

REPUBLIQUE DU BENIN

MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE (MESRS)

UNIVERSITE D'ABOMEY-CALAVI (UAC)

INSTITUT NATIONAL DE L'EAU (INE)

DEPARTEMENT D'HYDROLOGIE ET GESTION DES RESSOURCES EN EAU
(DHGRE)

Filière : HYDROLOGIE QUANTITATIVE

MEMOIRE DE FIN DE FORMATION POUR L'OBTENTION DU DIPLOME DE
MASTER PROFESSIONNEL

THÈME :

**ANALYSE MULTIMODELE DE LA DISPONIBILITE FUTURE DES
RESSOURCES EN EAU DE SURFACE DANS LE BASSIN DU MONO
A ATHIEME**

Rédigé par Pierre SOSSOU

Sous l'encadrement de :

Dr. HOUNKPE Jean

Enseignant-Chercheur à l'INE/UAC

Sous la supervision de :

Prof. DOVONOU E. Flavien

Enseignant-Chercheur à l'INE/UAC

Mémoire soutenu le 02 Mai 2024 en face du jury composé de :

Président : Prof. DOVONOU E. Flavien (Enseignant-Chercheur à l'INE/UAC)

Examineurs : Dr Yékambèssoun N'TCHA M'PO (Enseignant-Chercheur à l'INE/UAC)

: Dr. MSc. AHOUANOGBO Cintia (Enseignant-Chercheur à l'INE/UAC)

Rapporteur : Dr. HOUNKPE Jean (Enseignant-Chercheur à l'INE/UAC)

Année académique : 2023-2024



Laboratoire
d'Hydrologie
Appliquée

FICHE DE CERTIFICATION

Nous soussignés :

- **Président du jury** : Prof. DOVONOU E.Flavien (Enseignant-Chercheur à l'INE/UAC)
- **Examineurs** :
 - Dr. Yékambèssoun N'TCHA M'PO (Enseignant-Chercheur à l'INE/UAC)
 - Dr. MSc. AHOUANOGBO Cintia (Enseignant-Chercheur à l'INE/UAC)
- **Rapporteurs** : Dr. HOUNKPE Jean (Enseignant-Chercheur à l'INE/UAC)

Jury chargé de juger le mémoire de fin de formation pour l'obtention du diplôme de Master professionnel en **Hydrologie Quantitative** de l'étudiant **Pierre SOSSOU**, confie que les différents apports, contributions et corrections énoncées au cours de la soutenance tenue le 02 Mai 2024 de 16h à 18h ont été intégrés au document pour l'amélioration et esthétique de ce dernier. En foi de quoi, le présent certificat lui est délivré pour servir et valoir ce que de droit.

Président de jury

Prof. DOVONOU E.Flavien

Examineurs

Rapporteur

Dr. Yékambèssoun N'TCHA M'PO

Dr. HOUNKPE Jean

Dr. MSc. AHOUANOGBO Cintia

DÉDICACE

A mes parents Djangnikpo SOSSOU et Kédéfa KINNOUME ainsi qu'à tous mes frères et sœurs en particulier Clément, Thomas, Charles SOSSOU pour leur soutien indéfectible, leur confiance et amour infini au quotidien.

REMERCIEMENTS

Je souhaite entamer cette section en exprimant ma gratitude envers l'Éternel Dieu tout-puissant, sans lequel rien n'aurait été possible, et dont la bénédiction et la grâce ont rendu réalisable mon parcours à l'Institut National de l'Eau (INE) ainsi que la réalisation de ce travail.

Mes remerciements les plus sincères vont à l'ensemble des équipes, tant pédagogiques qu'administratives, du Centre d'Excellence d'Afrique pour l'Eau et l'Assainissement (C2EA) à l'Université d'Abomey-Calavi, en particulier à l'Institut National de l'Eau (INE).

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude au Professeur **DOVONOU E. Flavien**, enseignant-chercheur à l'Université d'Abomey-Calavi, pour avoir généreusement accepté de superviser ce mémoire, malgré ses multiples engagements professionnels. Son soutien dévoué aux étudiants de l'INE, en particulier ceux spécialisés en hydrologie quantitative, témoigne de son engagement exceptionnel envers l'avancement académique et professionnel de ses étudiants.

Un merci spécial à mon encadreur académique, **Dr. Jean HOUNKPE**, enseignant-chercheur à l'Université d'Abomey-Calavi, pour sa disponibilité, son soutien et sa patience dans le suivi et l'encadrement. Même sans rendez-vous, il a toujours trouvé le temps de me recevoir malgré ses occupations.

Mes remerciements vont également au Dr Rita HOUNGUE, Dr Yékambèssoun N'TCHA M'PO, Dr Audace Amen Vioutou DOSSOU-OLORY, Dr Ezéchiel OBADA pour leur inspiration. Je remercie également Monsieur Tchakpala Essossinam Matonzibiyou ALFA, pour son appui technique.

Un remerciement spécial à ma très chère cousine, Firmine KPLAI pour sa présence ses conseils pendant les moments les plus difficiles de cette rédaction. Je n'oublie pas mes camarades de master et tous les étudiants de l'Institut National de l'Eau (INE) pour leur attention et les moments de partage.

RESUME

Cette étude vise à évaluer l'impact du changement climatique sur la disponibilité des ressources en eau dans le bassin versant du Mono à Athiémé. Pour ce faire, une approche combinant simulation hydrologique, l'application de scénarios de changement climatique à l'aide des modèles climatiques régionaux HadGEM2-ES/RegCM4 et MPI-ESM-MR/RegCM4, ainsi que des analyses statistiques, a été employée. L'analyse du signal de changement climatique projeté dans le bassin versant s'est effectuée en comparant les simulations pour une période future (2031-2060) avec les observations (1987-2010). Les données simulées par les modèles climatiques régionaux ont été ajustées à l'aide de la méthode du quantile mapping. Pour évaluer l'impact du changement climatique sur l'eau de surface, les débits historiques et futurs ont été simulés à l'aide des modèles hydrologiques AWBM et HBV, préalablement calibrés et validés sur le bassin à l'aide de critères tels que NSE, KGE et R2.

Les résultats de la modélisation indiquent que les modèles AWBM et HBV reproduisent de manière satisfaisante les comportements hydrologiques de la zone d'étude. En ce qui concerne les projections climatiques, le modèle HadGEM prévoit une augmentation de la température de 0,7 à 2,62°C, tandis que le modèle MPI, anticipe une hausse de 0,9 à 2,24°C. En ce qui concerne les précipitations, HadGEM prévoit une augmentation annuelle de 2%, alors que MPI suggère une augmentation moyenne d'environ 7%. Les variations projetées des débits correspondent aux tendances des précipitations. Les débits simulés présentent des variations entre les modèles hydrologiques, pour un même modèle climatique. Ainsi, HadGEM prévoit une diminution du débit moyen annuel, estimée à 18% par le modèle HBV et à 12% par AWBM. De même, le modèle MPI prévoit une diminution, estimée à 27% par AWBM et 3% par HBV.

Les résultats obtenus grâce à l'approche combinant simulation hydrologique, scénarios climatiques et modèles hydrologiques démontrent la variabilité significative des projections, mettant en évidence la nécessité d'une planification adaptative pour atténuer les effets prévus. Ces informations précieuses offrent une base scientifique solide pour orienter les décisions politiques et les actions de gestion des ressources en eau, contribuant ainsi à renforcer la résilience de la région face aux défis climatiques à venir.

Mot clés : Modèle hydrologique, disponibilité de l'eau, Exutoire Athiémé, Changement climatique

ABSTRACT

This study aims to assess the impact of climate change on water resource availability in the Mono watershed in Athiémé. To achieve this, an approach combining hydrological simulation, the application of climate change scenarios using regional climate models HadGEM2-ES/RegCM4 and MPI-ESM-MR/RegCM4, as well as statistical analyses, was employed. The analysis of the projected climate change signal in the watershed was conducted by comparing simulations for a future period (2031-2060) with historical observations (1987-2010). The simulated data from the regional climate models were adjusted using the quantile mapping method. To evaluate the impact of climate change on surface water, historical and future streamflows were simulated using the AWBM and HBV hydrological models, which were previously calibrated and validated in the basin using criteria such as NSE, KGE, RMSE, and R2.

The modeling results indicate that the AWBM and HBV models satisfactorily reproduce the hydrological behaviors of the study area. Regarding climate projections, the HadGEM model predicts a temperature increase ranging from 0.7 to 2.62°C, while the MPI model anticipates a rise of 0.9 to 2.24°C. As for precipitation, HadGEM predicts an annual increase of 2%, whereas MPI suggests an average increase of about 7%. The projected streamflow variations correspond to precipitation trends. The simulated streamflows show variations between the hydrological models for the same climate model. Thus, HadGEM predicts a decrease in the annual mean flow, estimated at 18% by the HBV model and 12% by AWBM. Similarly, the MPI model predicts a decrease, estimated at 27% by AWBM and 3% by HBV.

The results obtained through the approach combining hydrological simulation, climate scenarios, and hydrological models demonstrate significant variability in projections, highlighting the need for adaptive planning to mitigate the anticipated effects. These valuable insights provide a solid scientific foundation to guide policy decisions and water resource management actions, thereby enhancing the region's resilience in the face of upcoming climate challenges.

Keywords: Hydrological model, water availability, Athiémé outfall, Climate change

SOMMAIRE

DÉDICACE.....	i
REMERCIEMENTS	iv
RESUME.....	v
ABSTRACT	vi
SOMMAIRE	vii
LISTE DES FIGURES	x
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xii
INTRODUCTION GENERALE.....	13
1. Contexte et justification de l'étude.....	13
2. Problématique.....	14
3. Objectifs du mémoire	15
3.1. Objectif général	15
3.2. Objectifs spécifiques	15
4. Cadre de la présente étude.....	15
3. Plan de rédaction	15
CHAPITRE I : REVUE DE LITTERATURE	17
I.1 Modélisation climatique.....	17
I.2 Différents types de modèles climatiques	17
I.3 Modélisation hydrologique	18
I.4 La correction de biais.....	19
I.5 Les scénarios climatiques	21

**ANALYSE MULTIMODELE DE LA DISPONIBILITE FUTURE DES RESSOURCES EN EAU DE
SURFACE DANS LE BASSIN DU MONO A ATHIEME**

I.6	Le changement climatique	21
I.7	Les précipitations	22
I.8	Ecoulements de surface.....	23
I.9	La mesure et le calcul de l'évapotranspiration	24
I.10	Bilan des éléments hydrologiques	24
CHAPITRE II : MILIEU D'ETUDE		26
II.1	Situation géographique du milieu d'étude.....	26
II.2	Hydrologie du bassin versant du Mono	27
II.2.1.	Climat du bassin du Mono.....	27
II.2.2.	Régime pluviométrique	28
II.3	Hydrogéologie du bassin du Mono.....	29
II.4	Reliefs du bassin versant du Mono.....	29
II.4	Formations végétales et nature du sol.....	29
CHAPITRE III : MATERIEL ET METHODE.....		31
III.1	Matériel	31
III.1.1	Données utilisées.....	31
1.1.1	Données d'entrée des modèles hydrologiques	31
1.1.2.	Les données utilisées pour l'évaluation des impacts climatiques.	31
III.1.2.	Outils de traitement	32
1.2.1.	R studio	32
1.2.2.	SIG	32
1.2.3.	Logiciel Excel	33
1.2.4.	HBV Light.....	33
1.2.5.	AWBM	33
III.2.	Méthodologie	34

III.2.1. Modélisation hydrologique avec les modèles AWBM et HBV	34
2.1.1. Description du modèle AWBM.....	34
2.1.2. Description du modèle HBV	37
2.1.3. Calage et validation des modèles	42
III.2.2. Correction de biais de données climatiques issues des modèles climatiques HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR	45
III.2.3. Calcul de l'évapotranspiration potentielle historique et futur avec la méthode Ludovic Oudin	46
III.2.4. Simulation des débits historiques et futurs à l'aide des données corrigées.....	47
CHAPITRE IV : RESULTATS ET DISCUSSIONS.....	48
IV.1 Résultats	48
IV.1.1. Calage et validation des modèles hydrologiques.	48
1.1.1. Le modèle AWBM	48
1.1.2. Le Modèle HBV	51
IV.1.2. Correction de biais des données de projection climatique pour le bassin versant du Mono (précipitation et température)	54
1.2.1. Précipitations	54
1.2.2. Température	57
IV.1.3. Quelques statistiques des données avant et après correction des précipitations	60
1.3.1. Précipitations historiques observées et simulées	60
1.3.2. Projection future des pluies sur le bassin du Mono à Athiémé	62
IV.1.4. Quelques statistiques des données avant et après correction des températures	63
1.4.1. Températures historiques observées et simulées	63
1.4.2. Projection future des températures sur le bassin du Mono à Athiémé	64
IV.1.5. Evapotranspiration potentielle	65

IV.1.6. Impact des changements climatiques sur les débits du bassin versant du Mono à Athiémé	67
IV.2 Discussions.....	71
IV.2.1. Modélisation hydrologique	Erreur ! Signet non défini.
IV.2.2. Correction des biais dans les données climatiques et signes du changement climatique	Erreur ! Signet non défini.
IV.2.3. Impact du changement climatique sur le débit.....	Erreur ! Signet non défini.
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	73
REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE.....	76
TABLE DES MATIERES	79
Annexe	83

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Schéma explicatif de la correction des biais des modèles climatiques (Fabre, 2010)....	20
Figure 2 ; Situation du bassin du Mono à Athiémé	27
Figure 3: Structure du modèle AWBM (Geoff Podger, 2004).....	36
Figure 4: Structure du modèle HBV (Ouachani et al., 2007).....	39
Figure 5: Comparaison entre les débits simulés et observés pour la période de calage (1987-1989)	49
Figure 6: Comparaison entre les débits simulés et observés pour la période de validation (1990-1994).....	50
Figure 7:Débits observés et simulés par HBV pour le calage du modèle HBV	51
Figure 8: Comparaison entre débits simulés et observés pour la validation du modèle HBV	52
Figure 9: Diagramme Quantile-Quantile pour la comparaison entre la pluie observée et la pluie simulée par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR.	54
Figure 10:Représentation des fonctions de densité cumulatives des données de pluies observées et simulées des modèles HadGEM2-ES et MPI_ESM_MR	55

Figure 11: Représentation des fonctions de densité cumulatives des données pluviométriques observées et simulées des modèles HadGEM-ES et MPI-ESM-MR avant et après correction.....	56
Figure 12: Diagramme Quantile-Quantile montrant l'ajustement entre les températures observées simulées par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR avant correction.....	57
Figure 13: Représentation des fonctions de densité cumulatives des données de température observées et simulées des modèles HadGEM et MPI_ESM_MR avant correction.....	58
Figure 14: Représentation des fonctions de densité cumulatives des températures observées et simulées des modèles HadGEM et MPI_ESM_MR avant et après correction	59
Figure 15: Comparaison entre la moyenne mensuelle des données de pluie historique observées et simulées par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR sans et avec la correction de biais	60
Figure 16: Comparaison entre la moyenne mensuelle des données historiques observées et futures simulées par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-SR sans et avec correction de biais.	62
Figure 17: Comparaison entre la moyenne mensuelle des données de température historiques observées et simulées par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR sans et avec correction de biais.	63
Figure 18: Comparaison entre la moyenne mensuelle des données de températures historiques observées et future simulées par le modèle HadGEM et MPI-ESM-MR sans et avec correction de biais.	64
Figure 19: Comparaison entre les ETP historiques et futures calculées avec les températures observées et simulées par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR.....	65
Figure 21: Comparaison entre les débits moyens mensuels historiques et futurs simulés par les modèles hydrologiques AWBM et HBV	68
Figure 22 : Comparaison entre les débits annuels moyens historiques et futurs simulés par les modèles hydrologiques GR4J et HB	69

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Paramètres du modèle AWBM par défaut	37
Tableau 2: Description des paramètres du modèle HBV.....	42
Tableau 3: Résultats de calage du modèle AWBM	48
Tableau 4: présentation des paramètres de calage et les critères de performances	49

Tableau 5: Bilan hydrologique annuel en mm du bassin versant du Mono à Athiémé pour le modèle AWBM.....	50
Tableau 6: Paramètres de calage du modèle HBV.....	52
Tableau 7: Récapitulatif des critères de performances de calage et validation du modèle HBV..	53
Tableau 8: Bilan hydrologique annuel en mm du bassin versant du Mono à Athiémé pour le modèle HBV.....	53
Tableau 9 : Résultat des tests de Mann-Kendall pour déterminer l'existence d'une tendance dans les données historiques observées et simulées.	56

LISTE DES ABRÉVIATIONS

AWBM	: Australian Water Balance Model
CEDEAO	: Communauté Economique des Etats de l'Afrique de l'Ouest
CMIP5-ESM	: Couple Model Intercomparison Project Phase 5- Earth System Models
ETP	: Evapotranspiration potentielle
GIEC	: Groupe d'expert Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
HADGEM2-ES	: Hadley Center Global Environment Model version 2-Earth System configuration
HBV	: Hydrologiska Bryans Vattenbalansadelning
KGE	: Kling Gupta Efficiency
MCG	: Modèle Climatique Global
MPI-ESM-MR	: Max-Planck Institute Earth System Model-Medium Resolution
NSE	: Nash Sutcliffe Efficiency
Qobs	: Débit observés
Qsim	: Débit simulés
RCP	: Representative Concentration Pathways
RegCM4	: Regional Climate Model version 4

INTRODUCTION GENERALE

1. Contexte et justification de l'étude

L'eau est l'une des ressources naturelles indispensables à la vie, dont l'étude requiert, de nos jours, une grande importance car elle constitue une ressource rare, distribuée de façon irrégulière dans le temps et dans l'espace. Ces ressources en eau sont reconnues comme une préoccupation majeure pour le développement durable d'une société (Haddeland et al., 2014), lorsqu'elles sont trop rares, elles entraînent des situations de pénurie, de désertification, d'exode des populations ; à l'opposé, trop abondante, elle devient la cause d'inondations catastrophiques (Vodounou. et al., 2011) et rappelle à l'homme l'impossibilité d'en maîtriser totalement les forces.

Les cours d'eau et plans d'eau qui sont des piliers essentiels de développement, ont joué des rôles dans les civilisations et sont parfois sources de conflits pour des pays limitrophes en ce sens que chaque société veut satisfaire ses besoins en premier. Il revient alors nécessaire que la disponibilité de cette ressource soit assurée en quantité pour répondre aux besoins attendus, surtout en ce siècle où l'accroissement de la population est très accentué. Au Bénin comme au Togo, les cours d'eau sont particulièrement attractifs pour les populations du fait de la diversité des activités économiques qu'ils favorisent. Le bassin-versant du complexe fluvio lagunaire Mono-Ahémé-Couffo, partagé entre le Bénin et le Togo, constitue un atout important pour les activités économiques locales (production agricole, irrigation, pêche, saliculture, pisciculture, élevage, transports, tourisme) (Amoussou, 2010). Le climat est l'un des facteurs qui influencent le cycle hydrologique. Toute variation ou changement du climat affecte les ressources en eaux selon plusieurs aspects dans leur bilan hydrologique : modification des régimes de précipitation, du ruissellement, augmentation du niveau de la mer, processus de désertification, évaporation et sécheresse, perturbation des durées de saison, etc. (Coalition Eau, 2015).

Li and Urban (2016) reconnaissent que les récentes décennies ont connu un accroissement continu de température dans la plupart des régions du monde et les changements des régimes pluviométriques ont augmenté les fréquences des événements climatiques extrêmes tels que la sécheresse et les inondations, pouvant avoir des impacts sur la disponibilité de l'eau dans l'environnement.

2. Problématique

L'urbanisation croissante et l'augmentation de la population dans le département du mono en particulier dans la commune d'Athiémé affectent la disponibilité des ressources en eau.

Il a été remarqué que dans le lit et bassin versant du fleuve Mono, des changements d'occupation du sol et les différentes activités notamment l'irrigation qui sont autant de facteurs de modification probable des relations pluie/débit et du régime hydrologique à l'échelle de son bassin (Amoussou Ernest, 2015). De même, la construction du barrage hydroélectrique de Nangbéto en 1985 et sa mise en service en septembre 1987 a entraîné depuis lors, une modification du régime hydrologique du Mono à Athiémé, poursuivent ces auteurs.

Ces perturbations du régime de l'eau peuvent affecter sur la disponibilité quantitative et qualitative de la ressource en eau, engendrant par conséquent de fortes répercussions humaines, économiques et environnementales. C'est pourquoi, le suivi de ces événements mérite une attention particulière pour prévenir les conséquences des perturbations hydrologiques.

Ce suivi ne peut fournir une information précise et fiable que s'il est effectué par des outils modernes avec une fiabilité dans le présent et dans le futur, d'où le recours à la modélisation.

La modélisation est une activité très répandue en hydrologie, elle fournit un outil (model) incontournable dans la compréhension de la dynamique d'un bassin versant, dans l'utilisation rationnelle des ressources en eau de ce bassin et dans l'adaptation aux catastrophes naturelles liées aux crues.

Grâce aux progrès importants réalisés dans le domaine de l'informatique et des Systèmes d'Informations Géographiques, les modèles hydrologiques distribués utilisent une description de plus en plus complète du bassin versant et des termes du cycle hydrologique.

De nouvelles approches en modélisation doivent donc être explorées afin de combler les lacunes actuelles (Malenfant, 2016) et de permettre de quantifier les incertitudes qu'apporteraient à long terme en confrontant plusieurs modèles. C'est dans cette optique que ce projet de recherche intitulé « *Analyse multimodèle de la disponibilité des ressources en eau sur le bassin du Mono à Athiémé* » apparait sur la scène scientifique pour analyser la disponibilité en eau dans ce bassin.

3. Objectifs du mémoire

3.1. Objectif général

L'objectif général de ce travail est de faire une analyse multi-modèle de la disponibilité des ressources en eau sur le bassin du Mono à l'exutoire d'Athiémé. Cet objectif principal se décline en 3 objectifs spécifiques à savoir :

3.2. Objectifs spécifiques

De manière spécifique, il s'agit de :

- Caler et valider deux modèles hydrologiques de différents types ;
- Evaluer la performance des modèles climatiques sur la zone d'étude ;
- Evaluer l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau ;

4. Cadre de la présente étude

Cette étude a été menée dans le cadre du programme de Centre d'Excellence d'Afrique pour l'Impact sur le développement (CEA-IMPACT) à travers le projet de Centre d'Excellence d'Afrique pour l'Eau et l'Assainissement (C2EA), à l'Institut National de l'Eau (INE) de l'Université d'Abomey-Calavi. Le Centre d'Excellence d'Afrique pour l'Eau et l'Assainissement (C2EA) vise à doter l'Afrique d'un pôle de compétence, d'expertise et d'innovation dans les domaines de l'eau, de l'assainissement et des changements climatiques.

L'avènement de la croissance démographique au Bénin montre qu'il est important que les cadres de l'administration publique en charge de la définition et de la mise en œuvre des stratégies dans le domaine de l'eau aient des connaissances assez approfondies et à long terme sur la disponibilité des ressources en eau, de façon à être en mesure de pouvoir reconnaître et accorder à chaque résultat de recherche sa vraie valeur scientifique, et de savoir l'exploiter au mieux pour réaliser les enjeux opérationnels de développement qui se présentent. Le présent travail a bien l'ambition de s'insérer dans cette dynamique en cours au Bénin.

3. Plan de rédaction

La structure de ce mémoire est organisée de la manière suivante. Elle débute par une introduction détaillée, établissant le cadre et les enjeux de la recherche. Le premier chapitre expose une revue de littérature approfondie portant sur le changement climatique et les ressources en eau. Le deuxième chapitre se consacre à la présentation du milieu d'étude. La méthodologie détaillée

est explicitée dans le troisième chapitre. Le quatrième chapitre comprend la présentation des résultats, une discussion approfondie, ainsi que des suggestions et recommandations émanant de ces résultats. Enfin, une conclusion synthétise de manière succincte l'ensemble du mémoire.

CHAPITRE I : REVUE DE LITTERATURE

Dans ce chapitre, nous présenterons de manière succincte l'essentiel des éléments extraits de la bibliographie, et qui ont servi de base à cette étude ; notamment les principes de calcul relatifs à chaque terme du bilan hydrologique et la modélisation ainsi que les méthodes de quantification d'incertitudes et leur traitement.

I.1 Modélisation climatique

Un modèle climatique vise à représenter le climat et son évolution. Comme le climat est complexe, les modèles climatiques peuvent prendre en compte un nombre fixé de variables et donc se rapprocher plus ou moins de la réalité. Mais la prise en compte d'un grand nombre de phénomènes rallonge le temps de calcul. C'est une discipline qui vise à simuler le comportement du climat de la Terre en utilisant des modèles mathématiques et informatiques complexes. Ces modèles tentent de reproduire les processus physiques, chimiques et biologiques qui influent sur le climat de la planète, permettant ainsi de comprendre les interactions complexes entre l'atmosphère, les océans, la cryosphère, la biosphère, et d'autres composants du système climatique. Quarante-deux pour cent (42 %) des producteurs interrogés ayant perçu des changements climatiques ont développé une gamme très variée de stratégies d'adaptation (Yegbemey et al., 2014).

I.2 Différents types de modèles climatiques

En modélisation climatique, on distingue deux catégories de modèles : les modèles climatiques globaux (MCG) et les modèles climatiques régionaux (MCR). Contrairement aux modèles globaux, les modèles régionaux offrent une précision accrue en permettant de raffiner l'information issue de la modélisation à une échelle géographique plus restreinte. Les modèles globaux ont une résolution typique de 100 à 300 kilomètres, ce qui, bien qu'adéquat pour des analyses globales, peut manquer de sensibilité pour certaines régions.

Afin de surmonter cette limitation, des techniques de descente d'échelle sont employées pour passer des MCG aux MCR. Cette approche prend en compte de manière plus fine l'effet de l'orographie, un élément crucial souvent sous-représenté à l'échelle globale. Les modèles régionaux sont obtenus

en forçant leurs conditions aux limites avec les résultats produits par les modèles globaux. Cela permet de considérer, au niveau régional, des informations précieuses sur la circulation atmosphérique générale ainsi que l'influence des températures de surface des océans.

L'intégration de ces deux types de modèles dans les études climatiques permet d'obtenir une compréhension plus complète des changements climatiques, offrant à la fois une vision globale et des détails spécifiques à des régions particulières. La transition du niveau global au niveau régional est essentielle pour capturer les nuances géographiques et topographiques qui peuvent significativement influencer les conditions climatiques à une échelle plus restreinte. Les modèles climatiques régionaux sont pilotés par des champs météorologiques à grande échelle dépendant du temps, spécifiés aux limites du domaine choisi (Browne & Sylla, 2012).

Les projections climatiques régionales sont générées à des niveaux élevés (12 km) et intermédiaires (60 km) à l'aide du modèle de recherche et de prévision météorologiques (WRF). Les simulations couvrent la période de validation 1980-2010 et les deux 2020-2050 et 2070-2100. Une brève comparaison avec les observations et deux scénarios de changement climatique de l'expérience régionale coordonnée de réduction d'échelle (CORDEX) est présentée pour fournir des orientations sur l'ensemble des données futurs utilisateurs et d'évaluer leur signal de changement climatique. En vertu du RCP4.5, les résultats suggèrent une augmentation de la température de 1,5 °C sur la côte de Guinée et par le haut à 3 °C dans le nord du Sahel d'ici la fin du 21e siècle, projections climatiques existantes pour la région. Ils projettent également une jusqu'à 300 mm par an le long de la côte de jusqu'à 150 mm par an dans la région du Soudano, limitrophe au nord et presque aucun changement dans les précipitations au Sahel. C'est un contraste aux projections climatiques régionales existantes, qui prévoient des conditions de plus en plus sèches conditions (Heinzeller et al., 2018).

I.3 Modélisation hydrologique

Un modèle hydrologique est une représentation mathématique simplifiée de tout ou partie des processus du cycle hydrologique. Un ensemble de concepts hydrologiques sont exprimés en langage mathématique pour représenter le comportement correspondant observé dans la nature. Pour l'utilisateur, l'intérêt d'un modèle réside dans sa capacité à apporter une réponse "satisfaisante" aux questions qu'il se pose à propos de l'objet modélisé (berthier, 2004). Le cycle hydrologique est un phénomène naturel qui représente la voie entre les grands réservoirs d'eau liquide, solide ou de

vapeur d'eau sur terre : les océans, l'atmosphère, les lacs, les rivières d'eau, les eaux souterraines et les glaciers (dakpede, 2020).

D'après Devia et al., 2015, c'est la nature et la complexité des processus hydrologiques qui conduisent à un large nombre de modèles hydrologiques qui se présentent sous différents groupes. Ces groupes peuvent être classés en trois : « empiriques, conceptuels et physiques ». Le choix d'un modèle hydrologique repose sur sa capacité à représenter des processus hydrologiques et sa capacité à les décrire spatialement au sein du bassin versant.

La modélisation un outil essentiel pour avoir une connaissance de la dynamique des bassins versants, dans l'utilisation rationnelle des ressources en eau de ce bassin, et dans la lutte contre les catastrophes naturelles liées aux inondations (sambou, 2011).

L'utilisation des modèles hydrologiques sont utiles pour quantifier et évaluer les ressources en eau, ce qui est essentiel pour comprendre les changements des ressources en eau et améliorer la gestion des ressources en eau (dakpede, 2020).

La modélisation est souvent utilisée par les hydrologues dans l'analyse de données empiriques afin de mieux comprendre la dynamique sous-jacente du ruissellement simulé et son évolution de tendance. Ainsi, ces modèles deduisent à partir d'une relation liée au climat (généralement liée à la température) basée d'observations et d'expériences (Trivedi et al..., 2019).

I.4 La correction de biais

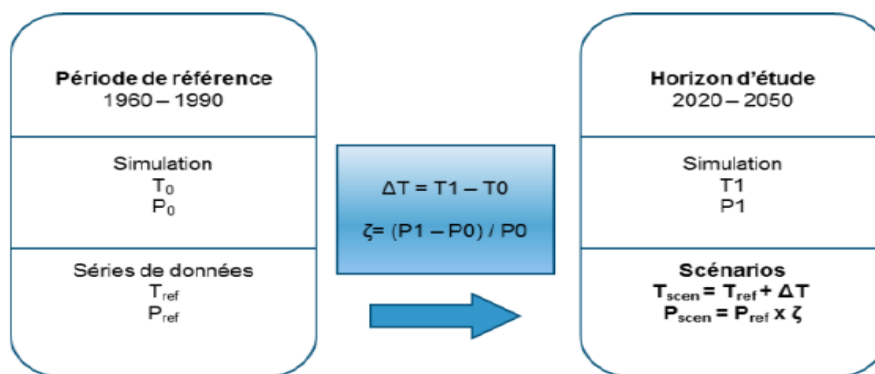
Les simulations des modèles climatiques ne peuvent pas être utilisées directement dans les études d'impact et les analyses de risque car elles comportent des erreurs systématiques (biais) par rapport aux observations.

Par exemple, les modèles climatiques ont souvent trop de jours de pluie et ont tendance à sous-estimer les précipitations extrêmes. Il peut y avoir des erreurs dans la quantité de précipitations saisonnières, et dans les températures qui peuvent être constamment trop élevées ou trop basses. Les erreurs systématiques dans les modèles climatiques proviennent de leur résolution spatiale limitée (grandes tailles de grille), des conditions initiales, des processus physiques et thermodynamiques simplifiés ou d'une compréhension incomplète du système climatique dans son ensemble. Ces biais peuvent être problématiques car l'utilisation de données biaisées va à son tour produire des simulations ou des indicateurs biaisées et qui ne correspondent pas à la réalité.

Afin de réduire ces biais, des méthodes dites de correction de biais ont été développées. Pour l'ensemble de ces méthodes, il est important de mentionner que la qualité des données d'observation détermine la qualité de la correction de biais, notamment pour les extrêmes de précipitation qui requièrent des ensembles de données d'observation à long terme.

Malgré l'utilisation croissante des simulations de modèles climatiques régionaux (MCR) dans les études d'impact hydrologique sur le changement climatique, leur application est difficile en raison du risque de biais considérables. Pour faire face à ces biais, plusieurs méthodes de correction des biais ont été développées récemment (correction quantile-quantile ou le quantile mapping), allant de la simple mise à l'échelle à des approches plutôt sophistiquées (Teutschbein & Seibert, 2012).

Des études récentes sur les impacts du changement climatique sur les ressources en eau ont souligné l'importance des choix effectués, chacun étant une source d'incertitude. Les sources d'incertitude sont identifiées et classées par ordre d'importance (Ducharne et al., 2009 ; Dobler et al., 2012). Les modèles climatiques présentent des biais, mesurés en comparant les simulations sur des périodes passées avec des données d'observations. La figure 1 nous montre la construction de scénarios climatiques implique d'évaluer la différence entre les variables simulées sur la période actuelle et celles projetées pour l'avenir. L'analyse se concentre ensuite sur les variations de température (ΔT en $^{\circ}\text{C}$) et de précipitations (ζ en $\%$) (Domguia, 2016) entre une période de référence (T_{ref} et P_{ref}) représentant le climat actuel et une période future étudiée (T_{scen} et P_{scen}). Dans cette figure T_0 et T_1 représente respectivement la température à la période initiale et futur. De même, P_0 et P_1 représente respectivement la précipitation à la période initiale et futur.



*Figure 1: Schéma explicatif de la correction des biais des modèles climatiques
(Fabre, 2010)*

I.5 Les scénarios climatiques

Les prévisionnistes du cinquième rapport d'évaluation, publié en 2013 et en 2014, ont utilisé des « profils représentatifs d'évolution de concentration », aussi appelés scénarios RCP, afin de déterminer à quoi ressembler le climat. Dans ces profils, ce qui change la donne, ce sont les efforts faits par l'humanité pour limiter le dérèglement climatique ; cela va du scénario RCP-2,6 où l'on parvient à réduire drastiquement les émissions et à limiter les effets au scénario inverse, le RCP-8,5. Le chiffre qui caractérise chaque scénario indique le « forçage radiatif », soit le supplément énergétique que nos émissions ajouteront au système Terre d'ici à 2100, qu'on exprime en watts par mètre carré. Quand la Terre capte plus d'énergie qu'elle ne peut en relâcher à cause du forçage radiatif, les températures augmentent.

Les scénarios décrits par le sixième rapport d'évaluation contiennent en outre des paramètres humains qui les rendent un peu plus difficile à décoder. À l'instar des RCP, chaque projection est accompagnée d'une trajectoire des émissions chiffrée par une estimation du forçage radiatif à la fin du siècle ; ici, ce chiffre va de 1,9 W/m² dans le meilleur des cas à 8,5 W/m², ce qui serait synonyme de cataclysme digne d'un film à gros budget.

I.6 Le changement climatique

Dans une série de rapports des Nations Unies, des milliers de scientifiques et d'évaluateurs gouvernementaux convenaient que le fait de contenir la hausse de la température globale dans la limite de 1,5 °C nous aiderait à prévenir les effets climatiques les plus graves et à maintenir un climat viable. Pourtant, sur la base des plans climatiques nationaux actuels, le réchauffement de la planète devrait atteindre 2,8 °C d'ici la fin du siècle. Bien sûr, voici une reformulation plus détaillée en mettant l'accent sur certains aspects spécifiques du changement climatique et de ses conséquences.

Le changement climatique se manifeste par des altérations substantielles dans les caractéristiques moyennes et la variabilité du climat, s'étalant sur des périodes prolongées, souvent des décennies. Ces changements ont des répercussions considérables sur divers aspects de notre planète. L'une des manifestations les plus notables est le réchauffement du système climatique, entraînant des ajustements dans les schémas météorologiques mondiaux. Cette augmentation des températures moyennes contribue à la fonte des glaces, tant au niveau des glaciers de montagne que des calottes glaciaires et de la banquise polaire.

En parallèle, le changement climatique intensifie les phénomènes climatiques extrêmes, y compris les tempêtes, les ouragans, les sécheresses et les inondations. Ces événements météorologiques extrêmes peuvent provoquer des perturbations majeures, entraînant des pertes économiques, des déplacements massifs de populations et des impacts significatifs sur les infrastructures.

Les répercussions sur la santé humaine sont également incontestables. L'augmentation de la fréquence et de l'intensité des vagues de chaleur expose les populations à des risques accrus de maladies liées à la chaleur. Parallèlement, les changements dans la distribution géographique des vecteurs de maladies peuvent augmenter la propagation de maladies telles que la malaria et la dengue.

Le secteur agricole subit également des changements majeurs en raison des altérations des conditions météorologiques. Les variations dans les schémas de précipitations, les risques accrus de sécheresse et d'inondation, ainsi que la propagation de parasites et de maladies, peuvent avoir des impacts négatifs sur la productivité des cultures et la sécurité alimentaire mondiale.

Les écosystèmes et la biodiversité ne sont pas en reste. Les habitats naturels subissent des perturbations, les cycles de reproduction des espèces sont modifiés, et les migrations animales deviennent plus fréquentes à mesure que les conditions environnementales évoluent.

Enfin, les ressources en eau sont profondément affectées par le changement climatique, avec des modifications des régimes de précipitations et une fonte accrue des glaciers, compromettant l'accès à l'eau potable et aggravant les défis liés à l'agriculture et à la gestion des ressources en eau.

Le rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) de 2007 souligne ces défis spécifiques auxquels l'Afrique est confrontée. Il met en avant la nécessité d'une action globale, comprenant des mesures d'adaptation et d'atténuation, pour renforcer la résilience des communautés africaines et encourager un développement durable face aux défis posés par le changement climatique.

I.7 Les précipitations

La pluviométrie consiste presque toujours à mesurer une hauteur de précipitations pendant un intervalle de temps. On a coutume d'exprimer les précipitations journalières, mensuelles ou annuelles en millimètres par jour, par mois ou par an, réservant généralement l'expression en intensité (mm/h) à des intervalles de temps plus courts.(berthier, 2004)

L'usage a également consacré la pluviométrie comme l'étude de la répartition et du régime des précipitations. (Hubert, 1996).

On exprime généralement les précipitations en hauteur ou lame d'eau précipitée en mm ($1\text{mm}=1\text{L}/\text{m}^2=10\text{m}^3/\text{ha}$).

L'enregistrement des pluies se fait au moyen de divers appareils de mesure dont les plus classiques sont les pluviomètres et les pluviographes qui mesurent la précipitation en un point, contrairement aux radars et la télédétection (mesures spatialisées).

Plusieurs types de pluviographes existent dont les pluviographes à augets basculants ou à peser. Les données ponctuelles fournies par ces instruments peuvent être spatialisées par plusieurs méthodes dont :

- La méthode des polygones de Thiessen (moyennes pondérées par la surface d'influence du point de mesure)
- Les fonctions Spline (méthode analytique minimisant l'énergie de flexion entre deux points)
- Le krigeage (méthode géostatistique)

Cette dernière méthode est aujourd'hui la plus utilisée car prenant en compte la géométrie du réseau d'observation et la structure spatiale du phénomène au moyen d'un « variogramme ». De plus, elle fournit non seulement l'estimation spatialisée de la pluie, mais aussi la variance de l'erreur d'estimation (ZANNOU, 2006).

1.8 Ecoulements de surface

Du petit canal au grand fleuve, en passant par les rivières, la plupart des ressources en eau de surface sont aujourd'hui sous forme d'écoulement à surface libre (zannou, 2003).

Les deux variables principales qui caractérisent l'écoulement sont :

- La cote de la surface d'eau libre, notée H et exprimée en mètre. Sa mesure concerne la limnimétrie.
- Le débit du cours d'eau, noté Q et exprimé en m^3/s ou L/s, représentant le volume total d'eau qui s'écoule à travers une section droite du cours d'eau pendant l'unité de temps considérée.

En résumé, (zannou, 2006) estime que la quantification des écoulements à l'exutoire du bassin versant requiert l'acquisition de mesures continues de hauteurs d'eau et la confection de courbe de tarage. Le tracé des courbes de tarage est sujet à beaucoup d'incertitudes qui rendent parfois difficile l'évaluation de la qualité du débit estimé. Le lay (2006) signale que ce tracé sera d'autant plus incertain qu'il nécessitera une extrapolation des débits au-delà des points de jaugeage.

I.9 La mesure et le calcul de l'évapotranspiration

Pour BERTHIER (2004), l'évapotranspiration Potentielle (ETP) est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant. Elle est estimée par une mesure en utilisant un évaporomètre ou déduite par des formules empiriques telles que celles de Penman (1948), Morton (1983), (Oudin et al., 2005).

L'unité de l'évapotranspiration est le millimètre sur le pas de temps désiré (jour, mois, an...). Dans les régions tropicales et arides, l'évapotranspiration constitue une variable principale du bilan hydrologique peut représenter 50 à 90% du bilan (Derive 2003 repris par Matthieu le lay, 2006). Toutefois, elle est d'accès difficile et son calcul nécessite l'acquisition d'un grand nombre de données météorologiques.

La mesure de l'évapotranspiration est complexe. Cependant, la mesure de l'évapotranspiration réelle (Etr : quantité totale d'eau qui s'évapore du sol et des plantes lorsque le sol est à son taux d'humidité naturel) peut être effectuée de façon ponctuelle et directe en se basant par exemple, sur les pertes en eau d'une case lysimétrique portant de la végétation.

L'évapotranspiration potentielle a été calculée par Varado (2004) à partir de la méthode proposée par la FAO (1998), qui définit une évapotranspiration de référence ETo correspondant à l' évapotranspiration d'une surface de référence (gazon de 12 cm de haut, albédo de 0,23 et résistance de surface de 70 s/m) bien irriguée.

I.10 Bilan des éléments hydrologiques

Bilan d'évolution des ressources en eau (les débits des cours d'eau, le niveau de nappes, les pluies efficaces) d'un territoire (par exemple un bassin versant) basé sur des différentes formes de transfert de la lame d'eau tombée soit par évapotranspiration, écoulement, infiltration et alimentation des nappes souterraines. (<https://hydrologie.org/glu/FRDIC/DICBILAN.HTM>)

C'est l'aspect comptable du terme bilan qui prévaut en hydrologie, que ce soit au niveau des bilans hydriques ou hydrologiques, deux termes qui sont trop souvent confondus. Le bilan hydrologique se situe à l'échelle du bassin versant (quelle que soit sa taille), considéré comme un système fermé, dont on peut résoudre l'équation de base :

$$P = Q + ETR + \Delta S$$

- **P** désignant la hauteur d'eau précipitée sur le bassin versant,
- **Q** la lame d'eau écoulée par le réseau hydrographique,
- **ETR** la tranche d'eau retournée à l'atmosphère par évapotranspiration
- **ΔS** les variations des nappes souterraines pendant le même temps.

La détermination des termes du bilan hydrologique s'avère compliquée lorsqu'interviennent les interactions entre bassins hydrologiques voisins. En effet, le bassin versant n'est pas toujours un système fermé comme on le considère souvent, car la superposition entre bassin topographique et bassin hydrogéologique n'est pas toujours parfaite.

CHAPITRE II : MILIEU D'ETUDE

Ce chapitre nous permettra de présenter synthétiquement le cadre physique et le contexte socio-économique de la zone d'étude. Rappelons que notre travail se situe dans un contexte scientifique général dont l'ambition est de parvenir à mieux quantifier les éléments du bilan hydrologique et les impacts des changements climatiques sur la disponibilité des ressources en eau à long terme.

II.1 Situation géographique du milieu d'étude

Le bassin du Mono, d'une forme allongée, couvre une superficie de 22 932 km² à l'exutoire d'Athiémé. Il s'étend dans une orientation Nord-Est à Sud-Ouest situé entre les latitudes 6° 15'25,2" et 9° 20'52,8" Nord, et les longitudes 0°41'56,4" et 1° 55'30,6" Est (Noumon et al., 2020). Malgré sa localisation prédominante au Togo, le fleuve Mono prend sa source dans les monts Koura, région de Bassila, au Nord-Ouest du Bénin, et se déverse dans la mer au sud du Bénin, à l'embouchure du Bouche du Roi. Ce cours d'eau, d'une longueur de 530 kilomètres, agit comme une frontière naturelle entre le Togo et le Bénin sur une distance de 148 kilomètres.

ANALYSE MULTIMODELE DE LA DISPONIBILITE FUTURE DES RESSOURCES EN EAU DE SURFACE DANS LE BASSIN DU MONO A ATHIEME

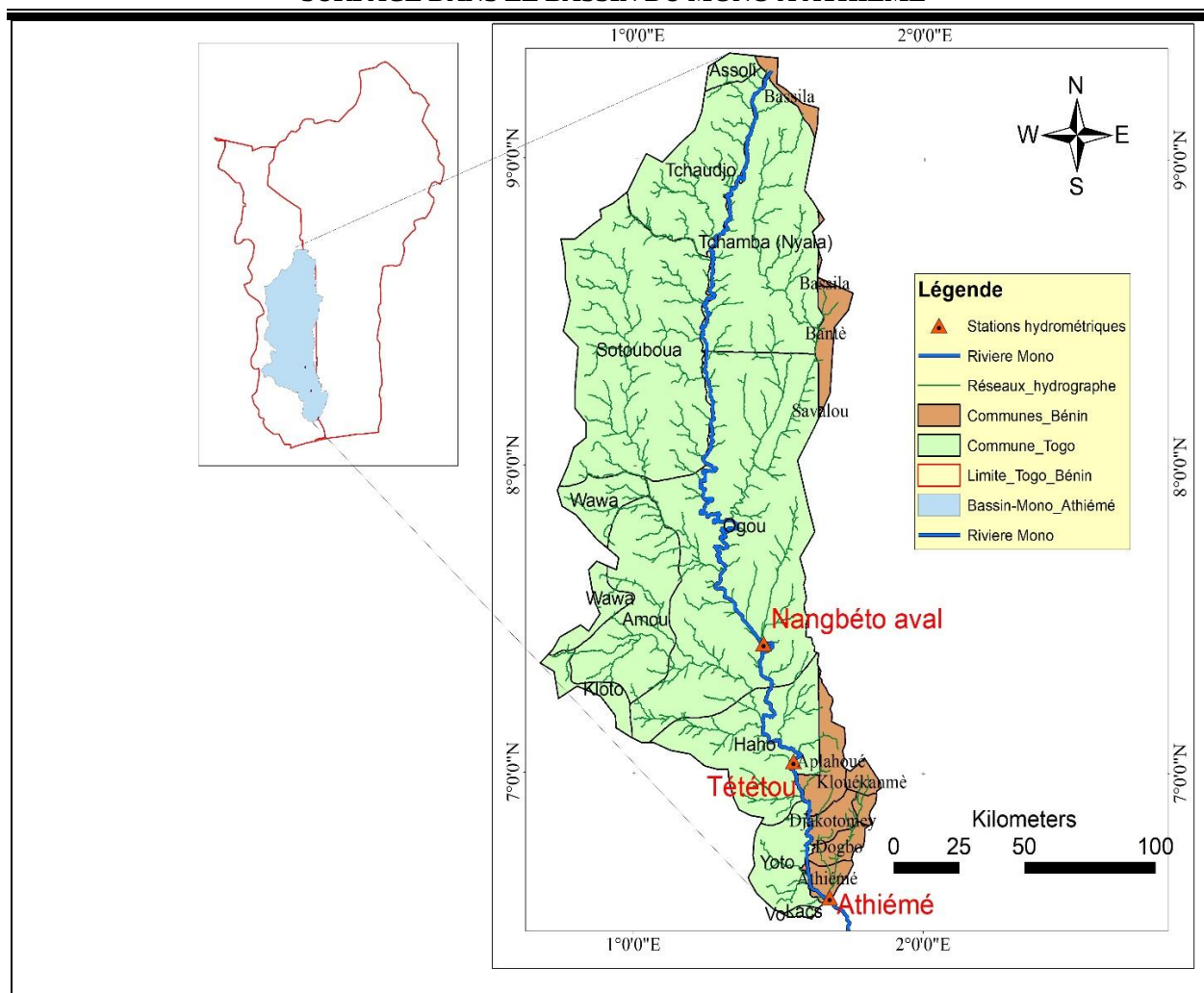


Figure 2 ; Situation du bassin du Mono à Athiémé

II.2 Hydrologie du bassin versant du Mono

II.2.1. Climat du bassin du Mono

Le climat dans le sous bassin du Mono est de type subéquatorial ou béninéen. C'est un climat chaud marqué par une humidité relativement élevée.

On distingue annuellement deux saisons pluvieuses alternées par deux saisons sèches (Gnélé, 2005) : une grande saison pluvieuse qui va de la mi-mars à la mi-juillet. Elle procure l'essentiel des précipitations de l'année, soit environ 50 à 65 %. Cette abondance est corrélative au développement de la mousson ouest africaine, caractérisée entre autres par des pluies convectives intenses ; une petite saison pluvieuse entre septembre et octobre qui contribue à hauteur de 15 à 25 % aux pluies annuelles.

Cette période marque le retrait progressif des conditions pluviogènes de l'intérieur des terres vers la côte ; une petite saison sèche de mi-juillet à août dont l'apport de pluies annuelles atteint, dans le meilleur des cas, 12 %.

Cette période constitue une saison fraîche (période du redoux thermique), peu favorable aux pluies convectives et ; une grande saison sèche de plus de quatre mois, novembre à mi-mars, dont les apports en eau pluviale ne sont que de 8 à 10 %. Placé sous le régime quasi permanent des alizés océaniques, le bassin a un climat de type subéquatorial avec une humidité relativement forte.

La température moyenne varie très peu (environ 27°C). A l'échelle saisonnière, elle reste élevée en saison sèche (27,7°C en moyenne) et légèrement moindre en saison pluvieuse (26,5°C) (Guédessou 2009).

II.2.2. Régime pluviométrique

Les précipitations au Togo et au Bénin sont influencées par l'organisation de la circulation atmosphérique ouest-africaine, tant dans les basses couches que dans les couches moyennes et hautes de l'atmosphère (Amoussou 2010). À l'échelle du bassin, ces précipitations sont étroitement liées aux effets dynamiques résultant des contrastes entre la plaine côtière et le golfe de Guinée, ainsi qu'entre les reliefs du Nord-Ouest (culminant vers 700 à 800 m d'altitude) et les zones plus basses du bassin. La répartition spatiale des précipitations moyennes annuelles (1961-2000) indique que le Nord et le Centre-Ouest enregistrent les plus fortes pluies, influençant la dynamique de l'écoulement dans le bassin (Amoussou 2010).

L'écoulement dans le bassin du Mono présente une grande variabilité. La partie Nord du Togo connaît un climat tropical de transition avec une saison sèche de novembre à avril et une saison humide de mai à octobre. Dans le Sud, le Togo est soumis à un climat équatorial caractérisé par une saison sèche de mi-novembre à mars et deux saisons humides de mars à mi-novembre, avec une petite saison sèche en août et septembre. Les crues du Mono débutent généralement en mars et s'étendent sur cinq à six mois en moyenne.

Les précipitations les plus abondantes dans le bassin sont enregistrées d'avril à octobre, mais leur répartition est inégale. Le Sud reçoit des pluies importantes en juin, tandis que la partie Nord enregistre les précipitations les plus abondantes de juillet à septembre. Cette disparité peut s'expliquer par l'effet combiné de la mousson et du relief. Ainsi, les précipitations débutent légèrement plus tôt au sud qu'au nord du bassin. Les faibles coefficients d'écoulement et la faible corrélation entre écoulement et recharge indiquent que la précipitation n'est pas le seul paramètre

expliquant le fonctionnement hydrologique du bassin, mais que le substratum géologique et les états de surface jouent également un rôle. Ces derniers déterminent la capacité des sols à l'infiltration, au ruissellement et à l'érosion (amoussou 2010).

II.3 Hydrogéologie du bassin du Mono

Le bassin hydrologique du Mono se compose de deux importantes formations géologiques : les formations sédimentaires et de Terre de barre au sud, et le socle cristallin au nord. Les formations de socle prédominent, couvrant plus des deux tiers du bassin-versant, et exercent une influence sur les dépôts alluvionnaires. L'infiltration dans le bassin n'est pas homogène. Dans les zones du socle cristallin, composé de roches métamorphiques et éruptives de l'Atacorien et du Dahoméen, l'infiltration est lente, favorisant un ruissellement rapide. En revanche, les secteurs recouverts par les formations sédimentaires, constituées de faciès argilo-sableux et marneux, présentent une meilleure infiltration.

II.4 Reliefs du bassin versant du Mono

Le bassin-versant se divise en deux parties distinctes : un bassin sédimentaire côtier au sud, caractérisé par des plaines littorales et des plateaux, et des reliefs plus élevés au nord, comprenant les monts Atacora et les monts du Togo. Ces reliefs, formés en plusieurs massifs avec des crêtes orientées SSW-NNE, atteignent des altitudes allant de 600 à 941 m à Atilakoutsé, constituant une importante source d'approvisionnement en eau. Cette région alimente plusieurs cours d'eau s'écoulant du sud au nord (Klassou 1996).

II.4 Formations végétales et nature du sol

La basse vallée du Mono est couverte de formations végétales dont la savane herbeuse, les formations marécageuses et quelques mangroves. La végétation est dominée par le palmier à huile et les graminées mais compte également quelques reliques de forêts galeries.

Les Forêts Savanes (FS) sont passées de 57% en 1986 à 39% en 2000 puis à 31% en 2015, tandis que les Mosaïques Jachères Cultures (MJC), qui étaient de 35% en 1986, se sont étendues à 45% et à 60% pour les années 2000 et 2015. Durant cette période, on a observé une régression de l'aire des plans d'eau qui est passée de 2% en 1986 à 1,7% en 2015. Cette dernière témoigne d'un amenuisement des ressources en eau de surface. Le bassin du Mono, soumis à l'emprise humaine subit également une régression des formations végétales naturelles de 60% au profit de la

végétation anthropisée (*Amoussou 2010*) facilitant un fort ruissellement et multipliant ainsi les risques d'inondation dans sa basse vallée.

Les sols sont de type alluvial et colluvial des vallées des fleuves et lacs plus ou moins hydromorphes, très riches en matière organique. Les sédiments sont dans l'ensemble fins ; les sables et graviers sont observés dans les chenaux, les limons et vases dans les dépressions et plaines d'inondation. On y rencontre également des sols de type sableux, peu fertiles et aptes aux cocotiers (*Gbèyétin, 2014*).

CHAPITRE III : MATERIEL ET METHODE

Dans ce chapitre, nous présenterons le matériel nécessaire ayant servi à estimer les termes du bilan hydrologique, ainsi que les données disponibles pour la présente étude. Nous allons exposer dans les méthodes utilisées pour calculer les 4 termes utilisés du bilan (débit, précipitation, évapotranspiration et variation de stock).

III.1 Matériel

III.1.1 Données utilisées

1.1.1 Données d'entrée des modèles hydrologiques

Pour cette étude, nous avons utilisé des données hydro-climatiques fournies par la Direction Nationale de la Météorologie et la Direction Générale de l'Eau au Bénin. Ces données proviennent d'un réseau comprenant quatorze (14) stations de mesure des précipitations, quatre (04) stations synoptiques et la station hydrométrique d'Athiémé. Pour évaluer la quantité de pluie tombée, nous avons choisi la méthode du polygone de Thiessen, qui nous permet de régionaliser les données de pluie à l'échelle du bassin versant. En d'autres termes, cette méthode nous aide à estimer la répartition spatiale des précipitations dans la région étudiée en utilisant ces différentes stations météorologiques. Ces données couvrent la période de 1980 à 2010 mais compte tenu de non disponibilité de données pendant la période de 1980 à 1986, nous avons donc considéré la période de 1987 à 2010.

1.1.2. Les données utilisées pour l'évaluation des impacts climatiques.

Des simulations de pluie et de température historiques et futurs des modèles climatiques HadGEM2-ES/RegCM4 et MPI-ESM-MR/RegCM4 sont incluses en plus des données observées. Ces données simulées couvrent les années 1970 à 2005 pour la période historique et la période future de 2005 à 2099. Les modèles HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR utilisés sont des modèles CMIP5 globaux qui ont subi une descente d'échelle à une résolution de 25 km sur la région de l'Afrique de l'Ouest (*Taylor et al., 2012*, repris par dakpede, 2020). Les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 du GIEC ont permis de réaliser ce forçage. Pour notre étude, nous avons choisi le scénario RCP8.5, qui prévoit une augmentation de la concentration des gaz à effet de serre. La version 4 du Modèle Climatique Régional (RegCM4) du Centre International de Physique Théorique (ICTP) a été créée pour le compte du projet CORDEX Afrique et est utilisée pour réaliser la descente d'échelle du

MCG à un MCR. De plus, le modèle RegCM4 fonctionne bien pour simuler les précipitations de mousson en Afrique de l'Ouest (Sylla *et al.*, 2016, repris par DAKPEDE, 2020).

III.1.2. Outils de traitement

1.2.1. R studio

R Studio représente un environnement de développement intégré destiné à R, un langage de programmation dédié au calcul statistique et à la création de graphiques. Il se décline en deux versions : R Studio Desktop, une application de bureau classique, et RStudio Server, conçu pour fonctionner sur un serveur distant, offrant un accès à RStudio via un navigateur Web. Pour télécharger R Studio, veuillez suivre ce lien : <https://www.rstudio.com/products/rstudio/download/>. L'environnement R Studio a été employé pour calculer l'évapotranspiration potentielle selon la méthode d'**Oudin**, réaliser la correction des biais présents dans les simulations des modèles climatiques et effectuer les analyses statistiques associées.

1.2.2. SIG

Le logiciel de Système d'Information Géographique (SIG) utilisé dans cette étude est ArcGIS. L'outil ArcGIS a été déployé de manière significative pour mener plusieurs étapes cruciales dans l'analyse du bassin versant. Voici un aperçu détaillé des procédures effectuées :

a) **Caractérisation du Bassin Versant :**

Utilisation des fonctionnalités d'ArcGIS pour caractériser et délimiter de manière précise les contours du bassin versant. Cela permet d'établir la zone géographique spécifique sous investigation.

b) **Calcul des Surfaces d'Influence :**

Mise en œuvre de la méthode du polygone de Thiessen à l'aide d'ArcGIS pour définir les surfaces d'influence associées aux stations synoptiques. Cette méthode crée des polygones qui attribuent chaque point à une zone d'influence exclusive.

c) **Évaluation de la Moyenne Spatiale de la Pluie :**

Exploitation des données géographiques générées pour calculer la moyenne spatiale de la pluie à l'échelle du bassin versant. Cette approche, réalisée grâce à l'efficacité d'ArcGIS, offre une représentation consolidée des tendances pluviométriques dans l'ensemble du bassin.

L'utilisation intégrée de ces fonctionnalités dans ArcGIS démontre la capacité de ce logiciel à faciliter des analyses géospatiales avancées, essentielles pour comprendre la dynamique hydrologique et climatique d'une région donnée. La méthode du polygone de Thiessen, en

particulier, se révèle être une technique efficace pour modéliser les surfaces d'influence des stations synoptiques, fournissant ainsi des données précieuses pour l'étude de la pluviométrie dans le contexte du bassin versant examiner.

1.2.3. Logiciel Excel

Excel a été exploité comme outil d'analyse statistique pour réaliser le test de Man Kendall modifié. Ce test revêt une importance particulière dans la détection de possibles tendances ou changements significatifs au fil du temps au sein d'une série de données chronologiques. XLSTAT, a permis d'exploiter des fonctionnalités statistiques avancées, offrant une interface fluide au sein de Microsoft Excel pour la réalisation du test de Man Kendall, cette étape a permis d'explorer en détail les variations temporelles et de dériver des conclusions quant aux schémas ou aux changements observés.

Ainsi, Excel a démontré sa polyvalence en tant qu'instrument de traitement de données, allant de la préparation méticuleuse à l'exécution de tests statistiques spécifiques, fournissant ainsi une base solide pour des analyses approfondies et informatives.

1.2.4. HBV Light

HBV Light, est un logiciel dédié à l'implémentation du modèle hydrologique HBV. Développé à l'Université d'Uppsala, avec des améliorations apportées de l'Université d'État de l'Oregon, SLU-Uppsala, et à l'Université de Stockholm par Jan Seibert. Ce logiciel a été spécifiquement conçu pour améliorer la convivialité, en mettant l'accent sur son utilisation à des fins éducatives. Cette version de HBV Light pour Windows a pour objectif de faciliter la recherche et l'enseignement. Les équations fondamentales sont en conformité avec la version SMHI HBV-6 (Bergström, 1992).

1.2.5. AWBM

Le RRL comprend actuellement 5 modèles pluie-débit, 8 optimiseurs d'étalonnage, un choix de 10 fonctions objectives et 3 types de transformation de données afin de les comparer aux données observées. Il existe une interface utilisateur graphique qui comprend des menus, des dialogues et des outils d'affichage graphique. Les modèles pluie-débit inclus dans la bibliothèque sont : **AWBM**, Sacramento, Simhyd, SMAR, TANK. Le RRL est distribué via le site Web de la boîte à outils et peut être téléchargé sur le site Web de Toolkit (www.toolkit.net.au).

III.2. Méthodologie

III.2.1. Modélisation hydrologique avec les modèles AWBM et HBV

Pour réaliser une évaluation quantitative de l'impact des changements climatiques sur les ressources hydriques d'un système hydrologique, il est nécessaire d'utilisation des modèles de simulation qui représentent adéquatement les caractéristiques du système. L'étude a utilisé une approche multi-modèles qui combine deux modèles hydrologiques conceptuels, à savoir AWBM et HBV, disponible publiquement.

2.1.1. Description du modèle AWBM

L'AWBM est un modèle de bilan hydrique d'un bassin versant qui peut calculer le ruissellement en fonction des précipitations avec des données journalières ou horaires, et qui calcule les pertes dues aux précipitations pour la modélisation des hydrogrammes de crue. Le RRL est actuellement orienté vers une modélisation au pas de temps journalier. Il convient de noter que l'AWBM n'est pas conçue pour être utilisé avec des données horaires. L'AWBM nécessite l'évapotranspiration comme entrée alors que la plupart des modèles prendront le PET comme entrée.

Le modèle utilise un ensemble de 3 réservoirs de surface pour simuler différentes zones de ruissellement. Le bilan hydrique de chaque réservoir de surface est calculé indépendamment des autres (voir Figure). Le modèle calcule le bilan hydrique de chaque zone partielle à des pas de temps journaliers ou horaires. À chaque intervalle de temps, les précipitations sont ajoutées à chacun des 3 réservoirs d'humidité de surface et l'évapotranspiration est soustraite à chaque réservoir. L'équation du bilan hydrique est la suivante :

$$stoké_n = stoké_{existantn} + pluie - évaporateur \quad (n = 1 \text{ à } 3)$$

Lorsque la valeur de l'humidité dans le réservoir devient négative, elle est ramenée à zéro, la demande d'évapotranspiration est supérieure à l'humidité disponible. Si la valeur de l'humidité dans le magasin dépasse sa capacité maximale, l'humidité excédentaire devient un ruissellement et le magasin est réinitialisé à sa capacité maximale.

Les trois paramètres **A1**, **A2** et **A3**, représentant les proportions des surfaces du bassin versant, sont contraints ; ainsi, seuls **A1** et **A2** peuvent être définis. Par défaut est **A1= 0,134**, **A2= 0,433**, **A3= 0,433**, et ces valeurs sont fixes, ce qui signifie que les outils d'étalonnage ne les modifieront pas. Lorsque **A1** et/ou **A2** sont modifiés, **A3** sera ajusté pour respecter la contrainte.

Si l'utilisateur augmente **A1** et que **A3** ne peut pas compenser, alors **A1** est réduit pour toujours respecter la contrainte.

Lorsque le ruissellement se produit à partir d'un réservoir, une partie du ruissellement devient une recharge du réservoir à débit de base s'il y a un débit de base dans le débit du cours d'eau. La fraction du ruissellement utilisée pour recharger le réservoir de débit de base est :

$$\mathbf{BFI * ruissellement}$$

Où : **BFI** est l'indice de débit de base, c'est-à-dire le rapport entre le débit de base et le débit total du cours d'eau. Le reste du ruissellement, soit :

$$\mathbf{(1,0 - BFI) * ruissellement}$$

, est un ruissellement de surface.

Le réservoir de flux de base est épuisé au taux de :

$$\mathbf{(1,0 - K) * BS}$$

Où :

BS est l'humidité actuelle dans le réservoir de flux de base ;

K est la constante de récession du débit de base du pas de temps utilisé (quotidien ou horaire).

Le ruissellement de surface peut être acheminé via un réservoir si nécessaire pour simuler le délai dans lequel le ruissellement de surface atteint l'exutoire d'un bassin versant moyen à grand. Le réservoir de surface agit de la même manière que le réservoir de base et s'épuise au taux de :

$$\mathbf{1,0 - KS * SS}$$

Où :

SS est l'humidité actuelle dans le réservoir de ruissellement de surface

KS est la constante de récession du ruissellement de surface du pas de temps utilisé.

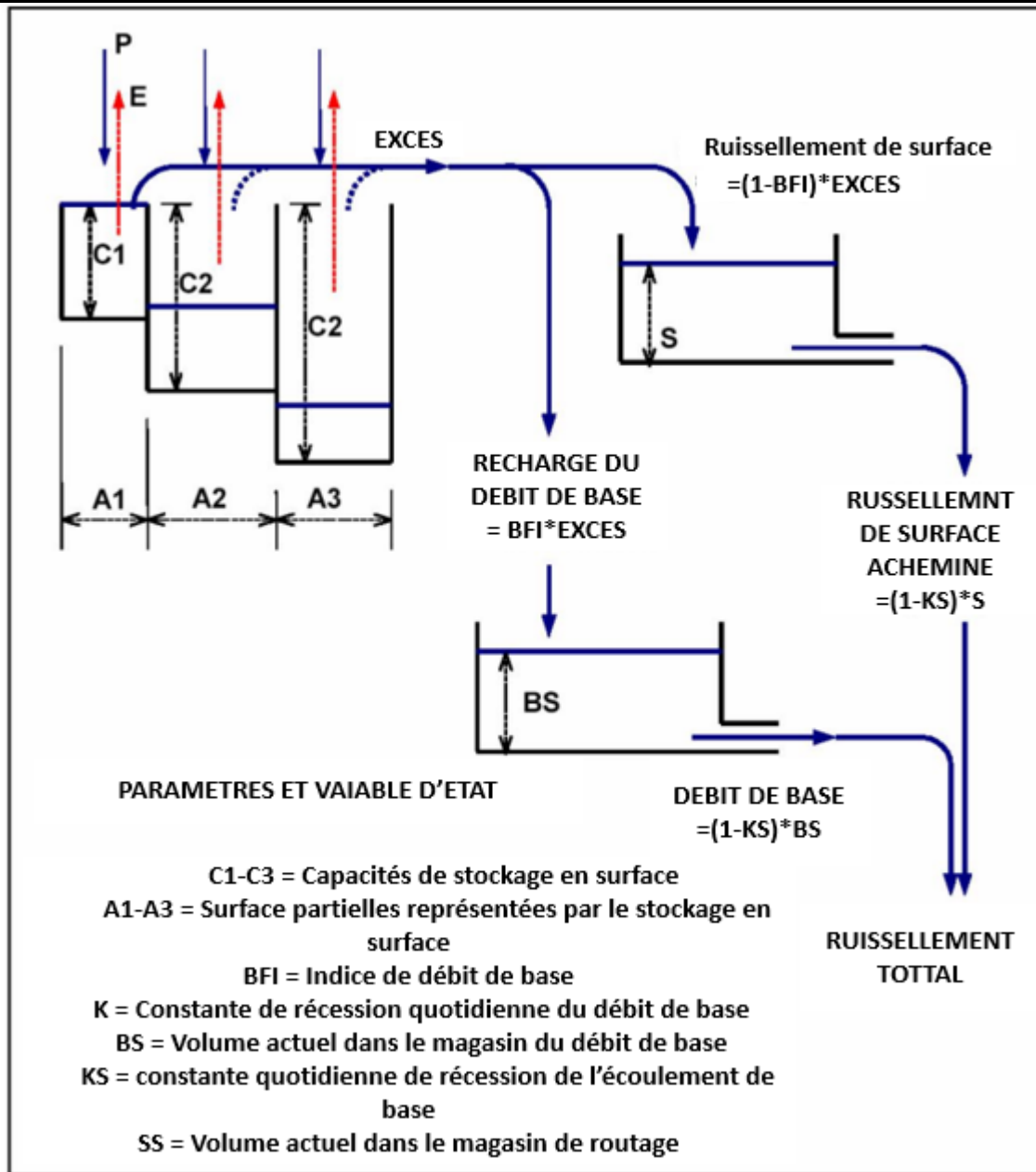


Figure 3: Structure du modèle AWBM (Geoff Podger, 2004)

Les valeurs par défaut

Le AWBM est configuré avec un ensemble de valeurs par défaut pour chaque paramètre du modèle. Ces valeurs par défaut spécifient la valeur initiale du paramètre ainsi que les limites supérieure et inférieure de ce paramètre.

Tableau 1: Paramètres du modèle AWBM par défaut

Paramètre	Valeur par défaut	Minimum par défaut	Maximum par défaut
A1	0,134	0,000	1,000
A2	0,433	0,000	1,000
BFI	0,350	0,000	1,000
C1	7	0	50
C2	70	0	200
C3	150	0	500
KBase	0,950	0,000	1,000
KSurf	0,350	0,000	1,000

2.1.2. Description du modèle HBV

Au cours des 20 dernières années, le modèle HBV (*Bergstöm,, 1976*) élaboré par le SMHI (Institut Suédois de Météorologique et d'Hydrologie) est largement utilisé pour les simulations dans les eaux de ruissellement (*Bergstöm, 1992*). En outre, le modèle a été appliqué, parfois en versions modifiées, dans environ 30 pays. Le modèle hydrologique universel HBV (*Lindström et al., 1997*) est un modèle conceptuel global à l'échelle du bassin versant qui est capable de calculer le débit pour divers forçages et mécanismes. Ce modèle est connu pour sa robustesse, malgré sa simplicité relative (*Ouachani et al., 2007*).

Ce modèle simule le débit journalier en utilisant comme entrées les températures, les précipitations et les débits journaliers, ainsi que les estimations mensuelles de l'évapotranspiration potentielle. Il prend en compte les caractéristiques topographiques comme la superficie et l'altitude pour la discrétisation spatiale du domaine d'étude en zones homogènes pour la version semi-distribuée (*Ouachani et al., 2007*). Le modèle HBV consiste en une fonction de production pour l'écoulement vertical (Figure 4) où la fonte de la neige est calculée par la méthode des degrés-jours, où la recharge de la nappe et l'évapotranspiration réelle sont des fonctions du stockage en eau actuel dans le réservoir sol et où la formation de l'écoulement de surface se fait à travers trois réservoirs dont le premier est non-linéaire (*Seibert, 1997*). Pour les fonctions de production neige et sol, les calculs sont réalisés pour chaque zone. Ainsi le modèle est semi-distribué alors que les paramètres de la fonction de transfert sont globaux par sous-bassin.

- **Les équations du modèle**

Le bilan hydrique prend en compte la répartition des précipitations (pluie ou fonte de neige) entre écoulement direct sur les zones imperméables, interception, recharge de l'humidité du sol dans la zone non saturée **ZNS** (réservoir sol), évapotranspiration réelle, recharge de la nappe (réservoir nappe), écoulement superficiel, rapide et lent (réservoirs de transfert) (Voir Figure 3). Les différents termes du bilan sont calculés à partir d'une formulation semi-empirique ou conceptuelle. La couche végétale qui représente la fonction d'interception, permet l'écoulement de surface et la génération du débit direct. Le débit de ruissellement **Qs** est calculé en fonction de la précipitation moyenne d'entrée **Pe**, d'un certain seuil de ruissellement direct ou paramètre de végétation **HL1** et d'un coefficient de ruissellement **AUFT**.

$$\Delta Q_s = AUFT(Pe - HL_1)A_c/T_{ST} \quad \text{Eq.1}$$

Où :

Ac est la superficie du sous-bassin

T_{ST} est le pas de temps de calcul du modèle.

La précipitation modifiée **PE** alimentant le sol est calculée par :

$$PE = HL_1 + (1 - AUFT)(Pe - HL_1) \quad \text{Eq.2}$$

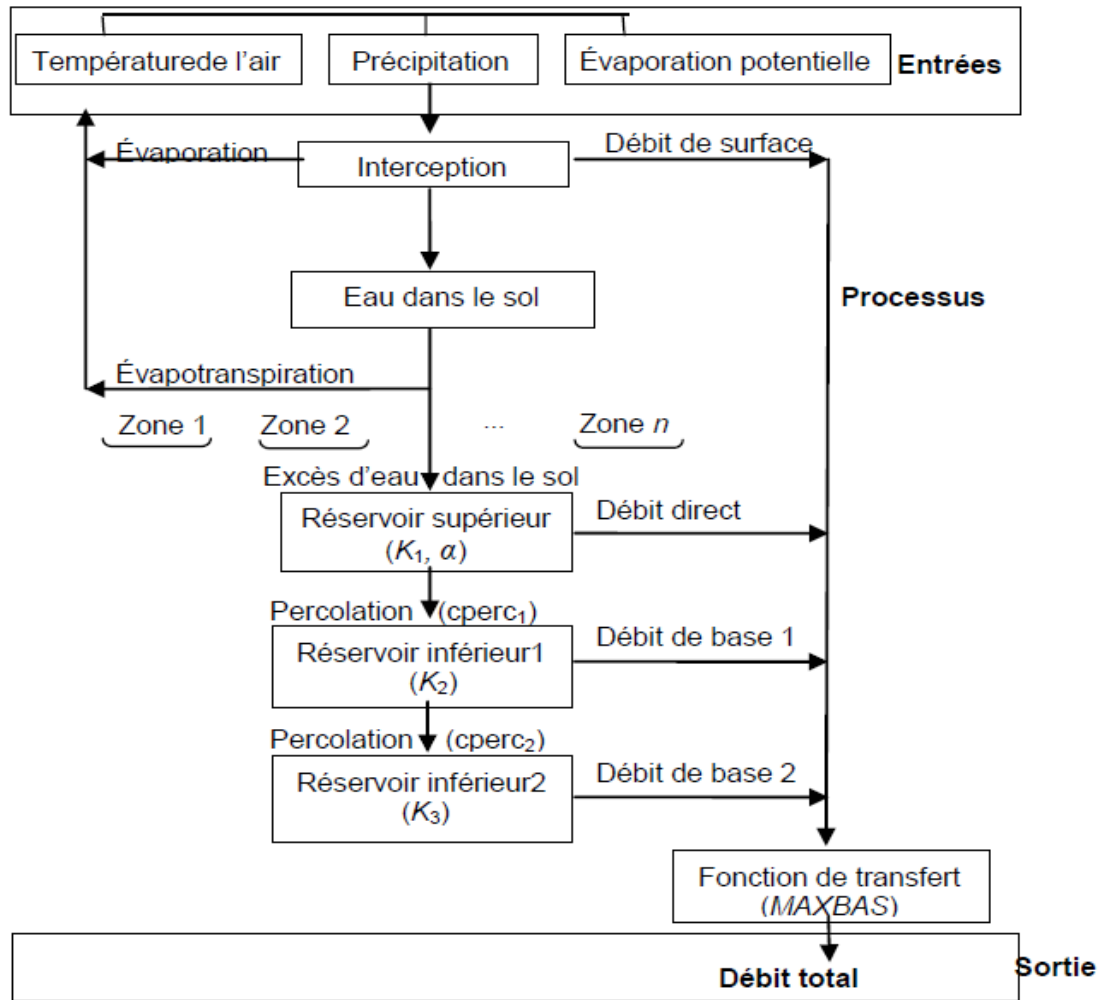


Figure 4: Structure du modèle HBV (Ouachani et al., 2007)

Le taux d'évapotranspiration potentielle journalière EVP, qui est une entrée du modèle, est calculé en utilisant les valeurs mensuelles à long terme, corrigées en fonction de la température mensuelle moyenne T_M et de la température moyenne journalière T :

$$EVP = (1 + CFA(T - T_M))EP \quad \text{Eq.3}$$

Où :

CFA est un coefficient d'ajustement.

L'évapotranspiration réelle est un terme source pour le réservoir sol. Le contenu d'humidité de sol (SW va de zéro (pour un sol sec) à un maximum FC représentant la capacité de stockage de la ZNS. Le taux d'évapotranspiration réelle (**EVR**) augmente linéairement de zéro quand le sol est

sec au taux potentiel atteint pour un contenu d'humidité critique LP (équation (4)). Il peut être fixé à des valeurs plus hautes dans des zones forestières et diminuer avec l'altitude.

$$\left\{ \begin{array}{ll} \mathbf{EVR} = \left(\frac{\mathbf{SW}}{\mathbf{LP}} \right) \mathbf{EVP} & \text{si } \mathbf{SW} < \mathbf{LP} \end{array} \right. \quad \text{Eq.4}$$

$$\left\{ \begin{array}{ll} \mathbf{EVR} = \mathbf{EVP} & \text{si } \mathbf{SW} \geq \mathbf{LP} \end{array} \right. \quad \text{Eq.5}$$

La recharge de l'humidité du sol calcule l'augmentation du débit de recharge ΔQ . A cet effet, le rapport d'une nouvelle précipitation modifiée provenant de la fonction d'interception ΔPE (pluie et/ou neige) à ΔQ dépend de façon non-linéaire de l'humidité du sol SW (équation (5)). En effet, le rapport est nul quand le sol est sec alors qu'il est égal à l'unité quand le sol est à la capacité maximale de stockage FC . Un paramètre β détermine la forme de la courbe dans l'intervalle $[0,1]$.

$$\frac{\Delta Q}{\Delta PE} = \left(\frac{SW}{FC} \right)^\beta \quad \text{Eq.6}$$

L'eau non retenue pour la recharge de la ZNS est acheminée par deux réservoirs, un supérieur interprété conceptuellement comme celui de l'écoulement hypodermique et un inférieur représentant l'écoulement de base. Entre ces deux réservoirs a lieu la percolation vers la nappe, qui est représentée comme fonction linéaire de STW_1 (le niveau du premier réservoir) avec un coefficient de percolation $cper_1$:

$$\mathbf{Percolation}_1 = \mathbf{cper}_1 \mathbf{STW}_1 \quad \text{Eq.7}$$

La sortie du réservoir supérieur Q_1 vers la rivière suppose un réservoir non-linéaire dans la version HBV-96. Dans la version utilisée le réservoir est linéaire ($\alpha = 0$).

$$\mathbf{Q}_1 = \mathbf{K}_1 (\mathbf{STW}_1)^{1+\alpha} \quad \text{Eq.8}$$

Dans des versions précédentes le réservoir était linéaire jusqu'à ce qu'un deuxième exutoire plus rapide entre en opération au-dessus d'un niveau indiqué. La version PULSE utilise un seul

réservoir, mais avec trois niveaux de sortie se vidant progressivement et plus rapidement du plus haut au plus bas. C'est la version que nous utilisons dans le cadre de ce travail.

Sachant que **cper2** représente le coefficient de percolation du réservoir 2 et **STW2** son niveau, l'eau passant du deuxième au troisième réservoir est donnée par :

$$\text{Percolation}_2 = \text{cper}_2 \text{STW}_2 \quad \text{Eq.9}$$

Les débits sortants du deuxième et du troisième réservoir sont des fonctions des niveau de chaque réservoir (STW2 et STW3) et des coefficients de vidange dans le réseau hydrographique (K2 et K3) et sont représentés respectivement par:

$$Q_2 = K_2 \text{STW}_2 \quad \text{Eq.10}$$

$$Q_3 = K_3 \text{STW}_3 \quad \text{Eq.11}$$

Pour passer de la colonne de sol au versant, les écoulements lent et rapide sont superposés puis transformés par un filtre triangulaire (hydrogramme unitaire de paramètre MAXBAS). La propagation du nœud d'un versant au nœud d'un versant situé plus à l'aval se fait par la méthode de Muskingum modifiée de paramètres k et x.

Les paramètres du modèle

Le modèle utilise dix-huit paramètres qui commandent :

- a) la fonte et l'accumulation de la neige (TT et Degd),
- b) l'interception par la couverture végétale (Vinterc),
- c) le ruissellement direct (AUFT et HL1),
- d) le réservoir sol (LP, CFA, β),
- e) la correction de l'évapotranspiration (CEF),
- f) la vidange des réservoirs souterrains (α , K1, K2, K3, cper1 et cper2),
- g) le transfert au niveau d'un sous-bassin (MAXBAS) au nœud de la rivière, et
- h) le transfert dans le réseau hydrographique (k et x).

Ils sont susceptibles d'être classés en paramètres de production ayant un effet sur le bilan d'eau (**Cmelt**, **TT**, **FC**, **β** , **LP**, **CEF**, **HL1**, **AUFT**, **cper1**, **cper2**, **K1**, **K2**, **K3** et **α**), et paramètres de transfert ayant un effet sur la forme de l'hydrogramme de sortie (**cper1**, **cper2**, **K1**, **K2**, **K3**, **α** , **k** et **x**). Ce modèle adopte au total cinq variables d'état donnant les niveaux des différents réservoirs

(niveau du réservoir d'interception du réservoir sol (stockage d'humidité), et les trois niveaux des réservoirs du sous-sol). Ne disposant que des précipitations journalières, la pluie horaire est obtenue en supposant une répartition uniforme sur la journée. Ainsi, le pas de temps de calcul du modèle est horaire mais les résultats sont évalués au pas de temps journalier. Des pas de temps plus courts que la journée ont été utilisés dans quelques applications (par exemple Hinzman & Kane, 1991).

Le modèle HBV comporte 14 paramètres de calage. Les paramètres qui seront utilisés pour le calage dans cette étude sont ceux qui concernent la routine de l'évaporation et du sol, la routine de réponse et la routine de l'eau du sous-sol.

Tableau 2: Description des paramètres du modèle HBV

Description	
Routine de l'évaporation et du sol	
FC (mm)	Humidité maximale du sol
LP (-)	Seuil d'humidité du sol pour la réduction de l'évaporation
BETA (-)	Coefficient de forme
Routine de l'eau de sous-sol et de réponse	
Ko (jour)	Coefficient de récession
K1 (jour)	Coefficient de récession
K2 (jour)	Coefficient de récession
UZL (mm)	Seuil des flux sortant
PERC (mm/jour)	Flux maximal sortant du réservoir supérieur au réservoir inférieur
MAXBAS (jours)	Routage, longueur de la fonction de pondération.

2.1.3. Calage et validation des modèles

Le processus de calage représente une étape cruciale dans lequel les paramètres d'un modèle sont ajustés de manière optimale. Habituellement, cette optimisation est réalisée au moyen d'un algorithme dédié. Dans le cadre de cette étude particulière, l'algorithme générique intégré et la

méthode d'optimisation de Powell, également connue sous le nom d'optimisation de GAP (Seibert, 2000), ont été employés pour le calage ainsi que la validation du modèle HBV-light.

Au cours de cette phase, l'objectif était d'affiner les paramètres du modèle de manière à ce qu'ils correspondent de manière optimale aux données disponibles. Pour ce faire, l'algorithme générique intégré et la méthode de Powell ont été déployés de manière stratégique, capitalisant sur l'approche préconisée par Seibert en 2000. Cette approche s'est avérée particulièrement pertinente pour parvenir à une calibration précise du modèle HBV-light, permettant ainsi d'optimiser sa performance et de valider ses résultats de manière robuste.

Le choix de l'algorithme de calage, en l'occurrence l'algorithme générique intégré et l'optimisation de Powell basée sur la méthode GAP, a été motivé par la nécessité d'atteindre une précision optimale dans l'ajustement des paramètres du modèle HBV-light, renforçant ainsi la crédibilité et la fiabilité des résultats obtenus au cours de cette étude.

Pour le modèle AWBM, il utilise la méthode Rosenbrock qui est une méthode de recherche locale présentant certaines similitudes avec la méthode Pattern Search. Cette méthode de recherche se déroule en une série d'étapes. Une étape est la recherche dans l'espace des paramètres suivant des directions successives le long d'un ensemble orthonormalisé de vecteurs (base) de même dimension que l'espace des paramètres.

Le processus de calage des modèles AWBM ont été effectué sur la période allant de 1987 à 1989, avec une phase initiale de mise en route en 1988 et la validation de la période s'étendant de 1990 à 1992.

Le critère d'ajustement, ou fonction objective, joue un rôle essentiel en évaluant la pertinence d'un modèle en confrontant les débits observés aux débits simulés. Cette métrique constitue une mesure quantitative de l'adéquation entre les données réelles et les prévisions générées par le modèle.

En d'autres termes, la fonction objective sert de référence pour évaluer dans quelle mesure les résultats simulés du modèle correspondent aux observations empiriques des débits. Un critère d'ajustement efficace doit permettre de minimiser les écarts entre les valeurs prédites par le modèle et les données réelles, indiquant ainsi la capacité du modèle à reproduire fidèlement le comportement du système hydrologique. Le critère de **Nash** (Nash et Sutcliffe, 1970) encore appelé **NSE** (Nash Sutcliffe Efficiency), le **Kling-Gupta Efficiency** (KGE) et le **coefficient de détermination** (R^2) ont été utilisés.

▪ **Le critère de Nash-Sutcliffe (NSE)**

Le coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE) est utilisé pour évaluer le pouvoir prédictif des modèles hydrologiques. C'est une statistique normalisée qui détermine l'amplitude relative de la variance résiduelle par rapport à la variance mesurée (Nash et Sutcliffe, 1970).

$$NSE = 1 - \left(\frac{\sum (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \right) \quad \text{Eq.12}$$

L'efficacité de Nash-Sutcliffe indique dans quelle mesure le tracé des données observées par rapport aux données simulées correspond à la droite 1 :

- NSE = 1, correspond à une correspondance parfaite du modèle avec les données observées.
- NSE = 0, indique que les prédictions du modèle sont aussi précises que la moyenne des données observées
- NSE < 0, indique que la moyenne observée est un meilleur prédicteur que le modèle.
- Des valeurs seuils pour indiquer un modèle de qualité satisfaisante ont été suggérées entre $0,5 < NSE < 0,65$ (Ritter and Muñoz-Carpena, 2013).

▪ **Le critère de Kling-Gupta (KGE)**

La mesure de la qualité de l'ajustement introduite par Gupta et al. (2009) représente une avancée significative en fournissant une décomposition détaillée de l'**efficacité de Nash-Sutcliffe**, et par conséquent de l'erreur quadratique moyenne. Cette approche facilite l'analyse de l'importance relative des différentes composantes (corrélation, biais et variabilité) dans le contexte de la modélisation hydrologique. Le critère de Kling-Gupta, dont les valeurs varient dans l'intervalle de $]-\infty ; 1]$, offre une perspective précieuse sur la performance du modèle. En substance, une valeur proche de 1 indique une précision accrue du modèle.

La formule du critère de Kling-Gupta, souvent abrégée en **KGE**, est définie par une équation spécifique qui prend en compte la corrélation entre les données simulées et observées, le biais (différence systématique entre les deux), et la variabilité relative. Cette formulation mathématique permet d'obtenir un indicateur global de la qualité de l'ajustement, offrant ainsi une évaluation plus nuancée que l'efficacité de Nash-Sutcliffe seule.

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 - (\alpha - 1)^2 - (\beta - 1)^2}$$

Avec :

r = coefficient de corrélation linéaire en Q simulé et Q observé

$\alpha = \sigma_{sim}/\sigma_{obs}$

$\beta = \mu_{sim}/\mu_{obs}$

▪ **Le coefficient de détermination**

Le coefficient de détermination exprime la proportion de la variance de la variable dépendante qui est prévisible à partir de la ou des variables indépendantes.

Il s'agit du carré de la corrélation entre deux variables (r^2). Sa valeur se situe entre 0 et 1.

Plus il est proche de 1, plus la régression linéaire est en adéquation avec les données collectées. Un coefficient de détermination de 1 signifie une corrélation totale entre les variables.

À l'inverse, si l'indice est proche de zéro, cela signale la quasi-absence de données corrélées.

Le coefficient de détermination est utile pour prévoir des événements futurs en fonction de la probabilité fournie par son calcul.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2}$$

Où n est le nombre de mesure, y_i la valeur de la mesure, $\hat{y}_i$ la valeur prédite correspondante et $\bar{y}_i$ la moyenne de la mesure.

III.2.2. Correction de biais de données climatiques issues des modèles climatiques HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR

Les modèles HadGEM et MPI ont été évalués pour estimer les variables historiques simulées pour le bassin versant. Cette démarche a impliqué la comparaison des simulations historiques générées par ces deux modèles avec les données climatiques historiques observées. Au cours de cette évaluation, l'objectif était de déterminer dans quelle mesure les sorties des modèles (HadGEM et MPI) concordaient avec les observations climatiques réelles. Cette approche d'évaluation est cruciale pour établir la crédibilité des modèles climatiques, en particulier lorsqu'ils sont appliqués à des contextes spécifiques tels que le bassin versant en question. La qualité de la concordance entre les simulations des modèles et les données observées joue un rôle central dans la confiance que l'on peut accorder aux projections futures générées par ces modèles.

Les précipitations simulées par le modèle HadGEM présentait des biais tels qu'une surestimation des précipitations annuelles tandis que celles simulées par le modèle MPI présentait des biais tels qu'une sous-estimation à ces biais, une correction a été appliquée aux données de précipitation des deux modèles en utilisant la méthode du quantile mapping non paramétrique, qui repose sur la technique des quantiles empiriques, comme décrite par (Gudmundsson et al., 2012). En d'autres termes, cette méthode vise à ajuster les données simulées afin de les rendre plus cohérentes avec les observations historiques.

En ce qui concerne la température simulée, elle présentait une sous-estimation par rapport aux données observées, avec un écart modéré. Pour corriger cette divergence, une approche a été adoptée pour chaque membre, consistant à déterminer une fonction de transfert à partir des données observées et modélisées de la période historique. Par la suite, cette fonction de transfert a été appliquée aux scénarios climatiques projetés pour la période 2030-2060.

Cette démarche de correction vise à améliorer la cohérence entre les simulations des modèles climatiques et les observations historiques, contribuant ainsi à accroître la fiabilité des projections futures. La méthodologie du **quantile mapping** non paramétrique offre une approche robuste pour ajuster les biais des modèles, permettant une meilleure représentation des conditions climatiques actuelles et futures dans le bassin versant étudié.

- **Le test de Mann Kendall Modifié**

Le test de Mann-Kendall modifié avec un niveau de signification de 5% a été utilisé pour évaluer les tendances des simulations historiques de précipitations avant et après correction. L'objectif était de s'assurer que la méthode de correction appliquée avec le package R "*qmap*" n'a pas altéré les tendances initialement simulées par les modèles climatiques. Cette analyse statistique vise à vérifier si les ajustements effectués pour corriger les biais n'ont pas introduit de distorsions significatives dans les caractéristiques temporelles des données de précipitations.

III.2.3. Calcul de l'évapotranspiration potentielle historique et futur avec la méthode Ludovic Oudin

Afin de simuler les débits historiques et futurs en utilisant les données simulées des modèles climatiques, nous avons calculé l'évapotranspiration potentielle (ETP) à l'aide de la méthode de Oudin (Oudin et al., 2005). Cette méthode a été sélectionnée en raison de sa simplicité et du fait qu'elle ne prend en compte que la température et la latitude. Pour mettre en œuvre cette méthode,

nous avons utilisé le package airGR incorporé dans le logiciel R. Le code utilisé est fourni en annexe pour garantir la transparence et la reproductibilité des étapes entreprises dans le calcul de l'ETP. Le package airGR offre une suite d'outils puissants spécifiquement conçus pour la modélisation hydrologique, facilitant ainsi le traitement des données climatiques et la simulation des débits en utilisant des méthodes établies.

Cette approche, en utilisant la méthode de Oudin avec le package airGR dans R, permet une modélisation robuste et efficace de l'évapotranspiration potentielle, ce qui constitue une étape essentielle pour la simulation précise des débits historiques et futurs dans les modèles hydrologiques.

III.2.4. Simulation des débits historiques et futurs à l'aide des données corrigées

L'évaluation des impacts du changement climatique sur le régime hydrique du bassin versant nécessite l'utilisation de données de débits historiques et futures. Ces données de débit sont générées à l'aide des modèles hydrologiques HBV et AWBM. Pour ce faire, une comparaison est effectuée entre les débits historiques simulés et les débits futurs simulés, ainsi qu'une comparaison entre les simulations des deux modèles climatiques.

La simulation des débits est réalisée en utilisant les valeurs des paramètres obtenues lors du calibrage des modèles hydrologiques. Les données d'entrée essentielles pour la simulation des débits comprennent la pluie, la température, et l'évapotranspiration, qui est calculée à l'aide de la méthode de OUDIN.

Cette approche globale permet d'obtenir une vision complète des changements attendus dans le régime hydrique du bassin versant en réponse aux projections climatiques. La comparaison entre les débits historiques et futurs, ainsi que la comparaison entre les deux modèles climatiques (HadGEM et MPI), permettent d'évaluer la cohérence des résultats et la sensibilité des modèles aux scénarios climatiques projetés.

CHAPITRE IV : RESULTATS ET DISCUSSIONS

IV.1 Résultats

IV.1.1. Calage et validation des modèles hydrologiques.

1.1.1. Le modèle AWBM

a) Calage du modèle AWBM

Le **modèle AWBM** a été implémenté dans le logiciel de la bibliothèque de ruissellement des précipitations (RRL) à travers de configuration, de navigation, d'interrogation, d'étalonnage et d'analyse des résultats du modèle. Un calage manuel a été utilisé à travers la méthode d'optimisation appelé **Recherche de Rosenbrock**. Le principe du calage est de faire varier les paramètres **A1**, **A2**, **BFI**, **C1**, **C2**, **C3**, **KBase** et **Ksurf** du modèle entre les valeurs limites proposées par la sensibilité, jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des critères de Nash et le coefficient de détermination R^2 . Les résultats du calage réalisé du 01/01/1987 au 31/12/1989 sont présentés dans le tableau 3.

Tableau 3: Résultats de calage du modèle AWBM

A1	A2	BFI	C1	C2	C3	KBase	Ksurf	NSE(Q)	R²
0,134	0,433	0,814	0,6	200	179	1	0,976	0,773	0,879

En considérant les indicateurs de performance tels que les critères de Nash le coefficient de détermination (Figure 6), il est possible d'affirmer que le processus de calage est convaincant pour notre bassin versant. Cependant, le modèle sous-estime les débits de pointe avec des différences entre les débits d'étiage simulés et observés. Le modèle reproduit de manière générale assez bien l'allure de l'hydrogramme observé avec un coefficient de détermination supérieur à 80%.

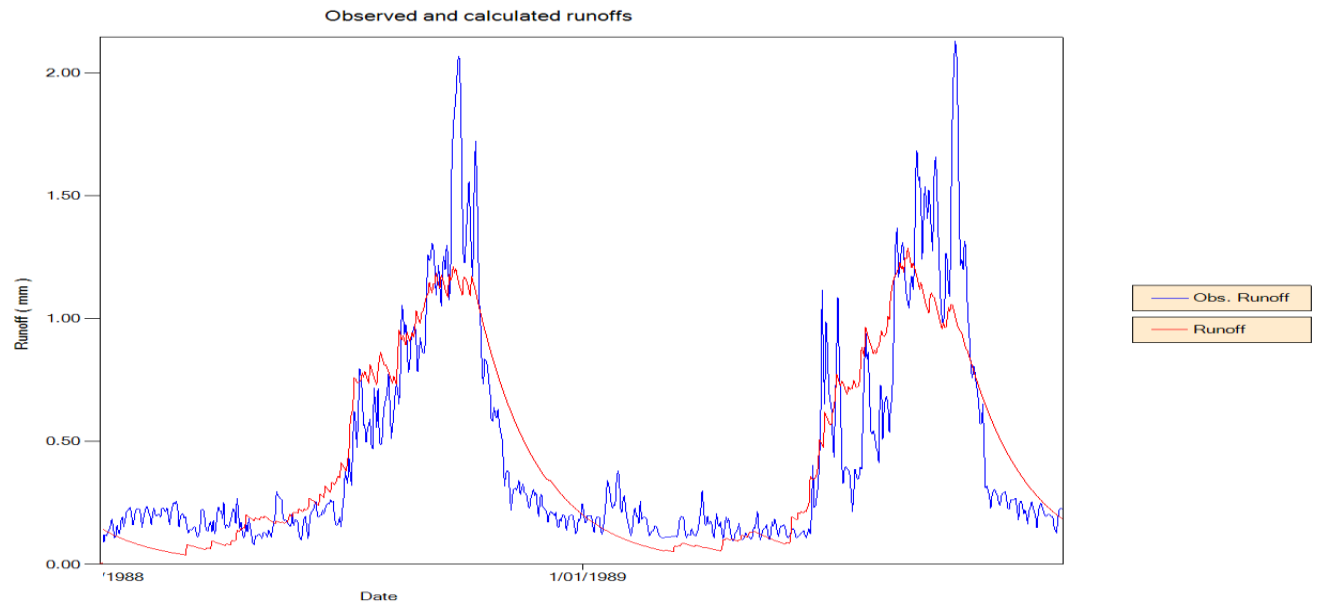


Figure 5: Comparaison entre les débits simulés et observés pour la période de calage (1987-1990)

b) Validation du modèle AWBM

Après avoir obtenu des résultats satisfaisants lors du calibrage, les mêmes paramètres ont été appliqués à la phase de validation. Le tableau 4 présente les critères de performance pour cette étape. Avec des valeurs élevées pour les critères de Nash et le coefficient de corrélation R2, toutes dépassant 0,5, il est possible d'affirmer que la validation du modèle AWBM sur la période de 1990 à 1992 est considérée comme concluante.

Tableau 4: présentation des paramètres de calage et les critères de performances

A1	A2	BFI	C1	C2	C3	KBase	Ksurf	NSE(Q)	R²
0,134	0,433	0,814	0,6	200	179	1	0,976	0,663	0,849

La comparaison entre les débits observés et les débits simulés pendant la phase de validation à l'échelle journalière est illustrée par la Figure7. Cette représentation met en évidence une corrélation importante entre les deux courbes, avec un coefficient de corrélation atteignant 0,849. Les résultats de la validation, évalués à l'aide des critères de Nash, KGE, R2, ainsi que l'observation

ANALYSE MULTIMODELE DE LA DISPONIBILITE FUTURE DES RESSOURCES EN EAU DE SURFACE DANS LE BASSIN DU MONO A ATHIEME

des courbes, témoignent de la performance satisfaisante du modèle AWBM dans la modélisation pluies-débit.

Dans l'ensemble, le modèle reproduit de manière adéquate les variations observées au niveau des débits. Cependant, il est à noter que les débits de pointe pendant la période de calibrage et de validation ne sont pas aussi bien simulés par le modèle.

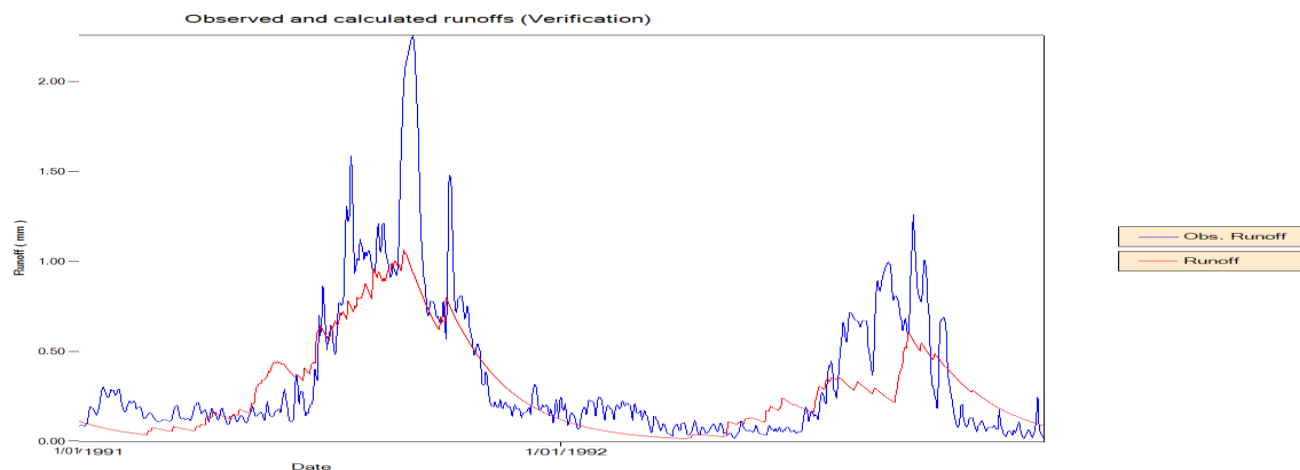


Figure 6: Comparaison entre les débits simulés et observés pour la période de validation (1990-1994)

Le tableau 5 expose le bilan hydrologique annuel dérivé du modèle AWBM. L'évapotranspiration réelle calculée par le modèle, tant pendant le calage que la validation, constitue respectivement 58% et 84% de la pluie. Les coefficients de ruissellement déterminés mettent en évidence un taux d'infiltration élevé dans le bassin versant. Les valeurs positives de la variation de stock suggèrent une disponibilité d'eau, renforçant ainsi la perspective de gestion favorable des ressources hydriques dans la région.

Tableau 5: Bilan hydrologique annuel en mm du bassin versant du Mono à Athiémé pour le modèle AWBM

Eléments du bilan hydrologique	Calage	Validation
Pluie (mm)	1371	1187
ETP	58,20%	84,49%
ETR	1120	950

ANALYSE MULTIMODELE DE LA DISPONIBILITE FUTURE DES RESSOURCES EN EAU DE SURFACE DANS LE BASSIN DU MONO A ATHIEME

Qobs (mm)	11,65%	10,92%
Qsim (mm)	11,61%	28,82%
Variation de stock (ΔS en mm)	92 soit 6,7%	97 soit 8%

1.1.2. Le Modèle HBV

a) Calage du modèle HBV

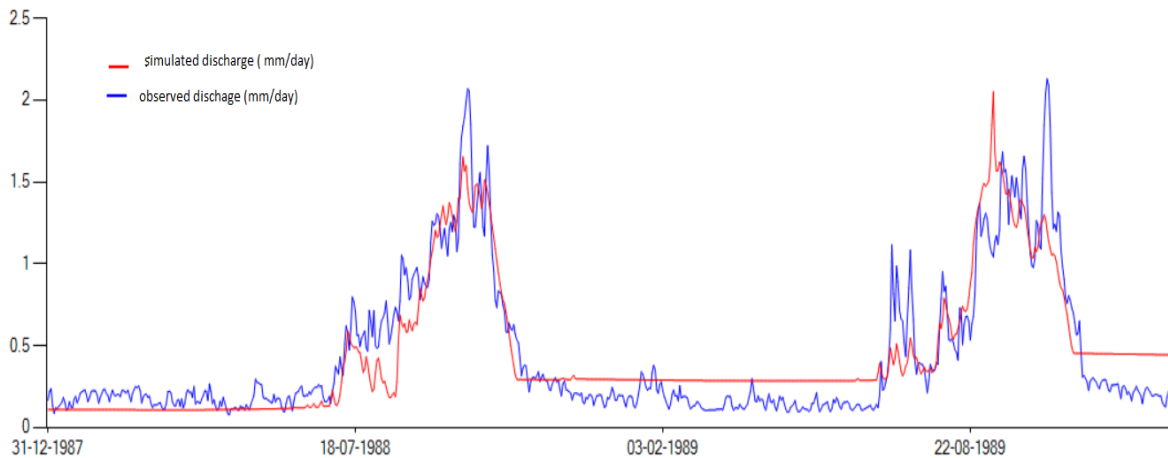


Figure 7: Débits observés et simulés par HBV pour le calage du modèle HBV

La représentation graphique des débits simulés et observés pendant la période de calage, du 01/01/1987 au 31/12/1989, met en lumière les performances du modèle hydrologique HBV. Les indicateurs d'évaluation, tels que les critères NASH et KGE, présentent des valeurs respectives de 0,806 et 0,849, indiquant une calibration acceptable pratiquement satisfaisante. La corrélation entre les débits observés et simulés, mesurée par un coefficient de détermination R^2 de 0,806, suggère une relation solide.

Cependant, une observation minutieuse révèle que le modèle a tendance à estimer pratiquement les pics de débits en octobre 1988 et en septembre 1990. Cette disparité pourrait être attribuée aux incertitudes associées aux mesures de débits ou à la procédure de calibration des paramètres. Notamment, étant donné que les deux modèles utilisent les mêmes données d'entrée, il est plausible de conclure que le modèle HBV simule efficacement les débits élevés. Cela souligne l'importance de considérer les nuances dans l'évaluation des modèles hydrologiques et de reconnaître les sources potentielles d'incertitude dans le processus de simulation.

b) Validation du modèle HBV

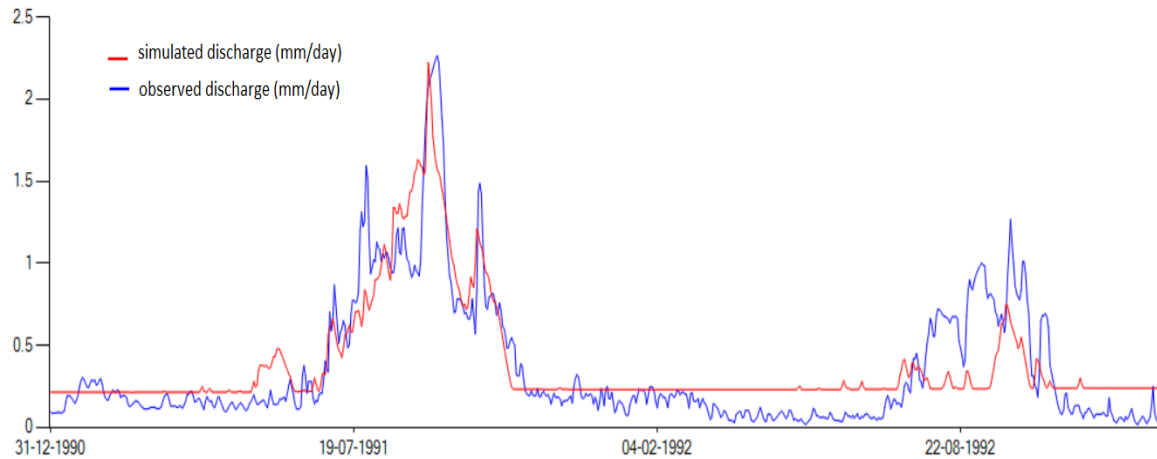


Figure 8: Comparaison entre débits simulés et observés pour la validation du modèle HBV

Concernant la validation du modèle, les paramètres déterminés lors du processus de calage ont été appliqués à une période distincte, allant du 31/12/1989 au 31/12/1992, comme indiqué dans le tableau 6 associé. Les critères de performance, tels que NASH et KGE, obtenus au cours de cette phase de validation ont maintenu des valeurs respectives de 0,7122 et 0,8312, reflétant ainsi les résultats antérieurs obtenus lors du calibrage. Une observation attentive de la représentation graphique (figure 8) révèle que le modèle continue de sous-estimer les débits de pointe en 1993, bien qu'il ait bien simulé les débits au cours de l'année suivante, en 1994.

Tableau 6: Paramètres de calage du modèle HBV

Paramètres	Valeurs
FC (mm)	523,66
LP	0,428
BETA	2,951
PERC (mm/j)	3,687
UZL (mm)	69.999
K0 (1/d)	0,1000
K1 (1/d)	0,0182
K2 (1/d)	0 ,0004
MAXBAS (d)	2,499

Malgré les performances relativement modestes du modèle, il est important de noter la présence d'une corrélation significative, comme en témoigne un coefficient de détermination (R^2) de **0,7543** entre les débits observés et simulés pendant la phase de validation. Ces résultats, accompagnés des valeurs des critères de performance consignées dans le tableau 7 pour les phases de calage et de validation, soulignent la complexité de l'évaluation des modèles hydrologiques et mettent en évidence la nécessité de tenir compte des variations saisonnières et des particularités du bassin versant étudié.

Tableau 7: Récapitulatif des critères de performances de calage et validation du modèle HBV

Critères de performance	NSE	KGE	R²
Calage	0,806	0,849	0,806
Validation	0,715	0,803	0,712

Le tableau 8 détaille le bilan hydrologique annuel généré par le modèle HBV. Tant lors du calage que de la validation, le modèle simule un débit moyen annuel supérieur à celui observé, suggérant que le modèle comble une part importante des débits manquants. L'ETR calculé pendant le calage et la validation représente respectivement 55% et 68% de la pluie. Les résultats de ruissellement confirment une fois de plus un coefficient d'infiltration élevé dans le bassin, et il est important de noter que la variation de stock demeure positive dans le modèle.

Tableau 8: Bilan hydrologique annuel en mm du bassin versant du Mono à Athiémé pour le modèle HBV

Eléments du bilan hydrologique	Calage	Validation
Pluie (mm)	1371	1187
ETP (mm)	86,37%	84,49%
ETR (mm)	85,72%	78,91%
Qobs (mm)	11,67%	10,95%
Qsim (mm)	13,82%	11,96%
Variation de stock (ΔS en mm)	33	86.37

IV.1.2. Correction de biais des données de projection climatique pour le bassin versant du Mono (précipitation et température)

Dans cette étude, deux modèles climatiques ont été pris en compte. Les données de HadGEM2-ES/RegCM4 et MPI_ESM_MR/RegCM4 de CORDEX Africa sont inclus (Sylla et al. 2016). Il convient de corriger les projections de température et de précipitation en faisant une descente d'échelle car elles sont sujettes à des incertitudes en raison de leurs grandes résolutions. Cette correction s'est basée sur la comparaison des données de précipitations (respectivement de températures) observées sur le terrain avec les précipitations (respectivement de température) simulées par les modèles climatiques régionaux sélectionnés. Cette comparaison a été effectuée en utilisant la méthode du "Q mapping" décrite dans la méthodologie.

1.2.1. Précipitations

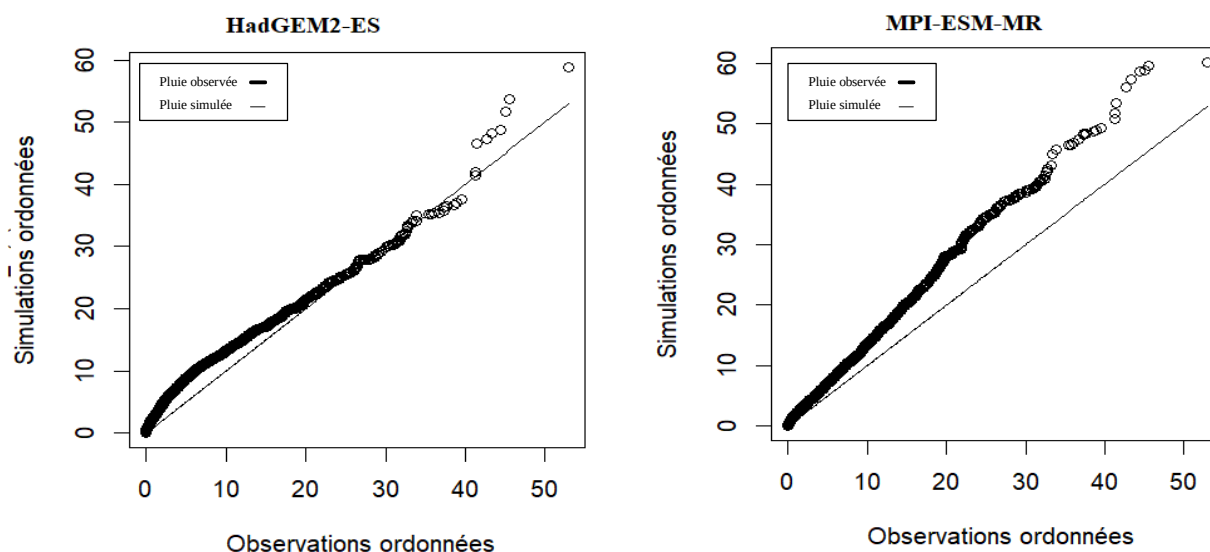


Figure 9: Diagramme Quantile-Quantile pour la comparaison entre la pluie observée et la pluie simulée par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR.

La Figure 9 illustre les simulations de pluie effectuées par les modèles HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR, ainsi que les données observées pour la période de 1987 à 2010. Les données sont classées par ordre décroissant. En examinant cette figure, on constate que les données historiques simulées par les deux modèles présentent un écart important par rapport à la réalité, surtout pour les pluies de fortes intensités. Cependant, pour les hauteurs de pluie élevées, on observe une importante divergence entre les pluies simulées par les deux modèles et la première bissectrice. Cela souligne la nécessité de

corriger ces données avant de les utiliser, car elles ne correspondent pas de manière adéquate à la réalité. En d'autres termes, il est essentiel d'apporter des ajustements aux simulations des modèles pour les rendre plus conformes aux observations réelles avant de les intégrer dans des analyses ou des applications ultérieures.

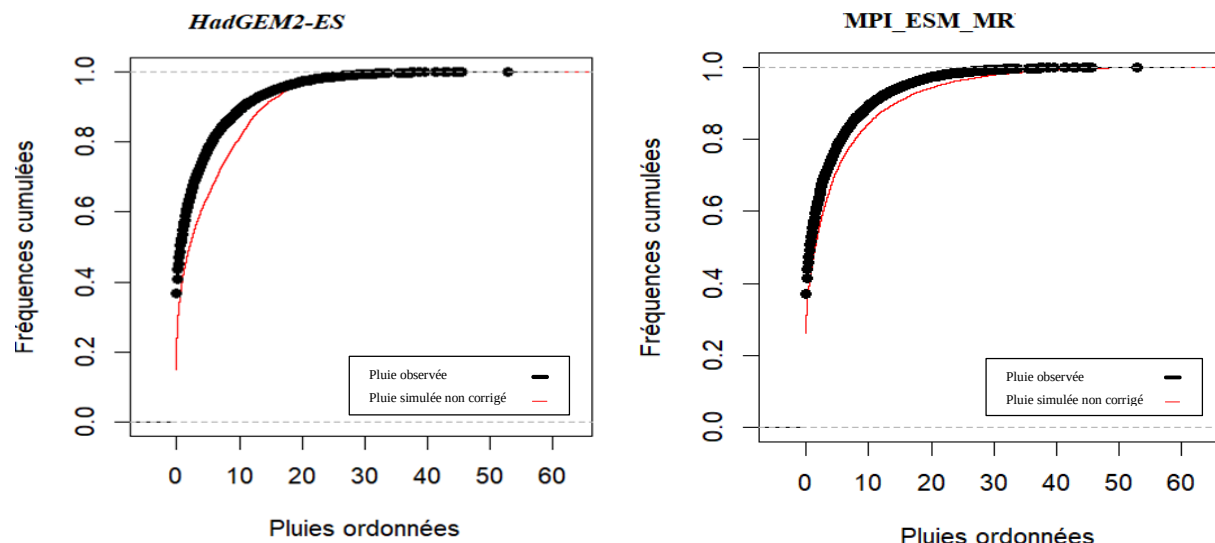


Figure 10: Représentation des fonctions de densité cumulatives des données de pluies observées et simulées des modèles HadGEM2-ES et MPI_ESM_MR

La Figure 10 affiche la fréquence cumulée des pluies simulées par les modèles climatiques HadGEM2-ES et MPI_ESM_MR, ainsi que celle des données de pluies observées. On observe une superposition acceptable des courbes dans les deux cas. Cependant, il est important de noter que la fréquence des valeurs se situant vers la moyenne nécessite un ajustement. Bien que les courbes des simulations des modèles et des observations se chevauchent de manière acceptable, il est identifié que les valeurs vers la moyenne ne correspondent pas parfaitement. Cela indique qu'il pourrait être nécessaire d'apporter des ajustements spécifiques pour mieux aligner les résultats simulés avec les observations réelles, particulièrement pour les niveaux de pluie moyens.

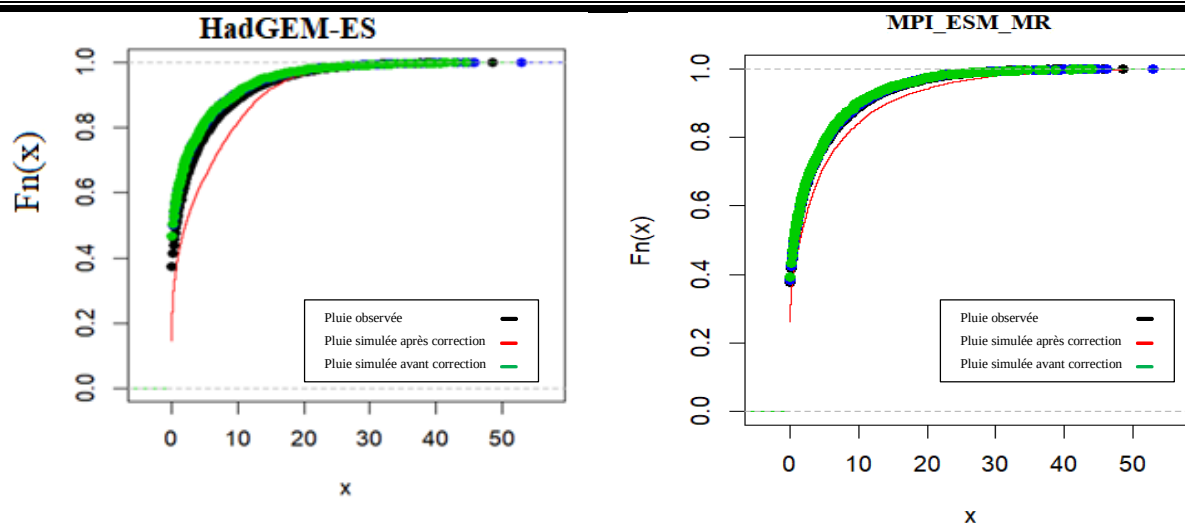


Figure 11: Représentation des fonctions de densité cumulatives des données pluviométriques observées et simulées des modèles HadGEM-ES et MPI-ESM-MR avant et après correction

Les graphes de la figure 11 présentent les courbes de fréquence cumulative des données simulées non corrigées en rouge, des données corrigées en vert et qui sont parfaitement superposées aux données observées en noir que l'on n'arrive pas à voir en raison de la superposition.

Le test de Mann-Kendall modifié est un test non paramétrique qui permet de déterminer si une tendance monotone est présente dans une série chronologique. Les résultats du test sont interprétés en comparant la p-value obtenue à un seuil de signification choisi. Si le p-value est supérieur au seuil de signification, alors il n'y a pas de preuve statistiquement significative qu'une tendance est présente dans les données.

Tableau 9 : Résultat des tests de Mann-Kendall pour déterminer l'existence d'une tendance dans les données historiques observées et simulées.

Mann Kendall modifié	Taux	p-value
Observée	-0,333	0,423
HadGEM2-ES	0,167	0,724
HadGEM2-ES corrigé	0,333	0,423
MPI-ESM-MR	0	1
MPI-ESM-MR corrigé	-0,167	0,724

Dans notre cas, le test de Mann-Kendall modifié réalisé sur les données historiques : les données observées, données de HadGEM2-ES avant et après correction, les données de MPI-ESM-

MR avant et après correction. Le tableau 9 montre le résultat du test qui a donné des p-values supérieures au seuil de signification choisi (0,05). Par conséquent, il n'y a pas de preuves statistiquement significatives qu'une tendance est présente dans les données des séries chronologiques. Ainsi, nous pouvons affirmer que la correction des biais n'a pas eu un impact sur la tendance des données climatiques.

1.2.2. Température

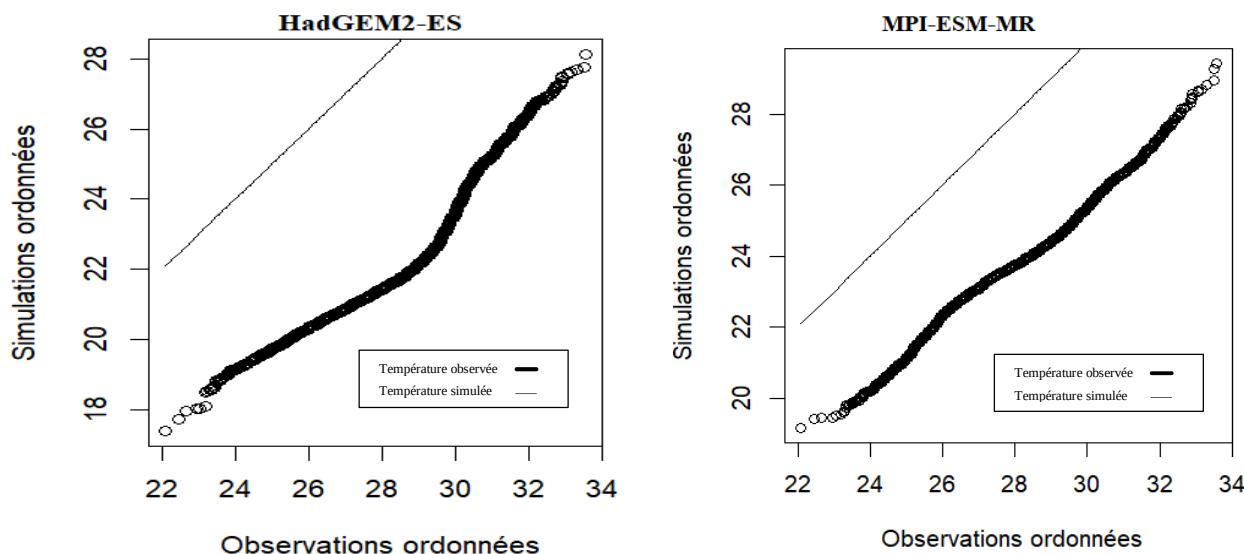


Figure 12: Diagramme Quantile-Quantile montrant l'ajustement entre les températures observées simulées par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR avant correction.

Le diagramme Quantile-Quantile des températures historiques simulées du modèle HadGEM avec les températures observées et du modèle MPI avec les données observées est présenté à la figure 12. En scrutant la dispersion des points par rapport à la droite de régression dans les deux cas, il est évident qu'aucune corrélation significative ne se dégage entre les données simulées par les modèles et les observations. La divergence observée remet en question la capacité des modèles à reproduire avec précision les tendances observées.

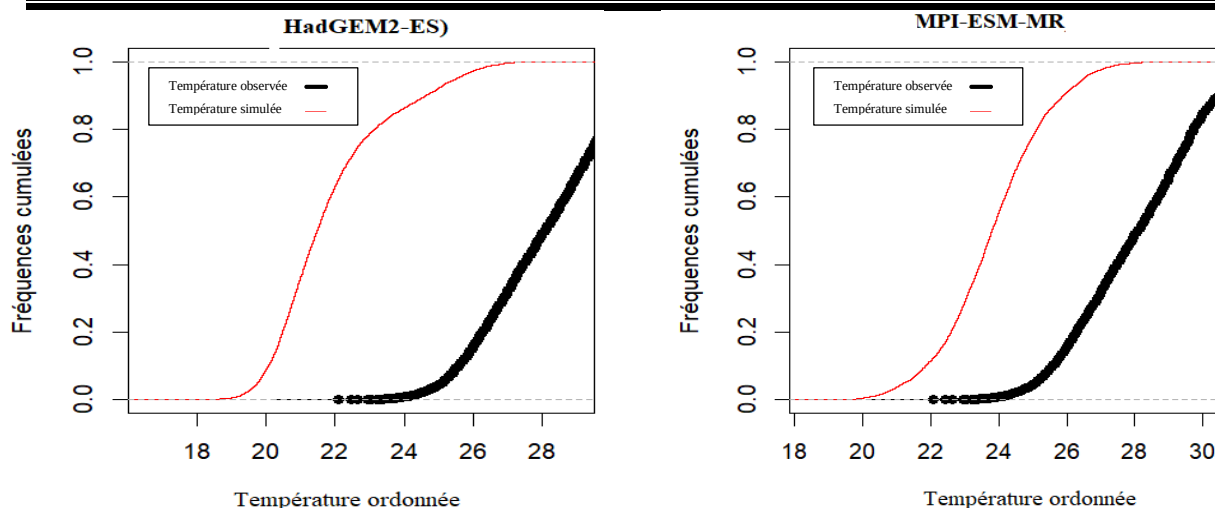


Figure 13: Représentation des fonctions de densité cumulatives des données de température observées et simulées des modèles HadGEM et MPI_ESM_MR avant correction

Quant à la figure 13, elle présente les fréquences cumulées des données simulées en rouge et celles des données observées en noir. Bien que les courbes suivent une trajectoire similaire, elles ne se superposent pas parfaitement. L'observation majeure réside dans le fait que les deux modèles sous-estiment les températures par rapport aux valeurs observées. Les constatations de ces analyses soulignent de manière cruciale la nécessité d'apporter des corrections significatives aux températures simulées par les deux modèles climatiques, particulièrement dans la zone d'étude. Ces ajustements devraient viser à améliorer la cohérence entre les données simulées et les observations, renforçant ainsi la fiabilité des modèles dans la reproduction précise des conditions climatiques de la région.

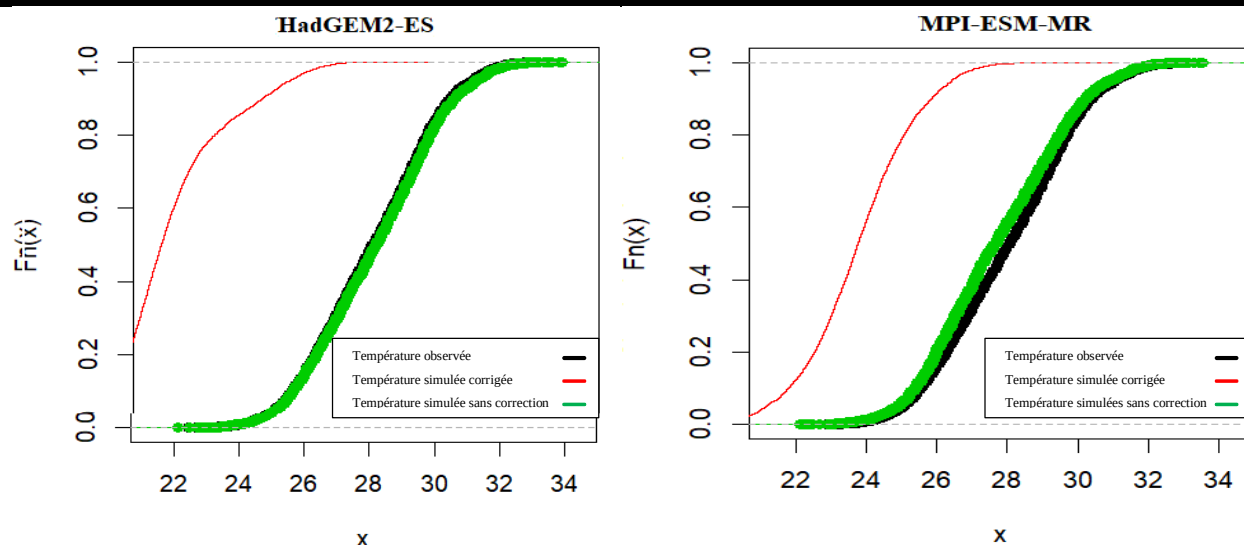


Figure 14: Représentation des fonctions de densité cumulatives des températures observées et simulées des modèles HadGEM et MPI_ESM_MR avant et après correction

Suite à la correction des biais à l'aide de la méthode du quantile mapping, les résultats obtenus sont considérés comme assez satisfaisants, comme le montre la Figure 14. Dans cette figure, les courbes de fréquence cumulative des données simulées non corrigées sont représentées en rouge, celles des données corrigées sont en bleu, et elles se superposent de manière parfaitement cohérente avec les données observées, qui sont en noir. Il est à noter que les données corrigées ne sont pas visibles à cause de cette superposition. Cette superposition réussie des courbes corrigées avec les données observées indique que la méthode du quantile mapping a été efficacement utilisée pour ajuster les simulations des modèles climatiques, alignant ainsi de manière plus précise les résultats sur les observations réelles.

IV.1.3. Quelques statistiques des données avant et après correction des précipitations

1.3.1. Précipitations historiques observées et simulées

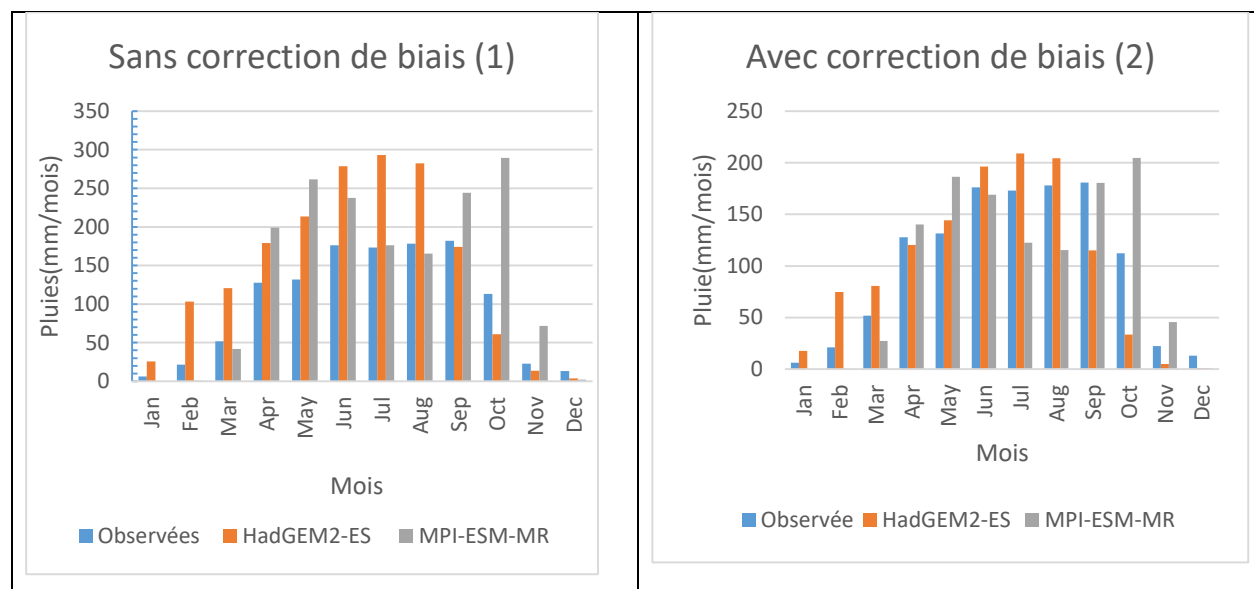


Figure 15: Comparaison entre la moyenne mensuelle des données de pluie historique observées et simulées par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR sans et avec la correction de biais

La représentation graphique figure 15 présente les moyennes mensuelles des précipitations historiques simulées par les modèles HadGEM et MPI, comparées à la moyenne mensuelle des données de précipitations historiques observées. Cette analyse couvre la période historique allant de 1987 à 2010.

La figure 15-1 expose le comportement des données historiques simulées, non corrigées des biais, comparé aux observations. Notons que le modèle HadGEM simule des précipitations supérieures à celles observées pour les mois de juin, juillet et août. Toutefois, pour les autres mois, l'écart entre les simulations et les observations est moins prononcée. En moyenne annuelle, le modèle HadGEM2-ES affiche **1772.5 mm** contre **1181.92 mm** pour les observations, représentant surestimation de **50%**. En ce qui concerne le modèle MPI-ESM-MR, le mois le plus pluvieux est octobre avec une pluviométrie de **298.3 mm**. Cependant, la simulation moyenne annuelle du modèle est de **1713.5 mm**, comparée à **1181.92 mm** pour les observations, indiquant une surestimation de **45%**.

Les données non corrigées des biais pour les deux modèles semblent s'éloigner quelque peu de la réalité observée. Ce constat souligne la nécessité d'apporter des ajustements pour corriger ces divergences et améliorer la fiabilité des simulations par rapport aux observations historiques.

La Figure 15-2 expose la moyenne mensuelle des simulations historiques corrigées de deux modèles, comparée à la moyenne mensuelle des données observées.

Pour le modèle HadGEM, on observe une cohérence générale entre les valeurs mensuelles, à l'exception de juillet et août où les quantités de pluie dépassent les observations, et de septembre et octobre où elles sont inférieures. En juillet, la valeur simulée est de **209.1 mm**, dépassant les **173.2 mm** observés, créant une différence de **35.9 mm**. En août, la valeur simulée est de 178.1 mm contre 173.2 mm observés, générant une différence de **4.9 mm**. Après correction, le modèle simule une moyenne annuelle de **1219.4 mm**, surestimant légèrement de **3%** par rapport aux observations **1181.92 mm**. Ceci indique une amélioration post-correction, rapprochant les résultats de la simulation de la réalité observée.

Quant au modèle MPI, un équilibre est observé pour la plupart des mois, à l'exception notable d'octobre où la différence est significative. En octobre, la quantité simulée est de **204.8 mm**, comparée aux **112.2 mm** observés, entraînant une différence notable de **92.6 mm**. La moyenne annuelle corrigée du modèle est de **1210.1 mm**, avec augmentation de **2%** par rapport aux observations. Après correction des biais des deux modèles, on constate une amélioration significative, suggérant une meilleure concordance avec les observations.

En somme, la correction des biais a contribué à améliorer la précision des simulations des deux modèles. Ces ajustements ont permis de réduire les écarts entre les données simulées et observées, renforçant ainsi la fiabilité des résultats des modèles climatiques.

1.3.2. Projection future des pluies sur le bassin du Mono à Athiémé

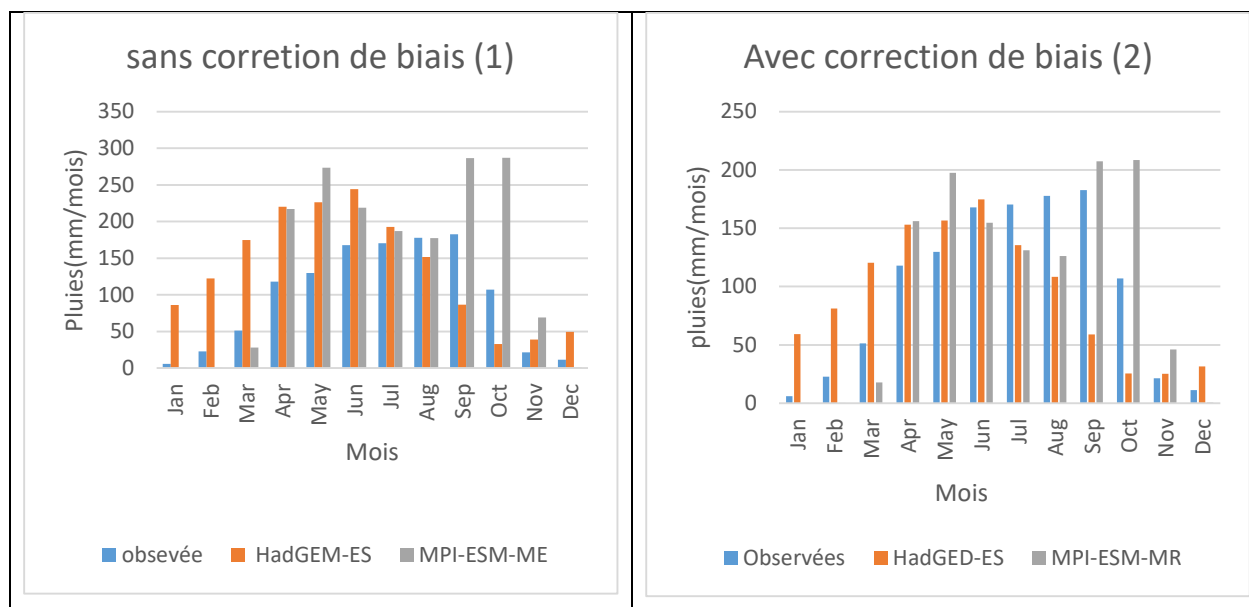


Figure 16: Comparaison entre la moyenne mensuelle des données historiques observées et futures simulées par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-SR sans et avec correction de biais.

La figure 16 met en évidence les résultats des simulations futures non corrigées et corrigées, comparées aux données historiques. Cette période à venir s'étend sur 30 ans, englobant les années de 2031 à 2060.

Suite à l'analyse des simulations non corrigées (16-1) du modèle HadGEM et du modèle MPI, les résultats indiquent des écarts significatifs par rapport aux observations de pluviométrie. La pluviométrie moyenne annuelle simulée par HadGEM est de **1648.98 mm**. Après correction (16-2), il projette une pluie moyenne annuelle de **1202.82 mm** qui est supérieure à **1181.92 mm** la moyenne annuelle de la pluie historique observée, soit une augmentation de 2%, impliquant une probable augmentation : de la pluie annuelle dans le futur dans le bassin du Mono à Athiémé. Cependant, le modèle simule pendant les mois de Mars et Avril, des pluies moyennes mensuelles respectivement **120.28 mm** et **153.19 mm** contre **51.27mm** et **117.90 mm** observées indiquant que cette période pourrait être plus arrosée dans le futur que ce qui est présentement observée.

Le modèle MPI non corrigé du biais présente une moyenne annuelle de **1770.98 mm**, comparées à une moyenne observée de **1181.92 mm**. Après correction, il projette une pluviométrie moyenne annuelle de **1263.56 mm**, ce qui est supérieure à **1181.92**, la moyenne annuelle de la pluie historique observée. D'après les graphes, le modèle simule des pluies mensuelles supérieures

aux pluies mensuelles historiques observées impliquant plus de disponibilité en eau pour les différents usages. Cette surestimation de la pluviométrie future est estimée à 7%. Les divergences varient selon les mois de l'année, indiquant des variables des modèles dans la reproduction des conditions climatiques futures.

IV.1.4. Quelques statistiques des données avant et après correction des températures

1.4.1. Températures historiques observées et simulées

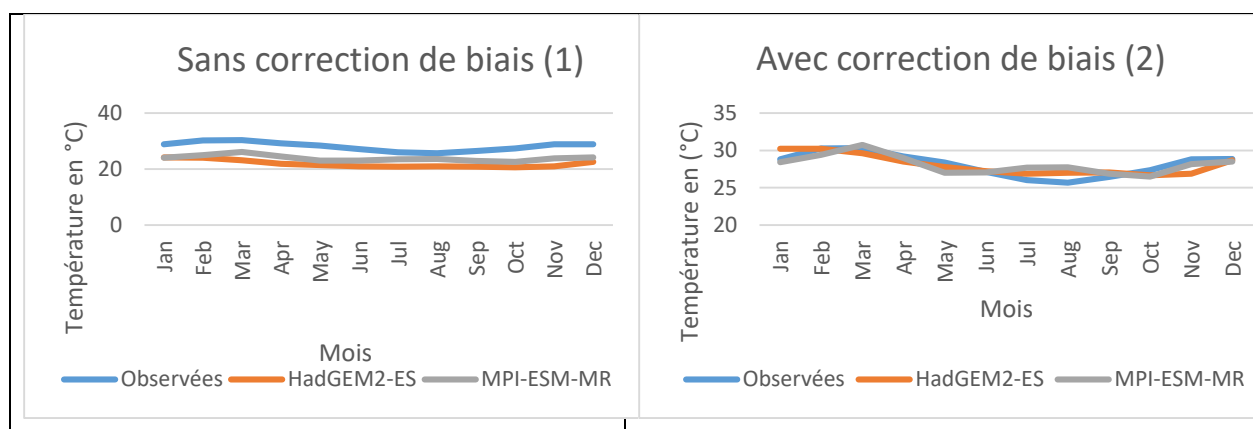


Figure 17: Comparaison entre la moyenne mensuelle des données de température historiques observées et simulées par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR sans et avec correction de biais.

Analyse Comparée des Simulations de Température Historique (non corrigée et corrigée des biais) des Modèles HadGEM et MPI en Comparaison avec les Observations Historiques :

Les deux modèles, HadGEM et MPI, reproduisent fidèlement la configuration générale des températures de l'air tout au long de l'année, comme le révèle la Figure (17-1). Cependant, cette représentation initiale, sans correction de biais, met en lumière une sous-estimation significative des températures simulées par les deux modèles par rapport aux observations historiques. Cette sous-estimation atteint jusqu'à 6°C, suggérant des divergences notables entre les données simulées et la réalité climatique. Après correction, les simulations des deux modèles convergent étroitement avec les données observées (17-2), éliminant ainsi les écarts significatifs. Cette constatation souligne l'efficacité de la correction de biais pour aligner les simulations sur les conditions climatiques réelles. En examinant de plus près, le modèle HadGEM simule une température maximale en février de 30,23°C, presque équivalente aux 30,24°C observés. De même, le modèle MPI simule une température maximale de 30,75°C en mars, légèrement supérieure aux 30,29°C observés, avec un écart de seulement 0,46°C.

Ces résultats corroborent l'analyse précédente, où la sous-estimation initiale des températures a été corrigée avec succès. Les ajustements apportés par la correction de biais ont permis aux modèles de reproduire de manière plus précise les conditions climatiques réelles, confirmant ainsi la robustesse des données corrigées dans ces simulations climatiques.

1.4.2. Projection future des températures sur le bassin du Mono à Athiémé

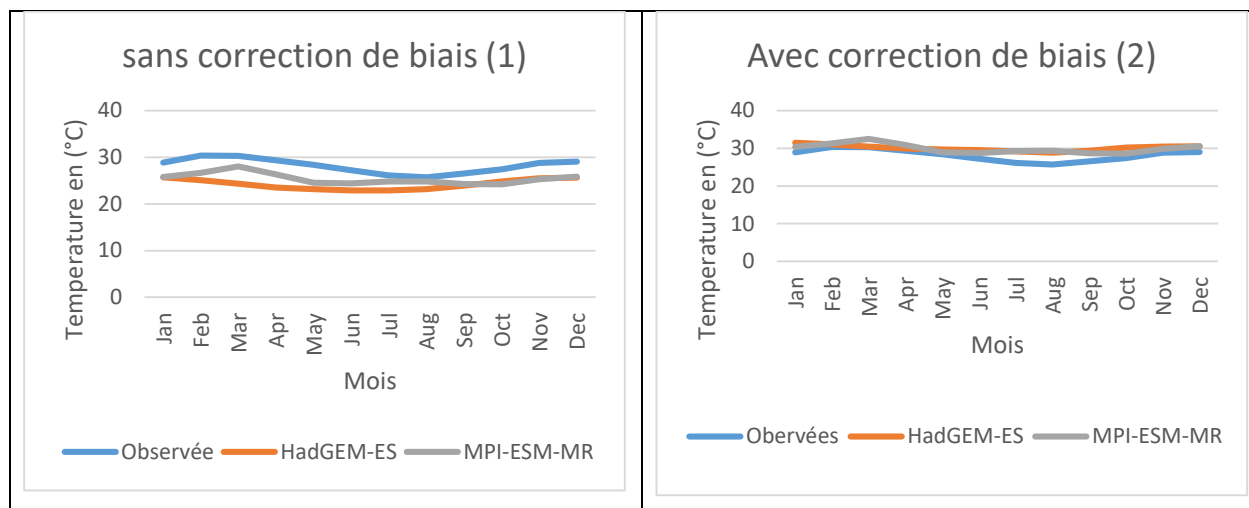


Figure 18: Comparaison entre la moyenne mensuelle des données de températures historiques observées et future simulées par le modèle HadGEM et MPI-ESM-MR sans et avec correction de biais.

Les représentations graphiques de la Figure 18 exposent les résultats des simulations de températures futures (de 2031 à 2060), à la fois corrigées et non corrigées, en les confrontant aux données observées historiques.

Sur la figure 18-1, les simulations futures non corrigées des deux modèles sont en dessous des températures historiques. Mais comme il a été mis en évidence dans la section précédente, les simulations des modèles sans correction de la zone sous-estiment l'observée.

Suite à la correction de la Figure 18-2, le modèle HadGEM présente des simulations de températures plus élevées que les observations historiques, en cohérence avec la tendance à l'augmentation globale de la température. Les pics de température prévus pour le futur s'établissent en moyenne à 31,5 °C en janvier et à 31,02 °C en février, comparés respectivement à 28,88 °C et 30,37 °C pour la période de référence. Les températures minimales anticipées en juillet sont de 29,19 °C et en août de 28,8 °C, en contraste avec les valeurs de 26,13 °C et 25,71°C observées pendant la période de référence. Quant au modèle MPI, les projections indiquent des pics de température future de 31,27 °C en février et de 32,52 °C en mars, par rapport aux valeurs observées de 30,37 °C et 30,28 °C. Il est à noter que le mois de février présente des observations similaires

dans les deux modèles. Les températures minimales projetées seront enregistrées en septembre (28,67 °C) et en octobre (28,52 °C).

En résumé, le modèle HadGEM prévoit une augmentation de la température moyenne allant de 0,7 à 2,62 °C tout au long de l'année, tandis que le modèle MPI anticipe une hausse de température de 0,9 à 2,24 °C.

IV.1.5. Evapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle (ETP) représente la somme de la transpiration et de l'évaporation d'une culture de référence en l'absence de contraintes liées à la disponibilité d'eau. Ce paramètre revêt une importance cruciale dans les investigations hydrologiques. Dans le cadre de cette étude, il a été pris en considération pour modéliser les débits historiques et futurs.

Cette grandeur offre un aperçu significatif des besoins en eau potentiels d'une région donnée, en considérant les processus d'évaporation et de transpiration qui se produiraient idéalement dans des conditions sans contrainte hydrique. Son intégration dans les simulations hydrologiques offre une perspective approfondie sur les variations des ressources en eau au fil du temps, renforçant ainsi la compréhension des cycles hydrologiques passés et futurs.

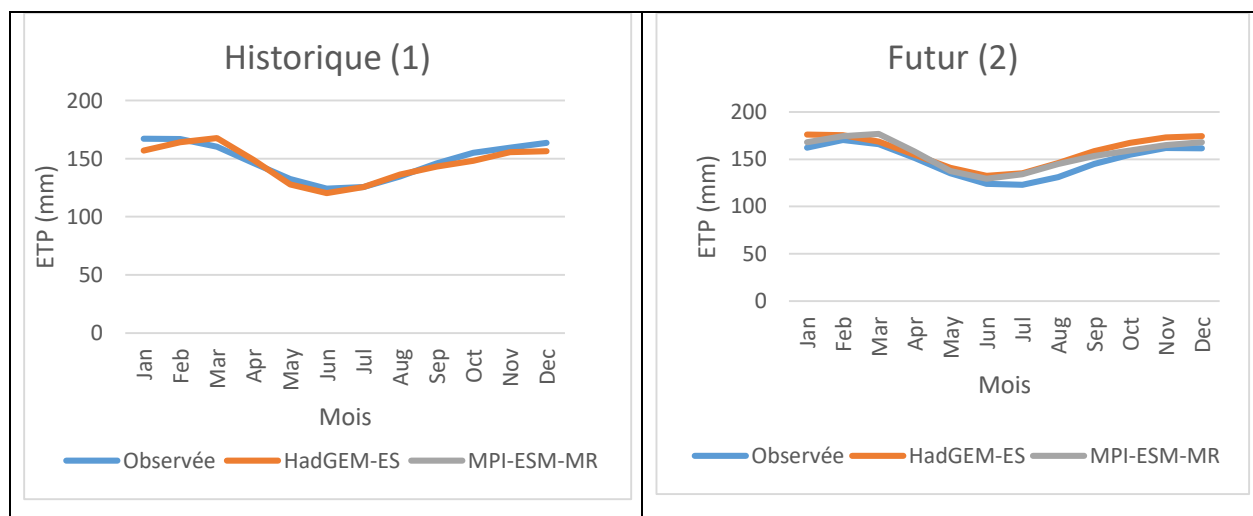


Figure 19: Comparaison entre les ETP historiques et futures calculées avec les températures observées et simulées par le modèle HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR.

La Figure illustre 19 une comparaison entre les évapotranspirations calculées en utilisant la méthode (Oudin et al., 2005). Plus spécifiquement, la Figure 19-1 présente les valeurs de l'évapotranspiration potentielle (ETP) calculées à partir des températures observées, ainsi que

celles calculées à partir des températures historiques simulées par les modèles HadGEM et MPI. Une observation importante est que les variations des valeurs de l'ETP évoluent de manière similaire.

Il est remarquable que les valeurs maximales de l'ETP soient observées en janvier, février et mars, tandis que les valeurs minimales sont enregistrées en juin, juillet et août. Cette variation saisonnière est cohérente avec les caractéristiques climatiques typiques de la région, où les mois les plus chauds coïncident avec les valeurs les plus élevées de l'ETP. La concordance entre les données observées et les simulations des modèles HadGEM et MPI suggère une certaine fidélité dans la reproduction des schémas saisonniers de l'évapotranspiration potentielle.

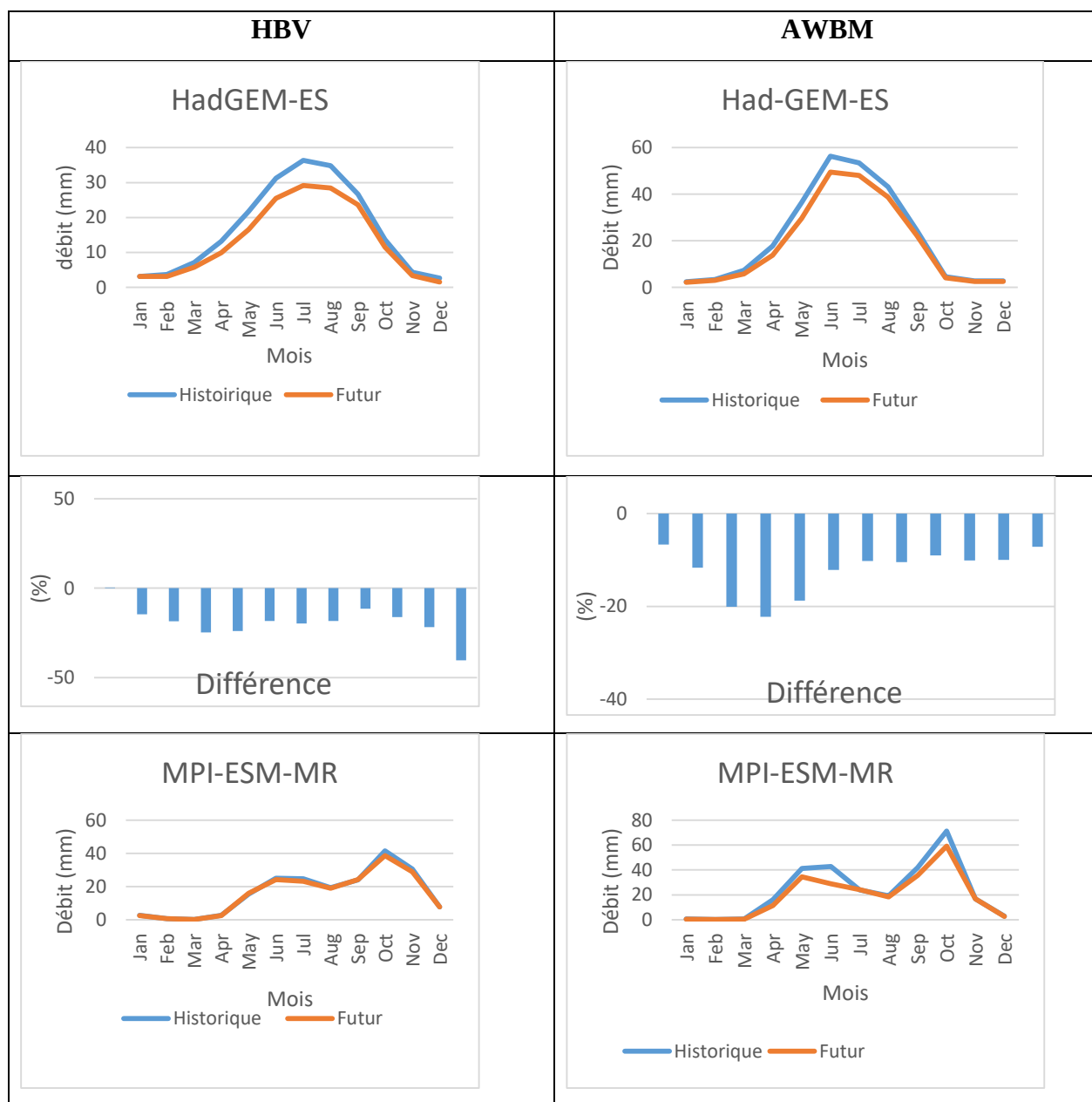
L'analyse comparative des résultats de l'ETP permet de mieux comprendre la performance des modèles dans la simulation des processus liés à l'évapotranspiration, offrant ainsi des idées précieuses pour l'évaluation de la modélisation hydrologique dans la région d'Athiémé.

Les courbes de la Figure 19-2 illustrent les projections futures de l'évapotranspiration potentielle (ETP) calculées en utilisant les températures simulées par les modèles HadGEM et MPI. Les résultats révèlent une augmentation de l'évapotranspiration par rapport aux valeurs observées. Il est important de noter que le modèle HadGEM présente des valeurs d'évapotranspiration plus élevées que le modèle MPI. Cette observation suggère que les deux modèles climatiques projettent une augmentation significative de l'évapotranspiration potentielle dans le futur, mais avec des différences quantitatives entre les deux. La divergence entre les modèles, où HadGEM affiche des valeurs d'évapotranspiration plus élevées, peut résulter de leurs paramétrages spécifiques, de leurs représentations des processus physiques, ou d'autres caractéristiques intrinsèques à chaque modèle.

L'identification de ces différences entre les modèles est cruciale pour comprendre les incertitudes associées aux projections futures de l'évapotranspiration, ce qui est essentiel dans le contexte de la planification et de la gestion des ressources en eau. Cette analyse comparative fournit des informations précieuses sur la variabilité des projections entre les modèles, contribuant ainsi à une évaluation plus complète des impacts potentiels des changements climatiques sur les processus hydrologiques.

IV.1.6. Impact des changements climatiques sur les débits du bassin versant du Mono à Athiémé

Dans le but d'appréhender les conséquences des changements climatiques sur le débit à l'exutoire d'Athiémé, les modèles hydrologiques AWBM et HBV ont été employés pour simuler les débits historiques et futurs. Les données corrigées, provenant des modèles climatiques, ont été utilisées pour ces simulations. Une comparaison des débits issus de divers modèles climatiques a été effectuée afin d'identifier toute variation potentielle du débit au cours de la période des 30 années à venir.



ANALYSE MULTIMODELE DE LA DISPONIBILITE FUTURE DES RESSOURCES EN EAU DE SURFACE DANS LE BASSIN DU MONO A ATHIEME

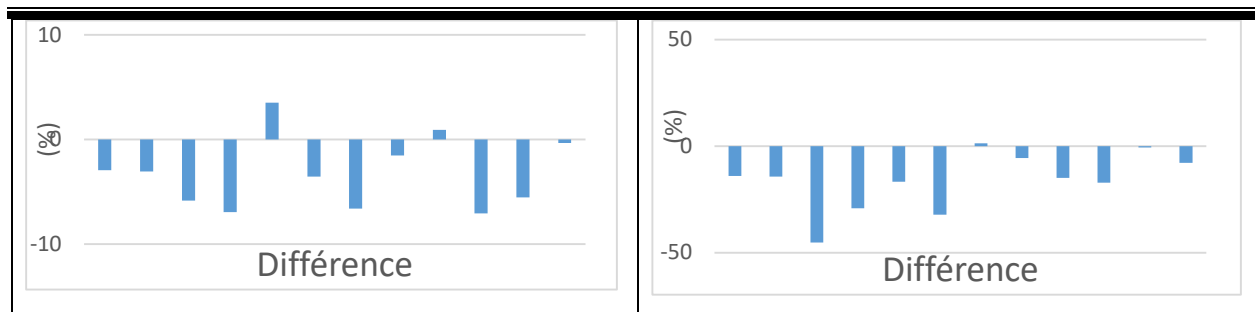


Figure 201: Comparaison entre les les débits moyens mensuels historiques et futurs simulés par les modèles hydrologiques AWBM et HBV

La figure 21 illustre la moyenne mensuelle des débits simulés par les modèles hydrologiques **AWBM** et **HBV** en utilisant les données climatiques générées par les modèles **HadGEM** et **MPI**. En ce qui concerne le modèle **HadGEM**, les simulations des débits futurs mensuels, réalisées par les modèles **AWBM** et **HBV**, présentent une moyenne mensuelle inférieure par rapport aux débits mensuels historiques simulés. Cette tendance se manifeste clairement sur le graphique de différence exprimé en pourcentage, avec une valeur négative tout au long de l'année.

Les modèles **HBV** et **AWBM** montrent une augmentation du débit dès le mois de mars, particulièrement marquée en avril le modèle **HBV** indique un débit de **9,91 mm/mois**, tandis que le modèle **AWBM** montre un débit de **13,79 mm/mois**. La simulation du débit maximum en juillet par le modèle **HBV** est de **36,34 mm/mois** pour la période historique et de **29,18 mm/mois** pour la période future, représentant une diminution de **19%**. Pour le modèle **AWBM**, les débits simulés sont plus élevés, avec un maximum observé en juin de **56,37 mm/mois** pour la période historique et de **48,01 mm/mois** pour la période future, soit une diminution de **10,43%**.

Il est également à noter que le modèle **HadGEM** simule une crue étendue de juillet en Août selon le modèle **HBV**, tandis qu'elle se situe plutôt de juin à juillet pour le modèle **AWBM**. En ce qui concerne le modèle **MPI**, la comparaison entre les débits moyens mensuels historiques et futurs simulés par les modèles hydrologiques **AWBM** et **HBV** révèle une constante : les débits mensuels futurs sont toujours inférieurs à ceux historiquement simulés. Cette tendance se manifeste clairement sur le graphique de différence exprimé en pourcentage, montrant des valeurs négatives pour la plupart des mois de l'année.

Le début de la montée des eaux diffère légèrement entre les deux modèles, avec une initiation en avril pour le modèle **AWBM** et en mai pour le modèle **HBV**. Le débit maximum, observé en juin pour le modèle **AWBM**, s'élève à **71,31 mm/mois** pour la période historique et diminue à **59,05 mm/mois** pour la période future, soit une diminution de **17%**. En revanche, le

modèle **HBV** simule des débits moins élevés, avec un débit maximum observé en août de **41,5 mm/mois** pour la période historique et de **38,58 mm/mois** pour la période future, traduisant une diminution de **7%**. La crue est observée en octobre pour le modèle climatique **MPI** et ne présente pas d'étalonnage dans le temps.

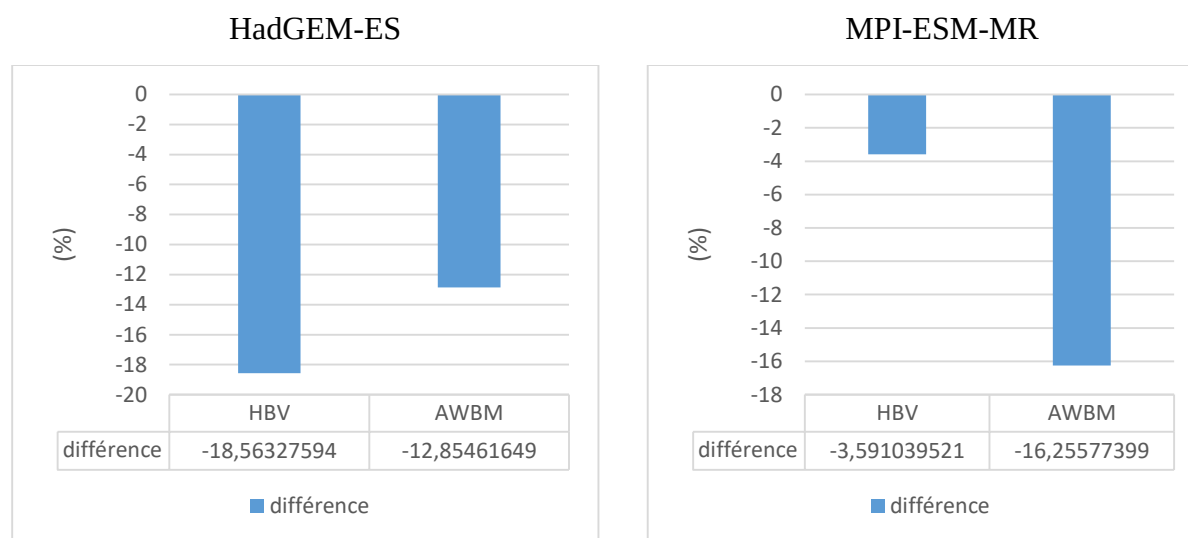


Figure 21 : Comparaison entre les débits annuels moyens historiques et futurs simulés par les modèles hydrologiques AWBM et HBV.

La figure 22 compare la différence des débits annuels moyens historiques et futurs simulés par les modèles hydrologiques.

Concernant le modèle **HadGEM**, le modèle **HBV** présente une moyenne annuelle historique de **202,37 mm/an** et une moyenne future de **164,80 mm/an**, soit une diminution de **18,6%**. Quant au modèle **AWBM**, sa moyenne annuelle historique est de **259,73 mm/an**, avec une moyenne annuelle future de **226,34 mm/an**, représentant une diminution de **13%** environ.

Concernant le modèle **MPI**, en termes de débits annuels moyens, le modèle **AWBM** affiche une moyenne historique de **282,45 mm/an**, tandis que la moyenne future est estimée à **236,54 mm/an**, représentant une diminution significative de **16%**. De son côté, le modèle **HBV** présente une moyenne annuelle historique de **197,75 mm/an**, avec une légère baisse à **190,65 mm/an** pour la moyenne annuelle future, soit une diminution de **3%**.

Les débits annuels simulés par **HBV** sont plus proches des débits moyens annuels obtenus pour le calage et la validation, malgré le fait que le modèle **HBV** a montré une performance inférieure à celle de **AWBM**. Les débits **AWBM** sont considérablement plus faibles.

Les différences négatives sont plus évidentes au niveau des deux modèles climatiques, Cela signifie que la période future (2031-2060) sera moins humide que la période de référence selon le modèle **HadGEM** et **MPI**.

IV.2 Discussions

L'évaluation des performances des modèles **AWBM** et **HBV** repose sur l'analyse de plusieurs critères de performance, notamment le coefficient de Nash-Sutcliffe (NSE), le coefficient de Kling-Gupta (KGE), ainsi que sur la comparaison graphique des hydrogrammes observés et simulés. Ces évaluations ont été effectuées tant pour la phase de calage que pour celle de validation, se concentrant spécifiquement sur la zone d'étude.

Il convient de noter que l'utilisation de plusieurs modèles offre une perspective plus robuste en tenant compte de la diversité des résultats. Cette approche contribue à atténuer les incertitudes liées à la complexité des modèles hydrologiques. Lors du calage du modèle AWBM, des performances notables ont été obtenues, avec des critères dépassant 0,7, comparables à ceux de Biao et al., 2021, qui ont également fourni d'excellents résultats avec des critères presque identiques. Toutefois, la validation de ce modèle avant la construction du barrage de Nangbéto a révélé des résultats médiocres, inférieurs à 0,4, tandis qu'après la mise en service du barrage, les critères ont atteint jusqu'à 0,6.

En ce qui concerne le modèle HBV, le calage a abouti à des critères d'efficacité de l'ordre de 0,7, en comparaison avec les résultats satisfaisants antérieurs obtenus par le même modèle. Cependant, lors de la validation après la mise en service du barrage, le critère de NSE a diminué jusqu'à 0,41. Il est à noter que les autres modèles de l'étude de (Biao et al., 2021) ont montré des performances élevées tant au niveau du calage que de la validation avant la construction du barrage, mais ces critères ont diminué considérablement après la mise en service du barrage.

Il est intéressant de souligner que la validation des modèles après la mise en eau du barrage présente des performances moindres par rapport à la première validation. Cette observation pourrait s'expliquer par l'influence des rejets d'eau du barrage (Biao et al., 2021), soulignant ainsi l'impact significatif de la gestion hydraulique post-barrage sur les performances des modèles hydrologiques.

La décision de se limiter à l'utilisation de variables climatiques corrigées du biais repose sur la motivation selon laquelle la correction du biais contribue à réduire les incohérences et les écarts. En effet, en corrigeant le biais dans les données climatiques, on cherche à rectifier les déviations systématiques et les erreurs systémiques, ce qui permet d'améliorer la précision et la fiabilité des résultats obtenus à partir de ces variables.

Cette approche vise à garantir une représentation plus fidèle des conditions climatiques dans les modèles, en minimisant les distorsions potentielles introduites par des biais préexistants.

En éliminant ou réduisant ces incohérences, on peut obtenir des simulations hydrologiques plus précises et plus cohérentes, renforçant ainsi la robustesse des résultats et la validité des modèles.

En résumé, l'utilisation de variables climatiques corrigées du biais est un choix méthodologique visant à améliorer la qualité des données d'entrée des modèles hydrologiques en réduisant les erreurs systématiques, ce qui se traduit par des prévisions plus précises et une meilleure compréhension des processus hydrologiques.

Par rapport à la période historique, qui s'étend de 1970 à 2005, les projections des deux modèles régionaux, HadGEM et MPI, indiquent une augmentation de la température pour la période future de 2031 à 2060. Ces changements sont cohérents avec les observations de plusieurs ensembles de modèles climatiques, y compris ceux qui ne montrent pas d'augmentation des crues (Amoussou et al., 2014). Cette tendance peut être expliquée par l'augmentation des températures, entraînant une forte perte évaporatoire, ce qui pourrait atténuer l'impact d'une augmentation du maximum annuel journalier sur les crues importantes.

Cependant, il est important de noter que la plupart des modèles climatiques ne sont pas unanimes en ce qui concerne la projection de la pluviométrie. Les modèles ICT et METO surestiment les lames d'eau précipitées dans le bassin, avec une surestimation plus marquée du modèle METO par rapport à ICT. Ces deux modèles sous-estiment également les fortes pluies (Q9 et Q10) dans le bassin, contrairement aux modèles SMH et MPI qui surestiment l'augmentation des fortes intensités journalières (Q10) dans le bassin (AMOUSSOU E., 2014).

Bien que le modèle HadGEM simule une augmentation de 2% de la pluie moyenne annuelle future par rapport à la période de référence 1987-2010. Le modèle MPI, quant à lui, simule une augmentation de 7% de la pluie moyenne annuelle par rapport à la période historique, observée particulièrement en mai, septembre et octobre.

Les études précédentes de Amoussou (2014) montrent que le modèle ICT est le plus fidèle des quatre modèles pour reproduire les pluies intenses, bien que les événements les plus rares et les plus intenses restent médiocrement simulés, comme le montre la divergence des valeurs de récurrence décennale. Néanmoins, les projections indiquent une augmentation notable des intensités pluvieuses pour l'ensemble des périodes de retour, soulignant une préoccupation croissante concernant l'abondance des fortes pluies à l'avenir, comme démontré par plusieurs modèles climatiques (Crétat et al., 2013 ; Paeth et al., 2011)

En résumé, ces résultats mettent en évidence des différences notables entre les modèles en termes de distribution des quantiles de pluies, avec des variations distinctes dans la stabilité ou l'évolution des niveaux de précipitations. Ces observations ont des implications importantes pour la compréhension des changements climatiques locaux et la planification des ressources en eau, mettant en lumière la nécessité d'une analyse approfondie des sorties des modèles pour chaque scénario de changement climatique.

Selon les résultats de simulation des modèles hydrologiques, une diminution des débits annuels est prévue pour la période de **2031 à 2060**, comparée à la période de référence (**1981-2010**). Le modèle climatique **HadGEM** indique une tendance à la baisse, avec une diminution de **12%** du débit moyen annuel simulée par **AWBM** et une diminution de **18%** simulée par **HBV**. En revanche, le modèle climatique **MPI** présente une tendance mitigée, avec une diminution de **27%** du débit moyen annuel simulée par **AWBM** et une augmentation de **3%** simulée par **HBV**. Des débits relativement faibles sont observés dans les deux modèles **HadGEM** et **MPI**. Cette observation s'explique par les faibles précipitations et les températures élevées projetées par ces modèles. En effet, les conditions climatiques simulées par **HadGEM** et **MPI** indiquent une tendance vers des régimes de pluies moins abondantes, combinée à des températures plus élevées. Ces facteurs contribuent à la diminution des débits, notamment dans le contexte des modèles climatiques.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

En conclusion, cette étude approfondie sur l'impact du changement climatique dans le bassin versant du Mono à Athiémé souligne la nécessité d'une approche multi modèle pour évaluer la disponibilité des ressources en eau de manière exhaustive. Les projections climatiques issues des modèles **HadGEM** et **MPI**, basées sur le scénario **RCP 8.5**, mettent en évidence des variations substantielles de température et de pluviométrie, engendrant des répercussions directes sur les débits annuels du bassin. Les simulations hydrologiques avec les modèles **AWBM** et **HBV** révèlent des tendances convergentes, signalant une diminution des débits dans l'ensemble. Cette recherche souligne l'importance cruciale d'une approche intégrée, combinant des modèles climatiques robustes avec des modèles hydrologiques précis, afin de mieux appréhender et

anticiper les conséquences du changement climatique sur la disponibilité de l'eau dans le bassin Mono.

Les informations des deux modèles climatiques, ont été utilisées comme données d'entrée pour les modèles hydrologiques. L'objectif était de simuler les débits afin de comprendre comment les changements climatiques peuvent influencer la disponibilité d'eau dans le bassin versant. Avant de simuler les débits, les modèles climatiques ont été testés pour voir à quel point ils sont bons pour reproduire la pluviométrie et la température de référence. Les résultats ont montré que les deux modèles ont bien reproduit la température historique après la correction des données, mais il y a eu de légères différences dans la simulation de la pluie surtout dans le mois d'octobre où le modèle MPI surestime par rapport aux observées. Puisque les débits dans le bassin versant dépendent largement des précipitations, il a été difficile d'identifier une tendance claire en raison de la variabilité des simulations de pluie des deux modèles.

En conséquence, il devient crucial de prendre en compte à la fois l'augmentation et la diminution des ressources en eau. En d'autres termes, il est important de considérer comment l'eau disponible dans la région peut varier, qu'elle augmente ou diminue, pour mieux se préparer aux changements climatiques.

Les résultats indiquent qu'il est crucial d'utiliser des ensembles plus vastes de prévisions pour bien évaluer comment le changement climatique affecte les ressources en eau du bassin versant. En d'autres termes, pour avoir une idée précise des impacts futurs, il est nécessaire d'avoir un grand nombre de scénarios climatiques différents.

Cela signifie également que l'évaluation des effets du changement climatique sur les ressources en eau sur le bassin du Mono à Athiémé doit être constamment actualisée au fur à mesure que les prévisions climatiques s'améliorent. En suivant de près les nouvelles données climatiques, nous pouvons affiner nos projections et mieux comprendre comment le changement climatique peut influencer la disponibilité en eau dans la région au fil du temps.

Ces résultats fournissent une base solide pour orienter la mise en place de mesures d'adaptation adéquates, indispensables pour garantir une gestion durable des ressources en eau dans le contexte d'une évolution climatique continue. Cette approche de façon globale, mettant en lumière la complexité des interactions climat-eau, offre des perspectives précieuses pour la prise de décision

et l'élaboration de politiques en faveur de la résilience du bassin face aux défis climatiques émergents.

Pour mieux évaluer l'incertitude associée aux éléments du bilan hydrologique, il serait plus avantageux d'utiliser un ensemble plus large de modèles hydrologiques, idéalement plus de deux. L'utilisation de plusieurs modèles hydrologiques permettrait d'obtenir une gamme plus diversifiée de résultats, reflétant ainsi la variabilité potentielle des simulations. En employant une approche multi-modèles, chaque modèle hydrologique peut avoir ses propres forces et faiblesses, et l'ensemble des résultats peut fournir une estimation plus robuste de l'incertitude. Cela aiderait à prendre en compte la diversité des réponses possibles des modèles aux variations climatiques et à mieux comprendre les limites et les zones d'accord entre les différents modèles. Utiliser un ensemble plus large de modèles hydrologiques contribuerait à une évaluation plus complète de l'incertitude, offrant ainsi une base solide pour la prise de décision dans le contexte des projections climatiques futures et de l'impact sur les ressources en eau.

REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE

- AMOUSSOU E. (2014). Evolution des précipitations extrêmes dans le bassin versant du Mono (Bénin-Togo) en contexte de variabilité/changement.
- BERTHIER. (2004). Quantification des incertitudes des débits calculés par un modèle pluie-débit empirique.
- Biao, E. I., Obada, E., Alamou, E. A., Zandagba, J. E., Chabi, A., Amoussou, E., Adoukpe, J., & Afouda, A. (2021). Hydrological Modelling of the Mono River Basin at Athiémé. Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences, 384, 57-62. <https://doi.org/10.5194/piahs-384-57-2021>
- Browne, N. A. K., & Sylla, M. B. (2012). Regional Climate Model Sensitivity to Domain Size for the Simulation of the West African Summer Monsoon Rainfall. International Journal of Geophysics, 2012, 1-17. <https://doi.org/10.1155/2012/625831>
- dakpede. (2020). analyse de l'impact du changement climatique et de l'aménagement d'un bassin versant sur le régime hydrologique du bassin versant : cas du bassin versant de Bankandi-Lofoing à Dano (Burkina Faso).
- Domguia, E. N. (2016). Impact potentiel du changement climatique sur le coût de l'offre en eau potable : une étude de cas dans la ville de Douala au Cameroun.
- Geoff Podger. (2004). Rainfall Runoff Library User Manual (p. 47-48).
- Gudmundsson, L., Bremnes, J. B., Haugen, J. E., & Engen Skaugen, T. (2012). Technical Note : Downscaling RCM precipitation to the station scale using quantile mapping – a comparison of methods [Preprint]. Hydrometeorology/Mathematical applications. <https://doi.org/10.5194/hessd-9-6185-2012>
- Heinzeller, D., Dieng, D., Smiatek, G., Olusegun, C., Klein, C., Hamann, I., Salack, S., Bliefernicht, J., & Kunstmann, H. (2018). The WASCAL high-resolution regional climate

- simulation ensemble for West Africa : Concept, dissemination and assessment. *Earth System Science Data*, 10(2), 815-835. <https://doi.org/10.5194/essd-10-815-2018>
- Malenfant. (2016). Analyse de sensibilité d'un multimodèle hydrologique.
- Noumon, C. J., Kodja, D. J., Kouhoundji, N., Houessou, S., Amoussou, E., Sintondji, L. O., Vissin, E., & Agbossou, E. K. (2020). Utilisation du Modèle GR4J pour la Simulation des Débits d'Etiage du Fleuve Mono (Bénin, Togo) à l'Exutoire d'Athiémé. 23(1).
- Ouachani, R., Bargaoui, Z., & Ouarda, T. (2007). Intégration d'un filtre de Kalman dans le modèle hydrologique HBV pour la prévision des débits. *Hydrological Sciences Journal*, 52(2), 318-337. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.2.318>
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., & Loumagne, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? *Journal of Hydrology*, 303(1-4), 290-306. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>
- SAMBOU. (2011). Calage et validation des modèles hydrologiques GR4J et GR2M sur le bassin du Bafing en amont de Bafing-Makana : Vers l'étude de l'impact du climat sur les ressources en eau de la retenue de Manantali.
- 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>
- Trivedi et al... (2019, décembre 26). Impact du changement climatique à l'aide de l'analyse des tendances des précipitations, boîte à outils RRL AWBM, synthétique et arbitraire. *Journal actuel des sciences appliquées et de la technologie*.
- Yegbemey, R. N., Yabi, J. A., Boris, G., & Paraïso, A. (2014). Simultaneous modelling of the perception of and adaptation to climate change : The case of the maize producers in northern Benin. *Cahiers Agricultures*, 23(3), 177-187. <https://doi.org/10.1684/agr.2014.0697>

zannou. (2006). determination des termes du bilan hydrologique sur le bassin de l'oueme superieur

(ore amma-catch) : approche annuelle et mensuelle avec calcul d'incertitudes associées.

TABLE DES MATIERES

FICHE DE CERTIFICATION	ii
DÉDICACE	iii
REMERCIEMENTS	iv
RESUME	v
ABSTRACT	vi
SOMMAIRE	vii
LISTE DES FIGURES	x
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xii
INTRODUCTION GENERALE	13
1. Contexte et justification de l'étude	13
2. Problématique	14
3. Objectifs du mémoire	15
3.1. Objectif général	15
3.2. Objectifs spécifiques	15
4. Cadre de la présente étude	15
3. Plan de rédaction	15
CHAPITRE I : REVUE DE LITTERATURE	17
I.1 Modélisation climatique	17
I.2 Différents types de modèles climatiques	17
I.3 Modélisation hydrologique	18
I.4 La correction de biais	19
I.5 Les scénarios climatiques	21

**ANALYSE MULTIMODELE DE LA DISPONIBILITE FUTURE DES RESSOURCES EN EAU DE
SURFACE DANS LE BASSIN DU MONO A ATHIEME**

I.6	Le changement climatique	21
I.7	Les précipitations	22
I.8	Ecoulements de surface.....	23
I.9	La mesure et le calcul de l'évapotranspiration	24
I.10	Bilan des éléments hydrologiques	24
CHAPITRE II : MILIEU D'ETUDE		26
II.1	Situation géographique du milieu d'étude.....	26
II.2	Hydrologie du bassin versant du Mono	27
II.2.1.	Climat du bassin du Mono.....	27
II.2.2.	Régime pluviométrique	28
II.3	Hydrogéologie du bassin du Mono.....	29
II.4	Reliefs du bassin versant du Mono.....	29
II.4	Formations végétales et nature du sol.....	29
CHAPITRE III : MATERIEL ET METHODE.....		31
III.1	Matériel	31
III.1.1	Données utilisées.....	31
1.1.1	Données d'entrée des modèles hydrologiques	31
1.1.2.	Les données utilisées pour l'évaluation des impacts climatiques.	31
III.1.2.	Outils de traitement	32
1.2.1.	R studio	32
1.2.2.	SIG	32
1.2.3.	Logiciel Excel	33
1.2.4.	HBV Light.....	33
1.2.5.	AWBM	33
III.2.	Méthodologie	34

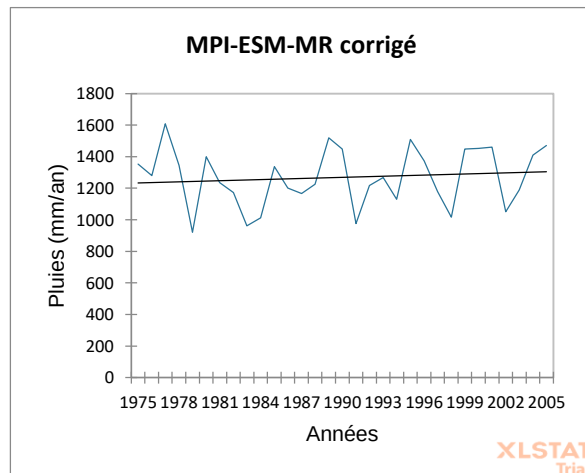
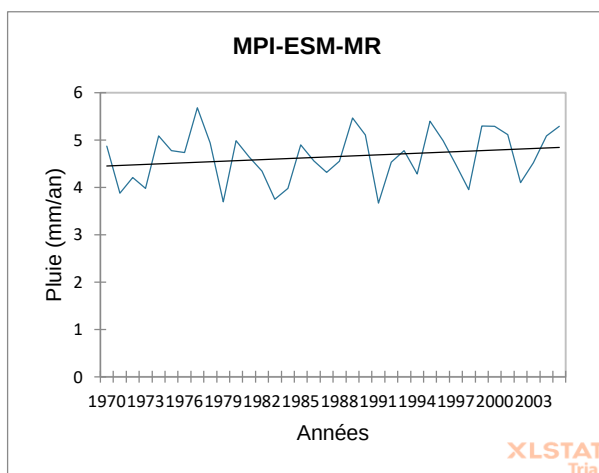
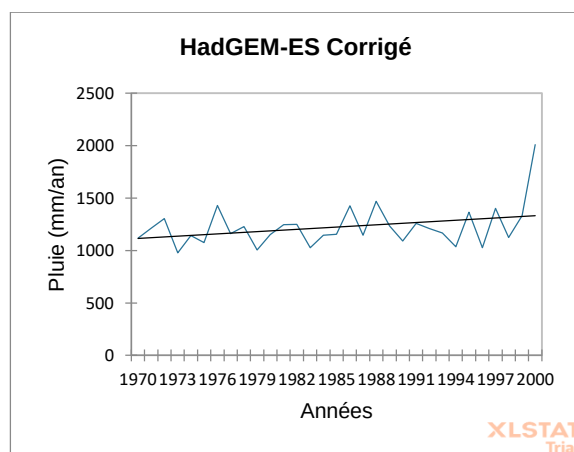
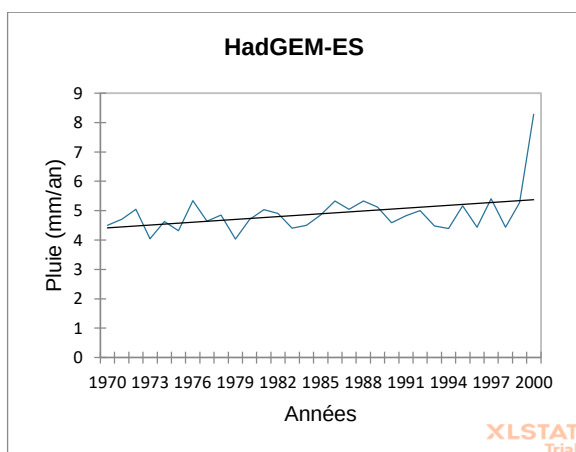
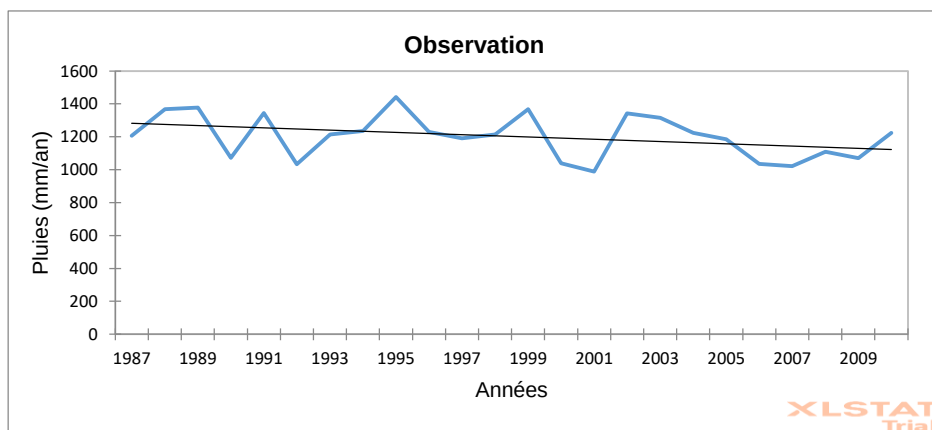
III.2.1. Modélisation hydrologique avec les modèles AWBM et HBV	34
2.1.1. Description du modèle AWBM.....	34
2.1.2. Description du modèle HBV	37
2.1.3. Calage et validation des modèles	42
III.2.2. Correction de biais de données climatiques issues des modèles climatiques HadGEM2-ES et MPI-ESM-MR	45
III.2.3. Calcul de l'évapotranspiration potentielle historique et futur avec la méthode Ludovic Oudin.....	46
III.2.4. Simulation des débits historiques et futurs à l'aide des données corrigées.....	47
CHAPITRE IV : RESULTATS ET DISCUSSIONS.....	48
IV.1 Résultats	48
IV.1.1. Calage et validation des modèles hydrologiques.	48
1.1.1. Le modèle AWBM	48
1.1.2. Le Modèle HBV	51
IV.1.2. Correction de biais des données de projection climatique pour le bassin versant du Mono (précipitation et température)	54
1.2.1. Précipitations.....	54
1.2.2. Température	57
IV.1.3. Quelques statistiques des données avant et après correction des précipitations	60
1.3.1. Précipitations historiques observées et simulées.....	60
1.3.2. Projection future des pluies sur le bassin du Mono à Athiémé	62
IV.1.4. Quelques statistiques des données avant et après correction des températures	63
1.4.1. Températures historiques observées et simulées.....	63
1.4.2. Projection future des températures sur le bassin du Mono à Athiémé	64
IV.1.5. Evapotranspiration potentielle	65

**ANALYSE MULTIMODELE DE LA DISPONIBILITE FUTURE DES RESSOURCES EN EAU DE
SURFACE DANS LE BASSIN DU MONO A ATHIEME**

IV.1.6. Impact des changements climatiques sur les débits du bassin versant du Mono à Athiéme	67
IV.2 Discussions.....	71
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	73
REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE.....	76
TABLE DES MATIERES	79
Annexe	83

Annexe

Annexe1 : Test de Mann-Kendall pour déterminer l'existence d'une tendance dans les données historiques observées et simulées.



Annexe1 : Script R pour le calcul de l'évapotranspiration par la méthode de OUDIN

```
library(airGR)
# Charger les données depuis le fichier csv
donnees <- read.csv("C:/Users/ADMIN/Documents/1 Students/2023/SOSSOU Pierre/DataProjectionHistorique/Mono_h1")
# Convertir la colonne Date en objet Date
donnees$Date <- as.Date(donnees$Date, format = "%d/%m/%Y")
# Convertir la colonne Temp en type numérique
donnees$Temp <- as.numeric(donnees$Temp)
# Remplacer les valeurs manquantes dans la colonne Temp par une valeur par défaut (par exemple, la moyenne)
donnees$Temp[is.na(donnees$Temp)] <- mean(donnees$Temp, na.rm = TRUE)
# Calculer le jour julien pour chaque jour
jour_julien <- as.numeric(format(donnees$Date, "%j"))

# Calculer l'évapotranspiration potentielle avec PE_Oudin
PotEvap <- PE_Oudin(
  JD = jour_julien,
  Temp = donnees$Temp,
  Lat = -6.256, # Latitude en décimal
  LatUnit = "deg",
  TimestepIn = "daily",
  TimestepOut = "daily",
  RunFortran = FALSE
)
# Ajouter les résultats à votre data frame
donnees$PotEvap <- PotEvap
write.csv(donnees, file = "etp.csv")
```

Annexe 2 : Script R pour la réalisation du « quantile mapping »

```
### david.gampe@lmu.de

require(qmap)
require(stats)
require(hydroGOF) # for rmse alone
##### reshape function

# read in the text files: Observation
obs_new1 = read.csv("D:/1 Students/2023/SOSSOU Pierre/Observed_Rainfall_Thiessen_Spatialised Mono.csv",
  header = T); obs_new

# read in the text files: Simulated for calibration
mod_new1 = read.csv("D:/1 Students/2023/SOSSOU Pierre/DataProjectionHistorique/Mono _ pr_AFR-44_HadGEM2
-ES_rcp85_r1i1p1_ICTP-RegCM4-3_4.3-rc15_day .csv", sep=","); mod_new

# read in the text files: Simulated values to correct
mod_new_To_Correct = read.csv("D:/1 Students/2023/SOSSOU Pierre/DataProjectionHistorique/Mono _ pr_AFR-
44_HadGEM2-ES_rcp85_r1i1p1_ICTP-RegCM4-3_4.3-rc15_day .csv", sep=","); mod_new_To_Correct

# Adjusting the dates of observations
DDDD = as.character(obs_new1[,1])
Obs_Date = paste(substr(DDDD, start = 1, stop = 4), ".", substr(DDDD, start = 5, stop = 6), ".",
  substr(DDDD, start = 7, stop = 8), sep = "" ); Obs_Date

# Common dates identification

Obs_Date %in% mod_new[,1]

obs_new = data.frame(Date=Obs_Date[Obs_Date %in% mod_new1[,1]], Data=obs_new1[Obs_Date %in% mod_new1[,1],2]); mod_new
mod_new = mod_new1[mod_new1[,1]%in%Obs_Date,]; mod_new

.....
```

ANALYSE MULTIMODELE DE LA DISPONIBILITE FUTURE DES RESSOURCES EN EAU DE SURFACE DANS LE BASSIN DU MONO A ATHIEME

```
# select a grid cell / column.
# (In reality: loop through all to correct the whole data set)
# in the lab session we will only explore a few grid cells

# first: check the calibration period
# change the calibration period
calibration.start="2030.01.01" #pour futur 2030
calibration.end="2060.12.31" #pour futur 2060

# Selecting the data column
ggg=2

# Getting the index corresponding to the calibration period

find.start = which(as.character(mod_new[,1]) ==calibration.start );find.start
find.end   =  which(as.character(mod_new[,1]) ==calibration.end );find.end

# now get familiar with the data set, construct ggplots
# plot time series

plot(obs_new[find.start:find.end,ggg], mod_new[find.start:find.end,ggg], xlim=c(0,200),ylim=c(0,200))
plot(sort(obs_new[find.start:find.end,ggg]), sort(mod_new[find.start:find.end,ggg]),xlab = " Observations
ordonn?es", ylab = "Simulations ordonn?es")
lines(sort(obs_new[find.start:find.end,ggg]), sort(obs_new[find.start:find.end,ggg]))
# plot ecdfs
plot(ecdf(mod_new[find.start:find.end,ggg]),col=2, xlab = " Pluies ordonn?es", ylab = "Fr?quences cumul?es")
# add original model data
plot(ecdf(obs_new[find.start:find.end,ggg]), add=T)          # reference data

# what does the plot tell you?

##### is there a bias in the data set?
# yes? Great, then let's start with the bias correction

# now perform the quantile mapping

newfit = fitQmapQUANT(obs_new[find.start:find.end,ggg],mod_new[find.start:find.end,ggg],wet.days=T,qstep=.0001,nboot=100)
mod_corr = doQmapQUANT(mod_new_To_Correct[,ggg],newfit)# Data for which quantile mapping will be done

# Saving the corrected data into a file/Please, modify the file name
write.csv(data.frame(Date=mod_new_To_Correct[,1],mod_new_To_Correct[,2], mod_corr),
          "D:/1 Students/2023/SSOSSOU Pierre/Corrected_Data/Corrected_DataDataProjectionHistorique/Mono _
pr_AFR-44_HadGEM2-ES_rcp85_r1i1p1_ICTP-RegCM4-3_4.3-rc15_day .csv")

#add the cdf of the bias corrected data mod_corr to the plot
lines(ecdf(mod_corr),col=3)

# Plotting the corrected values

plot(sort(obs_new[find.start:find.end,ggg]), sort(mod_corr[find.start:find.end]), xlab = "
observations ordonn?es", ylab = "Simulations ordonn?es")
lines(sort(obs_new[find.start:find.end,ggg]), sort(mod_corr[find.start:find.end]), col=3)
abline(lsfite(sort(obs_new[find.start:find.end,ggg]), sort(obs_new[find.start:find.end,ggg])),col=4)

# evaluate the calibration period:

rmse(obs_new[find.start:find.end,ggg],mod_new[find.start:find.end,ggg])
rmse(obs_new[find.start:find.end,ggg],mod_corr[find.start:find.end])
```

ANALYSE MULTIMODELE DE LA DISPONIBILITE FUTURE DES RESSOURCES EN EAU DE SURFACE DANS LE BASSIN DU MONO A ATHIEME

```
plot(ecdf(obs_new[find.start:find.end,ggg]))
lines(ecdf(mod_new[find.start:find.end,ggg]),col=2)
lines(ecdf(mod_corr[find.start:find.end]),col=3)

qqplot(obs_new[,ggg],mod_new[,ggg],distribution = qnorm,xlim=c(0,200),ylim=c(0,200),xlab="obs",ylab="mod")

qqplot(obs_new[,ggg],mod_corr,distribution = qnorm,xlim=c(0,200),ylim=c(0,200),xlab="obs",ylab="mod")

#check ecdfs
plot(ecdf(obs_new[,ggg]))      # reference dataadd
lines(ecdf(mod_new[,ggg]),col=2) # add original model data
lines(ecdf(mod_corr[,ggg]),col=4) # add bias corrected model data

#Statistic: Annual Values
obs_new_Annual=mod_new_Annual=mod_corr_Annual=NA
for (i in 1:29){
  obs_new_Annual[i]=sum(obs_new[365*(i-1)+1: 365*i,ggg], na.rm=T)
  mod_new_Annual[i]=sum(mod_new[360*(i-1)+1: 360*i,ggg], na.rm=T)
  mod_corr_Annual[i]=sum(mod_corr[360*(i-1)+1: 360*i], na.rm=T)
}; cbind(obs_new_Annual,mod_new_Annual,mod_corr_Annual)
```