2017. Understanding the regional pattern of projected future changes in extreme precipitation. *Nat. Clim. Change* 7, 423–427. <https://doi.org/10.1038/nclimate3287>
- Philandras, C.M., Nastos, P.T., Kapsomenakis, J., Douvis, K.C., Tselioudis, G., Zerefos, C.S., 2011. Long term precipitation trends and variability within the Mediterranean region. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 3235–3250. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-3235-2011>
- Philipp, A., Bartholy, J., Beck, C., Erpicum, M., Esteban, P., Fettweis, X., Huth, R., James, P., Jourdain, S., Kreienkamp, F., Krennert, T., Lykoudis, S., Michalides, S.C., Pianko-Kluczynska, K., Post, P., Álvarez, D.R., Schiemann, R., Spekat, A., Tymvios, F.S., 2010. Cost733cat – A database of weather and circulation type classifications. *Phys. Chem. Earth Parts ABC, Classifications of Atmospheric Circulation Patterns – Theory and Applications* 35, 360–373. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2009.12.010>
- Philipp, A., Beck, C., Huth, R., Jacobeit, J., 2016. Development and comparison of circulation type classifications using the COST 733 dataset and software. *Int. J. Climatol.* 36, 2673–2691. <https://doi.org/10.1002/joc.3920>
- Piani, C., Haerter, J.O., Coppola, E., 2010. Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theor. Appl. Climatol.* 99, 187–192.
- Piazzì, G., Thirel, G., Perrin, C., Delaigue, O., 2021. Sequential data assimilation for streamflow forecasting: assessing the sensitivity to uncertainties and updated variables of a conceptual hydrological model at basin scale. *Water Resour. Res.* 57.
- Polade, S.D., Gershunov, A., Cayan, D.R., Dettinger, M.D., Pierce, D.W., 2017. Precipitation in a warming world: Assessing projected hydro-climate changes in California and other Mediterranean climate regions. *Sci. Rep.* 7, 10783.

- Poulin, A., Brissette, F., Leconte, R., Arsenault, R., Malo, J.-S., 2011. Uncertainty of hydrological modelling in climate change impact studies in a Canadian, snow-dominated river basin. *J. Hydrol.* 409, 626–636.
- Prudhomme, C., Davies, H., 2009. Assessing uncertainties in climate change impact analyses on the river flow regimes in the UK. Part 2: future climate. *Clim. Change* 93, 197–222.
- Pushpalatha, R., Perrin, C., Le Moine, N., Andréassian, V., 2012. A review of efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations. *J. Hydrol.* 420, 171–182.
- Radcliffe, D.E., Reid, D.K., Blombäck, K., Bolster, C.H., Collick, A.S., Easton, Z.M., Francesconi, W., Fuka, D.R., Johnsson, H., King, K., 2015. Applicability of models to predict phosphorus losses in drained fields: A review. *J. Environ. Qual.* 44, 614–628.
- Raymond, F., Ullmann, A., Trambly, Y., Drobinski, P., Camberlin, P., 2019. Evolution of Mediterranean extreme dry spells during the wet season under climate change. *Reg. Environ. Change* 19, 2339–2351.
- Refsgaard, J.C., 1996. Terminology, modelling protocol and classification of hydrological model codes. *Distrib. Hydrol. Model.* 17–39.
- Refsgaard, J.C., Knudsen, J., 1996. Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resour. Res.* 32, 2189–2202.
- Ribes, A., Thao, S., Vautard, R., Dubuisson, B., Somot, S., Colin, J., Planton, S., Soubeyroux, J.-M., 2019. Observed increase in extreme daily rainfall in the French Mediterranean. *Clim. Dyn.* 52, 1095–1114.
- Ribstein, M.P., 2014. Comment quantifier l'incertitude prédictive en modélisation hydrologique? *Agrocampus Ouest*.
- Rocha, J., Carvalho-Santos, C., Diogo, P., Beça, P., Keizer, J.J., Nunes, J.P., 2020. Impacts of climate change on reservoir water availability, quality and irrigation needs in a water scarce Mediterranean region (southern Portugal). *Sci. Total Environ.* 736, 139477.
- Rockel, B., Will, A., Hense, A., 2008. The regional climate model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorol. Z.* 17, 347.
- Rodríguez-Blanco, M.L., Taboada-Castro, M.M., Taboada-Castro, M.T., 2020. An Assessment of the Recent Evolution of the Streamflow in a Near-Natural System: A Case Study in the Headwaters of the Mero Basin (Galicia, Spain). *Hydrology* 7, 97. <https://doi.org/10.3390/hydrology7040097>
- Romanowicz, A.A., Vanclooster, M., Rounsevell, M., La Junesse, I., 2005. Sensitivity of the SWAT model to the soil and land use data parametrisation: a case study in the Thyle catchment, Belgium. *Ecol. Model.* 187, 27–39.
- Rummukainen, M., 2016. Added value in regional climate modeling. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change* 7, 145–159.
- Ruti, P.M., Somot, S., Giorgi, F., Dubois, C., Flaounas, E., Obermann, A., Dell'Aquila, A., Pisacane, G., Harzallah, A., Lombardi, E., 2016. MED-CORDEX initiative for Mediterranean climate studies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 97, 1187–1208.
- Rwasoka, D.T., Madamombe, C.E., Gumindoga, W., Kabobah, A.T., 2014. Calibration, validation, parameter identifiability and uncertainty analysis of a 2-parameter parsimonious monthly rainfall-runoff model in two catchments in Zimbabwe. *Phys. Chem. Earth Parts ABC* 67, 36–46.
- Saft, M., Western, A.W., Zhang, L., Peel, M.C., Potter, N.J., 2015. The influence of multiyear drought on the annual rainfall-runoff relationship: An Australian perspective. *Water Resour. Res.* 51, 2444–2463.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, Jiande, Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, Jun, Hou, Y.-T., Chuang,

- H., Juang, H.-M.H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Delst, P.V., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., Dool, H. van den, Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R.W., Rutledge, G., Goldberg, M., 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 91, 1015–1058. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>
- Saidi, M.E., 2022. GPM-IMERG product: a new way to assess the climate change impact on water resources in a Moroccan semi-arid basin.
- Salinger, M.J., 2005. Climate Variability and Change: Past, Present and Future — an Overview, in: Salinger, J., Sivakumar, M.V.K., Motha, R.P. (Eds.), *Increasing Climate Variability and Change: Reducing the Vulnerability of Agriculture and Forestry*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 9–29. [https://doi.org/10.1007/1-4020-4166-7\\_3](https://doi.org/10.1007/1-4020-4166-7_3)
- Salmon-Monviola, J., Moreau, P., Benhamou, C., Durand, P., Merot, P., Oehler, F., Gascuel-Oudou, C., 2013. Effect of climate change and increased atmospheric CO<sub>2</sub> on hydrological and nitrogen cycling in an intensive agricultural headwater catchment in western France. *Clim. Change* 120, 433–447.
- Salvi, K., Ghosh, S., 2013. High-resolution multisite daily rainfall projections in India with statistical downscaling for climate change impacts assessment. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 118, 3557–3578.
- Samuelsson, P., Gollvik, S., Kupiainen, M., Kourzeneva, E., van de Berg, W.J., 2015. The surface processes of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA4). SMHI.
- Schilling, J., Hertig, E., Trambly, Y., Scheffran, J., 2020. Climate change vulnerability, water resources and social implications in North Africa. *Reg. Environ. Change* 20, 15. <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01597-7>
- Scibek, J., Allen, D.M., Cannon, A.J., Whitfield, P.H., 2007. Groundwater–surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. *J. Hydrol.* 333, 165–181. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.08.005>
- Screen, J.A., 2014. Arctic amplification decreases temperature variance in northern mid- to high-latitudes. *Nat. Clim. Change* 4, 577–582. <https://doi.org/10.1038/nclimate2268>
- Sellami, H., Benabdallah, S., La Jeunesse, I., Vanclooster, M., 2016. Quantifying hydrological responses of small Mediterranean catchments under climate change projections. *Sci. Total Environ., Special Issue on Climate Change, Water and Security in the Mediterranean* 543, 924–936. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.07.006>
- Senatore, A., Fuoco, D., Maiolo, M., Mendicino, G., Smiatek, G., Kunstmann, H., 2022. Evaluating the uncertainty of climate model structure and bias correction on the hydrological impact of projected climate change in a Mediterranean catchment. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 42, 101120. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101120>
- Senent-Aparicio, J., López-Ballesteros, A., Jimeno-Sáez, P., Pérez-Sánchez, J., 2023. Recent precipitation trends in Peninsular Spain and implications for water infrastructure design. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 45, 101308.
- Sharafati, A., Pezeshki, E., 2020. A strategy to assess the uncertainty of a climate change impact on extreme hydrological events in the semi-arid Dehbar catchment in Iran. *Theor. Appl. Climatol.* 139, 389–402.
- Singla, S., Mahé, G., Dieulin, C., Driouech, F., Milano, M., El Guelai, F.Z., Ardoin-Bardin, S., 2010a. Evolution des relations pluie-débit sur des bassins versants du Maroc. *Glob. Change Facing Risks Threats Water Resour.* 679–687.

- Singla, S., Mahé, G., Dieulin, C., Driouech, F., Milano, M., Guelai, F.Z.E., Ardoin-Bardin, S., 2010b. Evolution des relations pluie-débit sur des bassins versants du Maroc (Evolution of rainfall–runoff relationships in 27 watersheds in Morocco ) 9.
- Skofronick-Jackson, G., Petersen, W.A., Berg, W., Kidd, C., Stocker, E.F., Kirschbaum, D.B., Kakar, R., Braun, S.A., Huffman, G.J., Iguchi, T., 2017. The Global Precipitation Measurement (GPM) mission for science and society. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 98, 1679–1695.
- Smitha, P.S., Narasimhan, B., Sudheer, K.P., Annamalai, H., 2018. An improved bias correction method of daily rainfall data using a sliding window technique for climate change impact assessment. *J. Hydrol.* 556, 100–118.
- Snoussi, M., Haïda, S., Imassi, S., 2002. Effects of the construction of dams on the water and sediment fluxes of the Moulouya and the Sebou Rivers, Morocco. *Reg. Environ. Change* 3.
- Soares, P.M., Cardoso, R.M., Lima, D.C., Miranda, P.M., 2017. Future precipitation in Portugal: high-resolution projections using WRF model and EURO-CORDEX multi-model ensembles. *Clim. Dyn.* 49, 2503–2530.
- Sobie, S.R., Zwiers, F.W., Curry, C.L., 2021. Climate Model Projections for Canada: A Comparison of CMIP5 and CMIP6. *Atmosphere-Ocean* 59, 269–284. <https://doi.org/10.1080/07055900.2021.2011103>
- Solomon, S., 2007. IPCC (2007): Climate change the physical science basis, in: *Agu Fall Meeting Abstracts*. pp. U43D-01.
- Son, N.T., Le Huong, H., Loc, N.D., Phuong, T.T., 2022. Application of SWAT model to assess land use change and climate variability impacts on hydrology of Nam Rom Catchment in Northwestern Vietnam. *Environ. Dev. Sustain.* 24, 3091–3109.
- Sperna Weiland, F.C., Tisseuil, C., Dürr, H.H., Vrac, M., Van Beek, L.P.H., 2012. Selecting the optimal method to calculate daily global reference potential evaporation from CFSR reanalysis data for application in a hydrological model study. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 983–1000.
- Spinoni, J., Barbosa, P., Bucchignani, E., Cassano, J., Cavazos, T., Christensen, J.H., Christensen, O.B., Coppola, E., Evans, J., Geyer, B., Giorgi, F., Hadjinicolaou, P., Jacob, D., Katzfey, J., Koenigk, T., Laprise, R., Lennard, C.J., Kurnaz, M.L., Li, D., Llopart, M., McCormick, N., Naumann, G., Nikulin, G., Ozturk, T., Panitz, H.-J., Rocha, R.P. da, Rockel, B., Solman, S.A., Syktus, J., Tangang, F., Teichmann, C., Vautard, R., Vogt, J.V., Winger, K., Zittis, G., Dosio, A., 2020. Future Global Meteorological Drought Hot Spots: A Study Based on CORDEX Data. *J. Clim.* 33, 3635–3661. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0084.1>
- Srinivasan, V., Sanderson, M., Garcia, M., Konar, M., Blöschl, G., Sivapalan, M., 2017. Prediction in a socio-hydrological world. *Hydrol. Sci. J.* 62, 338–345.
- Srivastava, H., Isaaks, E., 1989. An introduction to applied geostatistics. *Oxf. Univ. Press N. Y. Journal* 1986 *Geostat. Models Tools Earth Sci. Math Geol* 18, 119140.
- Stahl, K., Tallaksen, L.M., Hannaford, J., van Lanen, H. a. J., 2012. Filling the white space on maps of European runoff trends: estimates from a multi-model ensemble. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 2035–2047. <https://doi.org/10.5194/hess-16-2035-2012>
- Stigter, E.E., Wanders, N., Saloranta, T.M., Shea, J.M., Bierkens, M.F.P., Immerzeel, W.W., 2017. Assimilation of snow cover and snow depth into a snow model to estimate snow water equivalent and snowmelt runoff in a Himalayan catchment. *The Cryosphere* 11, 1647–1664. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1647-2017>
- Stour, L., Agoumi, A., 2008. Sécheresse climatique au Maroc durant les dernières décennies. *Hydroécologie Appliquée* 16, 215–232. <https://doi.org/10.1051/hydro/2009003>
- Strohmeier, S., López López, P., Haddad, M., Nangia, V., Karrou, M., Montanaro, G., Boudhar, A., Linés, C., Veldkamp, T., Sterk, G., 2020. Surface Runoff and Drought Assessment Using Global

- Water Resources Datasets - from Oum Er Rbia Basin to the Moroccan Country Scale. *Water Resour. Manag.* 34, 2117–2133. <https://doi.org/10.1007/s11269-019-02251-6>
- Sultan, B., Lejeune, Q., Menke, I., Maskell, G., Lee, K., Noblet, M., Sy, I., Roudier, P., 2020. Current needs for climate services in West Africa: Results from two stakeholder surveys. *Clim. Serv.* 18, 100166.
- Swain, S., 2017. Hydrological modeling through soil and water assessment tool in a climate change perspective a brief review, in: 2017 2nd International Conference for Convergence in Technology (I2CT). IEEE, pp. 358–361.
- SWAT 2012, 2012.
- Taibi, S., Souag, D., 2012. Impact of Climate Change in Northern Algeria: Current Tendency of Precipitation and Temperature.
- Taleb, R.B., Naimi, M., Chikhaoui, M., Raclot, D., Sabir, P.M., 2019. Evaluation Des Performances Du Modele Agro-Hydrologique SWAT à Reproduire Le Fonctionnement Hydrologique Du Bassin Versant Nakhla (Rif occidental, Maroc). *Eur. Sci. J.* 15, 311–333.
- Tan, M.L., Gassman, P.W., Cracknell, A.P., 2017. Assessment of Three Long-Term Gridded Climate Products for Hydro-Climatic Simulations in Tropical River Basins. *Water* 9, 229. <https://doi.org/10.3390/w9030229>
- Tan, M.L., Gassman, P.W., Yang, X., Haywood, J., 2020. A review of SWAT applications, performance and future needs for simulation of hydro-climatic extremes. *Adv. Water Resour.* 143, 103662. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2020.103662>
- Tavares Wahren, F., Julich, S., Nunes, J.P., Gonzalez-Pelayo, O., Hawtree, D., Feger, K.-H., Keizer, J.J., 2016. Combining digital soil mapping and hydrological modeling in a data scarce watershed in north-central Portugal. *Geoderma, Soil mapping, classification, and modelling: history and future directions* 264, 350–362. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.023>
- Taylor, K.E., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 106, 7183–7192.
- Taylor, R.G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., Van Beek, R., Wada, Y., Longuevergne, L., Leblanc, M., Famiglietti, J.S., Edmunds, M., 2013. Ground water and climate change. *Nat. Clim. Change* 3, 322–329.
- Tebaldi, C., Debeire, K., Eyring, V., Fischer, E., Fyfe, J., Friedlingstein, P., Knutti, R., Lowe, J., O'Neill, B., Sanderson, B., van Vuuren, D., Riahi, K., Meinshausen, M., Nicholls, Z., Tokarska, K.B., Hurtt, G., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Meehl, G., Moss, R., Bauer, S.E., Boucher, O., Brovkin, V., Byun, Y.-H., Dix, M., Gualdi, S., Guo, H., John, J.G., Kharin, S., Kim, Y., Koshiro, T., Ma, L., Olivie, D., Panickal, S., Qiao, F., Rong, X., Rosenbloom, N., Schupfner, M., Séférian, R., Sellar, A., Semmler, T., Shi, X., Song, Z., Steger, C., Stouffer, R., Swart, N., Tachiiri, K., Tang, Q., Tatebe, H., Voldoire, A., Volodin, E., Wyser, K., Xin, X., Yang, S., Yu, Y., Ziehn, T., 2021. Climate model projections from the Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) of CMIP6. *Earth Syst. Dyn.* 12, 253–293. <https://doi.org/10.5194/esd-12-253-2021>
- Tegegne, G., Melesse, A.M., 2020. Multimodel Ensemble Projection of Hydro-climatic Extremes for Climate Change Impact Assessment on Water Resources. *Water Resour. Manag.* 34, 3019–3035. <https://doi.org/10.1007/s11269-020-02601-9>
- Terink, W., Hunink, J., Droogers, P., Reuter, H., van Lynden, G., Kauffman, J., 2011. Impacts of Land Management Options in the Sebou Basin: Using the Soil and Water Assessment Tool-SWAT. *Theor Appl Genet* 1.
- Teutschbein, C., Seibert, J., 2012. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *J. Hydrol.* 456, 12–29.

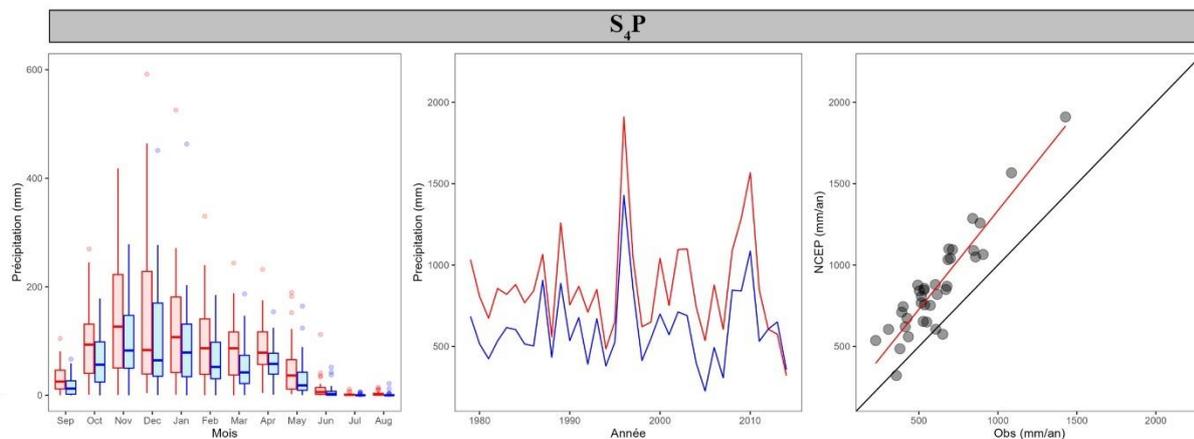
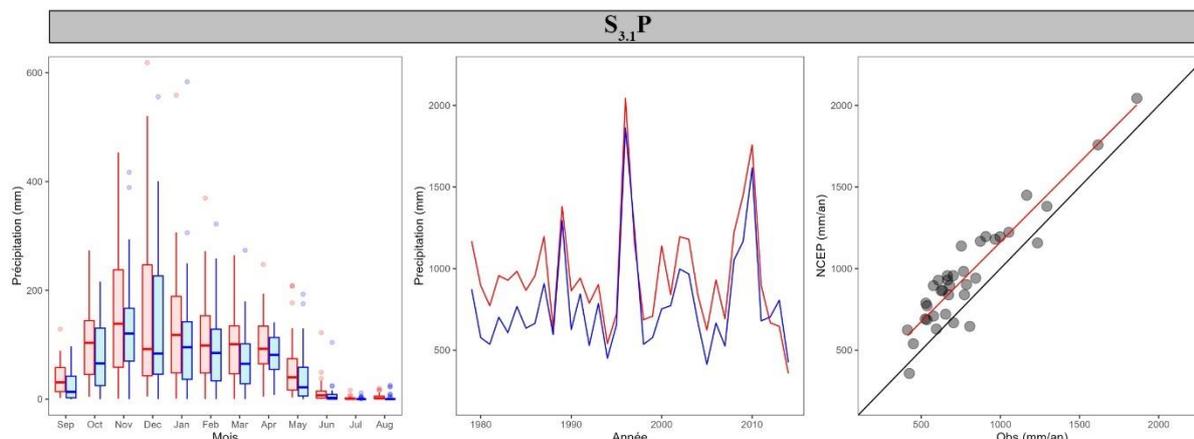
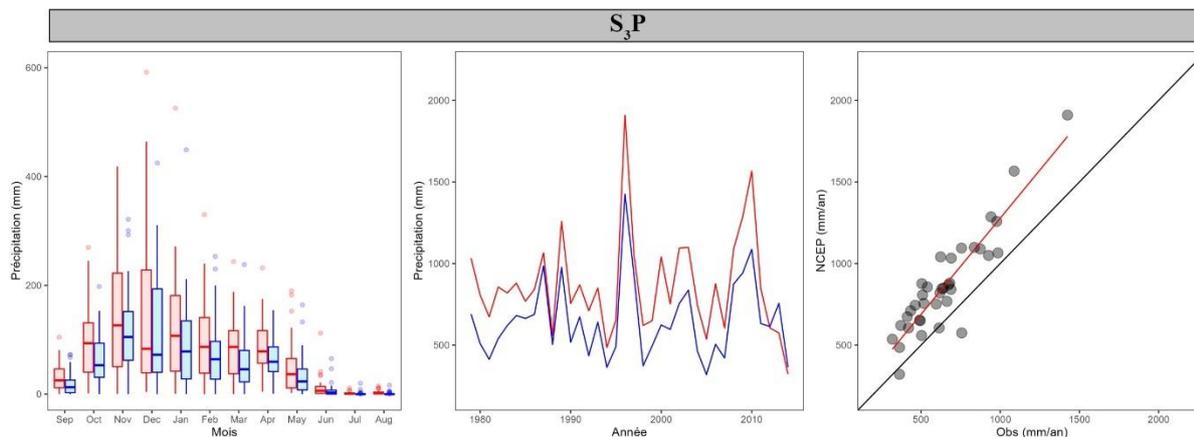
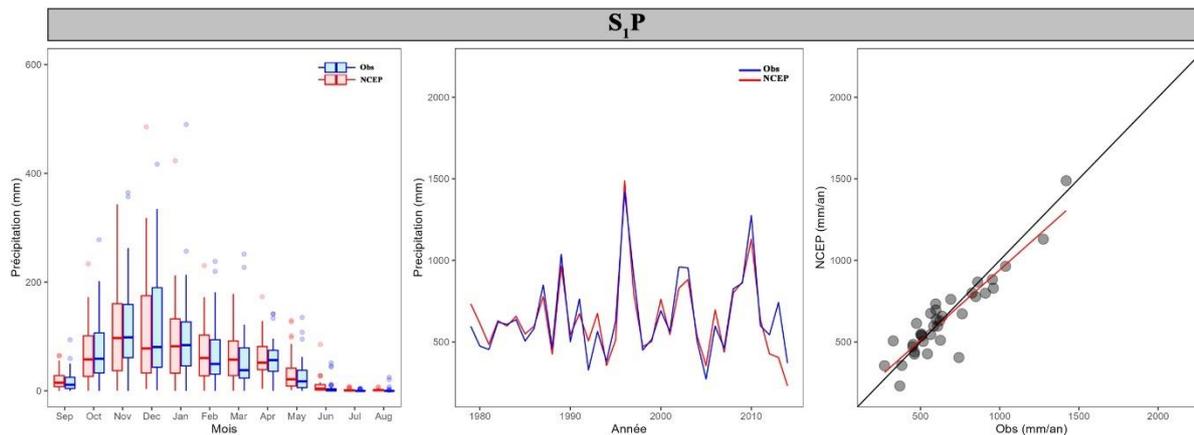
- Teutschbein, C., Seibert, J., 2010. Regional climate models for hydrological impact studies at the catchment scale: a review of recent modeling strategies. *Geogr. Compass* 4, 834–860.
- Themeßl, M.J., Gobiet, A., Heinrich, G., 2012. Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Clim. Change* 112, 449–468.
- Thirel, G., Andréassian, V., Perrin, C., Audouy, J.-N., Berthet, L., Edwards, P., Folton, N., Furusho, C., Kuentz, A., Lerat, J., 2015. Hydrology under change: an evaluation protocol to investigate how hydrological models deal with changing catchments. *Hydrol. Sci. J.* 60, 1184–1199.
- Thom, H.C., 1958. A note on the gamma distribution. *Mon. Weather Rev.* 86, 117–122.
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* 38, 55–94.
- Todini, E., 2007. Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 468–482.
- Tomczak, M., 1998. Spatial interpolation and its uncertainty using automated anisotropic inverse distance weighting (IDW)-cross-validation/jackknife approach. *J. Geogr. Inf. Decis. Anal.* 2, 18–30.
- Tong, Y., Gao, X., Han, Z., Xu, Yaqi, Xu, Ying, Giorgi, F., 2021. Bias correction of temperature and precipitation over China for RCM simulations using the QM and QDM methods. *Clim. Dyn.* 57, 1425–1443. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05447-4>
- Top, S., Kotova, L., De Cruz, L., Aniskevich, S., Bobilev, L., De Troch, R., Gnatiuk, N., Gobin, A., Hamdi, R., Kriegsmann, A., 2021. Evaluation of regional climate models ALARO-0 and REMO2015 at 0.22 resolution over the CORDEX Central Asia domain. *Geosci. Model Dev.* 14, 1267–1293.
- Toreti, A., Naveau, P., Zampieri, M., Schindler, A., Scoccimarro, E., Xoplaki, E., Dijkstra, H.A., Gualdi, S., Luterbacher, J., 2013. Projections of global changes in precipitation extremes from Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 models. *Geophys. Res. Lett.* 40, 4887–4892. <https://doi.org/10.1002/grl.50940>
- Tramblay, Y., Badi, W., Driouech, F., El Adlouni, S., Neppel, L., Servat, E., 2012. Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco. *Glob. Planet. Change* 82–83, 104–114. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.12.002>
- Tramblay, Y., Jarlan, L., Hanich, L., Somot, S., 2018. Future Scenarios of Surface Water Resources Availability in North African Dams. *Water Resour. Manag.* 32, 1291–1306. <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1870-8>
- Tramblay, Y., Koutroulis, A., Samaniego, L., Vicente-Serrano, S.M., Volaire, F., Boone, A., Le Page, M., Llasat, M.C., Albergel, C., Burak, S., Caillere, M., Kalin, K.C., Davi, H., Dupuy, J.-L., Greve, P., Grillakis, M., Hanich, L., Jarlan, L., Martin-StPaul, N., Martínez-Vilalta, J., Mouillot, F., Pulido-Velazquez, D., Quintana-Seguí, P., Renard, D., Turco, M., Türkeş, M., Trigo, R., Vidal, J.-P., Vilagrosa, A., Zribi, M., Polcher, J., 2020a. Challenges for drought assessment in the Mediterranean region under future climate scenarios. *Earth-Sci. Rev.* 210, 103348. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103348>
- Tramblay, Y., Llasat, M.C., Randin, C., Coppola, E., 2020b. Climate change impacts on water resources in the Mediterranean. *Reg. Environ. Change* 20, 83. <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01665-y>
- Tramblay, Y., Ruelland, D., Somot, S., Bouaicha, R., Servat, E., 2013. High-resolution Med-CORDEX regional climate model simulations for hydrological impact studies: a first evaluation of the ALADIN-Climate model in Morocco. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 3721–3739. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3721-2013>

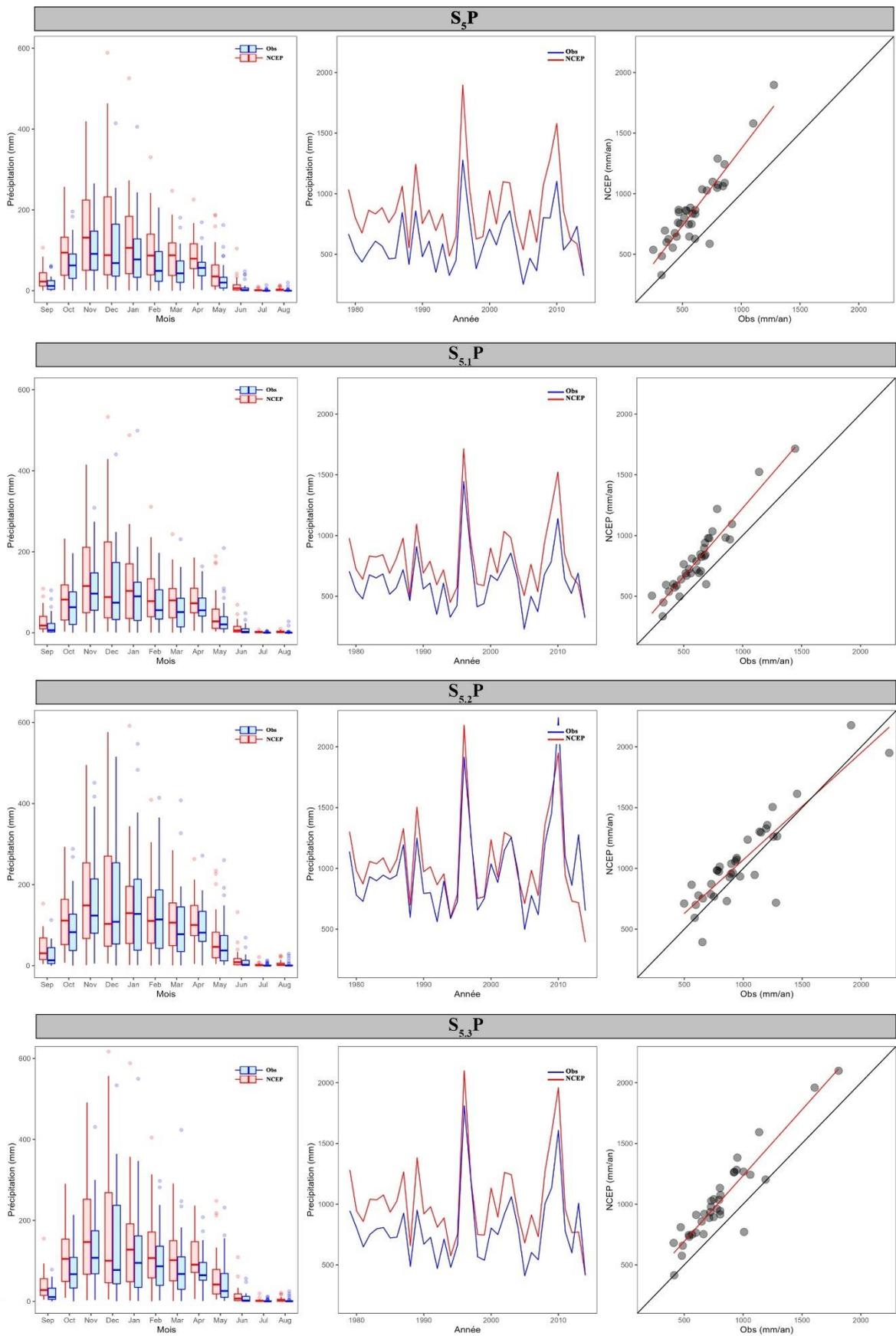
- Tramblay, Y., Somot, S., 2018. Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean. *Clim. Change* 151, 289–302. <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2300-5>
- Tramblay, Y., Villarini, G., Zhang, W., 2020c. Observed changes in flood hazard in Africa. *Environ. Res. Lett.* 15, 1040b5. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abb90b>
- Tuel, A., Eltahir, E. a. B., 2020. Why Is the Mediterranean a Climate Change Hot Spot? *J. Clim.* 33, 5829–5843. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0910.1>
- Ukkola, A.M., De Kauwe, M.G., Roderick, M.L., Abramowitz, G., Pitman, A.J., 2020. Robust Future Changes in Meteorological Drought in CMIP6 Projections Despite Uncertainty in Precipitation. *Geophys. Res. Lett.* 47, e2020GL087820. <https://doi.org/10.1029/2020GL087820>
- USGS, n.d. l'United States Geological Survey [WWW Document]. URL <https://ers.cr.usgs.gov/> (accessed 3.11.23).
- Van Emmerik, T., Mulder, G., Eilander, D., Piet, M., Savenije, H., 2015. Predicting the ungauged basin: model validation and realism assessment. *Front. Earth Sci.* 3, 62.
- Van Gameren, V., Weikmans, R., Zaccai, E., 2014. L'adaptation au changement climatique. La découverte Paris.
- van Meijgaard, E., Van Ulft, L.H., Van de Berg, W.J., Bosveld, F.C., Van den Hurk, B., Lenderink, G., Siebesma, A.P., 2008. The KNMI regional atmospheric climate model RACMO, version 2.1. KNMI De Bilt, The Netherlands.
- Van Vuuren, D.P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G.C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., 2011. The representative concentration pathways: an overview. *Clim. Change* 109, 5–31.
- Velázquez, J.A., Schmid, J., Ricard, S., Muerth, M.J., Gauvin St-Denis, B., Minville, M., Chaumont, D., Caya, D., Ludwig, R., Turcotte, R., 2013. An ensemble approach to assess hydrological models' contribution to uncertainties in the analysis of climate change impact on water resources. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 565–578. <https://doi.org/10.5194/hess-17-565-2013>
- Venema, V.K.C., Mestre, O., Aguilar, E., Auer, I., Guijarro, J.A., Domonkos, P., Vertacnik, G., Szentimrey, T., Stepanek, P., Zahradnick, P., Viarre, J., Müller-Westermeier, G., Lakatos, M., Williams, C.N., Menne, M.J., Lindau, R., Rasol, D., Rustemeier, E., Kolokythas, K., Marinova, T., Andresen, L., Acquafredda, F., Fratianni, S., Cheval, S., Klancar, M., Brunetti, M., Gruber, C., Prohom Duran, M., Likso, T., Esteban, P., Brandsma, T., 2012. Benchmarking homogenization algorithms for monthly data. *Clim. Past* 8, 89–115. <https://doi.org/10.5194/cp-8-89-2012>
- Verkerk, P.J., Sánchez, A., Libbrecht, S., Broekman, A., Bruggeman, A., Daly-Hassen, H., Giannakis, E., Jebari, S., Kok, K., Krivograd Klemenčič, A., Magjar, M., Martinez de Arano, I., Robert, N., Smolar-Žvanut, N., Varela, E., Zoumides, C., 2017. A Participatory Approach for Adapting River Basins to Climate Change. *Water* 9, 958. <https://doi.org/10.3390/w9120958>
- Villalba Sanchis, I., Insa Franco, R., Martínez Fernández, P., Salvador Zuriaga, P., Font Torres, J.B., 2020. Risk of increasing temperature due to climate change on high-speed rail network in Spain. *Transp. Res. Part Transp. Environ.* 82, 102312. <https://doi.org/10.1016/j.trd.2020.102312>
- Vrac, M., Drobinski, P., Merlo, A., Herrmann, M., Lavaysse, C., Li, L., Somot, S., 2012. Dynamical and statistical downscaling of the French Mediterranean climate: uncertainty assessment. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12, 2769–2784.
- Wang, H.-M., Chen, J., Xu, C.-Y., Zhang, J., Chen, H., 2020. A framework to quantify the uncertainty contribution of GCMs over multiple sources in hydrological impacts of climate change. *Earths Future* 8, e2020EF001602.
- Wang, M., Overland, J.E., Kattsov, V., Walsh, J.E., Zhang, X., Pavlova, T., 2007. Intrinsic versus forced variation in coupled climate model simulations over the Arctic during the twentieth century. *J. Clim.* 20, 1093–1107.

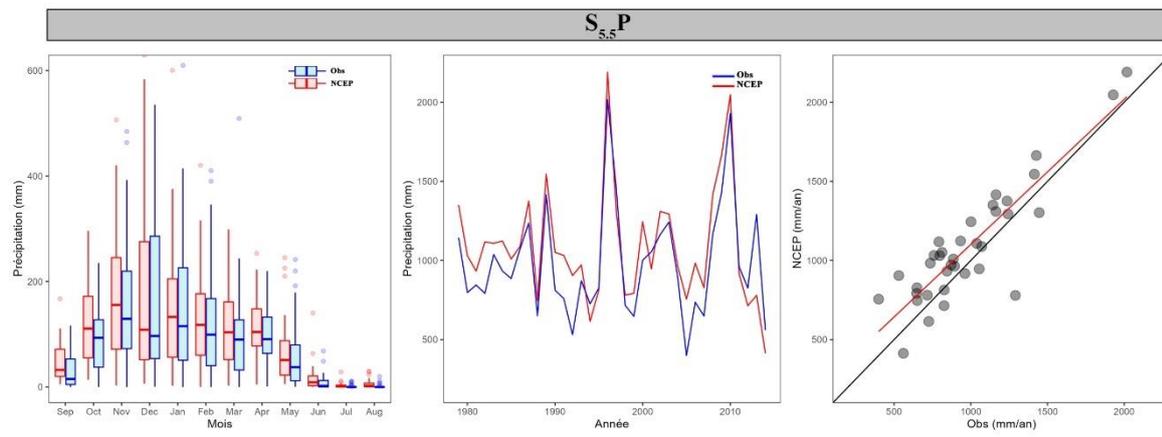
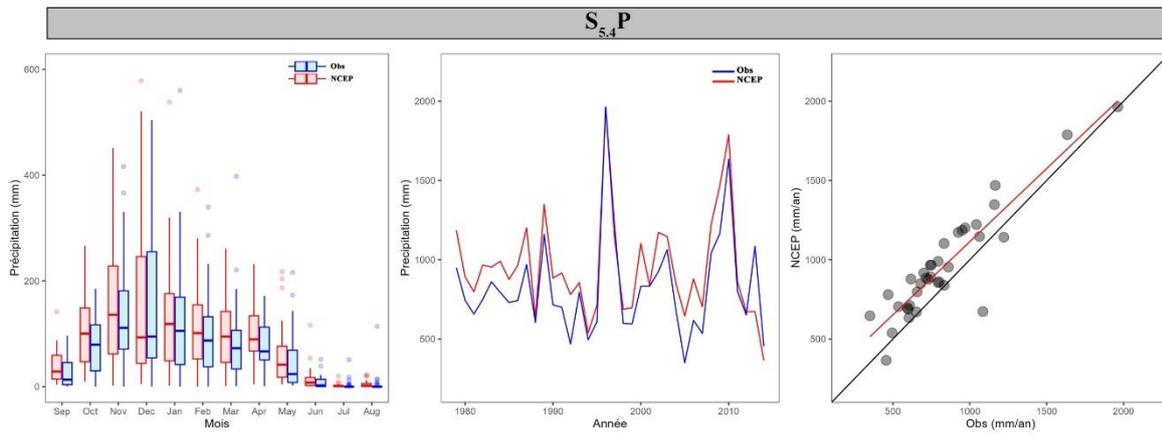
- Watson, D.F., 1985. A refinement of inverse distance weighted interpolation. *Geo-Process.* 2, 315–327.
- Webster, R., Oliver, M.A., 2007. *Geostatistics for environmental scientists*. John Wiley & Sons.
- Wentz, F.J., Ricciardulli, L., Hilburn, K., Mears, C., 2007. How much more rain will global warming bring? *Science* 317, 233–235.
- Wilby, R.L., Dawson, C.W., 2013. The statistical downscaling model: insights from one decade of application. *Int. J. Climatol.* 33, 1707–1719.
- Williams, J.R., 1995. Chapter 25: the EPIC model. *Comput. Models Watershed Hydrol.* 1, 909–1000.
- Willkofer, F., Schmid, F.-J., Komischke, H., Korck, J., Braun, M., Ludwig, R., 2018. The impact of bias correcting regional climate model results on hydrological indicators for Bavarian catchments. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 19, 25–41.
- Winsemius, H.C., Schaefli, B., Montanari, A., Savenije, H.H.G., 2009. On the calibration of hydrological models in ungauged basins: A framework for integrating hard and soft hydrological information. *Water Resour. Res.* 45.
- Woillez, M.-N., 2019. Revue de littérature sur le changement climatique au Maroc : observations, projections et impacts, in: *Revue de littérature sur le changement climatique au Maroc : observations, projections et impacts*, *Papiers de recherche*. Agence française de développement, Paris Cedex 12, pp. 1–33. <https://doi.org/10.3917/afd.woill.2019.01.0001>
- Wood, A.W., Leung, L.R., Sridhar, V., Lettenmaier, D.P., 2004. Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Clim. Change* 62, 189–216.
- Woolway, R.I., Kraemer, B.M., Lenters, J.D., Merchant, C.J., O'Reilly, C.M., Sharma, S., 2020. Global lake responses to climate change. *Nat. Rev. Earth Environ.* 1, 388–403.
- Worqlul, A.W., Ayana, E.K., Yen, H., Jeong, J., MacAlister, C., Taylor, R., Gerik, T.J., Steenhuis, T.S., 2018. Evaluating hydrologic responses to soil characteristics using SWAT model in a paired-watersheds in the Upper Blue Nile Basin. *Catena* 163, 332–341.
- Wu, J., Miao, C., Zhang, X., Yang, T., Duan, Q., 2017. Detecting the quantitative hydrological response to changes in climate and human activities. *Sci. Total Environ.* 586, 328–337.
- Wu, Y., Fang, H., Huang, L., Ouyang, W., 2020. Changing runoff due to temperature and precipitation variations in the dammed Jinsha River. *J. Hydrol.* 582, 124500.
- Wu, Y., Liu, S., Gallant, A.L., 2012. Predicting impacts of increased CO<sub>2</sub> and climate change on the water cycle and water quality in the semiarid James River Basin of the Midwestern USA. *Sci. Total Environ.* 430, 150–160. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.04.058>
- Xia, J., Zeng, S., Du, H., Zhan, C., 2014. Quantifying the effects of climate change and human activities on runoff in the water source area of Beijing, China. *Hydrol. Sci. J.* 59, 1794–1807.
- Xiang, X., Li, Q., Khan, S., Khalaf, O.I., 2021. Urban water resource management for sustainable environment planning using artificial intelligence techniques. *Environ. Impact Assess. Rev.* 86, 106515.
- Xu, L., Gober, P., Wheeler, H.S., Kajikawa, Y., 2018. Reframing socio-hydrological research to include a social science perspective. *J. Hydrol.* 563, 76–83.
- Xu, Z., Han, Y., Yang, Z., 2019. Dynamical downscaling of regional climate: A review of methods and limitations. *Sci. China Earth Sci.* 62, 365–375. <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9261-5>
- Yang, X., Wood, E.F., Sheffield, J., Ren, L., Zhang, M., Wang, Y., 2018. Bias correction of historical and future simulations of precipitation and temperature for China from CMIP5 models. *J. Hydrometeorol.* 19, 609–623.
- Yang, X., Yu, X., Wang, Y., Liu, Y., Zhang, M., Ren, L., Yuan, F., Jiang, S., 2019. Estimating the response of hydrological regimes to future projections of precipitation and temperature over the

- upper Yangtze River. *Atmospheric Res.* 230, 104627. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104627>
- Ye, X., Zhang, Q., Viney, N.R., 2011. The effect of soil data resolution on hydrological processes modelling in a large humid watershed. *Hydrol. Process.* 25, 130–140.
- Yu, Y., You, Q., Zuo, Z., Zhang, Y., Cai, Z., Li, W., Jiang, Z., Ullah, S., Tang, X., Zhang, R., Chen, D., Zhai, P., Shrestha, S., 2023. Compound climate extremes in China: Trends, causes, and projections. *Atmospheric Res.* 286, 106675. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106675>
- Zamrane, Z., 2016. Recherche d'indices de variabilité climatique dans des séries hydroclimatiques au Maroc: identification, positionnement temporel, tendances et liens avec les fluctuations climatiques: cas des grands bassins de la Moulouya, du Sebou et du Tensift. Université Montpellier; Université Cadi Ayyad (Marrakech, Maroc). Faculté ...
- Zamrane, Z., Turki, I., Laignel, B., Mahé, G., Laftouhi, N.-E., 2016. Characterization of the interannual variability of precipitation and streamflow in Tensift and Ksob basins (Morocco) and links with the NAO. *Atmosphere* 7, 84.
- Zeng, L., Xiong, L., Liu, D., Chen, J., Kim, J.-S., 2019. Improving parameter transferability of GR4J model under changing environments considering nonstationarity. *Water* 11, 2029.
- Zhang, D., Tan, M.L., Dawood, S.R.S., Samat, N., Chang, C.K., Roy, R., Tew, Y.L., Mahamud, M.A., 2020. Comparison of NCEP-CFSR and CMADS for Hydrological Modelling Using SWAT in the Muda River Basin, Malaysia. *Water* 12, 3288. <https://doi.org/10.3390/w12113288>
- Zhang, H., Wang, B., Liu, D.L., Zhang, M., Feng, P., Cheng, L., Yu, Q., Eamus, D., 2019. Impacts of future climate change on water resource availability of eastern Australia: A case study of the Manning River basin. *J. Hydrol.* 573, 49–59. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.03.067>
- Zhang, L., Jin, X., He, C., Zhang, B., Zhang, X., Li, J., Zhao, C., Tian, J., DeMarchi, C., 2016. Comparison of SWAT and DLBRM for Hydrological Modeling of a Mountainous Watershed in Arid Northwest China. *J. Hydrol. Eng.* 21, 04016007. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001313](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001313)
- Zhao, A., 2016. Effect of different soil data on hydrological process modeling in Weihe River basin of Northwest China. *Arab. J. Geosci.* 9, 1–13.
- Zhou, S., Wang, Y., Li, Z., Chang, J., Guo, A., 2021. Quantifying the uncertainty interaction between the model input and structure on hydrological processes. *Water Resour. Manag.* 35, 3915–3935.
- Zittis, G., Bruggeman, A., Camera, C., 2020. 21st Century Projections of Extreme Precipitation Indicators for Cyprus. *Atmosphere* 11, 343. <https://doi.org/10.3390/atmos11040343>
- Zittis, G., Bruggeman, A., Lelieveld, J., 2021. Revisiting future extreme precipitation trends in the Mediterranean. *Weather Clim. Extrem.* 34, 100380. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100380>
- Zittis, G., Hadjinicolaou, P., Klangidou, M., Proestos, Y., Lelieveld, J., 2019. A multi-model, multi-scenario, and multi-domain analysis of regional climate projections for the Mediterranean. *Reg. Environ. Change* 19, 2621–2635. <https://doi.org/10.1007/s10113-019-01565-w>

**Annexe 1 : Comparaison entre les précipitations observées et celles issues de la réanalyse NCEP sur la période 1979-2014 pour l'ensemble des stations : Boxplot des précipitations mensuelles observées et issues de la réanalyse NCEP sur la période 1979-2014 (à gauche), précipitations annuelles observées et NCEP (au milieu) et la régression linéaire entre les précipitations annuelles issues de la réanalyse NCEP et observées (à droite).**







**Annexe 2 : Supplementary information of article 1 (Hroure et al., 2022)**

**Changes in precipitation and discharge in a  
Mediterranean catchment as a response to climate  
change and human activities**

Youness Hroure<sup>a,b,\*</sup>, Zahra Thomas<sup>a</sup>, Ophélie Fovet<sup>a</sup>, Karima Sebari<sup>b</sup>, Pauline Rousseau-Gueutin<sup>a,c</sup>

<sup>a</sup>Institut Agro, INRAE, SAS, F-35000 Rennes, France

<sup>b</sup>IAV Hassan II, Département du Génie Rural, Rabat, Morocco

<sup>c</sup>EHESP Rennes, Sorbonne Paris Cité, Paris, France

\*Corresponding author. E-mail: [Hroure.iav@gmail.com](mailto:Hroure.iav@gmail.com)

Reference evapotranspiration (PET) was calculated using the Thornthwaite formula (Thornthwaite 1948). This method was chosen based on the availability of data, since it only requires temperature data.

There is only one station (S<sub>5</sub>) in the catchment where temperature data are available. In this station, the monthly average temperatures are recorded over the period 1981–2017.

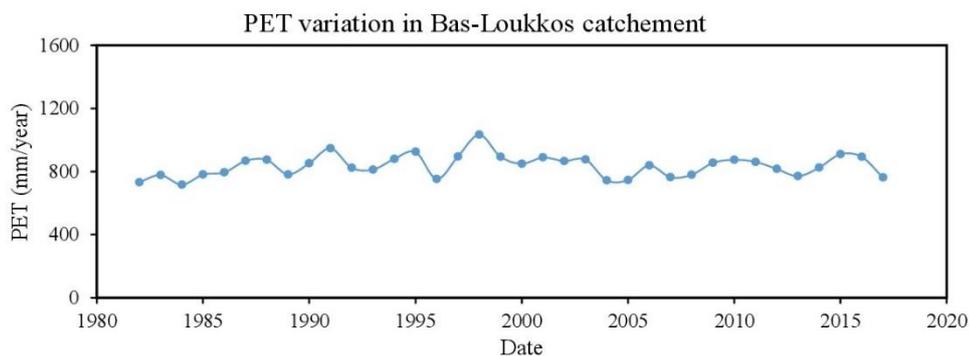


Figure 1 : Reference Evapotranspiration (PET) in the Bas-Loukkos catchment over the period 1981-2017

Figure 1 shows that on an inter-annual scale, the PET variation remains limited and does not exceed 5% over the period 1981-2017.

**Supplement 1.** Inter-annual variation of PET in the Lower Loukkos catchment.

Slope	<b>Slope <math>\approx 1</math></b>		
Sub-catchment	SC3	SC5.1	SC5.5
Presentation			
Hydrological Processes	<p>Specific discharge varies in the same way as precipitation, regardless of its magnitude.</p> <p>The annual water balance is balanced in the sub-catchment (<math>Q = P - AET</math>).</p>		
Assumptions	<ul style="list-style-type: none"> <li>- The hydrological response follows the precipitation well (relatively undisturbed by human activities).</li> <li>- Land use/land cover does not change significantly during the study period.</li> </ul>		

*Supplement 2. Overview of hydrological behaviour based on the precipitation-streamflow relationship in relatively undisturbed sub-catchments (not many human activities and no hydro-agricultural infrastructure). Yellow lines are 1:1 lines,  $Q$  = streamflow,  $P$  = precipitation,  $AET$  = actual evapotranspiration.*

Slope	Slope < 1	Slope > 1
Sub-catchment	SC4	SC5
Presentation		
Hydrological Processes	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Specific discharge increases little in response to a large precipitation</li> <li>- Specific discharge is lower than effective precipitation in the sub-catchment (<math>Q &lt; P - AET</math>).</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Specific discharge increases slightly more than precipitation</li> <li>- Specific discharge is higher than effective precipitation in the sub-catchment (<math>Q &gt; P - AET</math>).</li> </ul>
Assumptions	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Water that infiltrates deeply is not recovered at the sub-catchment outlet</li> <li>- Withdrawals and irrigated agriculture allows for an increase of AET</li> <li>- Agricultural sub-catchment (agricultural area is 78% of the total area)</li> <li>- Presence of withdrawal stations for irrigation (ORMVAL)</li> <li>- More than 82% of the total area is flat with a low slope, which promotes infiltration</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- External water supply (e.g. from neighbouring catchment: hydrological catchment area larger than the topographic catchment area)</li> <li>- Specific discharge variability is buffered by dams and regulation devices (disturbed by human activities)</li> <li>- Presence of Oued El Makhazine dam upstream</li> <li>- Specific discharge is influenced by management rules of the Oued El Makhazine dam (regulation effect)</li> </ul>

*Supplement 3. Overview of hydrological behaviour based on the precipitation-streamflow relationship in sub-catchments disturbed by human activities (presence of irrigated agriculture and/or hydro-agricultural infrastructure). Yellow lines are 1:1 lines.  $Q$  = streamflow,  $P$  = precipitation,  $AET$  = actual evapotranspiration*

**REFERENCE**

Thornthwaite, C. W. 1948 An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review* **38** (1), 55[ndash]94.

**Annexe 3 : Supplementary information of article 2 ( Hrouer et al. 2023)**

**A framework to assess future water-resource availability under  
climate change in northern Morocco using hydro-climatic  
modelling and water-withdrawal scenarios**

Youness Hrouer<sup>a,b</sup>, Ophélie Fovet<sup>a</sup>, Guillaume Lacombe<sup>c</sup>, Pauline Rousseau-Gueutin<sup>d</sup>, Karima Sebari<sup>b</sup>,  
Pascal Pichelin<sup>a</sup>, Zahra Thomas<sup>a\*</sup>

<sup>a</sup>Institut Agro, INRAE, SAS, F-35000 Rennes, France

<sup>b</sup>IAV Hassan II, Département du Génie Rural, Rabat, Morocco

<sup>c</sup>CIRAD, UMR G-EAU, 73 rue JF Breton, F-34398 Montpellier, France

<sup>d</sup>EHESP Rennes, Sorbonne Paris Cité, Paris, France

\*Corresponding author. E-mail: zahra.thomas@institut-agro.fr

### Appendix 1: Discharge reconstruction

As the Bas-Loukkos catchment is ungauged, total discharge at the outlet was reconstructed by adding the measured discharge from the three upstream sub-catchments (SC3, SC4, and SC5.1) to reconstructed discharge produced in the ungauged downstream section surrounded by the plain (Figure A1).

$$Q_{BL} = Q_{SC3} + Q_{SC4} + Q_{SC5.1} + \sum Q_{SC, \text{downstream plain}} \quad (Eq. 1)$$

where  $Q_{BL}$ ,  $Q_{SC3}$ ,  $Q_{SC4}$ , and  $Q_{SC5.1}$  are discharge of the Bas-Loukkos catchment and sub-catchments SC3, SC4, and SC5.1, respectively, and  $Q_{SC, \text{downstream plain}}$  is the discharge of the ungauged part of the plain obtained by transposition.

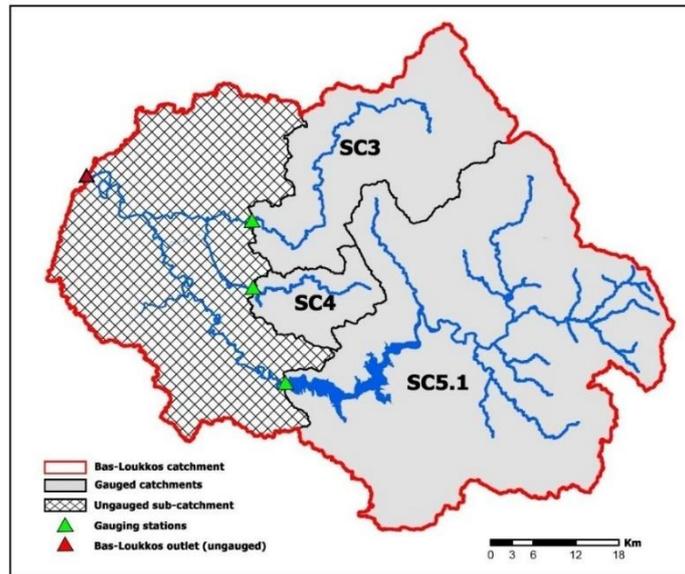


Figure A1.1. Gauged and ungauged sub-catchments in the Bas-Loukkos catchment

Direct discharge transposition is one of the simplest methods for reconstructing discharge at an ungauged catchment's outlet and is based on the premise that if two catchments have similar characteristics (e.g. area, land use, elevation, soil type, slope), they will also have similar responses to precipitation (Andréassian and Perrin, 2012). This method was used to reconstruct the discharge of the ungauged part of the plain of the catchment ( $Q_{SC, \text{downstream plain}}$ ). Discharge from a provider (gauged catchment) is adjusted to a receiver ( ungauged catchment) by multiplying its measured discharge by the ratio of the catchments' areas (Eq.1).

$$Q_{ungauged} = Q_{gauged} \frac{S_{ungauged}}{S_{gauged}} \quad (Eq. 2)$$

where  $Q$  is the discharge in  $m^3 \cdot s^{-1}$ , and  $S$  is the catchment area in  $km^2$

To identify the most analogous gauged sub-catchment for each ungauged sub-catchment in order to determine the donor basins for discharge transposition, hierarchical classification was performed using Euclidean distances (from principle component analysis) and Ward's criterion for aggregating clusters (Jafarzadegan et al., 2020; Wolfe et al., 2019). Two clusters of sub-catchments were identified based on the attributes used (Tableau A1). Cluster 1 grouped all sub-catchments in the plain and gauged sub-catchment SC4, while cluster 2 grouped sub-catchments SC3, SC5.1, and SC5.5 (Figure A1.2). Thus, the discharge of sub-catchment SC4 was transposed to estimate the discharges of the plain sub-catchments.

Tableau A1. Attributes used to identify the analogous gauged sub-catchment for the ungauged sub-catchments on the plain (with "nj" in the name). CV: coefficient of variation, Z: elevation, P: precipitation

Name of sub-catchment	Area (km <sup>2</sup> )	Dominant soil type	Topographical characteristics			Land use			Mean P (mm)		
			Mean slope (%)	CV of slope (%)	Z <sub>mean</sub> (m)	Z <sub>min</sub> (m)	Z <sub>max</sub> (m)	Agriculture (%)		Forest (%)	Grassland (%)
<b>SC4</b>	<b>158.00</b>	<b>Vertisols</b>	<b>14</b>	<b>11</b>	<b>184.00</b>	<b>9.00</b>	<b>800.00</b>	<b>78</b>	<b>19</b>	<b>1</b>	<b>703.10</b>
<b>SC3</b>	<b>629.00</b>	<b>Vertisols</b>	<b>21</b>	<b>15</b>	<b>175.00</b>	<b>7.00</b>	<b>1620.00</b>	<b>46</b>	<b>38</b>	<b>11</b>	<b>711.50</b>
<b>SC5.1</b>	<b>1800.00</b>	<b>Luvisols</b>	<b>23</b>	<b>15</b>	<b>200.00</b>	<b>14.00</b>	<b>1683.00</b>	<b>30</b>	<b>46</b>	<b>22</b>	<b>814.70</b>
<b>SC5.5</b>	<b>262.00</b>	<b>Luvisols</b>	<b>30</b>	<b>17</b>	<b>501.00</b>	<b>105.00</b>	<b>1683.00</b>	<b>20</b>	<b>54</b>	<b>24</b>	<b>976.00</b>
SC.nj.1	189.64	Vertisols	17	23	87.41	6.00	557.00	92	2	6	725.50
SC.nj.2	144.44	Vertisols	16	23	78.72	7.00	272.00	95	1	3	623.40
SC.nj.3	119.26	Luvisols	14	21	41.42	4.00	144.00	70	10	15	646.40
SC.nj.4	103.88	Luvisols	12	20	49.05	4.00	175.00	88	5	6	636.60
SC.nj.5	73.99	Vertisols	16	23	58.06	5.00	205.00	88	7	4	671.20
SC.nj.6	46.35	Vertisols	18	24	107.20	5.00	249.00	21	55	22	662.80
SC.nj.7	40.14	Vertisols	25	27	174.00	10.00	603.00	53	13	34	629.20
SC.nj.8	34.57	Vertisols	18	24	114.50	9.00	381.00	91	2	8	627.20
SC.nj.9	23.33	Vertisols	18	24	66.71	4.00	207.00	89	2	6	662.30
SC.nj.10	17.19	Vertisols	6	15	9.59	5.00	39.00	99	0	0	643.90
SC.nj.11	16.00	Vertisols	15	22	44.49	7.00	148.00	88	0	1	612.20
SC.nj.12	15.61	Vertisols	11	20	33.99	6.00	105.00	100	0	0	626.10
SC.nj.13	12.21	Vertisols	16	23	52.62	6.00	135.00	42	46	12	633.00
SC.nj.14	12.10	Vertisols	14	22	43.09	5.00	132.00	27	57	15	622.10
SC.nj.15	11.39	Vertisols	11	20	32.79	6.00	127.00	65	7	10	607.90
SC.nj.16	9.99	Vertisols	7	16	14.63	6.00	43.00	100	0	0	611.50

---

SC.nj.17	9.88	Vertisols	5	15	9.76	5.00	25.00	100	0	0	638.50
SC.nj.18	9.86	Vertisols	13	21	32.01	5.00	124.00	95	0	4	659.00
SC.nj.19	9.68	Vertisols	6	15	9.96	5.00	34.00	100	0	0	645.30
SC.nj.20	9.25	Luvissols	14	22	33.66	4.00	112.00	28	5	67	657.60
SC.nj.21	8.73	Vertisols	5	15	10.29	5.00	23.00	100	0	0	625.70
SC.nj.22	8.72	Vertisols	12	21	26.64	7.00	92.00	71	1	6	604.90
SC.nj.23	8.39	Vertisols	16	23	46.65	0.00	161.00	47	17	34	605.90
SC.nj.24	8.23	Vertisols	14	22	53.71	8.00	142.00	100	0	0	662.90
SC.nj.25	7.43	Vertisols	10	19	19.71	6.00	71.00	68	20	11	635.90
SC.nj.26	7.42	Vertisols	12	21	43.73	8.00	116.00	100	0	0	614.20
SC.nj.27	7.42	Vertisols	14	22	34.02	8.00	106.00	67	2	6	605.90
SC.nj.28	6.93	Vertisols	11	20	22.00	8.00	66.00	100	0	0	610.90
SC.nj.29	6.88	Vertisols	13	21	41.68	7.00	116.00	100	0	0	604.30
SC.nj.30	6.86	Vertisols	11	20	23.01	7.00	86.00	99	0	0	607.00
SC.nj.31	6.26	Luvissols	9	18	16.77	5.00	47.00	80	15	4	644.40
SC.nj.32	5.40	Vertisols	13	21	37.58	6.00	113.00	100	0	0	656.30
SC.nj.33	4.69	Vertisols	5	14	11.30	5.00	26.00	99	0	1	613.60
SC.nj.34	4.61	Vertisols	12	21	27.67	6.00	75.00	52	41	7	632.40
SC.nj.35	4.39	Luvissols	12	20	17.10	4.00	82.00	63	0	36	659.90
SC.nj.36	3.91	Vertisols	11	20	30.22	6.00	117.00	100	0	0	636.30
SC.nj.37	3.10	Vertisols	13	21	41.41	6.00	100.00	100	0	0	657.70
SC.nj.38	2.83	Luvissols	7	17	12.07	6.00	21.00	100	0	0	646.20
SC.nj.39	2.82	Vertisols	14	22	40.90	7.00	102.00	100	0	0	649.50
SC.nj.40	2.81	Vertisols	13	21	36.03	7.00	100.00	100	0	0	657.90
SC.nj.41	2.51	Luvissols	11	20	16.85	5.00	59.00	36	47	13	653.80
SC.nj.42	2.49	Vertisols	13	21	39.81	6.00	104.00	100	0	0	656.90
SC.nj.43	2.34	Vertisols	14	22	48.49	6.00	98.00	100	0	0	653.60
SC.nj.44	2.26	Vertisols	8	18	14.92	6.00	61.00	93	0	7	614.80
SC.nj.45	2.23	Vertisols	11	20	20.86	6.00	77.00	100	0	0	657.10
SC.nj.46	2.20	Vertisols	12	21	33.19	7.00	97.00	100	0	0	643.20

---

$Q_{BL}$  overestimates discharge because it does include irrigation water pumped from the river or infiltration of upstream measured discharges through the downstream riverbed.



**Appendix 3: Performance criteria**

- **Nash-Sutcliffe efficiency criterion (NSE):**

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{HF,sim}^i - Q_{HF,obs}^i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{HF,obs}^i - \overline{Q_{HF,obs}})^2} \quad (Eq. 5)$$

where  $Q_{HF,obs}$ ,  $Q_{HF,sim}$ , and  $\overline{Q_{HF,obs}}$  are the observed and simulated high flow and mean of the observed high flow at time step  $i$ , respectively, and  $n$  is the number of observations. The NSE ranges from  $-\infty$  (no better than the mean of observations) to 1 (perfect prediction) (Nash and Sutcliffe, 1970).

- **Cumulative error criterion (CE, in %):**

$$CE = 100. \left( \frac{\sum_{i=1}^n Q_{HF,sim}^i}{\sum_{i=1}^n Q_{HF,obs}^i} \right) \quad (Eq. 6)$$

where  $Q_{HF,obs}$  and  $Q_{HF,sim}$  are the observed and simulated high flow at time step  $i$ , respectively, and  $n$  is the number of observations. It equals 100% when the water balance is perfectly predicted and exceeds 100% when it is overestimated. Thus, the objective is to have CE equal 100%.

- **Kling–Gupta Efficiency score (KGE, (Gupta et al., 2009)):**

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (Eq. 7)$$

where  $r$  is the correlation coefficient,  $\alpha$  is the ratio of the standard deviation of simulated discharge to that of observed discharge, and  $\beta$  is the ratio of mean simulated discharge to mean observed discharge.

- **Root mean square error (RMSE):**

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim}^i - Q_{obs}^i)^2}{n}} \quad (Eq. 8)$$

where  $Q_{obs}$  and  $Q_{sim}$  are the observed and simulated discharges, respectively, over a time step  $i$  of  $n$  steps.

- **Percentage bias (Pbias):**

$$Pbias = 100. \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}^i - Q_{sim}^i)}{\sum_{i=1}^n Q_{obs}^i} \quad (Eq. 9)$$

where  $Q_{obs}$  and  $Q_{sim}$  are the observed and simulated discharges over a time step  $i$  of  $n$  steps.

#### Appendix 4: Budyko hypothesis

A Budyko diagram plots the evaporation index (AET:P) of a catchment as a function of its aridity index (PET:P) (Figure A4.1). A grey area represents the possible range of a natural catchment considered as a closed system. Low aridity indices ( $PET:P < 1$ ) are associated with wet watersheds, where precipitation is high and the catchment is energy-limited (AET = PET). Aridity indices greater than one ( $PET:P > 1$ ) represent arid catchments in which actual evapotranspiration is limited by water availability (AET = P). Movement in Budyko space is constrained by the physical limits of energy and water demand. Moving to the right along the aridity index implies warmer and drier climate conditions, moving downward along the evaporative index indicates higher discharge or wetter conditions (more water availability), while moving upward along it indicates lower discharge.

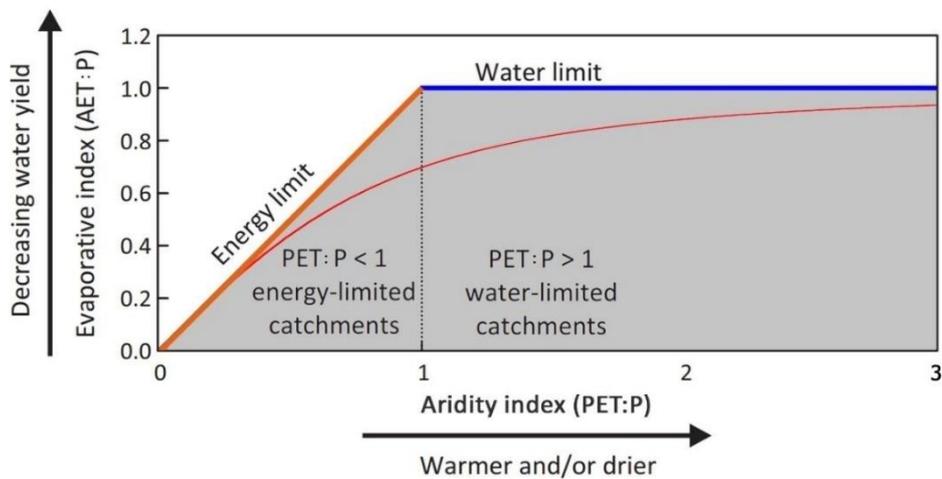


Figure A4.1. A Budyko diagram, which plots the evaporation index (AET:P) as a function of the aridity index (PET:P). The blue and orange lines represent water and energy limits of the evaporative index, respectively, and the red line represents the original theoretical Budyko curve (Budyko, 1974).

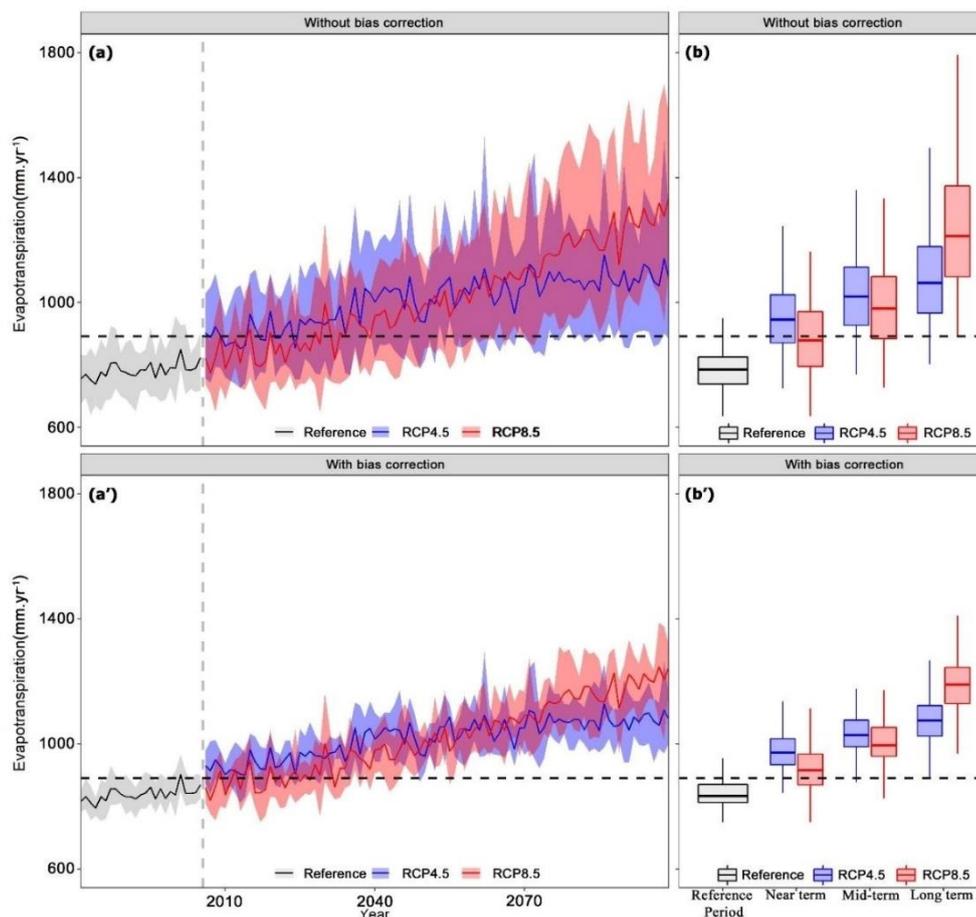


Figure S1. Annual time series of multi-model median (solid lines) and 90<sup>th</sup> percentile interval (shaded area) of PET in the Bas-Loukkos catchment projected under RCP4.5 or RCP8.5 (a) without or (a') with bias correction. Black dashed line: mean observed PET from 1981-2005. Box-plots of multi-model annual PET projected in the near term (2021-2040), mid-term (2040-2060), and long term (2080-2099) under RCP4.5 or RCP 8.5 (b) without or (b') with bias correction compared to the reference period (1981-2005). Whiskers represent the 90<sup>th</sup> percentile.

Table S1. Sen's slopes ( $\text{mm.yr}^{-1}$ ) of projected annual evapotranspiration trends in the Bas-Loukkos catchment for each climate model from 2006-2099. Bold values are statistically significant ( $p < 0.05$ ) trends (Mann-Kendall trend detection test).

Model	Bias-uncorrected		Bias-corrected	
	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
CM01	<b>+1.90</b>	<b>+5.24</b>	<b>+1.40</b>	<b>+4.02</b>
CM02	<b>+1.53</b>	<b>+3.65</b>	<b>+1.53</b>	<b>+3.74</b>
CM03	<b>+1.62</b>	<b>+4.13</b>	<b>+1.61</b>	<b>+4.10</b>
CM04	<b>+1.95</b>	<b>+4.95</b>	<b>+1.41</b>	<b>+3.53</b>
CM05	<b>+1.38</b>	<b>+4.40</b>	<b>+1.21</b>	<b>+3.70</b>
CM06	<b>+1.48</b>	<b>+3.70</b>	<b>+1.50</b>	<b>+3.67</b>
CM07	<b>+1.60</b>	<b>+3.70</b>	<b>+1.35</b>	<b>+3.27</b>
CM08	<b>+3.34</b>	<b>+7.01</b>	<b>+2.70</b>	<b>+5.30</b>
CM09	<b>+3.80</b>	<b>+7.45</b>	<b>+2.65</b>	<b>+4.90</b>
CM10	<b>+2.76</b>	<b>+5.49</b>	<b>+2.44</b>	<b>+4.44</b>
CM11	<b>+2.82</b>	<b>+5.82</b>	<b>+2.53</b>	<b>+4.90</b>
CM12	<b>+4.01</b>	<b>+8.34</b>	<b>+2.64</b>	<b>+5.00</b>
CM13	<b>+2.40</b>	<b>+6.53</b>	<b>+1.56</b>	<b>+4.10</b>

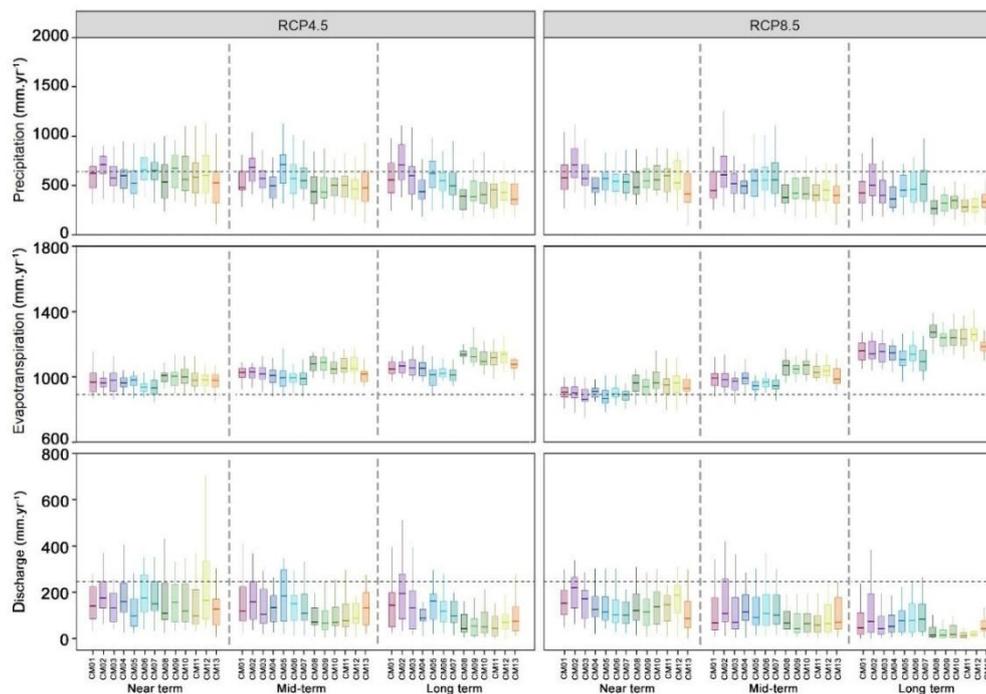


Figure S2. Comparison of sources of uncertainty in annual precipitation, potential evapotranspiration and discharge projected using data with bias correction over the Bas-Loukkos catchment by climate model. Black dashed line: observed mean annual discharge during the reference period [1981-2005]. Whiskers indicate the 90<sup>th</sup> percentile.

## References

- Andréassian, V., Perrin, C., 2012. On the ambiguous interpretation of the Turc-Budyko nondimensional graph. *Water Resources Research* 48. <https://doi.org/10.1029/2012WR012532>
- Block, P.J., Souza Filho, F.A., Sun, L., Kwon, H.-H., 2009. A streamflow forecasting framework using multiple climate and hydrological models 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 45, 828–843.
- Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 377, 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Jafarzadegan, K., Merwade, V., Moradkhani, H., 2020. Combining clustering and classification for the regionalization of environmental model parameters: Application to floodplain mapping in data-scarce regions. *Environmental Modelling & Software* 125, 104613. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.104613>
- Li, H., Sheffield, J., Wood, E.F., 2010. Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115.

- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Piani, C., Weedon, G.P., Best, M., Gomes, S.M., Viterbo, P., Hagemann, S., Haerter, J.O., 2010. Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. *Journal of Hydrology* 395, 199–215. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.10.024>
- Teutschbein, C., Seibert, J., 2012. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology* 456–457, 12–29. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.052>
- Themeßl, M.J., Gobiet, A., Heinrich, G., 2012. Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Climatic Change* 112, 449–468. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0224-4>
- Wolfe, J.D., Shook, K.R., Spence, C., Whitfield, C.J., 2019. A watershed classification approach that looks beyond hydrology: application to a semi-arid, agricultural region in Canada. *Hydrology and Earth System Sciences* 23, 3945–3967. <https://doi.org/10.5194/hess-23-3945-2019>



**Titre :** Evaluation de l'impact du changement climatique sur la disponibilité des ressources en eau dans un bassin méditerranéen agricole : cas du bassin du Bas-Loukkos.

**Mots clés :** Changement climatique, ressource en eau, variabilité hydro-climatique, projections climatiques, modélisation hydrologique, incertitude.

**Résumé :** Cette thèse contribue à évaluer les impacts du changement climatique sur la disponibilité des ressources en eau dans le bassin versant du Bas-Loukkos, situé au nord du Maroc. Une analyse des paramètres hydro-climatiques a été réalisée sur la période 1960-2018. Elle a montré que les précipitations ont une tendance significative à la baisse (-3,2 mm/an). Une rupture significative a été détectée au début des années 1970, avec une baisse de la pluviométrie annuelle moyenne de -16% à -26% après la date de rupture. Les débits ont baissé d'environ 35 % depuis la fin des années 1970, début des années 1980. L'analyse de la relation pluie-débit a révélé une stationnarité du régime hydrologique dans les sous-bassins versants considérés comme naturels, et de nombreux

changements et ruptures pour ceux perturbés par les activités humaines. Les modèles hydrologiques SWAT et GR2M ont été évalués sur la période historique avant leur utilisation pour simuler les débits futurs. Le premier a donné de mauvais résultats pour la simulation des débits, alors que le second a montré une bonne performance. GR2M a été utilisé donc pour prédire les débits en le forçant avec des scénarios climatiques issus des modèles climatiques régionaux au cours du 21<sup>ème</sup> siècle, et en prenant en considération les différentes sources d'incertitude. Les simulations indiquent que les précipitations et les débits continueront à diminuer respectivement d'environ 21 à 38 % et 50 à 71 % d'ici la fin du 21<sup>ème</sup> siècle par rapport à la période 1981-2005.

**Title :** Assessment of the impact of climate change on water resources availability in an agricultural Mediterranean catchment: a case study of the Bas-Loukkos catchment.

**Keywords :** Climate change, water resources, hydro-climatic variability, climate projections, hydrological modeling, uncertainty.

**Abstract :** This thesis contributes to the assessment of the climate change impacts on the water resources availability in the Bas-Loukkos catchment, located in northern Morocco. An analysis of hydro-climatic parameters was carried out over the period 1960-2018. It showed a significant decreasing trend in precipitation (-3.2 mm/year). A significant breakpoint was detected in early 1970s, with mean annual precipitation decreasing by 16–26% after the rupture date. Discharge decreased by around 35% from the late 1970s/early 1980s. Analysis of the rainfall-discharge relationship revealed a stationary hydrological pattern in sub-catchments considered "undisturbed", and numerous

changes and ruptures in the intensively managed ones. The SWAT and GR2M hydrological models were evaluated over the historical period before being used to simulate future discharge. The former gave poor results for discharge simulation, while the latter performed well. GR2M was therefore used to predict discharge by forcing it with climate scenarios derived from regional climate models over the 21st century, while accounting for the various sources of uncertainty. Results from simulations indicate that, by the end of the 21st century, precipitation and discharge will decrease by ca. 21–38% and ca. 50–71%, respectively, compared to the reference period (1981–2005).