

THÈSE

en vue de l'obtention du : **DOCTORAT**

Centre de Recherche : Centre Eau, Ressources Naturelles, Environnement et Développement Durable.

Structure de Recherche : Laboratoire de Géosciences, Eau et Environnement.

Discipline : Sciences de la Terre.

Spécialité : Hydrologie, Modélisation, Géostatistique

Présentée et Soutenue le : 22 / 12 / 2023

par :

Nourelhouda KARMOUDA

Modélisation hydrologique d'un bassin méditerranéen (Ouergha/Maroc). Comparaison d'une approche conceptuelle (GR4J), à base physique (HEC-HMS) et intelligence artificielle (LSTM)

Devant le JURY :

Larbi BOUDAD	PES	Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Rabat	Président
Tarik BAHAJ	MCH	Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Rabat	Examineur/Rapporteur
Lahcen BENAABIDATE	PES	USMBA, Faculté des Sciences et Techniques, Fès	Examineur/Rapporteur
Mohamed HILALI	PES	Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences, Meknès	Examineur/Rapporteur
Gil MAHE	PES	Institut de Recherche pour le Développement, France	Examineur
Marc LEBLANC	PES	Université d'Avignon, Faculté des Sciences, France	Examineur
Hassane BRIRHET	Dr	Direction de Recherche et de Planification de l'Eau, Rabat	Invité
Tarik BOURAMTANE	MC	Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Rabat	Invité
Ilias KACIMI	PES	Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Rabat	Directeur de thèse

Année Universitaire : 2023 - 24

باسم الله الرحمن الرحيم والصلاة والسلام على سيدنا محمد ﷺ

Je dédie ce travail à :

À ALLAH, L'Unique, le Tout-Puissant, le Clément et le Miséricordieux.

« Qu'il nous couvre de sa bénédiction »

AMEN !

À ma Mère mon ange, l'étoile qui a illuminé chaque page de cette thèse. **Pour ma Mère**, son soutien et son amour inconditionnel ont été ma boussole tout au long de ce chemin académique. **Grâce à ma Mère**, qui a non seulement financé majoritairement ce projet, mais qui a aussi insufflé amour, affection, prière et force durant toutes ces années, merci d'avoir représenté l'épaule sur laquelle je me suis appuyée dans les moments difficiles, et la lumière qui a éclairé le chemin vers la réussite, cette thèse te doit beaucoup, et cette réussite est la tienne. **À mon père** grand homme que je respecte, ses conseils judicieux, son encouragement constant et ses prières ont été une source de force et de motivation, ce travail est dédié à toi aussi, en reconnaissance de ton influence et de ton rôle. **À mes sœurs** adorables, **Sofia** et **Saousane**, leur soutien, encouragement chaleureux et présence constante ont adouci ce parcours. Votre compréhension profonde, votre confiance en moi et l'amour partagé ont significativement contribué à la réalisation de ce projet, merci infiniment mes douces. À toute ma **famille**, ma **belle-famille** et **amies**, je vous remercie pour vos conseils, encouragements et prières. Finalement, ce travail est particulièrement dédié à mon cher **époux Youssef**, mon mentor. Sa bonté, sa patience et sa présence réconfortante m'ont fortement influencé, façonnant ainsi non seulement ma réussite académique, mais aussi la personne que je suis devenue. Je te remercie profondément d'avoir créé un foyer où mes rêves pouvaient s'épanouir. Cette thèse est aussi le fruit de notre partenariat, et je suis ravie de partager cette réussite avec toi.

Remerciement

Je remercie Allah d'avoir mis sur mon chemin des personnes formidables qui m'ont permis d'apprendre, de me développer, de surpasser mes faiblesses, et de forger mes qualités.

Lorsque j'ai quitté Fès, j'étais très inquiète je ne savais pas vraiment si je pourrais intégrer un laboratoire pour continuer mes études dans le domaine de la recherche. Ici à la faculté des sciences de Rabat j'ai trouvé ce dont j'avais besoin, un laboratoire sérieux, respectueux avec beaucoup de potentiel et d'ambition, c'est le laboratoire Géosciences, Eau et Environnement (LGEE), de la Faculté des Sciences de Rabat au Maroc.

D'abord, je présente mes vifs remerciements et ma profonde reconnaissance à mon directeur de thèse **Mr. Ilias KACIMI**, Professeur de l'Enseignement Supérieur et chef du laboratoire LGEE à la faculté des sciences de Rabat, d'avoir accepté de diriger ma thèse et me permettre d'intégrer son équipe de recherche ; j'ai beaucoup appris de son esprit analytique, de ses qualités scientifiques, et de son côté humain qui sont tous une source d'inspiration. Il a continué à m'encourager pour surmonter les défis et mener à bien ma thèse, c'est grâce à lui que ce travail est réalisé. Monsieur, c'est un honneur de faire partie de votre équipe et sous votre respectueuse direction.

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude envers tous les membres du Jury pour leur temps, et leurs précieuses contributions tout au long de l'évaluation de cette thèse :

Je remercie vivement, **Mr. Larbi BOUDAD**, Professeur de l'enseignement supérieur et chef de département des sciences de la terre à la faculté des Sciences de Rabat, d'avoir accepté de présider le jury de cette soutenance et ainsi d'examiner mon travail ; l'atmosphère qu'il a instaurée et sa direction des discussions ont grandement contribué à la qualité de ma soutenance.

Mes remerciements vont aussi à **Mr. Tarik BAHAJ**, Maîtres de Conférences Habilité à la faculté des sciences de Rabat, rapporteur interne et examinateur de ma thèse, d'avoir accepté d'être membre du Jury, et aussi pour ses remarques et commentaires, qui m'étaient très importants.

Je voudrais remercier tout particulièrement **Mr. Lahcen BENAABIDATE**, Professeur de l'Enseignement Supérieur à la faculté des sciences et techniques de Fès, rapporteur externe et examinateur de ma thèse, d'avoir accepté de faire partie des membres du jury, et aussi de m'avoir donné l'honneur de bénéficier de son expertise et de ses remarques très pertinentes.

Mes remerciements vont aussi à **Mr. Mohamed HILALI**, Professeur de l'Enseignement Supérieur à la faculté des sciences de Meknès, rapporteur externe et examinateur de ma thèse, d'avoir accepté d'être membre du Jury, et d'avoir enrichi mon travail par ses remarques.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à **Mr. Gil MAHE** Professeur de l'Enseignement Supérieur et Directeur de la recherche à l'IRD Montpellier, France ; pour avoir accepté d'examiner mon travail. Je suis particulièrement reconnaissante pour le temps précieux qu'il nous consacre afin de nous faire part de son expérience et de son expertise en hydrologie.

Mes sincères remerciements s'adressent à **Mr. Marc LEBLANC** Professeur de l'Enseignement Supérieur à la faculté des sciences de Rabat, et à l'université d'Avignon France, pour avoir accepté d'examiner mon travail et pour nous avoir fait part de ses connaissances qui ont été d'une valeur inestimable.

Ma profonde reconnaissance va au **Mr. Hassane BRIRHET**, Docteur en hydrologie, et ingénieur d'État chef de service au sein de la direction de la recherche et de la planification de l'eau au Maroc; c'est grâce à lui que ce travail a pu voir le jour, car il a mis à ma disposition différents supports techniques qui m'ont servi de base pour ce travail, j'ai appris au sein de son équipe beaucoup de techniques, et j'en suis bien reconnaissante.

Spécial remerciement et reconnaissance à **Mr. Tarik BOURAMTANE**, Maître de Conférences à la faculté des sciences de Rabat, pour son suivi continu du progrès de notre projet de recherche, pour ses remarques pertinentes, et pour sa disponibilité ; il a été toujours à l'écoute et n'hésitait pas à donner des conseils efficaces. Je le remercie surtout de m'avoir encouragé à ne pas baisser les bras ni abandonner. Cette thèse vous doit beaucoup, Monsieur.

Je n'oublie surtout pas de remercier infiniment **Mr. Mohamed EL KHARRIM** Docteur en météorologie et ingénieur d'État à la direction générale de la météorologie au Maroc, qui m'a aidé à apprendre beaucoup de connaissances techniques dans le domaine de la météorologie ; sa disponibilité, ses conseils, son expertise et son soutien constant ont été d'une aide précieuse.

Ma profonde gratitude va à l'équipe du Laboratoire Géosciences Eau et Environnement LGEE : **Mme. Mounia TAHIRI**, Maître de Conférences à la faculté des sciences de Rabat, pour ses remarques très pertinentes, ses corrections, son encouragement et son esprit joyeux, elle a laissé son empreinte fabuleuse dans ce parcours de thèse.

Mounia, Chifae, Claude, Halima, Imane, Ismail, Meryem, Youssef et Tarik, je ne saurai vous remercier suffisamment, vous m'avez accepté parmi vous et vous m'avez aidé à reprendre mon parcours après une très difficile période, vous m'avez redonné la passion de la recherche et l'ambition que j'avais perdu ; sans vous, je ne pense pas être capable d'arriver à ce stade. Je vous suis toutes et tous reconnaissante du profond de mon cœur.

Résumé

Les événements hydrométéorologiques extrêmes constituent un impact préoccupant des changements climatiques. Dès lors, la modélisation hydrologique s'est avérée indispensable pour la prédiction du comportement hydrologique des bassins versants et la prévention contre les inondations. L'objectif principal de cette étude est l'évaluation de la performance de trois modèles qui se basent sur des approches différentes visant la reproduction du comportement hydrologique et la capture des débits extrêmes : un modèle conceptuel global (GR4J), un modèle semi-distribué à base physique (HEC-HMS), et trois architectures du modèle des réseaux de neurones profonds (LSTM). La zone d'étude désignée à cette fin est le bassin méditerranéen de l'Ouergha au nord du Maroc, couvrant une superficie de 6190 km² en amont du barrage Al Wahda, et constituant historiquement la zone de la genèse des inondations ayant affecté la plaine Al-Gharb telles que les inondations dévastatrices de 2010. Pour ce faire, différents indices statistiques de corrélation, des erreurs et des biais ont servi pour l'évaluation des modèles ; tandis que les hydrogrammes, les graphiques radar et les diagrammes de Taylor ont permis une comparaison des modèles. Les résultats indiquent que le modèle d'intelligence artificielle à couche unique LSTM 1 a démontré une performance supérieure, il est parvenu à mieux simuler les débits du bassin de l'Ouergha, à capturer efficacement la dynamique hydrologique et à faiblement sous-estimer les débits extrêmes. Pour affiner davantage ces résultats, on recommande d'incorporer des chroniques de l'étendue de la superficie des lacs de barrage, afin d'améliorer la politique de gestion des retenues et ainsi d'anticiper les lâchers substantiels lors des épisodes de pluies extrêmes.

Mots-clefs :

Modélisation Hydrologique ; Modèle Conceptuel ; Modèle Physique ; Intelligence Artificielle ; Bassin Versant Méditerranéen.

Abstract

Extreme hydrometeorological events represent a concerning impact of climate change. Consequently, hydrological modeling has become essential for predicting the hydrological behavior of watersheds and preventing floods. The purpose of this study is to evaluate the effectiveness of three models that employ distinct approaches to simulate hydrological patterns and capture extreme discharges: a global conceptual model (GR4J), a physically based semi-distributed model (HEC-HMS), and three architectures of deep neural network models (LSTM). The designated study area is the Ouergha Mediterranean basin in northern Morocco, covering an area of 6190 km² upstream of the Al Wahda dam. This area is known to be a flood-generating zone that has impacted the Al-Gharb plain, as evidenced by the devastating 2010 floods. To do so, various statistical indices of correlation, errors, and biases were used for model evaluation, while hydrographs, radar charts, and Taylor diagrams allowed for model comparison. The results indicate that the single-layer LSTM 1 artificial intelligence model demonstrated superior performance. It managed to better simulate the flows of the Ouergha basin, effectively capture the hydrological dynamics, and slightly underestimate extreme discharges. To further refine these results, it is recommended to incorporate chronicles of the extent of the surface area of dam lakes in order to improve the management policy of the reservoirs and thus anticipate substantial releases during episodes of extreme rainfall.

Key Words:

Hydrological Modeling; Conceptual Model; Physical Model; Artificial Intelligence; Mediterranean Watershed.

Liste des figures

Fig. 1 : Anomalies de température de surface (IPCC, 2014).	6
Fig. 2 : Changement de la température à la surface du globe (Masson-Delmotte et al., 2021) .	7
Fig. 3 : Tendances de la fréquence des précipitations quotidiennes extrêmes (événement / décennie) (Papalexiou and Montanari, 2019).	9
Fig. 4 : Tendances de la magnitude des précipitations quotidiennes extrêmes (mm/décennie) (Papalexiou and Montanari, 2019).	9
Fig. 5 : Images de l'Observatoire de la Terre de la NASA par Joshua Stevens.....	11
Fig. 6 : Classification de Köppen-Geiger des zones climatiques du bassin méditerranéen (Kottek et al., 2006; Rubel et al., 2017),	15
Fig. 7 : (a) Classification Köppen-Geiger des zones climatiques au Maroc, mise à jour par (Kottek et al., 2006; Rubel et al., 2017); (b) Elévations (m) du Maroc (Esri STRM 250m). ..	17
Fig. 8 : (a) Précipitations annuelle (mm) au Maroc entre 1991 et 2020. (b) Température moyenne annuelle (°C) au Maroc entre 1991 et 2020, (World Bank Group, 2021)	18
Fig. 9 : Images de Landsat 5, suivit d'inondation 2010 de la plaine d'inondation du Sebou (Al- gharb).	21
Fig. 10 : Le cycle d'eau © CNES	25
Fig. 11 : Schéma d'un bassin-versant (Allemand, 2021)	26
Fig. 12 : Relation conceptuelle entre le niveau de complexité du modèle, la disponibilité des données et la performance du modèle (Grayson and Blöschl, 2001).....	37
Fig. 13 : La situation géographique de la zone d'étude	43
Fig. 14 : Modèle d'élévation du terrain du bassin Ouergha "ASTER GDEM"	44
Fig. 15 : La carte de la distribution hypsométrique du bassin Ouergha	47
Fig. 16 : Interprétation d'aspect de la courbe hypsométrique	48
Fig. 17 : Courbe hypsométrique du bassin d'Ouergha.....	48
Fig. 18 : Le rectangle équivalent du bassin Ouergha	50
Fig. 19 : Carte des pentes du bassin versant Ouergha.....	50
Fig. 20 : Carte structurale de la ceinture du Rif avec un accent sur les zones externes	52
Fig. 21 : Coupe de la chaîne du Rif à l'échelle crustale avec l'âge des contacts majeurs	53
Fig. 22 : Colonne stratigraphique des unités structurales du Rif externe et des domaines de l'avant-pays.....	54
Fig. 23 : Carte géologique du bassin versant de l'Ouergha extraite de la carte géologique du Maroc 1/1000000.	56
Fig. 24 : (a) Proportion d'argile, (b) Proportion de limon, (c) Proportion de sable, (d) Texture du sol de la zone d'étude (classification USDA).	58
Fig. 25 : Carte de l'occupation du sol du bassin d'Ouergha	59
Fig. 26 : Carte du réseau hydrographique et des principaux oueds du bassin d'Ouergha	61
Fig. 27 : Carte des stations et barrages du bassin d'Ouergha.....	62
Fig. 28 : Précipitations moyennes des stations pluviométriques	63
Fig. 29 : Séries de données et localisation des stations du bassin versant Ouergha.....	66
Fig. 30 : Nombre de jours manquants (lacunes) par année pour chaque station.....	68
Fig. 31 : Répartition mensuelle du pourcentage de lacunes dans les données pluviométriques.	69
Fig. 32 : Distribution annuelle de la pluviométrie des stations aux données complètes pour la période de 2002 à 2012.	69
Fig. 33 : Débits mensuels maximaux des stations hydrométriques du bassin versant Ouergha.	71
Fig. 34 : Chroniques du débit moyen journalier des apports des barrages.....	72
Fig. 35 : Chroniques du débit moyen journalier enregistré à la sortie des barrages (m ³ /s).....	73

Fig. 36 : Schéma spatial des précipitations journalières moyennes pour la période 2003-2010 pour les données observées et les SPPs.....	82
Fig. 37 : Corrélation entre les précipitations journalières observées et estimées par SPPs	83
Fig. 38 : Résultats des indices statistiques des estimations de précipitations par SPPs au pas de temps journalier à l'échelle des stations.....	84
Fig. 39 : Résultats des indices statistiques des estimations de précipitations par SPPs au pas de temps journalier à l'échelle du bassin	84
Fig. 40 : Boîtes à moustache de la moyenne mensuelle des précipitations de janvier 2003 à décembre 2010 pour les observées et les SPPs à l'échelle des stations.	86
Fig. 41 : La moyenne mensuelle des précipitations de janvier 2003 à décembre 2010 pour les observées et les SPPs à l'échelle du bassin.	87
Fig. 42 : Corrélation entre les précipitations journalières observées et SPPs.	87
Fig. 43 : Résultats des indices statistiques des estimations de précipitations SPPs au pas de temps mensuelle à l'échelle des stations	88
Fig. 44 : Résultats des indices statistiques des estimations de précipitations SPPs au pas de temps saisonnier à l'échelle des stations	89
Fig. 45 : Résultats des indices statistiques des estimations de précipitations SPPs au pas de temps saisonnier à l'échelle du bassin.....	90
Fig. 46 Schéma spatiale des précipitations annuelles moyennes pour la période 2003-2010 dans le bassin de l'Ouergha.	91
Fig. 47 : Corrélation linéaire entre les précipitations annuelles observées et estimées par SPPs.....	92
Fig. 48 : Corrélation linéaire entre la station Ain Aicha-Bab Ouender et Ain Aicha-Galez. ..	93
Fig. 49 : Comparaison interannuelle des précipitations observées et reconstituées de la station Ain Aicha	94
Fig. 50 : Corrélation linéaire entre la station Jbel Outka-Galez et Jbel Outka-Tabouda	95
Fig. 51 : Comparaison interannuelle des précipitations observées et reconstituées de la station Jbel Outka.....	96
Fig. 52 : Comparaison de la distribution des lacunes pour Boured et Asfalou	97
Fig. 53 : Distribution du cumul mensuel de Boured et Asfalou (à gauche), corrélation linéaire entre Boured et Asfalou (à droite).	97
Fig. 54 : Variabilité mensuelle des précipitations du bassin d'Ouergha.	100
Fig. 55 : Variabilité interannuelle des précipitations du bassin d'Ouergha.	102
Fig. 56 : Indice standardisé des précipitations du bassin Ouergha.....	103
Fig. 57 : Evolution des précipitations mensuelles avant et après la rupture de 2007.....	105
Fig. 58 : Maximas journaliers interannuelles des précipitations.	106
Fig. 59 : Tendances linéaires des extrema journalières interannuelles de précipitations.....	107
Fig. 60 : Variabilité mensuelles des débits moyens du bassin d'Ouergha.	108
Fig. 61 : Variabilités interannuelles des débits de pointes	108
Fig. 62 : Indice de sécheresse du débit fluviale SDI	109
Fig. 63 : Tendances linéaires des extrema journalières interannuelles de débit.	111
Fig. 64 : Polygones de Thiessen du bassin Ouergha	113
Fig. 65 Précipitations moyennes interannuelles du bassin Ouergha.	114
Fig. 66 : L'architecture du modèle GR4J (Perrin 2003 INRAE.fr).....	115
Fig. 67 : Résultats de calibration du GR4J	119
Fig. 68 : Résultats de validation du GR4J	120
Fig. 69 : Résultats de la deuxième calibration du GR4J	122
Fig. 70 : Résultats de la deuxième validation du GR4J	122
Fig. 71 : (a) ASTER GDEM, (b) Occupation de sol, (c) Proportion d'Argile, (d) Proportion de limon, (e) Proportion de sable	133

Fig. 72 : (a) Etapes du traitement par HEC-geoHMS ; (b) le schéma du bassin construit pour HEC-HMS.....	134
Fig. 73 : (a) Textures des sols ; (b) Groupes hydrologiques des sols ; (c) Utilisation reclassée des sols; (d) Carte des numéros de courbes ; (e) Carte des cellules de la grille des numéros de courbes	136
Fig. 74 : Résultats graphiques des événements de calibration	141
Fig. 75 : Représentation graphique de l'évaluation statistique des performances de chaque simulation calibrée.	143
Fig. 76 : Résultats graphiques des événements de validation	144
Fig. 77 : Représentation graphique de l'évaluation statistique des performances de chaque simulation de validation.	146
Fig. 78 : Résultats de calibration de HEC-HMS	147
Fig. 79 : Résultats de validation de HEC-HMS	148
Fig. 80 : Corrélation linéaire entre inter-stations et station-débit.	153
Fig. 81 : Comparaison des RMSE et NSE pour vérifier l'impact de la taille de la fenêtre sur l'apprentissage et la validation (LSTM 1, 2, 3).....	158
Fig. 82: Comparaison graphique du débit observé et prédit par les modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période d'entraînement.	160
Fig. 83 : résultats des indices statistiques des modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période d'apprentissage.....	161
Fig. 84 : Comparaison graphique du débit observé et prédit par les modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période de validation.....	162
Fig. 85 : Résultats des indices statistiques des modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période de validation.....	163
Fig. 86 : Comparaison graphique du débit observé et prédit par les modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période de test.	164
Fig. 87 : Résultats des indices statistiques des modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période de Test.	165
Fig. 88 : Diagramme de Tylor pour la comparaison entre les résultats des LSTM 1, 2 et 3 sur les trois périodes d'étude.....	166
Fig. 89 : Comparaison graphique du débit observé et prédit par les différents modèles.	171
Fig. 90 : Graphiques Radar des indices statistiques de tous les modèles.....	172
Fig. 91 : Boîtes à moustache des distributions des débits observés et simulé supérieurs à 2000 m ³ /s.....	173
Fig. 92 : Tendances linéaire de capture des débits supérieurs à 2000 m ³ /s.....	174
Fig. 93 : Diagramme de Tylor pour la comparaison de la performance de l'ensemble des modèles lors de capture des évènements extrêmes.	175

Liste des tableaux

Tableau 1 : Impacts directs sur la santé physique des différents types de catastrophe entre 2000 et 2020	12
Tableau 2 : Dommages directs des différents types de catastrophe entre 2000 et 2020).....	13
Tableau 3 : Fatalité et dommages économiques des catastrophes hydro-climato-météorologique au Maroc entre 1963 et 2021.....	19
Tableau 4 : Les caractéristiques des trois modèles (Devia et al., 2015).....	36
Tableau 5 : Liste des indices statistiques utilisées dans l'évaluation du modèle hydrologique.....	39
Tableau 6 : Intervalles de performance des indices statistiques (Moriassi et al., 2007).....	40
Tableau 7 : Etudes antérieures sur la modélisation hydrologique.....	41
Tableau 8 : Répartition des courbes d'altitudes	46
Tableau 9 : Classification USDA des pentes du bassin Ouergha et leur proportion.....	51
Tableau 10 : Pourcentage des texture du bassin versant Oueghra.	58
Tableau 11 : Superficie de l'ensemble des occupations du sol du bassin d'Ouergha	60
Tableau 12 : Caractéristiques des Oueds du bassin Ouergha	61
Tableau 13 : Aménagement hydraulique et retenue des barrages du bassin Ouergha (ABHS).....	62
Tableau 14 : Localisation des stations, altitudes, et période de couverture.	67
Tableau 15 : Séries des débits instantanés disponibles par les stations hydrométriques d'Ouergha.....	70
Tableau 16 : Séries des débits journaliers des Barrages d'Ouergha	71
Tableau 17 : Résumé des trois produits satellitaires de précipitations.....	80
Tableau 18 : Indices statistiques catégoriels	81
Tableau 19 : Tableau de contingence	81
Tableau 20 : Résumé des mesures catégorielles pour l'évaluation des SPPs à échelle des stations et bassin versant	85
Tableau 21 : Résultats statistiques de la reconstitution des précipitations de la station Ain Aicha selon différentes méthodes.	93
Tableau 22 : Résultats statistiques de la reconstitution des précipitations de la station Jbel Outka selon différentes méthodes.	95
Tableau 23 : Statistiques descriptives des précipitations enregistrées	102
Tableau 24 : Résultats des tests de détection de rupture des séries chronologiques des précipitations.	105
Tableau 25 : Résultats des tests de détection de rupture des séries chronologiques de débit.....	110
Tableau 26 : Superficie et coefficient de pondérations de polygones des stations.	114
Tableau 27 : Configuration optimale des valeurs paramétriques de GR4J 1	119
Tableau 28 : Statistiques de performance de calibration et de validation de GR4J	120
Tableau 29 : Configuration optimale des valeurs paramétriques de GR4J 2	121
Tableau 30 : Statistiques de performance de calibration 2 et de validation 2 de GR4J	122
Tableau 31 : CN lookup tableau.....	137
Tableau 32 : Données morphométriques des sous-bassins délimités.....	138
Tableau 33 : Temps de concentration calculé selon différentes méthodes	138
Tableau 34 : Valeurs initiales calculées des paramètres de « déficit et constante »	138
Tableau 35 : Description des événements de calibration	140
Tableau 36 : Les paramètres ajustés et leur degré de changement.....	140
Tableau 37 : Résultats statistiques des événements de calibration	142
Tableau 38 : Description des événements de validation	143
Tableau 39 : Résultats statistiques des événements de validation.....	144
Tableau 40 : Les paramètres ajustés après calibration	147

Tableau 41 : Résultats statistiques de calibration de HEC-HMS	149
Tableau 42 : Cycles et résultats d'optimisation des hyperparamètres des modèles LSTM...	159
Tableau 43 : Tendances de chaque modèle, et résultats d'indice d'erreur et du biais.....	173

Liste des abréviations et acronymes

ADAM	Optimisateur par estimation du moment adaptatif
AEP	Alimentation en Eau Potable
ANN	Artificial Neural Network
ASTER GDEM	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model
CC	Changement Climatique
Cemagref	L’Institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture, France
CemaNeige	Snow Accumulation and Ablation Mode
CERES	Clouds and the Earth’s Radiant Energy System
CHIRPS	Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data
CHRS	Center for Hydrometeorology and Remote Sensing
CMIP6	Coupled Model Intercomparison Project Phase 6
CMORPH	CPC Morphing Technique
CN	Curve Number
CSI	Critical Success Index
DEM	Digital Elevation Model
EMDAT	Emergency Events Data-base
EQ	Extreme discharge
ETM	Enhanced Thematic Mapper un capteur sur le satellite Landsat
ETP	Évapotranspiration Potentielle
FAR	False Alarm Rate
GDEM	Global Digital Elévation Model
GHGs	Greenhouse Gases
GIS	Geographic Information System (Système d'Information Géographique)
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GR	Génie Rural
GR2J	Génie Rural à 2 paramètres au pas de temps journalier
GR4J	Génie Rural à 4 paramètres au pas de temps journalier
HEC-HMS	Hydrologic Engineering Center's Hydrologic Modeling System
HSG	Hydrologic Soil Group
HU	Hydrologic Unit
IDW	Inverse Distance Weighting
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	Infrared
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
KG	Coefficient de Gravelus
ONA	Oscillation Nord Atlantique
LSTM	Long Short-Term Memory
MIKE SHE	Un modèle hydrologique intégré, développé par DHI

MSE	Mean Squared Error
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NRCS	Natural Resources Conservation Service
NSE	Nash-Sutcliffe Efficiency
OMM	Organisation Météorologique Mondiale
PBIAS	Percent Bias
PERSIANN	Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks
POD	Probability Of Detection
R2	Coefficient of Determination
RMSE	Root Mean Square Error
RNA	Réseau de Neurones Artificiels
RSR	Ratio of the Root Mean Square Error to the Standard Deviation of observed data.
SCS	Soil Conservation Service (maintenant appelé NRCS - Natural Resources Conservation Service)
SDI	Streamflow Drought Index (Indice de sécheresse du débit)
SimHyd	Modèle simulation hydrologique
SOM	Self-Organizing Map
SPI	Standardized Precipitation Index (Indice de Précipitation Standardisé)
SPPs	Satellite Precipitation Products
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
TMI	Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager
TMPA	Tropical Rainfall Measuring Mission's Multi-Satellite Precipitation Analysis
TRMM 3B42	Tropical Rainfall Measuring Mission product 3B42
UCI	University of California, Irvine
UCSB	University of California, Santa Barbara
USAID	United States Agency for International Development
WMO	World Meteorological Organization
X1, X2, X3 et X4	Paramètres de GR4J

Table des matières

i. Résumé.....	
ii. Abstract.....	
iii. Liste des figures	
iv. Liste des tableaux	
v. Liste des abréviations et acronymes	
vi. Table des matières.....	
Introduction générale.....	1
Partie I. Revue de littérature et cadre générale de l'étude.....	4
Chapitre I. Contexte général et problématique	5
Introduction	5
1. Contexte global	5
2. Contexte méditerranéen.....	14
3. Contexte marocain.....	16
3.1. Climat marocain.....	16
3.2. Variabilités climatiques au Maroc	18
3.3. Les risques climatiques au Maroc	19
3.4. Projection future.....	21
4. Problématique.....	22
Conclusion.....	23
Chapitre II. Etat de l'art de la modélisation hydrologique.....	24
Introduction	24
1. Généralité sur le cycle de l'eau et processus hydrologiques	24
1.1. Généralité sur le cycle de l'eau	24
1.2. Notion du bassin versant	26
1.3. Processus Pluie-Débit	26
2. La Modélisation hydrologique	32
2.1. Classification des modèles hydrologiques	33
2.2. Choix des modèles hydrologiques	36
2.3. Étapes du processus de modélisation	38
2.4. Etudes antérieurs d'évaluation des modèles hydrologiques	40
Conclusion.....	42
Chapitre III. Présentation de la zone d'étude	43
Introduction	43
1. Situation géographique.....	43
2. Cadre morphologique	44
2.1. Caractéristiques générales.....	45
2.2. Analyse hypsométrique.....	46
2.3. Le rectangle équivalent	49
2.4. Analyse des pentes	50
3. Cadre Géologique.....	52
3.1. Géologie générale du Rif externe.....	52
3.2. Géologie générale du bassin d'Ouergha	55
4. Texture des sols.....	57
5. Occupation du sol.....	59
6. Réseau hydrographique	61
6.1. Les Oueds du bassin.....	61

6.2. Réseaux des stations et barrages	62
7. Climat	63
Conclusion.....	63
Partie II. Description des données hydrométéorologiques et reconstitution des données	65
Chapitre I. Description des données hydrométéorologiques	66
Introduction	66
1. Description des données météorologiques observées	66
1.1. Séries de données pluviométriques	66
1.2. Lacunes des séries pluviométriques	67
2. Données Hydrométriques	70
2.1. Séries des données du débit des stations.....	70
2.2. Séries des données du débit des barrages	71
3. Choix de période d'étude	74
Conclusion.....	74
Chapitre II. Méthodes de reconstitution des données pluviométriques	75
Introduction	75
1. Méthodes conventionnelles de reconstitution des données pluviométriques.....	75
1.1. La moyenne arithmétique.....	75
1.2. Méthode du rapport normal (NR)	76
1.3. Inverse distance wight (IDW)	76
1.4. Coefficient de corrélation pondéré (CCW).....	76
1.5. Imputation par la régression linéaire (LR).....	77
1.6. Méthode de régression linéaire pondérée (WLR).....	77
2. Méthodes alternatives de reconstitution des données pluviométriques : produits satellitaires de précipitations (SPPs)	77
2.1. PERSIANN-CCS	79
2.2. CHIRPS.....	79
2.3. TRMM 3B42.....	79
3. Méthodologie d'évaluation des produits satellitaires de précipitations	80
3.1. Approche de comparaison.....	80
3.2. Indices Statistiques d'évaluation.....	80
Conclusion.....	81
Chapitre III. Résultats de l'évaluation des produits satellitaires de précipitations et reconstitution des données pluviométriques	82
Introduction	82
1. Résultats de l'évaluation des SPPS	82
1.1. Evaluation à l'échelle journalière	82
1.2. Evaluation à l'échelle mensuelle.....	85
1.3. Evaluation à l'échelle saisonnière.....	88
1.4. Evaluation à l'échelle annuelle	90
2. Résultats du comblement des lacunes	92
2.1. Station Ain Aicha.....	92
2.2. Station Jbel Outka	94
2.3. Station Boured	96
Conclusion.....	97
Partie III. Analyse de la variabilité hydrométéorologique et évaluation de trois approches de modélisation hydrologique	99
Chapitre I. Analyse hydrométéorologie du bassin versant d'Ouergha	100
Introduction	100
1. Régime pluviométrique	100

1.1.	Variabilité mensuelle des précipitations	100
1.2.	Variabilité interannuelle des précipitations	101
1.3.	Indice standardisé des précipitations SPI.....	102
1.4.	Détection des ruptures sur des séries chronologiques de précipitations	104
1.5.	Précipitations extrêmes	106
2.	Régime hydrologique	107
2.1.	Variabilité mensuelles des débits moyens	107
2.2.	Variabilité interannuelles des débits de pointes.....	108
2.3.	Indice de sécheresse du débit fluviale SDI	109
2.4.	Détection des ruptures sur des séries chronologiques de débit.....	110
2.5.	Tendances linéaires des extrema.....	110
	Conclusion.....	111
	Chapitre II. Modélisation hydrologique conceptuelle (GR4J).....	112
	Introduction	112
1.	Matériels et méthodes.....	112
1.1.	Données.....	112
1.2.	Méthodologie	115
2.	Résultats	118
	Conclusion.....	123
	Chapitre III. Modélisation hydrologique à base physique (HEC-HMS).....	124
	Introduction	124
1.	Matériels et méthodes.....	125
1.1.	Logiciels et modèles	125
1.2.	Méthodologie	126
2.	Résultats	140
2.1.	Modélisation événementielle	140
2.2.	Modélisation continue.....	146
	Conclusion.....	149
	Chapitre IV. Une approche d'apprentissage profond pour la prédiction du débit : Evaluation de l'architecture du réseau de neurones artificiel LSTM	151
	Introduction	151
1.	Matériels et méthodes.....	152
1.1.	Prétraitement des données.....	152
1.2.	Le modèle d'apprentissage profond.....	153
1.3.	Processus d'optimisation	154
1.4.	Apprentissage, Validation et Test	156
2.	Résultats	157
2.1.	Résultats de l'optimisation.....	157
2.2.	Performance des modèles	159
2.3.	Comparaison des trois architectures	166
	Conclusion.....	167
	Chapitre V. Comparaison des modèles	171
	Introduction	171
1.	Performance générale	171
2.	Performance de capture des débits extrêmes.....	172
	Conclusion.....	175
	Conclusion générale et perspectives.....	177
	Références bibliographiques	182

Introduction générale

Les projections issues des modèles de circulation générale (MCG), signalent une trajectoire ascendante du réchauffement climatique (Meenu et al., 2013), engendrant une intensification des événements climatiques et météorologiques tels que les sécheresses, les inondations et les vagues de chaleur (Clarke et al., 2022). Selon Tabari, (2020), il y a une intensification des précipitations extrêmes, ce qui converge vers des inondations plus extrêmes dans différentes régions climatiques. Cette tendance est particulièrement préoccupante, car les inondations sont reconnues comme l'un des risques naturels les plus coûteux au monde non seulement en termes de dommages matériels, mais aussi de pertes de vies humaines (Blöschl et al., 2019). En réponse à cette situation préoccupante, il s'est avéré nécessaire de développer, tester et évaluer différentes stratégies avancées qui promettent la prédiction du comportement hydrologique des bassins versants, notamment face à des événements pluvieux extrêmes, permettant ainsi une anticipation et une gestion plus efficace des risques d'inondation. Néanmoins, les interactions complexes et non linéaires des différents processus à l'origine des écoulements de surface, exigent des modèles à la fois précis et robustes afin de reproduire d'une façon fidèle les comportements hydrologiques des bassins face à des différentes situations et conditions. Cependant, le choix judicieux d'un modèle particulier, constitue une décision délicate, compte tenu de la relation conceptuelle qui existe entre le niveau de complexité, la disponibilité des données et la performance du modèle (Grayson and Blöschl, 2001).

Dans ce contexte, plusieurs travaux de recherche (cités ci-après) ont été réalisés pour répondre aux questions scientifiques liées à la robustesse et l'utilité des modèles hydrologiques, particulièrement dans des conditions climatiques changeantes. La thèse de Brirhet, (2016) , par exemple, s'est intéressée à une comparaison de quatre modèles hydrologiques sur un bassin versant aride, examinant l'influence du nombre de paramètres et la formulation du modèle sur la qualité des simulations de débit. Royer-Gaspard, (2021) s'est intéressé à évaluer la robustesse des modèles hydrologiques (GR4J, TOPMO, SimHyd et CemaNeige) face à des conditions climatiques variables. Alors que Chathuranika et al., (2022) ont réalisé une évaluation et une comparaison entre deux modèles d'apprentissage profond (LSTM, ANN) et un modèle physique (SWAT). De plus, Aqnouy et al., (2023) ont évalué la capacité de différents types de modèles hydrologiques (HEC-HMS, ATHYS et SWAT) à simuler des scénarios variables de comportement de débit dans un bassin versant du nord du Maroc.

Dans cette optique, ce travail de recherche vise à apporter une évaluation approfondie de la performance et de la robustesse de trois modèles hydrologiques distincts, en utilisant une approche comparative rigoureuse et en se focalisant sur leur capacité à simuler fidèlement le débit et à capturer les extrêmes. Le choix des modèles à évaluer a été guidé par deux critères principaux. En premier lieu, il était impératif de choisir des modèles qui incarnent des approches distinctes de modélisation. Ensuite, une question centrale a orienté notre choix : entre la simplicité et la complexité, quelle approche se révèlera la plus efficace pour reproduire les dynamiques hydrologiques, tout en saisissant avec précision les événements extrêmes ?

Ainsi, notre choix s'est arrêté sur l'étude de plusieurs types de modèles : un modèle conceptuel global, un modèle semi-distribué à base physique, et trois modèles du réseau de neurones profond (Deep Learning neural network) aux différentes architectures. Chacun de ces modèles a été mis en œuvre pour simuler les dynamiques de l'un des systèmes hydrologiques les plus complexes du Maroc.

De par sa situation géographique au carrefour de l'Afrique et de la méditerranée, le Maroc est considéré un pays très vulnérable aux extrêmes hydrologiques (Tramblay et al., 2012). Selon la base de donnée internationale des désastres EMDAT, (2023) le Maroc a connu, au cours de la période comprise entre 1963 et 2023 ; 31 événements d'inondation, dont 14 de type éclair et 17 de type riverain, entraînant la perte de 1318 vies humaines mais aussi causant d'importants dommages économiques estimés à 330 200 000 USD (\$). Par exemple, l'Oued Ouergha, l'affluent majeur du bassin de Sebou et le contribuant principal du barrage Al Wahda, a connu entre 2009 et 2010 des débits extrêmes qui ont constitué la cause principale des inondations survenues dans la plaine d'Al-Gharb. Par conséquent, les dommages et les pertes ont été importants ; de nombreuses victimes ont été signalées et de vastes terres agricoles ont été détruites. De plus, la résilience de cet épisode a coûté cher, près de 80 millions de dollars (OCDE, 2016). Dès lors, la mitigation des inondations dans cette zone est devenue une priorité pour plusieurs décideurs et organismes compétents. Ainsi, la compréhension et la modélisation du processus pluie-débit qui caractérise la zone de la genèse des crues s'impose ; pour cela le bassin de l'Ouergha a été désigné le bassin versant de cette étude.

Dans la littérature, plusieurs travaux de recherche se sont intéressés à cette zone d'étude. On note ici, entre autres, l'étude de Msatef et al., (2018) qui s'est concentrée sur l'analyse du régime hydrologique et hydroclimatique du bassin versant de l'Ouergha, incluant l'analyse fréquentielle des débits et des précipitations extrêmes pour l'estimation des pics et des périodes de retour, contribuant ainsi à la prévention et à la prévision des risques d'inondation. De plus, l'étude de Moumni et al., (2021) s'est basée sur une approche de télédétection pour estimer les

paramètres initiaux qui caractérisent le bassin Ouergha et qui sont nécessaires pour la modélisation par le modèle hydrologique HEC-HMS. Pourtant, l'étude d'Erraioui et al., (2023), représente une modélisation hydrologique semi-distribuée du bassin Ouergha en utilisant le modèle SWAT, dans le but de la gestion et de la planification des ressources en eau.

En revanche, l'objectif principal de la présente étude, est la réponse à cette question de recherche : « Simplicité versus complexité des modèles, laquelle de ces deux approches est la plus efficace pour reproduire les dynamiques hydrologiques du bassin d'Ouergha, tout en capturant avec précision les événements extrêmes ? ». Au fur et à mesure de la recherche, des questions additionnelles se sont posées :

- Comment faire face aux lacunes des séries pluviométriques ?
- Est-ce que les données relatives aux produits satellitaires des précipitations peuvent substituer les chroniques journalières observées ?
- À quel niveau le changement climatique a impacté la pluviométrie et le régime hydrologique du bassin d'Ouergha ?

Pour répondre à ces questions, cette thèse a été rédigée en trois parties :

- La première partie constitue la revue de littérature du cadre général de l'étude, l'état de l'art de la modélisation hydrologique et la présentation de la zone d'étude.
- La deuxième partie est consacrée aux critiques des données hydro-pluviométriques et l'évaluation des approches conventionnelles et alternatives (Produits satellitaire des précipitations) pour la reconstitution des données manquantes,
- La troisième partie est dédiée à l'étude de la variabilité climatique de la zone d'étude, ainsi que l'analyse (évaluations et comparaisons) de plusieurs modèles de modélisation.

Finalement, la présente recherche a été conclue par une synthèse générale des différents résultats et perspectives.

Partie I. Revue de littérature et cadre générale de l'étude

Cette partie représente une passerelle essentielle vers l'essence de notre sujet, englobant trois chapitres fondamentaux qui tracent un chemin clair depuis la compréhension initiale de la problématique et l'état de l'art, jusqu'à la présentation de la zone d'étude.

Le premier chapitre, une revue de littérature qui cadre la problématique depuis ses origines globales jusqu'aux répercussions régionales, elle traite divers aspects du réchauffement climatique et ses conséquences. Une attention particulière est accordée à l'intensification des événements extrêmes et leur impact sur les inondations qui se présentent comme des manifestations concrètes et coûteuses de ces changements climatiques, non seulement à travers le monde mais aussi dans la région méditerranéenne et au Maroc.

Le deuxième chapitre fait rappel aux bases du cycle de l'eau et des processus pluie-débit, puis il expose les diverses approches de modélisation de ces processus, avec une présentation des étapes clés de la construction des modèles hydrologiques et les différentes approches de leur évaluation ; et pour finir, des études antérieures qui se sont intéressées à l'évaluation des différents modèles hydrologiques sous des contextes variés ont été présenté. Le troisième chapitre nous transporte sur le terrain, avec une présentation détaillée de la zone d'étude. Il se concentre sur la définition et l'analyse des divers aspects et caractéristiques essentiels de la région, tels que la morphologie, la géologie, et les infrastructures hydrauliques. Ces éléments sont importants, car ils influencent directement le processus pluie-débit dans la zone étudiée.

Introduction

Le phénomène de réchauffement climatique, désormais une réalité incontestable à l'échelle mondiale, manifeste ses impacts à travers divers événements climatiques et météorologiques. Ce chapitre offre une analyse approfondie et détaillée de la littérature existante, abordant les origines, les conséquences, ainsi que les projections futures de ce phénomène. Une attention particulière est accordée aux phénomènes hydrométéorologiques extrêmes, notamment les inondations, dans un cadre global avec un focus sur la méditerranée et le Maroc. Cette revue vise à présenter le lien clair entre le changement climatique et ses effets tangibles, soulignant l'importance cruciale de comprendre et de modéliser ces phénomènes pour anticiper et atténuer leurs impacts.

1. Contexte global

La vie sur ce globe terrestre est conditionnée par des équilibres délicats multidimensionnels, faisant de cette planète un milieu viable ; pendant des milliers d'années, l'Homme a appris à exploiter ses richesses, notamment quand il a découvert l'agriculture lors de la révolution néolithique. Au fil des années, d'une génération à une autre, l'Homme est devenu maître de cette planète non seulement en gouvernant ses richesses, mais aussi en découvrant de plus en plus des méthodes permettant d'amplifier son pouvoir sur tous les plans, aussi bien économiques que sociales et gouvernementales. Ainsi, la révolution industrielle est venue couronner ce développement en étant la clé de la modernisation du monde actuel et la mère de la révolution technologique que nous vivons ses essors. En revanche, simultanément à cette évolution, la face cachée du développement de l'industrialisation s'est dévoilée timidement au début ensuite exponentiellement ; infligeant entre autres des surexploitations des ressources naturelles, des rejets industriels qui impactent la fertilité des terres agricoles et polluent les eaux et la qualité de l'air ainsi qu'une consommation excessive des énergies fossiles accompagnée d'une augmentation flamboyante de l'émission des gaz à effet de serre GHGs comme CO₂, CH₄, N₂O.

Par conséquent, ces différentes activités anthropiques ont engendré un déséquilibre qui a surgi au milieu du siècle dernier, et qu'il s'est manifesté d'abord par une augmentation remarquable de la température de la planète, en effet, entre 1880 et 2012 la température moyenne de l'air a augmenté de 0.85 °C cehaussement a été plus important depuis 1971 (Fig. 1), avec une moyenne de 0.5 °C/décennie (IPCC, 2014). Il s'est manifesté aussi par la fonte généralisée de

la neige et de la glace et l'élévation du niveau moyen mondial des mers, et par un changement d'intensité et/ou de fréquence des événements climatiques extrêmes.

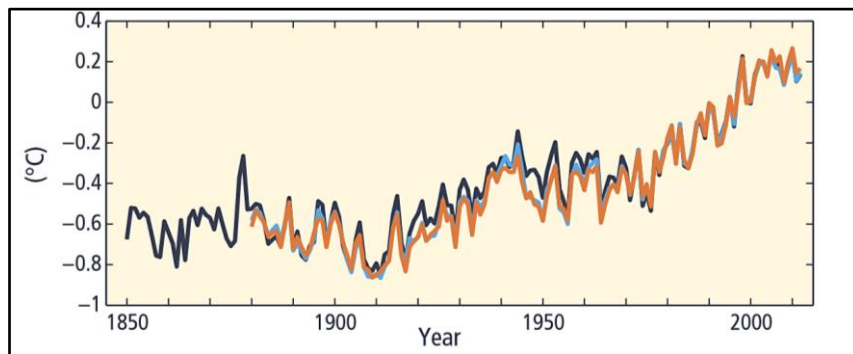


Fig. 1 : Anomalies de température de surface combinées des terres et des océans par rapport à la moyenne annuelle et mondiale sur la période 1986-2005. Les couleurs indiquent les différents ensembles de données (IPCC, 2014).

Selon le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (IPCC, 2014), c'est évident que le système climatique est influencé par l'Homme, l'émission anthropique des gaz à effet de serre sont les plus élevées de l'histoire ce qui a généré des concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone, de méthane et d'oxyde nitreux sans précédent, il est extrêmement probable qu'ils soient la cause principale du réchauffement observé depuis le milieu du 20^e siècle, étant donné que leurs impacts associés à ceux d'autre facteur anthropiques, ont été détectés dans l'ensemble du système climatique.

De même, la quatrième évaluation nationale du climat réalisée par les États-Unis a révélé qu'entre 93 % et 123 % du réchauffement observé entre 1951 et 2010 était due aux activités humaines. En effet, une recherche publiée par le sixième rapport d'évaluation (IPCC 6^e) confirme ces constats (Fig. 2), cette recherche s'est basée sur une comparaison des températures réelles moyennes annuelle présentées par la courbe noire en Fig.2, à deux températures issues des modèles climatiques (CMIP6), la courbe en marron représente la réponse de la température aux facteurs humains et naturels, alors que la courbe en vert représente la réponse de la température aux facteurs naturels uniquement (activité solaire et volcanique). Les résultats de cette recherche confirment fortement l'implication de l'effet anthropique dans l'augmentation sans équivoque des températures de la surface du globe lors de ces dernières décennies.

Par conséquent, la prise de conscience croissante des impacts de l'augmentation des gaz à effet de serre sur le climat de plusieurs régions dans le monde a récemment incité de multiples recherches sur la projection des réponses régionales aux changements climatiques mondiaux. Diverses expériences et études de modèles de circulation générale (MCG) indiquent que l'on peut s'attendre à une augmentation substantielle de la température mondiale à la suite d'un doublement des concentrations de dioxyde de carbone (CO₂) (Meenu et al., 2013), et lorsque

l'air se réchauffe, sa capacité de rétention d'eau augmente : la relation Clausius-Clapeyron indique que l'augmentation de l'humidité retenue à une pression donnée est d'environ 7 % par 1 °C de réchauffement (Zhang et al., 2017) ; par conséquent, les processus climatiques sont susceptibles de s'intensifier, notamment la gravité des événements climatiques et ou météorologiques tels que les sécheresses, les d'inondations et les vagues de chaleur.

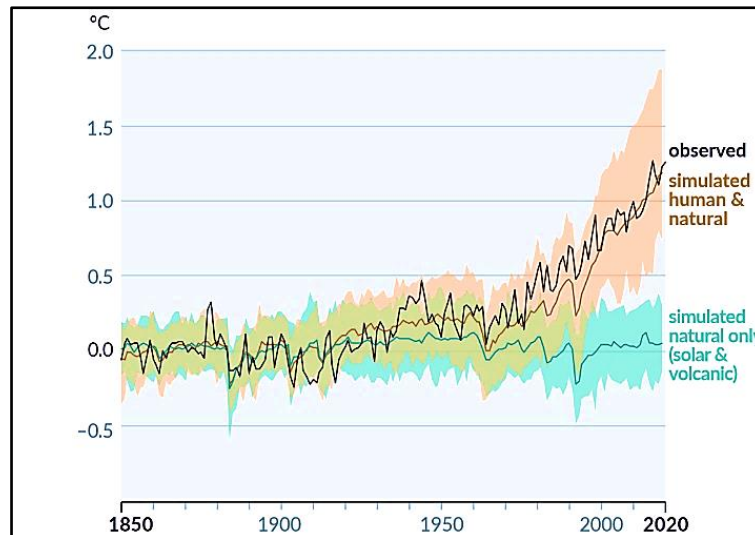


Fig. 2 : Changement de la température à la surface du globe (moyenne annuelle) tel qu'observé et simulé à l'aide de facteurs humains et naturels et uniquement naturels (1850-2020) (Masson-Delmotte et al., 2021)

Par ailleurs, la variabilité climatique que le globe terrestre est en train d'expérimenter est le résultat des interactions multidimensionnelles entre plusieurs processus aussi bien temporelles que géographiques qui sont influencés par ce réchauffement, en pratique, les événements météorologiques sont influencés par les circulations atmosphériques et les phénomènes locaux. Les anomalies météorologiques saisonnières sont associées à des fluctuations à grande échelle des températures de surface de la mer, de la teneur en humidité du sol et de la couverture neigeuse. Les changements sur des échelles de temps plus longues peuvent être liés à des fluctuations modestes de la chaleur des océans et à des changements à grande échelle de la composition de l'atmosphère.

Seneviratne et al., (2012) ont déclaré que les observations recueillies depuis 1950 indiquent un changement dans certains extrêmes, avec des modifications de la fréquence, de l'intensité, de l'étendue spatiale, de la durée et du moment des phénomènes météorologiques, susceptible de donner lieu à des extrêmes aussi bien climatiques que météorologiques sans précédent, ce qui fragilise les systèmes naturels et humains.

On note ici que selon le cinquième rapport d'évaluation (IPCC, 2014), il existe une différence entre les événements météorologiques et climatiques extrêmes. Un événement météorologique extrême a été défini comme "un événement rare à un endroit et à une période de l'année donnés"

et un événement climatique extrême comme "un schéma de conditions météorologiques extrêmes qui persiste pendant un certain temps, par exemple une saison.

Compte tenue la complexité de ce phénomène et le besoin qui s'impose pour mieux le comprendre, le quantifier, et mitiger ses impacts, il existe plus de 400 études évaluées et publiées, traitant les extrêmes météorologiques dans le monde, à savoir les vagues de chaleur en Europe, en Inde et au Pakistan, les typhons en Asie outre que les précipitations records au Royaume-Uni, si on combine les données des 20 dernières années, la littérature est fortement dominée par des études sur la chaleur extrême (30 %), les précipitations ou les inondations (25 %) et la sécheresse (16 %). Ensemble, elles représentent plus des deux tiers de toutes les études publiées (71 %)(Carbon brief, 2022).

Dans le but de mieux cadrer le sujet de cette thèse qui s'est focalisée sur une problématique hydrométéorologique, qui sera bien détaillée dans la section suivante ; cette revue de littérature va se limiter plutôt aux études qui traitent les précipitations extrêmes et les inondations sur une échelle aussi bien globale que régionale.

Selon l'analyse réalisée par Trenberth, en 2011 sur les changements des précipitations globales et son lien avec les changements climatiques : l'atmosphère qui devient de plus en plus chargée d'humidité, alimente d'une façon accrue les orages, les tempêtes, les cyclones, et produits des précipitations plus intenses ; même lorsque les précipitations totales diminuent ; ce qui accroît le risque des inondations. Effectivement, l'étude à l'échelle globale réalisé par Tabari en 2020, publiée par Nature, confirme ce qui précède, et indique qu'il existe une intensification des précipitations extrêmes ce qui converge vers des inondations plus extrêmes dans différentes régions climatiques, cette intensification est en corrélation avec la disponibilité de l'eau, ce qui explique l'augmentation la plus importante pour les régions et les saisons où la disponibilité de l'eau (humidité) est plus élevée, en revanche Tabari précise aussi que malgré la diminution attendue des précipitations totales dans les régions sèches il existe une augmentation des précipitations extrême ce qui soutient l'hypothèse « il ne pleut jamais, mais il pleut à verse dans ces régions ». Toutefois, plusieurs études ont signalé régionalement des changements dans les extrêmes des précipitations, dans les tropiques (Allan and Soden, 2008) en Inde (Goswami et al., 2006) dans les régions sèches et humides (Donat and Lowry, 2016), en Amérique du Nord (Kunkel, 2003) et en Chine (Yun-Gang and Daming, 2014), et en Iran (Balling et al., 2016).

Ceci est en totale consistance avec l'étude menée par Papalexiou et Montanari en 2019 et qui représente les résultats d'analyse globale des pluies extrêmes, en traitant 8 730 enregistrements des précipitations quotidiennes sur la période 1964-2013, lorsque le réchauffement climatique s'accélérait.

Les résultats de cette étude sont résumés dans la Fig. 3 et Fig. 4, qui illustrent les tendances de la fréquence et de la magnitude des précipitations extrêmes journalières par décennies au niveau globale respectivement. Pour la fréquence, contrairement à l'hypothèse de la stationnarité, plus de 66 % des stations signalent des tendances positives qui varient au niveau régional, la probabilité la plus importante a été reporté en Eurasie. Pourtant, en ce qui concerne la magnitude, les stations qui révèlent des tendances positives sont moins nombreuses que la fréquence, et ils se focalisent surtout en Amérique du Nord. La tendance visiblement augmentée de la fréquence des précipitations extrêmes dans plusieurs régions du monde, laisse poser la question importante suivante, y a-t-il une influence ou un lien entre ces extrêmes météorologiques et les extrêmes hydrologiques, à savoir les crues éclair et ou les inondations. Evidemment, plusieurs études ont traité ce point et ont lié les inondations les plus intenses à l'effet du changement climatique sur les précipitations.

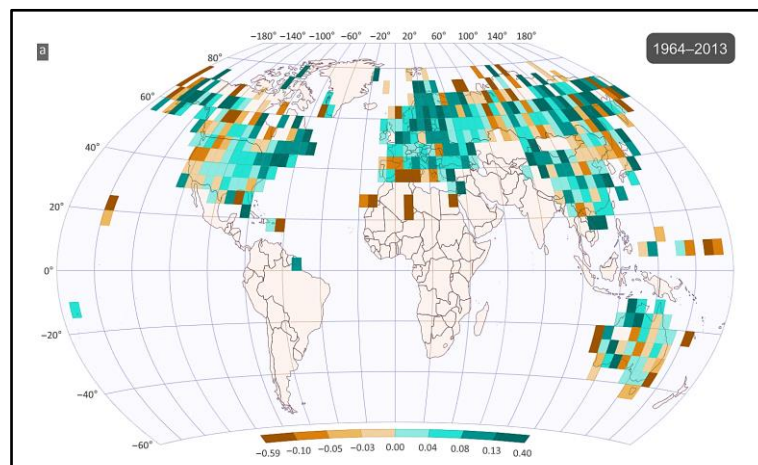


Fig. 3 : Tendance de la fréquence des précipitations quotidiennes extrêmes (événement / décennie)(Papalexiou and Montanari, 2019).

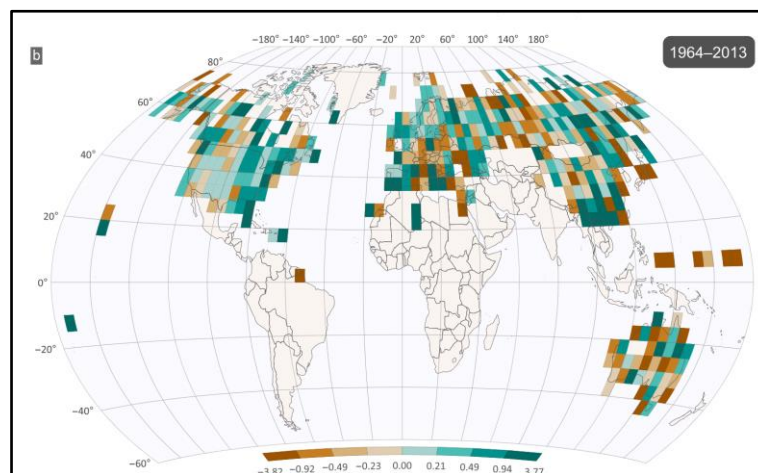


Fig. 4 : Tendance de la magnitude des précipitations quotidiennes extrêmes (mm/décennie) (Papalexiou and Montanari, 2019).

Effectivement, les inondations de leur part ont connu des changements, Najibi and Devineni, (2018) ont réalisé une recherche à l'échelle globale et latitudinale afin d'analyser la fréquence et la durée des inondations sur plusieurs échelles temporelles de 1985 à 2015, et comme résultats, il a été vérifié que la fréquence des inondations a augmenté à l'échelle du globe, des tropiques, des sub-tropiques, et des latitudes moyennes. D'autre part, Cho et al., 2016 ont retiré la tendance post 1980 des données de forçage utilisées par le modèle WRF afin de déterminer les origines climatiques des violentes inondations de 2013 en Inde ; ils ont trouvé que l'intensité des précipitations qui étaient à l'origine de ces événements a baissé d'une façon drastique (-80 %) ; d'où le lien établi entre la nouvelle tendance des précipitations extrêmes, inondations, et changement climatique. Cette conclusion est en consistance avec les résultats que (Pall et al., 2017) ont publié et qui confirme que les inondations qu'a connu Colorado en 2013, sont dues à des pluies torrentielles extrêmes convectives ; ils ont constaté que l'analyse de l'origine de ces convections en les comparant avec des composantes convectives à grande échelle, a permis de conclure que c'est la capacité supplémentaire de transport d'humidité d'une atmosphère plus chaude qui est à l'origine de ces extrêmes. Or, dans un cadre plus proche, van Oldenborgh et al., 2016 ont analysé les inondations violentes qu'a connu la Seine en France entre avril-juin 2016, néanmoins les dernières inondations enregistrées à cette période de l'année (mi-printemps/été) remonte à plus de 500 ans. Sur la base des résultats de cinq modèles climatiques forcés par 65 années de données, ils ont attribué ces événements extrêmes au changement climatique anthropique ; en effet, l'accroissement de la probabilité d'occurrence équivaut à celui d'intensité de 6 % à 7 %, cette proportion est conforme à l'augmentation de la vapeur d'eau attendue du fait de la relation de Clausius-Clapeyron sous une humidité relative constante et un réchauffement de la Méditerranée et de l'Atlantique subtropical qui sont ici les sources probables de l'humidité.

Prenant aussi l'exemple de l'évènement le plus récent et qui explique très bien le caractère complexe des inondations extrêmes dans un contexte de changement climatique. Il s'agit du déluge que le Pakistan a connu pendant la saison de la mousson de juin à août 2022 et qui a submergé un tiers du pays (Fig. 5), durant cette période, le Pakistan a reçu près de 190 % de pluie en plus que sa moyenne sur 30 ans. Ce qui a engendré près de 1 400 fatalités, plus de 33 millions personnes touchées ; et près de 8 millions aurait été déplacée. Ainsi que des dommages économiques qui s'élèvent à 30 milliards de dollars (Carbon brief, 2022).

Selon (Otto et al., 2022) la probabilité d'occurrence de ces événements dans ce climat actuel réchauffée est d'environ 1 % au cours d'une année donnée, or dans le cas d'un climat qui n'a

pas réchauffé de 1.2 °C, l'intensité de ces précipitations serait estimée à moins de 75 % de ce qui a été enregistré lors de l'épisode de 5 jours ; et moins de 50 % lors de l'épisode de 60 jours. La complexité de cette catastrophe réside dans la combinaison de plusieurs facteurs circonstanciels et climatiques dont des rivières qui sortent de leur lit, des crues soudaines et des lacs glaciaires qui éclatent. Mallapaty explique dans un article publié par Nature en septembre 2022 que tout a commencé par une vague de chaleur intense avec des températures maximales records, Otto et al., (2022) ont cité que le changement climatique a rendu cette vague de chaleur particulière 30 fois plus probable par rapport au monde préindustriel. Les météorologues ont averti que les températures extrêmes entraîneraient probablement des niveaux de pluie "supérieurs à la normale" pendant la saison de la mousson du pays, de juillet à septembre étant donné que l'aire plus chaude peut contenir plus d'humidité.

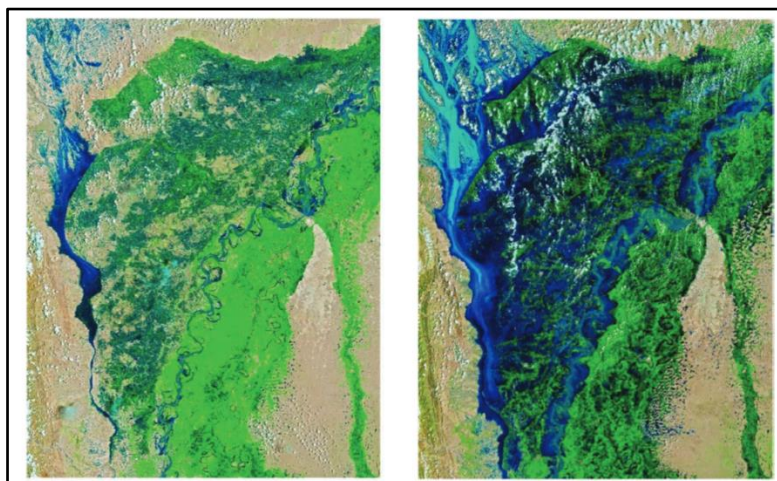


Fig. 5 : Images de l'Observatoire de la Terre de la NASA par Joshua Stevens, données Landsat de l'US Geological Survey et les données VIIRS de NASA EOSDIS LANCE, GIBS/Worldview et Joint Polar Satellite System. À gauche la zone avant inondation ; à droite la zone poste inondation.

En outre, cette vague de chaleur record a engendré un facteur supplémentaire, qui est la fonte des lacs glacier et l'augmentation au préalable de niveau des rivières ; cependant, la saison du Mousson s'est déclenchée tôt et a été plus humide sur une plus grande région pendant une période très prolongée et ceci parallèlement à un système de dépression à grande échelle qui atteint très rarement les zones côtières du pays, et qui a additionné des pluies torrentielles à toute l'équation ; ainsi, le sol a connu une sursaturation rapide et par conséquent une augmentation du potentiel du ruissèlement, un niveau plus élevé des rivières et puis une saturation des barrages et finalement le fleuve Indus ; qui s'étend sur toute la longueur du pays ; a débordé. (Carbon brief, 2022) affirment qu'en se basant sur tout ce qui précède et de la modélisation de tous ces facteurs, les chercheurs considèrent qu'il est fort probable que cette catastrophe est due essentiellement aux changements climatiques, ce qui est en consistance avec le sixième rapport d'IPCC 6 qui confirme qu'il y a des forts arguments indiquant une

augmentation des tendances de pluie extrême au sud d'Asie (Masson-Delmotte et al., 2021); néanmoins, compte tenu de la fraîcheur de cet événement, les scientifiques continuent à examiner les éventuels liens entre le changement climatique et cette catastrophe.

Ces liens sont confirmés ; par contre ; par une multitude d'autres études et au niveau de plusieurs régions dans le monde. On cite ici entre autres, l'étude de Douglas et al., 2008 qui s'intéressés aux inondations originaires des CC en Afrique ; (Hodgkins et al., 2017) en Amérique du Nord, en Europe par (Petrucci et al., 2019), et au Thaïlande par (Tabucanon et al., 2021).

Or, si on parle des points en commun de toutes ces catastrophes enregistrées autour du monde, on doit citer essentiellement la facture que les populations paient en termes de perte de vies et des dommages économiques, et qui représentent la face coûteuse de ces aléas. Décidément, selon le rapport détaillé que vient de diffuser l'Organisation météorologique mondiale (OMM), une catastrophe d'origine météorologique, climatique ou hydrologique a été enregistrée en moyenne par jour au cours des 50 dernières années, entraînant quotidiennement le décès de 115 personnes et des dégâts se chiffrent à 202 millions de dollars.

On prend le cas des vagues de chaleur qui sont de plus en plus intenses, les personnes souffrant du stress thermique sont plus nombreux ; en effet, selon la base de données internationale sur les catastrophes (EMDAT, 2019), il existe une très forte croissance de nombre de victimes et des dommages économiques liés à ce phénomène entre 2000 et 2020 (Tableau 1 et Tableau 2). Toutefois, durant cette même période, les dégâts et pertes liés aux inondations et aux tempêtes, n'ont connu qu'une augmentation moyenne ; néanmoins, ils sont placés en entête des catastrophes les plus coûteux liés aux changements climatiques avec des dommages totaux qui s'élève à des trillions de dollars et des fatalités qui dépassent 300 000 personnes ; seulement en 2021, 4 143 personnes ont été décéder selon (Statista, 2022).

Tableau 1 : Impacts directs sur la santé physique des différents types de catastrophe entre 2000 et 2020, tels qu'enregistré par (EMDAT, 2019), et l'influence attribuable du changement climatique sur chaque danger reporté par (Clarke et al., 2022)

Risques	Impacts directs observés			Influence des CC sur la gravité/probabilité des dangers (niveau de confiance)
	Morts	Blessés	Total affectés	
1-Vagues de chaleur	157 000	193 000	320 000	Augmentation (élevée)
2-Vagues de froid et conditions hivernales sévères	14 900	1.86 Million	96.1 Millions	Diminution (élevée)
3-Inondations	111 000	304 000	1.66 Milliard	Augmentation (moyenne)
4-Sècheresses	21 300	N/A	1.44 Milliard	Augmentation (moyenne)
5-Incendies de forêt	1570	7260	3.38 Millions	Augmentation (moyenne)
6-Tempêtes	201 000	337 000	773 Million	Augmentation des précipitations (élevée)

Tableau 2 : Dommages directs des différents types de catastrophe entre 2000 et 2020, tels qu'enregistré par (EMDAT, 2019), et influence attribuable du changement climatique sur chaque risque. Notez que ces valeurs sont susceptibles d'être des sous-estimations substantielles de l'ampleur réelle des dommages (Clarke et al., 2022).

Risques	Impacts directs observés		Influence des CC sur la gravité/probabilité des dangers (niveau de confiance)
	Dommages assurés (USD)	Dommages Totaux (USD)	
1-Vagues de chaleur	10 000	13.4 Milliard	Augmentation (élevée)
2-Vagues de froid et conditions hivernales sévères	4.63 Milliard	31.3 Milliard	Diminution (élevée)
3-Inondations	74.1 Milliard	610 Milliard	Augmentation (moyenne)
4-Sècheresses	21 Milliard	610 Milliard	Augmentation (moyenne)
5-Incendies de forêt	51.3 Milliard	94.3 Milliard	Augmentation (moyenne)
6-Tempêtes	499 Milliard	1.3 Trillion	Augmentation des précipitations (élevée)

Afin de préciser la distribution des pertes humaines au niveau globale, l'étude de (Hu et al., 2018) a analysé les schémas spatio-temporels de la mortalité induite par les inondations, et de la population touchée par les inondations à travers le monde entre 1975 et 2016, on résume ses résultats en 4 points ; 1) La fréquence des inondations la plus élevée, est en Inde, en Chine, en Indonésie et aux États-Unis. 2) Le nombre le plus grand des décès dus aux inondations sont observés en Chine, en Inde, au Bangladesh, au Pakistan, au Venezuela et en Indonésie. 3) Le nombre de personnes touchées par les inondations était relativement important en Inde, en Chine, aux États-Unis et au Brésil. 4) le taux de mortalité lié aux inondations est considérablement élevé en Afrique et sur les côtes méditerranéennes.

Ces résultats indiquent que la mortalité ne dépend pas uniquement de la distribution spatiale des inondations ni à la fréquence la plus élevée, mais plutôt des méthodes utilisées pour la mitigation de ce phénomène, ces mesures sont en corrélation directe avec le niveau de développement économique, d'où le taux de mortalité distingué en Afrique, qui se contredit avec la fréquence relativement inférieure aux autres régions, ce qui met proprement le doigt sur la question de la vulnérabilité de cette région, chose qui a été déjà reporté dans l'étude de (Douglas et al., 2008).

Dans le but d'une analyse des tendances de vulnérabilité aux inondations à l'échelle mondiale (Tanoue et al., 2016) s'est intéressé au rapport entre les pertes ou dommages liés aux inondations signalées, et l'exposition aux inondations modélisée à l'aide d'un modèle mondial de rivière et d'inondation. Il déclare que les pays à faible revenu subissent des dommages importants lors des petites inondations fréquentes, alors que les pays à revenu élevé ne sont pas affectés de manière significative par des inondations relativement faibles, peut-être en raison des mesures d'atténuation des inondations.

Dans la présente situation, la projection de ces conditions climatiques au futur se présume très importante, dans la mesure où les gouvernements soient avertis des dangers que leurs populations entraînent de courir ; et aussi afin que les décideurs interagissent avant que la situation ne se dégrade d'avantage, c'est la raison pour laquelle périodiquement il y a plusieurs volumes de l'IPCC qui donnent des projections futures de multiples phénomènes qui peuvent accroître au futur ; outre que l'IPCC différentes études s'intéressent également aux projections futures, on cite ici parmi ces études celle traitant les projections futures des extrêmes hydrométéorologiques ; tel que Hirabayashi et al., (2013), qui se sont basés sur des résultats de 11 modèles climatiques qui traitent les risques d'inondation pour la fin de ce siècle à l'échelle mondiale.

Les résultats indiquent qu'un ensemble de projection, montre une forte augmentation de la fréquence des inondations en Asie du Sud-Est, en Inde péninsulaire, en Afrique orientale et dans la moitié nord des Andes, cependant, dans certaines régions du monde la fréquence devrait diminuer. Or, un autre ensemble plus vaste de projections révèle que l'exposition mondiale aux inondations augmenterait en fonction du degré de réchauffement, alors que la variabilité interannuelle de l'exposition pourrait impliquer la nécessité d'une adaptation avant un réchauffement significatif.

Notons aussi qu'en utilisant un modèle hydrologique global avec des scénarios climatiques dérivés de 21 modèles climatiques. Arnell and Gosling (2016) ont trouvé qu'en 2050, la crue centennale actuelle se produirait au moins deux fois plus fréquemment sur 40 % du globe, environ 450 millions de personnes sujettes aux inondations et 430 000 km² de terres cultivées inondables seraient exposés à un doublement de la fréquence des inondations, et le risque mondial d'inondation augmenterait d'environ 187 % par rapport au risque au scénario de l'an 2050 en cas d'absence de changement climatique.

2. Contexte méditerranéen

Le bassin méditerranéen se situe entre 30-47 °N, 10 °W et 35 °E (Fig. 6), il constitue une zone de transition entre les influences continentales de l'Europe, de l'Asie et du désert nord-africain d'un côté, et les effets maritimes de l'océan Atlantique et de la mer Méditerranée d'un autre (Harding et al., 2009).

Le climat de la Méditerranée présente de forts contrastes entre les différentes zones, ceci est dû à son orographie complexe, et de sa situation à la limite entre deux régimes atmosphériques qui sont les subtropicaux et les latitudes moyennes (Lionello and Galati, 2008; Trigo, 2006)

Il existe des contrastes importants de température et des précipitations, notamment avec la présence des glaciers permanents dans la zone alpine humide du nord, contrairement à des zones désertiques subtropicales sur la côte nord-africaine, et un climat marin tempéré dans le nord-ouest de l'Ibérie.

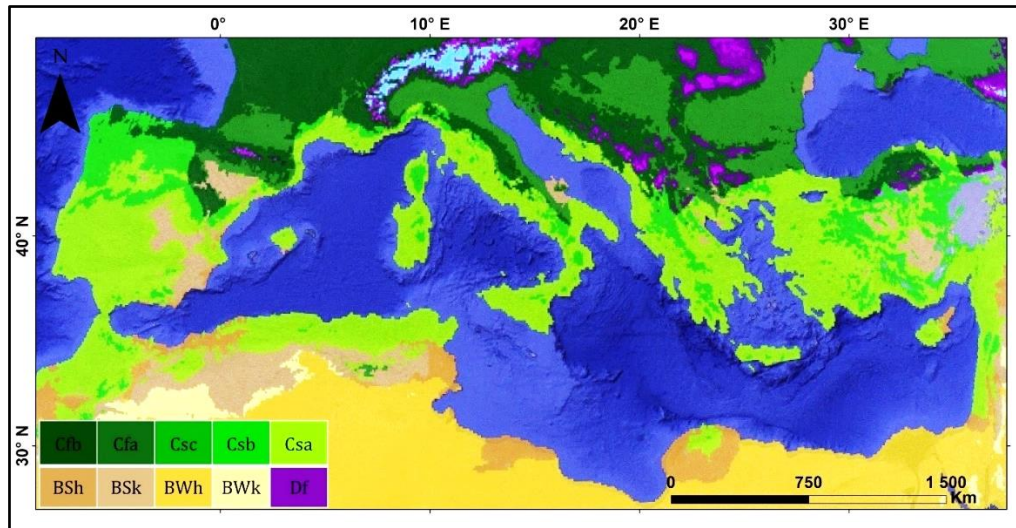


Fig. 6 : Classification de Köppen-Geiger des zones climatiques du bassin méditerranéen, mise à jour par (Kottek et al., 2006; Rubel et al., 2017),

Climat : C (Climat tempéré chaud) ; BS (Climat aride avec steppe) ; BW (Climat aride avec désert) ; D (Climat de nordique) **Précipitation** : f (Entièrement humide) ; w (Hiver sec) ; s (Été sec) **Température** : h (Aride chaud) ; k (Aride et froid) ; a (été très chaud) ; b (été chaud) ; c (été froid) ; k (aride froid).

En outre, l'absence des précipitations en été est la caractéristique principale des régions méditerranéennes ; en été, la Méditerranée occidentale (Ibérie, France, Maroc, Italie) est principalement sous l'influence de l'anticyclone subtropical des Açores, tandis que la partie orientale (Grèce, Chypre, Crète, Turquie) tombe sous une zone de basse pression s'étendant du golfe Persique vers le nord-ouest du bassin méditerranéen oriental, associée à la mousson d'été indienne (Gat and Magaritz, 1980; Wigley and Farmer, 1982).

D'autre part, le climat saisonnier et interannuel des parties nord et ouest de la région est lié aux modèles atmosphériques des latitudes moyennes caractérisés par l'ONA (oscillation nord-atlantique). Finalement, la région méditerranéenne du sud-est est sous l'influence subtropicale de la branche descendante de la cellule de Hadley pendant une grande partie de l'année et est exposée à la mousson asiatique en été et au système de haute pression de l'ouest de la Russie/Sibérie en hiver (Corte-Real et al., 1995; Lionello et al., 2006; Xoplaki et al., 2004). Identiquement à la majorité des régions de la planète, la Méditerranée est également l'une des principales zones où les impacts du changement climatique sont estimés être importants (Hulme et al., 1999), elle est considérée un « point chaud » du changement climatique (Giorgi, 2006). En effet, la projection des modèles de circulation générale (MCG) dans la région, révèle un

changement remarquable des températures et des précipitations affecteront la disponibilité et la gestion des ressources en eau ainsi que les modes de production agricole futurs (Parry et al., 2001).

Bien que les modèles climatiques mondiaux varient à bien des égards, ils s'accordent sur ce point : la région méditerranéenne sera nettement plus sèche dans les décennies à venir, avec potentiellement 40 % de précipitations en moins pendant la saison des pluies hivernales (Tuel and Eltahir, 2020). Toutefois, la région méditerranéenne est régulièrement touchée par des crues soudaines, qui sont la conséquence de fortes pluies courtes et locales dans de petits bassins (Gaume et al., 2016) ; les risques d'inondation, associés à des événements pluvieux extrêmes, vont augmenter ; dans l'est de la péninsule ibérique, les observations indiquent une augmentation des précipitations convectives et fortes concentrées en moins de jours, ce qui est conforme au changement climatique prévu pour cette partie du bassin (Alfieri et al., 2015; Llasat et al., 2016).

En effet, les événements pluvieux extrêmes augmentent progressivement dans les zones arides et semi-arides de la Méditerranée, déjà fragilisées par de nombreuses fragilités naturelles (Benabdelouahab et al., 2020; Mathbout, 2020).

Ces événements constituent le risque naturel à l'origine de la plupart des dommages socio-économiques et environnementaux en Méditerranée exprimés par les violentes inondations comme effet immédiat et la dégradation des sols comme effet à long terme induisant la désertification (Gaume and Bouvier, 2004).

3. Contexte marocain

3.1. Climat marocain

Le Maroc est un pays du nord-ouest de l'Afrique qui fait partie des pays de la rive sud-méditerranéenne et s'ouvre également sur l'Atlantique. Il possède un relief complexe qui sépare le Sahara des plaines atlantiques et de la côte méditerranéenne. Les montagnes de l'Atlas atteignent 4 000 m et représentent un élément important pour la distribution des précipitations sur le pays (Zamrane, 2016).

Le climat du Maroc varie considérablement entre les régions du nord et du sud du pays selon la classification de Köppen-Geiger mise à jour par (Kottek et al., 2006; Rubel et al., 2017) (Fig. 7a), le nord et la majorité des régions montagneuses du pays ont plus tendance à avoir un climat relativement humide par rapport au reste du pays qui est dominé par des zones à aridité variable carrément désertique vers le sud.

Ceci est dû à l'effet de l'orographique du Maroc (Fig. 7b) par la présence de la chaîne d'atlas et son influence sur la distribution spatiale des précipitations par le phénomène de l'ascension des masses d'air, puis leur refroidissement adiabatique induisant la condensation de l'air humide sur les versants exposés qui reçoivent plus de précipitations, en effet, l'incursion des systèmes météorologiques extratropicaux en provenance d'Europe et de l'océan Atlantique apporte de l'air plus froid et des nuages, ce qui entraîne un gradient pluviométrique décroissant du nord au sud, et ce qui rends les versant abrité plus secs. Cette distribution, est due aussi au gradient latitudinal ; de par sa position géographique, le nord du pays frôle le climat tempéré plutôt humide, tandis que le sud tend vers un climat nettement tropical à aridité prononcée.

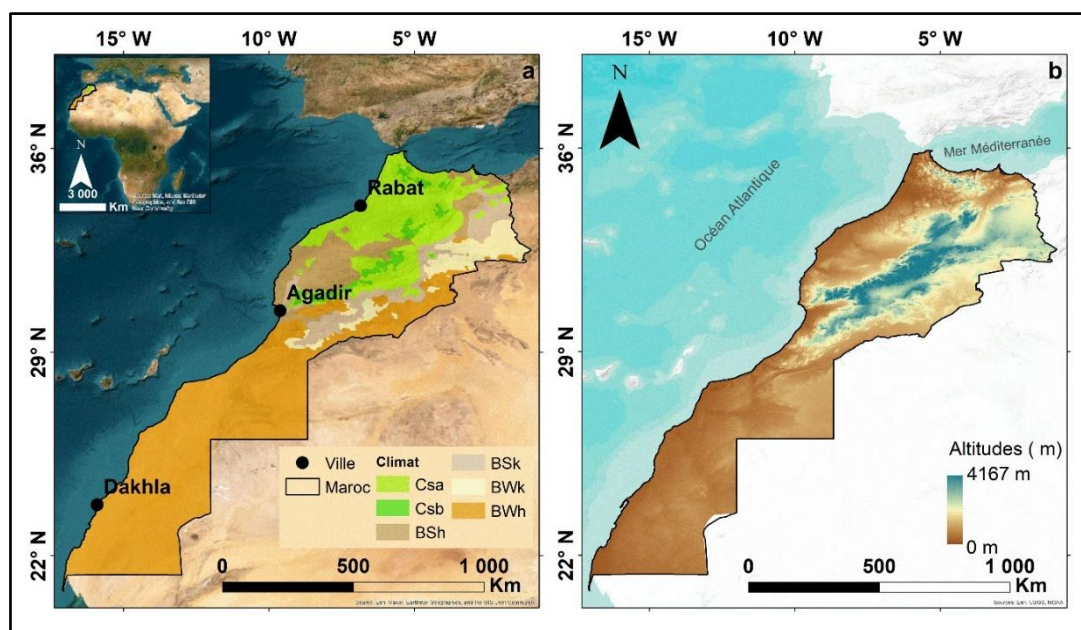


Fig. 7 : (a) Classification Köppen-Geiger des zones climatiques au Maroc, mise à jour par (Kottek et al., 2006; Rubel et al., 2017); (b) Elévations (m) du Maroc (Esri STRM 250m).

Par conséquent, seules les hautes montagnes et l'extrême nord-ouest (Fig. 8a) reçoivent des cumuls annuels dépassant les 600 mm, pourtant la majeure partie du pays n'excède pas 300 mm en moyenne annuelle. La plupart de ces précipitations ont lieu entre octobre et mai, tandis que la neige peut se produire dans les zones montagneuses du nord entre novembre et avril.

Outre que les pluies orographiques et frontales, le Maroc connaît aussi des phénomènes convectifs notamment en été qui engendrent des précipitations torrentielles occasionnelles sources à la fois d'alimentation des oasis du sud, et des crues éclairées connues pour leur aspect violent. Pour la température annuelle moyenne au Maroc, elle est de l'ordre de 18,05 °C, avec des températures mensuelles moyennes variant entre 9,4 °C (décembre, janvier) et 26 °C (juillet, août). La Fig. 8b illustre la variabilité spatiale des températures moyennes dans le Maroc, un gradient ascendant du nord vers le sud, est très bien déterminé ; les zones

montagneuses sont les plus fraîches du pays, alors que les régions arides et semi-arides du pays ont généralement des températures plus élevées.

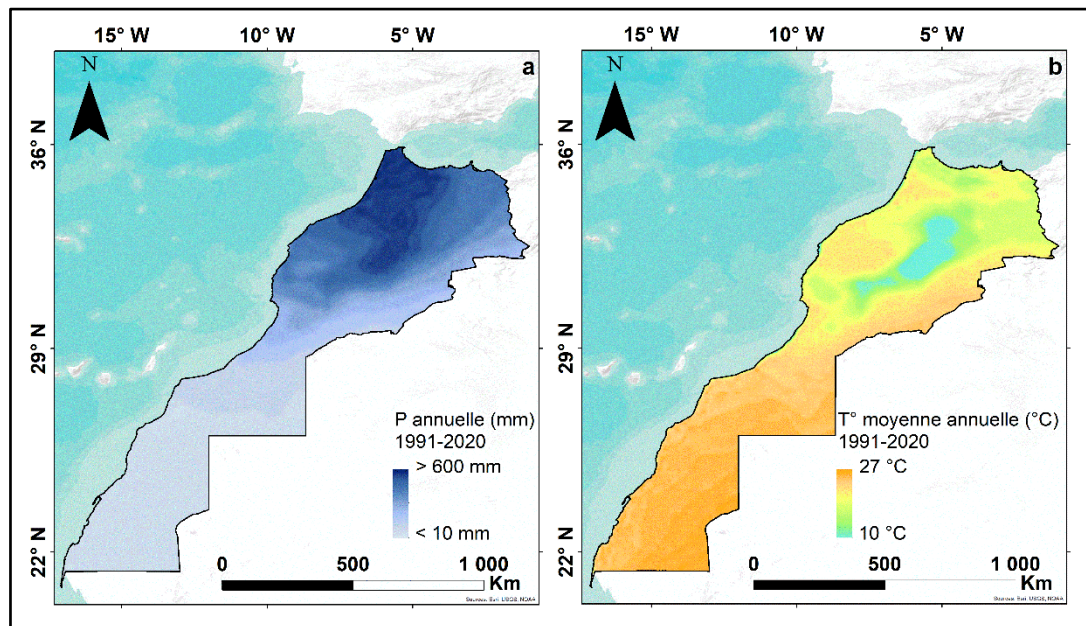


Fig. 8 : (a) Précipitations annuelle (mm) au Maroc entre 1991 et 2020. (b) Température moyenne annuelle (°C) au Maroc entre 1991 et 2020, (World Bank Group, 2021)

3.2. Variabilités climatiques au Maroc

De part de sa situation géographique au sud-ouest de la Méditerranée, à la transition entre un climat tempéré au nord et un climat tropical au sud, ainsi que l'influence des oscillations nord atlantique, le Maroc n'a pas échappé au changement climatique global (Knippertz et al., 2003; Sebbar et al., 2011). Généralement, les variabilités climatiques enregistrées au cours des dernières décennies ont montré une tendance générale vers moins de précipitations et des conditions plus sèches (Filahi et al., 2016; Khomsi, 2014; Ouatiki et al., 2019; Schilling et al., 2012).

Coté Réchauffement, le Maroc expérimente depuis 1960 une augmentation significative de température moyenne annuelle de l'ordre de 0.9 °C, les études indiquent que c'est une augmentation à un rythme de 0.2 °C chaque décennie, dépassant la moyenne mondiale (World Bank Group, 2021) ; elle est plus prononcée pendant la période de septembre à novembre ; et d'avril à juin, cette saison a enregistré le taux le plus rapide d'augmentation des températures avec 0,34 °C par décennie. Par ailleurs, la fréquence des jours considérés comme "chauds" -à son tours- a connu une augmentation de manière significative en toutes saisons, d'autre part les nuits chaudes ont augmenté de 20 % par mois, de septembre à novembre. Tandis que la fréquence des nuit et jours froids a diminué de manière significative en toutes les saisons, principalement en juin, juillet et août (McSweeney et al., 2012).

Les précipitations jouent un rôle crucial dans le processus hydrologique. Les caractéristiques spatio-temporelles ainsi que la variabilité de cette composante sont étroitement liées aux probabilités de sécheresse et d'inondation, celles-ci peuvent constituer une menace pour le développement socio-économique et agricole.

De ce fait, plusieurs études ont été menées pour analyser la variabilité des précipitations au Maroc et ont révélé une baisse de leur fréquence depuis les années 1960, avec une diminution plus significative à partir de la fin des années 1970 au début des années 1980. (Agoumi and Debbarh, 2005 ; Driouech et al., 2008 ; El Aoula et al., 2021 ; Bouizrou et al., 2022).

(McSweeney et al., 2012) trouvent qu'au cours des dernières décennies, les tendances observées ont montré des précipitations plus irrégulières et un déclin général, exprimé par une réduction substantielle des précipitations moyennes annuelles, toutefois avec des événements pluvieux plus longs et plus intenses en octobre et novembre, ce qui génère souvent des inondations, il a été également constaté une augmentation de la fréquence et de l'intensité des événements extrêmes, tels que les fortes pluies qui provoquent des inondations dans certaines régions, (USAID, 2016) et des sécheresses de plus en plus sévères et prolongées entraînant une perte importante du PIB agricole qui contribue à hauteur de 15 % du PIB national.

3.3. Les risques climatiques au Maroc

Il est important de souligner que ces deux phénomènes (sécheresse et inondations) sont considérés comme les principaux risques climatiques affectant le Maroc. Selon EMDAT, (2023), le Maroc a connu 6 périodes de sécheresse entre 1963 et 2021, qui ont coûtées le pays 900 100 000 US\$, affectant directement 412 000 personnes (Tableau 3), les conséquences de ces épisodes de sécheresse sont significatives et diverses, en effet la production agricole est considérablement réduite, ce qui peut impacter la sécurité alimentaire. De plus, la qualité de l'eau et de la végétation peut être affectée, entraînant ainsi des conséquences sur la biodiversité et la santé. En outre, l'activité économique et le plan social peuvent également être affectés, car lors des périodes de sécheresse, il est souvent probable d'enregistrer une mobilité importante des populations rurales vers les centres urbains pour trouver de nouvelles sources de revenus.

Tableau 3 : Fatalité et dommages économiques des catastrophes hydro-climato-météorologique au Maroc entre 1963 et 2021, tels qu'enregistrés par (EMDAT, 2023).

Risques Naturels	Sous-type	Evènement	Décès	Totale d'affectés	Cout totale des dommages ('000 US\$)
Sècheresses	Sècheresses	6	0	412 000	900 100
Inondations	Crues éclairées	14	265	169 182	34 000
	Inondations riveraines	17	1053	470 887	296 200

Tempêtes	Tempêtes convectives	2	49	117 000	300 000
	Tempêtes tropicales	1	1	N/A	50

En revanche, ce sont les inondations qui prédominent en termes de nombre d'événements et de décès au Maroc. Les inondations, généralement, peuvent être classées en différentes catégories en fonction de leur source, de leur mécanisme de formation et de leur gravité :

- Les inondations flash ou éclair qui peuvent survenir à la suite de fortes précipitations sur une période relativement courte.
- Les inondations pluviales sont causées par des précipitations intenses et prolongées qui peuvent dépasser la capacité d'infiltration des sols.
- Les inondations de crues découlent de l'augmentation brutale et temporaire de la hauteur d'un cours d'eau.
- Les inondations côtières sont causées par le débordement des océans ou des lacs, souvent à la suite de tempêtes ou de tsunamis.
- Les inondations de submersion sont causées par une montée rapide des eaux souterraines.
- Enfin, les inondations riveraines sont associées à des bassins-versants d'une superficie généralement supérieure à 10 000 km², où les cours d'eau sortent progressivement de leur lit (Loudyi et al., 2022).

Les différents types d'inondation peuvent entraîner des dommages humains importants, selon EMDAT, (2023), au cours de la période comprise entre 1963 et 2023, le Maroc a connu 31 événements d'inondation, dont 14 de type éclair, et 17 de type riverain, entraînant la perte de 1318 vies et des dommages économiques estimés à 330 200 000 US\$.

En 1995, les inondations de l'Ourika ont entraîné la mort de plusieurs centaines de personnes ; en 1997, les pluies torrentielles qu'a connu la région d'El Hajeb ont fait une quarantaine de victimes, en plus seulement entre 2000 et 2013, le Maroc a connu 13 inondations majeures qui ont coûté ; ensemble ; la vie à 263 personnes (World Bank Group, 2018); parmi lesquelles l'évènement orageux de Goulmim qui a entraîné la mort soudaine d'une dizaine de personnes. Et les larges inondations du Sebou en 2010 (Fig. 9) qui ont causé la mort de plusieurs personnes et un bilan économique très lourd (Alanord et al., 2017) dont :

- Déplacement de 10 000 personnes de leurs habitations
- Perte du bétail estimée à 3 millions d'euro ;
- 170 823 hectares de terres agricoles submergées ;
- 8 826 maisons inondées ;

- 55 maisons effondrées ;
- 271 maisons partiellement effondrées ;
- 72 douars (villages) en enclaves ;
- 46 douars menacés par les eaux ;
- Coupure des routes et voie ferrée ;

Le bilan économique général de cet évènement seul s'élevait à 1 milliard de Dirham.

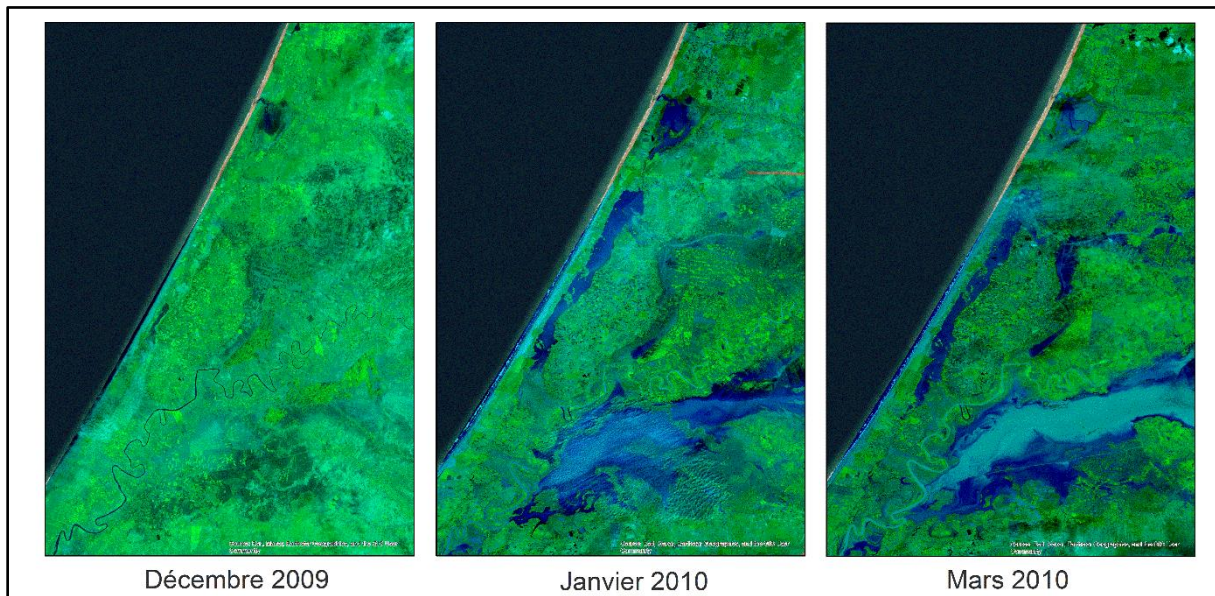


Fig. 9 : Images de Landsat 5, suivit d'inondation 2010 de la plaine d'inondation du Sebou (Al-gharb).

Selon l'agence du bassin hydraulique de Sebou, l'Ouergha a battu tous les records au cours de la saison 2009-2010, en apportant une quantité d'eau exceptionnelle, soit près de quatre fois la moyenne annuelle de cette rivière (ABHS, 2011)

3.4. Projection future

Plusieurs études se sont intéressées à l'étude des projections future de ces changements climatiques au Maroc tantôt dans le cadre nord-Africain ou méditerranéen, tantôt d'une façon isolée. On note ici l'étude de Sinan and Belhouji, (2016), ils ont effectué des projections pour l'horizon 2080-2100, en se basant sur les hypothèses et les scénarios retenus par le 5e rapport d'IPCC. Leurs résultats indiquent que les températures moyennes annuelles devraient augmenter de 2 °C à 5 °C. Parallèlement, les totaux annuels des précipitations devraient diminuer significativement de 10 % à 30 % d'ici 2080-2100. Ces changements devraient entraîner une diminution globale des ressources en eau, avec une réduction de 7,6 % à 40,6 %. Les modèles de projection climatique réalisés par World Bank Group, (2021), confirment ce qui précède et estiment que le Maroc est susceptible de connaître des changements importants de température, des précipitations et de phénomènes météorologiques extrêmes au cours du 21^e

siècle. Les modèles suggèrent une augmentation de la température moyenne annuelle de 1,5 à 3,5 degrés Celsius d'ici la fin du siècle.

Finalement, en se basant sur les données de 78 stations dispersées au territoire marocain Bouizrou et al., (2022) ont réalisé une analyse des tendances étant donné qu'elle est l'une des principales techniques permettant de prévoir les changements futurs dans les régimes de précipitations (Rathnayake, 2019) ; Ils ont trouvé qu'il existe une augmentation des précipitations extrêmes, à la fois basses et élevées, ce qui augmente les risques d'inondations et de sécheresses. Les régions avec des climats méditerranéens ont des tendances à la hausse des précipitations élevées, tandis que les régions semi-arides et désertiques ont des tendances à la baisse des précipitations.

4. Problématique

En résumant, le Maroc est considéré comme l'un des pays vulnérables aux changements climatiques. En effet, l'augmentation de la température, la baisse des précipitations et l'augmentation de l'intensité et de la fréquence des événements météorologiques extrêmes, tels que les sécheresses et les inondations, ont un impact considérable sur l'économie, l'environnement et la société du pays.

La focalisation sur les inondations permet de conclure que c'est un problème récurrent au Maroc, avec des événements récents tels que les inondations de 2009, 2010, 2014 et 2021, qui ont causé des pertes économiques et des pertes des vies humaines. Les inondations sont souvent causées par des précipitations intenses ; qui peuvent survenir en peu de temps nommées, crue éclair, ou continue pendant une longue période entraînant la saturation des sols, l'augmentation des niveaux des rivières, et le déversement des barrages. Plusieurs régions au Maroc sont vulnérables aux inondations, que ça soit des zones rurales notamment aux bassins du Haut atlas et la plaine d'Al-gharb, ou urbaines particulièrement dans les zones côtières du Nord du pays

La prise de conscience de la vulnérabilité climatique du Maroc et des risques d'inondation est essentielle pour élaborer des stratégies d'adaptation efficaces, afin de lutter contre ses impacts socio-économiques. Les chercheurs jouent un rôle crucial dans cette lutte en contribuant à mieux comprendre les processus de la genèse des crues dans chaque zone, la détermination de leur fréquence, la modélisation des anciennes crues dans le but de comprendre le comportement hydrologique spécifique à chaque zone, ainsi que l'évaluation des outils de prévision et leur exploitation pour prédire d'éventuels événements futurs. Toutefois, afin de mener efficacement ces recherches ; la sélection d'outils et de données appropriés demeure d'une importance

primordiale. Ainsi, il est essentiel d'identifier ceux qui sont disponibles pour la région étudiée, puis de sélectionner parmi eux ceux qui sont les plus adaptées.

Finalement, la contribution scientifique dans la lutte contre les inondations est indispensable pour mieux comprendre les phénomènes impliqués et développer des outils de préventions plus précis et efficaces. Cela permettra de mieux préparer les populations et les infrastructures face aux risques d'inondations et de limiter les pertes humaines et matérielles.

Conclusion

Dans un contexte marqué par l'intensification des événements extrêmes, les inondations se distinguent comme l'un des risques hydrométéorologiques les plus préoccupants, en raison de leurs impacts socio-économiques critiques et de leurs projections futures inquiétantes. Cette réalité soulève une urgence impérieuse pour le développement et l'application de modèles hydrologiques robustes, capables de prédire et de gérer efficacement ces risques. La nécessité de ces modèles est particulièrement pressante au Maroc, où les inondations représentent une menace récurrente. L'élaboration de stratégies de mitigation et d'adaptation efficaces requiert inévitablement une compréhension approfondie des mécanismes sous-jacents et des facteurs contributifs, un domaine dans lequel la modélisation hydrologique joue un rôle clé. Le chapitre suivant, traite l'état de l'art de la modélisation hydrologique.

Introduction

La modélisation pluie-débit est l'application d'expressions mathématiques et logiques qui définissent les relations quantitatives entre les caractéristiques de l'écoulement (sorties) et les facteurs influant sur ces valeurs (entrées) (Brihbet, 2016). En tant que processus de simulation, elle vise à reproduire le comportement hydrologique des bassins versants dans le but de prédire les débits pour une gestion optimale des ressources en eau (Zegelew and Melesse, 2018). Son importance est particulièrement évidente dans la compréhension des processus menant aux inondations et dans l'élaboration de stratégies de prévention adaptées à chaque région spécifique, contribuant ainsi à la protection contre les dommages associés à ce risque naturel. Toutefois, les chercheurs font face à des défis constants en raison de la complexité intrinsèque des systèmes hydrologiques, de la disponibilité et de la qualité des données, ainsi que de la pertinence des modèles utilisés.

Ce chapitre débute par un rappel des fondamentaux du cycle de l'eau et des processus hydrologiques qui sont des bases nécessaires pour appréhender la complexité inhérente à la modélisation hydrologique. Par la suite, une discussion approfondie sur la classification des modèles hydrologiques révélera les différentes approches selon l'espace, le temps et les processus, incluant les modèles empiriques, conceptuels et physiques. Le choix des modèles hydrologiques sera également examiné, ainsi que les étapes clés du processus de modélisation. Finalement le chapitre présente une série d'études antérieures évaluant l'efficacité de divers modèles hydrologiques testés à travers différentes régions du monde.

1. Généralité sur le cycle de l'eau et processus hydrologiques

1.1. Généralité sur le cycle de l'eau

Le cycle de l'eau, également appelé cycle hydrologique (Fig. 10), est un phénomène naturel qui comporte les processus de transport, de stockage et de transformation de l'eau à travers différents réservoirs terrestres. Les principales étapes de ce cycle sont l'évaporation, la condensation, la précipitation, l'infiltration, la percolation et l'écoulement, ces différentes étapes sont liées l'une à l'autre par une multitude de mécanismes hydro-thermodynamiques complexes assurant la perpétuité de la circulation des gouttelettes d'eau.

Tout commence par **l'évaporation** de toute eau disponible en surface libre (océan, mer, rivière et lac), c'est la phase où l'eau passe de l'état liquide à l'état gazeux et se libère dans l'atmosphère et rejoint toute vapeur résultante des différents types de transpiration ou

production industrielle ; ensuite sous des conditions thermodynamiques atmosphériques, cette molécule d' H_2O en vapeur regagne son état liquide par le biais du processus de la condensation, et redevint une gouttelette en s'agglutinant puis se rassemblant pour former des nuages.

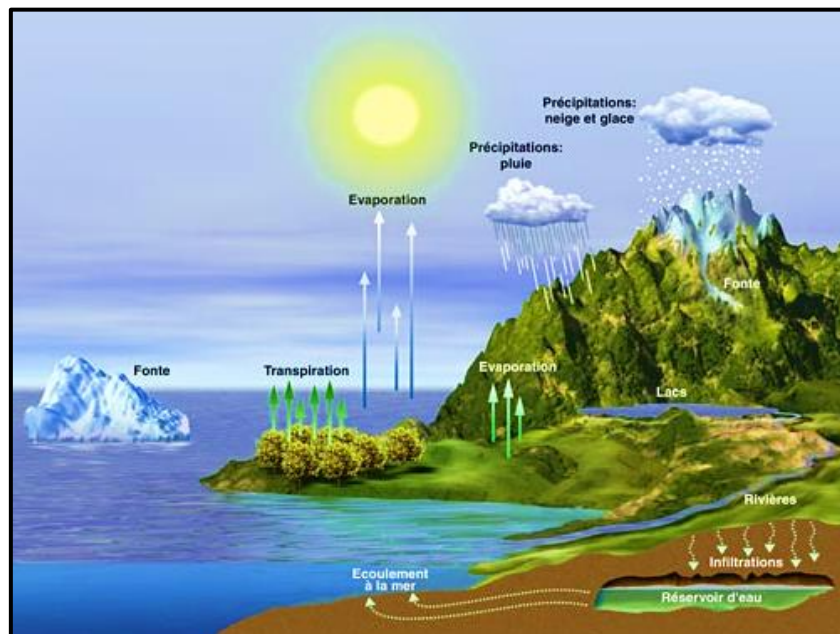


Fig. 10 : Le cycle d'eau © CNES

Ces nuages migrent dans l'atmosphère et se rechargent en eaux, une fois lourdes, elles libèrent l'eau en **précipitations** qui sont définies comme la chute de ces gouttelettes de nuages sous forme de pluie, de neige ou de grêle. Les précipitations libérées sont soit interceptées par de la végétation ou des objets, soit par le sol qui absorbe ; selon son potentiel de perméabilité ; une partie de ces précipitations, on parle alors de **l'infiltration**. Toutefois, l'eau infiltrée peut être assimilée par les racines des plantes, rejoindre les nappes phréatiques ou s'écouler à la surface après un processus de percolation permettant le mouvement d'eau souterraine à travers les couches du sol et des roches jusqu'à ce qu'elle atteigne une surface émergente comme un ruisseau ou une source. Ces eaux, qui surgissent, rejoignent la partie d'eau qui a échappé à l'infiltration et qui coule à la surface du sol, il s'agit de **l'écoulement** des ruisseaux, de rivières ou de fleuves, les écoulements de surface à leur tour sont influencés par de nombreux facteurs qui conditionnent entre autres leur débit et leur vitesse, tels que la topographie, la végétation, la géologie ou l'activité humaine. Une partie des eaux écoulée est réinfiltrée par les éventuelles fissures et porosité tout au long du cours d'eau ; une deuxième partie est évaporée lors de son voyage ; or, celle qui continue à ruisseler rejoint la mer ou l'océan et recommence le cycle vicieux.

Il est essentiel de noter que ces processus peuvent varier en intensité et/ou en durée en fonction des régions, des climats et des saisons.

1.2. Notion du bassin versant

La notion topographique de bassin-versant est essentielle en hydrologie de surface. C'est une étendue géographique délimitée par une ligne de partage des eaux qui collecte et draine les eaux de surfaces vers un exutoire (Fig. 11).

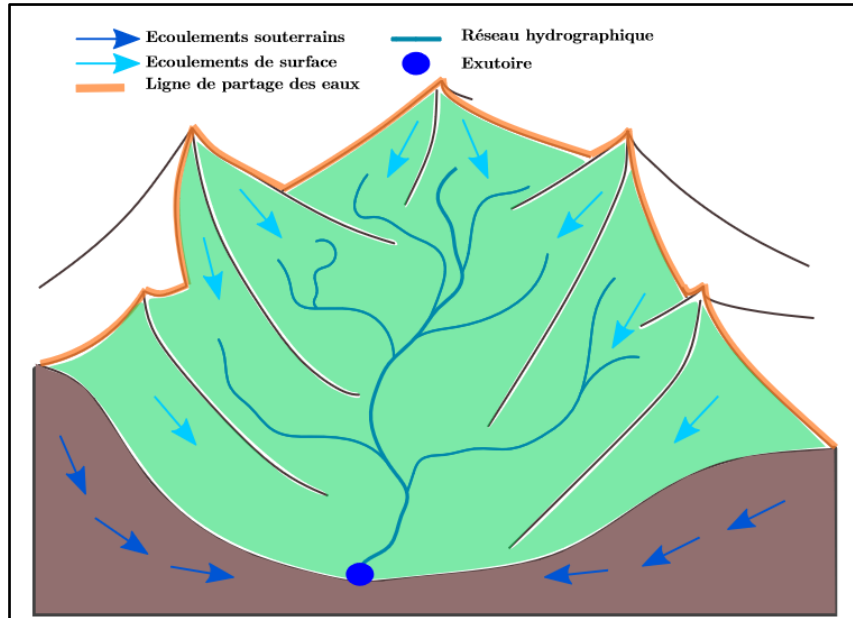


Fig. 11 : Schéma d'un bassin-versant (Allemand, 2021)

Un bassin-versant peut être caractérisé par sa surface, sa pente, sa forme, la nature du sol et du sous-sol, le type d'occupation des sols. Chacune de ces caractéristiques influence la réaction du bassin-versant face à un aléa hydro-climatique (pluie, sécheresse, fonte des neiges...) : on parle de réponse hydrologique. Le temps de réponse hydrologique est la durée séparant le début de l'aléa et la réaction du bassin-versant associée (Allemand, 2021).

1.3. Processus Pluie-Débit

Le processus pluie-débit est un concept clé en hydrologie qui décrit la relation entre les précipitations et le débit d'un cours d'eau. Il s'agit essentiellement de l'étude de la transformation des précipitations en écoulement de surface ou de subsurface par des processus de génération des écoulements en réponse aux caractéristiques du bassin-versant, telles que la topographie, la pédologie, la géologie, la végétation et l'utilisation des terres.

L'histoire de la classification des processus de génération des écoulements dans la littérature hydrologique est assez riche et complexe. En effet, de nombreux chercheurs ont proposé des classifications au fil des années, chacune ayant ses avantages et ses inconvénients.

L'une des premières classifications importantes a été proposée par Horton en 1933 qui a distingué deux types d'écoulements : les écoulements de surface et les écoulements souterrains.

Bien que cette classification simple – jugée novatrices à l’époque - ait été largement utilisée pendant plusieurs décennies, elle a été critiquée pour sa simplicité excessive et sa faible capacité à représenter la complexité des processus de génération des écoulements. En conséquence, d’autres classifications plus complexes ont été proposées au fil du temps pour tenter de mieux décrire ces processus.

Dans les années 1960, plusieurs chercheurs, tels que Penman et Hewlett, ont proposé des classifications plus détaillées, qui ont servi de base à de nombreuses classifications ultérieures. Penman, (1960) a proposé une classification basée sur la réponse de la végétation à l’eau, distinguant les précipitations interceptées, les précipitations qui ruissellent et les précipitations qui pénètrent dans le sol. Hewlett, (1961) a proposé une classification basée sur la relation entre la pluie et l’écoulement, distinguant les écoulements de surface et les écoulements souterrains. Il convient de noter qu’au fil des années plusieurs classifications ont été proposées, chacune avec ses propres avantages et inconvénients, chacune dépend souvent du contexte et des objectifs de l’étude hydrologique en question.

Parmi les classifications les plus utilisées (Joerin, 2000), on cite celle de Ward and Robinson, (1990), reprise par Musy e and Higy, (1998), elle distingue quatre cheminements principaux de l’eau à la rivière : les précipitations directes à la surface de l’eau, les écoulements de surface, les écoulements de proche subsurface et les écoulements souterrains.

1.3.1. Précipitations directes sur les réseaux hydrographiques

Le principe des précipitations directes sur les réseaux hydrographiques, c’est la contribution de la fraction des précipitations qui tombent directement sur les cours d’eau. Cette composante est relativement limitée même souvent négligeable, étant donné que les cours d’eau, à l’exception des lacs, ne couvrent qu’une petite partie des bassins-versants. Toutefois, lors d’événements pluvieux prolongés, les réseaux hydrographiques peuvent s’étendre considérablement, ce qui peut entraîner une augmentation significative de la contribution de ce mécanisme à la production de crues.

1.3.2. Les écoulements de surface

Les écoulements de surface constituent la fraction d’eau qui coule en suivant un chemin de surface pour rejoindre la rivière, elle provient d’eau qui ne parvient pas à s’infiltrer dans le sol (ruissellement) ou d’eau d’exfiltration (écoulement de retour). Le ruissellement se produit lorsque le sol perd sa capacité d’infiltration nommée l’infiltrabilité ; cette capacité lors d’une averse est décroissante dans le temps jusqu’à une valeur constante. Pour un sol homogène avec une nappe profonde, cette constante finale est la conductivité hydraulique à saturation K_s .

Souvent, l'écoulement de surface se produit donc lorsque la capacité d'infiltration devient inférieure à l'intensité des précipitations ; en effet, la lithologie et la végétation jouent un rôle crucial dans la production des écoulements par dépassement de la capacité d'infiltration ; généralement, ce type de ruissèlement est marginal dans des zones avec un sol d'une imperméabilité modéré voir négligeable et une couverture végétale. Toutefois, l'écoulement peut-être favorisé ou dû à l'exfiltration qui se déclenche, ainsi l'eau de subsurface rejoint alors la surface du sol (Joerin, 2000). Le processus d'exfiltration ("return flow"), correspond à l'écoulement d'eau qui se produit lorsque la capacité du sol à transmettre un flux latéral est dépassée, ce qui entraîne une remontée de l'eau de subsurface vers la surface du sol. Cette remontée peut se faire de deux façons : soit par capillarité lorsque l'eau remonte dans les pores du sol, soit par écoulement dans les fissures et les macropores (Hursh, 1944). Il peut contribuer à l'écoulement de surface et ainsi affecter le débit des cours d'eau, il est parfois appelé écoulement de base.

1.3.3. L'écoulement de proche subsurface

Le concept d'écoulement de proche subsurface désigne les eaux qui s'infiltrant dans les premiers horizons du sol et qui se déplacent latéralement en direction des cours d'eau. Ces écoulements se produisent au-dessus de la nappe phréatique permanente, soit à travers la zone non saturée, soit à travers une nappe perchée. Les écoulements de proche subsurface sont essentiellement actifs dans les sols où la conductivité hydraulique latérale est nettement supérieure à la conductivité hydraulique verticale (Weill, 2008). À l'exception des sols qui sont détériorés par la compaction, cette configuration est la plus courante où la conductivité hydraulique diminue généralement avec la profondeur. La présence de macropores dans le sol favorise également les écoulements de proche subsurface. Ce type d'écoulement est particulièrement actif lorsque le sol est proche de la saturation. Plus d'informations sur l'ensemble de ces phénomènes sont détaillées dans l'étude de (Whipkey and Kirkby, 1978).

1.3.4. Les écoulements souterrains

Les écoulements souterrains ou l'intumescence de la nappe, jouent un rôle aussi important dans la génération des écoulements ou à la génération des crues (Sklash and Farvolden, 1979), ce type d'écoulement constitue la composante "débit de base" de l'hydrogramme.

Il est lié à l'existence d'une frange capillaire (couche située au-dessus de la nappe et dont les pores sont quasiment tous saturés). Si le niveau de la frange capillaire se situe près de la surface du sol (exemple dans le cas des pieds de pente ou des fonds de vallée), un faible apport d'eau peut conduire à une montée rapide de la nappe (Joerin, 2000) ; ce soulèvement crée alors un

gradient de charge hydraulique qui force les écoulements de la nappe vers la rivière. Cette montée rapide de la nappe a été observée lors de plusieurs études menées aussi bien en laboratoire que sur le terrain (Abdul and Gillham, 1989).

1.3.5. Facteur de variabilité d'écoulement

La production d'un écoulement caractérisé par un hydrogramme de crue et un débit est un processus complexe faisant intervenir plusieurs facteurs, notamment la quantité et l'intensité des précipitations, les propriétés physiques du bassin-versant (telles que le type de sol, la couverture végétale et la topographie), et les conditions initiales d'humidité (abstraction initiale) (Brirhet, 2016)

Selon Ambroise, (1999), ces facteurs sont regroupés en quatre catégories principales : les paramètres météorologiques, les conditions hydriques, les propriétés physiques du bassin et l'occupation du sol. Par ailleurs, ces facteurs sont étroitement liés, et leur variabilité aussi bien spatiale pour les uns que temporelle pour les autres ; ou spatio-temporelle la fois ; il est très important de la tenir en compte.

a- Les paramètres météorologiques

Les paramètres météorologiques sont d'une importance fondamentale dans la genèse du ruissellement, vue qu'ils affectent directement le cycle de l'eau. En effet, les précipitations sont le principal moteur de la production de ruissellement, car elles fournissent l'apport initial d'eau au système. La quantité, l'intensité et la durée des événements de précipitations, ainsi que leur distribution spatiale, peuvent avoir un impact significatif sur la quantité et le moment du ruissellement. Par exemple, des averses intenses avec des taux de précipitations élevés peuvent générer un grand volume de ruissellement en un court laps de temps, entraînant des inondations soudaines. En revanche, les pluies légères avec des taux de précipitations plus faibles peuvent générer un volume de ruissellement moins important que les fortes pluies, car elles prennent le temps à s'infiltrer, sauf que cela peut varier en fonction des conditions antérieures d'humidité du sol. Si le sol est déjà saturé par des précipitations antérieures, il aura une capacité d'infiltration réduite et ne pourra pas absorber toute nouvelle fraction de pluie, ce qui entraîne un ruissellement accru. En conséquence, les sols humides ont une capacité d'infiltration plus faible et un potentiel de ruissellement plus élevé. D'autres paramètres météorologiques tels que la température, l'humidité peuvent également avoir un impact indirect sur la production de ruissellement. Des températures élevées peuvent augmenter les taux d'évapotranspiration, ce qui réduit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement. En outre, la fonte des neiges est un autre facteur important qui affecte la production de ruissellement dans les régions froides.

La température et le rayonnement solaire jouent un rôle clé dans la fonte des neiges, qui peut provoquer un afflux soudain d'eau dans le système hydrologique lorsque le manteau neigeux fond.

b- Les conditions hydriques

Le sol constitue une zone d'échange capitale dans le cycle hydrologique ; en effet à son niveau, une multitude de phénomènes hydrodynamiques se déroulent, parmi lesquelles on note ici la répartition des eaux entre l'atmosphère, la surface du sol et le sous-sol ; bien que sa nature lithologique conditionne en grande partie ces échanges, toutefois la réponse hydrologique du même bassin-versant face à des apports de précipitations de même nature, volume et intensité n'est toujours pas la même (Joerin, 2000). Cette réponse est étroitement liée aux conditions hydriques du sol, que ça soit son état d'humidité initiale ou l'état de ses réserves souterraines ces dernières conditionnent aussi bien le déclenchement des écoulements que les échanges avec l'atmosphère.

c- Propriétés physiques du bassin

Les caractéristiques physiques du bassin ; de leur part ; constituent un facteur essentiel impactant la production et la régulation du ruissellement de surface, que ça soit par rapport au volume ruisselé, le temps de concentration, ou l'hydrogramme de crue en général. Bien entendu, divers caractéristiques, telles que la taille et la forme du bassin, sa pente et la lithologie du sol, influencent toutes le processus la production du ruissellement et son transfert tout au long du cours d'eau jusqu'à l'exutoire. Il est certain que la nature lithologique des sols peut avoir un impact significatif sur le ruissellement, en particulier en termes de potentiel de perméabilité qui varie d'un sol à un autre (Ex : calcaire très perméable, marne très imperméable). Cependant, il convient de noter que la taille du bassin également joue également un rôle important dans la production de ruissellement. Les bassins plus grands ont tendance à accumuler plus d'eau et peuvent produire plus de ruissellement, même si leur potentiel de perméabilité est plus élevé que celui d'un bassin plus petit.

En outre, la forme du bassin peut également avoir un impact sur le temps que mettent les eaux de ruissellement à atteindre l'exutoire ; les bassins allongés, par exemple, peuvent avoir un temps de concentration plus long, ce qui peut entraîner un ruissellement plus important en raison de l'accumulation de l'eau sur une plus grande surface.

D'autre part, la pente est un autre facteur important qui modifie le ruissellement. Une pente plus raide peut entraîner une augmentation de la vitesse d'écoulement et donc une augmentation du débit de pointe. Cela est dû au fait qu'une pente plus raide fournit une force plus importante

pour déplacer l'eau vers le bas du bassin vers l'exutoire. Par ailleurs, une pente plus raide peut également diminuer le temps de concentration, car l'eau s'écoule plus rapidement le long du fond du bassin. Cela peut entraîner une accumulation rapide de l'eau en aval, causant des crues soudaines et dangereuses.

d- L'occupation du sol

Un autre facteur important influençant directement la réponse hydrologique du bassin, c'est l'occupation du sol, d'après (Bèseme, 1995), il existe trois principaux ensembles d'occupation des sols nommées : la couverture végétale, le milieu rural avec ses terres exploitées par l'agriculture et finalement le milieu urbain fortement occupé par l'homme. Chacun de ces ensembles influence différemment l'écoulement.

- L'influence de la couverture végétale

Cet ensemble est constitué de trois principales, les forêts de résineux, les forêts de feuilles et les prairies / pelouses. D'abord, une partie très importante d'eau précipitée est soustraite de l'écoulement des bassins-versants principalement par l'évapotranspiration des végétaux. Cependant, les végétaux favorisent aussi l'infiltration de l'eau et permettent son stockage dans les sols ; ce stockage est généralement plus important aux zones forestières contrairement aux prairies. Les principaux effets que le couvert végétal peut induire aux écoulements sont : Une réduction du ruissellement, une diminution des écoulements à l'aval due au phénomène d'évapotranspiration et un écrêtement sur les débits de point des crues. Il est important de mentionner que l'intensité de ces effets varie en fonction de la nature du couvert végétale et sa densité.

- L'influence de l'utilisation des sols agricoles

La modification des terres dans le but de leur préparation aux cultures a des conséquences importantes sur les écoulements (Bèseme, 1995) ; en effet, selon le Centre d'Étude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts (Cemagref) , les sols cultivés ont une capacité de stockage moins importante aux sols occupés en permanence par les végétaux, le ruissèlement est donc plus important dans les sols cultivés surtout en période hivernale lorsque les sols sont nus.

- L'influence de l'urbanisation

Les processus hydrologiques en milieux urbains sont fortement modifiés. En simplifiant au maximum les effets de l'influence de l'urbanisation, on note ici, les différents aménagements urbains majoritairement de béton armé qui entraînent l'imperméabilisation des sols d'où une augmentation du volume ruisselé qui devrait être évacué, or l'évacuation artificielle elle-même

est faite par la redirection des écoulements naturels en chemin artificiel plus directes et moins encombrés induisant à une réduction de temps de concentration et ainsi une augmentation du débit de point. Sauf que les débits de point (Q_p) et les temps de concentration (T_c) varient en fonction de l'urbanisation d'une façon différente, ils dépendent aux variations de la pente le long du bassin-versant, ce paramètre conditionne l'ampleur de l'influence de l'urbanisation sur ces deux variables (Q_p et T_c).

2. La Modélisation hydrologique

La modélisation est le processus de création d'un modèle pour représenter et simuler un système réel, c'est la reproduction d'un phénomène physique mesurable en utilisant des équations mathématiques. En fait, Payraudeau, (2002) trouve que le modèle hydrologique n'est qu'une simplification d'un système complexe. Cependant, à chaque stade de cette modélisation des approximations sont réalisées : perception du phénomène, formalisation en un cadre conceptuel, traduction dans un langage de programmation (Ambroise, 1999).

En réalité, un modèle hydrologique peut être défini comme un ensemble d'équations qui aident à estimer le ruissellement en fonction de divers paramètres utilisés pour décrire les caractéristiques du bassin-versant (Sorooshian et al., 2008) ; c'est un système de relations mathématiques qui permet de décrire, de manière simplifiée, mais aussi précise que possible, les interactions entre les différentes composantes d'un système hydrique ; tout en se basant sur des principes physiques, tels que la conservation de la masse et de l'énergie lors de l'élaboration des équations mathématiques utilisées.

L'utilité de la modélisation en hydrologie réside dans la compréhension du fonctionnement d'un phénomène hydrologique (temporellement et spatialement) à travers l'établissement du bilan hydrologique d'un bassin-versant précis en se basant sur des données d'entrées dont la plus importante est la hauteur des pluies, et qui sera ; par le biais du modèle pluie-débit choisi ; transférée en débit à l'exutoire du bassin-versant. Selon (Sorooshian et al., 2008) , le meilleur modèle est celui qui simule mieux la réalité en utilisant un minimum possible de paramètres de complexité de modèle.

La compréhension du fonctionnement des processus hydrologiques intervenant dans la production du débit pour chaque bassin-versant et leur reformulation en équation, permet de répondre aux questions que pose la dynamique des eaux continentales en termes de risques et de ressources, comme la prévision des crues et des étiages, ou la prévision des impacts de changements climatiques ou anthropiques sur le cycle de l'eau (Lay, 2006).

Cependant, la multitude d'approches choisies par les hydrologues afin de conceptualiser des modèles qui prennent en compte la variabilité des processus selon l'objectif, la région ou la disponibilité des données, a engendré une diversité de modèles dotés de caractéristique spécifique, d'avantages et limitations. Par exemple, certains modèles prennent en compte les interactions entre les processus verticaux (tels que l'évaporation et l'infiltration), d'autre entre les processus latéraux (tels que l'écoulement de subsurface et le ruissellement), sauf que les modèles qui prennent en compte les deux interactions à la fois, sont jugés les plus complets.

2.1. Classification des modèles hydrologiques

La diversité des modèles hydrologiques a fait de leur classification un vrai débat, dans la littérature, il existe plusieurs auteurs qui ont proposé des classifications des modèles hydrologiques (Refsgaard, 1996; Singh and Frevert, 2006; Singh, 1995; Sorooshian et al., 2008) ; et ceci en se basant sur différents concepts. D'une optique générale Feldman (2000) trouve que ces modèles peuvent être empiriques ou conceptuels, déterministes ou stochastiques, spatiales ou distribués, mathématiques ou physiques, avec des simulations événementielles ou continues.

Brirhet en 2016 a proposé une « grille de lecture » pertinente pour classer quasiment l'intégralité des modèles existants. Ainsi, il les a regroupés en se basant sur trois critères : selon la représentation de l'espace ; selon la discrétisation temporelle et selon la description des processus.

2.1.1. Classification selon la représentation de l'espace

C'est une méthode de catégorisation des modèles hydrologiques en fonction de la manière dont ils représentent l'espace géographique d'un bassin-versant, on distingue deux fameuses classes les modèles globaux Lumped et les modèles distribués.

En ce qui concerne les Modèles globaux, ils sont définis comme un outil mathématique permettant de représenter et de simuler le comportement du cycle de l'eau en considérant l'ensemble du bassin hydrographique comme un seul système homogène et en simplifiant les processus hydrologiques avec des modèles mathématiques ou des approches empiriques (Singh, 1995). Toutefois, cette homogénéité peut être considérée comme une limitation car elle ne permet pas de prendre en compte la variabilité spatiale des données, des processus hydrologiques, des caractéristiques géométriques et des conditions aux limites. De plus, les modèles hydrologiques globaux sont souvent basés sur des données moyennes et peuvent être limités par la qualité et la quantité des données disponibles. Les modèles de la famille GR (Edijatno and Michel, 1989) par exemple, sont des modèles hydrologiques globaux bien connus

qui ont été développés en utilisant des hypothèses simplificatrices concernant les relations entre les précipitations, l'évapotranspiration et les écoulements dans les bassins hydrographiques, pourtant malgré leurs limites, les modèles hydrologiques globaux sont des outils importants pour comprendre et prédire les changements dans le cycle de l'eau.

Contrairement aux modèles globaux, les modèles distribués décrivent de manière exhaustive les processus hydrologiques dans le bassin à une résolution spatiale fine, en utilisant des informations détaillées sur les sols, la topographie, la végétation et les précipitations, et en tenant en compte la variabilité spatiale des données, des processus hydrologiques, des conditions aux limites et les caractéristiques géométriques du système ; ce qui permet une meilleure compréhension de la dynamique hydrologique du bassin d'où une meilleure compréhension des impacts des changements climatiques et des activités humaines sur le cycle de l'eau, une meilleure gestion des ressources en eau et une meilleure prévision des événements hydrologiques extrêmes. Sauf que le point fort des modèles distribués est une pièce à deux faces, sa complexité qui permet la meilleure représentativité des processus au bassin, peut être un facteur limitant, en effet ce type de modèle nécessite une panoplie des données géospatiales et hydrométéorologiques plus précises et détaillées pour une calibration et une validation satisfaisante chose qui n'est pas toujours accessible dans certaines régions, en particulier dans les pays en développement ou les zones reculées. En outre, ils nécessitent souvent un temps de calcul plus long que les modèles hydrologiques globaux en raison de leur résolution spatiale plus fine, et leur multi-paramètre qui engendre des fois une sur-paramétrisation compliquant le calage. Parmi les modèles distribués les plus commun, on cite ici SWAT, MIKE SHE, ATHYS et HEC-HMS.

2.1.2. Classification selon la discrétisation temporelle

La classification des modèles hydrologiques selon la nature temporelle des données peut être effectuée en distinguant les modèles hydrologiques continus et événementiels

a. Les modèles événementiels

Ils visent à reproduire la réponse du bassin en terme du débit lors d'un épisode pluvieux. Ce genre de modèle, qui n'est activé qu'au moment des pluies, nécessite de pouvoir préciser l'état initial du bassin en fonction des conditions climatiques antécédentes (Brirhet, 2016). Les modèles hydrologiques événementiels sont utilisés pour la prévision des crues soudaines et pour l'évaluation de l'impact des changements climatiques sur le régime des crues.

b. Les modèles continus

(continuous-time model) Permettent, quant à eux, de suivre l'évolution des variables d'état et/ou de sortie à plus long terme (Payraudeau, 2002). Dès lors, certains processus ne peuvent

plus être négligés dans les modèles continus en particulier l'évaporation et l'évapotranspiration. Ces modèles nécessitent donc des variables de conditions aux limites (les précipitations, la température, le rayonnement solaire, le vent, ...) supplémentaires par rapport aux modèles événementiels pour expliquer l'évolution des stocks d'eau sur le bassin pour une ou plusieurs années hydrologiques (Brirhet, 2016). Les modèles hydrologiques continus sont largement utilisés pour la planification des ressources en eau, la gestion des bassins-versants, etc. Il convient de noter que certains modèles hydrologiques peuvent être utilisés à la fois pour des simulations continues et événementielles, en fonction des données d'entrée et des paramètres utilisés pour la simulation.

2.1.3. Classification selon la description des processus

a- Les modèles hydrologiques empiriques

Ce sont des modèles statistiques qui utilisent des données historiques de pluie et de débit pour identifier des relations empiriques entre ces variables. Ces relations sont souvent basées sur des corrélations statistiques entre les variables et ne prennent pas en compte les processus physiques sous-jacents qui régissent le comportement hydrologique. Ces modèles sont souvent utilisés dans des situations où il y a peu de données disponibles ou lorsque les modèles physiques plus complexes sont difficiles à utiliser ou à calibrer. Cependant, leur précision est souvent limitée, car ils ne prennent pas en compte les variations spatiales et temporelles complexes des processus hydrologiques. C'est le cas des modèles basés sur des régressions, des réseaux de neurones ou des analyses fréquentielles (Xue et al., 2018).

b- Les modèles hydrologiques conceptuels :

Ils s'appuient sur une approche perceptive de l'écoulement de l'eau dans un bassin-versant, visant à reproduire la réponse hydrologique en utilisant une représentation simplifiée de la réalité de l'écoulement. Ces modèles prennent généralement en compte le bassin-versant, en simplifiant le cycle de l'eau, en le considérant comme un ensemble de réservoirs interconnectés. Par exemple dans les modèles conceptuels semi-distribués, l'espace y est discrétisé en sous-unités que l'on considère "homogènes" en termes de caractéristiques physiques et/ou en termes de fonctionnement hydrologique (Ambroise, 1991). Cette modélisation simplifiée est réalisée en utilisant des modèles tels que les modèles GR Edijatno and Michel, ou l'hydrogramme unitaire de Nash (1957).

c- Les modèles hydrologiques à base physique :

Par ailleurs, ces modèles peuvent être à base physique, il s'agit d'une représentation mathématique idéalisée du phénomène réel. Il s'agit également de modèles mécanistiques qui

incluent les principes des processus physiques (Devia et al., 2015). En utilisant des variables d'état qui sont mesurables et sont des fonctions du temps et de l'espace où les processus hydrologiques du mouvement de l'eau sont représentés par des équations différentielles finies. En outre, elle ne nécessite pas de données hydrologiques et météorologiques étendues pour leur calibration, pourtant l'évaluation d'un grand nombre de paramètres décrivant les caractéristiques physiques du bassin-versant est nécessaire (Abbott et al., 1986).

Ainsi, cette méthode nécessite une grande quantité de données telles que la teneur en eau du sol, la profondeur initiale de l'eau, la topographie, la topologie, les dimensions du réseau hydrographique, etc. Le modèle physique peut surmonter de nombreux défauts des deux autres modèles grâce à l'utilisation de paramètres ayant une interprétation physique. Il peut fournir une grande quantité d'informations même en dehors des limites et peut être appliqué à un large éventail de situations, le modèle SHE/ MIKE SHE en est un exemple.

Tableau 4 : Les caractéristiques des trois modèles (Devia et al., 2015).

Model empirique	Model conceptuel	Model à base physique
Modèle basé sur des données ou métriques (boîte noire)	Modèle paramétrique (boîte grise)	Modèle mécaniste (boîte blanche)
Impliquer des équations mathématiques, dérive les valeurs des séries chronologiques disponibles	Basé sur la modélisation des réservoirs. Inclut des équations semi-empiriques avec une base physique.	Basé sur la distribution spatiale, Évaluation des paramètres décrivant les Caractéristiques physiques
Peu de considération pour les caractéristiques et processus du système	Les paramètres sont dérivés des données de terrain et de calibration.	Exige des données sur l'état initial du modèle et morphologie du bassin versant
Pouvoir prédictif élevé, faible degré de profondeur explicative.	Simple et peut être facilement mis en œuvre dans un code informatique.	Modèle complexe. Nécessite une expertise humaine et la capacité de calcul
Ne peut pas être généré vers d'autres bassins versants.	Nécessitent des grandes données hydrologiques et météorologiques	Peut avoir des soucis d'échelles
ANN, hydrographe unitaire Modèle	HBV, TOPMODEL,	SHE /MIKESHE, SWAT
Valable dans les limites d'un espace donné	La calibration implique l'ajustement des courbes, ce qui rend l'interprétation physique complexe	Valable pour un large éventail de situation.

2.2. Choix des modèles hydrologiques

Compte tenu de la diversité des modèles hydrologiques qu'on a détaillé dans la section précédente ; la sélection d'un modèle qui répond aux objectifs, doté d'une bonne performance et aussi adapté aux données disponibles demeure une étape clé dans la réussite de l'analyse et de l'étude d'un système de ruissellement. Voici quelques critères courants à considérer lors de choix du modèle hydrologique :

Le premier critère de choix est l'objectif pour lequel le modèle sera utilisé. Les modèles peuvent être utilisés pour différentes fins, telles que la prévision des crues, l'évaluation de l'impact des

changements climatiques sur le cycle de l'eau, la gestion de l'eau, etc. Et chaque objectif a des exigences spécifiques en matière de modèle.

Le deuxième critère de choix est la disponibilité des données, les modèles hydrologiques nécessitent des données de base telles que les précipitations, l'évapotranspiration, la topographie, la géologie, etc. À la présence d'un manque de données, il est difficile de choisir un modèle approprié.

Le choix dépend aussi de l'échelle spatiale et temporelle, certains modèles sont plus appropriés pour une échelle spatiale spécifique, de même, certains modèles sont plus appropriés pour une résolution temporelle élevée, tandis que d'autres sont plus appropriés pour une résolution plus faible.

Un autre critère très important est le degré de complexité du modèle. Selon la Fig. 12 proposé par (Grayson and Blöschl, 2001), le triangle performance du modèle, disponibilité des données et complexité représente une vraie relation conceptuelle.

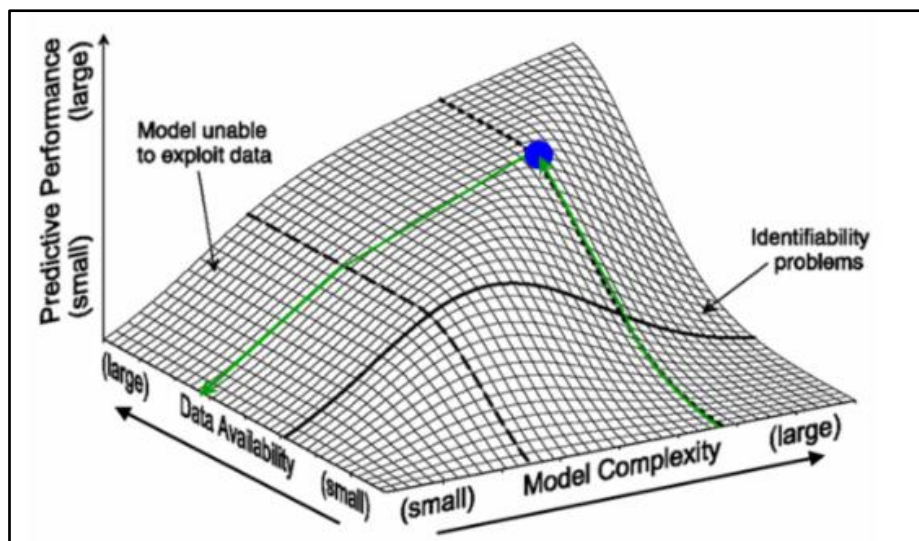


Fig. 12 : Relation conceptuelle entre le niveau de complexité du modèle, la disponibilité des données et la performance du model (Grayson and Blöschl, 2001)

Ainsi, pour une meilleure performance du modèle, il est essentiel que sa complexité et la disponibilité des données soient en proportion. Par exemple, un modèle significativement complexe, naturellement, a une paramétrisation assez importante, sa performance sera visiblement dégradée en absence de données nécessaires pour le calage. En revanche une très large disponibilité des données en présence d'un modèle simple est inutile, cette disponibilité est incapable de rendre le modèle plus performant et ceci est due à son inexploitation.

En somme, il est important de prendre en compte tous ces critères pour choisir le modèle le plus approprié pour une étude spécifique.

2.3. Étapes du processus de modélisation

Le processus de la modélisation est un enchainement des étapes qui sont communes à tous les modèles, mais leurs aspects et leurs techniques varient considérablement en fonction de la complexité du modèle et son niveau de performance. Dans cette section, on présente une vue générale des différentes étapes avec une mise en évidence de la calibration, la validation et l'évaluation.

Tout commence par une sélection des objectifs de l'étude et la liste des modèles susceptible de répondre à la question technique ou scientifique posée, ces modèles sont listés par la suite selon la disponibilité des données nécessaires pour chacun, puis une fois le modèle est fixé et les données sont déterminées les séries chronologiques des données (pluie, débit, ETP) subissent un prétraitement ; une multitude d'opérations en fonction la nécessité ; à savoir des mises à l'échelle, des corrections de biais, et des comblement des lacunes ; ensuite, les paramètres d'entrée (inputs) de chaque modèle se calculent ou se déterminent afin d'initier les simulations de reproduction du ruissèlement, ces paramètres sont sujets à des optimisations dans l'ordre de caler au mieux les résultats des sorties du modèle aux observations, c'est la calibration. Finalement, en utilisant les paramètres fixés en calibration, on valide le modèle, et en appliquant des métriques statistiques l'efficacité du modèle est mise au peigne fin.

2.3.1. Calibration et validation

La calibration du modèle est un processus permettant d'ajuster manuellement ou automatiquement les paramètres influents du modèle, sur une période de simulation spécifique, dans le but d'obtenir des sorties de modèle (par exemple, le débit à la sortie du bassin-versant) qui correspondent le plus possible aux observations (Arsenault et al., 2018; Baven 2012; Duan et al., 1994; Legates and McCabe, 1999).

En général, la performance du modèle hydrologique calibré est également évaluée par rapport à des observations qui ne sont pas utilisées dans la calibration du modèle avant que le modèle ne soit appliqué pour soutenir les décisions de gestion des ressources en eau.

Le terme "validation" désigne le processus et la définissons formellement comme l'évaluation quantitative et qualitative de la performance du modèle par rapport à de nouvelles observations, qui ne sont pas utilisées dans la calibration, afin d'assurer la transférabilité des paramètres et la robustesse du modèle (Arsenault et al., 2018; Biondi et al., 2012; KLEMEŠ, 1986) ; en fait, la validation pour les modèles hydrologiques ne consiste pas à tester une théorie scientifique, mais à vérifier si les modèles sont acceptables pour un objectif donné (Refsgaard and Henriksen, 2004).

La performance du modèle dans la période de validation dépend du choix de la période de calibration (Coron et al., 2012; Guo et al., 2020; Myers et al., 2021) ; ainsi, le schéma de division des données est une décision clé lors de la construction d'un modèle. En outre, la durée de la période de calibration a des influences variées sur la modélisation hydrologique (Guo et al., 2017; Knoben et al., 2020). Les informations contenues dans une période de calibration et l'efficacité avec laquelle les informations sont extraites sont essentielles à la calibration du modèle (Sorooshian and Gupta, 1983). En effet, certaines études utilisent une période de calibration suffisamment longue pour inclure des conditions sèches et humides représentatives par exemple (Gupta and Sorooshian, 1985; Yapo et al., 1996), tandis que certaines études suggèrent que les modèles soient calibrés sur une sous-période de l'enregistrement de la période complète qui présente des dynamiques hydrologiques représentatives de celles qui sont attendues dans la période d'évaluation.

2.3.2. L'Evaluation

La précision d'un modèle à reproduire les comportements hydrologiques des bassins-versants est jugée selon des critères statistiques dédiés à ce type de modélisation, ainsi, pour évaluer la qualité de l'ajustement entre les écoulements observés et simulés, les métriques décrites dans le Tableau 5 sont les plus utilisés dans la modélisation hydrologique.

Coefficient de détermination R^2 : cet indice est utilisé pour évaluer le degré de colinéarité entre les écoulements simulés et observés (Moriassi et al., 2007).

Tableau 5 : Liste des indices statistiques utilisées dans l'évaluation du modèle hydrologique.

Indices statistiques	Équation	Intervalle	Valeur parfaite
Coefficient de détermination	$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (Q_o - \bar{Q}_o)(Q_s - \bar{Q}_s)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_o - \bar{Q}_o)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_s - \bar{Q}_s)^2}} \right)^2$	[0,1]	1
RMSE-ratio de l'écart-type	$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_o - Q_s)^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_o - \bar{Q}_o)^2}}$	[0, +∞]	0
Pourcentage du biais (PBIAS)	$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_o - Q_s)}{\sum_{i=1}^n Q_o} \times 100$	$[-\infty, +\infty]$	0
Nash-Sutcliffe efficiency	$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_o - Q_s)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_o - \bar{Q}_o)^2} \right]$	$[-\infty, 1]$	1

Q_o (Débit observé) Q_s (Débit simulé).

RMSE-ratio de déviation standard des observations (RSR) : il est connu que plus l'erreur quadratique moyenne RMSE est faible, meilleure est la performance du modèle, mais pour qualifier ce qui est considéré comme un RMSE faible (Singh et al., 2004) ont publié une ligne directrice, analysant la performance de la RMSE sur la base de l'écart type de l'observation, ainsi, le RSR est calculé comme le rapport de la RMSE et de l'écart-type des données mesurées.

Pourcentage de biais (PBIAS) : il mesure la tendance moyenne du modèle à surestimer ou à sous-estimer les données observées, exprimée en pourcentage de la valeur moyenne observée (Gupta et al., 1999).

Nash-Sutcliffe efficiency (NSE) : Ce critère est fréquemment utilisé dans le domaine de l'hydrologie comme fonction objective (Servat and Dezetter, 1991) ont trouvé que NSE était la meilleure fonction objective pour refléter l'ajustement global d'un hydrogramme. Elle évalue la précision prédictive non seulement de l'ensemble des paramètres calibrés, mais aussi de l'ensemble du modèle hydrologique construit pour le bassin étudié. Un modèle hydrologique n'est considéré comme performant que lorsque le débit estimé correspond au débit observé (Kouassi et al., 2013) et donc le critère de Nash se rapproche de 1.

La performance de chaque indice est définie par des intervalles qui lui sont dédiés. Le Tableau 6 présente les intervalles qui classent la performance de chaque indice statistique en 4 catégories : insatisfaisant, satisfaisant, bien, excellent.

Tableau 6 : Intervalles de performance des indices statistiques (Moriassi et al., 2007)

Indices statistiques	Insatisfaisant	Satisfaisant	Bien	Excellent
R^2	$R^2 < 0.50$	$0.50 \leq R^2 < 0.70$	$0.70 \leq R^2 < 0.80$	≥ 0.80
RSR	$RSR > 0.7$	$0.6 < RSR \leq 0.7$	$0.5 < RSR \leq 0.6$	$0 < RSR \leq 0.5$
PBIAS	$PBIAS \geq \pm 25$	$\pm 10 \leq PBIAS < \pm 25$	$\pm 5 \leq PBIAS < \pm 10$	$PBIAS < \pm 5$
NSE	$NSE \leq 0.5$	$0.5 < NSE \leq 0.65$	$0.65 < NSE \leq 0.75$	$0.75 < NSE \leq 1$

2.3.3. Incertitudes du modèle

Depuis les années 90, la calibration des modèles hydrologiques a été associée, le plus souvent, aux calculs d'incertitudes. Quatre types d'incertitudes ont été identifiés dans l'application des modèles hydrologiques (Melching, 1995; Refsgaard, 1996).

Incertainitude liée aux paramètres du modèle : ce type d'incertitude est influencé par le choix de l'intervalle et la méthode d'optimisation des paramètres du modèle pendant le processus de calage.

Incertainitude liée aux données : ce type est expliqué par l'existence d'incertitudes aléatoires ou systématiques au niveau des techniques d'acquisition des données d'entrée et sortie du modèle et parfois cette incertitude est liée à la méthode d'interpolation utilisée pour combler les lacunes ou spatialiser les données.

Incertainitude liée à la structure du modèle : ce type d'incertitude est expliqué par l'incapacité du modèle à bien simuler la réponse hydrologique.

2.4. Etudes antérieures d'évaluation des modèles hydrologiques

En ce qui concerne les travaux antérieurs dans le domaine de la modélisation hydrologique, Tableau 7 cite quelques études qui ont été élaborées dans différentes régions du monde. Ces

études ont porté sur divers aspects notamment la caractérisation des processus hydrologiques, le développement de différents modèles, l'utilisation de données de terrain pour la calibration et la validation des modèles, ainsi que l'évaluation de leur performance. Ces travaux ont également abordé les défis et les incertitudes associées à la modélisation hydrologique, tels que la variabilité spatio-temporelle des précipitations, l'hétérogénéité des sols et des paysages, et les changements climatiques.

Tableau 7 : Etudes antérieures sur la modélisation hydrologique

Auteurs et date	Model	Région	Objectif
(Beven et al., 1984)	TOPMODEL	Royaume uni	Tester prévision des inondation
(Gaume et al., 1998)	SWMM	Québec	Analyse d'incertitude
(Fadil et al., 2011)	SWAT	Maroc	Modélisation hydrologique
(Arnold et al., 2012)	SWAT-CUP	Georgia, Oklahoma	Evaluation de la Calibration
(Huang et al., 2016)	TOPMODEL, SAC-SMA, TANK	Nord de la chine	Détection du processus hydrologique dominant
(Tayebiyani et al., 2016)	ANN	Malaysia	Prédiction du débit
(Zema et al., 2017)	HEC-HMS	Brésil	Evaluation des simulation hydrologiques
(Xue et al., 2018)	TOPMODEL	Chine	Analyse d'incertitude
(Aqnouy et al., 2019)	SWAT	Maroc	Evaluation de la simulation du débit
(Ouédraogo et al., 2018)	HEC-HMS	Kenya	Evaluation de la modélisation
(Boufala et al., 2019)	SWAT	Maroc	Modélisation
(Bouadila et al., 2019)	ATHYS	Maroc	Evaluation de la modélisation hydrologique
(Abu-Abdullah et al., 2020)	HEC-HMS	KSA	Management des risques des inondations
(Gunathilake et al., 2021)	ANN	Malaysia	Simulation du débit
(Chathuranika et al., 2022)	HEC-HMS, SWAT	Thaïlande	Comparaison entre les deux modèles

Les avancées récentes dans la modélisation hydrologique ont permis d'améliorer la résolution spatiale et temporelle des modèles, d'intégrer de nouvelles données et de nouvelles techniques, et d'aborder des questions complexes liées à la gestion des ressources en eau, à l'adaptation aux changements climatiques et à la prévision des crues.

Les travaux antérieurs dans ce domaine ont ainsi jeté les bases pour les recherches futures en modélisation hydrologique, visant à mieux comprendre les processus hydrologiques, à continuer d'évaluer les différents modèles dans des différentes conditions, afin de les développer et à les exploités pour aider à la prise de décision, la compréhension des phénomènes et pour une gestion durable des ressources en eau.

Conclusion

Depuis que les chercheurs ont estimé qu'il est impérativement important de simuler le processus pluie-débit, ils n'ont pas cessé de développer et évaluer plusieurs modèles à concept différent visant de reproduire avec le maximum de fidélité la réponse hydrologique des bassins versant. En outre, les modèles hydrologiques, bien que confrontés à la complexité des systèmes qu'ils cherchent à représenter, restent des outils puissants pour la compréhension des processus hydrologiques et la mise en œuvre de stratégies de prévention des inondations efficaces. Sauf que la relation conceptuelle entre la complexité, la disponibilité des données et la performance du modèle, rend ce type de modélisation assez compliqué. D'où la nécessité de définir les limitations de chaque modèle et ainsi viser à la traiter avec beaucoup de rigueur, en prenant pas seulement les caractéristiques du modèle comme référence mais aussi en essayant de comprendre sa performance dans chaque contexte régional et climatique différent.

Introduction

La dynamique des écoulements de surface est influencée par un ensemble complexe de facteurs ; entre autres ; les caractéristiques morphologiques, géologiques et équipements hydrauliques, qui sont aussi bien naturelle qu'anthropiques. Dans le cadre de notre étude, le bassin de l'Ouergha constitue un exemple de cette interaction, où chaque paramètre joue un rôle déterminant dans la production et la distribution des eaux de surface. Le présent chapitre est une présentation de la zone d'étude et ses différents aspects et enjeux responsables de la production et de l'acheminement des eaux au sein du bassin de l'Ouergha.

1. Situation géographique

Situé au Nord du Maroc (Fig. 13a, b), l'Oued Ouergha est considéré l'affluent principal du Sebou (Combe, 1975), il draine les zones mésorifaines et pré-rifaines du domaine externe Rifain en parcourant une distance de 300 km le long du pré-rif, dont une vingtaine à l'entrée de la plaine Al-Gharb (Temmam, 1994).

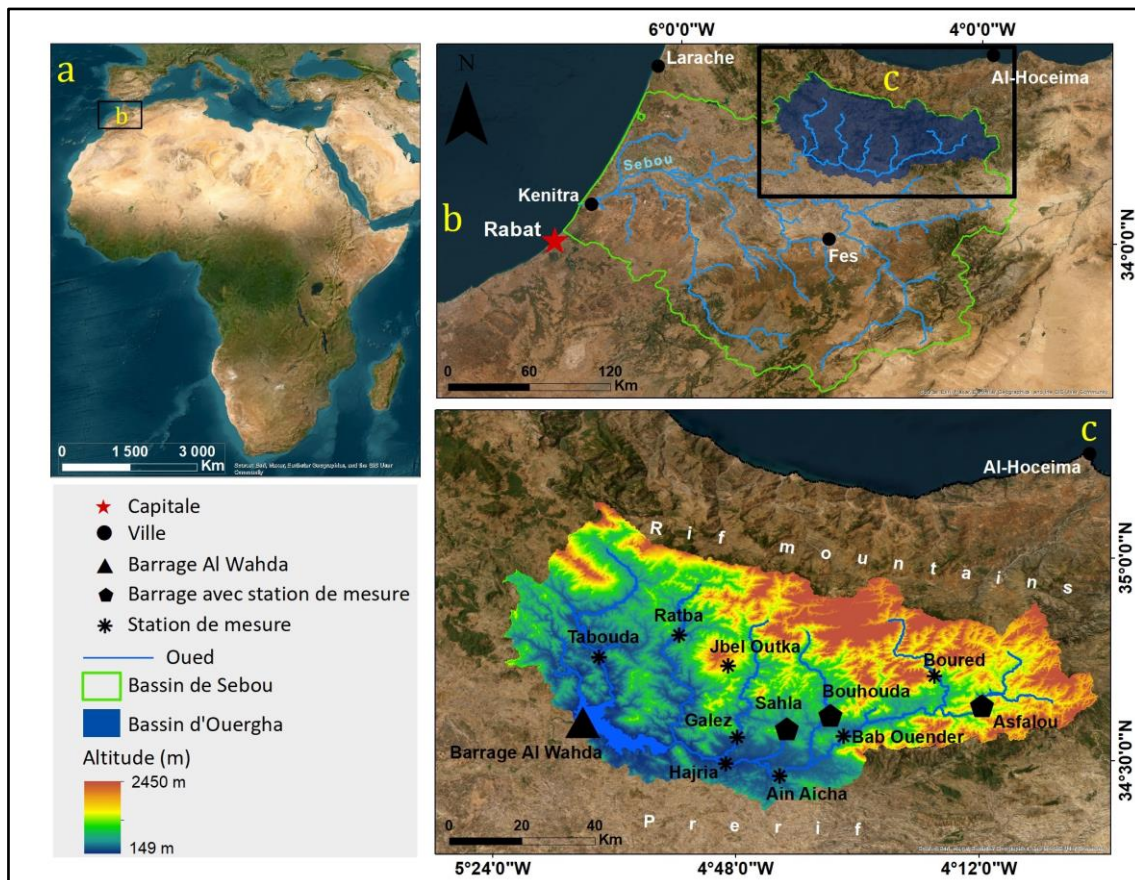


Fig. 13 : La situation géographique de la zone d'étude

La présente étude s'intéresse à la zone de la genèse des crues, qui se situe en amont du barrage Al Wahda (Fig. 13c), elle occupe plus de 80 % de la superficie totale du bassin qui correspond à 6 190 km², couvrant ainsi une zone géographique qui s'étende de 34,379° à 35,139° Nord, et de 3,906° à 5,371° Ouest (Fig. 13c).

D'autre part, le bassin-versant d'Ouergha fait partie de la zone d'action de l'agence du bassin Hydraulique de Sebou, il est équipé par 4 barrages (Alwahda, Sahla, Bouhouda, Asfalou) ; 11 Stations pluviométriques, et 4 stations de mesure de débit. Sur le plan administratif, la zone d'étude se situe au point d'intersection de 5 provinces ; ainsi, elle est couverte par le territoire d'Al-Hoceima en nord-est, de Chefchaouen en nord-ouest, de Taza au sud-est, de Taounet au Sud centrale, et de Ouazzane au sud-ouest.

2. Cadre morphologique

Les paramètres morphométriques, également appelés indices géométriques de forme ou paramètres physiques, sont indispensables pour le calcul des paramètres hydrologiques tels que le temps de concentration et le Lag ; ils jouent un rôle primordial dans la compréhension de l'influence directe de la forme du bassin sur la réponse hydrologique et la genèse des crues, dans cette partie, on va présenter quelques indices et caractéristiques permettant de mieux définir la morphologie du bassin-versant Ouergha.

Dans le cadre de cette étude, toutes les opérations numériques qui se basent sur le modèle d'élévation du terrain, ont été faite en se basant sur les (ASTER GDEM) de la zone d'étude (Fig. 14).

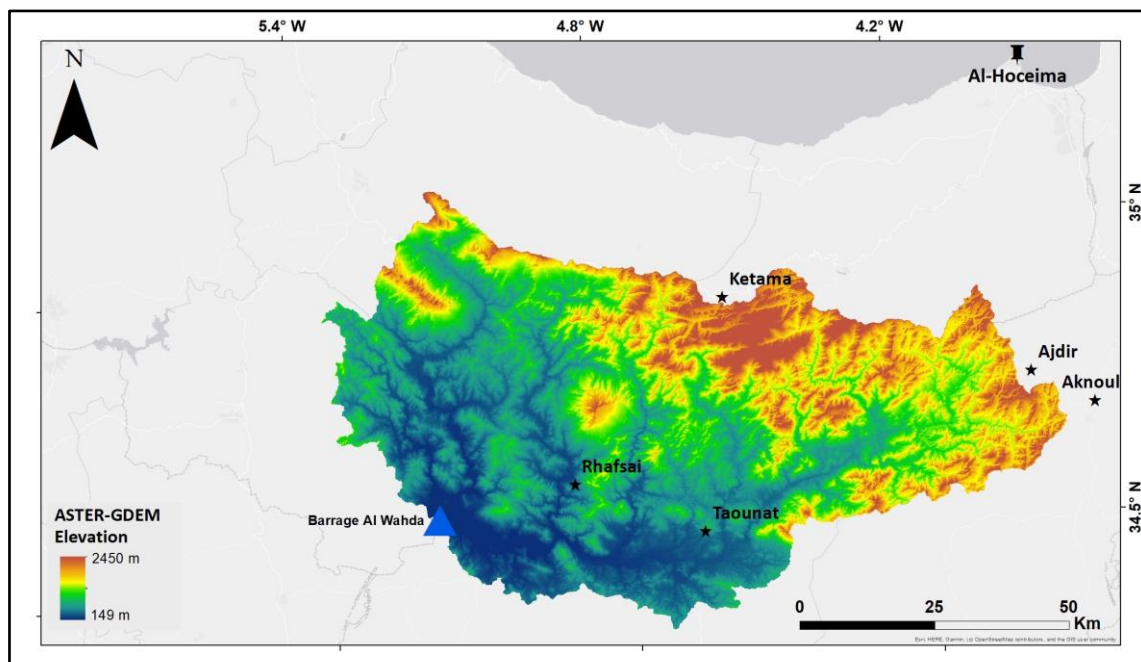


Fig. 14 : Modèle d'élévation du terrain du bassin Ouergha "ASTER GDEM"

L'ASTER GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Global Digital Elevation Model) est un modèle numérique d'élévation, produit des données satellitaires de la NASA et le ministère de l'Économie du Commerce et de l'Industrie du Japon. Il couvre l'ensemble de la surface terrestre, et il est utilisé pour la modélisation hydrologique, la cartographie, et d'autres applications. Le modèle a une résolution horizontale de 30 mètres et une précision verticale de GDEM $\pm$ (Aster, 2009), il est téléchargeable gratuitement sur le site <https://search.earthdata.nasa.gov/>.

2.1. Caractéristiques générales

2.1.1. Superficie et périmètre

La surface d'un bassin-versant désigne l'air d'une zone qui reçoit les précipitations et contribue au ruissèlement des eaux de pluie et de fonte des neiges vers un point donné nommé exutoire. Elle est définie par les lignes de partage des eaux, qui séparent les bassins versants les uns des autres en fonction de la topographie et de la géologie du terrain. La surface d'un bassin-versant peut varier considérablement en taille, allant d'une petite zone de quelques hectares à des milliers de kilomètres carrés pour les plus grands bassins-versants. Quant au périmètre, il est défini par la longueur totale de la ligne de partage des eaux qui forme la limite du bassin-versant. Il existe plusieurs méthodes pour calculer ces deux paramètres ; dans notre cas, on s'est basé sur DEM de la zone, et la localisation de l'exutoire puis à l'aide de GIS, on a délimité le bassin et calculé sa superficie automatiquement en amont du barrage Al Wahda, ainsi, elle est de l'ordre de 6 190 km². Quant au périmètre il est de l'ordre de 473 km et il a été défini en utilisant l'outil planimètre intégré dans le logiciel de GIS.

2.1.2. La forme du bassin

La forme du bassin-versant a un impact très important sur les écoulements et la genèse des crues ; car elle influence le temps de concentration du bassin.

Selon l'observation de la forme du bassin d'Ouergha, on peut estimer qu'il a une forme allongée orientée est-ouest. Toutefois, pour plus de précision, on fait appel à l'indice de compacité de Gravelius (KG) proposé en 1994. C'est le rapport du périmètre du bassin à celui d'un cercle de même surface : il est défini par l'équation suivante.

$$KG = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Avec

P : périmètre en km

A : aire en km²

$1.5 < KG < 1.8$: Bassin de forme allongée

$1.0 < KG < 1.15$: Bassin de forme ramassée

Après le calcul, l'indice de compacité confirme l'observation, il est de l'ordre de 1.68 de ce fait la forme du bassin d'Ouergha et bien entendu allongée.

2.2. Analyse hypsométrique

Dans la présente étude, en utilisant le système d'information géographique (GIS) et le DEM, l'analyse hypsométrique du bassin-versant d'Ouergha a été faite. En effet, l'étude hypsométrique est une analyse de la distribution altimétrique des terrains d'un bassin-versant. Elle consiste à diviser la zone étudiée en plusieurs classes d'altitude et à représenter graphiquement la superficie occupée par chacune de ces classes. Cette analyse permet de mieux comprendre la topographie de la zone, en identifiant les zones d'haute et de basse altitude. Elle peut être utilisée pour plusieurs fins telles que la prévention contre les risques d'érosion, d'inondation ou de glissement de terrain.

2.2.1. Classes altitudinales

D'abord, il est important de définir le nombre de classe d'altitude qui sera adapté au bassin étudié, et ceci dans le but de ne pas dissoudre des informations nécessaires à l'interprétation de la forme de distribution des altitudes du bassin. Pour ce faire, Sturges a établi une règle mathématique qui permet d'éviter la perte des informations :

$$K > 1 + 3.33 \times \text{Log}_{10}(n)$$

K C'est le nombre de classes, et n c'est l'effectif de la série. Dans le cas du bassin d'Ouergha le nombre de classe le plus adéquat, c'est 12. Donc on a classé les altitudes du bassin en 12 classes avec un intervalle de 200 m.

Tableau 8 représente les 12 classes d'altitudes du bassin d'Ouergha, leur surface (km²), leur pourcentage et leur surface cumulée (%).

Tableau 8 : Répartition des courbes d'altitudes

Altitude (m)	Surface (km ²)	Surface (%)	Surface cumulée (%)
2200-2450	4.78	0.08	0.08
2000-2200	18.81	0.30	0.38
1800-2000	55.69	0.89	1.27
1600-1800	164.50	2.64	3.92
1400-1600	393.20	6.32	10.23
1200-1400	630.30	10.12	20.36
1000-1200	636.40	10.22	30.58
800-1000	679.60	10.92	41.50
600-800	853.30	13.71	55.20
400-600	1298.00	20.85	76.05
200-400	1263.00	20.29	96.34
149-200	227.70	3.66	100.00

Selon les données numériques, la plus faible altitude du bassin d'Ouergha est de l'ordre de 149 m, pourtant la plus haute altitude est de l'ordre de 2 450 m ; avec une dominance des deux classes altitudinales de 200 à 400 m et de 400 à 600 m, ensemble, représentent plus que 40 % du total de la superficie du bassin.

2.2.2. Carte hypsométrique

Dans l'optique d'une visualisation de la distribution spatiale de ces altitudes, la carte hypsométrique a été élaborée (Fig. 15). La distribution des altitudes du bassin d'Ouergha se caractérise par un gradient nord-est, sud-ouest ; avec une concentration des hautes altitudes qui dépassent 1200 m au nord-est et une concentration de faibles altitudes inférieurs à 600 m au sud-ouest.

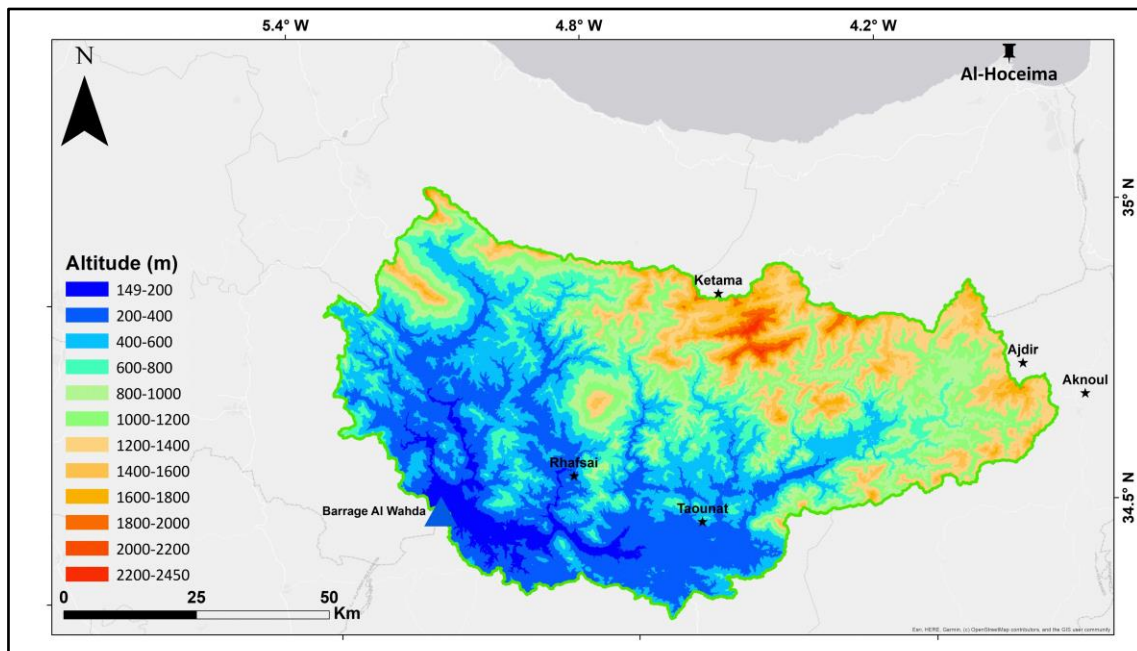


Fig. 15 : La carte de la distribution hypsométrique du bassin Ouergha

2.2.3. Courbe hypsométrique

Par ailleurs, pour déterminer le degré de la maturité du bassin il est essentiel de tracer la courbe hypsométrique, Fig. 16 indique l'interprétation de ses différents possibles aspects.

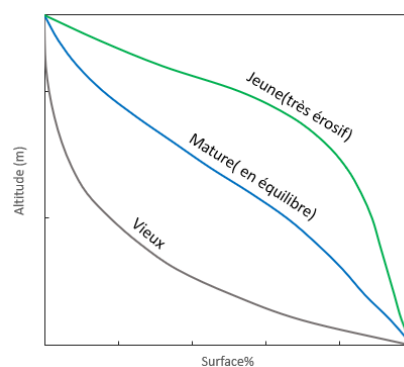


Fig. 16 : Interprétation d'aspect de la courbe hypsométrique

En effet, la forme de la courbe hypsométrique d'un bassin-versant peut révéler les processus géomorphologiques dominants qui le façonnent. Une courbe convexe suggère qu'une partie significative de la superficie du bassin-versant, se situe à des altitudes élevées, ce qui indique que les processus érosifs, tels que l'érosion inter-rigoles, la reptation du sol, et le glissement de terrain, sont probablement les principaux facteurs qui façonnent le paysage, c'est un bassin dit jeune en cours de transformation ; pour ce type de bassin l'altitude varie peu avec la variation de la superficie. Cependant, une courbe concave implique que la plupart de la superficie du bassin se situe à des altitudes relativement basses. Cela suggère qu'un volume plus important de matériau a été déjà enlevé des altitudes plus élevées et transporté vers des zones plus basses ou évacué complètement du bassin ; c'est un vieux bassin, où les variations d'altitude sont plus importantes par rapport à la superficie. Toutefois, un bassin mature est un état d'équilibre entre les deux types. Fig. 17 représente la courbe hypsométrique du bassin Ouergha, les différentes altitudes sont illustrées par les mêmes couleurs que la carte hypsométrique, afin de mieux visualiser la distribution.

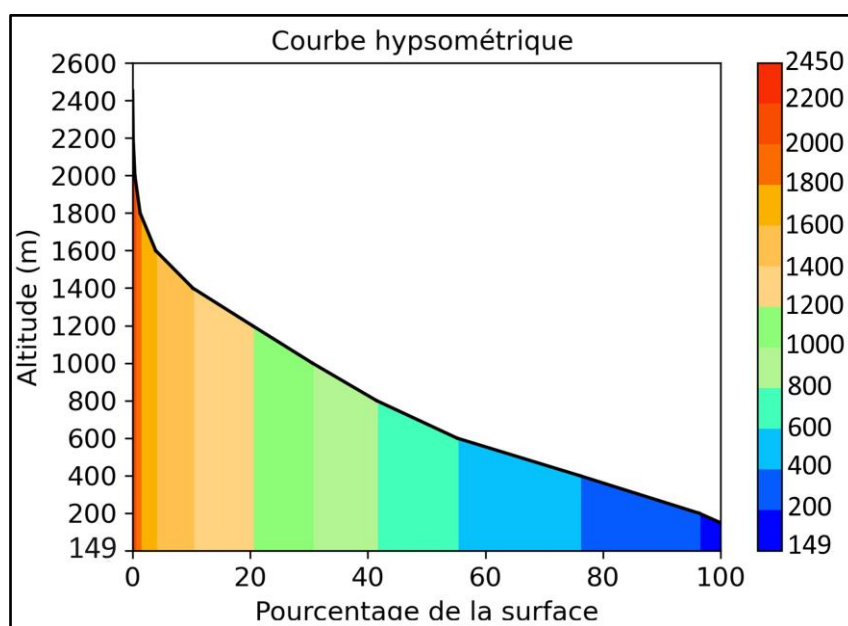


Fig. 17 : Courbe hypsométrique du bassin d'Ouergha

L'aspect de la courbe est concave, avec trois ruptures qui permettent de regrouper les altitudes en trois groupes ; premièrement, la pente de la courbe est très accentuée de 2450 m à 1400 m avec une très faible variation de surface ; deuxièmement, de 1400 m à 600 m, la pente est légèrement moins accentuée et la variation d'altitude est visiblement relative par rapport à la surface ; troisièmement, à partir de 600 m à 149 m, la pente est nettement moins accentuée, et il existe une forte variation de la surface par rapport à l'altitude.

Donc on est devant un bassin qui a une dominance des ; relativement ; faibles altitudes, mais aussi d'une présence non négligeable des moyennes altitudes ; ce qui laisse suggérer que c'est bassin qui a fait un parcours en vieillesse et qui continue à en faire.

En l'occurrence, d'autres informations importantes peuvent être tiré de cette courbe à savoir :

L'altitude moyenne : elle est définie par

$$H_{moy} = \sum \frac{A_i \times h_i}{A}$$

Où :

h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m)

A_i : Surface entre deux courbes de niveau (km²)

A : Surface totale du bassin versant en (km²).

Pour le bassin d'Ouergha elle est de l'ordre de 774.57m.

L'altitude médiane : Correspond au point d'abscisse 50 % sur la courbe hypsométrique pour le bassin d'Ouergha c'est l'altitude 700 m.

L'altitude la plus fréquente : c'est l'altitude correspondante au maximum de superficie sur la courbe hypsométrique c'est 600 m, et la classe entre 400 m et 600 m.

2.3. Le rectangle équivalent

La présentation rectangulaire d'un bassin-versant nommée « rectangle équivalent » est une construction géométrique qui préserve la superficie, le périmètre et le coefficient de compacité du bassin d'origine. Ainsi, la distribution hypsométrique du terrain reste identique. Les courbes de niveau sont transformées en lignes droites parallèles au petit côté du rectangle. Les caractéristiques climatiques, les types de sols, la végétation et la densité du réseau hydrographique demeurent constants entre les courbes de niveau.

La longueur et la largeur du rectangle se définissent par des équations qui lient la surface, le périmètre et le coefficient de compacité :

$$L = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right] \quad \text{Et} \quad l = \frac{K_G \sqrt{A}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G} \right)^2} \right]$$

Après avoir appliqué ces formules sur les données de la zone d'étude ont a obtenu les résultats suivants : une longueur (L) de 206,34 km et une largeur (l) de 30,16 km. Grâce à ces mesures, le rectangle équivalent a été tracé, en représentant les différentes classes hypsométriques (Fig. 18).

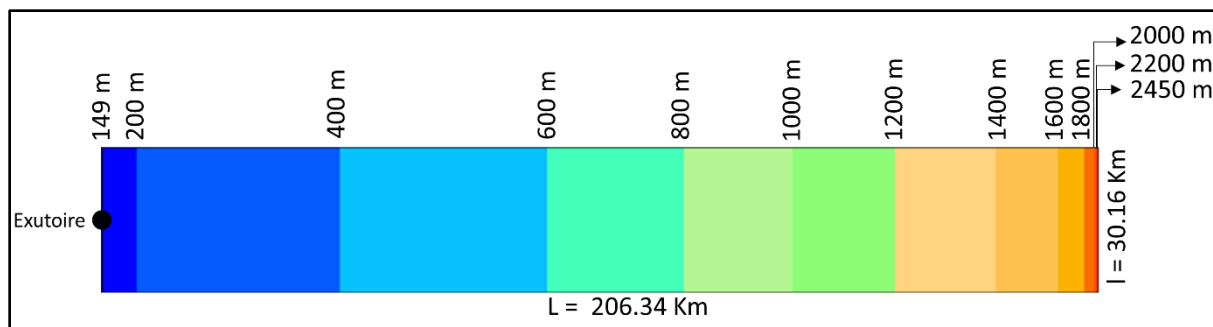


Fig. 18 : Le rectangle équivalent du bassin Ouergha

2.4. Analyse des pentes

En hydrologie, la pente est un facteur important, car elle permet de comprendre l'effet de la topographie sur les caractéristiques hydrologiques d'un bassin-versant ; elle joue un rôle clé dans la circulation de l'écoulement en surface, et peut également influencer l'infiltration des eaux de pluie dans le sol. Afin de mieux savoir la distribution des pentes du bassin versant Ouergha, ce dernier a été divisé en sept classes de pente en se basant sur le Modèle d'élévation du terrain, et la classification développée par le département de l'agriculture des états unis (USDA), qui est largement utilisée pour l'étude des pentes (Tableau 9).

En outre, la carte de la répartition des différentes classes de pente exprimées en pourcentage dans le bassin versant Ouergha est illustrée dans la Fig. 19.

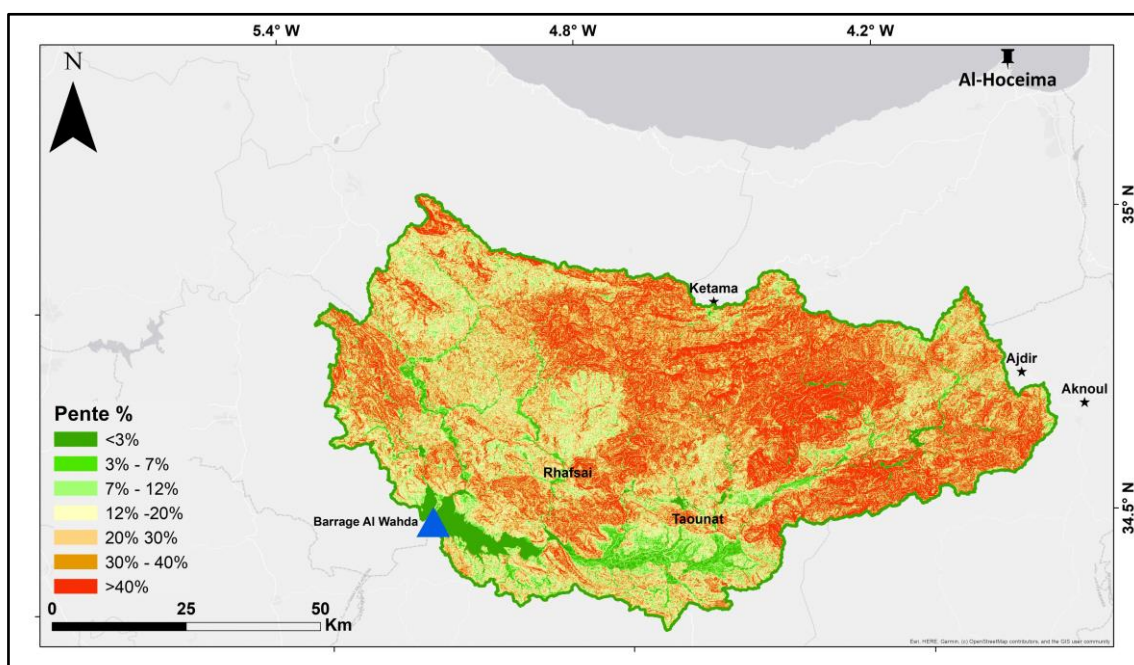


Fig. 19 : Carte des pentes du bassin versant Ouergha.

La carte des pentes révèle une prédominance de pentes supérieures à 20 % couvrant quasiment l'intégralité du bassin, avec une densité particulièrement importante au nord-est. Selon la

classification USDA (Tableau 9), ce type de pente qui couvre 65 % du bassin est considérées comme abruptes à extrêmement abruptes.

Tableau 9 : Classification USDA des pentes du bassin Ouergha et leur proportion.

Pente	Classification USDA	Surface (km ²)	Surface (%)
<3 %	Très faible	274	4.4
3 % - 7 %	Douce	299.5	4.81
7 % - 12 %	Forte	494.6	7.95
12 % - 20 %	Modérément abrupte	1088	17.48
20 % - 30 %	Abrupte	1391	22.35
30 % - 40 %	Très abrupte	1030	16.55
>40 %	Extrêmement abrupte	1648	26.47

En plus, les pentes fortes (7 %-12 %) à modérément abrupte (12 % - 20 %) couvrent 25 % du bassin. En revanche, les pentes douces (3 % - 7 %) à très faibles (<3 %) sont les classes de pente les moins représentées, avec respectivement 4.81 % et 4.4 % de la surface.

Ce résultat suggère qu'on est devant un bassin très accidenté qui favoriser l'écoulement rapide des eaux de surface, créant des ruisseaux et des torrents qui peuvent rapidement s'amplifier en cas de pluies intenses. Ça influence aussi le temps de concentration qui peut être plus court que dans un relief peu accidenté. En effet, l'eau s'écoule plus rapidement sur les pentes abruptes et dans les ravines, ce qui peut accélérer la convergence de l'eau vers l'exutoire.

En revanche, un relief plus doux peut favoriser l'infiltration des eaux de surface dans le sol, permettant une recharge plus importante des nappes phréatiques.

Sauf qu'il est important de mentionner que l'effet de la pente sur les écoulements est conditionné également de plusieurs facteurs tels que la taille du bassin-versant, la texture et la rugosité du terrain, aussi de l'état de l'humidité antérieur du sol.

Finalement, pour mieux comprendre les origines du relief observé dans le bassin-versant Ouergha, il est nécessaire de remonter dans le temps et d'analyser le contexte géologique de la zone. En effet, une compréhension approfondie de la géologie locale permettra de mieux appréhender les mécanismes qui ont conduit à la formation du relief actuel.

3. Cadre Géologique

Le bassin d'Ouergha est situé dans le domaine structural rifain du Maroc (Fig. 20). Le Rif qui est un segment de l'ensemble des chaines alpines méditerranéennes, s'ordonne du nord au sud en trois domaines structuraux caractérisés chacun par leurs séries stratigraphiques, leurs faciès et leurs styles tectoniques (Maurer, 1970; Michard, 1976). Ces domaines sont, le Rif septentrional les nappes ultra-rifaines et le domaine externe.

La zone d'étude se localise dans le domaine externe que Suter, (1965) propose de subdiviser en trois zones, du nord-est au sud-ouest, suivant les variations de faciès et d'épaisseur dans les dépôts : La zone intrarifaine, la zone mésorifaine, et la zone prérifaine.

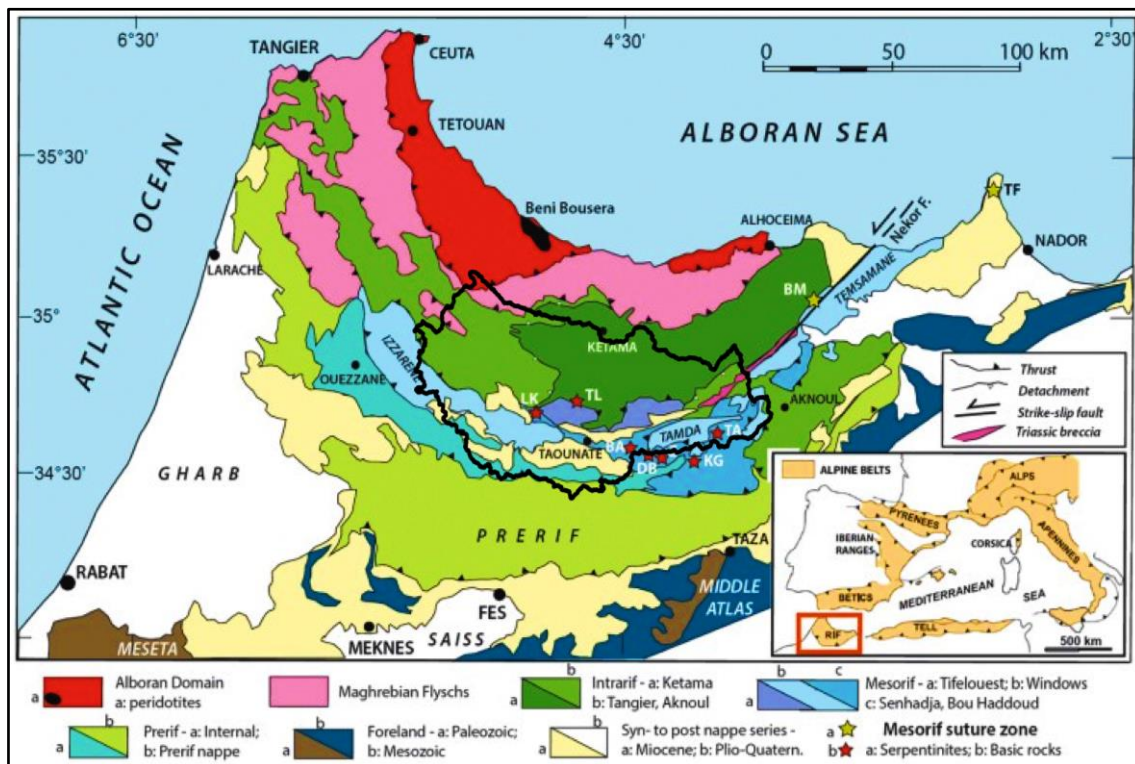


Fig. 20 : Carte structurale de la ceinture du Rif avec un accent sur les zones externes, d'après Suter (1980), Chalouan et al., (2008) et Michard et al., (2020).

BA : Bou Adel ; BM : Beni Malek ; DB : Dar bou Aza ; KG : Kef el Ghar ; LK : Laklaia (Klaia) ; TA : Taineste ; TF : Tres-Forcas ; TL : Taounat Lechkar ; Z : Zitouna.

3.1. Géologie générale du Rif externe

Les zones externes du rif sont considérées comme les formations de la paléomarge passive africaine, qui ont été chevauchées par les zones internes. Elles sont principalement composées de sédiments du Mésozoïque et du Cénozoïque, avec quelques affleurements limités de serpentinites et de magmatisme alcalin.

Deux zones structurales sont identifiées dans la région, du Sud au Nord et de bas en haut de la pile stratigraphique : le Prérif et le Sous-rif ce dernier est subdivisé en Mésorif et Intrarif (Asebriy, 1984). Ces zones proviennent respectivement des parties de plus en plus distales et

profondes de la paléomarge africaine (Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006; Wildi, 1983); c'est l'orogénèse alpine qu'est responsable du chevauchement du Sousrif sur le Prérif. Dans l'ensemble, les zones externes n'ont pas connu du métamorphisme, à l'exception des unités de Kétama (Intrarif profond) et du Nord des Tamsamani (Mésorif oriental), qui présentent des conditions métamorphiques correspondant au faciès des Schistes Verts (Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006; Vázquez, et al., 2013).

Le Mésorif, se chevauche aux bassins du Gharb et de Saïss, formant ainsi les bassins d'avant-pays de la chaîne. De plus, le domaine externe est traversé par une importante faille senestre, orientée NE/SW à ENE/WSW, connue sous le nom de faille de Nékor (Fig. 21). Cette faille est toujours active dans sa partie méridionale et est reliée au système de failles N/S de Trougout dans la région d'Al Hoceima (Poujol, 2014). L'ensemble de ces domaines est décrit ci-dessous, de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne.

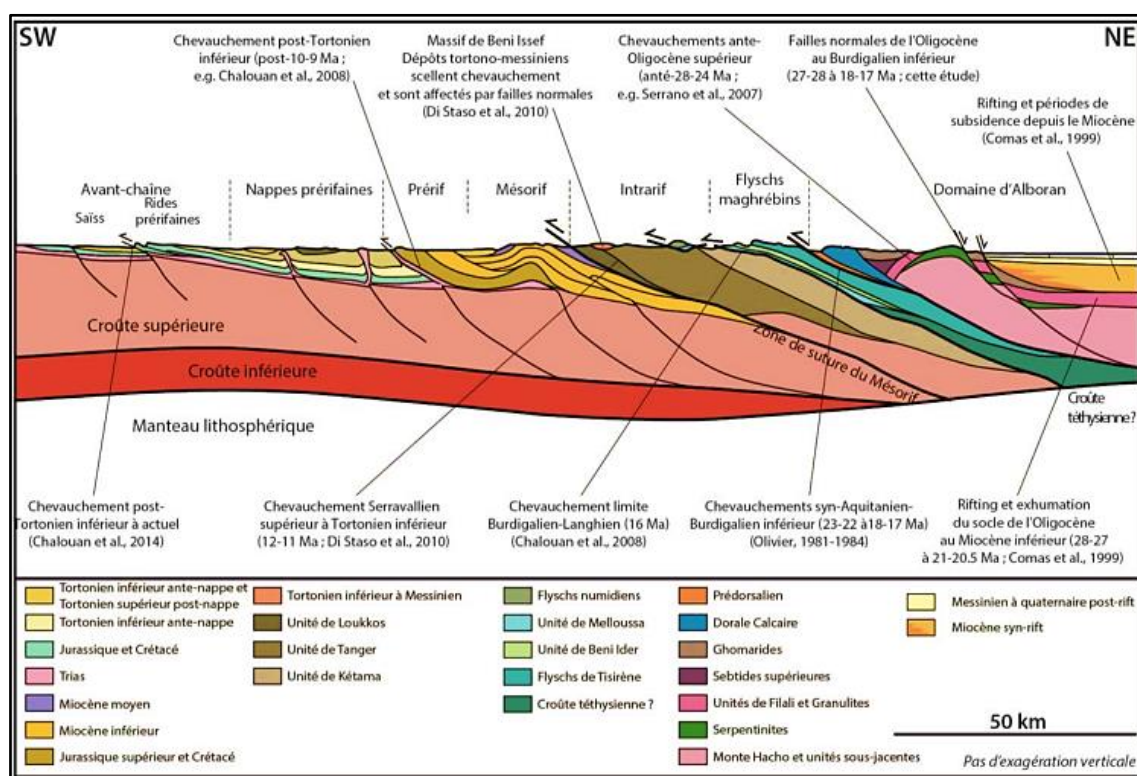


Fig. 21 : Coupe de la chaîne du Rif à l'échelle crustale avec l'âge des contacts majeurs d'après Michard et al., (2002) ; modifié d'après Romagny et al., (2014)

3.1.1. Les bassins d'avant-pays

Les bassins avant pays de la chaîne du Rif sont localisés au sud de cette dernière, entre le domaine du Prérif, au nord, et la Meseta et le Moyen Atlas au sud (Fig. 21). Ils ont été formés durant une phase de subsidence induite par l'avancée du front de chevauchement rifain depuis le Miocène moyen (Sani et al., 2007). Ils sont ensuite surmontés par des dépôts continentaux lacustres et palustres plio-quaternaires (Fig. 22).

3.1.2. Le Prérif

Le Prérif est un complexe sédimentaire, il constitue le substratum du bassin du Gharb et est subdivisé en Prérif externe et Prérif interne (Fig. 21).

- a- Le Prérif externe (ou Nappes Prérifaines) est principalement formé de blocs jurassiques à miocènes emballés dans une matrice triasique déposée dans le bassin d'avant-pays au Miocène moyen et supérieur (Feinberg, 1986; Lévy and Tilloy, 1952).
- b- Le Prérif interne qui constitue la limite méridionale du bassin d'Ouergha, il est formé d'un empilement de séries chevauchées et plissées incluant des roches du Jurassique et du Crétacé inférieur détachées du substratum paléozoïque de la plaque africaine.

Le front de chevauchement du domaine du Prérif a été identifié dans l'océan Atlantique, dans le prolongement occidental de l'accident de Jebha (Maad et al., 2010).

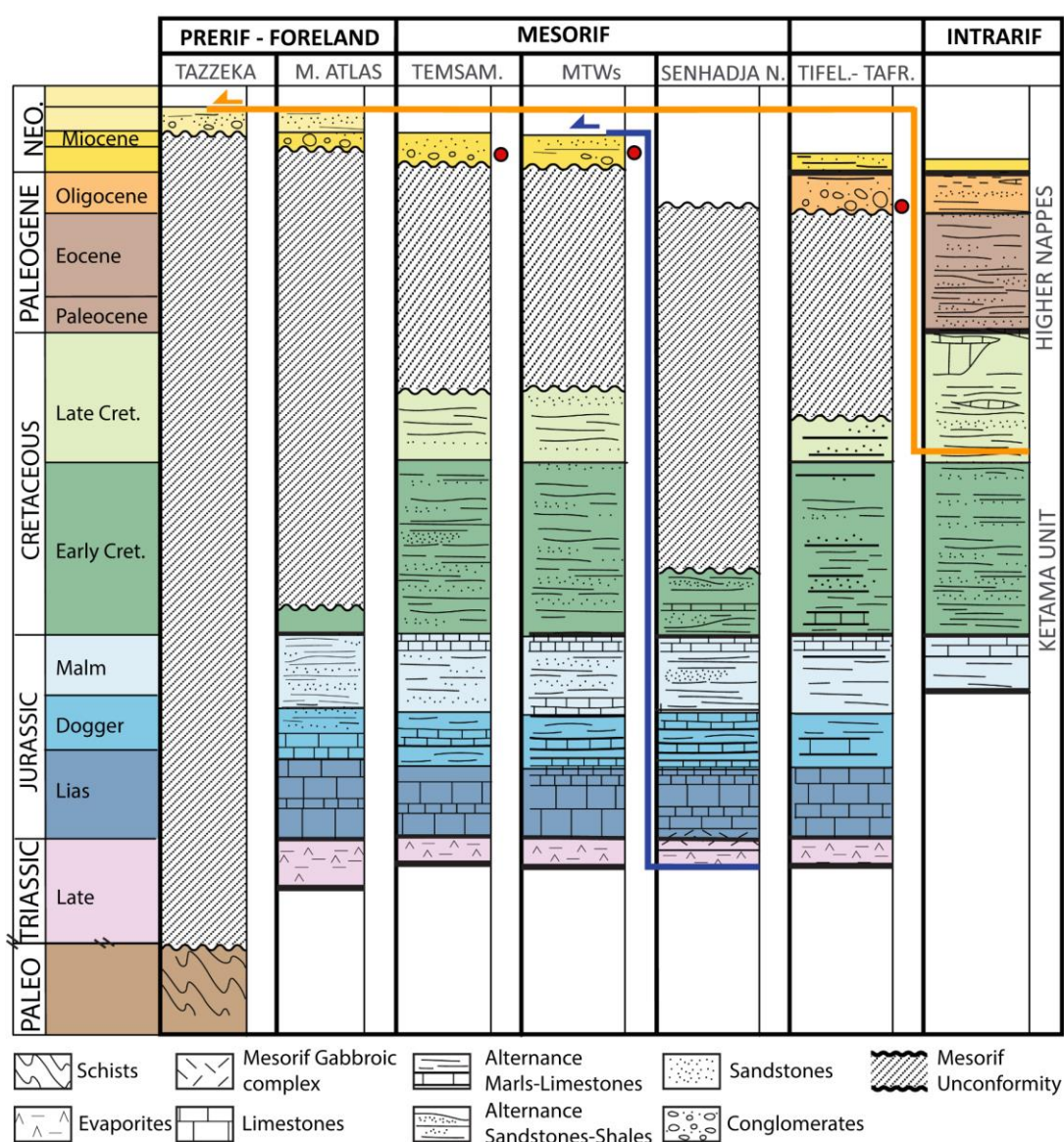


Fig. 22 : Colonne stratigraphique des unités structurales du Rif externe et des domaines de l'avant-pays (Gimeno-Vives et al., 2020)

3.1.3. Sous-rif (Mésorif et Intrarif)

Cet ensemble structural est traversé par l'accident de Nékor qui délimite des unités aux caractéristiques différentes. Il est composé du Mésorif et de l'Intrarif (Durand-Delga et al., 1999).

a- Le Mésorif dans le Rif occidental et central

Le Mésorif est caractérisé par un ensemble d'antiformes, dont les cœurs sont constitués de formations du Miocène inférieur à moyen, chevauchés par des nappes allochtones Mésozoïques plissées (Chalouan et al., 2008). Des massifs de gabbros ont été observés dans le Mésorif central et occidental, respectivement à l'E de Taounate et à l'E d'Ouezzane (Benzaggagh et al., 2014).

b- L'Intrarif

- L'unité de Ketama : affleure dans le Rif central, affectée par deux phases de schistosité et deux métamorphismes (Oligocène supérieur-Miocène inférieur et Miocène supérieur) (Andrieux, 1970). Cette unité serait superposée au Mésorif pendant la première phase, responsable des plis isoclinaux.

L'unité de Tanger : peu déformée, elle est considérée comme la couverture de l'unité de Kétama, avec une série stratigraphique allant du Cénomani (marnes et marno-calcaire) au Miocène inférieur (Didon et al., 1973).

3.2. Géologie générale du bassin d'Ouergha

Etant donné que le bassin d'Ouergha se trouve au niveau du domaine externe rifain, il est formé par les zones qu'on a précédemment décrit dans la géologie générale du rif, à savoir, la zone du pré-rif, mésorif et intrarif. Cette section représente une description générale de la litho-stratigraphique de ces différentes zones qui constituent le bassin Ouergha en se basant sur les colonnes stratigraphiques extraites depuis différentes zones du rif externes (Fig. 22), et la carte des formations géologiques de la zone d'étude (Fig. 23).

En effet, les formations pré-rifaines aux marno-calcaires du Miocène moyen affleurent au sud du bassin (Fig. 23), la zone Mésorifaine apparaît aussi au sud du bassin versant, les terrains de cette unité sont constitués par une série jurassico-crétacée, constituée dans la région de Taounate par des marnes surmontées par une formation molassique composée de grès et de conglomérats (Leblanc, 1979).

L'unité de Kétama comporte un flysch schisto-gréseux du Crétacé inférieur épais de quelques kilomètres qui se situe au nord du bassin (Asebriy et al., 1991). L'unité de Tanger est considérée comme la couverture plus au moins décollée de l'unité de Kétama (Fig. 21), elle est formée par des schistes et des calcaires du Crétacé moyen et supérieur (Asebriy et al., 2007).

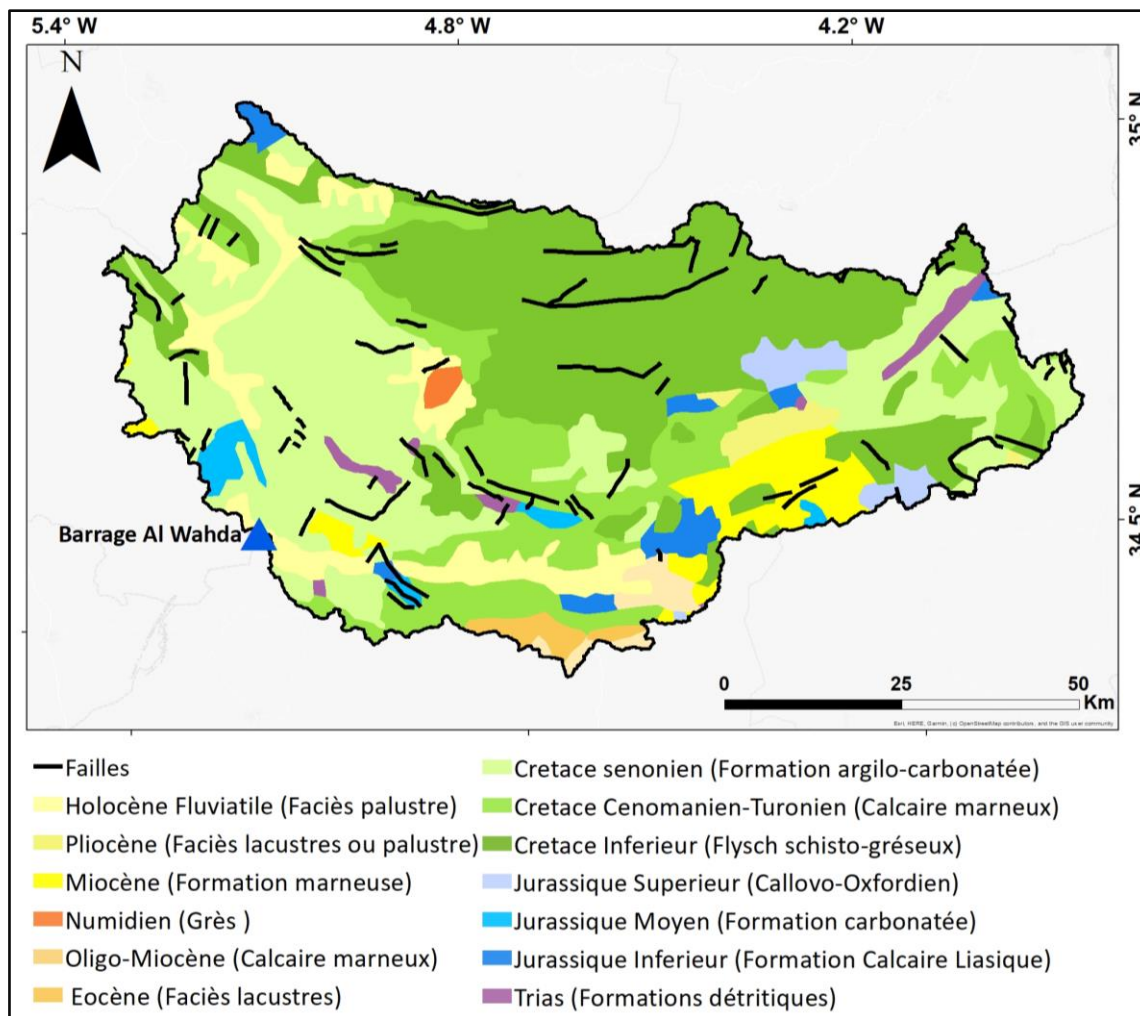


Fig. 23 : Carte géologique du bassin versant de l'Ouergha extraite de la carte géologique du Maroc 1/1000000. La nappe d'Aknoul constitue l'essentiel des affleurements surtout dans la moitié orientale du bassin, il s'agit surtout des marnes et calcaires du crétacé supérieur (Sénonien), auxquelles sont superposés localement des calcaires détritiques et marnes noires du Paléocène et de l'Eocène (Asebriy et al., 1993). Dans la moitié occidentale du bassin, s'étend le synclinal de Dhar Souk, occupé par des dépôts post-nappe marneux localement gréseux et conglomératiques du Tortonien et du Messinien.

Le relief de l'Ouergha est fortement lié aux structures géologiques, il est partout accidenté et engendre des pentes abruptes à très abruptes et n'est relativement atténué qu'en faveur des vallées (Jaouda et al., 2018).

Le ruissellement a façonné des collines sur les substrats marneux du Miocène supérieur et marneux ou marno-schisteux du crétacé supérieur (Asebriy et al., 2003).

Les lignes de crête les plus élevées ainsi que les hauts massifs sont façonnés sur les calcaires ou grès calcaires ou gréseux de l'Eocène et de l'Oligocène du Miocène inférieur, et sur les calcaires du Jurassique. Ces hauts niveaux dominent des versants à pentes fortes. Par endroits,

ils dominent aussi des versants à topographie ondulée témoignant de glissements successifs ayant sévis sur les versants marno-schisteux du Sénonien.

Dans les fonds des vallées des Oueds importants, notamment celle de l'Ouergha, se trouve des terrasses du Quaternaire récent et à topographie plane. Par endroits, sur les flancs de versants des vallées se rencontrent à des niveaux supérieurs aux précédents, des terrasses et replats datant du Quaternaire et d'époques plus anciennes (Asebriy et al., 2003).

4. Texture des sols

La texture du sol d'un bassin-versant se réfère à la composition granulométrique des particules de sol présentes dans le bassin-versant. Elle est généralement déterminée par la proportion relative des différentes tailles de particules de sol, telles que l'argile, le limon et le sable. Généralement elle variait considérablement d'un bassin-versant à un autre, et même d'un sol à un autre, et ceci en fonction de la géologie, de la climatologie, de la végétation et de l'activité humaine dans la région.

La texture du sol a une influence significative sur l'hydrologie et la géomorphologie d'un bassin versant. Par exemple, un sol sableux a une capacité d'infiltration d'eau qui diffère de celle d'un sol argileux, ce qui peut affecter le ruissellement des eaux de surface et la recharge des eaux souterraines. Aussi, elle a un impact sur le degré de l'érodibilité du sol.

Dans cette section, on va déterminer la texture du sol du bassin-versant d'Ouergha, par le biais des produits de la télédétection. En effet, les cartes de texture utilisées dans la présente étude sont fournies par le projet de la carte du sol d'Afrique d'une résolution de 250 m « the African soil grid 250 m project », c'est une carte dérivée de la carte originale qui avait une résolution de 1 km créée par « the World Soil Information » en collaborations avec d'autres instituts (Fleming and Neary, 2004) ; elle est téléchargeable gratuitement depuis <https://www.isric.org/>. Fig. 24a b et c, représentent des cartes de la distribution de la proportion d'argile, du limon et du sable respectivement à la profondeur du substratum de la zone d'étude, ces cartes ont été superposées et unifiées afin de présenter la carte qui inclue la proportion de chaque classe granulométrique, ces proportions ont été par la suite projetées sur le diagramme de texture à partir duquel la texture de chaque zone a été déterminée en se basant sur la classification américaine des sols USDA, puis illustrée dans la Fig. 24d.

D'après les résultats Fig. 24d, et Tableau 10 ; la texture du sol du bassin versant se compose principalement d'argile-limoneux, avec une surface de 4 112.41 km², soit 68.29 % de la surface totale. Ensuite, le sable argileux-limoneux est présent sur une surface de 1 851.83 km²,

représentant ainsi 30.74 % de la surface totale avec une densité plus importante en est. Pourtant le limon et l'argile ne dépassent pas ensemble 1 % de la superficie du bassin.

L'abondance de particules d'argiles et de limon dans ces types de sols (argile-limoneuses), peut entraîner la formation d'agrégats compacts qui obstruent les pores du sol, limitant ainsi la capacité d'infiltration de l'eau. Cette obstruction peut causer une infiltration relativement lente en raison des forces de capillarité et de cohésion élevées exercées par les particules d'argile et de limon, qui retiennent l'eau et inhibent sa pénétration dans les couches profondes du sol.

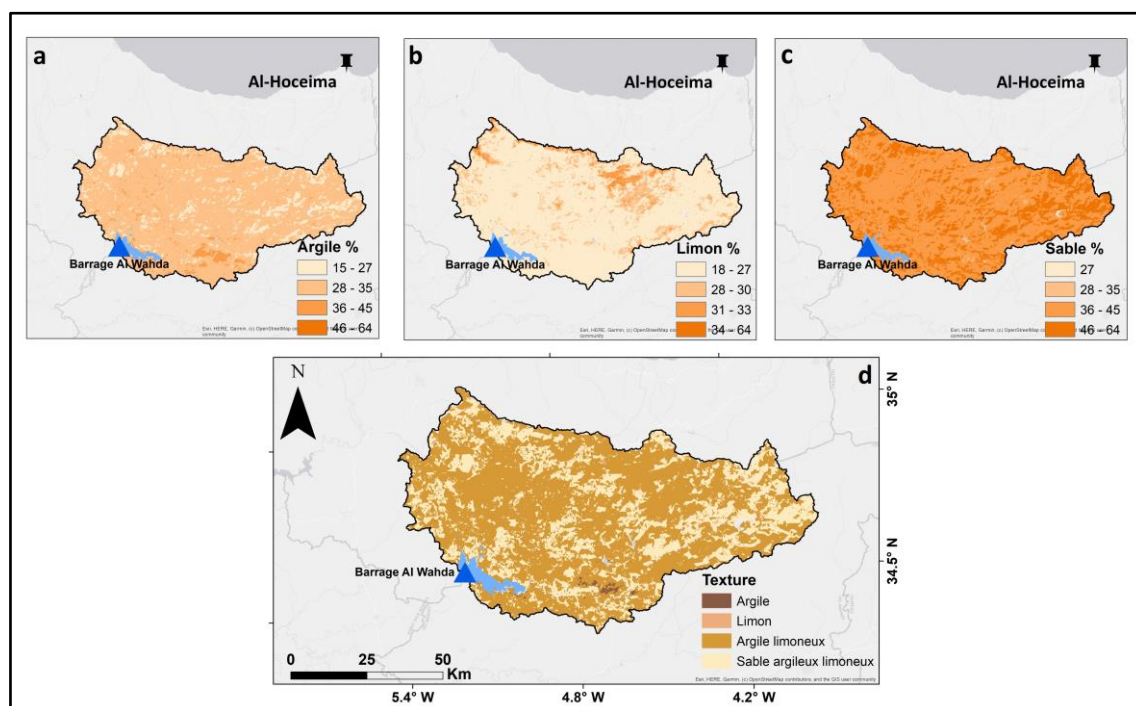


Fig. 24 : (a) Proportion d'argile, (b) Proportion de limon, (c) Proportion de sable, (d) Texture du sol de la zone d'étude (classification USDA).

En revanche, la texture sable argileux-limoneuse peut éventuellement permettre une infiltration relativement plus rapide de l'eau en raison de la présence de particules de sable plus grosses qui permettent un passage plus facile de l'eau à travers les pores du sol, sauf que la présence d'argile et de limon réduit drastiquement cette capacité.

Tableau 10 : Pourcentage des texture du bassin versant Oueghra.

Texture	Surface (km ²)	Surface (%)
Argile	21.18	0.35
Limon	35.98	0.60
Argile-limoneux	4112.41	68.29
Sable Argileux-limoneux	1851.83	30.74

Il est nécessaire de mentionner que d'autres facteurs tels que la structure du sol, la teneur en matière organique, la pente du terrain, l'état d'humidité du sol peuvent également influencer l'infiltration de l'eau dans le sol avec une texture spécifique. Une approche analytique

approfondie de ces facteurs et de leurs interactions est nécessaire pour une compréhension complète du processus d'infiltration d'eau dans le sol avec la texture mentionnée dans les résultats présentés, et ceci sera sujet d'une section dans le chapitre de la modélisation hydrologique par HEC-HMS à venir.

5. Occupation du sol

L'occupation du sol a une influence significative sur le ruissellement de l'eau dans un bassin versant, on rappelle qu'il existe trois principaux ensembles d'occupation des sols nommées : la couverture végétale, le milieu rural avec ses terres exploitée par l'agriculture et finalement le milieu urbain, chacun de ces ensembles influence différemment l'écoulement.

La carte d'occupation du sol de la zone d'étude présentée en Fig. 25 a été élaborée et vérifiée par l'agence du bassin hydraulique Sebou, en se basant sur les données Landsat ETM+ de 30 m (Enhanced thematic mapper).

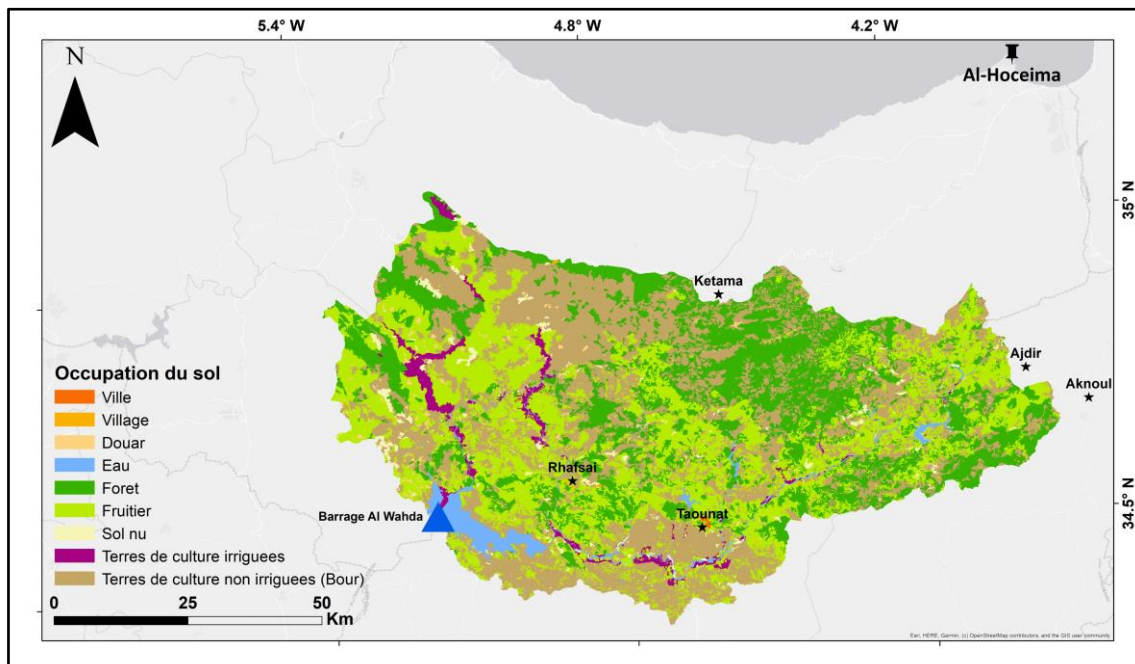


Fig. 25 : Carte de l'occupation du sol du bassin d'Ouergha

La carte d'occupation du sol du bassin d'Ouergha illustre que le bassin est occupé principalement par des terres de cultures non irriguée, des fruitiers et des forêts/reboisements, ils se répartissent tous partout au bassin, et représentent 35 %, 31 % et 26 % respectivement de la superficie totale (Tableau 11). Généralement, en dehors des vallées dont les terrasses alluviales permettent des cultures riches irriguée, les sols sont peu profonds. La forêt dense (chênes verts, chênes liège, cèdres) n' existe que sur les sommets (Brunet-Moret and Roche, 1971).

Tableau 11 : Superficie de l'ensemble des occupations du sol du bassin d'Ouergha

Texture	Surface (km ²)	Surface (%)
Douars	54.788	0.880
Eau	143.243	2.301
Foret	1644.365	26.414
Fruitier	1964.481	31.556
Sol nu	97.040	1.559
Terres de cultures irriguées	128.690	2.067
Terres de cultures non irriguées (Bour)	2184.814	35.095
Villages	5.662	0.091
Villes	2.339801	0.038

Les zones urbaines imperméable ne dépassent pas 1 % de la superficie du bassin, donc on est face à un bassin rural, dominé par des cultures non irriguées des arbres fruitiers, avec des forêts peu denses et des reboisements. Toutefois 2 % de la superficie du bassin est couverte par des surfaces d'eau ; dont un réseau hydrographique important et 4 barrages qui seront le sujet de la section suivante.

6. Réseau hydrographique

6.1. Les Oueds du bassin

Afin de visualiser le réseau hydrographique de la zone d'étude, (Fig. 26) illustre les différents cours d'eau du bassin d'Ouergha. En effet, le cours d'eau principale Ouergha s'écoule de l'est vers l'ouest, et s'alimente de plusieurs affluents (Sra, Aoudour, Amza...) qui s'écoule du nord vers le sud et donc provient tous uniquement de la rive droite ce qui a engendré une dissymétrie de ce réseau, justement, l'Ouergha n'a pas d'affluent sur sa rive gauche.

Les caractéristiques des cours du cours d'eau Ouergha et ses affluents sont cités dans le tableau 12 ; le plus long cours d'eau est celui de Ouergha, et le plus court est celui de Sahla.

La pente présentée en pourcentage correspond à l'inclinaison du lit des Oueds, elle quantifie la variation verticale du terrain sur une distance horizontale donnée selon la formule suivante :

Pente en pourcentage (%) = (Différence d'altitude en mètres / Distance horizontale en mètres) x 100.

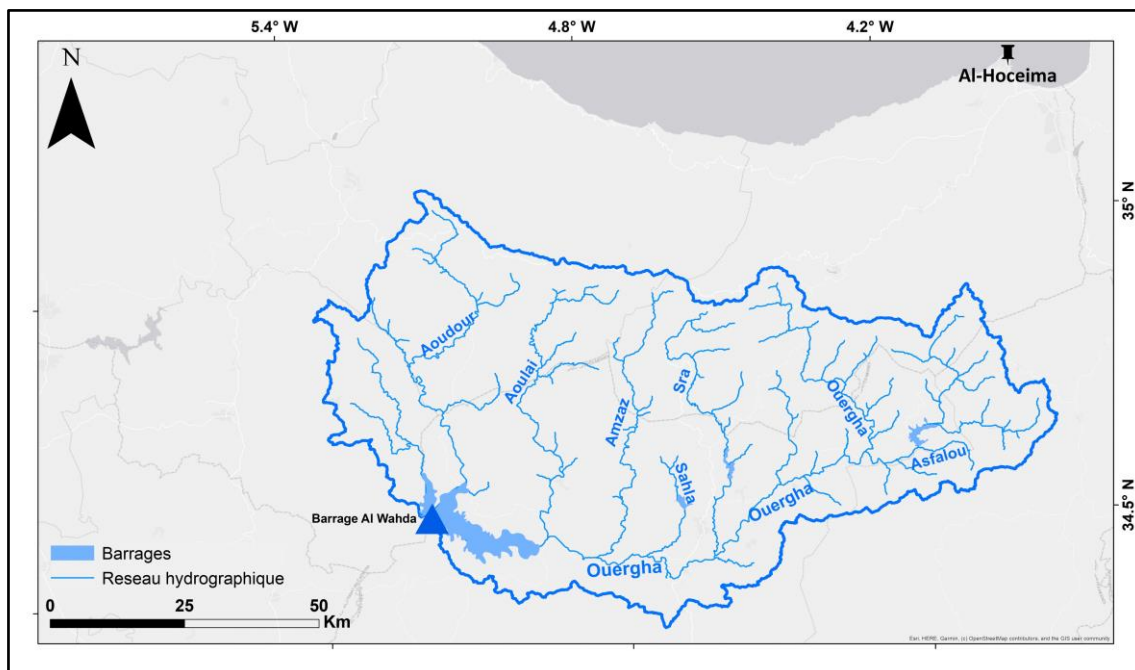


Fig. 26 : Carte du réseau hydrographique et des principaux oueds du bassin d'Ouergha

Tableau 12 : Caractéristiques des Oueds du bassin Ouergha

Oueds	Longueur (km)	Elévation max (m)	Elévation min (m)	Pente %
Aloulai	72.74	464	297	0.229
Amzaz	62.47	780	213	0.907
Aoudour	86.72	439	155	0.327
Asfalou	38.90	956	745	0.542
Ouergha	166.08	1106	155	0.572
Sahla	16.09	376	371	0.031
Sra	54.57	762	371	0.716

Ainsi on constate que les lit des oueds n'ont pas une pente abrupte mais faible contrairement au bassin lui-même.

6.2. Réseaux des stations et barrages

Cette étude est basée sur un ensemble de données des mesures de 11 stations pluviométriques couvrant l'ensemble du bassin, quatre parmi eux mesure le débit des cours d'eau qui sont Bab Ounder, Ain Aicha, Galez et Tabouda (Fig. 27).

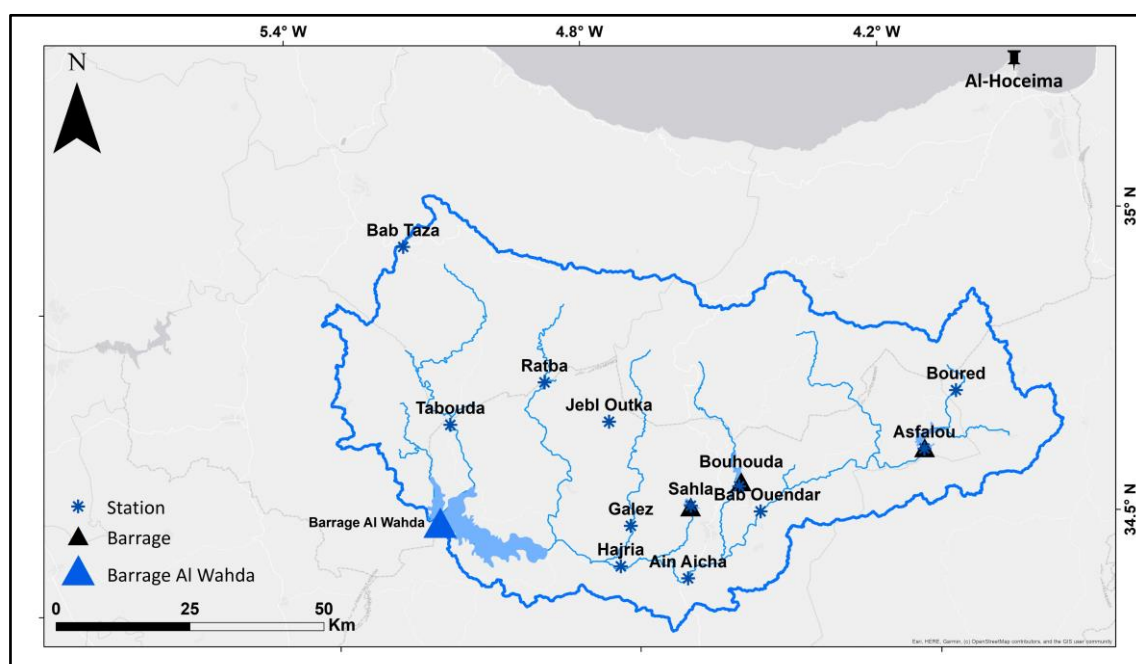


Fig. 27 : Carte des stations et barrages du bassin d'Ouergha

Le bassin est équipé également de quatre barrages qui sont aussi des stations pluviométrique et hydrométriques ; Tableau 13 liste leurs caractéristiques.

Tableau 13 : Aménagement hydraulique et retenue des barrages du bassin Ouergha (ABHS.2011)

Barrage	Capacité de la retenue (Mm ³)	Année de mise en service	Situation	Type d'utilisation
Al Wahda	3714	1996	Oued Ouergha à 5 km du Mjâara	AEP, Irrigation, hydroélectricité et protection contre les crues
Asfalou	317	1999	Oued Asfalou à 70 km de Taounate	AEP et irrigation
Bouhouda	55.5	1998	Oued Sra à 10 km de Taounate	AEP, irrigation et protection contre l'envasement
Sahla	62	1994	Oued Sahla à 5 km de Taounate	AEP, irrigation et protection d'envasement

AEP : alimentation en eau potable

Le détail des données enregistrés par toutes stations sera le sujet du prochain chapitre.

7. Climat

La vallée de l'oued Ouergha, située sur le versant atlantique de la chaîne rifaine, bénéficie d'un climat méditerranéen subhumide, avec un régime pluvial océanique caractérisé par une concentration de précipitations et des hautes eaux du mois de novembre à mars. La répartition saisonnière des pluies montre un maximum principal en décembre (Fig. 28) ; puis, après une légère atténuation en janvier, on observe une reprise en février ou mars.

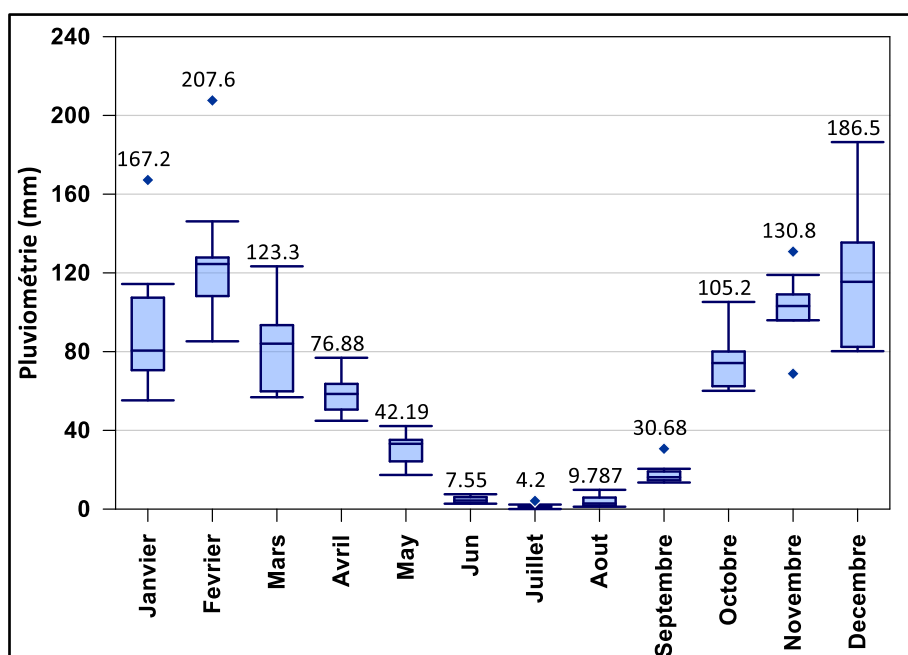


Fig. 28 : Précipitations moyenne des stations pluviométriques

Comme dans tous les climats méditerranéens, l'irrégularité est en effet importante, aussi bien dans la répartition saisonnière des précipitations que dans leur succession annuelle.

Si la douceur des hivers est un caractère général du versant atlantique, la chaleur de l'été y est également très forte et dure 4 mois. Les moyennes des maxima quotidiens dépassent 30°C. Les fonds de vallées deviennent de véritables fournaies, avec des températures extrêmes de 48° et 49°C, quand souffle le vent chaud et sec du sud-est appelé "Chergui" ; pendant cette période estivale, l'évaporation est très intense.

Conclusion

L'exploration de la zone d'étude réalisée dans ce chapitre a permis d'encadrer les différentes caractéristiques et facteurs morphologiques, géologiques et anthropiques au sein du bassin de l'Ouergha, qui un bassin de forme allongée couvrant une superficie de 6190 km², son cours d'eau principale qui est l'Oued Ouergha s'écoule au sud du bassin, de l'est vers l'ouest.

De plus, les altitudes de la zone, varient entre 149 m et 2450 m, avec une dominance de l'altitude 200 à 800 m, une altitude médiane de 700 m, et une concentration des altitudes les plus

importante au nord-est. D'autre part, la topographie de cette zone est très accidentée, avec 65 % de la superficie du bassin couverte par des pentes supérieures à 20 % classées comme abrupte à extrêmement abrupte favorisant la circulation rapide des eaux de surface, créant des ruisseaux et des torrents qui peuvent rapidement s'amplifier en cas de pluies intenses. En outre, les terrains qui constituent le bassin de l'Ouergha sont majoritairement imperméables constitués des formations marneuses, avec une dominance la classe argileux-limoneuse, ce qui indique un fort potentiel de ruissèlement au détriment de l'infiltration. En ce qui concerne l'occupation du sol du bassin, elle est dominée par des cultures non irriguées des arbres fruitiers, avec des forêts peu denses et des reboisements, toutefois 2 % de la superficie est couverte par des surfaces d'eau ; dont un réseau hydrographique important et 4 barrages.

Finalement, on a présenté un aperçu du climat qui est méditerranéen avec un régime pluvial océanique, où les précipitations et les hautes eaux sont concentrés de novembre à mars. Une analyse approfondie de la variabilité hydrométéorologique sera détaillée dans le chapitre 1 de la partie 3.

Partie II. Description des données hydrométéorologiques et reconstitution des données

Dans le cadre des études hydrométéorologiques, la disponibilité des séries de données de pluie et débit à caractère fiable, continue et représentatif, joue un rôle essentiel dans la qualité des résultats, la compréhension des processus hydrologiques ainsi que la prise de décision pour la gestion des ressources en eau.

Cette partie vise à fournir une vue d'ensemble des différentes variables utilisées dans le cadre de cette étude, leurs caractéristiques et leur qualité. Une attention particulière sera portée à l'évaluation des produits satellitaires des précipitations afin de déterminer leur fiabilité et précision dans la production des précipitations de la zone d'Ouergha. En effet, il existe une tendance à les utiliser ; après les avoir évalués et validés dans une région donnée ; comme outils de substitution des séries de données observées qui peuvent présenter des lacunes, et des erreurs.

Cette partie se déroulera selon l'enchaînement suivant :

- 1- Description des données hydrométéorologiques.
- 2- Méthodes de reconstitution des données pluviométriques.
- 3- Résultats de l'évaluation des produits satellitaires des précipitations et reconstitution des données pluviométriques manquantes.

Introduction

Cette section présente les différentes données disponibles majoritairement mesurées et enregistrées par l'Agence de Bassin Hydraulique de Sebou, et qu'ils ont été mises à notre disposition grâce à la direction de la planification et de la gestion de l'eau.

1. Description des données météorologiques observées

1.1. Séries de données pluviométriques

Les données pluviométriques sont d'une importance primordiale dans les études hydro climatiques, en raison de leur rôle fondamental dans la caractérisation des régimes de précipitations et leur impact sur les ressources en eau. Les chroniques pluviométriques permettent ; entre autres ; de comprendre les variations des précipitations, les tendances climatiques, les événements extrêmes et elles sont la base du développement des modèles hydrologiques afin d'estimer les débits et prévoir les crues.

La pluviométrie du bassin versant Ouergha est surveillée à l'aide d'un réseau de 11 stations pluviométrique, fournissant des chroniques de durée variable de la période de 1957 (année de l'implantation de la première station), à 2014 (fin des séries mises à notre disposition).

La répartition spatiale de ces stations, a un caractère hétérogène, avec une densité plus élevée dans la partie sud centrale du bassin, et un manque visible dans la région nord extrême zone correspondante aux plus hautes altitudes (Fig. 29).

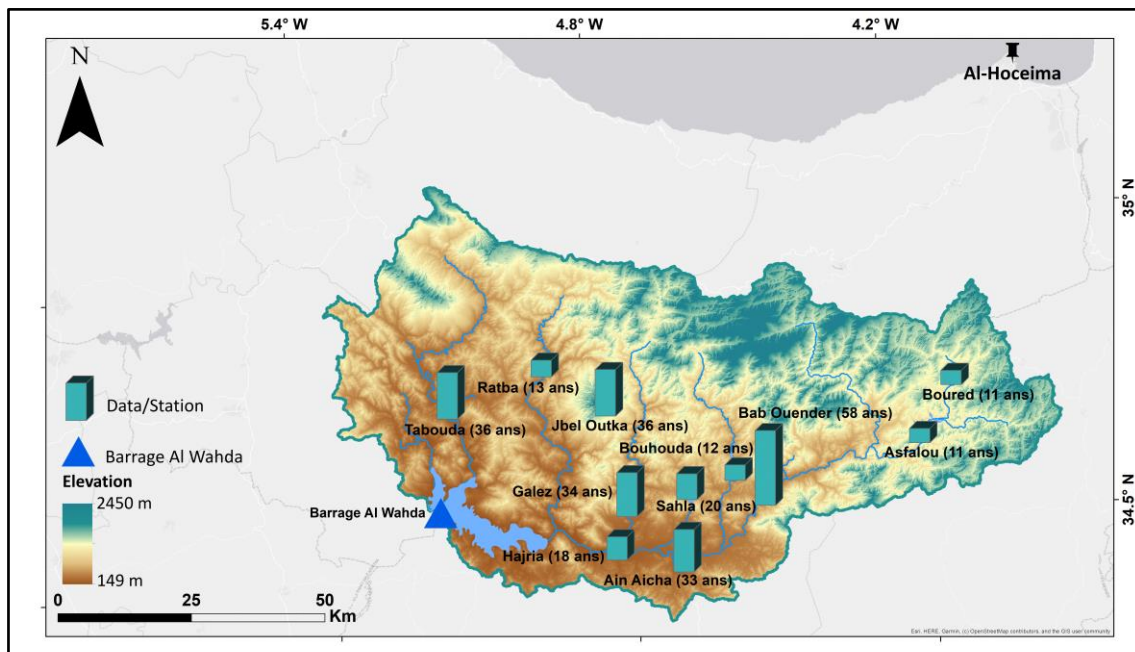


Fig. 29 : Séries de données et localisation des stations du bassin versant Ouergha

Afin de bien connaître les caractéristiques de chaque station, Tableau 14 présente leurs coordonnées de localisation, leur altitude et leur période de couverture. En effet, la station la plus altitudinale de la zone d'étude est celle de Jbel Outka à 1091 m (Tableau 14), alors que le point culminant du bassin est de 2450 m, cette absence de station dans la région de haute altitude peut être dû aux difficultés de l'accès à ces zones et à la rude topographie.

Tableau 14 : Localisation des stations, altitudes, et période de couverture.

Station	Longitude	Latitude	Altitudes (Z)	Période
Asfalou	-4,199441	34,630684	658	[2002-2012]
Boured	-4,114852	34,723547	840	[2001-2010]
Bab Ouender	-4,334231	34,558979	392	[1957-2014]
Ain Aicha	-4,692466	34,462316	250	[1982-2014]
Bouhouda	-4,566379	34,612570	487	[2001-2012]
Sahla	-4,675299	34,576005	370	[1995-2014]
Jbel Outka	-4,818535	34,734793	1091	[1979-2014]
Galez	-4,796290	34,558881	251	[1981-2014]
Hajria	-4,826615	34,487756	191	[1997-2014]
Ratba	-4,942030	34,802142	295	[2001-2013]
Tabouda	-5,137867	34,756142	182	[2000-2014]

En outre, les chroniques des données mesurées sont d'une longueur différente qui varie entre 58 ans à 11 ans d'enregistrement ; cela s'explique par le fait que ces stations n'ont pas été lancées simultanément, mais à des dates différentes ; ex. la première station lancée Bab Ouender (début en 1957) couvre une période de 58 ans, tandis que d'autres stations telles que Ratba, Bouhouda et Asfalou ont des enregistrements beaucoup plus courts, respectivement de 13 ans, 12 ans et 11 ans.

Cette disparité dans la couverture temporelle des séries pluviométriques pose un véritable défi dans le choix de la période d'étude hydrologique, car il faut aussi prendre le critère des lacunes en considération.

1.2. Lacunes des séries pluviométriques

Dans ce contexte, afin de visualiser les lacunes de chaque série, le nombre de lacunes (Jr) a été projeté pour chaque station en fonction des années dans le graphique suivant (Fig. 30). 7 stations sur 11 présentent un taux de lacunes qui ne dépasse pas 2%, cependant, trois autres stations ont révélé un taux de lacune plus important mais qui ne dépasse pas 22%. Cela signifie que, dans l'ensemble, les séries de données pluviométriques présentent un niveau acceptable de complétude.

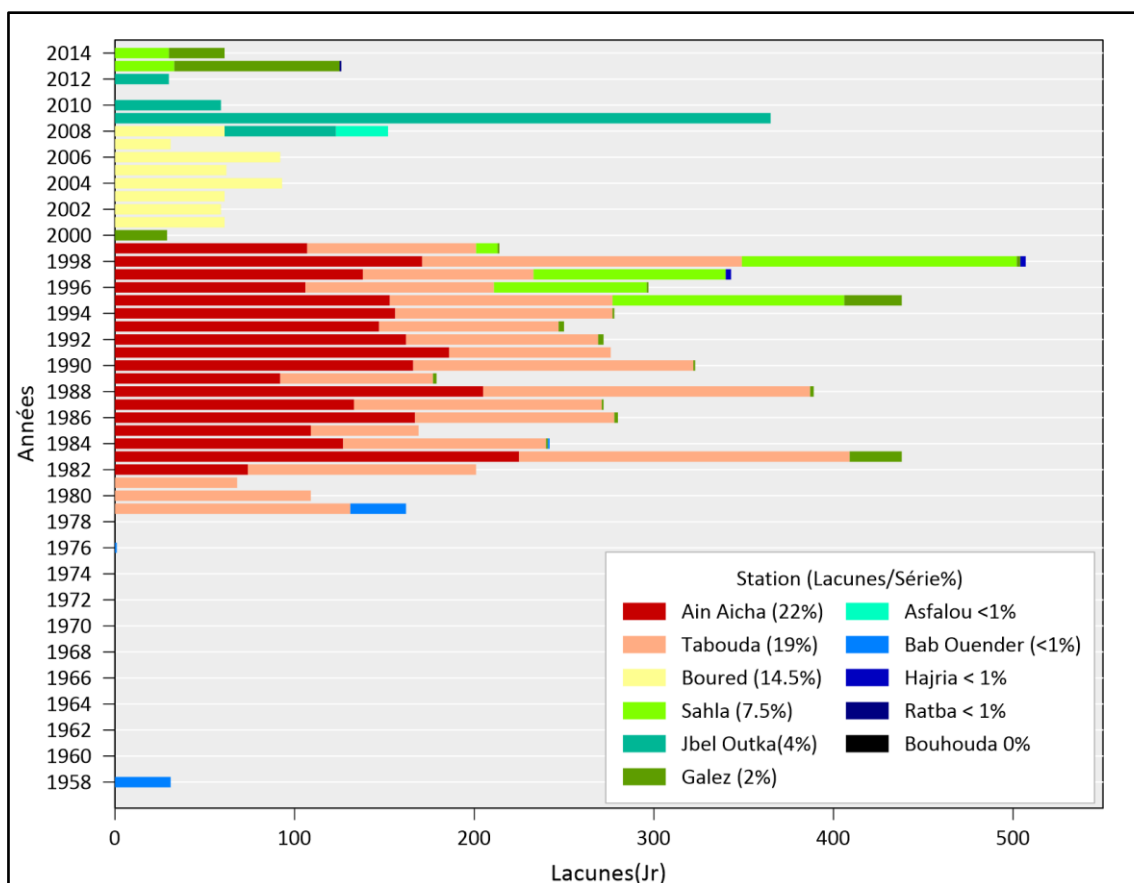


Fig. 30 : Nombre de jours manquants (lacunes) par année pour chaque station.

Sauf qu'il est visible que ces lacunes sont plus fréquentes et plus concentrées dans la période située entre 1994 et l'an 1999 (Fig. 30), cette observation est particulièrement préoccupante pour 2 stations de surveillance parmi les plus anciennes et les plus importantes, à savoir Tabouda et Ain Aicha, qui ont des séries d'enregistrements pluviométriques longues de 38 et 33 ans respectivement ; pendant cette période ces stations ont accumulé annuellement un nombre considérable de lacunes, dépassant les 200 jours de données manquantes pour chaque station, ce qui peut impacter la qualité statistique qui ; probablement ; peut être affectée d'une façon drastique.

Toutefois, une évolution positive a été observée à partir de l'année 2002, où toutes les stations de surveillance ont été déjà mises en service, c'est à partir de cette période que les séries de données pluviométriques de toutes les stations se chevauchent, ce qui permet de constituer une base de données plus complète et riche. On constate également que les lacunes dans les enregistrements de cette période sont globalement moins prononcées, en particulier par rapport au nombre de stations actives. Il convient de noter que la station Boured présente à cette période une exception avec des lacunes plus remarquable par rapport aux autres ; aussi il existe un manque de données d'un an et demi pour la station Jbel Outka.

Certes, les raisons exactes de la qualité de ces enregistrements pluviométriques restent méconnaissables, mais afin de mieux appréhender la répartition annuelle des lacunes le graphe suivant permet de visualiser la proportion relative des lacunes pour chaque mois de l'année, il met en évidence les périodes au cours desquelles les lacunes sont plus fréquentes (Fig. 31).

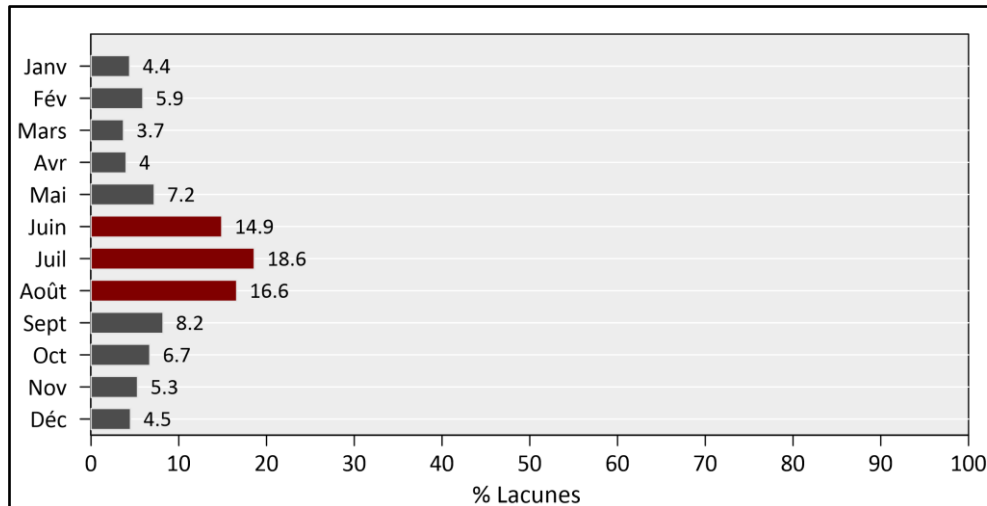


Fig. 31 : Répartition mensuelle du pourcentage de lacunes dans les données pluviométriques.

Les résultats indiquent que les mois de juin, juillet et août ont les pourcentages les plus élevés de lacunes, avec respectivement 14.82 %, 18.60 % et 16.62 %. Ces mois correspondant à la période estivale de l'année, représentent seuls la moitié des lacunes de la base de données ; l'autre moitié est partagée par le reste des mois. Par exemple 89% des lacunes de la station de Boured font partie de ces trois mois. Toutefois, dans le cas du bassin versant Ouergha, les mois de Juin, Juillet et Août se caractérisent par une faible pluviométrie, représentant moins de 3% de la pluviométrie annuelle enregistrée par les stations disposant de données complètes (moins de 1% de lacunes) (Fig. 32). Ces mois sont considérés comme les plus secs de l'année dans la région.

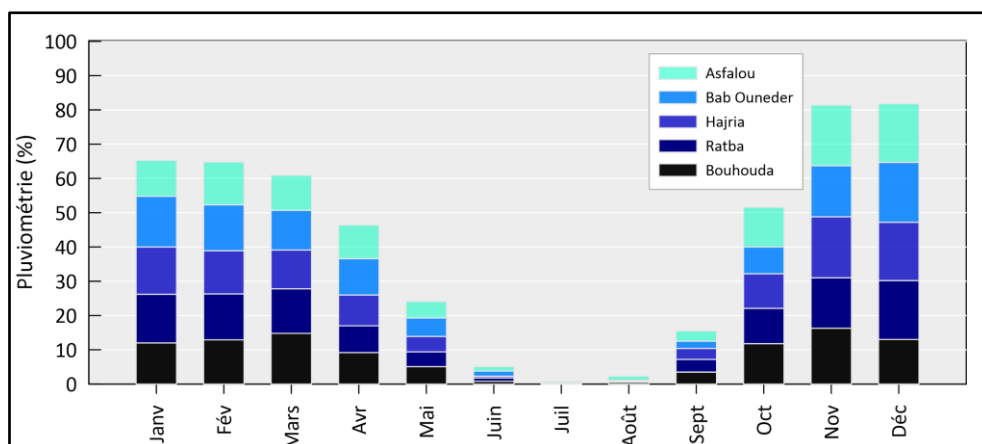


Fig. 32 : Distribution annuelle de la pluviométrie des stations aux données complètes pour la période de 2002 à 2012.

Ce qui laisse supposer que 50 % des lacunes des séries de données pluviométriques du bassin versant Ouergha sont dus principalement à une absence d'enregistrement lors de la période sèche connue principalement par son manque de précipitations. Or, les 50% restantes présentes un vrai challenge lors de leur reconstitution.

Enfin, afin d'obtenir une représentation spatio-temporelle statistiquement suffisante, il est essentiel de sélectionner une période qui coïncide avec la disponibilité de la majorité des stations de mesures, tout en prenant en compte le critère de la qualité de ces séries et en évitant les périodes qui contiennent un nombre exagéré de lacunes ; à moins de pouvoir restituer efficacement toutes les journées de mesures manquantes. Finalement cette série sélectionnée doit correspondre aussi aux chroniques disponibles de mesure du débit, qu'on va présenter dans la section suivante

2. Données Hydrométriques

2.1. Séries des données du débit des stations

Les débits des cours d'eau du bassin d'Ouergha sont principalement jaugé depuis 4 stations : Bab Ouender, Ain-Aicha, Galez et Tabouda (Tableau 15), elles fournissent des mesures instantanées des débits effectuées par l'agence du bassin hydraulique de Sebou.

Tableau 15 : Séries des débits instantanés disponibles par les stations hydrométriques d'Ouergha.

Station	Années	Durée	Intervention en amont
Bab Ouender	[1952-2012]	61 ans	1999 Barrage Asfalou
Ain Aicha	[1981-2012]	32 ans	1998 Barrage Bouhouda, 1999 Barrage Asfalou
Galez	[1983-2012]	30 ans	N/A
Tabouda	[1973-2012]	39 ans	N/A

Afin de mieux visualiser ces séries, Fig. 33 illustre ces chroniques des débits mensuels maximaux enregistrés par les stations hydrométriques du bassin versant Ouergha.

Les enregistrements varient du très faible débit de base à des débits extrêmes qui touchent les 3000 m³/s, la station de Tabouda enregistre les débits les plus intenses or la station de Galez enregistre les débits les plus faibles.

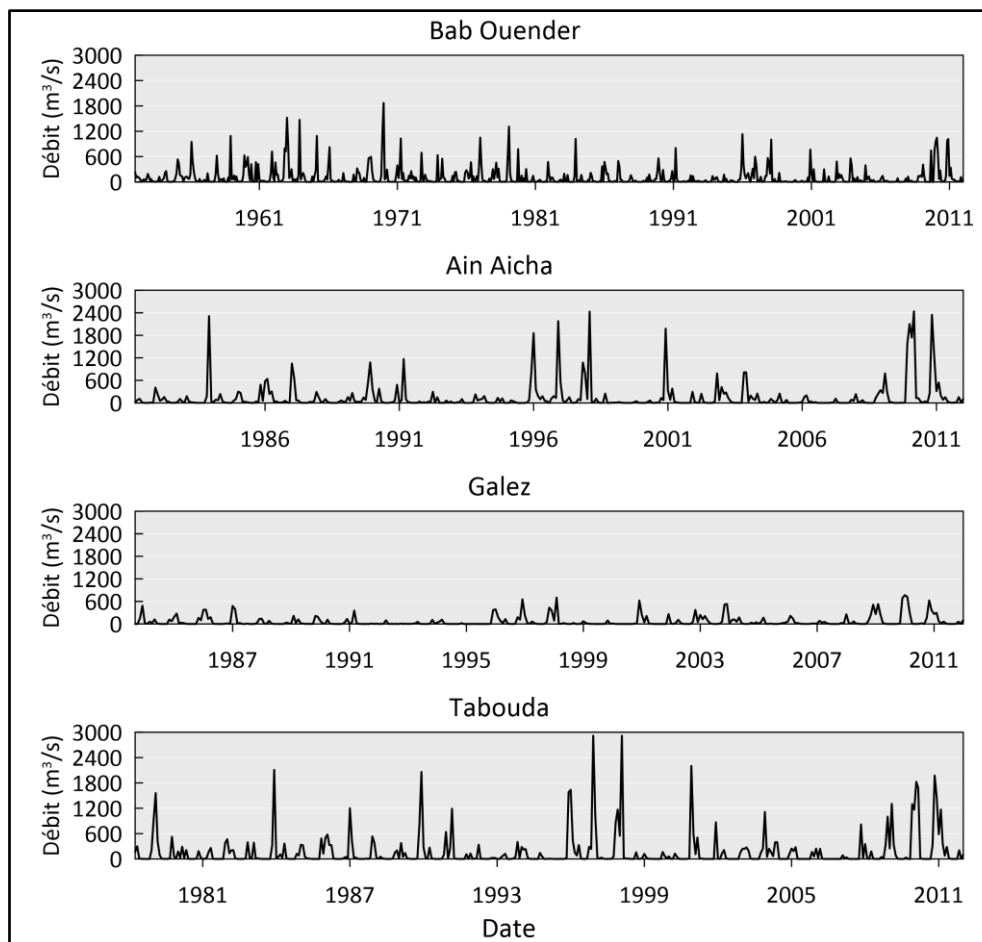


Fig. 33 : Débits mensuels maximaux des stations hydrométriques du bassin versant Ouergha.

2.2. Séries des données du débit des barrages

Outre que les mesures des stations, les barrages fournissent ; aussi ; une base de données de mesure du débit et du volume des apports. On a choisi de travailler avec une période qui commence à partir de la stabilité des barrages après leurs mises en route, jusqu'à fin des séries disponibles (Tableau 16).

Tableau 16 : Séries des débits journaliers des Barrages d'Ouergha

Barrage	Période	Durée	Type de données
Asfalou	[2001-2010]	9 ans	Lâchés et apports
Bouhouda	[2001-2010]	9 ans	Lâchés et apports
Sahla	[2001-2010]	9 ans	Lâchés et apports
Alwahda	[2001-2014]	13 ans	Lâchés et apports

Ces mesures se divisent en deux catégories distinctes : Tout d'abord, les apports des barrages Asfalou, Bouhouda, Sahla et Alwahda sont enregistrés en millions de mètres cubes par jour (Mm^3/j) et sont ; ensuite ; convertis en débit journalier moyen (m^3/s), ce type de mesure permet de quantifier le Volume d'eau produit et transporté par les affluents vers le barrage.

La seconde catégorie de mesure se concentre sur les débits d'eau libérés à partir des barrages, ces mesures sont réalisées au niveau des sorties des barrages, où les lâchées ou déversements sont mesurés. Elles sont essentielles pour déterminer précisément la quantité d'eau qui est relâchée à partir de ces barrages, ce qui a un impact direct sur les débits des cours d'eau en aval.

2.2.1. *Apport des barrages*

Fig. 34 illustre les chroniques du débit moyen journalier des apports des barrages ; graphiquement, il est lisible que depuis 2009 jusqu'à la fin de la série, tous les barrages ont enregistré des apports visiblement plus élevés.

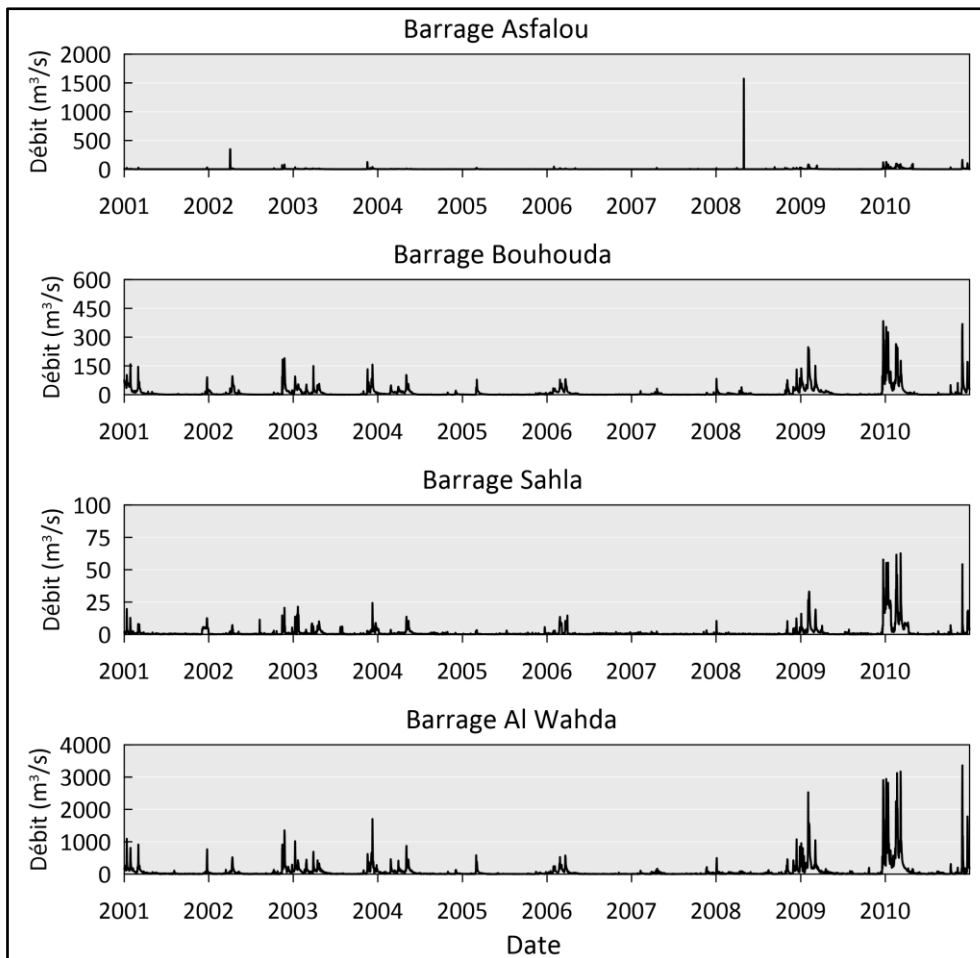


Fig. 34 : Chroniques du débit moyen journalier des apports des barrages.

En effet, ces valeurs dépassent considérablement les apports précédents ; comme le montre la courbe du barrage Al Wahda dont les apports ont été multipliés par quatre par rapport à leur niveau habituel. Cette observation met en évidence des conditions hydrologiques anormales et remarquables, suggérant des événements hydrométéorologiques exceptionnels qui ont entraîné des volumes d'eau significativement supérieurs aux attentes habituelles.

2.2.2. Production des barrages

Les chroniques du débit moyen journalier enregistré à la sortie des barrages sont illustré en (Fig. 35) ; on remarque que les anomalies prononcées du débit sont aussi bien présentes aux apports qu'aux sorties des barrages, tous ont enregistré des lâchées importantes notamment en 2010 où le débit a touché le seuil de 3000 m³/s pour le barrage d'Al Wahda.

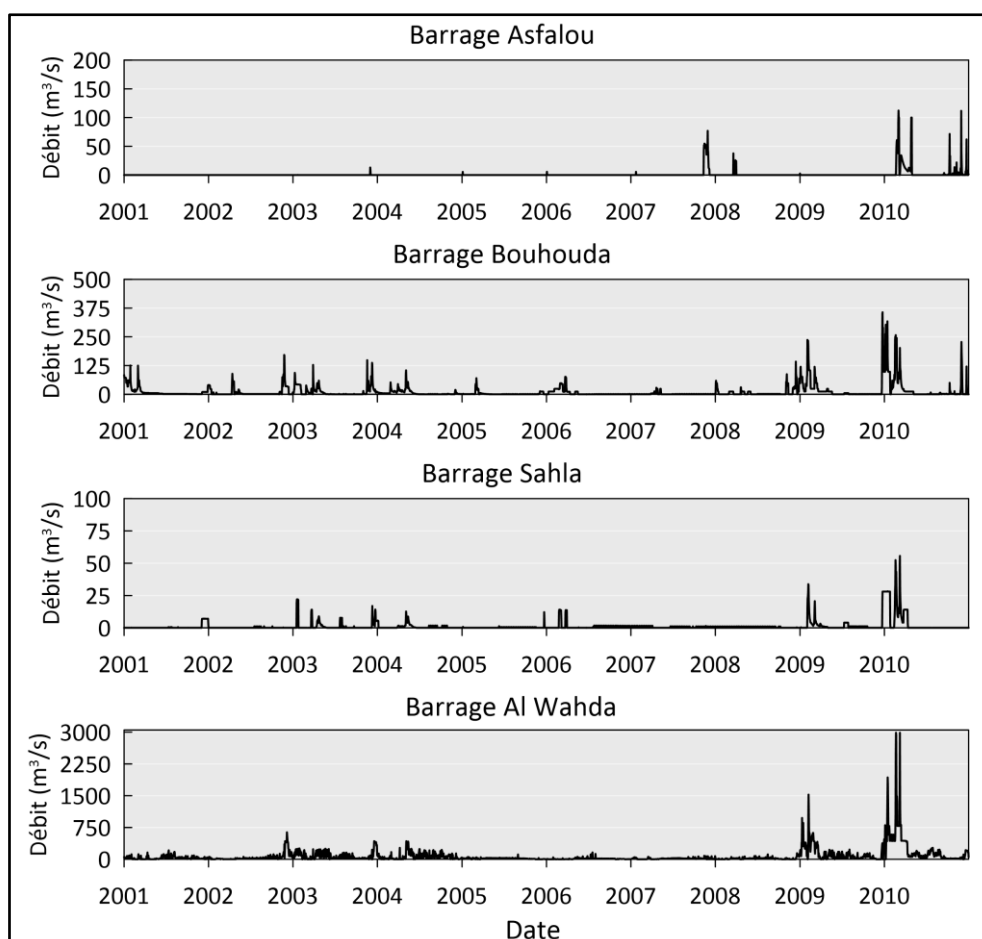


Fig. 35 : Chroniques du débit moyen journalier enregistré à la sortie des barrages (m³/s)

Il est nécessaire de rappeler que ces barrages n'ont existé qu'à partir de 1994 (Sahla), 1996 (Alwahda), 1998 (Bouhouda) et 1999 (Asfalou) ; or la problématique liée aux changements anthropiques des cours d'eau (réservoirs, chenaux...) est un sujet important à examiner. Généralement, la construction d'un barrage engendre une barrière artificielle au niveau du cours d'eau et provoque le remplissage d'un réservoir ce qui modifie le régime hydrologique naturel particulièrement en aval de la structure ; cette modification se traduit par des fluctuations artificielles avec des débits plus élevés pendant les périodes de lâchées d'eau et des débits plus faibles lorsque les lâchées sont réduites, chose qui peut impacter la qualité des séries de données du débit en aval, posant ainsi des défis dans leur interprétation et leur utilisation, surtout que

ces changements peuvent masquer les variations naturelles du débit et rendent difficile la détermination des tendances hydrologiques réelles.

3. Choix de période d'étude

Le choix de la période d'étude dépend non seulement de la disponibilité des données mais aussi de leurs qualités et de l'objectif d'étude. Les différents objectifs peuvent nécessiter de différentes longueurs de séries ou des différentes variables.

Il est généralement recommandé de disposer d'une série de données de débit d'une durée minimale de 30 ans pour l'analyse de fréquence ou de variabilité (WMO, 1962). En effet, des séries plus longues fournissent plus de points de données et une meilleure représentation de la variabilité des données de débit dans le temps. Selon Hu et al., 2020 un minimum de 30 ans de données sans lacunes est considéré comme satisfaisant pour l'analyse de la fréquence et la variabilité des inondations.

Aussi pour les études climatiques les recommandations de l'Organisation météorologique mondiale (WMO) datant de 1989, conseille d'avoir au moins 30 ans d'observations climatiques pour constituer une base de données représentative d'une région donnée. Cette période de 30 ans permet d'obtenir une vision plus complète des variations climatiques sur le long terme. Cependant, il est très courant que plusieurs stations ne disposent pas des séries climatiques remontant aussi loin, dans de tels cas, il est nécessaire de faire usage des données disponibles sur la période la plus longue possible afin d'obtenir une estimation la plus proche possible des caractéristiques climatiques de la région concernée.

En ce qui concerne la modélisation hydrologique, il est important que la période choisie soit représentative des événements les plus caractéristiques que ça soit pour objectif d'étude des crues ou des étiages.

Conclusion

Dans le cas de cette étude, on a choisi de travailler sur les plus longues séries disponibles à savoir Bab Ouender, Ain Aicha, Galez et Tabouda pour les analyses de variabilité du débit. En ce qui concerne la modélisation hydrologique, on a choisi de travailler sur la période de 2003-2010 qui constitue un échantillon qui réponds à la disponibilité et la qualité de toutes les données et de la stabilisation du bassin après l'implantation des différents barrages dans le but d'étudier la réponse caractéristique du bassin vis-à-vis les événements extrêmes des années 2009-2010.

Introduction

La gestion des ressources en eau, la modélisation hydrologique ou l'étude climatique des événements extrêmes tel que les inondations et les sécheresses, utilisent traditionnellement les précipitations observées et mesurées provenant des stations météorologiques régulières. Ces dernières sont considérées comme les données les plus fiables et les plus précises (Jing et al., 2017), et comme la méthode la plus utile et la plus fiable pour caractériser la hauteur et l'intensité des précipitations (Dewan et al., 2019; Huffman et al., 2007; Petersen et al., 2005). Cependant, ce type de données observées sont souvent confrontées à une limitation, à savoir le manque de stations dans les zones éloignées et difficiles d'accès. Par conséquent, elles ne peuvent pas fournir suffisamment de détails sur la distribution des précipitations (Nashwan et al., 2019; Salman et al., 2019), s'ajoutent à cela les données mesurées manquantes ou erronées. En fait, la faible densité des réseaux de pluviomètres dans les pays en développement, notamment dans les régions montagneuses (Ouatiki et al., 2017), ne répondent pas aux recommandations de l'OMM (Organisation météorologique mondiale) en 1994, qui indique qu'il est important d'installer une station tous les 250 km² ; cependant, pour de nombreuses raisons économiques et géographiques, l'application de cette recommandation n'est pas toujours réalisable ; ainsi, la précision et la représentativité des données pourraient être affectées. Afin de remédier à cette limitation, les chercheurs ont eu recours à plusieurs méthodes d'estimation des données manquantes, ces méthodes vont d'une simple imputation à des estimations par des réseau de neurones ou même une exploitation des données provenant des produits satellitaires des précipitations (Satellite précipitations products SPPs). Cette section cite les méthodes les plus couramment utilisé et les plus simple d'abord ; de plus les nouvelles alternatives des données pluviométriques observées qui sont les données des produits satellitaire de précipitations ont été évalués pour répondre à la question : peut-on faire des imputations journalières par des données satellitaire de précipitations ?

1. Méthodes conventionnelles de reconstitution des données pluviométriques

1.1. La moyenne arithmétique

La méthode de la moyenne est simple et couramment utilisée pour estimer les données manquantes, elle est applicable si les précipitations annuelles normales dans les stations de mesure environnantes sont inférieures ou égales à 10 % des précipitations annuelles normales des stations concernées (Chow et al., 1988). Cette méthode suppose une pondération égale de

toutes les stations pluviométriques proches et utilise la moyenne arithmétique de leurs données de précipitations

$$P_x = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m P_i$$

P_x Précipitations estimées à la station cible x, m nombre total de stations voisines utilisées dans le calcul, poids de chaque station ici égale à 1, P_i précipitations de chaque station.

Elle est utile lorsque les données manquantes représentent une petite proportion de l'ensemble des données.

1.2. Méthode du rapport normal (NR)

Cette méthode est utilisée si les précipitations annuelles normales des mesures voisines dépassant 10 % de celles de la mesure étudiée. Cela permet de pondérer l'effet de chaque station voisine (Singh, 1994).

$$P_x = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \left(\frac{Nx}{Ni} \right) P_i$$

P_x Précipitations estimées à la station cible x, m nombre total de stations voisines utilisées dans le calcul, Nx est la moyenne des données pluviométriques disponibles à la station cible, Ni est la moyenne des données pluviométriques disponibles à la i -ème station voisine, P_i Représente les précipitations observées à la station voisine i .

1.3. Inverse distance wight (IDW)

Dans cette méthode, le poids de chaque station est supposé être inversement proportionnel au carré de la distance entre la station cible et la station voisine dont les données sont disponibles (Lam, 1983).

$$P_x = \frac{\sum_{i=1}^m \frac{1}{d_i^2} P_i}{\sum_{i=1}^m \frac{1}{d_i^2}}$$

P_x Précipitations estimées à la station cible x, P_i Représente les précipitations observées à la station voisine i , d_i = distance entre station i et station x ; m nombre total des stations voisines utilisées pour le calcul.

1.4. Coefficient de corrélation pondéré (CCW)

(Teegavarapu and Chandramouli, 2005) ont confirmé que l'efficacité de cette méthode repose sur la force de la corrélation entre les stations cibles et les stations voisines. Par conséquent, l'équation de la méthode IDW a été adaptée pour inclure la corrélation comme suit :

$$P_x = \sum_{i=1}^m \left(\frac{r_i}{\sum_{i=1}^m r_i} \right) P_i$$

r_i Est le coefficient de corrélation de Pearson entre la station cible et la i -ème station voisine, et P est la puissance du coefficient de corrélation de Pearson, variant de 2 à 6.

1.5. Imputation par la régression linéaire (LR)

Les coefficients de corrélation entre la station cible et chacune des stations voisines sont initialement calculées, puis classés par ordre croissant. Ensuite, les données manquantes sont estimées en utilisant une équation de régression linéaire avec la station ayant la corrélation la plus élevée (Caldera et al., 2016).

La corrélation et l'équation de la droite de régression sont obtenues à l'aide du logiciel Microsoft Excel. Afin de pouvoir générer à la fois des valeurs nulles et des valeurs non nulles, la droite de régression est forcée à passer par l'origine

$$P_x = C_1 P_i$$

1.6. Méthode de régression linéaire pondérée (WLR)

Cette méthode tient compte de l'impact de la distance entre la station cible et la station de données, en plus de leur corrélation par rapport aux données.

Elle utilise l'équation précédente dans laquelle un facteur de pondération est introduit (Campozano et al., 2014) :

$$P_x = \frac{\sum_{i=1}^m \frac{1}{d_i^2}}{\sum_{i=1}^m \frac{1}{d_i^2}} C_i P_i$$

2. Méthodes alternatives de reconstitution des données pluviométriques : produits satellitaires de précipitations (SPPs)

L'une des méthodes les plus innovantes repose sur l'utilisation des produits satellitaires de précipitations (SPP). Au cours des deux dernières décennies, les produits satellitaires de précipitations qui ont une large couverture spatiale et une couverture temporelle répétée ont fourni une solution potentielle au manque de données dans plusieurs régions (Bui et al., 2019). Ils présentent l'avantage, par rapport aux données au sol en termes de résolution spatiale et temporelle et de couverture géographique (Macharia et al., 2020). Par conséquent, les (SPPs) sont largement acceptées comme une source alternative pour surmonter les limites des techniques au sol (Tan et al., 2015).

Généralement, les approches utilisées pour estimer les précipitations par satellite sont soit l'utilisation du rayonnement infrarouge thermique (IR), soit l'utilisation de canaux micro-ondes

passifs (MV) ou une combinaison des deux informations (Levizzani and Cattani, 2019). Le concept derrière ce produit de précipitations à haute résolution est souvent de combiner les estimations de précipitations provenant de l'IR (échantillonnage fréquent et à haute résolution, mais moins précis) et du MV (plus précis, mais à résolution grossière et échantillonnage peu fréquent), pour se compléter afin d'obtenir une meilleure estimation à haute résolution temporelle et spatiale et à couverture (Duan et al., 2016). Par conséquent, plusieurs combinaisons techniques ont été développées et peuvent être classées en deux catégories principales :

1. L'utilisation des estimations de précipitations basées sur le MV pour calibrer les estimations de précipitations basées sur l'IR ;
2. L'utilisation du mouvement des nuages dérivé des données IR pour propager les estimations de précipitations basées sur le MV (Kidd and Huffman, 2011).

Ce qui est encourageant c'est que plusieurs produits satellitaires sont gratuitement disponibles ; on liste ici les produits (CMORPH) qui repose sur la technique de morphing (Joyce and Xie, 2011) ; les produits (TRMM) de la Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) ((Huffman et al., 2007) ; les produits (PERSIANN) « Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks » (Hsu et al., 1997) ; et les produits (CHIRPS) (Funk et al., 2015).

Il convient de noter que tous ces SPPs sont sujets à différents types d'erreurs résultantes d'une multitude de variables tel que la qualité des mesures effectuées par les capteurs, du climat, la topographie, la saison et aussi le régime climatique local (Ringard et al., 2017).

Cependant, afin de déterminer le degré de précision représenté par ce type de données et quel produit d'estimation est le plus adapté à une zone donnée, on fait recours à des études d'évaluation qui ne concernent pas seulement la précision de ces données pour estimer les précipitations à différentes échelles temporelles et spatiales, mais qui concernent également leur capacité à reproduire le l'écoulement hydrologique. C'est pourquoi plusieurs études ont été menées pour évaluer les SPPs à différentes résolutions spatiales et temporelles dans différentes régions du monde (AghaKouchak et al., 2012; Behrangi et al., 2011; Bitew and Gebremichael, 2011; Moazami et al., 2016, 2013; Rachdane et al., 2022; Trambly et al., 2016).

Cette section constitue une référence supplémentaire dans l'évaluation des SPPs, et elle rejoint le nombre limité d'études qui se sont concentrées sur le Maghreb du Nord. L'objectif de cette étude est l'évaluation de l'efficacité des trois produits satellitaires de précipitations à savoir PERSIANN-CCS $0.04^\circ \times 0.04^\circ$, CHIRPS $0.05^\circ \times 0.05^\circ$, et TRMM 3B42 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ pour estimer les précipitations.

2.1. PERSIANN-CCS

Le premier produit de précipitations par satellite sélectionné pour la présente étude est PERSIANN-CCS (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks - Cloud Classification System) (Tableau 17). Il s'agit d'un produit global en temps réel à haute résolution ($0,04^\circ \times 0,04^\circ$ ou $4\text{km} \times 4\text{km}$) développé par le Centre d'hydrométéorologie et de télédétection (CHRS) de l'Université de Californie, Irvine (UCI). Elle est basée sur quatre étapes principales pour obtenir des estimations de précipitations. La première étape consiste à segmenter les images de nuages IR du satellite en parcelles en utilisant une méthode de croissance des régions (Hsu et al., 1997). La deuxième étape consiste à extraire des parcelles de nuages segmentées des caractéristiques telles que les statistiques, la géométrie et la texture à différents seuils de température de brillance. Il convient de noter que les termes "température" et "température de luminosité" sont utilisés pour désigner cette dernière. L'étape suivante consiste à classer les taches nuageuses en groupes distincts à l'aide d'une carte auto-organisatrice (SOM). L'étape finale consiste à obtenir une relation entre la température de brillance des taches nuageuses et le taux de pluie pour chaque groupe en appliquant la méthode PMM et un ajustement de courbe exponentielle. Les chroniques journalières des PERSIANN sont gratuitement disponible depuis <https://chrsdata.eng.uci.edu/>.

2.2. CHIRPS

Le deuxième SPP choisi pour cette étude est la série chronologique de CHIRPS (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data) (Tableau 17). Il combine l'imagerie satellitaire à haute résolution et les données des stations pour fournir un ensemble de données de précipitations à faible latence, haute résolution, faible biais et longue période pour l'analyse des tendances du changement climatique et la recherche sur la surveillance de la sécheresse (Funk et al., 2015). CHIRPS fournit des données sur les précipitations de 1981 à nos jours avec une résolution spatiale de ($0,05^\circ \times 0,05^\circ$) et une résolution temporelle d'un jour ces données sont téléchargeable depuis <http://chg.ucsb.edu/data/chirps>.

2.3. TRMM 3B42

La mission TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) a été lancée en 1997 pour assurer la surveillance par satellite des précipitations mondiales dans le cadre d'une mission spatiale, qui est une collaboration entre la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et la JAXA (Agence japonaise d'exploration aérospatiale). Afin de détecter les précipitations, plusieurs capteurs ont été installés à bord du satellite TRMM, tels que l'imageur micro-ondes TRMM (TMI), le capteur CERES (Cloud and Earth Radiant Energy Sensor), le capteur LIS

(Lightning Imaging Sensor) et le premier radar spatial de mesure des précipitations, notamment le radiomètre infrarouge visible. En utilisant les observations des capteurs à bord du satellite TRMM, un ensemble d'algorithmes a été développé, tel que le TMPA. La dernière version du produit est la version 7, et l'algorithme appliqué est l'algorithme TMPA qui combine les estimations de précipitations des satellites micro-ondes et infrarouges (Duan et al., 2016). Les estimations combinées des précipitations sont ensuite calibrées et remises à l'échelle à l'aide des données mensuelles de la jauge GPCP mesurées sur terre (Huffman et al., 2007). Le TMPA v7 se compose de trois produits à différentes résolutions temporelles : 3 heures 3B42, quotidien 3B42 dérivé et mensuel 3B43 à une résolution spatiale de $(0,25^\circ \times 0,25^\circ)$ pour la couverture quasi-mondiale de 50° N - 50° S de 1998 à aujourd'hui (Tableau 17). Les produits TRMM 3B42 ont été utilisés dans cette étude.

Tableau 17 : Résumé des trois produits satellitaires de précipitations.

SPP	Fournisseur	Type de capteur primaire	Résolution spatiale	Couverture spatiale	Couverture temporelle
PERSINN-CSS	UCI	Infrarouge	$0.04^\circ \times 0.04^\circ$	3 heures	2003 au présent
CHIRPS	UCSB	Produit fusionné + observations in situ des précipitations	$0.05^\circ \times 0.05^\circ$	Journalier	1981 au proche présent
TMPA 3B42	NASA	Infrarouge + microondes + analyses	$0.25^\circ \times 0.25^\circ$	3 heures	1998 au proche présent

3. Méthodologie d'évaluation des produits satellitaires de précipitations

3.1. Approche de comparaison

L'approche adoptée pour faire cette évaluation d'abord repose sur une comparaison point-pixel entre les trois SPPs et les données pluviométriques dans le but d'analyser leur corrélation à différentes échelles temporelles (quotidienne, mensuelle, saisonnière et annuelle) en utilisant des scores statistiques continus et catégoriels. Ensuite, la même procédure va être effectuée pour que cette évaluation sera réalisée à une l'échelle du bassin versant, et ceci en utilisant la précipitation moyenne journalière surfacique réalisée à partir de l'interpolation par la méthode de Thiessen. Le choix de cette méthode d'interpolation a été basé sur les résultats de (Tramblay et al., 2016) qui ont évalué plusieurs méthodes dans le même contexte géographique et ont conclu que toutes les méthodes donnent des résultats similaires à l'exception de l'approche « nearest neighbors » qui a donné des résultats très médiocres.

3.2. Indices Statistiques d'évaluation

Indices statistiques continus sont mentionnés au Tableau 5, or les indices statistiques catégoriels sont mentionnés en Tableau 18. On a choisi les scores POD (Probability Of Detection), FAR (False Alarm Rate), et CSI (critical Success Index) afin d'analyser la capacité du SPPs à détecter

les précipitations. Les tableaux de contingence (Tableau 19) permettent d'étudier l'association de deux variables et de déduire les probabilités conjointes et conditionnelles. Elles indiquent le nombre d'observations pour chaque combinaison possible des variables analysées.

Tableau 18 : Indices statistiques catégoriels

Indices statistiques catégoriels	Equation	Intervalle	Valeur parfaite
Probability of detection (POD)	$POD = \frac{H}{H + M}$	[0-1]	1
False alarm (FAR)	$FAR = \frac{F}{H + F}$	[0-1]	0
Critical success index (CSI)	$CSI = \frac{H}{H + M + F}$	[0-1]	1

Dans ce cas d'étude, 0,5 mm a été fixé comme étant le seuil à partir duquel les jours pluvieux ou secs peuvent être déterminer. Le tableau de contingence indique alors les éléments suivants : Succès est la première bonne combinaison quand la pluie est observée et estimée aussi. Échec c'est quand la pluie est observée mais n'est pas estimée par les SPPs. Fausse alerte c'est quand la pluie n'est pas observée Pourtant elle est estimée par les SPPs. Rejeter c'est aussi une bonne combinaison quand la pluie n'est ni observée ni estimée par les SPPs.

Tableau 19 : Tableau de contingence

		Pluie observée		
		Pluie > Seuil	Pluie < Seuil	
Pluie SPPs	Pluie > Seuil	Succès	Fausse alerte	Estimée
	Pluie < Seuil	Échec	Rejeter	Non Estimée
		Observée	Non Observée	

Notons que selon les normes de l'OMM (Organisation météorologique mondiale), les précipitations quotidiennes ont été classées en sept seuils avec différentes intensités de pluie, à savoir 0-1, 1-2, 2-5, 5-10, 10-20, 20-50, et ≥ 50 mm/jour (Tan et al. 2015).

Conclusion

Ce chapitre constitue une présentation des méthodologies conventionnelles et alternatives de la reconstitution des données de précipitations manquantes, qui seront évalués dans le cadre de cette étude. Le chapitre suivant présente les résultats de cette évaluation, et le choix de la méthode la plus convenable pour le comblement des lacunes.

Chapitre III. Résultats de l'évaluation des produits satellitaires de précipitations et reconstitution des données pluviométriques

Introduction

Ce chapitre présente les résultats de l'évaluation des estimations de précipitations par les produits satellitaires sur différentes échelles temporelles (journalière, mensuelle, saisonnière et annuelle), et aussi à deux échelles spatiales à savoir, l'échelle de station (ponctuelle) et l'échelle du bassin. La deuxième partie est consacrée à l'évaluation de plusieurs méthodes conventionnelles afin de définir laquelle est la mieux adaptée à chaque station.

1. Résultats de l'évaluation des SPPS

1.1. Evaluation à l'échelle journalière

Dans le bassin de l'Ouergha de 2003 à 2010, les régions nord-ouest reçoivent en moyenne plus de précipitations que le reste du bassin (Fig. 36). Les données CHIRPS et TRMM 3B42 reflètent en partie cette distribution, montrant une augmentation des précipitations de l'est vers l'ouest. À l'inverse, les données PERSIANN montrent un schéma opposé. En termes de la moyenne des hauteurs de précipitations, les valeurs réelles oscillent entre 1,34 et 3,98 mm/jr. Les données CHIRPS s'en rapprochent avec une gamme de 1,59 à 2,32 mm/jr, tandis que PERSIANN et TRMM 3B42 ne dépassent pas 1,98 mm/jour.

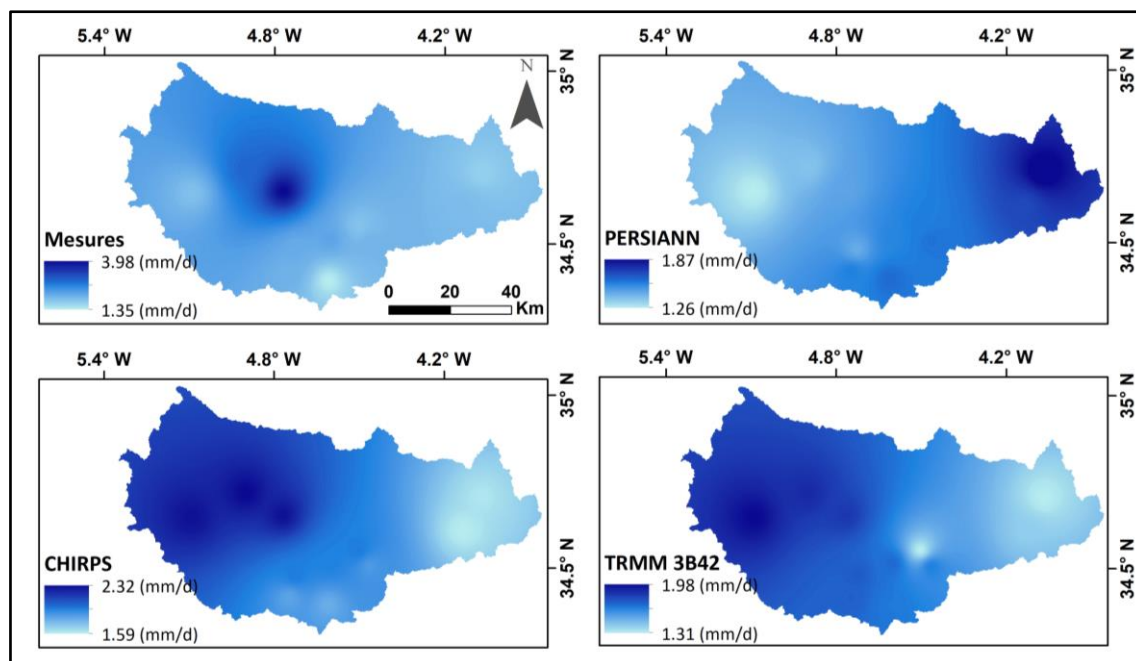


Fig. 36 : Schéma spatial des précipitations journalières moyennes pour la période 2003-2010 pour les données observées et les SPPs (Karmouda et al., 2022)

Pour mesurer la correspondance entre les précipitations estimées et réelles, la Fig. 37 représente un graphique de dispersion qui compare les données à deux échelles : l'échelle des stations (en bleu clair) et l'échelle de l'ensemble du bassin versant (en bleu foncé). Les résultats indiquent un niveau de corrélation de très faible à faible entre les mesures et les estimations, indépendamment de l'échelle analysée.

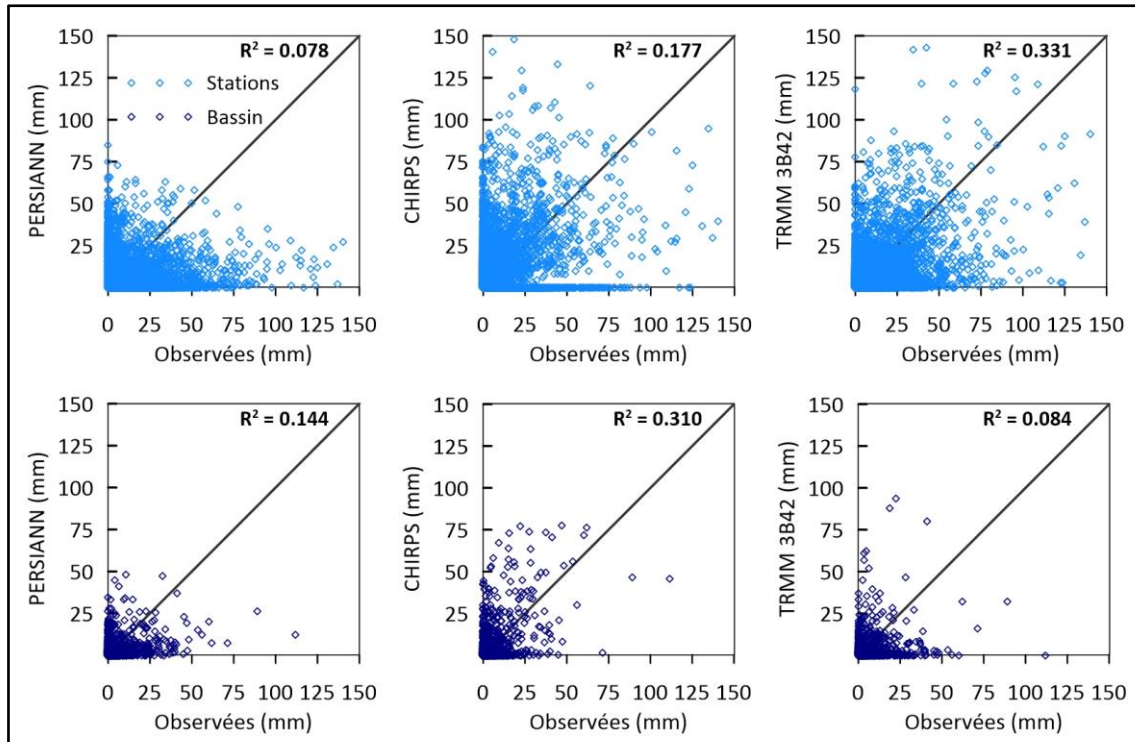


Fig. 37 : Corrélation entre les précipitations journalières observées et estimées par SPPs

Alors que PERSIANN affiche une corrélation légèrement plus élevée à l'échelle du bassin versant $R^2=0.14$ par rapport à l'échelle de la station $R^2=0.078$, CHIRPS présente une corrélation nettement supérieure au niveau du bassin $R^2=0.31$ par rapport à celui de la station $R^2=0.175$. À l'inverse, TRMM 3B42 montre une meilleure corrélation à l'échelle de la station $R^2=0.331$ comparativement à l'échelle du bassin versant $R^2=0.084$. Cette faible corrélation linéaire à l'échelle journalière est cohérente avec de nombreuses autres études telles qu'Aksu and Akgül, (2020); Cohen Liechti et al., (2012); Ouattiki et al., (2017).

Cette faible corrélation linéaire a incité une examination des indices statistiques afin d'évaluer plusieurs aspects de performance des produits de précipitations satellitaires (SPPs) ; Fig. 38 et Fig. 39 illustrent les résultats de ces indices statistiques à l'échelle des stations et du bassin respectivement.

À l'échelle de la station, le R^2 est inférieur à 0.5 pour tous les SPPs. PERSIANN présente la plus faible corrélation, avec un R^2 allant de 0.05 à 0.115, suivi de CHIRPS de 0.13 à 0.26 et enfin de TRMM 3B42 ayant les meilleurs R^2 0.26 à 0.42. En termes de biais, 75% des

précipitations estimées par PERSIANN sont sous-estimées jusqu'à -50%. Pour l'index d'erreur RMSE, PERSIANN et TRMM 3B42 ont des valeurs similaires, oscillant entre 8 et 5.9 mm, alors que CHIRPS présente des valeurs légèrement plus élevées, de 7 à 9.7 mm.

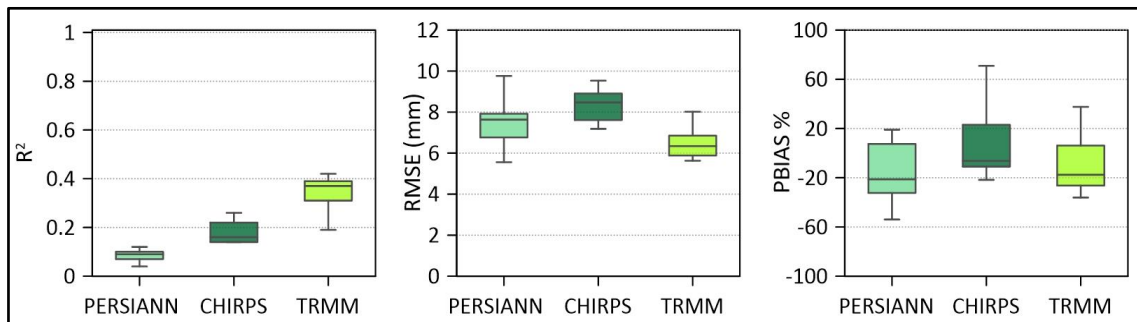


Fig. 38 : Résultats des indices statistiques des estimations de précipitations par SPPs au pas de temps journalier à l'échelle des stations

À l'échelle du bassin versant, les RMSE pour les trois SPPs sont presque identiques. Quant au biais, PERSIANN et TRMM 3B42 sous-estiment les précipitations de -23% à -26%, alors que CHIRPS les surestime jusqu'à 16%.

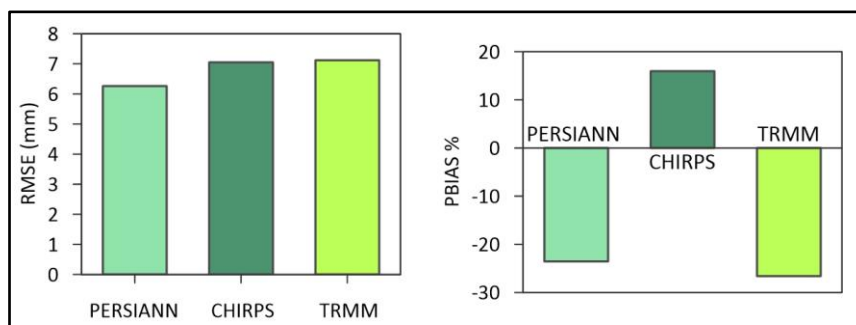


Fig. 39 : Résultats des indices statistiques des estimations de précipitations par SPPs au pas de temps journalier à l'échelle du bassin

Afin d'évaluer la précision de ces produits lors de la détection des journées pluvieuses, Tableau 20 résume les résultats des indices POD, FAR et CSI pour les trois SPPs. À l'échelle de la station, PERSIANN affiche une probabilité de détection modérée (0.49-0.6) et un taux d'alarme fausse élevé (0.5-0.64), entraînant un indice de succès faible (0.28-0.33). CHIRPS a de mauvais résultats en détection des jours pluvieux avec un POD de 0.21-0.33 et un FAR de 0.39-0.67, ce qui explique son faible indice de succès (0.14-0.25). TRMM 3B42 se distingue par les meilleurs résultats, avec POD de 0.47-0.68, un FAR plus faible de 0.34-0.51, et un indice de succès notablement meilleur (0.31-0.45).

À l'échelle du bassin, PERSIANN et TRMM 3B42 ont une probabilité de détection similaire de 0.78 et supérieure à celle de CHIRPS 0.50. Cependant, l'indice de succès est presque le même pour les trois SPPs, avec des valeurs de CSI autour de 0.44 pour PERSIANN, 0.42 pour CHIRPS, et 0.41 pour TRMM 3B42.

Tableau 20 : Résumé des mesures catégorielles pour l'évaluation des SPPs à échelle des stations et bassin versant

	PERSIANN			CHIRPS			TRMM 3B42		
Stations	POD	FAR	CSI	POD	FAR	CSI	POD	FAR	CSI
Ain aicha	0.56	0.64	0.28	0.33	0.55	0.23	0.64	0.42	0.43
Asfalou	0.49	0.6	0.28	0.32	0.51	0.24	0.54	0.44	0.37
Bab ounder	0.52	0.54	0.32	0.32	0.45	0.25	0.59	0.34	0.45
Bouhouda	0.51	0.59	0.29	0.28	0.54	0.2	0.53	0.41	0.38
Boured	0.6	0.58	0.32	0.21	0.67	0.14	0.56	0.42	0.39
Galez	0.51	0.54	0.31	0.3	0.45	0.24	0.58	0.34	0.45
Hajria	0.51	0.6	0.28	0.33	0.49	0.25	0.59	0.4	0.41
Jbel Outka	0.54	0.64	0.27	0.34	0.54	0.24	0.68	0.5	0.4
Ratba	0.49	0.5	0.33	0.29	0.39	0.24	0.58	0.34	0.44
Sahla	0.52	0.57	0.3	0.28	0.53	0.21	0.57	0.4	0.41
Tabouda	0.51	0.56	0.31	0.3	0.46	0.24	0.64	0.51	0.38
Bassin	0.78	0.49	0.44	0.50	0.28	0.42	0.78	0.54	0.41

Les estimations des chroniques journalières n'étaient pas assez robustes pour effectuer une imputation par ces données satellitaire brutes, cela est probablement dû aux multiples facteurs, y compris des erreurs d'échantillonnage satellitaire, des erreurs de récupération des estimations à partir des plateformes satellitaires et des erreurs dans l'intégration des estimations dans les champs de précipitations combinés (Bowman et al., 2005; Serra and McPhaden, 2003). Ceci peut être aussi attribué à la topographie complexe de la zone d'étude, car nombreuses études antérieures ont indiqué que les produits de précipitations dérivés de satellites ont généralement des difficultés à représenter les précipitations dans des zones similaire qui ont un terrain accidenté (Derin and Yilmaz, 2014; Khan et al., 2014; Sun et al., 2018).

1.2. Evaluation à l'échelle mensuelle

La performance des SPPs à reproduire les précipitations mensuelles (Fig. 40) a été examinée. La saison humide de la région s'étend d'octobre à avril avec des pluies variant de 50 à 175 mm/mois, et parfois plus de 225 mm. La saison sèche, de mai à septembre, a des mois très secs, notamment de juin à août, où les précipitations sont inférieures à 9 mm/mois. PERSIANN ne reproduit pas fidèlement ces variations saisonnières. Durant la saison humide, il sous-estime les précipitations, n'atteignant que 90 mm en février contre 150 mm pour les mesures réelles. En saison sèche, il surestime les pluies, en particulier en juin et septembre, avec des valeurs qui divergent nettement de la réalité.

Contrairement à PERSIANN, CHIRPS et TRMM 3B42 montrent une distribution mensuelle de précipitations qui s'aligne avec les mesures réelles, identifiant correctement les mois secs et humides. Néanmoins, les deux sous-estiment les précipitations de janvier et décembre, n'indiquant pas plus de 150 mm de pluie, alors que les observations réelles montrent des valeurs supérieures à 200 mm.

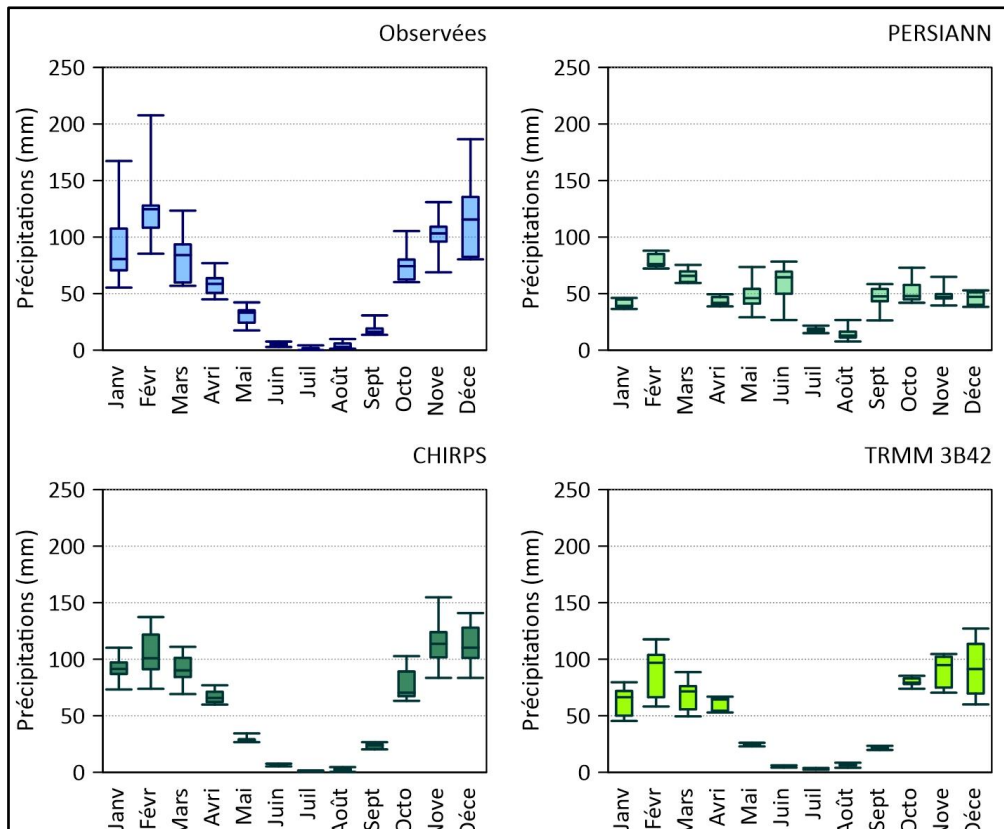


Fig. 40 : Boîtes à moustache de la moyenne mensuelle des précipitations de janvier 2003 à décembre 2010 pour les observées et les SPPs à l'échelle des stations.

D'autre part, la Fig. 41 offre une perspective globale de la pluviométrie à l'échelle du bassin versant. Selon cette échelle, on constate que CHIRPS surestime la pluie tout au long de l'année, une tendance qui n'était pas apparente dans les données à l'échelle de la station. En revanche, PERSIANN confirme ses résultats à l'échelle de la station, où il sous-estime la pluie pendant les mois humides et la surestime pendant les mois secs.

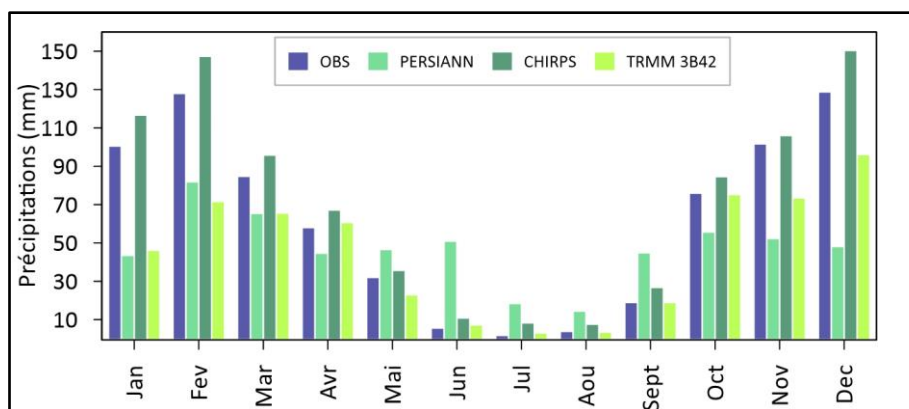


Fig. 41 : La moyenne mensuelle des précipitations de janvier 2003 à décembre 2010 pour les observées et les SPPs à l'échelle du bassin.

Cependant, le TRMM 3B42 affiche une pluviométrie mensuelle moyenne similaire aux observées de juin à octobre et en avril, mais pour le reste des mois humides, on observe une sous-estimation notable.

Afin de mieux illustrer la corrélation linéaire entre les observées et les SPPs à l'échelle mensuelle, Fig. 42 présente des graphiques en nuage de points.

PERSIANN, comme prévu, montre peu d'amélioration avec des R^2 de 0.119 et 0.238 aux échelles de la station et du bassin, respectivement. Malgré la visible surestimation, CHIRPS affiche une amélioration significative, surtout au niveau du bassin avec un R^2 de 0.805. TRMM 3B42 s'améliore considérablement au pas de temps mensuel aux échelles de la station et du bassin avec des R^2 de 0.70 et 0.60 respectivement.

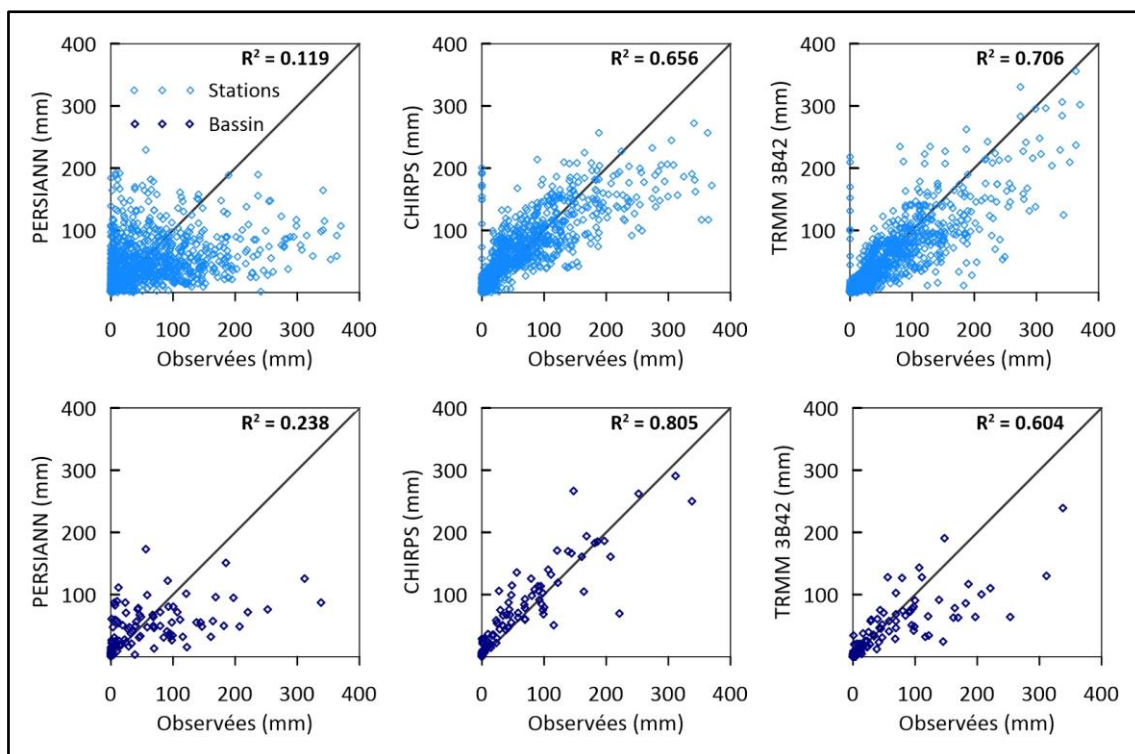


Fig. 42 : Corrélation entre les précipitations journalières observées et SPPs.

En termes des métriques statistiques, les performances mensuelles des trois SPPs sont présentées en Fig. 43. Ici, TRMM se démarque avec un R^2 oscillant entre 0,67 et 0,88, dépassant le seuil de 0,8 dans la moitié des stations étudiées. CHIRPS de son côté affiche montrant une forte corrélation avec des valeurs R^2 allant de 0,59 à 0,81, dont 50% des stations représentent un $R^2 > 0,7$ dans 50% des cas. Les résultats des PERSIANN en revanche, sont nettement moins corrélée avec les observations, avec des valeurs de R^2 faibles, allant de 0,02 à 0,34.

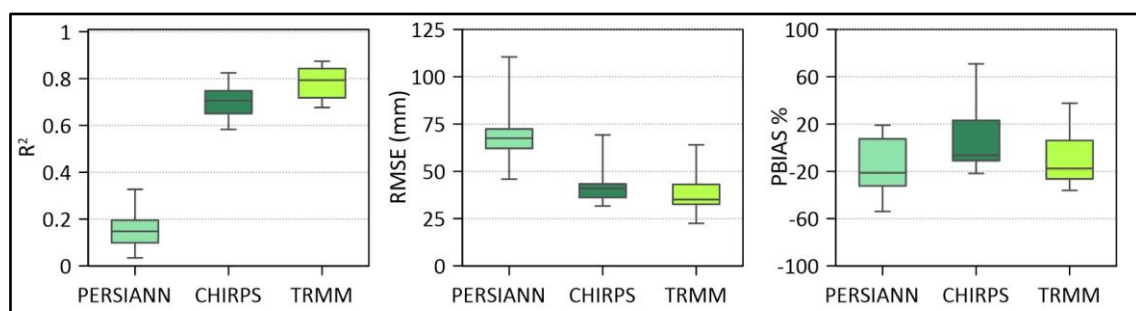


Fig. 43 : Résultats des indices statistiques des estimations de précipitations SPPs au pas de temps mensuelle à l'échelle des stations

En termes d'erreurs les estimations de PERSIANN sont les moins précises avec des valeurs qui dépassent 60 mm pour la majorité des stations, tandis que CHIRPS et TRMM affichent des erreurs plus modérées inférieures à 50 mm. D'autre part, la tendance du PBIAS observée pour les échelles quotidiennes persiste, en effet 75% des pluies des TRMM et PERSIANN sont sous-estimées contre 50% des CHIRPS sont surestimées.

Pour résumer, mensuellement on constate que TRMM présente une très nette amélioration à la fois à l'échelle du bassin et de la station, ces résultats sont en accord avec les résultats de Liu et al., (2015) qui indiquent que TRMM 3B42 a eu la meilleure performance à l'échelle mensuelle par rapport à PERSIANN qui a eu les plus importantes erreurs. Cette amélioration est dû au processus de correction utilisant les données mensuelles des jauges GPCP (Global Precipitation Climatology Project) que TMPA avait mis en place afin de réduire le biais inhérent aux estimations des précipitations par satellite (Gao and Liu, 2013).

1.3. Evaluation à l'échelle saisonnière

Cette section explore les performances saisonnières des SPPs, Fig. 44 et Fig. 45 présentent les résultats à l'échelle de la station et du bassin versant, colorés par saison Bleu hiver, Vert printemps, Jaune Eté, Orange automne. En hiver, les trois SPPs ont le meilleur alignement avec les observations. PERSIANN affiche son meilleur score dans cette étude avec une excellente corrélation allant de 0.87 à 0.90 dans 50% des stations, et atteignant 0.88 à l'échelle du bassin. TRMM 3B42 le dépasse légèrement avec un R^2 supérieur à 0,9 dans plus de la moitié des stations et 0,87 au niveau du bassin. Or, CHIRPS les surpasse tous avec une très forte corrélation

dépassant 0,97 dans 50% des stations et atteignant 0,99 à l'échelle du bassin, ainsi qu'une erreur qui ne dépasse pas 125 mm et 150 mm dans 50% des stations et le bassin respectivement, contre 300 mm, 350 mm pour PERSIANN, et 250 mm, 275 mm pour TRMM ce qui appui les découvertes faites en Turquie par Aksu and Akgül, (2020) indiquant que CHIRPS enregistre ses meilleurs résultats en hiver.

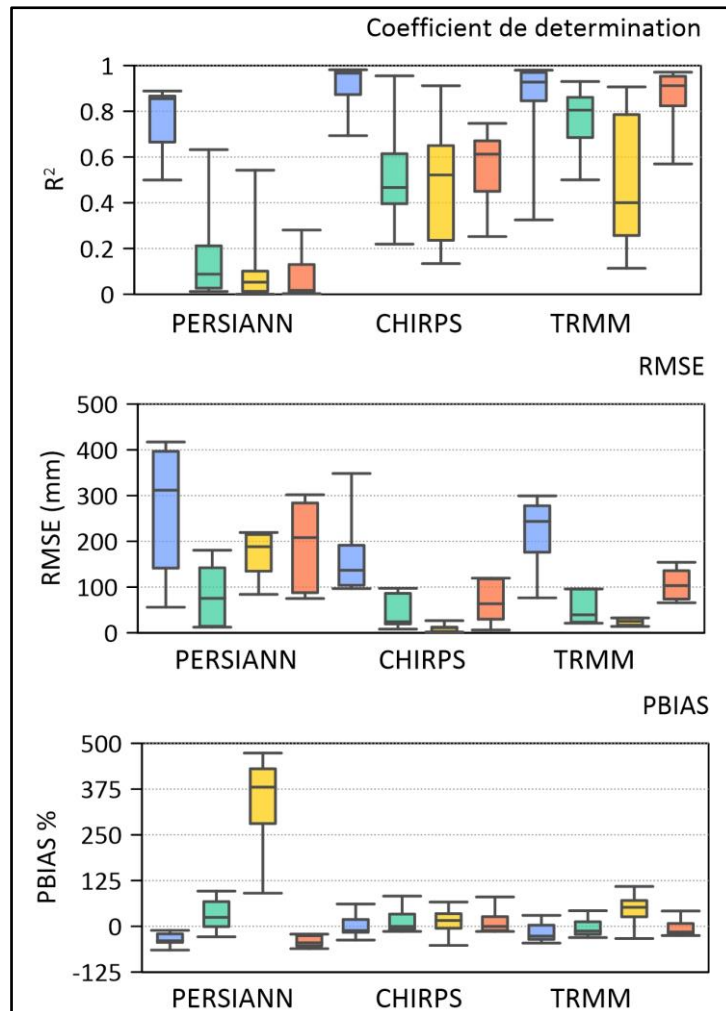


Fig. 44 : Résultats des indices statistiques des estimations de précipitations SPPs au pas de temps saisonnier à l'échelle des stations

Pour le printemps, les SPPs ne sont pas aussi fiables qu'en hiver. TRMM 3B42 se distingue avec un R^2 supérieur à 0,8 dans la moitié des stations, contre seulement 0,46 pour CHIRPS et 0,1 pour PERSIANN. Ce dernier surestime fortement les précipitations, avec un PBIAS dépassant 25% dans 75% des stations. CHIRPS présente également des surestimations dans la moitié des stations. Par contre, TRMM 3B42 est le plus précis en termes d'erreur quadratique moyenne, avec 50% des stations ne dépassant pas respectivement 40 mm.

L'été révèle une grande variabilité de corrélation pour CHIRPS et TRMM 3B42, s'étendant de 0,10 à 0,90. Plus de la moitié des stations enregistrent un R^2 inférieur à 0,5 et 0,4 respectivement, toutefois, cette variation ne peut pas être attribuée à des différences

topographiques et donc pas a un effet des orages d'été, en plus l'échelle du bassin montrent une corrélation modeste, autour de 0,4.

En contraste, PERSIANN affiche une corrélation très faible, une surestimation massive allant jusqu'à 480%, et les scores RMSE les plus défavorables ces résultats sont cohérents avec les conclusions de Moazami et al., (2016), selon lesquelles PERSIANN a tendance à sous-estimer pendant les saisons froides (automne et hiver) et à surestimer pendant les saisons chaudes (printemps et été). En automne, TRMM 3B42 se démarque par sa forte corrélation et ses erreurs minimales, confirmant les observations faites à l'échelle du bassin et sont en corroborées par les résultats de l'étude de As-Syakur et al., (2011) indiquant que les produits TRMM sont plus performants pendant les saisons sèches.

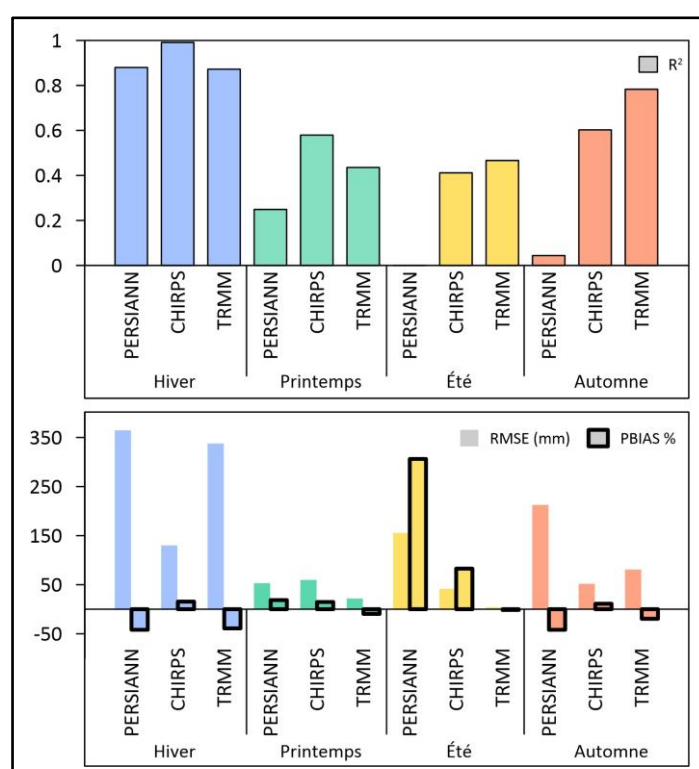


Fig. 45 : Résultats des indices statistiques des estimations de précipitations SPPs au pas de temps saisonnier à l'échelle du bassin

1.4. Evaluation à l'échelle annuelle

À l'échelle annuelle, Fig. 46 illustre la répartition spatiale des précipitations moyennes pour la période 2003-2010 au sein du bassin de l'Ouergha. Cette analyse repose sur des données observées interpolées en utilisant Inverse Distance Weight (IDW), et les données des trois SPPs ajusté tous à une résolution spatiale uniforme de 0.05°, notamment les données initiales de TRMM 3B42 et PERSIANN, ayant des résolutions de 0,25° et 0,04° respectivement qu'ont été rééchantillonnées à 0,05° pour garantir une comparaison équitable.

Les données observées indiquent des niveaux de précipitation annuelle moyenne allant de 582 à 1041 mm/an, avec une intensification des précipitations du sud-est au nord-ouest. Le pic de précipitations est noté à Jbel Outka, une région de haute altitude. En contraste que PERSIANN affiche des valeurs plus basses, de 463 à 769 mm/an, et une tendance opposée d'augmentation du sud-ouest vers le nord-est. Cependant, bien que TRMM 3B42 aussi indique une sous-estimation, ce produit parvient par contre à capturer la tendance d'augmentation des précipitations du sud-est vers le nord-ouest, ses valeurs des précipitations annuelles estimées sont de 404 à 750 mm/an.

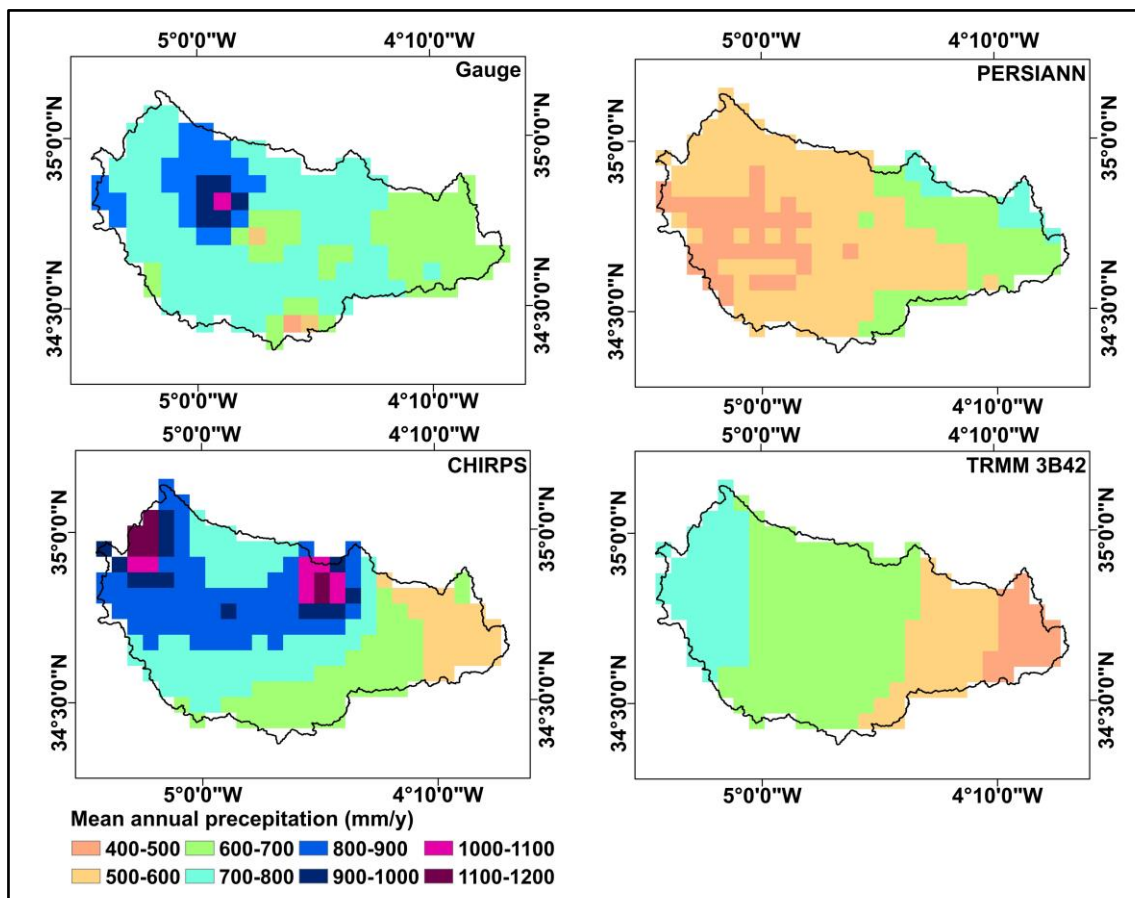


Fig. 46 Schéma spatiale des précipitations annuelles moyennes pour la période 2003-2010 dans le bassin de l'Ouergha.

Les résultats les plus important pour cette échelle sont attribués à CHIRPS, qui parvient à reproduire fidèlement la tendance ascendante des précipitations en direction du nord-ouest, avec un centre de mass proche de celui des observées. Les estimations annuelles par CHIRPS s'étalant de 521 à 1261 mm/an, se rapprochant bien des données réelles, bien qu'avec une légèrement surestimation.

Afin de mieux illustrer la corrélation linéaire entre les observées et les SPPs à l'échelle annuelle, Fig. 42 présente des graphiques en nuage de points. Les résultats à l'échelle du bassin versant sont nettement plus performants que ceux à l'échelle de la station. CHIRPS affiche la meilleure

corrélation avec un R^2 de 0.93, suivi de TRMM 3B42 avec un R^2 de 0,78, et enfin une corrélation modérée pour PERSIANN avec un R^2 de 0,47.

Ces résultats tendent à confirmer les observations des schémas précédents et suggèrent que, à l'échelle du bassin versant, la corrélation des SPPs est en adéquation avec les tendances des précipitations annuelles moyennes.

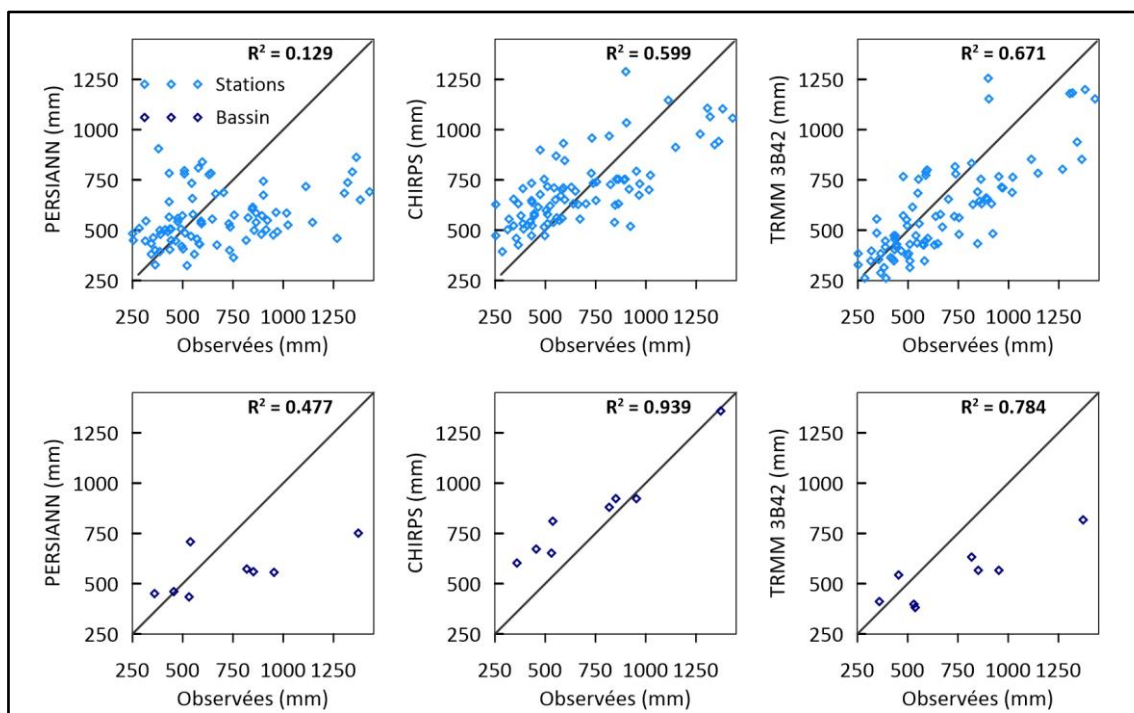


Fig. 47 : Corrélation linéaire entre les précipitations annuelles observées et estimées par SPPs.

D'une façon générale et puisque on s'intéresse surtout aux chroniques journalières dans le cadre de cette recherche, on estime que l'imputation directe par les données SPPs est susceptible de biaiser les résultats et les tendances réel. Et on suggère de faire une correction du biais afin de l'augmenter leur fiabilité à l'échelle journalière.

2. Résultats du comblement des lacunes

2.1. Station Ain Aicha

Dans le but de combler les lacunes de la station d'Ain Aicha qui se focalisent au niveau de la période de 1982 à 1999 ; on a procédé à l'évaluation des différentes méthodes conventionnelles citée au-dessus sur une période de 11 ans en utilisant deux stations voisines les plus proches disposant un maximum de données sans lacunes à savoir la station de Bab-Ouender et de Galez qui sont à une distance de 18.5 km et 14.5 km respectivement de la station Ain Aicha. Fig. 48 indique le degré de corrélation linéaire entre ces deux stations et la station cible. Il est clair que les précipitations dans les deux stations sont plus importantes par rapport à la station d'Ain

Aicha ; toutefois, les deux présentent un degré de corrélation qualifié de bien car le coefficient de détermination R^2 dépasse 0,7.

Les précipitations de la station de Bab Ouender ont une tendance à être plus en cohérence avec la station d'Ain Aicha, elles présentent une moyenne plus proche, un RMSE plus faible que Galez et un R^2 plus important. De plus, il convient de noter que la méthode de la moyenne arithmétique a été exclue car sa condition n'est pas acceptée.

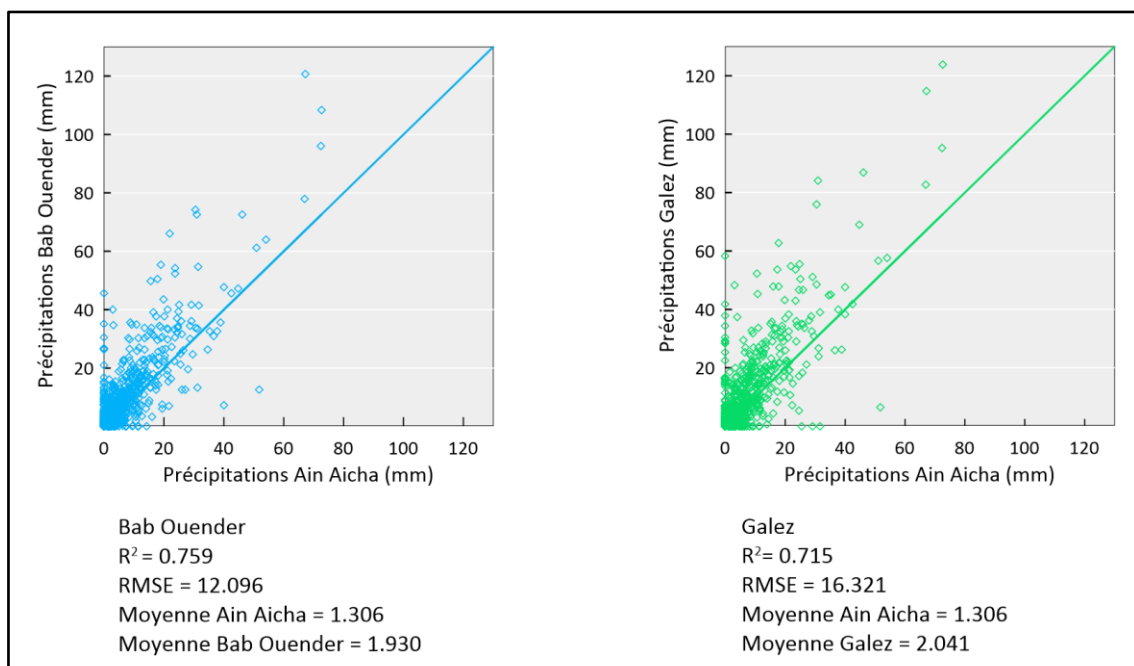


Fig. 48 : Corrélation linéaire entre la station Ain Aicha-Bab Ouender et Ain Aicha-Galez.

Les résultats de la reconstitution des précipitations journalières et annuelles de la station cible par les des différentes méthodes conventionnelles, sont évalués par les scores R^2 , RMSE, PBIAS % et NSE ; et ils sont listés au Tableau 21.

Tableau 21 : Résultats statistiques de la reconstitution des précipitations de la station Ain Aicha selon différentes méthodes.

Scores	Pluie	NR	CCW	IDW	MLR	WMLR
R^2	Journalière	0.774	0.773	0.764	0.777	0.773
	Annuelle	0.9	0.497	0.483	0.904	0.093
RMSE	Journalière	2.372	3.725	3.83	2.348	3.288
	Annuelle	61.656	295.97	300.828	61.127	286.359
NSE	Journalière	0.77	0.43	0.4	0.77	0.56
	Annuelle	0.876	-1.853	-1.947	0.878	-1.67
PBIAS %	Journalière	-1.26	51.968	53.079	-2.255	-54.014
	Annuelle	-1.26	51.968	53.079	-2.255	-54.014

À l'échelle journalière, toutes les méthodes ont estimé des précipitations bien corrélées avec les précipitations observées, avec un R^2 à l'entour de 0.7.

À l'échelle annuelle cette corrélation est visiblement améliorée pour NR et MLR, elle est considérée excellente avec un R^2 qui touche 0.9. Le contraire pour les autres méthodes qui présentent des résultats détériorés avec un R^2 inférieur à 0.5.

Bien entendu, NR et MLR présentent les RMSE les plus faibles d'une part, et les meilleurs résultats de Nash, qui considère que l'estimation par ces deux méthodes, a une excellente performance sur les deux échelles temporelles.

Ces méthodes indiquent aussi les plus faibles taux du biais, qui est une sous-estimation de 1.25% pour NR, et de 2.255% pour MLR. Fig. 49, illustre la projection graphique des résultats des pluies cumulées annuelles pour les 5 méthodes. Effectivement NR et MLR présentent les résultats les plus performants avec une similitude maximale avec les données observées. Pourtant, la méthode qui donne les résultats les plus inadéquats est WMLR ; finalement CCW et IDW présentent une surestimation flamboyante.

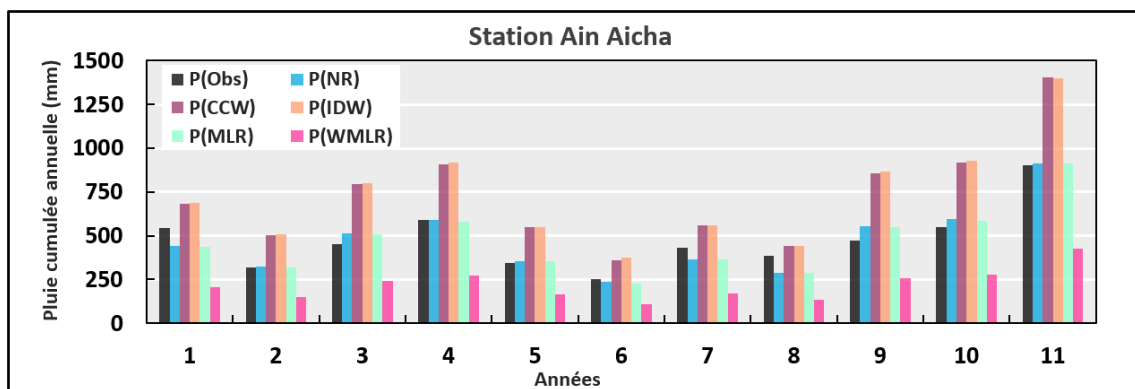


Fig. 49 : Comparaison interannuelle des précipitations observées et reconstituées de la station Ain Aicha
Ainsi on peut déduire que la méthode de comblement des lacunes la plus adéquate pour la station Ain Aicha est Normal ratio et Multiple Liner Régression.

2.2. Station Jbel Outka

Les lacunes de la station Jbel Outka représentent un manque total de donnée du mois d'Octobre 2008 au Mars 2010. Afin de restituer correctement ces deux années qui ont été caractérisés par des précipitations très intenses, on a procédé à l'évaluation des différentes méthodes conventionnelles sur 4 années disponibles les plus humides en utilisant les données de deux stations disposant d'un maximum de données sans lacunes à savoir la station de Galez et de situées à 20 km et 30 km respectivement de la station Jbel Outka.

A mi-chemin entre Tabouda et Jbel Outka existe la station Ratba ; mais cette dernière est moins corrélée avec la station cible contrairement à Tabouda qui est très bien corrélée avec $R^2 = 0.793$.

Selon la Fig. 50, on constate qu'il est clair que chacune des deux stations reçoit la moitié des précipitations reçues par la station cible, donc la méthode arithmétique n'est pas applicable pour ce cas, surtout que car la moyenne des précipitations est inférieure à 50 % de la station cible.

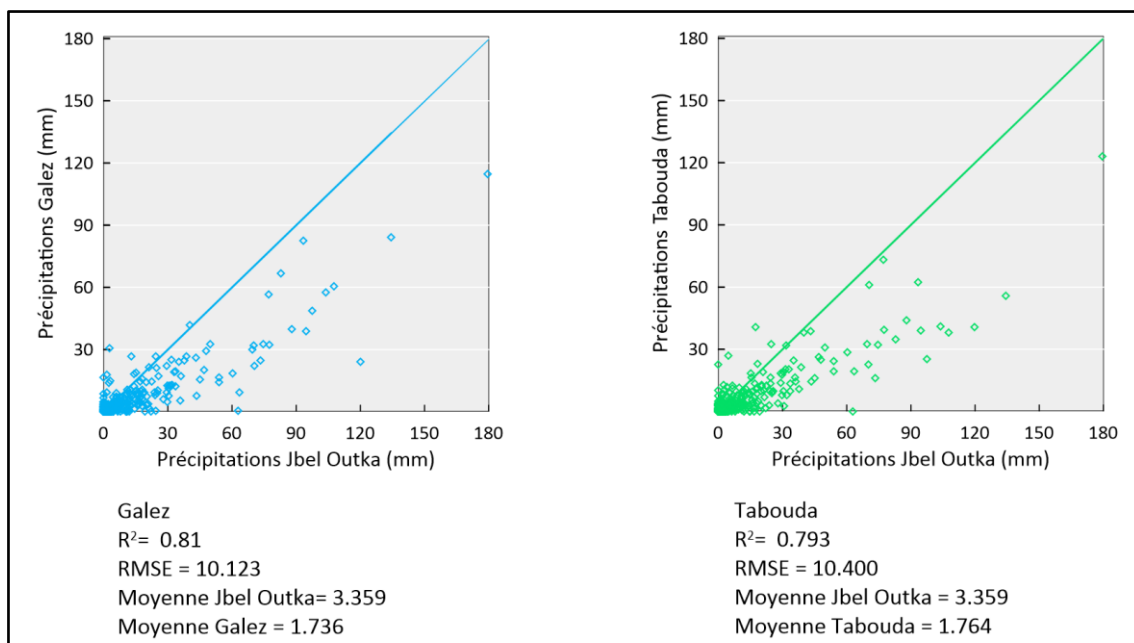


Fig. 50 : Corrélation linéaire entre la station Jbel Outka-Galez et Jbel Outka-Tabouda

Les résultats de la restitution des précipitations journalières et annuelles de la station cible par les différentes méthodes conventionnelles, sont évalués par les scores R^2 , RMSE, Pbias % et Nash ; et ils sont listés au Tableau 22.

Tableau 22 : Résultats statistiques de la reconstitution des précipitations de la station Jbel Outka selon différentes méthodes.

Scores	Pluie	NR	CCW	IDW	MLR	WMLR
R^2	Journalière	0.85	0.83	0.83	0.85	0.83
	Annuelle	0.99	0.12	0.12	0.9	0.08
RMSE	Journalière	5.30	7.38	7.38	5.14	7.86
	Annuelle	71.18	540.83	544.28	115.87	599.72
NSE	Journalière	0.84	0.69	0.68	0.85	0.64
	Annuelle	0.95	-1.95	-1.99	0.86	-2.63
PBIAS %	Journalière	-0.2	-47.89	-48.15	-9.77	-52.96
	Annuelle	-0.2	-47.89	-48.15	-9.77	-52.96

A l'échelle journalière, toutes les méthodes de restitution ont produit des estimations qui présentent une forte correspondance avec les données observées. En effet, le coefficient de détermination atteint 0.85 pour les méthodes NR et MLR, démontrant une relation étroite entre les prévisions et les mesures réelles à cette échelle.

En revanche l'échelle Annuelle, CCW IDW et WMLR perdent cette caractéristique et ne présentent aucune corrélation entre les précipitations estimées et observées ; contrairement aux résultats de NR et MLR qui sont en parfaite concordance avec les observations, avec un coefficient de détermination de l'ordre de 0.99 et 0.9 respectivement.

Bien entendu, NR et MLR présentent les RMSE les plus faibles, avec un avantage pour NR à l'échelle annuelle. De plus, ils présentent un excellent indice Nash dépassant 0.85 sur les deux échelles temporelles, avec une meilleure performance de NR qui atteint 0.95 à l'échelle annuelle.

En ce qui concerne les autres méthodes, leur erreur est plus prononcée elle dépasse 500 mm annuellement. Tous ces résultats peuvent être expliqués à l'aide de l'indice du PPBIAS, qui révèle une sous-estimation prononcée dépassant 45 % pour les méthodes CCW, IDW et MLR ; justement la Fig. 51 qui présente une projection graphique des résultats annuelles de chaque méthode, montre à quel point ces méthodes sous-estiment la pluie cumulée annuelle à l'exception de MLR qui montre une très faible sous-estimation qui ne dépasse pas 9%, et NR qui se distingue par une sous-estimation presque négligeable de 0.2%, démontrant une meilleure précision.

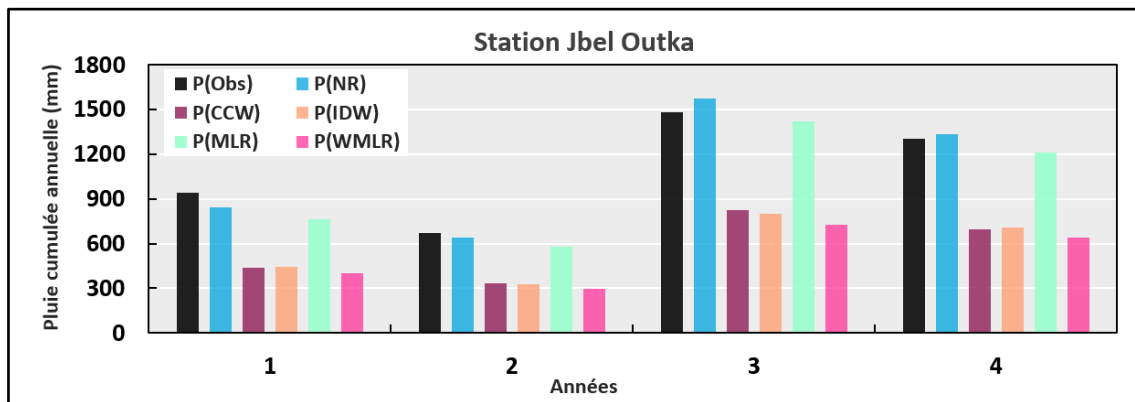


Fig. 51 : Comparaison interannuelle des précipitations observées et reconstituées de la station Jbel Outka

D'après les résultats obtenus, la méthode de comblement des lacunes la plus adéquate pour la station Jbel Outka est le Normal Ratio (NR). Cette méthode a démontré une forte correspondance avec les données observées, avec un coefficient de détermination élevé R^2 et une sous-estimation presque négligeable. Par conséquent, elle sera utilisée pour combler la totalité de la période manquante des données à la station Jbel Outka.

2.3. Station Boured

La station Boured a une situation géographique un peu particulière, elle est isolée au nord-est avec la station Asfalou qui est à 13 km d'elle ; la deuxième station la plus proche est Bab Ouender, elle est à une distance de 43 km, est à une altitude beaucoup plus faible.

En outre, les lacunes de cette station, distribuées de 2001 à 2008 (Fig. 52) sont à plus de 80% situées en période estivale, contrairement à la station d'Asfalou dont 30 jours de lacunes sont situés en mois de février.

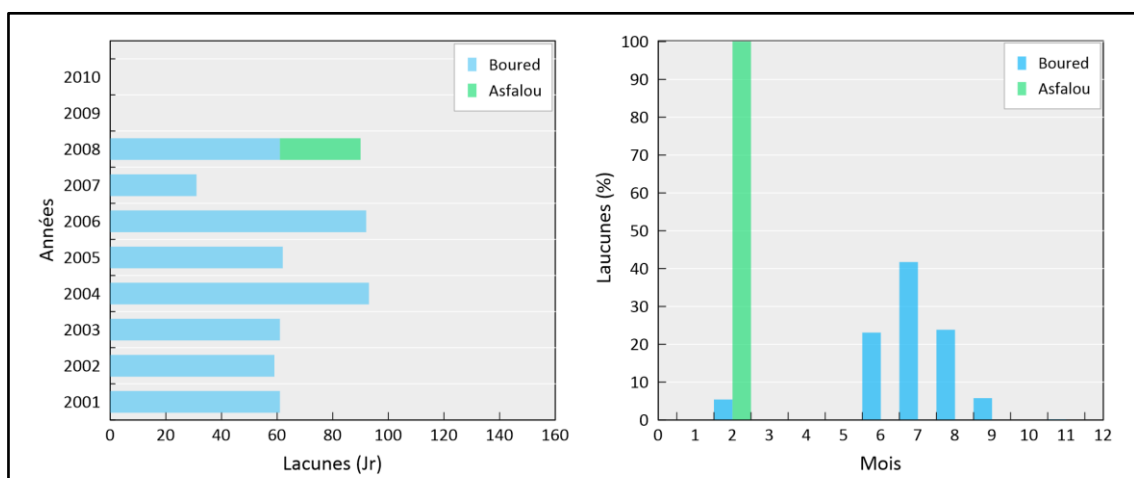


Fig. 52 : Comparaison de la distribution des lacunes pour Boured et Asfalou

D'autre part, la corrélation du cumul mensuel sur toute la période de 2001 à fin 2010 est d'environ 0.97. Cette corrélation est plus marquée pendant les mois estivaux, où les précipitations mensuelles moyennes ne dépassent pas 4 mm/mois (Fig. 53).

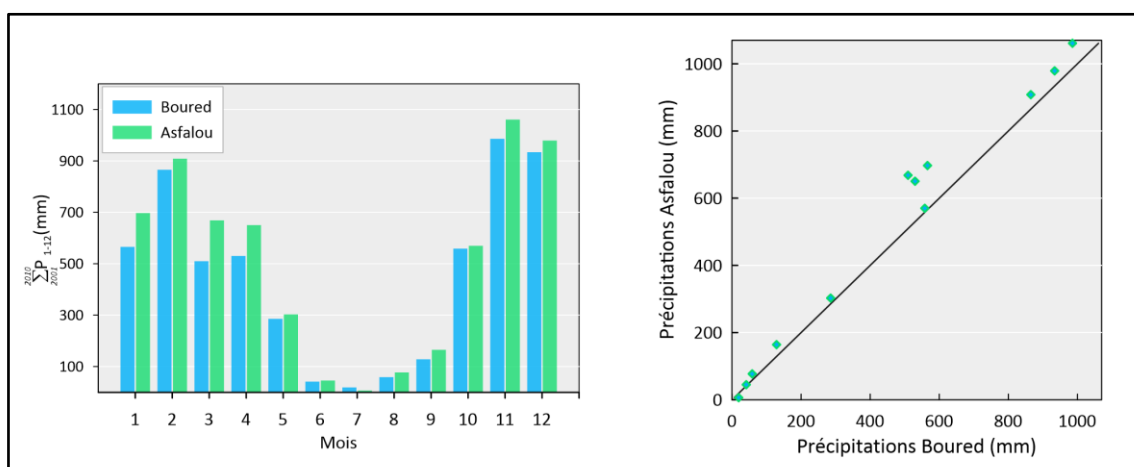


Fig. 53 : Distribution du cumul mensuel de Boured et Asfalou (à gauche), corrélation linéaire entre Boured et Asfalou (à droite).

Dans le cadre de l'approche de reconstitutions de lacunes pour cette station, on a opté pour une imputation directe des données de précipitations estivales disponibles. Ensuite, pour combler les lacunes restantes, on a utilisé la méthode de régression linéaire simple, étant donné qu'on dispose uniquement des données de la station d'Asfalou pour exploiter.

Conclusion

L'évaluation des produits de précipitations par satellite (SPPs) révèle que leur performance est limitée à l'échelle journalière, PERSIANN et TRMM affichent un biais négatif, alors que CHIRPS présente un biais positif. Cependant, à l'échelle mensuelle, CHIRPS et TRMM

démontrent une amélioration notable de leur performance. De plus, CHIRPS se distingue par sa forte corrélation annuelle et par sa capacité à refléter fidèlement la répartition spatiale des précipitations annuelles moyennes. En période hivernale, bien que tous les produits montrent une corrélation élevée, ils sont également marqués par des erreurs significatives. Pendant l'été, PERSIANN tend à exagérer les précipitations convectives. En outre, selon cette évaluation, on a peu de preuves qui indiquent une grande différence de performance entre l'échelle des stations et l'échelle du bassin versant.

Pour conclure, l'utilisation de CHIRPS et TRMM 3B42 pour reconstituer des données à des échelles mensuelle et annuelle est jugée acceptable. Cependant, il est fortement recommandé de procéder à une correction du biais au cas de besoin impératif de l'utilisation de ces données à l'échelle journalière, ou bien de passer par les méthodes conventionnelles afin de combler les lacunes des séries de précipitations ; dans le cas du bassin d'Ouergha on a trouvé que La méthode de Normal Ratio et Régression linéaire multiples donnent les meilleurs résultats.

Partie III. Analyse de la variabilité hydrométéorologique et évaluation de trois approches de modélisation hydrologique

Cette partie constitue le cœur de l'étude, offrant une présentation détaillée des approches et des résultats qui permettent de comprendre le comportement hydrologique du bassin d'Ouergha d'une part, et de répondre à la question fondamentale de la recherche : Simplicité versus complexité des modèles, laquelle de ces deux approches est la plus efficace pour reproduire les dynamiques hydrologiques du bassin d'Ouergha, tout en capturant avec précision les événements extrêmes ?

Composée de cinq chapitres, elle débute par une analyse hydrométéorologique du bassin, examinant la variabilité mensuelle et annuelle des précipitations et des débits. Cette analyse inclut l'étude des indices standardisés de précipitations (SPI) et de sécheresse des débits (SDI), ainsi qu'une identification des ruptures dans les séries chronologiques de pluie et de débit afin de déterminer l'impact du changement climatique sur le bassin d'Ouergha et caractériser la tendance du régime hydro-pluviométrique.

Les chapitres 2, 3 et 4 présentent la méthodologie et les résultats obtenus à partir de la modélisation par un modèle conceptuel, un modèle à base physique, et trois architectures différentes de modèles d'apprentissage profond. Le dernier chapitre offre une comparaison de la performance des différents modèles permettant ainsi de définir leur force et limitations.

Introduction

Les mesures pluviométriques et hydrométriques jouent un rôle essentiel dans la mise en évidence de la variabilité temporelle du climat. Elles sont cruciales pour déceler les tendances dominantes afin de distinguer les périodes annuelles marquées par des déficits ou des excédents hydriques.

Dans le but d'analyser le régime pluviométrique du bassin versant d'Ouergha, on a choisi de travailler sur trois séries de données de 34 ans, assez longues et consistantes ; ainsi, chaque station a été traitée indépendamment, et par la suite on a généralisé l'interprétation sur le l'ensemble du bassin, surtout que ces trois stations sont en quelques sorte dispersées et représentent trois régions différentes du bassin d'Ouergha. La zone Est, est représentée par Bab Ouender, la zone centrale de haute altitude est représentée par Jbel Outka, et la zone centrale de basse altitude est représentée par la station Galez.

Concernant l'analyser du régime hydrologique du bassin versant d'Ouergha, on a choisi de travailler avec les 4 stations qui présentent une base de données assez solide et suffisamment longue de 30 ans, à savoir Ain Aicha, Bab Ouender, Galez et Tabouda.

1. Régime pluviométrique

1.1. Variabilité mensuelle des précipitations

Dans le cadre de l'analyse de la variabilité mensuelle des précipitations, la Fig. 54 présente une boîte à moustaches des précipitations mensuelles cumulées sur une période qui s'étend de 1981 à 2014.

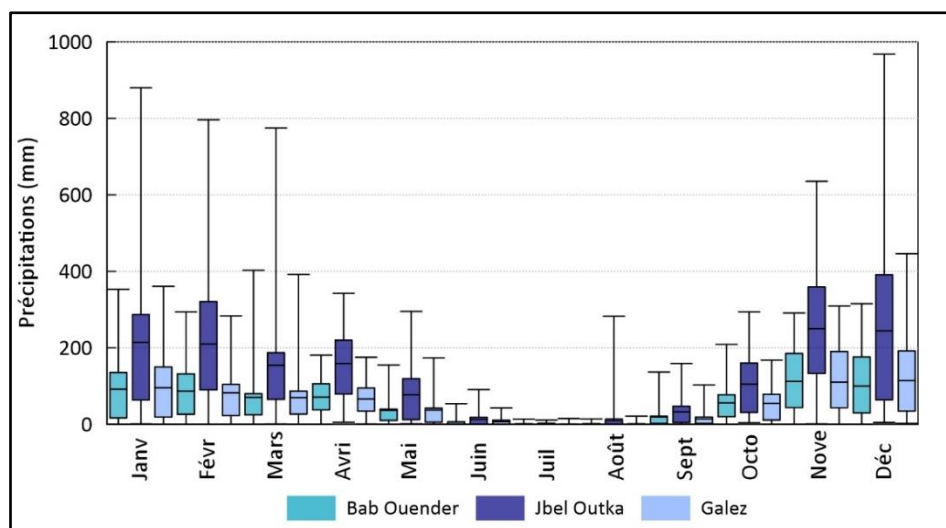


Fig. 54 : Variabilité mensuelle des précipitations du bassin d'Ouergha.

La première constatation concerne la distribution des précipitations. En effet, les cumuls mensuels de précipitations les plus importants sont concentrés de la fin de l'automne à la fin de l'hiver, correspondant à la période la plus humide de l'année dans la zone d'étude. Le printemps et le début de l'automne sont plus humides que les mois d'été de juin à août, qui marquent la saison sèche.

Sur l'ensemble de l'année, la station Jbel Outka reçoit nettement deux fois plus de précipitations que Bab Ouender et Galez. Ces deux dernières stations affichent des cumuls presque identiques sur toute l'année, malgré leur situation géographique dispersée, ceci peut -probablement- être dû à leurs altitudes relativement basses par rapport à Jbel Outka, qui est une station située en montagne. Par ailleurs, lors de la saison humide Jbel Outka reçoit en moyenne des précipitations qui dépassent 200 mm chaque mois, avec des extrêmes qui frôlent le seuil de 1000 mm en décembre, 900 mm en janvier et 800 mm en février. En revanche Bab Ouender et Galez reçoivent en moyenne 100 mm chaque mois, avec des extrêmes allant jusqu'à 400 mm pour Bab Ouender en mars, et plus de 430 mm pour Galez au mois de décembre. Ainsi, on peut conclure que la saison humide est caractérisée par des cumuls visiblement les importants avec une tendance aux extrêmes pluviométriques. Et que lors de la saison sèche toutes les stations présentent un manque drastique voir totale de précipitations, sauf pour l'extrême du mois d'août de Jbel Outka, cette valeur qui apparaît aberrante par rapport au mois d'août a été vérifiée, et on a déduit qu'elle est due à une série de journées en 1991 aux pluies convectives très importantes.

1.2. Variabilité interannuelle des précipitations

Étant donné que la région d'Ouergha a été désignée la zone la plus humide du Maroc ; comme l'ont indiqué Snoussi et al.1999 ; l'examen des cumuls annuels des précipitations moyennes journalières sur une période de 34 ans, a permis l'obtention un aperçu des enregistrements pluviométriques sur cette période (Tableau 23, Fig. 55)

Confirmant l'observation de la figure précédente Jbel Outka reçoit des très importantes précipitations annuellement avec une moyenne de 1435 mm sur 34 ans d'enregistrement, qui peuvent aller jusqu'à 3117 mm comme en 1996. Toutefois, la moyenne est presque de 650 mm annuellement sur Bab Ouender et Galez, avec un maximum qui dépasse légèrement 1430 mm en 2010 pour Bab Ouender et en 1996 pour Galez.

Tableau 23 : Statistiques descriptives des précipitations enregistrées

Statistique descriptives	Bab Ouender	Jbel Outka	Galez
Minimum	313.4 mm	752.6 mm	342.6 mm
Maximum	1430.31 mm	3117.8 mm	1444.9 mm
Moyenne	654.62 mm	1435.29 mm	652.4 mm
Médiane	613.15 mm	1335.3 mm	553.9 mm
Ecart-type	217.81 mm	502.99 mm	262.89 mm
Coefficient de variation	0.33	0.35	0.40

En ce qui concerne la variabilité interannuelle, une analyse graphique suggère que le régime pluviométrique du bassin d'Ouergha présente une certaine variabilité, le coefficient de variation des trois stations, dépassant 0,33, confirme une variabilité significativement modérée.

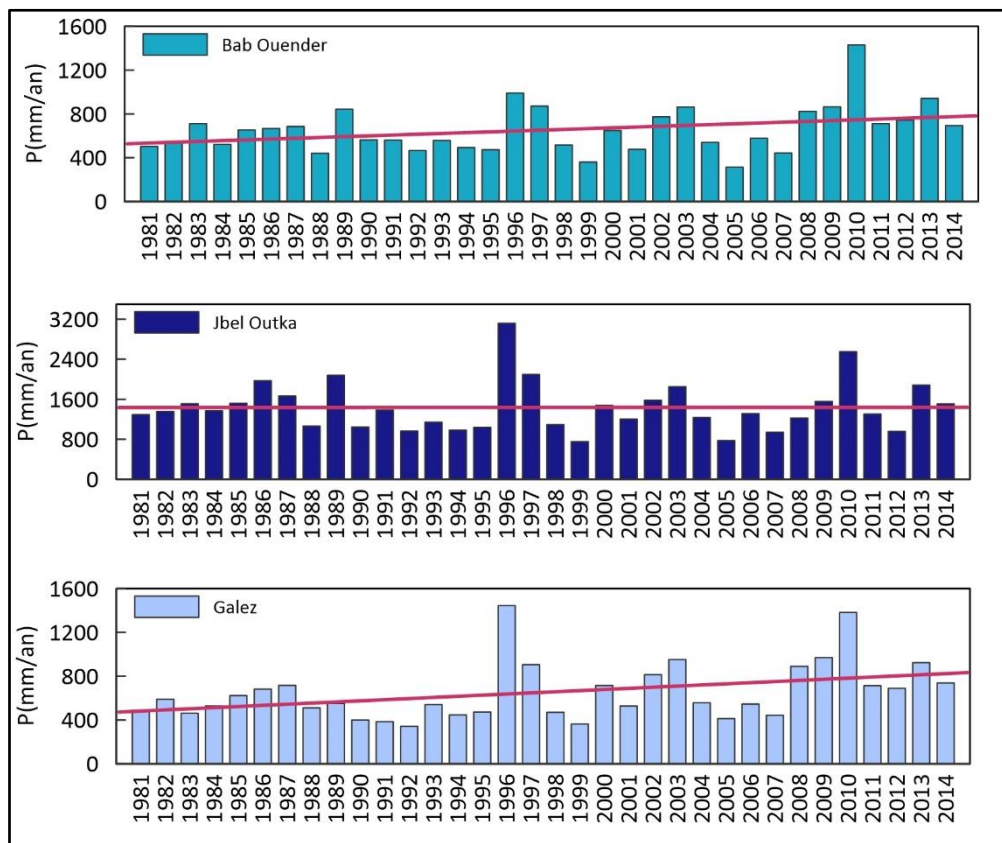


Fig. 55 : Variabilité interannuelle des précipitations du bassin d'Ouergha.

Il se caractérise par des années à pluviométrie modérée et d'autres à pluviométrie plus importante. Cette alternance semble refléter l'empreinte d'un régime soumis à l'influence des oscillations Nord de l'Atlantique, tantôt positives, tantôt négatives.

Finalement, les cumuls de pluie observés au cours de la période étudiée indiquent une très légère tendance à l'augmentation pour Bab Ouender et Galez, tandis que pour Jbel Outka, aucune tendance significative n'a été décelée.

1.3. Indice standardisé des précipitations SPI

Afin caractériser l'hétérogénéité temporelle de la variabilité climatologique et pour identifier les grandes tendances des séries pluviométriques, des indices spécifiques sont alors utilisés.

Pour visualiser les périodes de déficit et d'excédent annuel, ces indices ont été centrés et réduits à l'aide de la formule suivante :

$$V_{cr} = \frac{P_{cum} - P_{moy}}{\sigma}$$

Où

V_{cr} : C'est la variable centrée réduite ou index standardisé des précipitations (SPI).

P_{cum} : C'est le cumule des précipitations sur une période donnée.

P_{moy} : C'est la moyenne de la série temporelle.

σ : C'est l'écart-type de la série temporelle.

Les résultats sont ainsi illustrés pour chaque station indépendamment en Fig. 56.

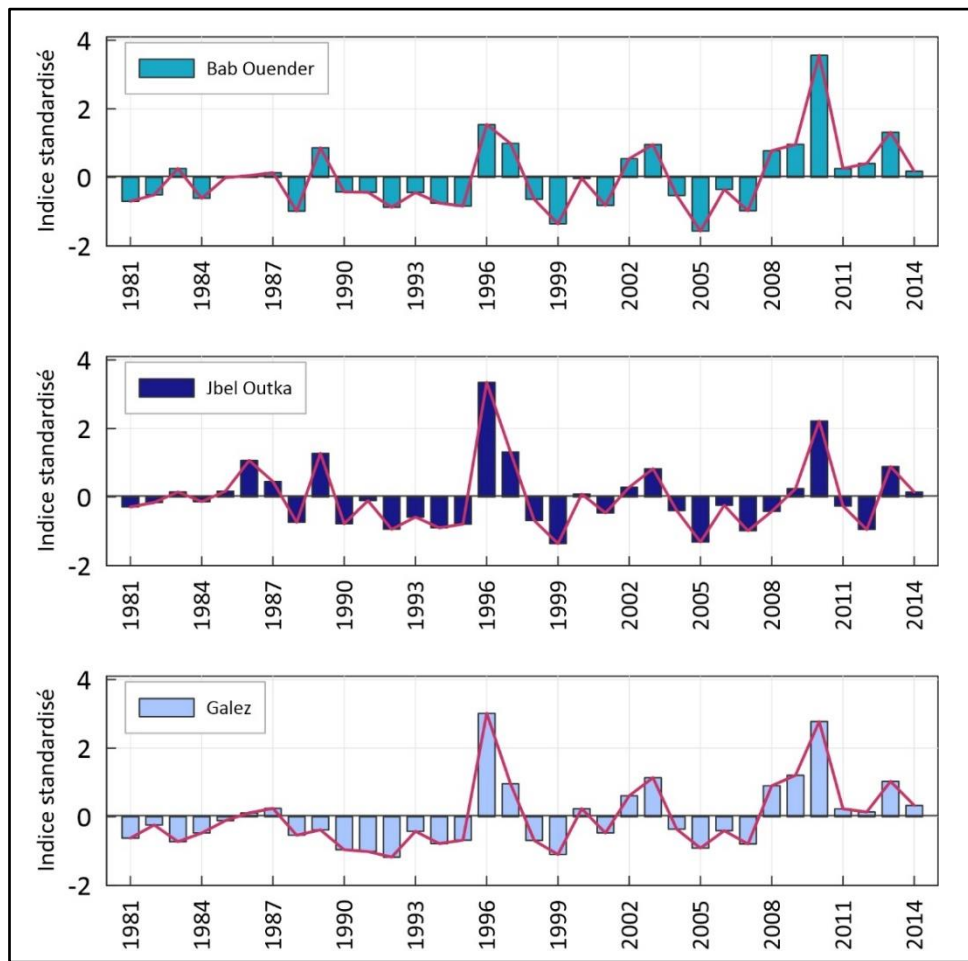


Fig. 56 : Indice standardisé des précipitations du bassin Ouerga

L'analyse des graphiques révèle certaines tendances marquantes, d'abord pour les stations Bab Ouender et Galez deux phases distinctes émergent : la première, représentant presque les trois quarts de la série analysée et montre une prédominance de valeurs SPI oscillant entre négatives et neutres ce qui indique une période relativement sèche. La seconde, représente le dernier quart de la série, et se caractérise par un SPI exclusivement positif, témoignant d'une période

nettement plus humide. Cependant, la station Jbel Outka semble présenter une dynamique différente, car au lieu d'une tendance claire à la sécheresse ou à l'humidité prolongée, cette station a enregistré une alternance d'années sèches et humides sur l'ensemble de la série.

En Outre, on remarque aussi que les trois stations ont enregistré deux années particulièrement très déficitaires en 1999 et 2005. Inversement, les années 1996 et 2010 ont des valeurs SPI qui dépassent le seuil de 2, selon la World Meteorological Organization (WMO), de telles valeurs sont interprétées comme indiquant des conditions exceptionnellement extrêmement humides.

Pour résumer on peut identifier deux schémas assez clairs pour la distribution de l'indice SPI, d'abord des années sèches avec une dominance d'un indice négatif du débit de la série à la fin des années 2000 avec quelques interruptions par des années humides comme en 1996 et 2003 ; puis des années avec un indice strictement positif qui commence à partir de la fin des années 2000 jusqu'à la fin de la série.

1.4. Détection des ruptures sur des séries chronologiques de précipitations

L'étude de stationnarité des séries pluviométriques est devenue intéressante dans plusieurs domaines (hydrologie, agronomie, gestion des ressources hydriques, etc.)(Zamrane, 2016).

En littérature les l'années de ruptures liées aux impacts anthropiques sont souvent identifiées entre 1970 et 1980 ; ici, on compte identifier les éventuels changements qui peuvent être détectés dans les séries de données que on dispose, et ceci dans le cadre de la contribution à l'analyse des dynamiques climatiques de la région d'Ouergha.

Pour ce faire, des méthodologies statistiques ont été employées pour identifier des ruptures de moyenne dans les séries. D'abords, une "rupture" se réfère à une modification dans la loi de probabilité d'une série chronologique à un moment précis, généralement inconnu, selon Lubes et al. (1994).

L'outil qui a permis l'application de plusieurs testes statistiques de ruptures, est le logiciel Khronostat, développé par l'IRD en 1998 et accessible via le portail d'HydroSciences Montpellier.

Le test de Pettitt a été choisi, afin de déceler d'éventuels changements dans les séries de données pluviométriques annuelles, ce test est non paramétrique et s'inspire du test de Mann-Whitney, où la non-existence d'un changement dans la série temporelle est considérée comme l'hypothèse nulle (H_0).

En complément, la méthode bayésienne, introduite par Lee et Heghinian en 1977, repère la date et l'intensité du changement détecté, fournissant une estimation de la probabilité de survenue d'un tel événement à un moment précis de la série.

Par ailleurs, l'approche de Hubert, proposée en 1989, segmente la série en plusieurs parties distinctes, avec pour objectif d'identifier des segments dont la moyenne diffère notablement de celle de ses voisins, ce qui est particulièrement utile pour repérer plusieurs variations successives dans les données. Tableau 24 liste les différents résultats de ces tests :

Tableau 24 : Résultats des tests de détection de rupture des séries chronologiques des précipitations.

Station	Buishand	Pettitt	Lee & Heghinian	Hubert
Bab Ouender	Rupture	2007	2007	1983, 2009, 2010
Jbel Outka	Pas de rupture	Pas de rupture	2013	Pas de rupture
Galez	Rupture	Pas de rupture	2007	1983, 2007

Alors que la station de Jbel Outka montre une stabilité notable dans ses séries de données, avec trois méthodes ne détectant aucune rupture, les stations Bab Ouender et Galez affichent des ruptures. Ces dernières sont confirmées par toutes les méthodes testées, à l'exception de Pettitt pour Galez ; en outre, bien que leurs années de ruptures coïncident en 2007 et 1983, on a privilégié la rupture de 2007, car celle de 1983 se situe au début de la série. De plus, la rupture de 2013 détectée par la méthode de Lee et Heghinian pour Jbel Outka n'est pas prise en compte, car elle se situe en fin de série.

Afin d'identifier la nature du changement survenu en 2007 - même si, selon l'indice SPI, on s'attendrait à une augmentation des précipitations à partir de cette date – on a comparé l'évolution des précipitations mensuelles de septembre à août avant et après 2007 (Fig. 57).

Selon On observe une augmentation nette des précipitations mensuelles après la rupture en 2007. Cette augmentation est particulièrement notable pendant les mois d'hiver, de novembre à février notamment pour Bab Ouender en janvier, où les précipitations semblent presque doubler par rapport aux années précédentes. Toutefois, pour les mois de mars à août, la différence entre les précipitations avant et après rupture est moins marquée, bien que toujours présente.

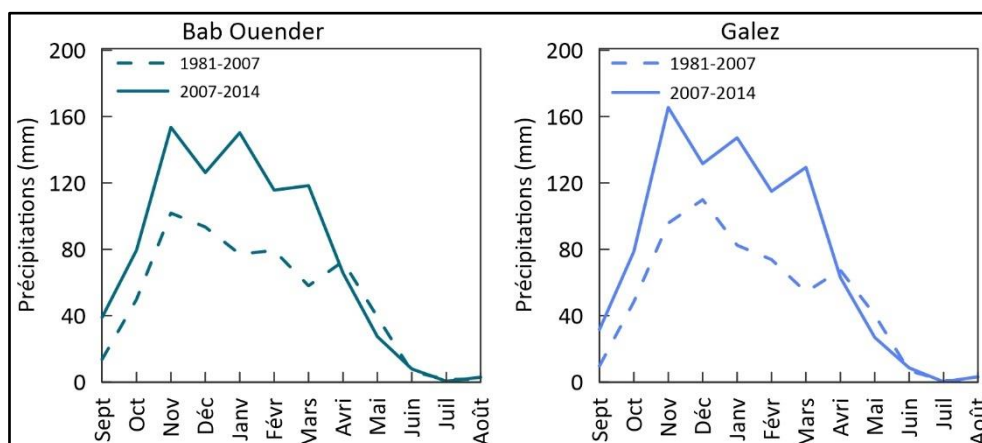


Fig. 57 : Evolution des précipitations mensuelles avant et après la rupture de 2007.

1.5. Précipitations extrêmes

Il est très important d'analyser la variabilité et la fréquences des précipitations extrêmes de la zone d'études ; Fig. 58 représente les maximas journaliers interannuelles des pluies enregistrées par les trois stations témoin.

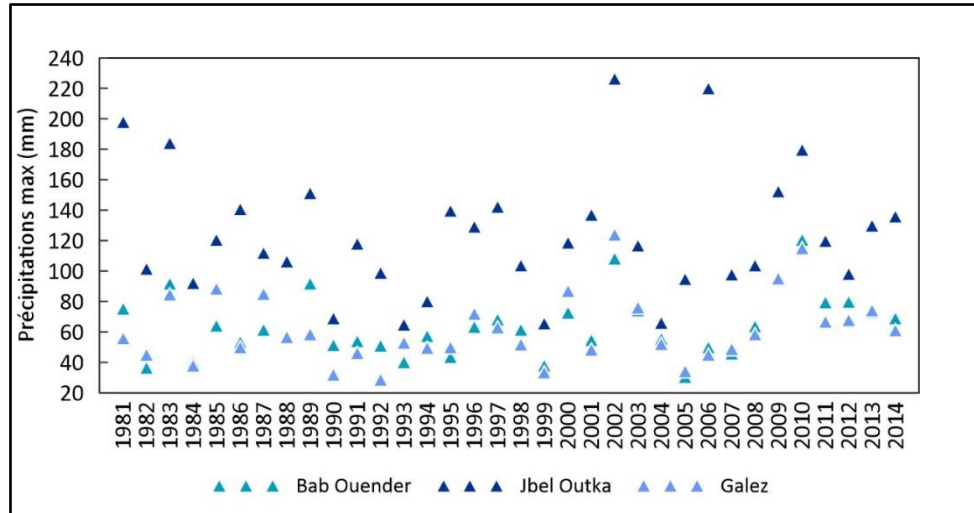


Fig. 58 : Maximas journaliers interannuelles des précipitations.

Pour Jbel Outka, le plus faible maxima durant ces 34 ans est celle de 1993, 1999 et 2004 avec une hauteur qui dépasse 60 mm ; en revanche, les maximas journaliers les plus élevés dépassant 210 mm, sont enregistrés en 2002 et 2006. Concernant Bab Ouender ses faibles maximas sont aux alentours de 30 mm enregistré en 1982 1999 et 2005. Galez de son côté a enregistré des faibles maximas aux alentours de 20 mm en 1990, 1992, 1999 et 2005. Ces deux stations ont enregistré des maximas qui touche le seuil de 120 mm en 2002 et 2010.

Il convient de noter que ces années où on a repéré des pluies extrêmes, sont en parfaite concordance avec les résultats de l'étude de l'indice de précipitations et également à l'étude de rupture.

L'évolution à long terme estimée par les tendances linéaires des extrema journalières interannuelles est présentée dans la Fig. 59 :

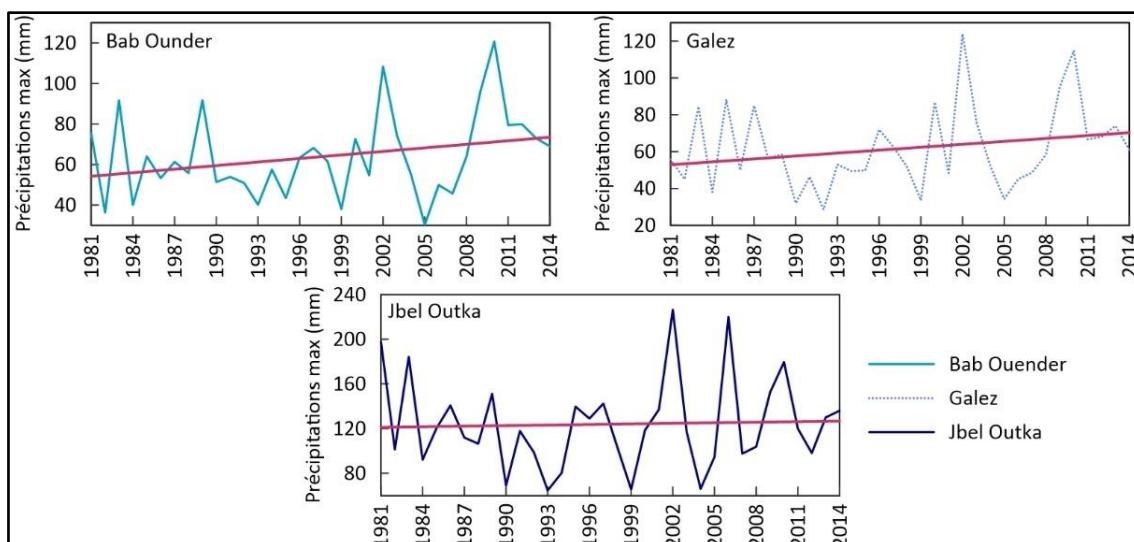


Fig. 59 : Tendances linéaires des extrema journalières interannuelles de précipitations

La station Bab Ouender et Galez ont une tendance à la hausse des pluies extrêmes, contrairement à Jbel Outka qui indique toujours une certaine stationnarité lors de l'alternance de ces événements.

2. Régime hydrologique

L'analyse du régime hydrologique est une étape importante dans le processus de la prévention des inondations et de la gestion des ressources en eau. Elle permet d'évaluer les tendances et les schémas de débit, de déterminer le période des hautes eaux, et la fréquence des débits de crues.

2.1. Variabilité mensuelles des débits moyens

Les tendances du débit observées sont fortement influencées par les cycles météorologiques, les variations climatiques et les activités humaines. Le graphique (Fig. 60) montre clairement une tendance saisonnière du débit moyen des différentes stations tout au long de l'année, cette tendance est en parfaite harmonie avec le schéma des précipitations du bassin d'Ouergha.

En effet, les mois de novembre à mars montrent les débits moyens les plus élevés de toute l'année, ces débits sont plus importants pour la station Ain Aicha, qui affiche des moyennes mensuelles de plus que $60 \text{ m}^3/\text{s}$ en mois de février. Cependant, les mois d'été, en particulier de juin à septembre, montrent une baisse significative du débit, c'est surtout le débit de base qui prend le relai lors de ces mois, ce qui confirme que le régime hydrologique du bassin d'Ouergha est surtout influencé par les précipitations et non pas par des écoulements de bases.

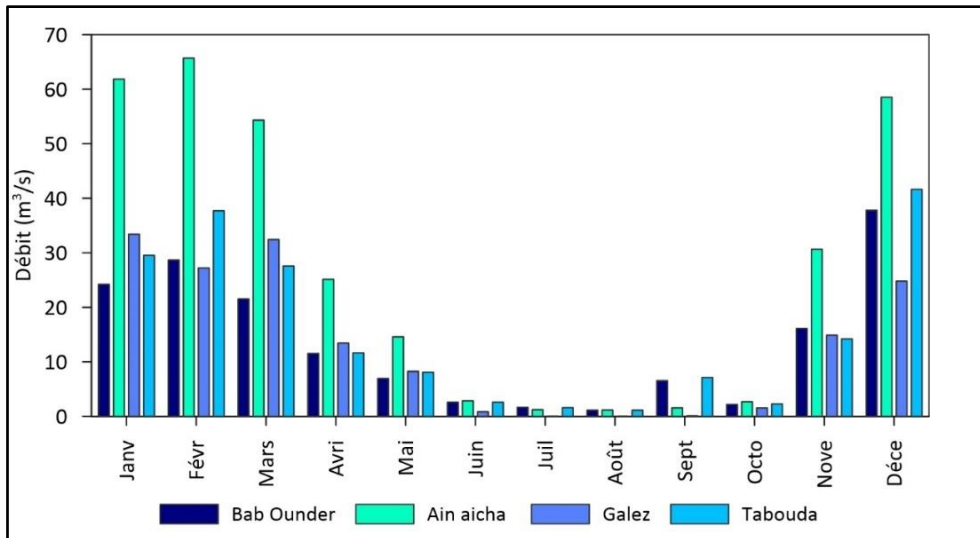


Fig. 60 : Variabilité mensuelles des débits moyens du bassin d'Ouergha.

2.2. Variabilité interannuelles des débits de pointes

La variabilité interannuelle des débits de pointes enregistrés pour les quatre stations étudiées est présentée en Fig. 61.

Ain aicha et Tabouda sont les deux stations qui enregistrent les plus hauts débits dépassant 2400 m³/s ; les débits de Bab Ouender dépassent de temps en temps 900 m³/s ; alors que Galez reçoit les plus faibles débits qui ne dépassent pas 800 m³/s.

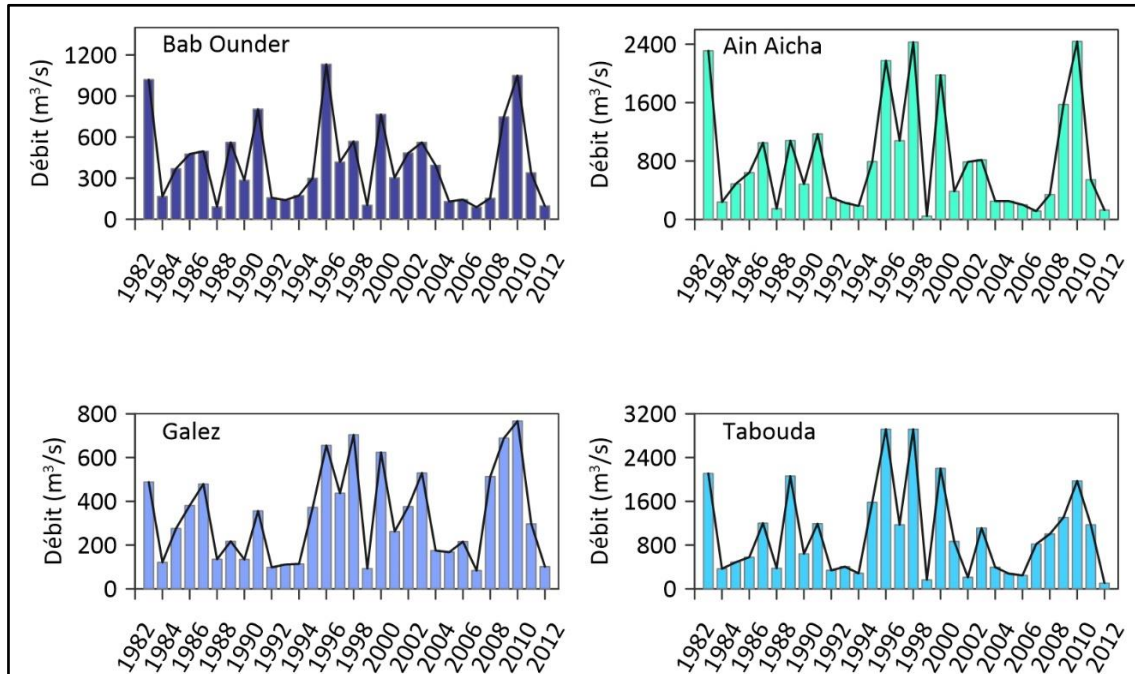


Fig. 61 : Variabilités interannuelles des débits de pointes

Etant donnée que le régime hydrologique du bassin d'Ouergha est surtout influencé par le régime pluviométrique, on suppose que les variabilités interannuelles des débits suivront le même schéma que les variabilités de précipitations.

En effet, les quatre stations indiquent une certaine tendance tout au long de la série étudiée, avec une concentration des débits les plus importants en mis-90' et au début de la deuxième décennale du vingtième siècle, en dehors de cette période les débits sont assez faibles notamment de 1983 à 1994.

2.3. Indice de sécheresse du débit fluviale SDI

Cet indice correspond à la version Hydrologique de l'indice SPI, il permet de détecter les différentes hétérogénéités dans les régimes hydrologiques afin d'identifier les grandes tendances fluviales, et tout comme le SPI il permet de visualiser les périodes de déficit et d'excédent annuel, la standardisation du débit se fait également par la même équation détaillée dans la section du SPI. Les indices SPI de chaque station sur une période de 30 ans de 1983 à 2012 est présentés en Fig. 62.

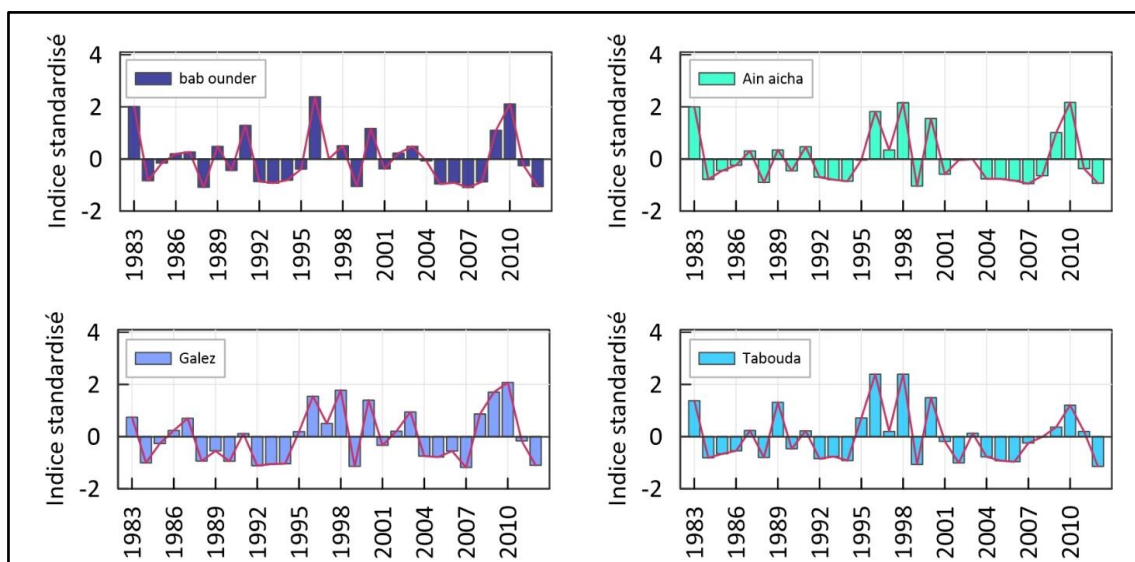


Fig. 62 : Indice de sécheresse du débit fluviale SDI

La variabilité du débit observée au cours de la période étudiée se manifeste de manière presque similaire à travers les différentes stations analysées. En effet, les quatre stations montrent des tendances presque identiques, une période particulièrement sèche est notable de 1984 à 1995, ainsi que de 2001 à 2007. En revanche, certaines années se démarquent par des conditions plus humides, caractérisées par des excédents importants de débit. Bien que ces excédents varient d'une année à une autre, les années 1996, 1998, 2009 et 2010 se distinguent particulièrement, ayant marqué la zone d'étude enregistrant les débits les plus importants. On remarque aussi qu'en dépit de l'intervention anthropique de l'installation de deux barrages à la fin des années 90 en amont de Ain Aicha, et un barrage en amont de Bab Ouender ; ces deux stations ont maintenu les mêmes tendances des débits observés que Galez et Tabouda n'ayant eu aucune intervention en amont. Pour vérifier la consistance de cette observation, les tests de ruptures

visant à détecter les éventuels changements radicaux dans les séries du débit, feront l'objet de la section suivante.

2.4. Détection des ruptures sur des séries chronologiques de débit

Selon les méthodes et testes statistique qu'on a déjà défini et utilisé pour les séries de pluie, on présente les résultats des tests de ruptures pour les séries de débit des 4 station du bassin d'Ouergha au Tableau ci-dessous :

Tableau 25 : Résultats des tests de détection de rupture des séries chronologiques de débit.

Station	Buishand	Pettitt	Lee & Heghinian	Hubert
Bab Ouender	Pas de rupture	Pas de rupture	2011	1985, 2012
Ain Aicha	Pas de rupture	Pas de rupture	2011	1985, 2012
Galez	Pas de rupture	Pas de rupture	1994	1985, 2012
Tabouda	Pas de rupture	Pas de rupture	2011	1985, 2012

Les tests de Buishand et Pettitt n'ont détecté aucune rupture pour l'ensemble des 4 stations. Cependant, le test de Lee signale une date de rupture en 2011 pour Bab Ouender, Ain Aicha et Tabouda, tandis que 1994 est identifiée comme date de rupture pour la station de Galez. Par ailleurs, le test de Hubert identifie 1985 comme début de rupture pour toutes les stations et 2012 comme fin de cette rupture. On a choisi de ne pas considérer les ruptures de 1985 et 2011 ; la première, car elle couvre presque la totalité de la série, et la seconde car elle se situe à la fin de la série. Ainsi, la seule rupture retenue est celle de 1994 pour Galez, bien que des réserves subsistent quant à sa fiabilité, étant donné qu'elle n'est confirmée par aucun autre test.

En se basant sur ces résultats, on peut déduire, qu'effectivement l'implantation des barrages Asfalou et Bouhouda, n'ont pas contribué au changement du régime fluviale de l'Ouergha, et il y a eu un maintien des volumes ruisselé.

2.5. Tendances linéaires des extrema

L'évolution à long terme estimée par les tendances linéaires des extrema journalières interannuelles du débit de pointes sont présentée dans la Fig. 63.

La station Bab Ouender et Ai aicha, et Tabouda présentent une légère tendance à la diminution des débits extrêmes, contrairement à Galez qui indique un schéma inverse de cette tendance.

Une forte amplitude est marquée aux alentours des années 1996 et 2010.

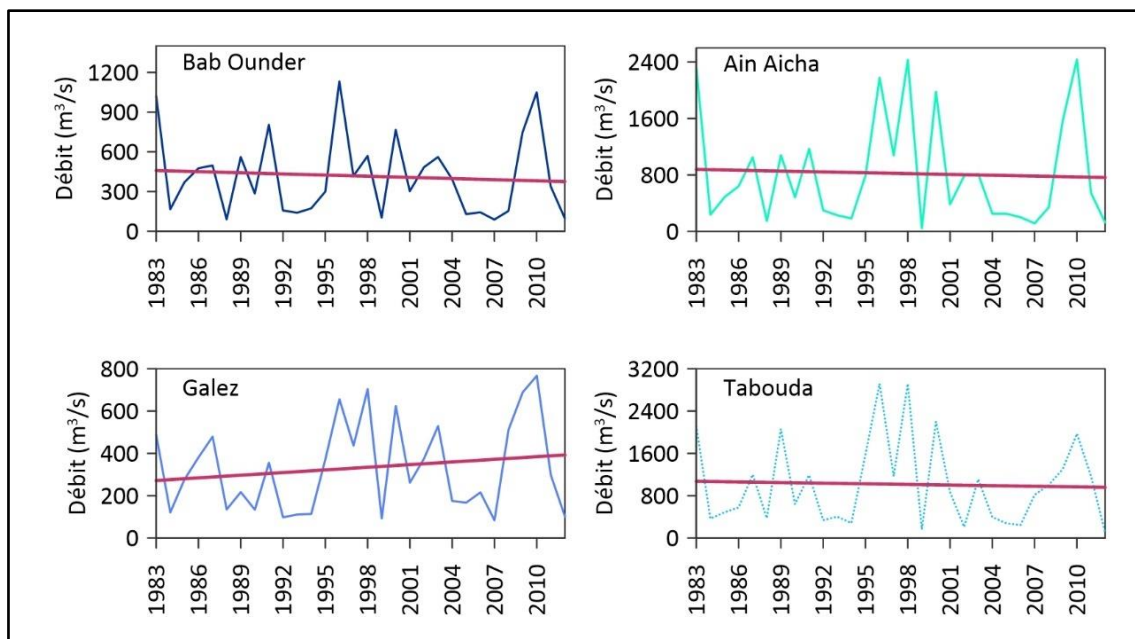


Fig. 63 : Tendances linéaires des extrema journalières interannuelles de débit.

Conclusion

Le bassin d'Ouergha, au climat méditerranéen, reçoit des précipitations importantes de novembre à mars. Sa variabilité pluvio-hydrométrique interannuelle est caractérisée par une alternance entre des phases de déficit pluviométrique et hydrique, et des autres à pluviométrie élevée aux débits importants ; en effet, l'évolution des indices SPI et SDI témoigne de cette dynamique qui s'intègre ; selon Zamrane, (2016); à une variabilité à plus grande échelle du bassin Sebou, fortement influencé par les oscillations nord-atlantiques.

En Outre, contrairement à la tendance régionale, la zone d'Ouergha ne montrait pas d'indications alarmantes d'un changement climatique majeur jusqu'à 2014. En effet, les séries chronologiques sur plus de 30 ans ne révèlent aucune rupture significative des débits des 4 stations du bassin. Cependant, une rupture marquée des précipitations en 2007 suggère une tendance à la hausse de celles-ci dans les 3 stations représentatives pendant les sept années suivantes. La tendance vers une augmentation des précipitations extrêmes, conjuguée aux événements d'inondation enregistrés en 2009 et 2010, souligne l'importance cruciale d'étudier et de modéliser le comportement hydrologique du bassin. Les sections suivantes offrent une analyse détaillée de la capacité de différents modèles à reproduire le débit du bassin d'Ouergha, avec un accent particulier sur la capture d'événements extrêmes.

Introduction

La gestion efficace des ressources en eau est un élément clé dans la prise de décisions en ingénierie et en gestion de l'eau. L'un des outils les plus importants pour cela est la simulation précise du processus pluie-débit des bassins versants. Ces simulations sont fondamentales pour des applications allant de la conception des infrastructures aux mesures d'urgence pour la gestion des crues et des étiages. Historiquement, cette nécessité a poussé à l'élaboration de divers modèles hydrologiques, on cite ici la famille des modèles GR qui ont été conçus par Edijatno et Michel 1983, motivé par les limitations d'un modèle CREC antérieur composé de neuf paramètres. Ce dernier, bien que théoriquement solide, a montré des difficultés pratiques en termes de mise en œuvre et de calage. La série GR a donc été conceptualisée avec une vision de simplicité. Le modèle initial comportait un seul paramètre et un seul réservoir, avec une complexité accrue seulement si nécessaire pour améliorer la fidélité des débits simulés. Cette philosophie a donné naissance au modèle GR2J, caractérisé par sa simplicité et son efficacité avec seulement deux paramètres. Depuis près de vingt ans, la division hydrologie du Cemagref travaille sur les modèles GR, qui sont des modèles conceptuels à réservoirs. Ces modèles adoptent une perspective globale, fonctionnant généralement avec un pas de temps journalier, bien que des versions mensuelles, annuelles et interannuelles existent également. Un des points forts de ces modèles est leur adhérence au principe de parcimonie. Le modèle GR3J de base, par exemple, dispose de seulement trois paramètres ajustables, et aucune version n'en nécessite plus de cinq.

Le modèle Génie Rural à 4 paramètres Journaliers (GR4J) fait partie de la famille des modèles GR. C'est un modèle hydrologique paramétrique, conceptuel et global. Il s'inscrit dans la catégorie des modèles à réservoirs, où chaque réservoir représente un processus hydrologique particulier dans le cycle de l'eau. Il a été développé pour simuler le débit journalier de rivières à partir de données de précipitations (Précipitations journalière moyenne du bassin versant et de l'évapotranspiration potentiel (ETP)).

1. Matériels et méthodes

1.1. Données

GR4J est un modèle global, qui traite tout le bassin comme une seule unité sans devoir le diviser en plusieurs sous-bassins à caractéristiques uniformes, il nécessite comme données d'entrée les évapotranspiration moyenne journalière, qu'on a citée dans la section de la présentation des

données de la zone d'étude, et il nécessite aussi la moyenne des précipitations journalières du bassin versant. De nombreuses approches peuvent être adoptées pour calculer la moyenne des précipitations d'un bassin versant, en se basant sur les données recueillies par les stations pluviométriques (Cheng et al., 2012). La moyenne arithmétique, la méthode des polygones de Thiessen, et celle des isohyètes font parties des techniques les plus répandues pour obtenir la précipitations moyenne (Limin et al., 2015).

Ici, on a opté pour la méthode de Thiessen qui permet d'attribuer des valeurs pondérées de chaque station pluviométrique en se basant sur le rapport de sa superficie par rapport à la superficie du bassin versant. Elle est notamment utilisée lorsque le bassin versant à étudier dispose d'un réseau de mesure à répartition hétérogène ce qui est le cas pour le bassin d'Ouergha. La méthode des polygones Thiessen se base sur la division du bassin en polygones autour de chaque station pluviométrique, de telle sorte que tout point à l'intérieur d'un polygone donné soit plus proche de cette station que de toute autre. Actuellement, le traçage des polygones de Thiessen, est essentiellement effectué par les méthodes du SIG, qui permettent également de calculer automatiquement la superficie de chaque polygone. Fig. 64 représentent les polygones de Thiessen de la zone d'étude.

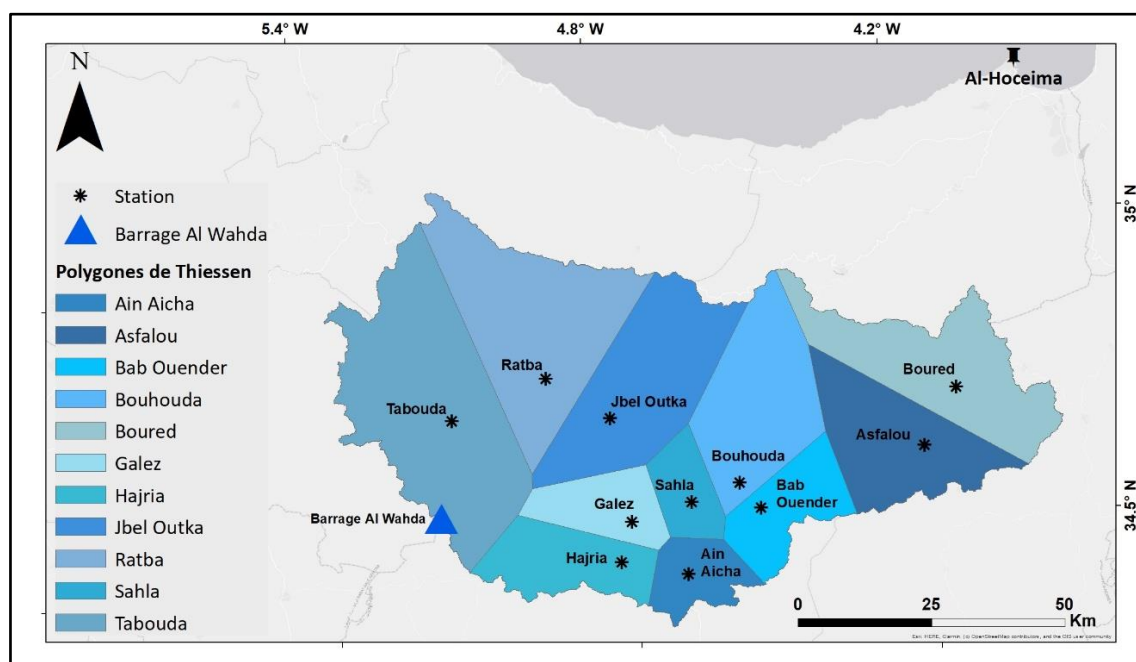


Fig. 64 : Polygones de Thiessen du bassin Ouergha

En se basant sur la superficie de chaque polygone, on attribue un poids proportionnel à la zone que chaque station représente par rapport à la superficie du bassin versant.

Le coefficient de pondération de chaque station par rapport au bassin versant, lie la surface du polygone de la station avec la surface du bassin par la relation suivante :

$$Ci = Si/S$$

C_i c'est le coefficient de pondération de la station i

S_i c'est la superficie du polygone relative à la station i

S c'est la superficie de tout le bassin.

La somme des coefficients de toutes les stations est égale à 1, car la somme des superficies de tous les polygones est égale à la superficie de tout le bassin. Tableau 26 liste les superficies de chaque polygone et les coefficients de chaque station.

Tableau 26 : Superficie et coefficient de pondérations de polygones des stations.

Stations	Superficie Km ²	Coefficient de pondération	Pourcentage %
Ain Aicha	219	0.0353	3.53
Asfalou	580	0.0935	9.35
Bab Ouender	319	0.0514	5.14
Bouhouda	646	0.1041	10.41
Boured	708	0.1141	11.41
Galez	202	0.0326	3.26
Hajria	364	0.0587	5.87
Jabl Outka	759	0.1223	12.23
Ratba	928	0.1496	14.96
Sahla	274	0.0442	4.42
Tabouda	1195	0.1942	19.42
Surface Totale	6194	1	100

Finalement on calcule la précipitation moyenne P_{moy} (mm) qui est considérée la somme de la multiplication de la valeur de précipitation de chaque station P_i à son coefficient de pondération C_i .

$$P_{moy} = \sum_{i=1}^n C_i P_i$$

Ainsi, le cumul annuel des précipitations moyennes journalières du bassin versant d'Ouergha pour la période d'étude de 2003 à fin 2010 est présenté graphiquement en Figure ci-dessous:

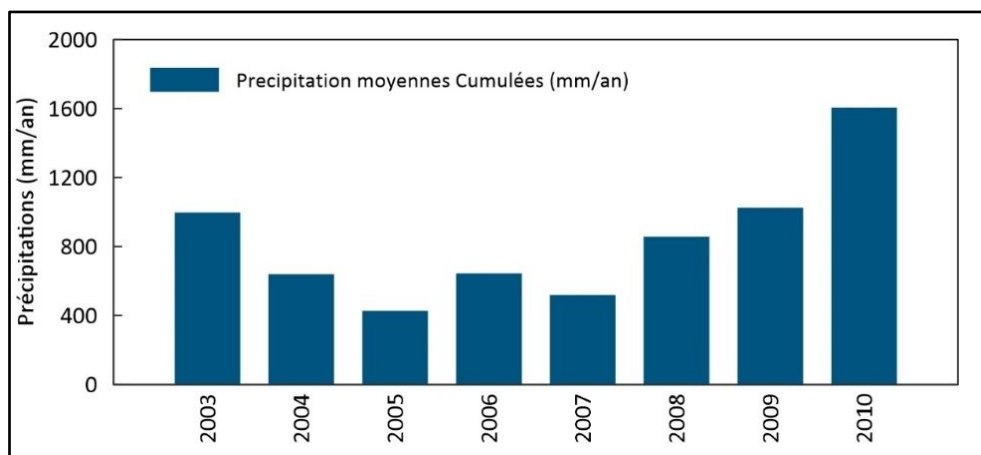


Fig. 65 Précipitations moyennes interannuelles du bassin Ouergha.

1.2. Méthodologie

1.2.1. Description du model GR4J

Le GR4J est un modèle développé par Perrin et al., (2003), il comporte deux réservoirs, un pour la production et l'autre pour le routage, et utilise seulement 4 paramètres pour la calibration (X_1 , X_2 , X_3 et X_4). on présente ici une description du modèle GR4J, tel que proposé par Perrin (2000) et la Fig. 66, représente l'architecture du modèle.

On désigne par P (mm/jour) la hauteur de la pluie et par E (mm/jour) l'évapotranspiration potentielle (ETP). P est une estimation de la pluie de bassin et E peut être issue d'une courbe d'ETP moyenne interannuelle. X_1 , X_2 , X_3 et X_4 sont les paramètres à optimiser et ils désignent :

X_1 : la capacité du réservoir de production en (mm), ce réservoir contrôle la production efficace des précipitations à partir des apports de pluie.

X_2 : le coefficient d'échanges souterrains (mm/jr) : il peut être positif en cas d'apport d'eau souterraine, négatif s'il y a une perte d'eau, ou égal à zéro s'il n'y a pas d'échange.

X_3 : la capacité à un jour du réservoir de routage (mm). Ce réservoir contrôle les phases de récession.

X_4 : le temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1 (jours).

Les équations suivantes correspondent aux équations de discrétisation intégrées sur un pas de temps.

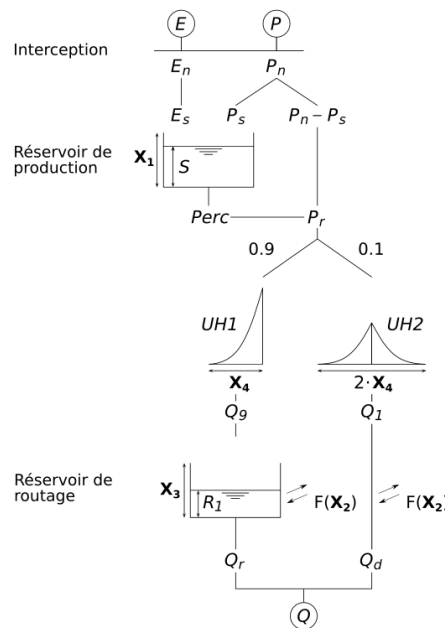


Fig. 66 : L'architecture du modèle GR4J (Perrin 2003 INRAE.fr)

La première opération est la neutralisation de P par E pour déterminer une pluie nette P_n et une évapotranspiration nette E_n , calculées par :

Si $P > E$, alors $P_n = P - E$ et $E_n = 0$

Si $P < E$, alors $P_n = 0$ et $E_n = E - P$

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

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

X_1 en mm, et S sont respectivement la capacité maximum et le niveau du réservoir de production. Les équations ci-dessous résultent de l'intégration sur le pas de temps des équations différentielles qui ont une forme parabolique avec des termes dans $\left(\frac{S}{X_1}\right)^2$, comme détaillé par Edijatno et Michel (1989).

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

$$E_s = \frac{S \left(2 - \frac{S}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}$$

Le contenu du réservoir est mis à jour par :

$$S = S - E_s + P_s$$

Une percolation $Perc$ issue du réservoir de production est alors calculée :

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

Le contenu du réservoir est de nouveau mis à jour par :

$$S = S - Perc$$

La quantité d'eau Pr qui atteint finalement la partie routage du modèle est :

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

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

Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S (cumul de la proportion de la pluie unitaire traitée par l'hydrogramme en fonction du temps), notées respectivement $SH1$ et $SH2$.

$SH1$ est définie en fonction du temps par :

Pour $t = 0$

$$SH1t = 0$$

Pour $0 < t < X4$

$$SH1t = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}}$$

Pour $t > X4$

$$SH1t = 1$$

$SH2$ est définie en fonction du temps par :

Pour $t = 0$

$$SH2t = 0$$

Pour $0 < t < X4$

$$SH2t = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}}$$

Pour $X4 < t < 2X4$

$$SH2t = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}}$$

Pour $t > 2X4$

$$SH2t = 1$$

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

$$HU1 = SH1(j) - SH1(j - 1)$$

$$HU2 = SH2(j) - SH2(j - 1)$$

où j est un entier.

A chaque pas de temps i , les sorties $Q9$ et $Q1$ des deux hydrogrammes sont calculées par :

$$Q9 = 0.9 \sum_{k=1}^l UH1(k).P_r(i - k + 1)$$

$$Q1 = 0.1 \sum_{k=1}^m UH2(k).P_r(i - k + 1)$$

où $l = \text{int}(X4) + 1$ et $m = \text{int}(2.X4) + 1$, avec $\text{int}(\cdot)$ désignant la partie entière.

Un échange souterrain en eau (perte ou gain) est calculé par :

$$F = X_2 \left(\frac{R}{X_3}\right)^{\frac{7}{2}}$$

où R est le niveau dans le réservoir, $X3$ la capacité à un jour du réservoir et $X2$ le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports, négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes ou nul.

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

$$R = \max(0; R + Q9 + F)$$

Il se vidange ensuite en une sortie Qr donnée par :

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

Le niveau dans le réservoir devient : $R = R - Qr$

La sortie $Q1$ de l'hydrogramme $HU2$ est soumise aux mêmes échanges pour donner la composante d'écoulement Qd (Perrin et al., 2003):

$$Qd = \max(0 ; Q1 + F)$$

Le débit total Q est alors donné par :

$$Q = Qr + Qd$$

1.2.2. Calibration et validation du model

Dans le cadre de cette étude hydrologique axée sur le bassin d'Ouergha, il a été choisi d'utiliser le modèle GR4J sous sa version originale de Microsoft Excel. Conformément aux directives établies par Perrin et al. en 2003, une année a été dédiée pour l'initialisation du modèle afin de stabiliser les conditions de base des différents réservoirs.

La phase de calibration du modèle s'est étendue de l'année 2003 jusqu'à la fin de l'année 2006. Pour cette opération, l'outil d'optimisation "Solver" d'Excel a été utilisé. Après une série d'itérations, les quatre paramètres du modèle ($X1$, $X2$, $X3$, $X4$) ont été ajustés pour obtenir des valeurs optimales qui assurent un bon ajustement entre les débits simulés et observés.

Une fois la calibration achevée, on a procédé à la phase de validation du modèle sur une nouvelle période de données, s'étendant de 2007 à la fin de 2010. Cette étape est cruciale pour évaluer la robustesse et la fiabilité du modèle dans des conditions différentes de celles de la phase de calibration. Et pour apprécier la performance de notre modèle, on a fait appel à divers indices statistiques définis au préalable dans le tableau de métriques. Ces indices permettent d'évaluer l'adéquation entre les débits simulés et les observations.

La section suivante de cette étude sera consacrée à la présentation détaillée des résultats obtenus à l'issue de ce processus de modélisation avec GR4J, mettant en lumière tant les succès que les limitations du modèle dans le contexte spécifique du bassin d'Ouergha.

2. Résultats

La période de calibration, qui s'est déroulée de 2003 jusqu'à la fin de 2006, a servi à l'ajustement minutieux des paramètres du modèle GR4J. Le tableau ci-dessus présente la configuration optimale des valeurs paramétriques spécifiquement adaptée pour le bassin versant d'Ouergha.

Tableau 27 : Configuration optimale des valeurs paramétriques de GR4J 1

Paramètres modèle	Transformées	Réelles
X1 : Capacité réservoir de production (mm)	6.12	453.43
X2 : Paramètre d'échange (mm)	-3.06	-10.62
X3 : Capacité réservoir de routage (mm)	4.50	89.86
X4 : Délai (jours)	-0.29	1.25

Ici, les valeurs transformées sont les valeurs des quatre paramètres utilisés pendant le processus d'optimisation, l'utilisation des valeurs transformées est plus commode pour le cas où l'on optimise les paramètres par le solveur. Les valeurs de paramètres transformées et réelles sont liées les unes aux autres par des fonctions mathématiques inverses. Par ailleurs les valeurs réelles sont celle utilisé pour le model pour simuler les processus hydrologiques, et ils ont une interprétation physique directe. Les résultats graphiques de calibration sont présentés par la (Fig. 67), alors que les résultats statistiques sont listés au Tableau 28.

Une observation visuelle du graphique suggère que le modèle GR4J reproduit le débit observé de manière relativement fidèle. En effet, les pics de précipitations coïncident en général avec des augmentations du débit. Néanmoins, quelques discordances peuvent être observées, notamment en ce qui concerne l'amplitude et la chronologie des pics de débit.

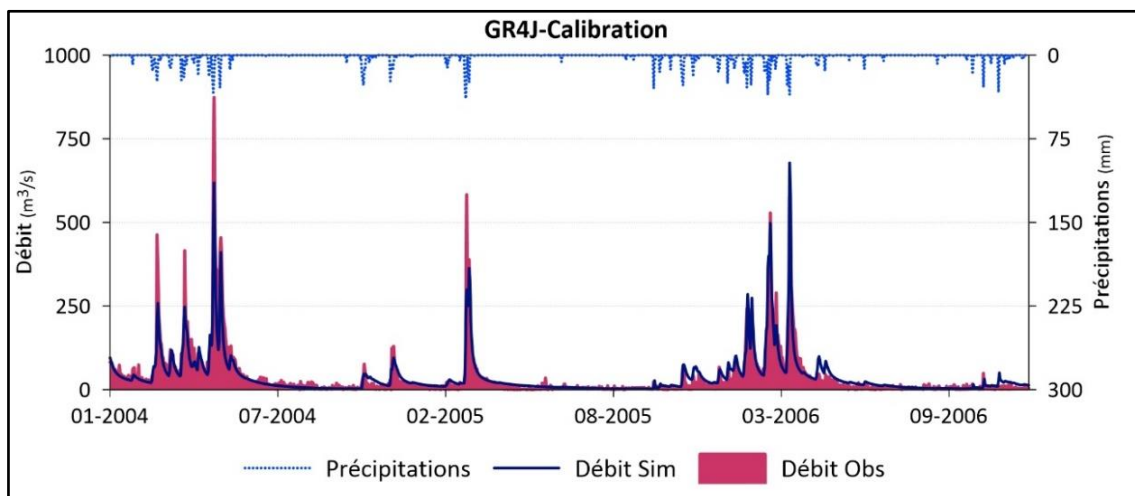


Fig. 67 : Résultats de calibration du GR4J

Les données statistiques viennent renforcer cette observation. Le débit moyen observé est de 36.071 m³/s tandis que le débit moyen simulé est de 39.17 m³/s. Le coefficient de détermination R^2 est de 0.862, indiquant une concordance solide entre les débits observés et simulés. L'erreur quadratique moyenne (RMSE) s'élève à 27.92 mm, le ratio standard des résidus (RSR) est de 0.376, indiquent qu'il existe un taux d'erreur très faible voir acceptable. Or, selon le critère de Nash-Sutcliffe (NSE) qui est égale à 0.859 cette calibration est classée bonne et suggère que le modèle a une performance satisfaisante dans la reproduction des débits observés, malgré la très légère surestimation du débit simulé détectée par un PBIAS de 8.589%.

Tableau 28 : Statistiques de performance de calibration et de validation de GR4J

	$\bar{Q}$ Observé m ³ /s	$\bar{Q}$ Simulé m ³ /s	R ²	RMSE mm	RSR	PBIAS %	NSE
Calibration	36.071	39.17	0.862	27.92	0.376	8.589	0.859
Validation	154.746	101.19	0.884	199.189	0.509	-34.609	0.74

En ce qui concerne les résultats de la validation (Fig. 68), on remarque que le modèle GR4J capture les tendances générales du débit observé. Cependant, il semble y avoir des divergences notables, notamment lors de certains événements de crue où le débit simulé est nettement inférieur au débit observé. Cela est particulièrement évident lors des pics de précipitations en 2009 et 2010.

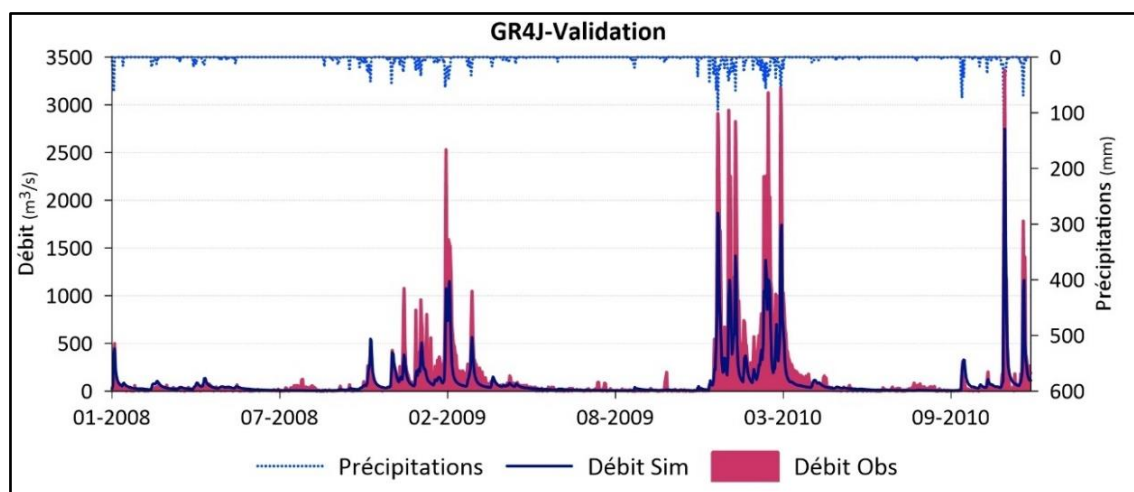


Fig. 68 : Résultats de validation du GR4J

Les indicateurs statistiques fournissent des informations supplémentaires à ce sujet (Tableau 28), débit moyen observé pour la période de validation est de 154.746 m³/s, tandis que le débit moyen simulé est de 101.19 m³/s, ce qui suggère une sous-estimation systématique du modèle. Le coefficient de détermination (R²) est de 0.884, indiquant une bonne concordance entre les débits observés et simulés malgré ces divergences. L'erreur quadratique moyenne (RMSE) est remarquablement élevée à 199.189 mm, reflétant les divergences mentionnées. Le ratio standard des résidus (RSR) est de 0.509 et l'efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE) est de 0.74, ce qui, bien que satisfaisant, est inférieur à celui observé lors de la phase de calibration. Enfin, le biais en pourcentage (PBIAS) de -34.609% confirme la sous-estimation systématique du débit par le modèle pendant cette période.

Plusieurs raisons peuvent expliquer cette divergence entre les phases de calibration et de validation, comme la variabilité des événements pluvieux de chaque période, en effet les conditions hydrométéorologiques de la période de validation sont assez différentes de celles de la période de calibration, les années 2008 à 2010 ont enregistré des événements extrêmes non

présents voir rare lors de la période de calibration, notamment que l'année 2003 qui est l'année la plus humide de la calibration, a été désignée par le model comme une période de mise en route et donc n'est pas prise en compte pour la calibration du model. Cette limitation liée à l'hétérogénéité des conditions météorologique qui caractérisent les périodes de calibration et de la validation a fait l'objectif de plusieurs études, et parmi les méthodes suggérées c'est l'alimentation de la période de calibration par des chronologie qui ressemble à la donnée de la série de validation.

Dans le but d'améliorer la performance du model à reproduire les précipitations extrêmes on a procédé à une deuxième calibration avec une approche différente, qui consistait à permuté entre l'année 2004 et 2003 dans la série de calibration et ceci dans l'optique de faire de l'année 2004 une année de mise en route, alors que l'année 2003 qui est plus humide contenant des événements relativement importants on l'a désignée comme une année supplémentaire pour la calibration ; le Tableau 29, représentent les nouvelle valeurs d'optimisation des paramètres du model. Lors de cette deuxième calibration, le paramètre X1 a connu une baisse drastique de presque 400 mm, et ceci favorise la production l'écoulement plus, ce qui suggère qu'il y aura des améliorations de la simulation des débits de pointes contrairement à la première calibration.

Tableau 29 : Configuration optimale des valeurs paramétriques de GR4J 2

Paramètres modèle	Transformées	Réelles
X1 : Capacité réservoir de production (mm)	5.03	152.24
X2 : Paramètre d'échange (mm)	-3.35	-14.22
X3 : Capacité réservoir de routage (mm)	4.91	136.09
X4 : Délai (jours)	-0.55	1.08

Selon les résultats graphiques de cette deuxième calibration (Fig. 69), il est visible qu'il y a une amélioration de concordance des débits simulés et observés notamment aux niveau des pics, mais aussi on constate une baisse de précision surtout lors de la simulation de la première partie de l'année 2003. On constate aussi qu'en dehors des événements pluvieux majeurs, le débit simulé semble sous-estimer légèrement le débit observé pendant les périodes de faible écoulement.

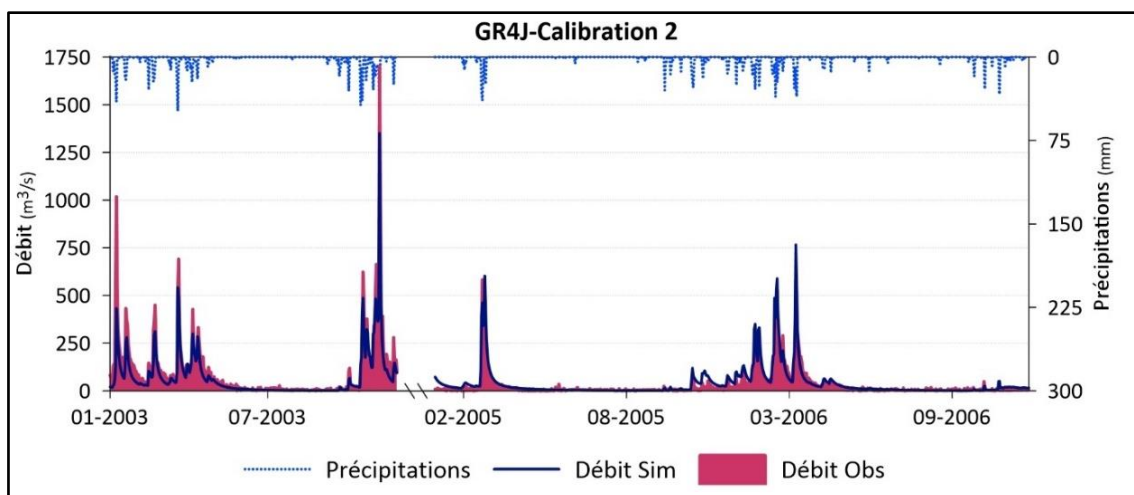


Fig. 69 : Résultats de la deuxième calibration du GR4J

Statistiquement cette baisse de précision est confirmée selon les indices d'erreurs (Tableau 30), RMSE lors de cette deuxième calibration il a presque doublé de valeur de 27 mm à 46 mm ; et ceci s'est reflété sur le RSR qui a grimpé à 0.41. Cette calibration a réussi à réduire le biais jusqu'à seulement 1.5%, alors que R^2 et NSE ont connu une négligeable baisse de 0.04.

Tableau 30 : Statistiques de performance de calibration 2 et de validation 2 de GR4J

	$\bar{Q}$ Observé m^3/s	$\bar{Q}$ Simulé m^3/s	R^2	RMSE mm	RSR	PBIAS %	NSE
Calibration 2	50.159	50.928	0.828	46.166	0.415	1.533	0.828
Validation 2	154.746	106.617	0.817	191.383	0.489	-31.102	0.76

Le résultat graphique de la deuxième validation est illustré en Fig. 70 ; visuellement on observe une amélioration de la simulation, généralement le débit simulé reproduit l'allure du débit observé indiquant que le modèle parvient à capturer la tendance globale du comportement hydrologique du bassin versant Ouergha.

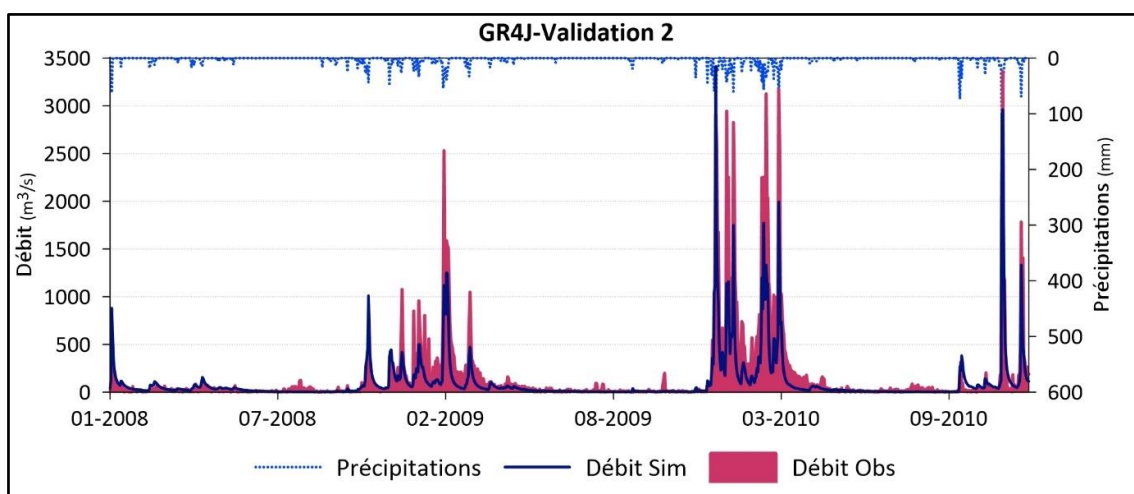


Fig. 70 : Résultats de la deuxième validation du GR4J

Si on fait une comparaison avec la première validation, on constate que GR4J a parvenu à capturer quelques pics extrêmes supplémentaires, sauf que on remarque aussi qu'il n'existe pas une amélioration assez lisible, et justement les indices d'erreurs ont montré une très faible amélioration, de l'ordre de quelques mm pour RMSE et de 0.02 pour RSR, en outre, l'indice du biais n'a connu qu'une négligeable amélioration, et il reste en-dessous du seuil acceptable de 25 %. Alors que la corrélation a relativement baissé de 0.88 à 0.82, contrairement à NSE qui s'est très peu amélioré de 0.74 à 0.76.

Conclusion

Après la modélisation hydrologique de notre zone d'étude par GR4J, on a constaté qu'il est certes un outil de haut potentiel concernant la reproduction du débit journalier, mais on a aussi conclu que malgré une performance générale considérée bonne en termes de NSE de RSR et de R^2 , le modèle ne parvient pas à répondre aux objectifs nécessaires, qui sont la bonne simulation des débits extrêmes, il existe une certaine imprécision et une sous-estimation assez claire lors de la période de validation, l'amélioration de la période de calibration en intégrant une année plus humide a compliqué légèrement le processus d'optimisation résultats des indices statistiques moins performant mais reste assez robuste pour passer à la deuxième validation, cette dernière indique que malgré l'intégration de cette année humide avec des débits de points accentués lors de la deuxième calibration, les résultats n'ont indiqué aucune amélioration significative, ce qui permet de conclure que GR4J lors de cette simulation arrive à ses limites en termes de complexité et de représentation des processus hydrologiques, et on peut estimer qu'il est possible que certains phénomènes ou interactions n'étaient pas entièrement prises en compte. Ce qui souligne l'importance de tester un modèle plus complexe afin d'améliorer les performances de la validation, et de mieux capturer les événements extrêmes.

Introduction

Le Hydrological Engineering Center-Hydrological Modelling System (HEC-HMS) est un système de modélisation hydrologique largement utilisé, conçu pour simuler le comportement de divers bassins versants. Développé par le Corps des ingénieurs de l'armée américaine (Feldman, 2000), il permet des simulations continues et événementielles à l'aide de modules conceptuels à base physique (USACE, 2015). HEC-HMS est un modèle simple qui relie les précipitations aux processus de ruissellement, et il a de vastes applications pour résoudre divers problèmes hydrologiques liés aux inondations dans de vastes zones géographiques (Natarajan and Radhakrishnan, 2019). Il a été appliqué avec succès dans de nombreux climats contrastés et a prouvé son adéquation et son efficacité (Chathuranika et al., 2022; Guta, 2021; Jin et al., 2015; Sampath et al., 2015).

En outre, de nombreuses études ont effectué une modélisation hydrologique au Maroc en utilisant HEC-HMS à des fins différentes : Bouabid et Elalaoui, (2010) ont réalisé une modélisation hydrologique mensuelle sur le bassin d'Ouergha en utilisant les modèles IHACRES et HEC-HMS ; Daide et al., (2021) ont simulé le ruissellement de surface du bassin de Beht en utilisant six événements quotidiens extrêmes ; Khaddor et al., (2016) ont établi un modèle hydrologique pour les bassins versants de Kalaya situés au sud-est de la ville de Tanger afin de simuler le ruissellement pluvial et de prédire les débits de pointe pour différentes périodes de retour.

Dans le cadre de cette étude on a opté pour une modélisation de la réponse hydrologique du Bassin versant Ouergha sur une longue période avec une modélisation continue, et aussi par une modélisation événementielle qui se concentre sur la reproduction des événements extrêmes dans la zone d'étude. En outre, on a choisi de travailler pour ce model par des précipitations journalières interpolées afin d'avoir une meilleure représentativité de ces précipitations sur toute la zone d'étude. Cette interpolation des chroniques de précipitations du bassin d'Ouergha ont été obtenue par l'intermédiaire du logiciel GageIntrep.

Finalement, la préparation de toutes les données d'entrées a été réalisée à l'aide du HEC-geo-HMS qui est un complément de HEC-HMS qui s'associe avec les logiciels de SIG afin de faciliter la préparation des données d'entrées au HEC-HMS.

1. Matériels et méthodes

1.1. Logiciels et modèles

1.1.1. HEC-HMS

HEC-HMS est un système de modélisation hydrologique déterministe ; il permet des simulations hydrologiques événementielles ou continues grâce à l'utilisation de différents modules afin de reproduire le débit de base, l'hydrogramme de crue et le ruissellement. Il peut également être utilisé comme modèle semi-distribué ou distribué (Feldman, 2000).

Il est doté d'une interface utilisateur graphique qui permet non seulement de gérer les données, de les traiter et de les stocker, mais aussi de présenter et d'imprimer les résultats.

La simulation du ruissellement pluvial dans le modèle HEC-HMS implique trois composants essentiels, à savoir : le modèle de bassin, le modèle météorologique et les mécanismes de contrôle.

a- Le schéma du bassin

Le modèle de bassin est une représentation schématique des éléments réels qui constituent le bassin versant, tels que les sous-bassins, les tronçons, les jonctions et les barrages. Chaque sous-bassin doit contenir des propriétés physico-hydrologiques précalculées ; il nécessite non seulement la sélection mais aussi la caractérisation des fonctions qui définissent les infiltrations et les écoulements de surface, les l'hydrogrammes (fonction de transfert), ainsi que le routage de l'hydrogramme tout au long du chenal.

b- Le gestionnaire du modèle météorologique

C'est la composante responsable de la génération des précipitations nécessaires à l'entrée du modèle. Plusieurs modèles météorologiques sont disponibles, tels que l'approche de Thiessen, ou le modèle de précipitations de grille qui présentent les précipitations à chaque point de grille.

c- Le gestionnaire des séries temporelles

C'est la composante qui permet la gestion des données temporelle nécessaires à l'exécution du modèle, telle que les séries de précipitation du débit de température et autres. Il existe aussi le gestionnaire des données couplées qui permet l'enregistrement des fonctions de barrage qui gèrent la libération et le stockage des eaux.

d- Le gestionnaire des simulations

C'est le centre de gestion de pas de temps des simulations et il permet aussi de définir les différentes simulations de calibration ou de validation avec des pas de temps qui varient de journalières à annuelles.

1.1.2. HEC-GeoHMS

The Geospatial Hydrologic Modelling Extension (HEC-GeoHMS) est une extension hydrologique qui intègre HEC-HMS au SIG (Scharffenberg and Fleming, 2010). Elle permet l'extraction de certaines données requises pour initier des simulations telles que les caractéristiques physiques du bassin, y compris la délimitation du bassin versant, la longueur de la rivière, la pente. Elle utilise le model numérique de terrain pour délimiter les sous-bassins et les cours d'eau, ainsi que pour créer le réseau de drainage. De plus, cette extension est primordiale dans la génération des fichiers de cellules (Cell file) nécessaires pour effectuer des simulations avec des données de grille.

1.1.3. GageIntrep

Le Centre d'ingénierie hydrologique (HEC) a développé GageInterp dans l'intention de créer pour tout emplacement fixe un fichier de grille avec une variation approximative dans l'espace des mesurée variant dans le temps (USACE, 2016). Conventionnellement, les données de précipitations enregistrées sont souvent ponctuelles ; elles fournissent donc moins d'informations sur la distribution spatiale. D'où l'intérêt du traitement réalisé par GageInterp car il permet l'interpolation des valeurs autour et entre les points de mesure et affecte cette valeur interpolée au centre de chaque cellule de la grille (USACE, 2016).

L'interpolation utilisée par GageInterp est la méthode pondération inverse à la distance (Inverse distance weighting IDW), qui est une méthode assez répandue dans le cadre de ce type d'étude, selon l'étude de Trambly et al., (2016) la comparaison de plusieurs méthodes d'interpolation hydrologique a montré que la méthode de IDW a données des bons résultats et ils estiment qu'elle est applicable dans ce genre d'études.

1.2. Méthodologie

La méthodologie qu'on a adopté pour réaliser cette modélisation repose sur deux étapes fondamentales, la première c'est le choix des modules convenable pour le contexte de notre étude. Et le prétraitement de données nécessaires pour définir les valeurs initiales indispensables pour chaque module.

1.2.1. Le choix des fonctions

Les fonctions nécessaires pour chaque simulation sont les fonctions de production, de transfert et du routage, aussi que la méthode du débit de base.

a- Fonction de production

Les fonctions de production ou module de productions sont les méthodes utilisées par le modèle afin de définir la portion d'eau infiltré et ruisselée, le choix de fonction dépend de plusieurs

paramètres à savoir, le type de la simulation continue ou événementielle, les conditions climatiques de la région et le but de la simulation. Dans notre cas on a fait deux choix, d'abord on a choisi d'utiliser la fonction de production « SCS » qui est une fonction très répandue et assez utilisée dans plusieurs études avec le même contexte climatique et hydrologique de notre zone d'étude, sauf que cette fonction est plus adaptée pour les simulation événementielles étant donnée qu'elle ne prend pas en considération les condition initiale d'humidité à longue période, ce qui a poussé à choisir une autre fonction pour la modélisation continue, cette fonction est « déficit and content », qui est une fonction adaptée pour ce type de simulation à condition d'ajouter une série de données d'ETP qui permet de calculer la variabilité à long terme de l'ETP et son impact sur la production de l'écoulement.

- *La fonction de production SCS*

La méthode du Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN), souvent simplement appelée méthode SCS, est couramment utilisée pour estimer l'écoulement direct à partir de précipitations sur une zone donnée. Cette méthode a été développée par le service de conservation des sols aux États-Unis, maintenant connu sous le nom de Service de conservation des ressources naturelles (NRCS).

La méthode est basée sur un certain nombre de paramètres et d'hypothèses, notamment le nombre de courbes (CN), qui varie de 0 à 100 et représente le potentiel d'infiltration du sol. Un CN faible indique un taux d'infiltration élevé (et donc un écoulement direct faible), tandis qu'un CN élevé suggère un taux d'infiltration faible (et donc un écoulement direct élevé).

La fonction de production SCS est souvent exprimée comme suit :

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}$$

Où

P : C'est la hauteur des précipitations accumulées à ce moment (en mm) ou pluie brute.

P_e : C'est l'excédent de précipitations accumulées au temps t ou pluie net.

I_a : C'est l'abstraction initiale (en mm) ou perte initiale.

S : C'est le potentiel maximal de la rétention (en mm).

Et $I_a = 0.2S$.

Le potentiel maximal de rétention S est relié au Curve Number (CN) selon la formule :

$$S = \frac{25400 - 254CN}{CN}$$

Le CN est généralement estimé à partir de diverses caractéristiques du bassin versant par l'intermédiaire des tables de CN standardisées (USDA-SCS, 1985), afin d'obtenir une valeur

initiale basée sur ces caractéristiques. Ces tables ont été développées à partir d'études de terrain et de modélisation. Elles fournissent des valeurs de CN pour différentes combinaisons de types de sol, de couverture végétale et d'utilisation des terres.

Par la suite, cette valeur initiale peut être affinée en fonction des données d'écoulement et de précipitations observées pour le bassin versant en étude, lors de la calibration du modèle afin de déterminer une valeur caractéristique de chaque bassin.

- *La fonction de production Déficit and constant*

La méthode des pertes déficitaires et constantes est particulièrement pertinente pour les simulations hydrologiques continues, surtout lorsqu'elle est couplée avec des modules d'évapotranspiration potentielle. Cette approche permet une modélisation plus précise de l'assèchement du sol entre les épisodes de précipitations. Le principe de base est que lors d'un événement pluvieux, l'eau comblera d'abord le déficit en humidité du sol jusqu'à atteindre sa capacité maximale de rétention. Une fois cette saturation atteinte, tout excès d'eau se transforme en ruissellement de surface, alimentant ainsi les cours d'eau. Parallèlement, le processus d'évapotranspiration agit pour déshydrater la couche de sol à un taux qui peut être soit constant, soit variable en fonction des conditions météorologiques.

Cette méthode de modélisation s'appuie sur un ensemble de paramètres initiaux qui doivent être ajustés minutieusement pour calibrer le modèle de façon optimale. Voici une description détaillée de ces paramètres :

Déficit Maximal : Ce paramètre représente la capacité d'absorption d'eau de la couche de sol. Il est généralement calculé en multipliant la profondeur effective du sol par sa porosité. Cette profondeur est souvent obtenue à partir de données géologiques ou pédologiques, telles que celles fournies par les cartes des sols de l'USDA pour le bassin versant concerné. Ainsi, on peut estimer une valeur moyenne représentative pour le bassin étudié.

Valeur Initiale du Déficit : Cette condition initiale indique la quantité d'eau nécessaire pour saturer la couche de sol. Elle est souvent établie à partir de tableaux fournis par l'USDA, qui donnent des valeurs en fonction de la texture et des propriétés du sol.

Taux d'Infiltration Constant : Ce paramètre décrit la vitesse à laquelle l'eau pénètre dans le sol une fois que ce dernier est saturé. Sa valeur initiale est généralement liée à la conductivité hydraulique saturée du sol, et peut nécessiter des ajustements lors de la calibration du modèle.

Pourcentage des Zones Imperméables du Bassin : Ce paramètre est crucial pour la modélisation du ruissellement direct, car il détermine la proportion du bassin où aucune perte d'eau due à l'infiltration n'est prise en compte. Toutes les précipitations qui tombent sur ces zones

imperméables deviennent un excès et contribuent directement au ruissellement. Ce paramètre est généralement fixe et ne nécessite pas d'optimisation.

b- Débit de base

Pour estimer le débit de base, qui représente la portion du flux provenant de l'aquifère, le modèle de récession a été utilisé. Selon Scharffenberg and Fleming, (2010), cette méthode est appropriée pour les bassins où le volume des crues est fortement influencé par les événements de précipitations. Cette méthode de récession définit le débit de base Q_t selon l'équation suivante

$$Q_t = Q_0 R_C^t$$

Où

Q_t : Représente le seuil de ruissèlement de base à l'instant t .

Q_0 : C'est le débit de base initial à l'instant t .

R_C^t : C'est une constante de décroissance exponentielle.

c- Fonction de transfert

Une fonction de transfert est souvent utilisée pour modéliser la relation entre les précipitations entrantes et le débit sortant à un point spécifique d'un bassin versant. Le concept vise à simplifier la complexité des processus hydrologiques en représentant l'ensemble du bassin versant comme un système linéaire ou quasi-linéaire. Dans ce contexte, les fonctions de transfert peuvent prendre plusieurs formes, telles que les hydrogrammes unitaires, les fonctions de réponse impulsionnelle, ou des modèles plus complexes basés sur des équations différentielles ou des techniques de filtrage. Pour cette étude l'hydrogramme unitaire de Clark a été choisie pour convertir les excédents de précipitations en ruissellement direct. D'abord l'hydrogramme unitaire tel que défini par Sherman en 1932, est l'hydrogramme de ruissellement direct résultant d'une pluie nette, uniforme et constante, d'une durée de référence, suffisamment longue pour générer un écoulement sur l'ensemble du bassin. À partir de cet hydrogramme unitaire, il est facile de déduire l'hydrogramme provoqué par n'importe quelle quantité de pluie nette, en se référant à sa règle fondamentale : la relation entre la pluie nette et le ruissellement est linéaire.

La méthode de l'hydrogramme unitaire de Clark ; interprète deux processus importants dans la transformation pluie nette-débit qui sont l'atténuation et la translation.

L'atténuation : reflète le stockage temporaire (St heures) de la pluie nette dans le bassin versant qui baisse l'ampleur du débit Feldman, 2000.

La translation est basée sur un histogramme temps-zone synthétique avec un temps de concentration T_c (heures). L'atténuation est modélisée par un réservoir linéaire, représentant l'impact du stockage du bassin,

Ainsi, le débit moyen du réservoir pour une période t est donné par l'équation suivante :

$$O_t = C_A I_t + C_B O_{t-1}$$

Où

I_t est le débit entrant à l'instant t ;

C_A , C_B , sont des coefficients calculés pour chaque pas de temps (Δt) par l'équation ci-dessous :

$$C_A = \frac{\Delta t}{S_t + 0,5\Delta t} \quad \text{avec} \quad C_B = 1 - C_A$$

Les deux paramètres qui représentent chacun d'entre eux l'un des deux processus, sont le coefficient de stockage S_t et le temps de concentration et ils sont calculés par les méthodes suivante et optimiser par la suite lors de la calibration :

- *Le coefficient de stockage S_t :*

En général, la méthode adoptée pour le calcul du coefficient de stockage est la suivante :

$$S_t = Rcof * T_c$$

Où,

T_c : le temps de concentration.

S_t : le coefficient de stockage en heures.

$Rcof$: le coefficient de Clark = 1.6316.

- *Le temps de concentration T_c :*

Il existe plusieurs méthodes empiriques qui permettent le calcul du temps de concentration en faisant intervenir plusieurs paramètres de terrain tel que la longueur du cours d'eau le dénivelé, la pente on note ici les équations de Kirpich, Ventura, Espagnol, Turraza entre autres. Il est aussi estimable à l'aide de HEC-geoHMS, et par la suite optimisable lors de calibration.

d- Fonction de routage

La fonction de routage désigne le laminage de l'onde de crue dans un tronçon de rivière

La méthode Muskingum est fréquemment utilisée comme modèle de routage des crues en raison de sa simplicité (Chu, 2009). Cependant, les équations de continuité et de stockage non linéaire sont ses formes les plus couramment appliquées. (Gill, 1978; Tung, 1985; Yoon and Padmanabhan, 1993)

La méthode de routage Muskingum utilise une approche simple de conservation de la masse pour acheminer le débit le long du tronçon de cours d'eau. Cependant, elle ne suppose pas que la surface de l'eau est de niveau. En supposant une surface de l'eau linéaire, mais non de niveau, il est possible de prendre en compte une augmentation du stockage pendant la montée d'une vague de crue et une diminution du stockage pendant la descente. En ajoutant un temps de parcours pour le tronçon et une pondération entre l'influence du débit entrant et sortant, il est possible d'approximer l'atténuation.

La méthode Muskingum est basée sur deux équations :

La première équation est une relation de stockage basée sur la différence entre le flux entrant et le flux sortant dans un chenal :

$$S = K O_t + KX(I_t - O_t)$$

Où :

S : Volume stocké dans un cours d'eau (m^3)

I_t : Le débit entrant (m^3/s)

O_t : Le débit sortant (m^3/s)

K et X sont deux constantes caractéristiques qui dépendent du cours d'eau. K et Δt doivent avoir la même unité. K , qui a donc l'unité de temps, est appelé constante d'emménagement. Par ailleurs, $0 \leq X \leq 0,5$.

La seconde équation est basée sur une solution de la forme de l'équation de continuité et l'équation dynamique :

$$\frac{I_1 + I_2}{2} \Delta t - \frac{Q_1 - Q_2}{2} \Delta t = S_1 - S_2$$

Où

I_1, I_2 : Sont les débits entrants aux temps 1 et 2, (m^3/s)

Q_1, Q_2 : Sont les débits sortants aux temps 1 et 2, (m^3/s)

Δt : est la différence de temps entre les temps 1 et 2

et S_1 et S_2 sont les volumes stockés aux temps 1 et 2, (m^3).

En combinant les deux équations, on obtient :

$$Q_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 Q_1$$

Où

$$C_0 = \frac{-KX + 0.5\Delta t}{K(1 - X) + 0.5\Delta t}$$

$$C_1 = \frac{KX + 0.5\Delta t}{K(1 - X) + 0.5\Delta t}$$

$$C_2 = \frac{K(1 - X) - 0.5\Delta t}{K(1 - X) + 0.5\Delta t}$$

$$C_0 + C_1 + C_2 = 1$$

Avec C_0 , C_1 et C_2 sont des paramètres sans dimension. Une méthode simple d'estimation de K consiste à la considérer égale au temps de décalage entre les débits de pointe à l'entrée et à la sortie. X est une constante sans dimension comprise entre 0 et 0,5, la valeur la plus usuelle pour les rivières étant 0,2.

1.2.2. Prétraitement des données et définition des paramètres initiaux

a- Données hydrométéorologiques

Les séries temporelles des précipitations ont été traitées avec GageInterp et les résultats de ce traitement sont des fichiers de chroniques des précipitations en grille (.dss). Les fichiers (.dss) sont compatibles avec les simulations de ruissellement pluie-débit du modèle HEC-HMS. Ils sont exploitables en utilisant le fichier cellulaire (.mode) décrit dans la section suivante, mais les deux doivent avoir le même système de géoréférencement.

De plus, étant donné que le bassin est équipé de quatre barrages, chaque réservoir a une fonction de stockage-débit différente, cette fonction gère les lâchées de barrage ; et indique que lorsque le réservoir atteint un certain taux de stockage, il libère un débit spécifique. La Direction de la Puisque les débits et les fonctions de barrages définissent des valeurs à des points spécifiques, telles que les barrages et les canaux fluviaux, ils ne nécessitent aucune d'interpolation.

b- Données brutes du terrain

Les données brutes de terrain utilisées sont l'MNT, L'occupation du sol, et les cartes des fractions granulométriques présentées toutes en Fig. 71. L'ASTER GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Global Digital Elevation Model) est un modèle numérique d'élévation, produit des données satellitaires de la NASA et le ministère de l'Économie du Commerce et de l'Industrie du Japon. Il couvre l'ensemble de la surface terrestre, et il est utilisé pour la modélisation hydrologique, la cartographie, et d'autres applications. Le modèle a une résolution horizontale de 30 mètres et une précision verticale de GDEM $\pm$ (Aster, 2009), il est téléchargeable gratuitement sur le site <https://search.earthdata.nasa.gov/>.

La carte d'occupation du sol de la zone d'étude présentée en Fig. 71b, a été élaborée et vérifiée par l'agence du bassin hydraulique Sebou, en se basant sur les données Landsat ETM+ de 30 m (Enhanced thematic mapper).

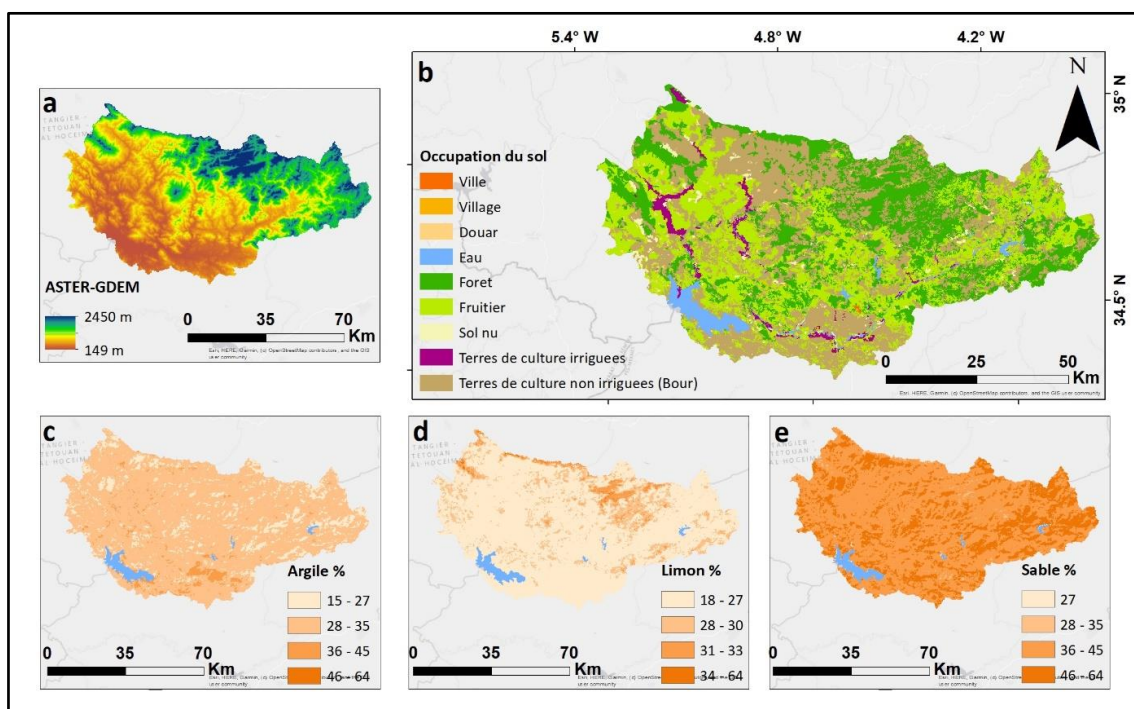


Fig. 71 : (a) ASTER GDEM, (b) Occupation de sol, (c) Proportion d'Argile, (d) Proportion de limon, (e) Proportion de sable

En effet, les cartes de texture utilisées dans la présente étude sont fournies par le projet de la carte du sol d'Afrique d'une résolution de 250 m « the African soil grid 250 m project », c'est une carte dérivée de la carte originale qui avait une résolution de 1 km créée par « the World Soil Information » en collaborations avec d'autres instituts (Fleming and Neary, 2004) ; elle est téléchargeable gratuitement depuis <https://www.isric.org/>. Les (Fig. 71c, d, e) sont trois cartes de la distribution de la proportion d'argile, du limon et du sable respectivement à la profondeur du substratum de la zone d'étude, ces cartes ont été superposées et unifiées afin de présenter la carte qui inclue la proportion de chaque classe granulométrique, ces proportions ont été par la suite projetées sur le triangle de texture à partir duquel la texture de chaque zone a été déterminée en se basant sur la classification américaine des sols USDA.

c- Traitement du model numérique du terrain

Afin de mettre en œuvre une modélisation hydrologique fiable et précise avec le modèle HEC-HMS, une phase préliminaire d'extraction et de préparation des données d'entrée est impérative. Chaque ensemble de données terrain, collecté à partir de diverses sources, a subi un traitement rigoureux suivant plusieurs approches méthodologiques.

Le cœur de ce traitement réside dans l'exploitation du Modèle Numérique de Terrain (MNT). Ce dernier sert à extraire une multitude de paramètres et propriétés essentiels qui caractérisent la zone d'étude. Ces variables, telles que l'identification du réseau hydrographique, le tracé du chemin d'écoulement le plus long, la délimitation des sous-bassins selon les stations de jaugeage existantes et le calcul de paramètres morphométriques (superficie du bassin versant, périmètre, temps de concentration, et coefficient de stockage), sont cruciales pour une simulation hydrologique précise. Pour optimiser cette extraction de données, HEC-GeoHMS a été intégré dans un environnement de Systèmes d'Information Géographique (SIG). Cette intégration permet l'exécution séquentielle et automatisée de fonctions spécifiques destinées à extraire les informations nécessaires directement du MNT. Cette procédure est méthodiquement structurée en Fig. 72a.

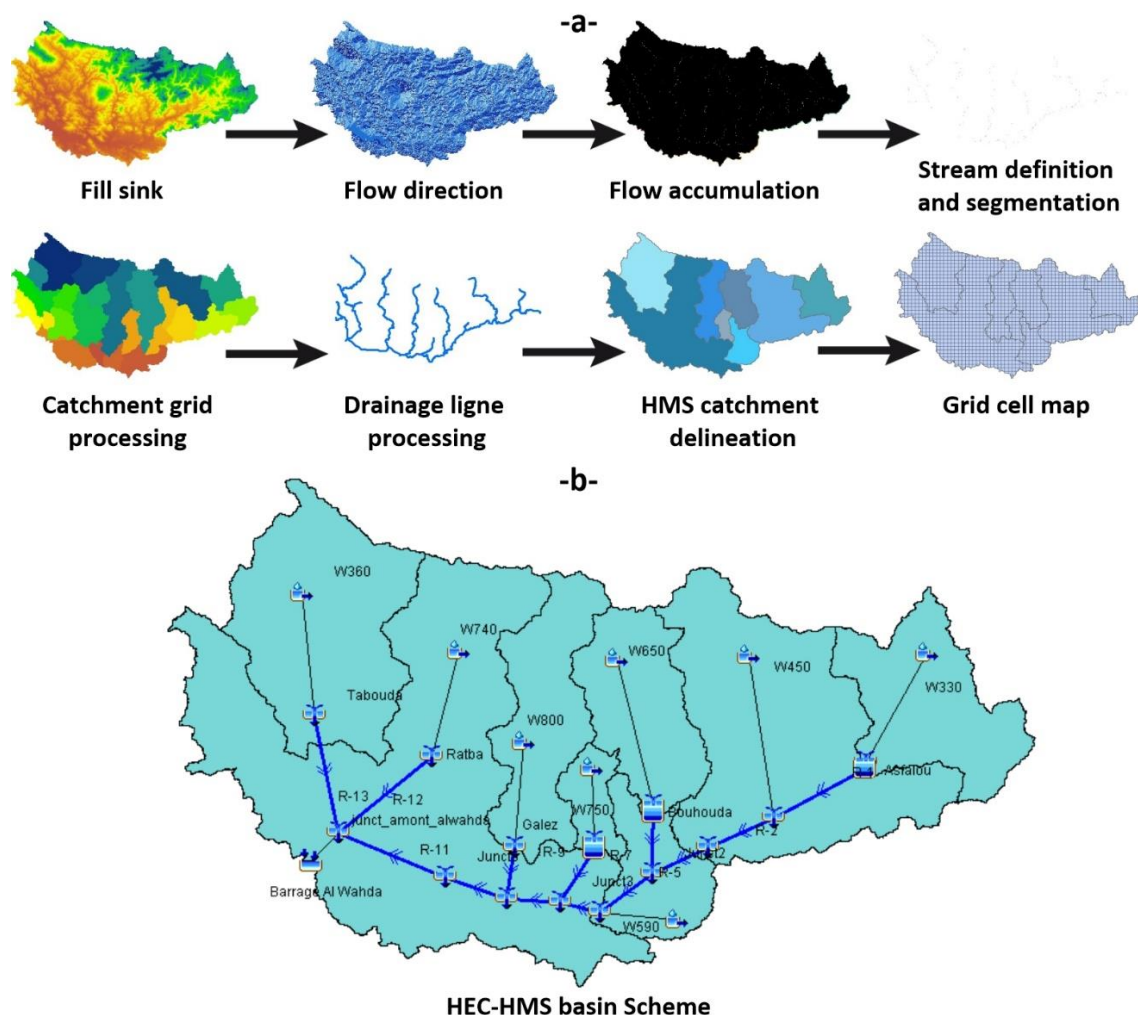


Fig. 72 : (a) Etapes du traitement par HEC-geoHMS ; (b) le schéma du bassin construit pour HEC-HMS. Elle débute par le remplissage des éventuelles dépressions ou zones vides dans le MNT, la définition de la direction flux et l'accumulation du flux hydrologique. Et elle conduit à la délimitation des sous-bassins ; pour notre zone d'étude 8 sous-bassins ont été délimités (W330

; W360 ; W450 ; W590 ; W650 ; W740 ; W750 ; W800) dont les propriétés morphométriques ont également été définies Tableau 32; par la suite la génération d'une carte de cellules de grille qui est une couche polygonale de cellules de grille qui divise la zone d'étude en de nombreuses cellules égales. La grille est intersectée avec la couche de sous-bassins pour définir les emplacements des cellules de grille et les superficies au sein de chaque sous-bassin (USACE, 2015).

Finalement, cette procédure aboutit à la mise en œuvre du modèle schématisé du bassin d'Ouergha avec une intégration des sous-bassins, des canaux, des jonctions et des barrages (Fig. 72b), tous ces éléments sont interconnectés d'une façon à simplifier les vrais liens entre élément hydrologiques de la zone d'étude.

Il convient de noter que la construction de la carte des cellules de grilles n'est indispensable que dans le cas de l'exploitation des données maillées, car c'est sur la base de cette carte de cellules de grille que le fichier de paramètres de cellule de grille .mod réalisé. Dans ce fichier, les sous-bassins sont enregistrés sous forme de liste de cellules de grille avec les coordonnées X et Y, la longueur du chemin vers l'exutoire, et la superficie (USACE, 2015).

d- Traitement de la carte de sol et d'occupation de sol

En ce qui concerne le traitement de la carte de sol, à l'aide du SIG et du triangle des textures, les principales textures du sol du bassin d'Ouergha (argile ; limon argileux ; limon ; et limon sableux argileux) ont été définies, la Fig. 73a illustre leur répartition spatiale.

Étant donné que la perméabilité de la subsurface influence les taux d'infiltration du sol, chaque zone texturale est regroupée en un groupe hydrologique spécifique A, B, C et D (Fig. 73b), ce qui représente la classification HSG basée sur un taux minimal d'infiltration obtenu pour un sol nu après un mouillage prolongé (USDA, 1986). Les caractéristiques de ces groupes sont brièvement décrites dans la section suivante ; résumant les détails disponibles à (USDA, 2009).
Groupe A : Les sols de ce groupe ont un faible potentiel de ruissellement, même s'ils sont complètement imbibés ; ils ont un taux d'infiltration élevé, et cela est dû au fait qu'ils contiennent plus de 90% de sable ou de gravier (sable, limon sableux, etc.) et moins de 10% d'argile.

Groupe B : Les sols de ce groupe ont un potentiel de ruissellement modérément faible et également un taux d'infiltration modéré lorsqu'ils sont complètement imbibés. Ils sont composés de 10% à 20% d'argile et de 50% à 90% de sable (sable limoneux, limon...).

Groupe C : Les sols de ce groupe ont une faible transmission d'eau ; leur taux d'infiltration diminue lorsqu'ils sont imbibés ; ils affichent un ruissellement modérément élevé ; ils sont principalement composés d'une couche qui retarde le mouvement vertical de l'eau de sols à

texture modérément fine à fine, tels que le limon argileux sableux et le limon argileux. Les sols du groupe C contiennent généralement entre 20% et 40% d'argile et moins de 50% de sable.

Groupe D : Les sols avec des taux d'infiltration très faibles lorsqu'ils sont saturés, donc un potentiel élevé de ruissellement. Ces sols sont principalement composés d'argile en surface ou à des profondeurs peu profondes ou contiennent un aquifère permanent. Ils contiennent généralement plus de 40% d'argile, moins de 50% de sable et des textures argileuses.

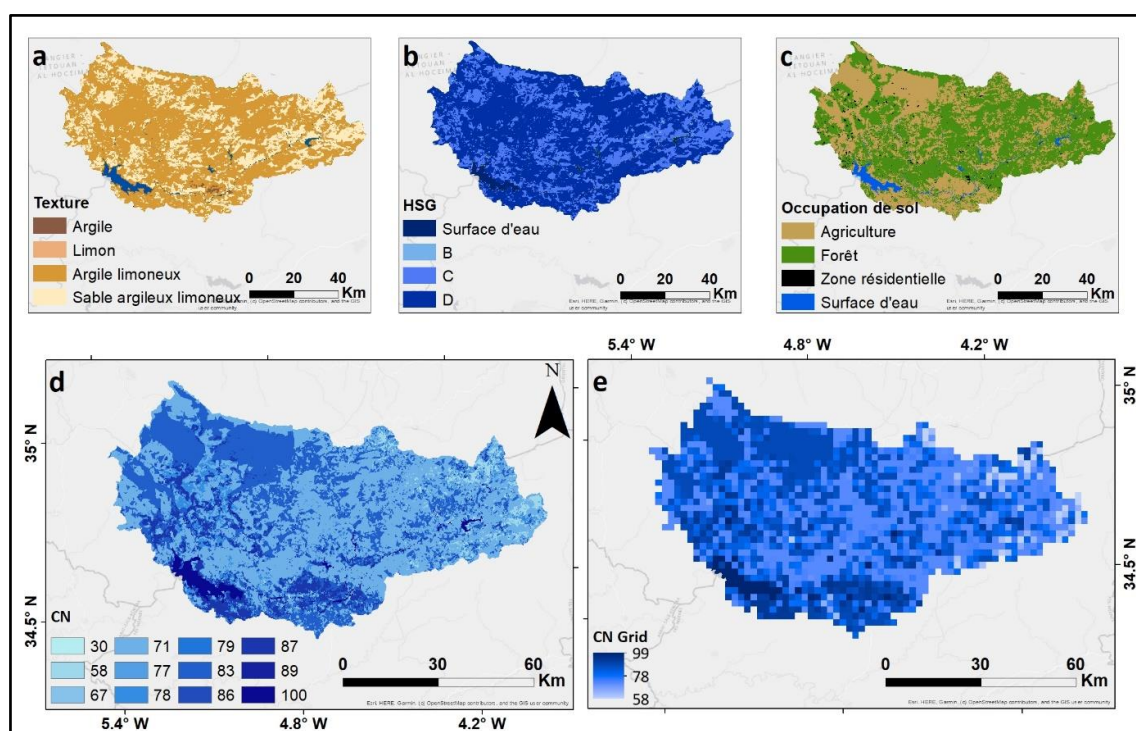


Fig. 73 : (a) Textures des sols ; (b) Groupes hydrologiques des sols ; (c) Utilisation reclassée des sols; (d) Carte des numéros de courbes ; (e) Carte des cellules de la grille des numéros de courbes (Karmouda et al., 2023b)

Dans cette étude, la carte d'occupation du sol avait déjà été générée et traitée ; il était donc nécessaire de classer les entités en catégories spécifiques : agriculture, forêts, eau et résidentiel en utilisant les SIG (Fig. 73c).

e- Construction de la carte CN

En général, les taux maximaux de ruissellement sont impactés non seulement par le taux d'infiltration du sol, mais aussi par plusieurs autres facteurs, tels que le type et la densité de la végétation, l'utilisation des terres et leurs traitements. Ces facteurs interviennent de différentes manières comme la rétention des gouttes de pluie, le maintien du potentiel d'infiltration du sol ; le retardement du temps de drainage. Les données issues de l'union des groupes de sols hydrologiques (HSG) et des classes d'utilisation des terres sont appelées "complexe de couverture de sol hydrologique", et elles sont utilisées pour établir la carte du nombre de courbes. Selon l'étude menée par le "Natural Resources Conservation Service" (NRCS) et

détaillée dans (USDA-SCS, 1985), la méthode du nombre de courbes du système de conservation des sols (SCS) a été développée sur la base d'équations empiriques, et chaque complexe de couverture de sol hydrologique a été attribué à un nombre de courbe de ruissellement définissant le potentiel de ruissellement de chaque sol. La publication technique de l'étude USDA (1986) fournit des tableaux des valeurs du nombre de courbes pour divers groupes de sols hydrologiques par rapport aux combinaisons d'utilisation des terres.

Dans le contexte du bassin de l'Ouergha, le Tableau 31 illustre le CN Lookup tableau correspondant à l'union des attributs du HSG et des classes d'utilisation des sols selon USDA (1986).

Tableau 31 : CN lookup tableau

OBJ	LUVALUE	Description	A	B	C	D
1	1	Surface d'eau	100	100	100	100
2	2	Agglomération résidentielle	61	75	83	87
3	3	Forêt	30	58	71	78
4	4	Agricultures	67	77	83	87

En effet, la création de la carte CN du bassin de l'Ouergha a été faite à l'aide de HEC-geoHMS en combinant les données de MNT, l'union de la carte HSG avec la carte d'utilisation des sols, et finalement le CN Lookup table. Il est important de rappeler que le nombre de courbes est sans dimension et varie de 0 à 100, où 0 représente un potentiel de ruissellement insignifiant et 100 représente le potentiel de ruissellement maximal, qui est inversement proportionnel au potentiel d'infiltration. Finalement, on a procédé à la réalisation de la carte CN sous format de cellules de grilles (Fig. 73e), cette carte montre que le potentiel de ruissellement de la zone d'étude varie de 58 à 97, augmentant de l'est vers l'ouest.

f- Données morphométriques

Après avoir réalisé le prétraitement des données nécessaires pour initialiser la modélisation par HEC-HMS, on présente ici les principales valeurs initiales des paramètres correspondant aux fonctions déterminées au préalable. Le Tableau 32 suivant, liste les différentes données morphométriques de chaque sous-bassin délimité, à savoir, la superficie, le périmètre, la longueur du cours d'eau la pente du cours d'eau le dénivelé, les altitudes max et min ...etc.

On constate que la plus grande superficie et le plus long cours d'eau correspond au sous-bassin W740 avec 2196 km² et 121 km respectivement, alors que W750 présente la plus faible superficie et le plus court cours d'eau avec 121 km² et 24 km respectivement. Alors que le cours d'eau avec la pente la plus raide est celui de W650 en amont du barrage Bouhouda suivit de celle du cours d'eau en amont du barrage Asfalou correspondant W330.

Tableau 32 : Données morphométriques des sous-bassins délimités

Sous-bassin	Surface km ²	Périmètre km	Talweg km	Pente °	H Max	H Min	Dénivelé H	H 10%	H 85%
W330	561.96	203.26	49.587	0.0246	1940	719	1221	745	1328
W360	882.55	214.16	84.84	0.0231	2144	180	1964	200	652
W450	1205.27	291.42	98.236	0.0168	1968	315	1653	345	1222
W590	293.85	137.48	37.915	0.0146	782	230	552	236	455
W650	456.30	153.65	68.153	0.0280	2277	371	1906	390	1459
W740	2196.72	552.81	121.586	0.0127	1694	155	1539	155	565
W750	121.51	83.78	24.047	0.0252	978	371	607	376	708
W800	506.5001	206.50	70.547	0.0252	1991	213	1778	248	991

g- Estimation des paramètres initiaux

En se basant sur ces données morphométriques on a calculé les valeurs initiales de temps de concentration Tc avec les différentes équations, en suite à la base de sa moyenne on a calculé le coefficient de stockage St ; le Tableau 33 présente les résultats de ces calculs, toutes les valeurs sont exprimées en (hr).

Tableau 33 : Temps de concentration calculé selon différentes méthodes

Sous-bassin	Giadotti	Kirpich	Ventura	Van te Chow	Espagnol	Temps de Concentration (hr)	Coefficient de Stockage (hr)
W330	6.05	4.65	1.92	4.66	5.1	4.476	7.3
W360	6.94	8.33	2.49	8.34	7.8	6.78	11.06
W450	8.8	10.19	3.41	10.21	9.29	8.38	13.67
W590	6.67	4.84	1.8	4.85	4.58	4.548	7.42
W650	5.37	6.32	1.62	6.33	6.35	5.198	8.48
W740	11.78	13.81	5.29	13.84	11.55	11.254	18.36
W750	4.07	2.63	0.88	2.63	2.91	2.624	4.28
W800	5.81	6.92	1.8	6.94	6.66	5.626	9.18

En ce qui concerne les valeurs initiales des paramètres du modèle Déficit et Constante, ils ont été calculés en se basant sur la texture des sols et la proportion de chaque proportion par rapport à la superficie totale de chaque sous-bassin et en a également fait intégrer la profondeur à la roche mère déclaré par the World Soil Information qui est 1500 m, le détail de ces calculs est le Tableau 34 suivant présente les valeurs initiales de chaque paramètre.

Tableau 34 : Valeurs initiales calculées des paramètres de « déficit et constante »

Sous-bassin	Déficit Initiale (mm)	Déficit Maximal (mm)	Infiltration Constante (mm/hr)	Imperméables %
W330	30.826	636.832	3.503	1.00
W360	33.890	673.315	2.890	0.50
W450	33.116	666.124	3.155	0.50
W590	33.927	636.089	2.825	1.00
W650	33.911	671.642	2.762	4.00
W740	31.790	629.680	2.603	5.00
W750	33.748	663.009	2.539	8.00
W800	33.113	664.228	2.987	1

Finalement la longueur des canaux a été estimée selon la longueur des tronçons des cours d'eau qu'elles présentent, et les paramètres du débit de base ont été désignées en fonction de la bibliographie et des valeurs correspondantes au type de sols dominant dans la zone d'étude.

1.2.3. Calibration et validation des modèles

La calibration est une étape clé d'une modélisation hydrologique réussie. Il s'agit d'optimiser les paramètres les plus sensibles afin de reproduire l'hydrogramme le plus fidèlement possible, en réduisant l'écart entre les débits simulés et observés en termes d'intensité, de débit, de volume et de temps d'écoulement. Elle est souvent initialisée par un test de sensibilité qui consiste à évaluer la sensibilité des performances du modèle en fonction de chaque paramètre différent (Hall et al., 2009; Sieber and Uhlenbrook, 2005; Tang et al., 2007).

Il existe deux types de calibration, la calibration automatique proposée par HEC-HMS et la calibration manuelle. L'algorithme automatique est basé sur l'optimisation des paramètres sensibles prédéfinis à l'aide d'un algorithme spécifique de HEC-HMS, et ceci dans le but de réduire une fonction objective telle qu'efficacité de Nash, le pourcentage d'erreur du pic, le RMSE pondéré du pic, la somme des erreurs absolues ou la somme des résidus au carré.

Dans le cadre des simulations événementielles, des événements simples et complexes sur la période cible 2003-2010 ont été sélectionnés à des fins de modélisation ; cinq d'entre eux ont d'abord été calibrés manuellement pour identifier et optimiser les paramètres sensibles qui ont un impact sur l'ajustement entre les hydrogrammes observés et simulés ; ensuite, pour améliorer les indices de qualité de l'ajustement, l'algorithme automatique de calibration par HEC-HSM a été exécuté. Il convient de noter que l'optimisation effectuée dans cette étude concerne plusieurs aspects de la qualité de la simulation, y compris le volume de ruissellement de surface, le centre de masse, ainsi que la valeur et l'heure du débit de pointe. Et dans le but d'évaluer la précision du modèle développé à reproduire le comportement hydrologique du bassin d'Ouergha pendant les événements pluvieux, les paramètres optimaux ont été fixés et testés sur cinq événements supplémentaires.

La même approche d'optimisation a été réalisée également pour la calibration du modèle continu sur une période de 2003-2006. Alors que la validation s'intéressait à la période de 2007-2010. Finalement, la précision des modèles à reproduire les comportements hydrologiques de la zone d'étude ont été évalués selon les critères statistiques détaillés au préalable.

2. Résultats

2.1. Modélisation événementielle

2.1.1. Calibration

La calibration s'est intéressée aux événements pluviaux quotidiens listés dans le Tableau 35, ces événements se distinguent par leurs débits de pointe qui varient d'un débit modéré de 691 m³/s, à des débits extrêmes dépassants 2529.6 m³/s. Les événements 1, 2, 3 et 4 sont caractérisés par un seul hydrogramme de crue, tandis que l'événement 5 est constitué de deux épisodes de pluie chevauchés, conduisant à deux hydrogrammes imbriqués où le premier est prononcé tandis que le second est atténué.

Tableau 35 : Description des événements de calibration

Calibration					
Évènement	1	2	3	4	5
Début	04/01/2003	25/03/2003	02/12/2003	10/12/2008	28/01/2009
Fin	16/01/2003	01/04/2003	16/12/2003	17/12/2008	15/02/2009
Débit de point (m ³ /s)	1017.9	691	1702,4	1075.6	2529.6

Les paramètres ayant le plus grand impact sur la performance du modèle ont été identifiés puis ajustés (Tableau 36). Le nombre de courbe CN, le temps de concentration Tc et la constante de récession Rc ont été identifiés comme ayant la plus grande influence sur les résultats. Le CN affecte le volume du ruissellement en surface (Silva et al., 2015), tandis que Tc et Rc augmentent la concordance entre les hydrogrammes simulés et observés. Pour le nombre de courbe, sa valeur minimale a augmenté de 20 % alors que sa valeur maximale a augmenté de 7,23 pour cent.

Tableau 36 : Les paramètres ajustés et leur degré de changement

Valeur minimale	CN	Tc (hr)	Rc	Valeur maximale	CN	Tc (hr)	Rc
Valeur initiale Min	58	2.62	0.3	Valeur initiale Max	83	11.3	1
Valeur optimale Min	70	0.5	0.45	Valeur optimale Max	89	7.9	0.90
% de changement	20.6	80.91	50	% de changement	7.23	30.08	10

Les variations qu'a connu le nombre de courbe sont relativement mineur, mais ils ont un impact significatif, ceci témoigne l'hypersensibilité du CN dans cette étude. Cette observation est cohérente avec l'aspect lithologique du bassin de l'Ouergha ; le CN très élevé fait référence aux terrains marnés qui dominent le bassin.

Concernant, le temps de concentration, ce paramètre a connu un ajustement plus important, en effet ses valeurs initiales minimales et maximales ont diminué respectivement de 80,91 % et 30

%, ceci est probablement dû au fait que l'estimation de T_c est basée sur des méthodes empiriques dont le choix de la plus convenable est très difficilement applicable.

La calibration a également impacté les valeurs initiales de R_c du débit de base, avec des changements de 50 % et 10 % pour les valeurs initiales minimales et maximales, respectivement, ce qui reste logique car les valeurs initiales ont été estimées en se basant sur la littérature.

Les résultats graphiques de cette calibration sont présentés dans la Fig. 74, l'observation graphique montre que le degré de précision fluctue selon les différents événements, néanmoins, la tendance générale de l'hydrogramme observé est fidèlement reproduite, et ce, malgré quelques décalages temporels mineurs et des variations dans les pics de débit. Toutefois, la simulation de l'évènement 5 qui est composé de deux épisodes consécutifs, indique une sous-estime de manière significative du premier hydrogramme.

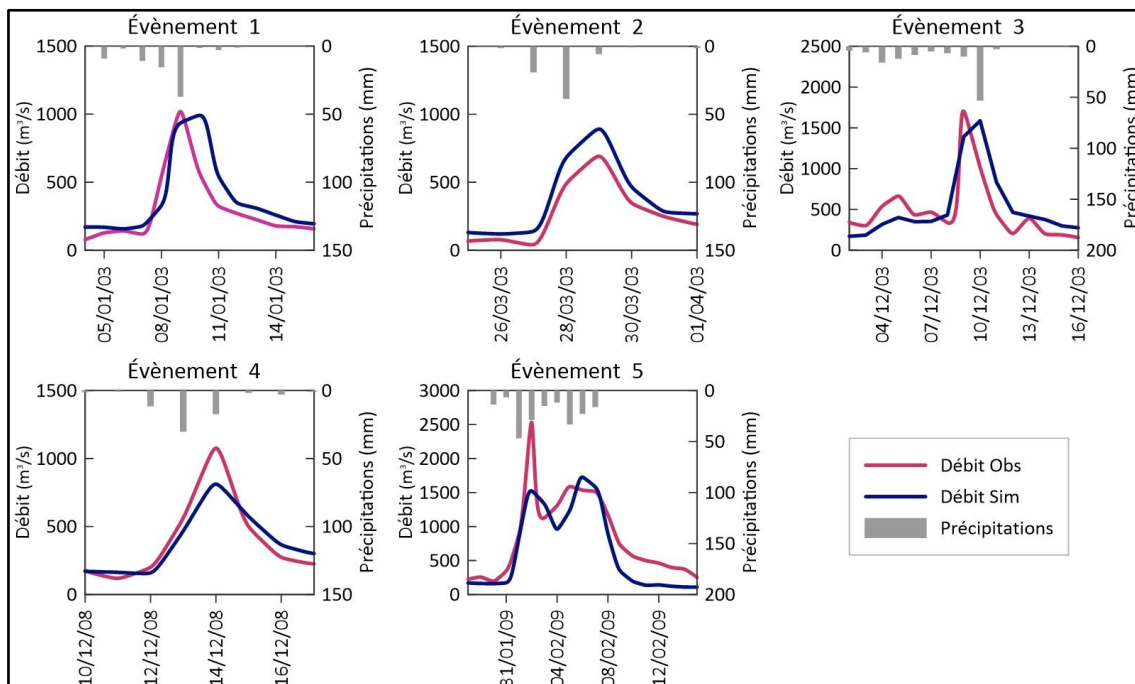


Fig. 74 : Résultats graphiques des événements de calibration

Les détails statistiques des résultats de la calibration sont présentés au Tableau 37, fournissant une évaluation générale de l'efficacité de calibration du modèle.

Les simulations pour les cinq événements diffèrent en termes de précision et de performance, mais montrent globalement des résultats encourageants. Pour l'évènement 1, le modèle capture 73% des variations du débit observé et a un NSE acceptable de 0.6, malgré une surestimation de 22%. L'évènement 2 excelle avec une capture de 98% des variabilités du débit observé et un NSE de 0.69, bien qu'il y ait une surestimation de 25%.

L'événement 3 présente un faible biais PBIAS de 0,63 et des indices de performance globalement satisfaisants. Un décalage d'un jour est noté comme la principale limite de cette simulation. L'Événement 4 est le plus précis, avec un coefficient de détermination R^2 de 0.91 et un NSE excellent de 0.85.

Enfin, l'événement 5 est le plus complexe en raison de ses deux hydrogrammes imbriqués, en dépit des résultats graphique de cette simulation qui sont moins concluants que ceux des événements précédents, statistiquement les indices de corrélation et d'efficacité de performance ont révélé une très bonne concordance avec R^2 de 0.82 et un bon NSE de 0.69.

Tableau 37 : Résultats statistiques des événements de calibration

Event	Débit de pointe m³/s		R²	RSR	PBIAS%	NS E	Performance			
	Obs	Sim					R²	RSR	PBIAS	NSE
Calibration										
1	1017.90	991.00	0.73	0.59	22.42	0.60	Gd	Gd	Sat	Sat
2	691.00	890.90	0.98	0.52	38.67	0.69	V-gd	Gd	Unsat	Gd
3	1702.40	1586.60	0.66	0.61	6.43	0.60	Sat	Sat	V-gd	Sat
4	1075.60	811.50	0.91	0.36	3.90	0.85	V-gd	V-gd	V-gd	V-gd
5	2529.60	1724.70	0.82	0.52	25.32	0.69	V-gd	Gd	Unsat	Gd
La Moyenne			0.82	0.50	19.34	0.69	V-gd	V-gd	Sat	Gd

Pour évaluer l'efficacité globale de cette calibration, on a calculé une moyenne pour tous les indicateurs de performance. Selon ces calculs, le coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE) est de 0,69, indiquant une bonne performance générale. De plus, un coefficient de détermination R^2 de 0,82 souligne une excellente concordance entre les hydrogrammes simulés et ceux qui ont été calibrés. La variation résiduelle reste également sous des niveaux bas acceptables. La Fig. 75, offre une représentation graphique de ces résultats. Elle révèle que l'événement 4 présente la meilleure performance.

Généralement, les résultats sont de bonne à excellente qualité : 50% des indices indiquent une qualité très bonne, 25% indiquent qu'elle est bonne, et les 25% restants l'ont jugées satisfaisantes. Ce dernier quart a été dû essentiellement aux biais, qui a indiqué soit une surestimation soit une sous-estimation, ce qui a eu un impact sur la performance globale. Justement selon Boyle et al. (2000) lors de la calibration d'un modèle vise à minimiser la RMSE (erreur quadratique moyenne) cela pourrait effectivement réduire la variance résiduelle, mais au risque d'introduire un biais significatif.

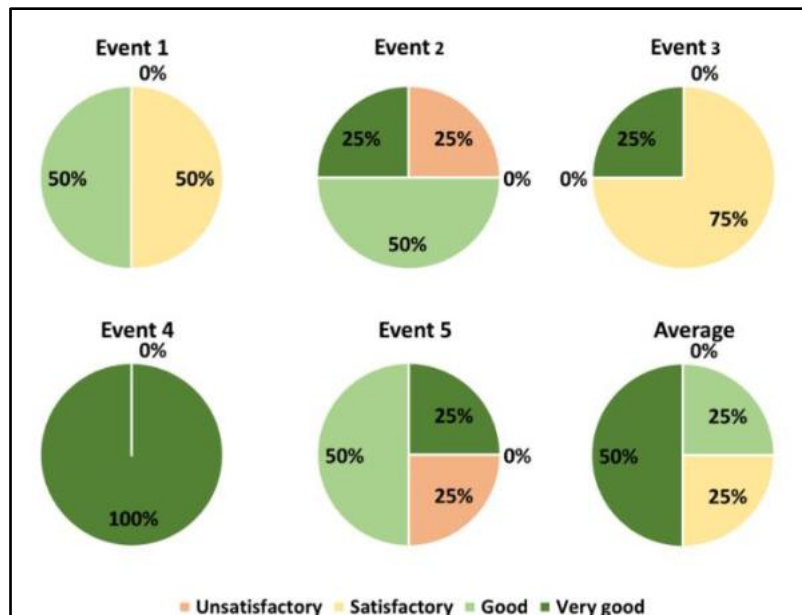


Fig. 75 : Représentation graphique de l'évaluation statistique des performances de chaque simulation calibrée.

2.1.2. Validation

Cinq événements listés dans le Tableau 38, ont été soigneusement sélectionnés pour valider le modèle. Le premier est un événement courant, et les autres sont des événements extrêmes.

Tableau 38 : Description des événements de validation

Évènement	Validation				
	6	7	8	9	10
Début	26/02/2009	17/12/2009	02/01/2010	01/03/2010	25/11/2010
Fin	10/03/2009	29/12/2009	31/01/2010	15/03/2010	04/12/2010
Débit de point (m ³ /s)	1047.10	2908.70	2943.30	3172.30	3361.70

Le premier événement de la validation est caractérisé par une seule vague et un débit de pointe qui ne dépasse pas 1100 m³/s. À l'opposé, les événements 7 à 10 présentent des débits de pointe beaucoup plus élevés, allant de 2908,7 m³/s à 3361,7 m³/s. Ces derniers représentent des événements extrêmes, ayant provoqué des inondations au niveau de la plaine alluviale du Sebou. Ces événements ont été marqués par des épisodes de pluie prolongés et comportent plusieurs hydrogrammes emboîtés de différentes amplitudes. Fig. 76 et Tableau 39 présentent respectivement les résultats graphiques et statistiques issus du processus de validation, offrant ainsi une évaluation détaillée de la précision du modèle.

L'événement 6 représente un cas idéal de simulation où les deux courbes (observée et simulée) sont presque entièrement superposées, avec le même débit de pointe et une variation marginale de du débit. Les résultats statistiques confirment l'évaluation graphique mentionnée ci-dessus. Avec un excellent accord entre le débit observé et simulé de 0,92, une variation résiduelle et un

biais négligeable de moins de 0,26 et 3,65 respectivement, puis un excellent NSE de 0,92, cet événement est considéré comme le cas idéal de cette étude.

L'événement 7 est le deuxième meilleur résultat graphique de validation ; il est caractérisé par une vague prononcée avec un débit substantiel dépassant 2900 m³/s. Pour cet événement, il existe seulement quelques différences graphiques négligeables entre les deux débits de pointe en effet, l'hydrogramme calculé était en retard d'un jour par rapport à l'observé.

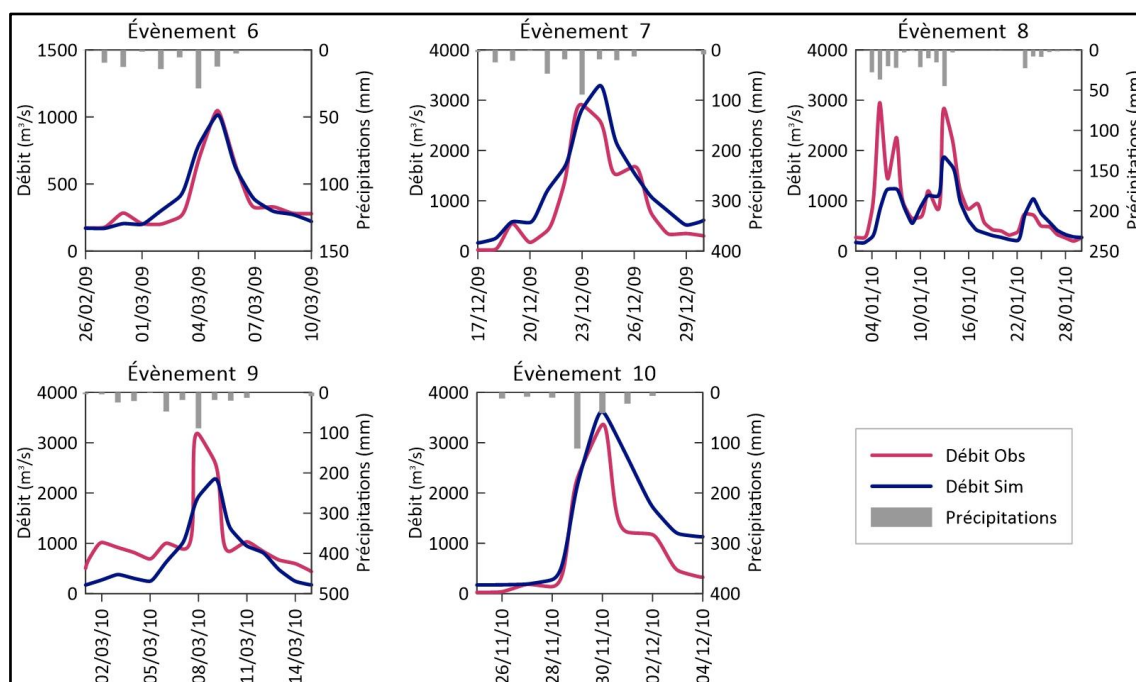


Fig. 76 : Résultats graphiques des événements de validation

Les indices statistiques affichent des excellents résultats, avec une excellente corrélation de 0.92, une faible variation résiduelle de 0.41 et un très bon NSE de 0.89 ; Cependant, encore une fois le PBIAS fait défaut indiquant une forte surestimation qui dépasse le seuil tolérable de 25%.

Tableau 39 : Résultats statistiques des événements de validation

Event	Flow peak m3/s		R ²	RSR	PBIAS %	NSE	Performance			
	Obs	Sim					R ²	RSR	PBIAS	NSE
Validation										
6	1047.1	1013.8	0.92	0.26	3.65	0.92	V-gd	V-gd	V-gd	V-gd
7	2908.7	3287.8	0.92	0.41	33.56	0.81	V-gd	V-gd	Unsat	V-gd
8	2943.3	1865.4	0.62	0.67	23.77	0.52	Sat	Sat	Sat	Sat
9	3172.3	2281.3	0.75	0.64	30.58	0.54	Gd	Sat	Unsat	Sat
10	3361.7	3618.6	0.83	0.55	44.79	0.63	V-gd	Gd	Unsat	Sat
La Moyenne			0.81	0.51	27.27	0.69	V-gd	Gd	Unsat	Gd

L'événement 8, qui est composé de plusieurs vagues et d'un débit de pointe élevé, était la simulation la plus complexe de cette étude. La montée rapide de l'hydrogramme observé à son

débit de pointe le plus élevé (2943 m³/s) est attribuée à de fortes précipitations au cours d'une sur une courte durée. Malgré l'intégration des propriétés physiques du sol et de sa capacité à infiltrer l'eau, la première vague a été mal reproduite, avec une différence significative dans le temps pour atteindre le pic et le taux de débit entre les résultats observés et simulés. Cela peut être attribué à la faible perméabilité du sol, ce qui réduit sa capacité à absorber l'eau lorsque de fortes pluies se produisent sur une brève période. Néanmoins, le modèle a amélioré sa performance pour la vague du 15 décembre car il a pris conscience que le sol était saturé par l'épisode précédent ; ainsi les pics de débit simulés et observés sont survenus le même jour ; et les écarts entre les deux volumes ont remarquablement diminué. Les résultats statistiques de cet événement complexe sont jugés acceptables. La corrélation entre les débits simulés et observés de 0,62 est considérée comme satisfaisante. La variation résiduelle et le biais de 0,67 et 23 % respectivement peuvent être considérés comme acceptables, pourtant NSE avec 0,51 est considéré médiocre.

Lors de l'événement 9, un débit exceptionnel de plus de 3000 m³/s a été observé ; il commence par une valeur élevée de 900 m³/s, tandis que le débit simulé montre des valeurs de débit de base ordinaires. Malgré un décalage d'un jour et une sous-estimation du volume de ruissellement de surface, la forme de l'hydrogramme observé est bien capturée. Mais bien que le modèle ait capturé le profil de l'événement, la performance était médiocre en raison du décalage d'un jour et de la surestimation des valeurs de débit. Néanmoins, la corrélation entre les débits observés et simulés, comme indiqué par le R² de 0,75, était bonne. Cependant, le biais de 30 % et la variation résiduelle de 0,67 étaient notables, et l'indice de Nash de 0,54 était jugé acceptable. Globalement, cette simulation peut encore être considérée comme acceptable, et le résultat pourrait être expliqué soit par une abstraction initiale substantielle provenant d'un événement précédent, soit par une libération imprévue d'un barrage en raison de la hauteur inhabituelle des précipitations en 2010.

Le dixième événement hydrologique se compose de deux phases distinctes : une phase ascendante (montée du débit) bien modélisée et une phase récessive (décrue du débit) qui a été surestimée par le modèle. Cette discordance lors de la phase de récession met en le point sur les limitations potentielles du modèle hydrologique pour simuler avec précision les mécanismes de décrue du système fluvial. Cependant, un coefficient de détermination R² robuste de 0,89 atteste de l'aptitude du modèle à capturer la dynamique générale du débit au cours de l'événement. Un RSR légèrement au-dessus du seuil de 0,5 suggérant une adéquation acceptable du modèle pour simuler le phénomène hydrologique. Un PBIAS élevé, dépassant le seuil de 25%, est principalement attribué à la surestimation du modèle pendant la phase de récession. Et

finalement un indice NSE de 0,63 indique que la performance globale de cette simulation peut être qualifiée de satisfaisante.

En considérant l'ensemble du processus de validation, il semble que le modèle était généralement constant pour reproduire les tendances observées, avec une valeur moyenne de R^2 de 0,81 pour tous les événements. C'est un bon indicateur de la fiabilité du modèle. Cependant, l'indice de biais a augmenté de 19,34 dans la phase de calibration à 27,27 dans la phase de validation, cette augmentation pourrait être attribuée soit à la nature exceptionnelle des événements hydrologiques survenus pendant la phase de validation, soit à des lâchers d'eau imprévus des barrages lors des épisodes 8 et 9. Ces résultats suggèrent que bien que le modèle soit en général fiable, ceci est soutenu par les métriques classées en Fig. 77 indiquant que 50 % d'entre eux valident la performance du modèle comme "bonne", et 20 % comme "très bonne". Sauf qu'il existe des conditions spécifiques sous lesquelles ses performances doivent être améliorées.



Fig. 77 : Représentation graphique de l'évaluation statistique des performances de chaque simulation de validation.

2.2. Modélisation continue

A l'issue du processus de calibration, un ensemble de paramètres ont connu des modifications afin de minimiser au maximum les différences entre le débit observé et simulé, certes cette calibration a été assez compliquée malgré l'intervention des méthodes automatisées et manuelles. Tableau 40, indique les valeurs obtenues après avoir arrivé à une valeur maximale de la fonction objective qui est NSE, après cette valeur aucune amélioration n'a été possible, on cite ici uniquement les paramètres qui ont montré une certaine sensibilité vis-à-vis la variation.

Tableau 40 : Les paramètres ajustés après calibration

Sous-bassin	Déficit Initiale (mm)	Infiltration Constante (mm/hr)
W330	30	3.65
W360	33.89	0.90
W450	33.116	1.27
W590	29.837	0.256
W650	33.911	0.39
W740	31	0.86
W750	50	2.5
W800	33.113	0.3

Les résultats graphiques de la calibration de la modélisation continue par HEC-HMS sont illustrés en Fig. 78. D'abord on remarque que le débit simulé suit la tendance du débit observé. Cela indique que le modèle HEC-HMS est capable de capturer la dynamique générale du bassin versant en réponse aux événements hydrologiques. Toutefois, lors d'examen des événements de débit significatifs, tels ceux observés aux alentours du 20-07-2003 et du 05-02-2004, le modèle semble légèrement sous-estimer le débit par rapport aux valeurs observées. Ces écarts lors des pics de débit pourraient être attribuables à une représentation imparfaite de certains processus rapides ou des conditions initiales spécifiques dans le modèle.

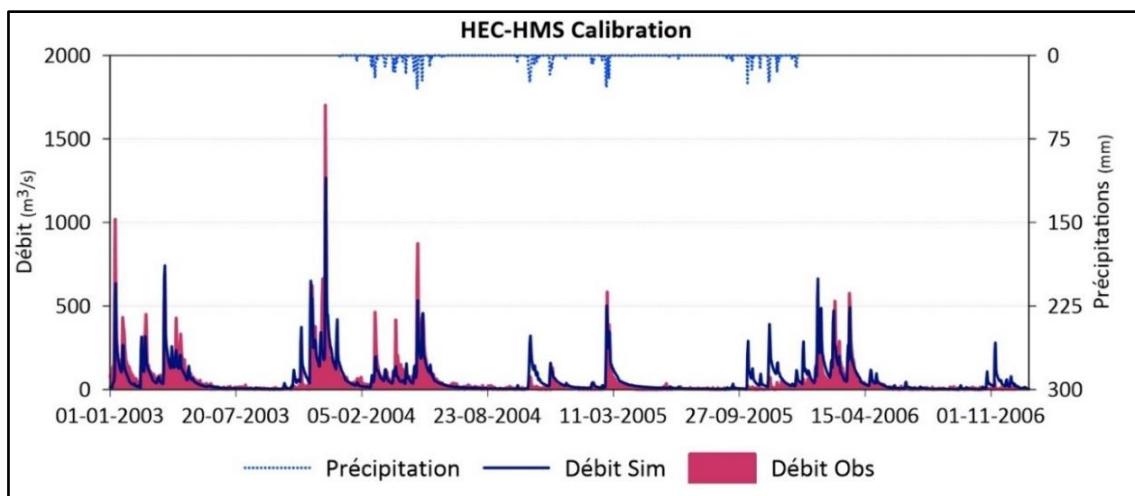


Fig. 78 : Résultats de calibration de HEC-HMS

Par ailleurs, la variabilité à court terme du débit simulé paraît être un peu moins accentuée que celle du débit observé à certains moments, indiquant que le modèle pourrait avoir tendance à lisser certains événements hydrologiques de courte durée. Cependant, lors d'événements à faible débit, le modèle semble être en phase avec les observations, ce qui témoigne d'une représentation adéquate des processus hydrologiques dominants pendant ces périodes.

Afin de valider les performances du modèle hydrologique HEC-HMS, Fig. 79 présente la comparaison entre les débits simulés et observés sur une période s'étendant de janvier 2008 à septembre 2010.

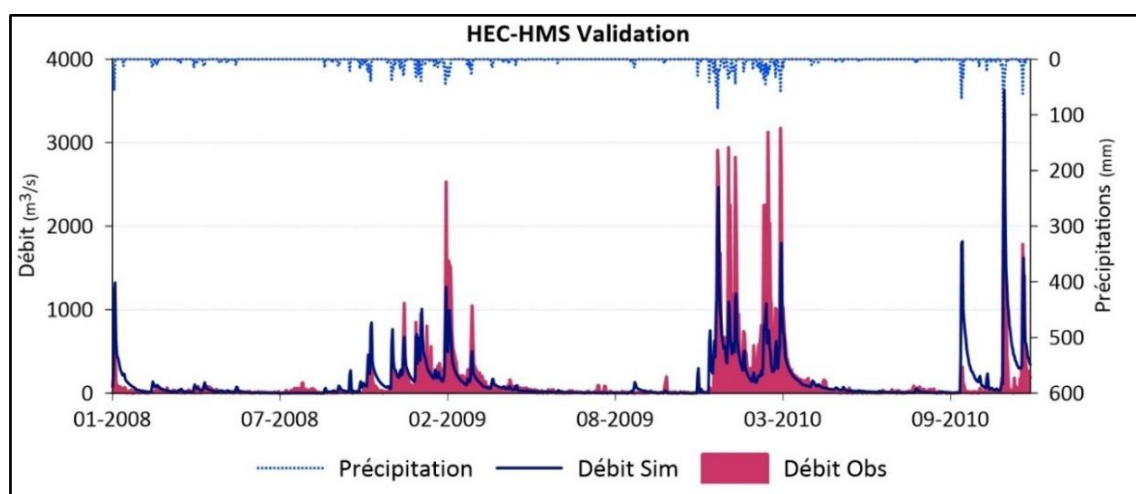


Fig. 79 : Résultats de validation de HEC-HMS

D'une manière générale, le modèle HEC-HMS démontre une capacité à capturer les tendances hydrologiques observées. Les fluctuations modélisées des débits coïncident significativement avec les débits mesurés, attestant de la sensibilité adéquate du modèle aux entrées hydrologiques. L'événement hydrologique observé en février 2009 est notablement reproduit par le modèle, malgré une légère sous-estimation de l'intensité de l'événement. L'événement suivant en mars 2010 montre une convergence similaire entre le modèle et les observations, bien que le modèle ait légèrement surestimé cet événement. Entre ces événements majeurs, plusieurs événements de moindre amplitude sont observés. Le modèle présente une capacité variable à reproduire ces événements, avec certaines périodes, comme celle d'août 2009, montrant une concordance remarquable, tandis que d'autres, telle que celle de juillet 2008, indiquent une divergence modérée entre les résultats modélisés et observés. Lors des périodes d'étiage, le modèle HEC-HMS montre une adéquation appréciable, suggérant que la modélisation ne produit pas de débit résiduel inapproprié pendant ces périodes.

La performance du modèle a été évaluée à l'aide de diverses mesures statistiques, les résultats sont listés en Tableau 41. Pour la période de calibration : Une valeur de R^2 de 0,66 suggère que le modèle explique approximativement 66% de la variabilité des observations lors de la phase de calibration.

RSR : Une valeur de 0,60 suggère que le modèle a une performance satisfaisante, bien que des améliorations soient possibles. La valeur négative du PBIAS de -18,57% suggère une sous-estimation des observations par le modèle. Finalement, Avec un NSE d'une valeur de 0,63 le

modèle démontre une efficacité modérée dans sa capacité à reproduire les observations, qui doit être vérifié si elle peut être maintenue lors de la validation.

Tableau 41 : Résultats statistiques de calibration de HEC-HMS

	$\bar{Q}$ Observé m ³ /s	$\bar{Q}$ Simulé m ³ /s	R ²	RMSE mm	RSR	PBIAS %	NSE
<i>Calibration</i>	51.22	60.73	0.66	62.20	0.60	-18.57	0.63
<i>Validation</i>	120.17	126.97	0.61	212..5	0.63	-5.56	0.61

Lors de la validation, une valeur de R² de 0,61 indique que le modèle est capable d'expliquer 61% de la variabilité des observations pendant la phase de validation. La valeur RSR de 0,63, similaire à celle de la phase de calibration, indique une performance stable du modèle. En revanche le PBIAS a connu une amélioration avec une sous-estimation de -5,56% indiquant une meilleure adéquation par rapport à la phase de calibration. Finalement le coefficient de NSE n'a pas connu une assez claire changement, avec une valeur de 0,61 il est presque similaire à la valeur obtenue pendant la calibration, indiquant une performance stable du modèle.

Les résultats suggèrent que le modèle présente une performance modérée à satisfaisante tant en phase de calibration qu'en phase de validation. Ces indicateurs montrent une stabilité relative de la performance du modèle.

Conclusion

La modélisation événementielle et continue par le modèle HEC-HMS dans le contexte spécifique du bassin d'Ouergha a permis de faire plusieurs conclusions qui concernent l'efficacité du modèle et de la complexité du système hydrologique du bassin. En effet, la nature des terrains très accidentés ainsi que la composition prédominante des sols argileux-limoneux définissent la dynamique hydrologique du bassin d'Ouergha. Cette dynamique est caractérisée par une saturation rapide des sols et un volume de ruissellement élevé avec des temps de concentration courts. Ces deux ensembles font l'empreinte d'un régime fluvial de crue et de bas débit de base. La dynamique de la rivière d'Ouergha est ainsi surtout influencée par les précipitations, ceci se manifeste par un hydrogramme du bassin avec des débits nettement plus faibles en dehors des périodes humides. Cependant, au cours de ces périodes, les débits enregistrés sont très prononcés ; si on ajoute à tout cela des précipitations des plus intenses du pays, on se retrouve devant un régime assez complexe et difficile à gérer en termes de prévision contre les inondations. Ce qui explique la présence de 4 barrages dans la région qui jouent un rôle hydrologique de réservoir d'un côté et de gestionnaires de crues, tout ceci s'ajoute pour faire de la modélisation hydrologique de cette zone un vrai défi. En effet, une calibration qui prendra en compte l'optimisation de l'ensemble de ces paramètres, semble une tâche qui s'impose, notamment que HEC-HMS permet les deux types de calibration manuelle et

automatique en se basant sur différents types de fonctions objectifs, impliquant des ajustements itératifs des paramètres, visant à minimiser l'écart entre les simulations et les observations réelles. En tenant compte de multiples aspects de performance, tels que la précision des pics de débit et la fidélité générale des simulations.

La qualité de la performance des simulations événementielles et continues réalisées par HEC-HMS dans le cadre de cette étude, révèlent un certain contraste ; le modèle réussit généralement à bien simuler les schémas des débits, les variations saisonnières et aussi à capturer les anomalies extrêmes, toutefois, la plupart des performances indiquent des sous-estimations visibles, et une imprécision lors de la reproduction des pics de pointes, notamment pour les événements extrêmes du début 2010. Ces mêmes événements correspondaient à des déversements non prévus depuis les réservoirs ; ce qui met le point sur la difficulté de modéliser avec précision les interactions complexes entre la gestion des réservoirs et les écoulements naturels, surtout lorsque les réservoirs sont presque pleins suite à des saisons de pluies exceptionnelles et successives, ce qui requiert des déversements pour prévenir les risques de débordement et de rupture de barrage.

Alors que ces lâchers visaient à maintenir le niveau des réservoirs dans une plage de fonctionnement sûre, en équilibrant l'afflux de précipitations intenses, ils ont également entraîné des inondations dans la plaine d'Al-Gharb.

Des situations similaires ont été rapportées dans d'autres études à travers le monde, comme en Malaisie (Ishak and Hashim, 2018), en Inde (Mishra et al., 2018) et au Japon (Nohara et al., 2022), souvent en raison d'une réduction de la capacité de contrôle des inondations du réservoir. La complexité du contrôle des inondations par réservoir provient de la nécessité de prendre en compte la sécurité des bassins versants en amont, du réservoir lui-même et des bassins versants en aval. Par conséquent, la détermination de la règle de fonctionnement pour le contrôle des inondations dans les réservoirs devient un processus de prise de décision multi-objectif (Hsu et al., 2015), impliquant l'équilibre entre la sécurité du barrage et de la zone environnante, la gestion du contrôle des inondations et l'utilisation efficace des ressources en eau (Ding et al., 2015; Lei et al., 2018).

Finalement, si HEC-HMS le modèle à base physique qui prend en considération les interactions complexes linéaires entre les différents paramètres intrinsèques afin de reproduire au mieux le débit, ne parvient pas à fidèlement simuler les extrêmes hydrologiques ? Peut-on se fier à un modèle d'apprentissage profond ?

Chapitre IV. Une approche d'apprentissage profond pour la prédiction du débit : Evaluation de l'architecture du réseau de neurones artificiel LSTM

Introduction

Suite aux progrès qu'a connu les capacités de calculs, l'amélioration de la précision et la réduction de la complexité des modèles ont émergé comme des objectifs qui s'imposent. Dans ce contexte, les techniques d'apprentissage automatiques sont apparues comme un horizon prometteur pour résoudre ce genre de challenge. En effet, une tendance croissante à l'apprentissage profond a été remarquée, surtout avec un intérêt particulier pour les réseaux neuronaux artificiels (RNA) qui ont fait l'objet d'étude pour plusieurs chercheurs et dans une variété d'applications (Alardhi et al., 2023; Babu et al., 2022; Bashayreh et al., 2021; Chen et al., 2023; Oni et al., 2022).

Dans le domaine de l'hydrologie, les ANN tirent leur force de leur adaptabilité et de leur capacité à percevoir des liens complexes entre les variables, ce qui est essentiel pour simuler la complexité et la non-linéarité inhérentes aux systèmes hydrologiques (Govindaraju and Rao, 2000; Wu and Chau, 2011). En outre, ils ont la capacité non seulement de généraliser à partir de données d'entraînement historiques variées, mais aussi de produire des prédictions robustes même dans des conditions changeantes et sans nécessiter une compréhension approfondie de la dynamique hydrologique sous-jacente (Bouramtane et al., 2023; Rajaei et al., 2019).

Alors que les (ANN) ont prouvé leur capacité à capturer la réponse hydrologique même sans connaissance préalable des caractéristiques physiques du bassin versant (Haykin, 1999), les modèles de mémoire long à terme Long Short Term Memory (LSTM)- qui sont une architecture améliorée du réseau neuronal récurrent (RNN) (Hochreiter and Schmidhuber, 1997)- vont encore plus loin en capturant intelligemment les dépendances séquentielles et à long terme (Yu et al., 2019). La conception distincte de la LSTM qui incorpore des cellules de mémoire avec les portes de sortie d'information et de l'oubli de l'information (Gers et al., 2000), permet aux données d'être stockées et rappelées pendant des périodes prolongées, rendant ainsi compte avec précision des événements hydrologiques passés tout en capturant simultanément les événements actuels. Cette caractéristique est particulièrement pertinente en raison de la dynamique temporelle complexe des processus hydrologiques, où l'impact des précipitations antérieures peut se manifester sur les débits des rivières plusieurs jours ou semaines plus tard, en fonction des caractéristiques uniques de la région du bassin versant. Cependant, comme toute technique de modélisation avancée, les réseaux LSTM ne sont pas exempts de défis qui peuvent

profondément influencer leurs performances, tels que l'identification de la meilleure architecture, la sélection de la taille des fenêtres (pas de temps) et le réglage des hyperparamètres (nombre de neurones, taille du lot, époques, etc.).

Cette étude vise dans une optique générale à évaluer la capacité à reproduire le comportement hydrologique du bassin versant Ouergha par le modèle LSTM. Et plus particulièrement, elle vise à évaluer l'impact potentiel de l'architecture LSTM sur la prédiction du ruissellement, en se concentrant notamment sur la capture d'événements extrêmes en utilisant uniquement des données quotidiennes de pluie et de débit pour l'entraînement du modèle.

À cette fin, trois modèles LSTM de différents « depth », allant d'une seule couche à plusieurs couches, ont été construits. Notre approche adhère à une méthodologie rigoureuse, y compris l'ajustement de la taille de la fenêtre, l'ajustement fin des hyperparamètres en utilisant la méthode de recherche de grille avec l'optimiseur ADEM (Bergstra and Bengio, 2012; Kingma and Ba, 2017), et la division des données utilisées en ensembles d'entraînement, de validation et de test, ce qui est essentiel pour assurer la robustesse des modèles et la bonne généralisation, et ainsi la prédiction des débits extrêmes avec une meilleure crédibilité.

1. Matériels et méthodes

1.1. Prétraitement des données

Pour atteindre l'objectif de cette étude, deux variables ont été utilisées : les chroniques des précipitations et le débit. En outre, les corrélations linéaires intra-stations et ruissellement-stations sont représentées visuellement dans une carte thermique (Fig. 80). En général, les mesures de précipitations montrent une forte concordance entre les stations. La plupart des stations présentent également une corrélation satisfaisante avec le ruissellement, à l'exception d'Ain Aicha, Bouhouda et Sahla. Ces stations particulières ont des corrélations faibles, avec des coefficients de 0,46, 0,39, et 0,47, respectivement. Pour évaluer la signification statistique de ces corrélations, des tests t ont été utilisés avec un niveau de signification fixé à $\alpha=0,05$. Les valeurs p obtenues pour toutes les stations étaient inférieures à 0,05 et tendaient vers zéro. Cela suggère que ces corrélations sont statistiquement significatives et qu'il est peu probable qu'elles soient le fruit du hasard. Les valeurs p proches de zéro pour Ain Aicha, Bouhouda et Sahla confirment que ces faibles corrélations sont statistiquement validées plutôt qu'anormales. En raison de ces corrélations faibles mais statistiquement significatives, on a choisi d'exclure les données d'Ain Aicha, de Bouhouda et de Sahla afin de maintenir la cohérence globale de l'étude.

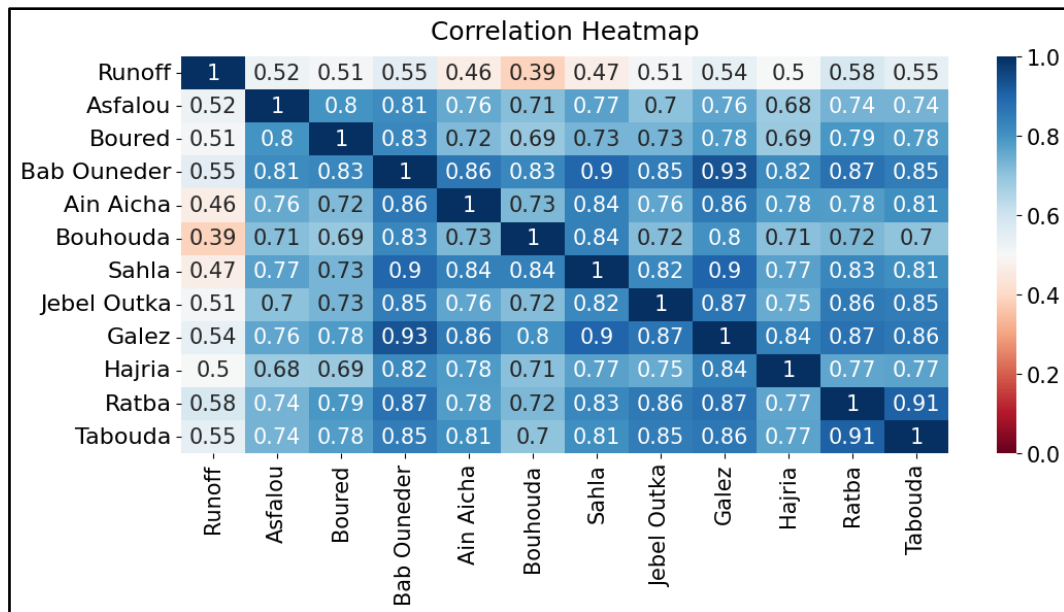


Fig. 80 : Corrélation linéaire entre inter-stations et station-débit.

Le prétraitement effectué sur ces séries de données est la normalisation ou standardisation, qui est généralement recommandée dans l'apprentissage automatique et qui est absolument nécessaire lorsque les variables ont des unités différentes. On a donc utilisé la normalisation du score z selon l'équation suivante :

$$z = \frac{x - \mu}{\sigma}$$

Où

x C'est la valeur à transformer en z,

μ C'est la moyenne et σ est l'écart-type de l'ensemble des données.

Ce traitement permet de remettre les données à une échelle avec une moyenne de 0 et un écart type de 1 (Shanker et al., 1996), ce qui améliore la stabilité numérique et accélère l'apprentissage.

1.2. Le modèle d'apprentissage profond

1.2.1. Le modèle Long Short-Terme Memory (LSTM)

Les réseaux de neurones récurrents (RNN) sont des systèmes neuronaux simples qui utilisent des boucles pour traiter des séquences d'entrées (Williams and Zipser, 1989, Sherstinsky, 2020). Ces boucles facilitent le transfert d'informations d'une couche à l'autre et dotent le RNN d'une capacité de mémoire, ce qui permet au réseau de stocker les calculs passés et d'afficher un comportement temporel dynamique (Sharma et al., 2022). Malgré cette architecture innovante, les RNN se sont confrontés à certains défis tels que les problèmes d'explosion et de disparition du gradient lors de l'apprentissage des dépendances à long terme (Hochreiter, 1991;

Hochreiter et al., 2001). Pour surmonter ces limitations, l'architecture LSTM a été conçue par (Hochreiter and Schmidhuber, 1997b)) comme une avancée par rapport à la structure fondamentale des RNN.

Les réseaux LSTM sont composés d'une couche d'entrée, des cellules de mémoire et d'une couche de sortie, visant à modéliser des dépendances complexes dans des données séquentielles sur des durées prolongées avec une efficacité et une robustesse accrue.

L'amélioration des LSTM a été progressivement affinée par de nombreux chercheurs (Kawakami, 2008), grâce à l'intégration de trois portails distincts dans la cellule de mémoire : la porte d'oubli, la porte d'entrée et la porte de sortie. Ensemble, ces portes interagissent pour gérer le stockage et la récupération des informations au sein du réseau. Cela permet un contrôle précis du flux de données et de l'utilisation de la mémoire, en préservant sélectivement les informations essentielles sur des séquences plus longues, et en permettant ainsi au réseau de ne pas tenir compte des informations insignifiantes (Gers et al., 2000). Les aspects techniques, y compris les équations qui vectorisent et décrivent la mise à jour des cellules de mémoire dans la couche LSTM à chaque pas de temps t , sont détaillés (Fischer and Krauss, 2018).

1.2.2. La configuration LSTM

Dans cette étude, trois modèles, chacun avec des complexités et des nombres de couches LSTM variables, ont été mis en œuvre dans TensorFlow à l'aide de la bibliothèque Keras en Python. "LSTM 1" est le modèle le plus simple, contenant une seule couche LSTM qui fonctionne à la fois comme couche d'entrée et couche cachée, suivie d'une couche d'exclusion (Drop out) pour empêcher le modèle d'être sur ajusté, puis une couche de sortie dense est ensuite ajoutée pour conclure le modèle. "LSTM 2" s'appuie sur cette architecture en incorporant deux couches LSTM, deux couches d'exclusion correspondantes et deux couches denses. "LSTM 3", le modèle le plus complexe de cette étude, ajoute une LSTM supplémentaire et une couche dense à la structure de LSTM 2. D'autres détails concernant les paramètres des modèles, tels que le nombre d'unités et le taux d'abandon, sont présentés dans la section suivante consacrée au réglage des hyperparamètres.

1.3. Processus d'optimisation

1.3.1. Optimisation de la taille de fenêtre

Lors de la modélisation hydrologique en utilisant de LSTM, la taille de la fenêtre ou le pas de temps joue un rôle crucial pour la prédiction du ruissellement et l'identification des événements extrêmes (Gao et al., 2020). Cette Windows size ou la taille de la fenêtre, définit l'étendue des données historiques prises en compte par l'algorithme, et influence la capacité du modèle à

capturer les schémas temporels dans les données (Liu et al., 2021). Par conséquent, la taille de la fenêtre pour les modèles LSTM 1, 2 et 3 a été optimisée afin d'obtenir des simulations hydrologiques concises. Et dans le but de tenir compte des contraintes de temps et des limitations de capacité de calculs, on a fixé pour cet objectif d'optimisation de la taille de fenêtre les autres hyperparamètres tels que les unités, les époques, la taille du lot et le taux d'abandon. Par la suite, des fenêtres de taille spécifique allant de 1 à 30 jours ont été évaluées en entraînement et en validation. Les fenêtres de 1 à 5 jours permettent de saisir les fluctuations à court terme des données, telles que les changements météorologiques quotidiens et les tempêtes, tandis que des fenêtres de 10 à 25 jours révèlent les tendances sous-jacentes du ruissellement. Une fenêtre de 30 jours permet d'identifier les tendances mensuelles. La taille de fenêtre optimale avec la meilleure performance du modèle définira quelle variabilité a le plus d'impact sur le régime hydrologique du bassin de l'Ouergha et sera ensuite sélectionnée pour les phases suivantes de cette étude.

1.3.2. Optimisation des hyperparamètres

L'entraînement d'un réseau LSTM implique la gestion des paramètres apprenables et des hyperparamètres. Les paramètres apprenables sont mis à jour pendant l'entraînement, sur la base d'une fonction de perte spécifique telle que l'erreur quadratique moyenne (MSE) en utilisant la rétro-propagation (Yin et al., 2022). Tandis que, les hyperparamètres, tels que les unités (neurones cachés), la taille du lot (nombre d'échantillons dans chaque itération d'apprentissage), les époques (nombre total de cycles d'apprentissage) et le taux d'exclusion (mécanisme permettant d'éviter le surajustement), sont soit fixés par les utilisateurs, soit déterminés par l'ajustement/optimisation des hyperparamètres.

Selon Goodfellow et al., 2016, l'optimisation des hyperparamètres peut être défini comme la recherche systématique de l'ensemble optimal d'hyperparamètres qui entraîne la minimisation d'une fonction de perte prédéfinie sur un ensemble de données spécifique, améliorant ainsi l'efficacité du modèle en question. Par conséquent, pour atteindre la performance optimale des modèles LSTM dans la prédiction des schémas hydrologiques, la méthodologie gridsearchCV qui est une approche couramment utilisée pour l'optimisation des hyperparamètres (Bergstra and Bengio, 2012) a été utilisée, et ceci, sur quatre cycles itératifs d'optimisation. Chaque tour a impliqué l'ajustement de quatre hyperparamètres clés : le nombre d'unités, la taille du lot, le nombre d'époques et le taux d'abandon.

Lors du cycle d'optimisation, une grille étendue a été mise en place afin d'explorer un large éventail de combinaisons d'hyperparamètres. Sur la base des mesures de performance, les cycles suivants ont progressivement convergé les paramètres autour des valeurs les plus

prometteuses. Par exemple, le cycle initial a testé des unités allant de 100 à 1000, des tailles de lots allant de 64 à 365, des époques allant de 15 à 60 et des taux d'abandon allant de 0,1 à 0,4. La combinaison la plus performante a guidé les paramètres de la grille pour le tour suivant. La dernière série de réglages a permis d'identifier un ensemble optimal d'hyperparamètres pour chaque variante des modèles LSTM. Cette approche itérative basée sur la grille a permis d'affiner les modèles afin de capturer avec précision les complexités intrinsèques aux processus hydrologiques.

Des détails supplémentaires concernant les configurations du modèle méritent d'être soulignée :

- Pour garantir la reproductibilité, des « random seeds » ont été fixées dans toutes les expériences.
- Un taux d'apprentissage fixe de 0,01 a été utilisé, car on a observé que sa variation n'avait pas d'impact significatif sur les performances du modèle dans notre cas spécifique.
- L'optimisation et l'entraînement ont été réalisés à l'aide de l'optimiseur ADAM, qui est une version de la méthode du gradient stochastique (Kingma and Ba, 2017), ainsi que de l'erreur quadratique moyenne (MSE) comme fonction de perte.

1.4. Apprentissage, Validation et Test

Pour un apprentissage automatique, les données sont divisées en trois ensembles : l'ensemble de l'entraînement, l'ensemble de validation et l'ensemble de test. L'ensemble d'entraînement est l'échantillon de données utilisé pour ajuster le modèle en ajustant ses paramètres internes, et l'ensemble de validation donne une première évaluation des performances (Ripley, 1996). Il utilise un ensemble de données avec des échantillons connus sur lesquels le modèle n'a pas été entraîné.

Dans le passé, il était largement admis que l'évaluation des performances d'un modèle sur la base des résultats de validation fournissait une mesure impartiale de l'efficacité globale. Toutefois, des recherches, notamment l'étude de (Westerhuis et al., 2008), ont remis en question cette hypothèse, suggérant qu'elle n'était pas toujours exacte. (Harrington, 2017) a également démontré que la division des données en ensembles de formation et de validation (considérés dans ce contexte comme des ensembles de validation et de test) pouvait conduire à une évaluation imprécise de la robustesse d'un modèle (Xu et Goodacre, 2018). Ces résultats soulignent la nécessité d'employer un ensemble de test aveugle indépendant, jamais utilisé auparavant dans les périodes d'entraînement ou de validation (Alpaydin, 2010), pour éviter toute évaluation potentiellement biaisée de la performance du modèle.

Dans la présente étude, l'ensemble de données est divisé comme suit : 78 % pour l'entraînement, 11 % pour la validation et 11 % pour le test. Ces segments correspondent respectivement aux périodes du 1/1/2003 au 31/12/2009, du 1/1/2010 au 31/12/2010, et du 1/12/2012 au 30/11/2013.

La capacité du modèle à prédire avec précision le comportement hydrologique du bassin versant dans des conditions ordinaires et extrêmes est évaluée à l'aide des indices statistiques définis antérieurement dans ce mémoire.

2. Résultats

2.1. Résultats de l'optimisation

2.1.1. L'optimisation de la taille de la fenêtre « Windows size »

Tel que présenté dans la section méthodologie, les hyperparamètres ont été fixés pour des fins d'optimisation de la Window size, et pour ce faire on a examiné l'impact de différentes tailles de fenêtres temporelles (1, 2, 3, 4, 5, 10, 15, 20, 25, 30 jours) sur les résultats d'entraînement et de validation de chaque modèle LSTM. La performance des modèles à reproduire les débits a été évaluée à l'aide des métriques RMSE et NSE. Les résultats de cette optimisation sont présentés en Fig. 81. Il est important de noter que la métrique RMSE est nettement plus élevée dans la période de validation par rapport à la période d'entraînement ; cette disparité doit être attribuée aux moyennes différentes entre les deux ensembles ($\bar{Q}$ entraînement = 59.47 m³/s et $\bar{Q}$ validation = 269.23 m³/s), ceci est dû à la nature des débits extrêmes qui caractérisent la période de validation.

Durant l'entraînement, tous les modèles ont affiché une performance optimale avec une fenêtre d'un jour, enregistrant le RMSE le plus bas de 58.14 m³/s et atteignant un NSE élevé de 0.87. Cependant, à mesure que la fenêtre s'étendait d'un à cinq jours, une tendance s'est dessinée : à l'exception d'un pic mineur à la fenêtre de 4 jours pour le LSTM 3, il y a eu un déclin général dans la performance des modèles. Au-delà de la fenêtre de 5 jours, le RMSE a atteint un plateau pour tous les modèles, et le NSE a continué à diminuer, atteignant son taux le plus bas de 0.73 dans la fenêtre de 25 jours pour les LSTM 1 et 2, et de 0.71 dans la fenêtre de 20 jours pour le LSTM 3.

Lors de la validation, la performance supérieure de la fenêtre d'un jour pour LSTM 1 est réaffirmée avec un NSE de 0.84 et les taux d'erreur les plus bas de 220 m³/s. Ces métriques évoluent inversement dans les fenêtres suivantes, le RMSE augmentant et le NSE diminuant. Pour le LSTM 2, les trois premières tailles de fenêtre (1, 2 et 3 jours) apparaissent comme optimales ; toutes affichent un NSE de 0.84 et un RMSE faible de 222.86, 221.44 et 223.77

m³/s respectivement. En revanche, les indices ont indiqué que pour LSTM 3, une fenêtre de deux jours a été la meilleure avec un NSE de 0.86 et la plus faible erreur de 209.99 m³/s.

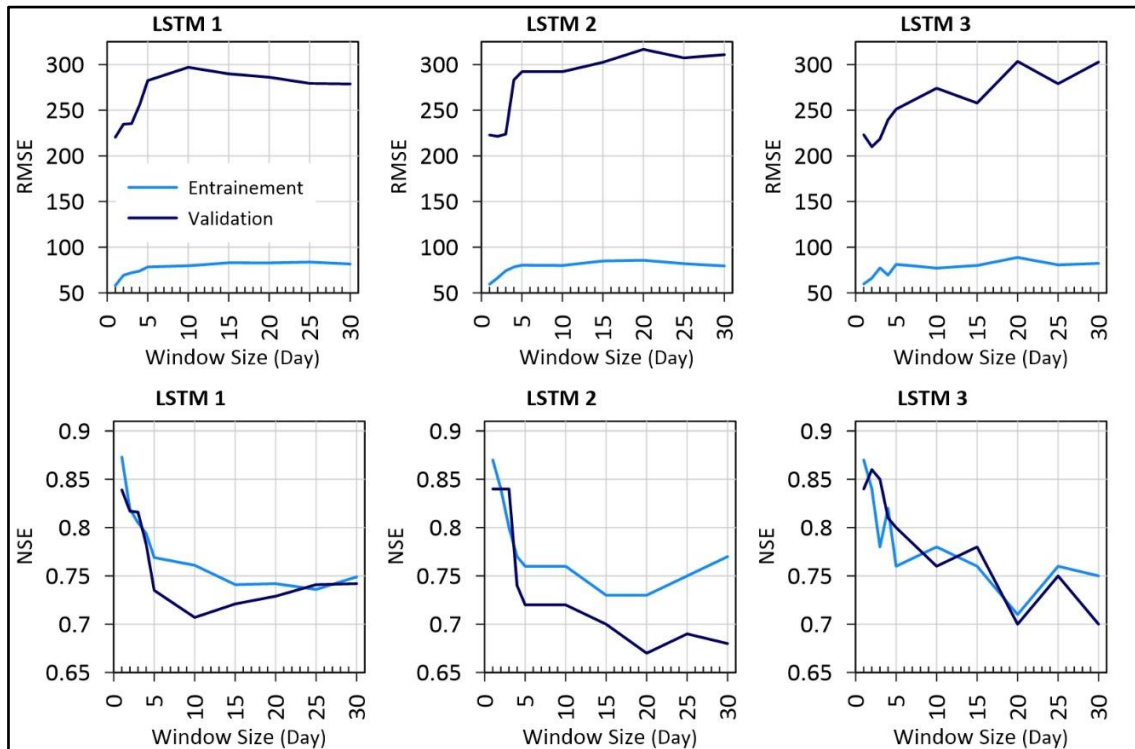


Fig. 81 : Comparaison des RMSE et NSE pour vérifier l'impact de la taille de la fenêtre sur l'apprentissage et la validation (LSTM 1, 2, 3) (Karmouda et al., 2023a).

2.1.2. L'optimisation des hyperparamètres

Chaque modèle LSTM a subi quatre cycles d'optimisation des hyperparamètres. Le Tableau 42, illustre les différents ensembles d'hyperparamètres utilisés lors des cycles d'optimisation pour chaque modèle LSTM. Il indique également les configurations optimales des hyperparamètres fixées par GridsearchCV en utilisant l'optimiseur ADEM.

Au cours du processus d'optimisation, chaque modèle LSTM a montré des préférences distinctes pour le nombre d'unités. LSTM 1, étant un modèle à une seule couche, avait tendance à préférer environ 1260 unités. Le LSTM à deux couches, LSTM 2, a trouvé une configuration optimale avec environ 800 unités par couche. Le LSTM 3, avec son architecture à trois couches, a systématiquement opté pour un nombre d'unités plus faible, soit 150.

En ce qui concerne le batch size (taille du lot), LSTM 1 et 2 ont constamment favorisé la taille la plus grande, soit 365. Or, LSTM 3 a favorisé une taille de lot plus petite de 128. En ce qui concerne le réglage des époques, LSTM 1 s'est stabilisé à 14 époques ; au-delà de cela, il se pourrait qu'il n'y ait pas d'amélioration significative ou qu'il puisse y avoir un risque de surajustement. LSTM 2 s'est stabilisé sur 30 époques, et pour LSTM 3, les 22 époques se sont avérées optimales. Enfin, pour le dropout, LSTM 1 et 2 ont souvent opté pour des valeurs plus

élevées de 0,3 ou 0,4, tandis que LSTM 3 a montré une plage optimale plus large allant de 0,1 à 0,4.

Tableau 42 : Cycles et résultats d'optimisation des hyperparamètres des modèles LSTM 1, 2 et 3.

	Valeurs à optimiser					Résultats			
	Round	Units	Batch size	Epochs	Dropout	Units	Batch	Epochs	Dropout
LSTM 1	1	100, 500, 1000	64,128,365	15,30,60	0.1 to 0.4	1000	365	15	0.3
	2	800,1000,1200	128,365	10, 15, 20	0.1 to 0.4	1200	365	15	0.4
	3	1150,1200, 1250	365	14,15,16	0.1 to 0.4	1250	365	14	0.3
	4	1240,1250,1260	365	14,15	0.1 to 0.4	1260	365	14	0.3
LSTM 2	1	100, 500, 1000	64,128,365	15,30,60	0.1 to 0.4	1000	365	30	0.4
	2	800,1000,1200	125, 365	25,30,35	0.1 to 0.4	800	365	30	0.4
	3	700, 800, 900	365	30	0.1 to 0.4	800	365	30	0.4
	4	790, 800, 810	365	30	0.1 to 0.4	800	365	30	0.4
LSTM 3	1	100, 500, 1000	64,128,365	16,32,64	0.1 to 0.4	100	128	32	0.2
	2	100,150,200	128, 256	22,32,42	0.1 to 0.4	150	128	22	0.3
	3	125,150,175	128	22, 32	0.1 to 0.4	150	128	22	0.4
	4	100,150	64,128	22,32	0.1 to 0.4	150	128	22	0.1

Sur la base de ces résultats, il devient évident qu'à mesure que les cycles d'ajustement progressent, il y a une nette tendance à la convergence vers des hyperparamètres spécifiques. Cela implique que le processus d'ajustement tend efficacement vers la configuration optimale. On s'est appuyé sur les résultats du quatrième cycle et on a fixé ces hyperparamètres optimisés pour les périodes d'entraînement, de validation et de test des modèles. La section suivante fournit l'évaluation des résultats des modèles pour chaque ensemble de données.

2.2. Performance des modèles

2.2.1. Résultats d'entraînement

L'évaluation de la performance de l'entraînement d'un modèle est d'une grande importance. Des bons résultats au cours de cette période indiquent que le modèle a capturé efficacement les schémas sous-jacents au cours de la période d'apprentissage. Par conséquent, si un modèle ne peut pas obtenir de bons résultats lors de l'entraînement, sa capacité à traiter des données des autres étapes devient douteuse. Sur la base de ce principe, cette section présente une évaluation des résultats de cette phase à l'aide d'une analyse graphique et des mesures détaillées.

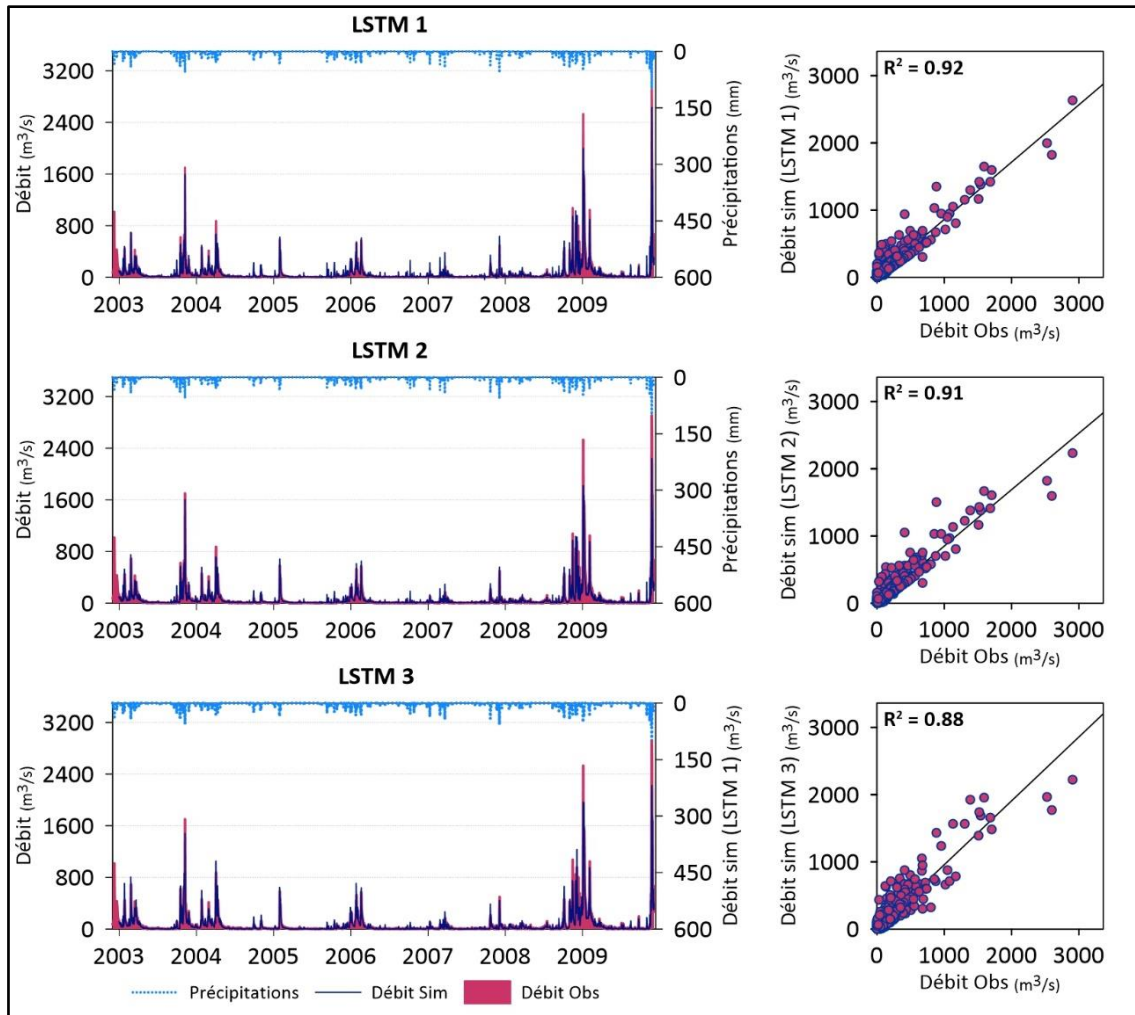


Fig. 82: Comparaison graphique du débit observé et prédit par les modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période d'entraînement.

D'après la Fig. 82, il semble que les trois modèles ont une bonne compréhension de la dynamique du système. Justement, le débit simulé capte le schéma du débit observé que ça soit pour les débits de base ou les débits de pointes. Cependant, des différences de la performance des modèles émerge aux pics des débits de pointes extrêmes. En effet, Les trois modèles ont une tendance évidente à sous-estimer les anomalies les plus prononcées, en particulier les débits de l'année 2009. Le taux de sous-estimation ne varie pas seulement d'un modèle à l'autre, mais aussi en fonction de chaque anomalie. En termes de corrélation, si tous les modèles affichent d'excellentes performances, LSTM 1 se distingue avec un coefficient de détermination R^2 de 0,92, suivi de LSTM 2 et LSTM 3, avec des R^2 de 0,91 et 0,88 respectivement. Toutes les mesures statistiques de la période d'entraînement pour chaque modèle sont présentées graphiquement dans la Fig. 83.

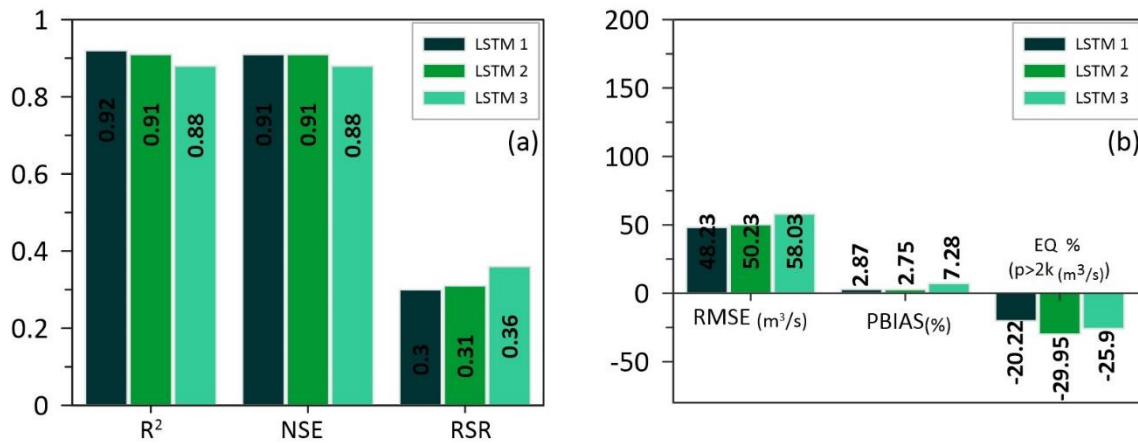


Fig. 83 : résultats des indices statistiques des modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période d'apprentissage.

Les résultats montrent que LSTM 1 se révèle comme étant le modèle le plus précis, capturant 92 % de la variabilité dans le débit observé et enregistrant l'indice d'erreur (RSR) le plus bas de 0,3, équivalent à 48 m^3/s . Bien que LSTM 2 et 3 soient également performants, ils sont légèrement inférieurs à LSTM 1, avec des valeurs de R^2 de 0,91 et 0,88 respectivement. De plus, tous les modèles étudiés affichent d'excellents scores de NSE qui reflètent étroitement leurs valeurs de R^2 , ainsi que des indices RSR en dessous du seuil de 0,5, ce qui est considéré comme excellent. Cependant, en termes de PBIAS, LSTM 1 et 2 présentent de légères surestimations de 2,87 % et 2,75 % respectivement, tandis que LSTM 3 a une surestimation plus importante de 7,28 %.

En ce qui concerne la capture des débits extrêmes (EQ) dépassant 2000 m^3/s , tous les modèles ont généralement tendance à un schéma de sous-estimation, tandis que LSTM 2 dépasse le seuil de satisfaction puisque la sous-estimation est de -29 % (Fig. 6b).

Toutes ces métriques de résultat confirment que LSTM 1 surpasse de manière constante les deux autres modèles durant la période d'entraînement. La section suivante étendra cette évaluation à la période de validation.

2.2.2. Résultats de validation

Une performance fiable pendant la période de validation, en particulier pour reproduction précise des événements extrêmes, non seulement confirme les résultats de l'entraînement, mais sert également d'évaluation initiale de la capacité de généralisation du modèle. À cette fin, l'ajustement graphique et la corrélation entre l'écoulement observé et prédit par les modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période de validation sont présentés dans la Fig. 84.

Les graphiques indiquent que les prédictions des trois modèles affichent un alignement étroit avec les données observées de débit, en particulier pendant les périodes d'étiage, démontrant ainsi leur bonne performance dans des conditions de stabilité ou de comportement prévisible.

du bassin versant. De plus, les modèles réussissent à capturer les tendances saisonnières avec des différents degrés de précision.

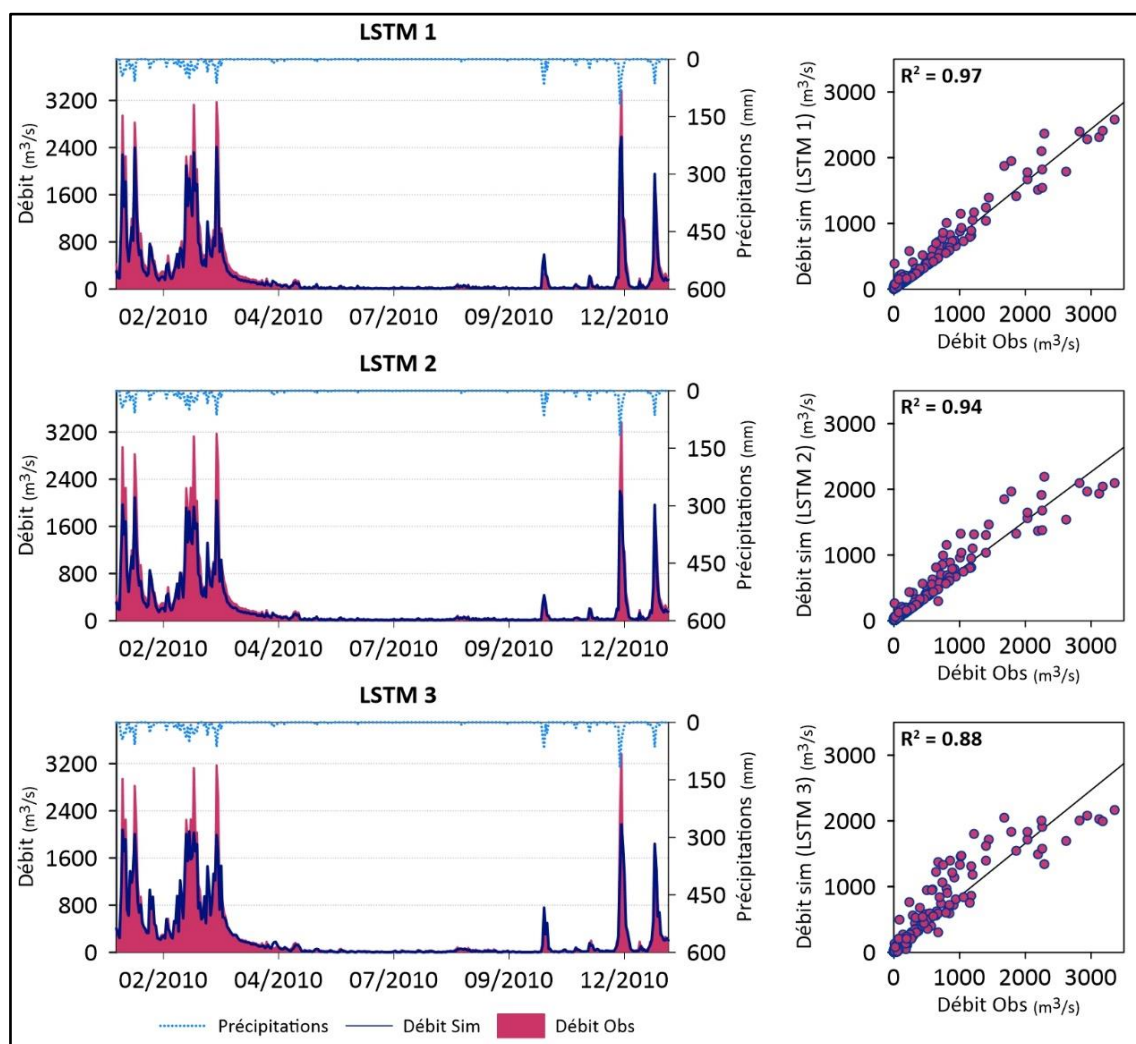


Fig. 84 : Comparaison graphique du débit observé et prédit par les modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période de validation.

En outre, les trois modèles capturent généralement la tendance pendant les périodes de forte hydraulicité, mais ils échouent souvent à capturer avec précision les pics d'anomalies extrêmes. Cette limitation des performances des trois modèles est plus évidente graphiquement pendant les mois de janvier, mars et décembre 2010 (Fig. 84).

Les comparaisons statistiques de ces résultats sont présentées dans la Fig. 85. Les modèles LSTM 1 et LSTM 2 sont particulièrement performants avec des valeurs R^2 élevées de 0,97 et 0,94, respectivement. Ces performances prometteuses sont également confirmées par leurs scores NSE de 0,94 et 0,90 respectivement, qui indiquent également une excellente adéquation aux données observées.

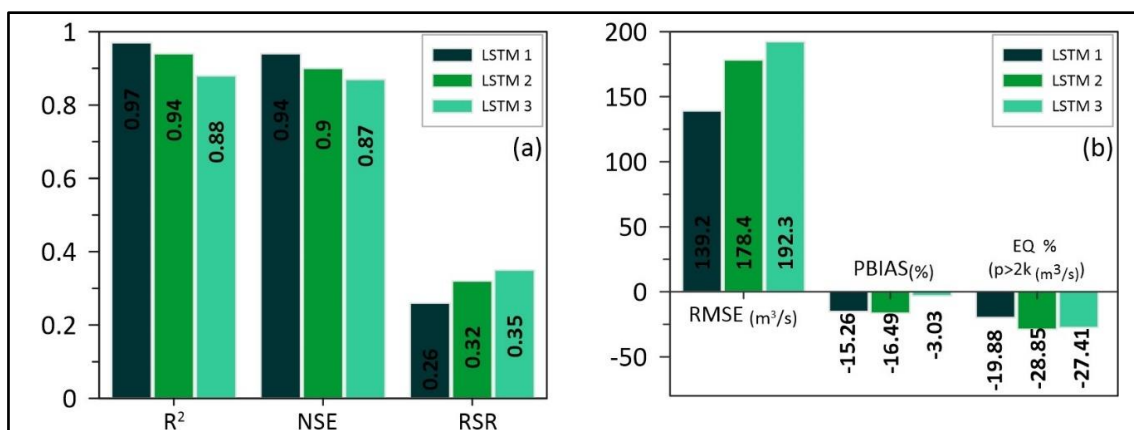


Fig. 85 : Résultats des indices statistiques des modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période de validation.

Les mesures PBIAS pendant la période de validation montrent un changement par rapport aux résultats de l'entraînement. Tous les modèles ont tendance à sous-estimer le ruissellement, LSTM 3 présentant le biais le plus faible avec -3,03 (Fig. 85b). En revanche, LSTM 1 et LSTM 2 ont des biais considérablement plus élevés de -15,26 et -16,49, respectivement. Cette divergence devient encore plus remarquable lorsqu'on se concentre sur les événements de ruissellement extrêmes dépassant 2000 m^3/s . LSTM 1 parvient à maintenir sa sous-estimation en dessous du seuil acceptable de 25 %, avec un taux de 19,88 %. En revanche, LSTM 2 et LSTM 3 dépassent ce seuil, ce qui indique des difficultés potentielles pour prédire avec précision les scénarios de ruissellement extrêmes.

2.2.3. Résultats de test

La période de test couvre une année de données qui comprends les trois types de débit dominant dans la zone d'études, à savoir, le débit de base, le débit ordinaire, et les débits extrêmes. La corrélation entre les débits observés et simulés des trois modèles LSTM, ainsi que l'ajustement entre leurs deux courbes de débits sont illustrées en Fig. 86.

Il paraît évident visuellement que le débit simulé pendant cette phase s'aligne étroitement avec les résultats de la validation. En effet, tous les modèles capturent la variabilité, la saisonnalité et la tendance du débit observé.

Par ailleurs, les modèles LSTM 1 et LSTM 2 reproduisent fidèlement la variabilité des faibles débits. Cependant, une divergence apparaît entre leurs performances de fin 2012 au début mars 2013 puis tout au long du mois d'avril. Pendant ces intervalles, alors que LSTM 2 semble offrir une simulation plus précise des débits important, LSTM 1 a tendance à légèrement les sous-estimer. D'autre part, les deux modèles ont capturé les anomalies extrêmes vraisemblablement avec le même degré de précision. En revanche, LSTM 3 présente un profil distinct. Il simule le mieux les deux pics de débit extrêmes sauf qu'il affiche une surestimation de la plupart des

écoulements importants. Cependant, on constate aussi qu'il existe un décalage temporel évident lors des pics de faible débit.

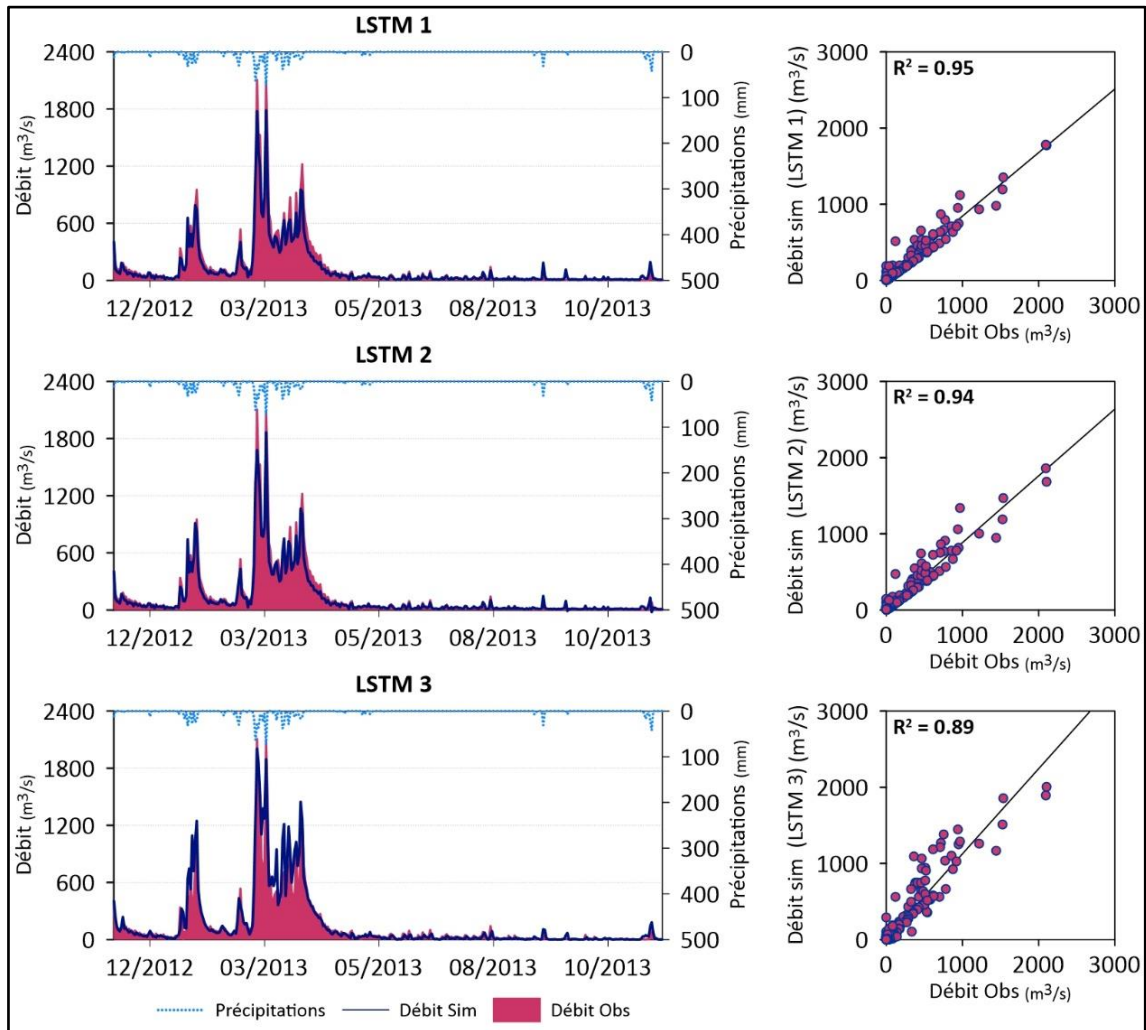


Fig. 86 : Comparaison graphique du débit observé et prédit par les modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période de test.

En ce qui concerne la tendance à la corrélation, le débit prédit par LSTM 1 présente visiblement la meilleure adéquation, suivi de près par LSTM 2 qui présente une concordance presque identique.

Néanmoins, les nuages de points obtenus avec LSTM 2 révèlent une corrélation plus faible avec les débits supérieurs à 1 200 m³/s qu'avec les débits inférieurs à ce seuil. LSTM 3 présente également une forte corrélation, mais elle démunie à partir des débits dépassant 600 m³/s.

Les mesures statistiques présentées en Fig. 87, offrent un aperçu supplémentaire de la performance générale des trois modèles pendant la phase de test.

La forte corrélation linéaire entre le ruissellement observé et prédit, identifiée dans les phases précédentes, persiste pendant la phase de test. Ici, LSTM 1 et LSTM 2 reflètent le maximum de variabilité du ruissellement avec un R^2 de 0,95 et 0,94, respectivement (Fig. 87a). Cette

excellente performance est également démontrée par un score NSE de 0,94 pour les deux modèles.

Toutefois, malgré que LSTM 3 présente un léger décalage, il affiche également une bonne corrélation de l'ordre de 0,89 et un score NSE de 0,82, affirmant ainsi sa capacité à capturer les schémas hydrologiques pendant la période de test.

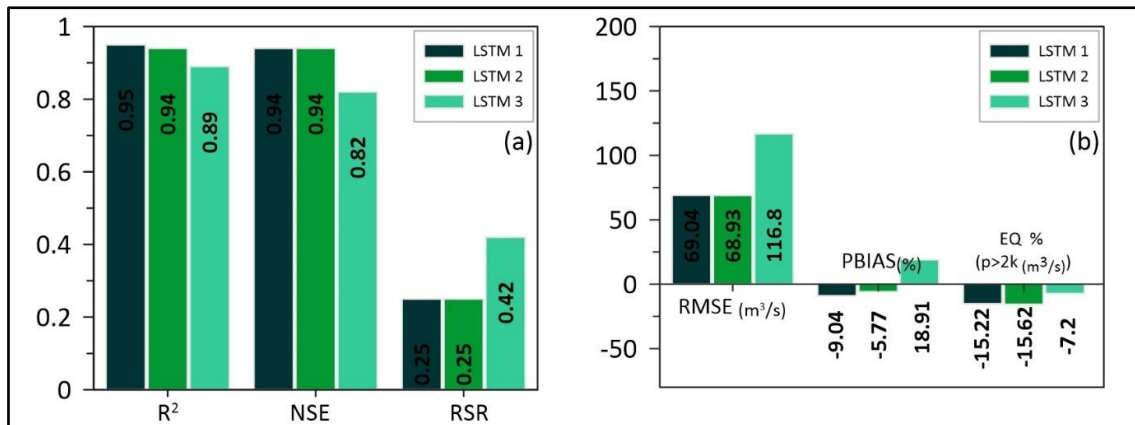


Fig. 87 : Résultats des indices statistiques des modèles LSTM 1, 2 et 3 pendant la période de Test.

On constate aussi que les LSTM 1 et 2 sont plus performantes que la LSTM 3 en termes de métriques d'erreur. Ensembles, ils présentent les plus faibles erreurs de cette étude avec un RSR de 0,26 équivalent à des magnitudes de $69 m^3/s$, et $68 m^3/s$. Ce qui met en valeur leurs capacité à reproduire le comportement hydrologique avec un très haut niveau de fidélité. Cependant, le débit simulé par LSTM 3 est relativement moins précis, car son RSR est de l'ordre de 0.42, équivalent à $166 m^3/s$.

En ce qui concerne les résultats du biais produit par LSTM 1 et LSTM 2, l'indice de PBIAS affiche une tendance à la sous-estimation avec un seuil de -9% et -5 % respectivement pour des débits ordinaires, et -15% pour débits extrêmes ce qui confirme nos observations graphiques (Fig. 87b). En revanche, LSTM 3 surestime généreusement les débits ordinaires, tandis qu'il parvient à mieux capter les pics des débits extrêmes avec une sous-estimation qui ne dépasse pas -7%.

Les résultats de cette phase de test viennent consolider les résultats comparatifs des trois modèles, indiquant une forte cohérence avec les résultats de la période de validation et réaffirment que les trois modèles ont été entraînés et réglés avec succès, mais avec des degrés de performance différents.

En fait, les modèles LSTM 1 et LSTM 2 apparaissent comme de solides concurrents et affichent des performances presque similaires en termes de précision et de fiabilité, ce qui se reflète par des mesures étroitement alignées telles que R^2 et Nash, leur seule divergence réside dans le biais négatif légèrement plus élevé du modèle LSTM 1. Cependant, le modèle LSTM 3 possède

une caractéristique distincte, à savoir la capacité de capturer avec précision les pics des événements extrêmes, ce qui est considéré comme une force notable. Néanmoins, il a tendance à surestimer le ruissellement typique, une tendance confirmée par son biais positif significatif.

2.3. Comparaison des trois architectures

Le diagramme de Taylor a été utilisé pour identifier le modèle avec la meilleure performance (Fig. 88). Ce diagramme compare visuellement les données modélisées aux données observées à l'aide de trois mesures clés : l'écart-type (distance radiale par rapport à l'origine), le coefficient de corrélation (position angulaire) et le RMSE (lignes de contour). Dans le diagramme, le point de référence représente la position observée sur l'axe des x, sur la base de son écart-type. Il fournit une vue consolidée de la performance du modèle, permettant une évaluation facile de la précision et de la variabilité du modèle. Il convient de noter que la compétence d'un modèle est définie par sa proximité avec le point de référence.

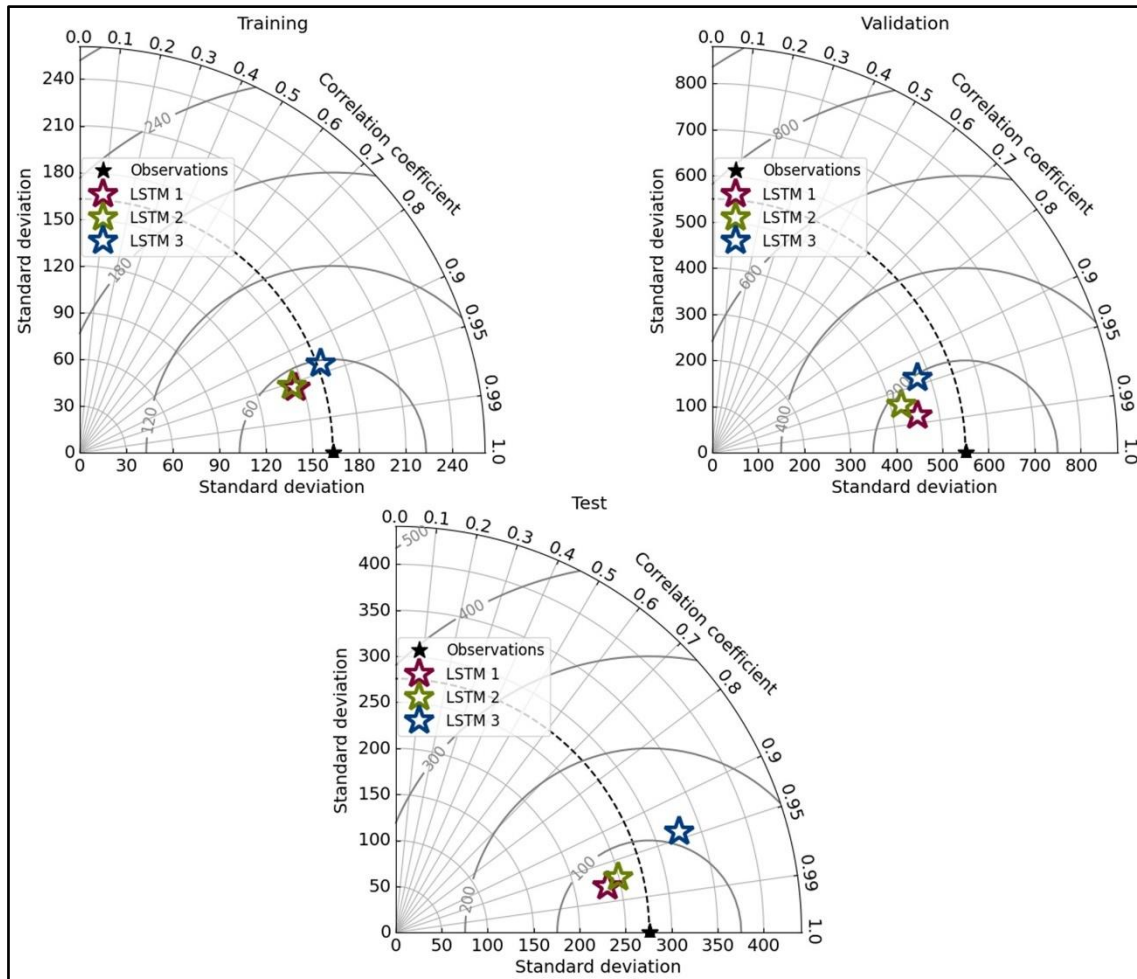


Fig. 88 : Diagramme de Tylor pour la comparaison entre les résultats des LSTM 1, 2 et 3 sur les trois périodes d'étude.

Le diagramme indique que les LSTM 1 et 2 maintiennent constamment les coefficients de corrélation les plus élevés sur toutes les périodes, ce qui suggère que leurs prédictions s'alignent

étroitement sur les valeurs du débit observées. Bien qu'elles présentent moins d'erreurs, ce qui implique une précision et une cohérence, ils sont un peu moins efficaces pour capturer toute la gamme des fluctuations de l'écoulement.

LSTM 3 à son tour présente une forte corrélation, cependant, lors de l'entraînement et de la validation il parvient à capturer une gamme plus large de variations de l'écoulement, toutefois en raison de son erreur plus importante LSTM 3 est le modèle le moins précis sur toutes les périodes, par conséquent, ses prédictions doivent être interprétées avec prudence en raison de la plus grande probabilité d'imprécision.

Dans l'ensemble, certes, les deux modèles LSTM 1 et 2 avec leurs architectures d'une couche et deux couches LSTM, ont obtenu les meilleures performances au cours de toute les phase, cependant on estime que LSTM 1 a démontré une performance visiblement supérieure pendant la période de validation et de test, affichant un taux d'erreurs plus faible et une corrélation plus forte, ce qui indique qu'il s'agit bien du modèle optimal.

Conclusion

Le niveau de complexité des modèles a conduit à une préférence distincte pour la taille de la fenêtre, probablement en raison de leurs différents degrés de sensibilité aux schémas majeurs et sous-adjacent dans les données. Alors que la LSTM 1 basique à une seule couche peut se concentrer principalement sur les modèles majeurs (Xu et al., 2021), des modèles plus complexes, tels que la LSTM 3 à plusieurs couches, peuvent être plus aptes à comprendre des modèles temporels complexes étalés sur des périodes plus longues. Néanmoins, les modèles plus profonds sont plus susceptibles d'être surajoutés (Mejia Cajica et al., 2021), car ils peuvent capturer non seulement les modèles sous-jacents mais aussi le bruit dans les données d'apprentissage.

Le bassin de l'Ouergha ; ses caractéristiques morphométriques détaillées précédemment ; semble s'aligner naturellement sur une taille de fenêtre d'un jour théoriquement suffisante pour capturer la variabilité du débit, et elle a été pratiquement définie comme préférable pour la LSTM 1 à une couche et la LSTM 2 à deux couches. Sinon, la LSTM 3, avec sa structure à trois couches, présente des nuances de performance intrigantes, certes cette architecture excelle avec une fenêtre d'un jour lors de l'apprentissage, une fenêtre de deux jours s'avère supérieure lors de la validation. Cela pourrait être le reflet de schémas subtils ignorés par les modèles moins complexes, ou une illustration de la capacité du modèle à capturer des schémas hydrologiques à court terme et à plus long terme, ce qui le rend polyvalent. Cependant, l'architecture complexe de LSTM 3 entraîne un risque élevé de surajustement, en particulier avec des fenêtres plus

courtes (Mejia Cajica et al., 2021). Ainsi, en équilibrant les considérations de performance et de surajustement, une fenêtre de deux jours a été sélectionnée pour la LSTM 3.

Cette analyse s'aligne avec les résultats de l'ajustement, révélant une diversité notable dans les hyperparamètres optimisés. Il est apparu clairement que chaque modèle peut atteindre une optimisation du processus d'apprentissage, en se concentrant soit sur la profondeur, soit sur la largeur. Pour la LSTM 1, la possession d'un nombre substantiel d'unités (1260) pourrait améliorer sa capacité à identifier un ensemble diversifié de caractéristiques. En revanche, la LSTM 2, avec un nombre inférieur d'unités par couche (800), semble trouver un équilibre entre les dépendances temporelles et l'extraction de caractéristiques. LSTM 3, dont la préférence va toujours au nombre d'unités le plus faible (150), semble s'appuyer sur la profondeur pour l'extraction des caractéristiques plutôt que sur la largeur des couches individuelles.

Concernant la taille du lot, les LSTM 1 et 2 sont réglées avec une taille de lot plus importante (365jrs), probablement pour stabiliser les estimations de gradient et faciliter la convergence du modèle. En revanche, la LSTM 3 a opté pour une taille de lot plus petite (128), probablement pour permettre des mises à jour de poids plus fréquentes dans son architecture complexe. En termes de réglage des époques, la LSTM 1 a atteint un plateau à 14 époques, ce qui indique qu'aller au-delà pourrait soit offrir des améliorations marginales, soit introduire des risques de surajustement. La LSTM 2, qui a été réglée à 30 époques, implique que sa structure à deux couches peut nécessiter des itérations prolongées pour une convergence optimale, contrairement à LSTM 1. En ce qui concerne le drop out, les LSTM 1 et 2 se sont orientées vers des valeurs élevées, probablement en tant que mesure préventive contre le surajustement, compte tenu de leurs tailles d'unité substantielles. Or, LSTM 3 a montré une plage optimale plus large, allant de 0,1 à 0,4, reflétant sa sensibilité aux différents besoins de régularisation dans sa structure à trois couches. Dans l'ensemble, la réduction substantielle du nombre d'unités de LSTM 1 (1 260) à LSTM 3 (150) peut révéler l'approche unique de chaque modèle pour gérer les caractéristiques spécifiques de l'ensemble de données. Cela conduit à des degrés de précision variables dans la prédiction des écoulements réguliers et extrêmes, ce qui souligne la complexité de la définition d'une architecture de modèle optimale et nous amène à examiner la cohérence et l'efficacité de chaque modèle.

Les principaux résultats de cette étude permettent de tirer plusieurs conclusions. Malgré son architecture plus basique, les performances constantes de la LSTM 1 sur toutes les périodes soulignent l'importance d'une architecture équilibrée dans le contexte de la modélisation hydrologique. Ces résultats indiquent qu'un modèle basique et bien conçu peut potentiellement être plus performant que des modèles plus complexes. En outre, l'efficacité de la LSTM 1 peut

refléter ; également ; les caractéristiques de l'ensemble de données, ce qui suggère que la complexité d'un modèle doit s'aligner avec la dynamique sous-jacente des données hydrologiques. En outre, la LSTM 2 présente des caractéristiques de performance presque similaires, cette architecture est particulièrement apte à capturer un large spectre de schéma hydrologiques. Ses mesures de performance indiquent un comportement fiable et robuste sur différentes périodes, ce qui le rend, en fait une option intéressante lorsque la LSTM 1 n'est pas efficace.

Cependant, l'écart de performance de la LSTM 3 malgré son architecture à trois couches, ses hyperparamètres ajustés et la taille de la fenêtre de 2 jours, résulte probablement de l'interaction complexe des facteurs dans la mise au point de l'apprentissage automatique. La taille de la fenêtre de 2 jours, bien qu'optimale lors du réglage, peut ne pas correspondre aux besoins globaux de la tâche de modélisation hydrologique ou peut avoir été influencée par un surajustement des données de validation. En outre, la complexité inhérente à la LSTM 3 pourrait ne pas correspondre à la nature des données, ce qui a conduit à des performances sous-optimales. Cela souligne l'importance d'une approche holistique de la sélection des modèles, en considérant les hyperparamètres en conjonction les uns avec les autres, les caractéristiques spécifiques des données et les besoins de modélisation hydrologique. En outre, bien que peu d'études aient utilisé des LSTM à une couche pour les prédictions et que leurs résultats contrastent avec les nôtres (Berhich et al., 2020 and Salman et al., 2018), nombre important de recherches dans divers domaines suggèrent que les LSTM à deux couches sont efficaces pour la prédiction (Xu et al., 2021; Yin et al., 2022; Zia and Zahid, 2019), ce qui réaffirme les conclusions de la présente étude.

Enfin, la détection des débits extrêmes pose un challenge à tous les modèles. Il existe une tendance constante à la sous-estimation, comme le montrent les valeurs EQp. Lors du test des modèles, cette sous-estimation est jugée acceptable pour les LSTM 1 et 2, puisqu'elle ne dépasse pas -25 %. Avec LSTM 3, cette sous-estimation est encore moins prononcée mais avec une tendance marquée à l'erreur. La cause fondamentale de ce comportement peut être liée au fait que les données d'entraînement ne contiennent pas suffisamment d'échantillons extrêmes (Sahraei et al., 2021), ce qui empêche les modèles d'apprendre ces données de manière adéquate. Rahimzad et al., (2021) soutiennent également cette conclusion et signalent que des recherches antérieures, telles que (Damavandi et al., 2019; Jimeno-Sáez et al., 2018) ont noté un comportement similaire avec des modèles basés sur des réseaux neuronaux. Cela peut également être lié à d'autres variables non prises en compte qui influencent le débit, telles que

les lâchers des barrages en amont, d'autant plus que le bassin de l'Ouergha est équipé de 3 barrages en amont.

Introduction

Cette section s'intéresse à une comparaison et un classement des différents modèles utilisés lors de cette étude afin de distinguer les qualités et les limites de chacun de ces modèles en termes de performance générale d'une part, et de leur capacité à anticiper les risques d'inondation en détectant avec précision les débits de crue et les événements extrêmes, d'autre part.

1. Performance générale

Les variations temporelles des débits observés et des débits simulés par différents modèles, pour l'année 2010, sont présentées en graphique de la Fig. 89. On peut diviser cette année en deux phases, une de faible débit et une d'intense débit. Graphiquement, tous les modèles captent les variations saisonnières ; pourtant, les modèles GR4J et HEC-HMS ont des performances variables, avec des écarts notables par rapport aux débits observés lors de certains événements majeurs. Notamment, HEC-HMS sous-estime les pics des événements du début d'année alors qu'il surestime ceux de la fin d'année avec une flagrante imprécision de la courbe de tarissement. En revanche, les LSTM illustrent les meilleures performances en termes de reproduction des débits observés, en particulier lors des événements extrêmes.

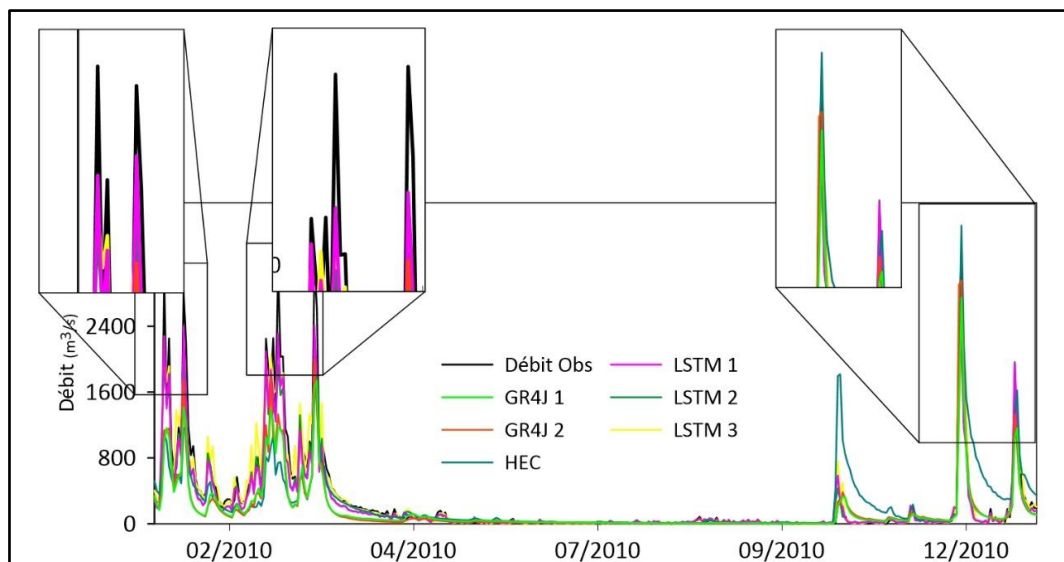


Fig. 89 : Comparaison graphique du débit observé et prédit par les différents modèles.

Si on compare les indices statistiques de chaque modèle par un graphique type radar (Fig. 90), on trouve que HEC-HMS a la plus faible corrélation, l'erreur la plus importante qui dépasse 0.67, et le plus faible NSE qui ne dépasse pas 0.54. Les GR4J sont ceux qui présentent le biais le plus important et une erreur plus faible que HEC-HMS mais également très significative car

elle dépasse 0.5. Les simulations par LSTM présentent les plus faibles biais, les meilleures précisions, corrélations, et NSE.

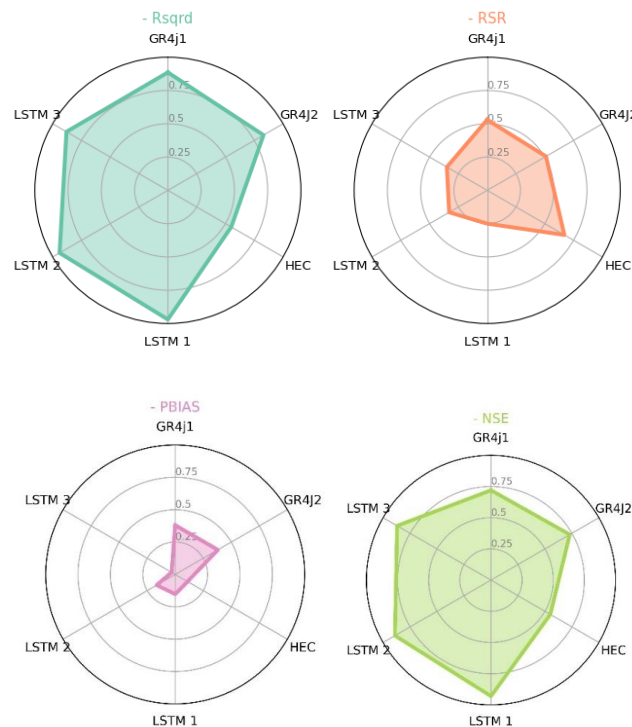


Fig. 90 : Graphiques Radar des indices statistiques de tous les modèles.

2. Performance de capture des débits extrêmes

La qualité de la reproduction des débits extrême est un facteur incontournable lors de la classification de ces modèles, c'est une appréciation indépendante de la qualité générale de la simulation, en effet un modèle peut faire une bonne performance générale mais avec une qualité médiocre ou faible des détection des débits de pointes voir extrême et vise-ver-ça. Donc on a cerné dans cette section les résultats de la simulation des débits supérieurs à 2000 m³/s, la Fig. 90, présente les boites à moustache des distributions des évènements supérieurs à ce seuil. D'abord on constate que 25% de ces débits dépassent 2900 m³/s avec un seul événement de plus de 3200 m³/s. Graphiquement, tous les modèles affichent une tendance à la sous-estimation, c'est plus visible pour GR4J 1 et HEC-HMS qui sous-estiment la majorité des débits extrêmes, c'est un peu moins visible pour GR4J 2 qui affiche un étendu plus important. De même pour LSTM 2 et 3 qui affichent uniquement 25% des débits simulé dépassant le seuil de 2000 m³/s tendent vers une sous-estimation de ces débits. En revanche, seul LSTM 1 se distingue par une médiane indiquant que 50 % de ses débits simulés sont supérieurs à 2000 m³/s ; par ailleurs, sa plus forte estimation dépasse la médiane des débits observés extrêmes.

De la même manière, les LSTM 2 et 3 tendant vers une sous-estimation, par contre, LSTM 1 se démarque avec une médiane révélant que la moitié de ses débits simulés excèdent 2000 m³/s, et sa valeur la plus élevée surpasse la médiane des débits extrêmes observés.

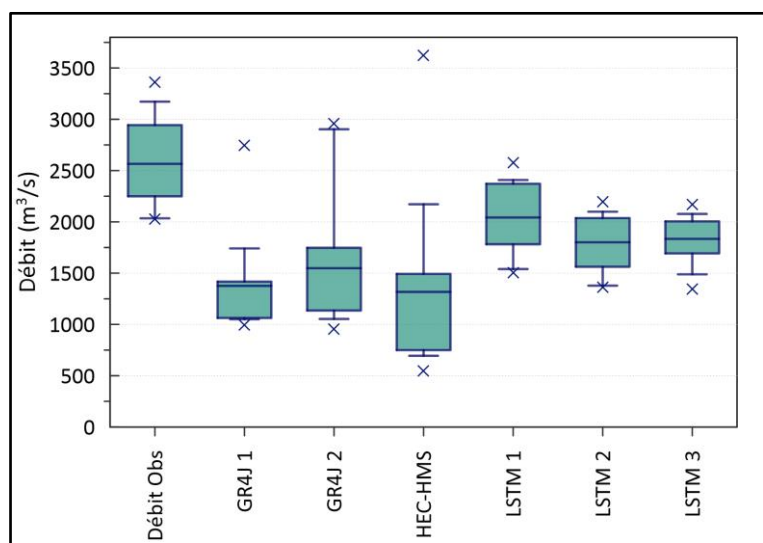


Fig. 91 : Boîtes à moustache des distributions des débits observés et simulé supérieurs à 2000 m³/s

Pour faire une comparaison des tendances linéaires entre les débits observés et simulés on a fait un classement croissant des débits observés et des débits simulés qui les correspondent, Fig. 92 représente le classement des 6 modèles selon les intensités croissantes du débit observé, alors que Tableau 43, liste la pente de chaque courbe de tendance, ainsi que l'erreur et le PBIAS de chaque modèle.

On remarque qu'il existe trois schémas de tendance linéaire du débit simulé par rapport au débit observé ; d'abord la tendance très croissante depuis la plus faible intensité à la plus importante c'est le cas de GR4J 2 et HEC-HMS, puis une tendance nettement moins prononcée que celle observée c'est le cas de GR4J 1 et LSTM 1, et finalement une tendance faible plutôt constante qui marque LSTM 2 et 3.

Tableau 43 : Tendance de chaque modèle, et résultats d'indice d'erreur et du biais.

Données	Pente	Tendance	RSR	PBIAS
Observée	115.447			
GR4J 1	73.228	Croissante	3.37	-46.59
GR4J 2	99.537	Très Croissante	3.14	-39.36
HEC-HMS	124.531	Très Croissante	3.77	-47.72
LSTM 1	75.61	Croissante	1.60	-19.88
LSTM 2	47.171	Faiblement Croissante	2.28	-28.85
LSTM 3	33.887	Faiblement Croissante	2.20	-27.41

D'autre part les statistiques indiquent que tous les modèles manquent de la justesse lors de la simulation des débits extrêmes ; en effet tous les modèles affichent des erreurs très importante dépassant largement le seuil de satisfaction qui est 0.7. De plus, il existe une très importante sous-estimation des pics de débits extrêmes, qui peut aller jusqu'à -47% pour HEC-HMS, c'est uniquement LSTM 1 qui affiche un PBIAS acceptable inférieur à 25%.

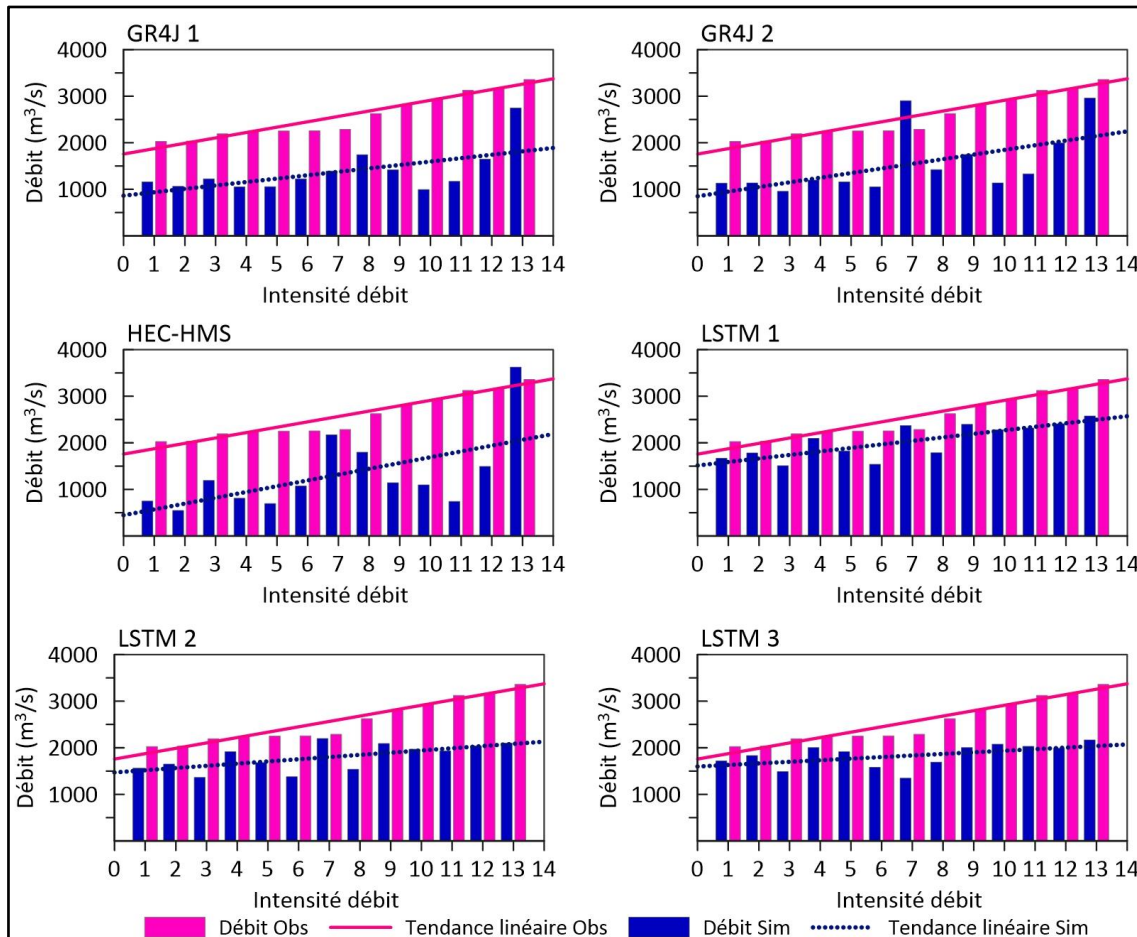


Fig. 92 : Tendances linéaire de capture des débits supérieurs à 2000 m^3/s

Finalement, afin d'offrir une perspective globale sur la performance de tous les modèles en question, la Fig. 93 illustre le diagramme de Taylor, conçu spécifiquement pour évaluer leur capacité à reproduire fidèlement les débits extrêmes. Cette représentation graphique vient renforcer et compléter les résultats discutés dans cette section.

Il est clairement observé que le modèle LSTM 1 se démarque par sa performance supérieure pour la détection des extrêmes. Il affiche une corrélation plus élevée avec les données observées et un écart type qui s'aligne le mieux avec celui des observés. Toutefois, les modèles LSTM 2, 3 et GR4J 1 montrent une efficacité presque de même degré, offrant des résultats comparables

entre eux. Cependant, les modèles GR4J 2 et HEC-HMS semblent être en retrait, se positionnant en bas du classement en termes d'efficacité et de précision.

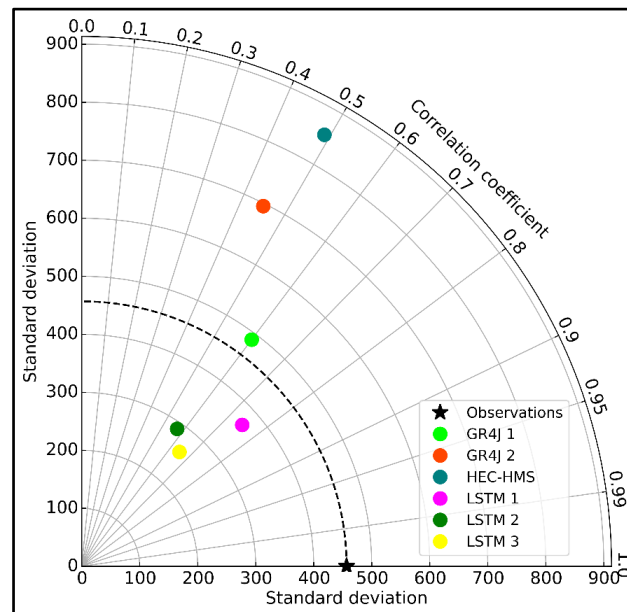


Fig. 93 : Diagramme de Tylor pour la comparaison de la performance de l'ensemble des modèles lors de capture des événements extrêmes.

Conclusion

Les performances variées des modèles en matière de prévision hydrologique peuvent être attribuées à plusieurs facteurs clés. Tout d'abord, la structure intrinsèque de chaque modèle joue un rôle crucial. Certains modèles, de par leur conception, peuvent mieux s'adapter à certains types de bassins versants ou à certaines conditions climatiques.

La complexité intrinsèque des modèles est également un élément déterminant. Tandis que certains modèles, comme GR4J, sont plus simplifiés et comportent moins de paramètres, d'autres, tels que HEC-HMS, peuvent incorporer une gamme beaucoup plus large de processus hydrologiques et, par conséquent, nécessitent une calibration plus détaillée. Cette calibration est essentielle car un mauvais ajustement des paramètres peut conduire à des prévisions inexactes, indépendamment de la précision intrinsèque du modèle.

Ensuite, la manière dont ces modèles sont formés et calibrés est fondamentale. La qualité et la représentativité des données utilisées, ainsi que la méthodologie de calibration, influencent grandement leur performance. En revanche, une calibration minutieuse peut optimiser les performances d'un modèle, même si sa structure de base est simple.

En ce qui concerne le LSTM, sa force réside dans sa capacité d'apprentissage profond, contrairement aux modèles traditionnels qui reposent sur des hypothèses préconçues concernant les processus hydrologiques, les LSTM apprennent directement à partir des données. Cela leur permet d'identifier et de modéliser des relations non linéaires complexes qui peuvent ne pas

être évidentes pour les modèles conventionnels. Toutefois, cette force dépend aussi d'une quantité suffisante de données de qualité pour la formation, une adaptation d'architecture aux caractéristiques de ces données, afin d'éviter LSTM à faire un sous-apprentissage ou un surajustement.

Conclusion générale et perspectives

Le bassin de l'Ouergha, situé au nord du Maroc est considéré comme la zone la plus humide du pays, il est caractérisé par un climat méditerranéen au régime pluvial océanique, où les précipitations et les hautes eaux sont concentrées de novembre à mars. Le suivi des évolutions des indices SPI et SDI, indique que l'Ouergha subit une variabilité interannuelle marquée par des cycles de déficit et d'excès pluviométriques et hydriques, cette fluctuation s'aligne avec une dynamique de variabilité plus large du bassin Sebou, qui est sous influence des oscillations nord-atlantiques. Durant la période de 1981 à 2014, le bassin a reçu des précipitations allant de 752 mm à 3172 mm dans les zones de haute altitude (Jbal Outka), tandis que les stations de moyenne altitude (Bab Ouender et Galez) ont enregistré des précipitations annuelles entre 650 mm et 1430 mm.

D'autre part, les tests statistiques de la détection des ruptures des séries chronologiques, ont révélé que sur une période de 34 ans d'enregistrement, l'année 2007 marque la seule rupture évidente dans les séries pluviométriques, initiant une période où une augmentation des précipitations a été nettement observée, et qui était en parfaite harmonie avec les tendances linéaires des extrema indiquant également un schéma ascendant. En revanche, les tests des séries de débits n'ont révélé aucune rupture évidente ni une tendance claire. Ceci témoigne que certes, la mise en service de trois barrages en amont (Asfalou, Bouhouda et Sahla) en fin des années 90', n'a pas contribué à une réduction significative des volumes ruisselés et le bassin a continué d'enregistrer des débits de pointes très importants aux années excédentaires. Néanmoins, cette intervention anthropique a atténué la réponse hydrologique du bassin vis-à-vis la rupture de 2007, empêchant ainsi l'augmentation attendue des débits. Toutefois, cette absence de tendance pourrait être interprétée hâtivement comme une stabilisation ou une baisse des intensités de débit, cependant, cette absence de tendance ne doit pas masquer la réalité des événements extrêmes qui continuent de se manifester, à l'instar des épisodes de 2009-2010. Ceci peut être principalement attribué au fait que l'intensité de ces débits récents est comparable à celle observée avant la mise en place des barrages, soulignant ainsi que ces événements extrêmes se sont produits malgré l'existence des réservoirs conçus pour les atténuer. Cela peut laisser entendre que malgré l'ajout d'infrastructures hydrauliques censées réguler le débit, la nature et l'intensité des pointes n'a pas été substantiellement altérée.

Ceci a soulevé des interrogations cruciales : Pourquoi le bassin de l'Ouergha présente-t-il un tel comportement face à d'importantes précipitations ? Pour quelle raison a-t-il historiquement

été l'origine des inondations en aval du bassin Sebou ? La réponse repose sur un élément déterminant : les caractéristiques morphométriques. Et bien, le bassin de l'Ouergha rassemble une multitude de facteurs favorisant l'intensification des écoulements superficiels. Il se caractérise par des sols à faible potentiel d'infiltration, dominés par des textures argilo-limoneuses et qui sont propices à la génération d'importants écoulements de surface. Son relief est marqué par des pentes abruptes qui facilitent un ruissellement rapide et efficace des eaux de pluie d'où un temps de concentration court. En complément, la végétation clairsemée augmente sa susceptibilité aux précipitations intenses. Par conséquent, ces facteurs se manifestent par un potentiel élevé d'écoulement superficiel contre un faible débit de base, et ainsi des hydrogrammes nettement contrastés, avec des différences marquées entre les périodes humides et les périodes d'étiage. De ce fait, malgré le risque élevé d'envasement, le choix de l'implantation de quatre barrages dans cette zone ; dont Al Wahda le plus grand réservoir du Maroc ; était très judicieux pour répondre au besoin de mitigations des inondations, d'alimentation en eau potable et de production d'énergie hydroélectrique.

Ces multiples facteurs confèrent au bassin d'Ouergha une complexité notable, qui représente un défi significatif pour la modélisation hydrologique, en particulier lorsqu'il s'agit de la prévision des débits extrêmes. En réponse à cette complexité, la mise en œuvre de trois modèles aux approches différentes pour la reproduction du débit a révélé des constats significatifs, notamment en ce qui concerne l'efficacité de chaque modèle et ses limitations face un régime hydrologique contrasté. Le premier modèle est conceptuel (GR4J), le deuxième est à base physique (HEC-HMS) et le troisième est de type boîte noire construit par un réseau neuronal profond récurrent (LSTM). Par définition, un modèle conceptuel est une conceptualisation des processus prédominants impliqués dans la conversion des précipitations en débit ; un modèle à base physique est une copie à échelle définie d'un système hydrologique ; or un modèle de boîte noire est un système empirique d'entrées et de sorties sans que le mécanisme interne ou le processus par lequel ces sorties sont produites ne soit explicitement connu ou pris en compte.

Les simulations de calibration et validation du modèle GR4J ont révélé un haut potentiel de reproduction des débits journaliers, avec une performance générale jugée bonne selon les indices NSE, RSR, et R^2 . Cependant, le modèle a du mal à capturer les pics de débit de pointe, avec des erreurs notables et une tendance à la sous-estimation durant la phase de validation. L'ajustement de la période de calibration pour inclure une année particulièrement humide a rendu l'optimisation plus complexe, ce qui s'est traduit par une baisse de performance lors de cette deuxième calibration, bien que le modèle ait conservé une robustesse acceptable pour la seconde validation. Cette dernière a révélé que, malgré l'ajout de cette année plus humide et

une recalibration pour tenir compte des débits plus élevés, il n'y a pas eu d'amélioration significative des performances. Ces observations indiquent que le modèle GR4J atteint ses limites conceptuelles dans la simulation des processus hydrologiques complexes. Certains phénomènes ou interactions dans la dynamique de l'eau pourraient ne pas être entièrement intégrés dans le modèle.

Les simulations continues et événementielles par HEC-HMS ont montré que la complexité du modèle HEC-HMS réside dans sa capacité à encapsuler les nuances physiques et hydrologiques des bassins versants. Cette complexité, bien qu'elle permette une modélisation détaillée, elle présente aussi des difficultés notables lors de la phase de calibration, en particulier lorsque l'on cherche à simuler avec précision des événements hydrologiques extrêmes. La calibration multicritère s'avère alors un outil essentiel, car elle permet de tenir compte de multiples aspects de performance, tels que la précision des pics de débit et la fidélité générale des simulations. Cette méthode d'ajustement nécessite une considération approfondie des interactions dynamiques au sein du système hydrologique, souvent exacerbées par des événements tels que les déversements de barrages lors de conditions extrêmes.

La qualité de la performance des simulations événementielles et continues réalisées par HEC-HMS dans le cadre de cette étude, révèlent un certain contraste ; le modèle réussit généralement à bien simuler les schémas des débits, les variations saisonnières et aussi à capturer les anomalies extrêmes, toutefois, la plupart des performances indiquent des sous-estimations visibles, et une imprécision lors de la reproduction des pics de pointes notamment pour les événements extrêmes du début 2010. Ces mêmes événements correspondaient à des lâchers non prévus depuis les réservoirs, bien que les lâchers de réservoirs aient été stratégiquement conçus pour stabiliser les niveaux d'eau et contrebalancer l'afflux de précipitations intenses, assurant ainsi la sécurité des structures, ils ont cependant provoqué les inondations de la plaine d'Al-Gharb. Ce qui met le point sur la difficulté de modéliser avec précision les interactions complexes entre la gestion des réservoirs et les écoulements naturels, surtout lorsque les réservoirs arrivent à capacité maximale suite à des saisons de pluies exceptionnelles et successives.

La modélisation pluie-débit par LSTM s'est avérée un outil très prometteur pour la simulation du débit avec les conditions du bassin d'Ouergha. Toutefois, ceci dépend de plusieurs critères liés aux architectures internes du modèle et au processus d'optimisation ; en effet, bien que les modèles LSTM soient conçus pour capturer les dépendances à long terme dans les données de séries temporelles, le nombre de couches du réseau (profondeur) a des implications significatives sur la façon dont ces dépendances sont capturées.

L'étude a démontré que la taille de la fenêtre et le nombre de neurones jouent un rôle crucial dans la précision des prédictions. En effet, le modèle LSTM 1 avec sa structure basique, son nombre élevé de neurones ainsi que sa taille de fenêtre d'un jour, a montré une meilleure performance constante et fiable à travers différentes phases de l'étude. Cette architecture se distingue par sa capacité à concilier simplicité et performance, suggérant que, dans certains cas, des modèles d'apprentissage profond basiques peuvent être préférables à des modèles plus complexes. LSTM 2 a montré des performances comparables à LSTM 1 ; cependant l'évaluation de LSTM 3 indique un écart de performance malgré son architecture complexe à trois couches, l'ajustement des hyperparamètres et la taille de fenêtre optimisée de deux jours. Concernant la détection des débits extrêmes, toutes les architectures LSTM rencontrent des difficultés à détecter avec précision les pics des débits extrêmes, et inclinent vers une sous-estimation systématique. Cependant, cette sous-estimation a été jugée acceptable pour les modèles LSTM 1 et 2, tandis que le LSTM 3 a montré des erreurs plus marquées. Cette limitation est probablement attribuée à une faible représentativité de ces événements dans les séries d'apprentissage ou à la non intégration de facteurs critiques des déversements des barrages.

La comparaison entre les trois types de modèles hydrologiques indique que les modèles conceptuels et à base physique sont particulièrement efficaces pour comprendre le processus hydrologique de la zone. Notamment, les modèles à base physique qui permettent de saisir d'une façon profonde les processus qui se mettent en interaction pour produire l'écoulement, le transférer en hydrogramme et puis faire le routage tout au long des chenaux, et ceci est dû au fait qu'ils demandent d'abord les paramètres liés au morphologie du bassin versant ; tel que la texture des sols, les caractéristiques de la pente, l'occupation des sols ; puis ils intègrent les données climatiques comme la température et l'évapotranspiration, ensuite les conditions initiales. La forte demande en paramètres pour ce type de modèles hydrologiques entraîne deux défis majeurs. Le premier concerne l'acquisition de données détaillées dans les zones rurales, où l'accès aux mesures terrain peut être limité, obligeant les chercheurs à se tourner vers des méthodes alternatives qui pourraient ne pas offrir la même fiabilité que les mesures directes. Le second défi réside dans le processus de calibration du modèle, qui peut s'avérer particulièrement ardu et peut s'éterniser en raison de la nécessité d'ajuster un grand nombre de paramètres pour refléter fidèlement les dynamiques hydrologiques complexes. Cela a conduit à une tendance croissante envers les modèles type boîte noire, avec une affinité accrue envers les réseaux d'apprentissage profond, notamment LSTM qui s'est basé uniquement sur les chroniques du débit et des précipitations pour offrir les meilleurs résultats de cette recherche.

Donc, si on veut répondre à notre question principale, il devient évident qu'en dépit de la complexité du bassin d'Ouergha la simplicité du modèle qui a remporté le défi en deux aspects : D'une part, le modèle d'apprentissage profond LSTM qui se restreint à l'utilisation de seulement deux variables, a produit des résultats meilleurs. D'autre part, c'est la configuration la plus basique de ce modèle, avec couche unique, qui a le mieux capturé la dynamique du processus hydrologique. Ce résultat suggère que ce sont les relations non linéaires entre les précipitations et les débits qui gouvernent le fonctionnement hydrologique du bassin.

Or, pour affiner davantage les prévisions et réduire les sous-estimations des pointes de débit observées avec l'architecture LSTM à couche unique, il paraît pertinent d'incorporer des chroniques de l'étendue de la superficie des lacs de barrage, par l'intermédiaire d'un outil de télédétection capable d'extraire cette information, depuis l'imagerie satellitaire.

Cette approche permettra à la fois de mieux simuler la relation entre la réserve du barrage, les précipitations et le débit. Et sur le plan pratique, elle vise à améliorer la politique de gestion des réservoirs, à travers une identification des périodes critiques, nécessitant des lâchers préventifs pour mitiger efficacement les risques de crue et prévenir toute évacuation substantielle imprévue capable de reproduire l'épisode de 2010.

Il serait important de confirmer ou affirmer ces résultats en appliquant les mêmes méthodes de modélisation à d'autres bassins. De plus, il est essentiel d'envisager l'intégration de scénarios climatiques dans le modèle LSTM pour projeter l'évolution future des écoulements dans le bassin d'Ouergha.

Par ailleurs, une évaluation approfondie du couplage des produits satellitaires de précipitations et LSTM est importante. Ceci permettrait de déterminer leur efficacité en tant que substituts aux données de précipitations réelles, surtout dans les bassins dépourvus de stations de mesure. Enfin, il est vivement recommandé d'explorer une approche hybride combinant les principes conceptuels et les réseaux de neurones. Une telle étude apporterait un plus sur les atouts et les limites de cette méthode, offrant potentiellement une nouvelle voie pour améliorer la précision et la fiabilité des modèles hydrologiques.

Références bibliographiques

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986. An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87, 45–59. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90114-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90114-9)
- Abdul, A.S., Gillham, R.W., 1989. Field studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Journal of Hydrology* 112, 1-18.
- ABHS, 2011. Etude d'actualisation du plan directeur d'aménagement intégré des ressources en eau du bassin du Sebou. Note de synthèse Agence du Bassin Hydraulique du Sebou.
- Abu-Abdullah, M.M., Youssef, A.M., Maerz, N.H., Abu-AlFadail, E., Al-Harbi, H.M., Al-Saadi, N.S., 2020. A Flood Risk Management Program of Wadi Baysh Dam on the Downstream Area: An Integration of Hydrologic and Hydraulic Models, Jizan Region, KSA. *Sustainability* 12, 1069. <https://doi.org/10.3390/su12031069>
- AghaKouchak, A., Mehran, A., Norouzi, H., Behrangi, A., 2012. Systematic and random error components in satellite precipitation data sets. *Geophysical Research Letters* 39, 9406. <https://doi.org/10.1029/2012GL051592>
- Agoumi, A., Debbarh, A., 2005. Ressources en eau et bassins versants du Maroc : 50 ans de développement (1955-2005).
- Aksu, H., Akgül, M.A., 2020. Performance evaluation of CHIRPS satellite precipitation estimates over Turkey. *Theor Appl Climatol* 142, 71–84. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03301-5>
- Alanord, N., Amrani, A., Radgui, Y., 2017. Al gharb-Morocco, inondation and impact on population. *Ecole nationale supérieurs des offices de sapeurs-pompiers* 1, 01–49.
- Alardhi, S., Al-Jadir, T., Hasan, A., Jaber, A., Al Saedi, L., 2023. Design of Artificial Neural Network for Prediction of Hydrogen Sulfide and Carbon Dioxide Concentrations in a Natural Gas Sweetening Plant. *Ecol. Eng. Environ. Technol.* 24, 55–66. <https://doi.org/10.12912/27197050/157092>
- Alfieri, L., Burek, P., Feyen, L., Forzieri, G., 2015. Global warming increases the frequency of river floods in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences* 19, 2247–2260. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2247-2015>
- Allan, R.P., Soden, B.J., 2008. Atmospheric Warming and the Amplification of Precipitation Extremes. *Science* 321, 1481–1484. <https://doi.org/10.1126/science.1160787>
- Allemand, A., 2021. Estimation variationnelle des paramètres d'un modèle hydrologique distribué.
- Alpaydin, E., 2010. *Introduction to Machine Learning*, fourth edition. MIT Press.
- Ambroise, B., 1999. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2 Modélisation systémique et dynamique. *Revue des Sciences de l'Eau* 123–153.
- Ambroise, B., 1991. Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : Processus et Modèles. éminaire du Conseil Scientifique du Département "Science du Sol" de l'INRA 34.
- Andrieux, J., 1970. La structure du Rif central: étude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. *Faculté des Sciences, Montpellier, France*.
- Aqnouy, M., Ahmed, M., Ayele, G.T., Bouizrou, I., Bouadila, A., Stitou El Messari, J.E., 2023. Comparison of Hydrological Platforms in Assessing Rainfall-Runoff Behavior in a

- Mediterranean Watershed of Northern Morocco. *Water* 15, 447. <https://doi.org/10.3390/w15030447>
- Aqnouy, M., El Messari, J.E., Ismail, H., Abdelmounim, B., Jesús Gabriel, M., Loubna, B., Mohammed Reda, A., 2019. Assessment of the SWAT Model and the Parameters Affecting the Flow Simulation in the Watershed of Oued Laou (Northern Morocco). *J. Ecol. Eng.* 20, 104–113. <https://doi.org/10.12911/22998993/102794>
- Aqnouy, M., El Messari, J.E.S., Bouadila, A., Bouizrou, I., Mansour, M.R.A., 2018. Application of hydrological model "HEC HMS" In a Mediterranean watershed (Oued Laou, Northern of Morocco). *International Journal of Innovation and Applied Studies* 24, 1773–1781.
- Arnell, N.W., Gosling, S.N., 2016. The impacts of climate change on river flood risk at the global scale. *Climatic Change* 134, 387–401. <https://doi.org/10.1007/s10584-014-1084-5>
- Arnold, J.G., D. N. Moriasi, P. W. Gassman, K. C. Abbaspour, M. J. White, R. Srinivasan, C. Santhi, R. D. Harmel, A. van Griensven, M. W. Van Liew, N. Kannan, M. K. Jha, 2012. SWAT: Model Use, Calibration, and Validation. *Transactions of the ASABE* 55, 1491–1508. <https://doi.org/10.13031/2013.42256>
- Arsenault, R., Brissette, F., Martel, J.-L., 2018. The hazards of split-sample validation in hydrological model calibration. *Journal of Hydrology* 566, 346–362. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.09.027>
- Asebriy, L., 1984. Étude géologique de la zone subrifaine: Nouvelle interprétation paléogéographique et structurale du Rif externe (Exemple du Moyen Ouerrha, Maroc). Faculté des Sciences, Université Mohammed V – Agdal, Rabat, Maroc.
- Asebriy, L., Azdimousa, A., Bourgois, J., Poupeau, G., Montigny, R., 2003. Histoire thermique et surrection du Rif externe et des nappes de flyschs associées (Nord Maroc). *Trav. Inst. Sci.*, Rabat, sér. Géologie & Géogr. phys 15–26.
- Asebriy, L., Azdimousal, A., Jabaloy, A., Booth-Rea, G., 2007. Lithostratigraphy and structure of the temsamane unit (eastern external rif, morocco). *Revista de la Sociedad Geológica d’España* 20, 3–4.
- Asebriy, L., Bourgois, J., Azdimousa, A., Cherkaoui, E., 1993. Evolution tectonique récente de la zone de faille du Nékor: importance paléogéographique et structurale dans le Rif externe, Maroc. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 17, 65–74.
- Asebriy, L., Bourgois, J., Leiking, M., 1991. Sur l’âge du métamorphisme anchi-épizonal de l’unité de Ketama, Rif central (Maroc). *Acad. Sci. Paris* 313, 787–793.
- As-Syakur, A.R., Tanaka, T., Prasetya, R., Swardika, I.K., Kasa, I.W., 2011. Comparison of TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA) products and daily-monthly gauge data over Bali. *International Journal of Remote Sensing* 32, 8969–8982. <https://doi.org/10.1080/01431161.2010.531784>
- Babu, S.R., Varma, K.P.V.K., Mohan, K.S.S., 2022. Artificial Neural Network Technique for Estimating the Thermo-Physical Properties of Water-Alumina Nanofluid. *Ecol. Eng. Environ. Technol.* 23, 97–106. <https://doi.org/10.12912/27197050/145583>
- Balling, R.C., Keikhosravi Kiany, M.S., Sen Roy, S., Khoshhal, J., 2016. Trends in Extreme Precipitation Indices in Iran: 1951–2007. *Advances in Meteorology* 2016, e2456809. <https://doi.org/10.1155/2016/2456809>
- Bashayreh, E., Manasrah, A., Alkhalil, S., Abdelhafez, E., 2021. Estimation of Water Disinfection by Using Data Mining. *Ecol. Eng. Environ. Technol.* 22, 109–116. <https://doi.org/10.12912/27197050/132088>
- Behrangi, A., Khakbaz, B., Jaw, T., AghaKouchak, A., Hsu, K., Sorooshian, S., 2011. Hydrologic evaluation of satellite precipitation products at basin scale. *Journal of Hydrology - J HYDROL* 397, 225–237. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.11.043>

- Benabdelouahab, T., Gadouali, F., Boudhar, A., Lebrini, Y., Hadria, R., Salhi, A., 2020. Analysis and trends of rainfall amounts and extreme events in the Western Mediterranean region. *Theor Appl Climatol* 141, 309–320. <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03205-4>
- Benzaggagh, M., Mokhtari, A., Rossi, P., Michard, A., El Maz, A., et al, 2014. Oceanic units in the core of the External Rif (Morocco): Intramargin hiatus or South-Tethyan remnants?. *J. Geodyn, SI: Geodynamic evolution of the Alboran domain* 4–21. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2013.10.003>
- Bergstra, J., Bengio, Y., 2012. Random Search for Hyper-Parameter Optimization. *Mach. Learn* 281–305.
- Berhich, A., Belouadha, F.-Z., Kassiri, A.E., 2020. Single and Multilayer LSTM Models for Positive COVID-19 Cases Prediction:, in: *Proceedings of the 2nd International Conference on Advanced Technologies for Humanity. Presented at the International Conference on Advanced Technologies for Humanity, SCITEPRESS - Science and Technology Publications, Rabat, Morocco, pp. 27–34.* <https://doi.org/10.5220/0010426900270034>
- Bèsème, Jean-Louis, 1995. Influence de l'occupation des sols sur les inondations.
- Beven, K.J., Kirkby, M.J., Schofield, N., Tagg, A.F., 1984. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology* 69, 119. https://www.academia.edu/8344923/Testing_a_physically_based_flood_forecasting_model_TOPMODEL_for_three_U_K_catchments
- Biondi, D., Freni, G., Iacobellis, V., Mascaro, G., Montanari, A., 2012. Validation of hydrological models: Conceptual basis, methodological approaches and a proposal for a code of practice. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 42–44, 70–76. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.07.037>
- Bitew, M.M., Gebremichael, M., 2011. Evaluation of satellite rainfall products through hydrologic simulation in a fully distributed hydrologic model. *Water Resources Research* 47, 2010WR009917. <https://doi.org/10.1029/2010WR009917>
- Blöschl, G., et al., 2019. Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature* 573, 108–111. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>
- Bouadila, A., Benaabidate, L., Bouizrou, I., Aqnouy, M., 2019. Implementation of Distributed Hydrological Modeling in a Semi-Arid Mediterranean Catchment “Azzaba, Morocco.” *J. Ecol. Eng.* 20, 236–254. <https://doi.org/10.12911/22998993/109458>
- Boufala, M., El Hmaidi, A., Chadli, K., Essahlaoui, A., El Ouali, A., Taia, S., 2019. Hydrological modeling of water and soil resources in the basin upstream of the Allal El Fassi dam (Upper Sebou watershed, Morocco). *Model. Earth Syst. Environ.* 5, 1163–1177. <https://doi.org/10.1007/s40808-019-00621-y>
- Bouizrou, I., Aqnouy, M., Bouadila, A., 2022. Spatio-temporal analysis of trends and variability in precipitation across Morocco: Comparative analysis of recent and old non-parametric methods. *Journal of African Earth Sciences* 196, 104691. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104691>
- Bouramtane, T., Leblanc, M., Kacimi, I., Ouatiki, H., Boudhar, A., 2023. The contribution of remote sensing and input feature selection for groundwater level prediction using LSTM neural networks in the Oum Er-Rbia Basin, Morocco. *Frontiers in Water* 5. <https://doi.org/10.3389/frwa.2023.1241451>
- Bowman, K.P., Collier, J.C., North, G.R., Wu, Q., Ha, E., Hardin, J., 2005. Diurnal cycle of tropical precipitation in Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite and ocean buoy rain gauge data. *J. Geophys. Res.* 110, 2005JD005763. <https://doi.org/10.1029/2005JD005763>

- Brirhet, H., 2016. INTEGRATION DES MODELES GLOBAUX ET DISTRIBUES DANS LA MODELISATION HYDROLOGIQUE DE BASSIN VERSANT D'ISSEN, REGION DE SOUSS (Thèse). Mohammed ben AbdeAllah.
- Brunet-Moret, Y., Roche, M., 1971. Etude hydrologique de l'oued Ouergha à M'Jara 131.
- Bui, H.T., Ishidaira, H., Shaowei, N., 2019. Evaluation of the use of global satellite–gauge and satellite-only precipitation products in stream flow simulations. *Appl Water Sci* 9, 53. <https://doi.org/10.1007/s13201-019-0931-y>
- Caldera, H.P.G.M., Piyathisse, V.R.P.C., Nandalal, K.D.W., 2016. A Comparison of Methods of Estimating Missing Daily Rainfall Data. *Engineer* 49, 1. <https://doi.org/10.4038/engineer.v49i4.7232>
- Campozano, L., Sanchez, E., Aviles, A., Samaniego, E., 2014. Evaluation of Infilling Methods for Time Series of Daily Precipitation and Temperature: The Case of the Ecuadorian Andes. *MASKANA* 5.
- Carbon brief, 2022. DATA Carbon Brief Attribution Database 2022 update - Google Drive [WWW Document]. URL <https://docs.google.com/spreadsheets/d/e/2PACX-1vSb0AjOvvbpYCAaGcte4BNL1n0cP9PoAvkXlZqQhcHbX0xIe2ZUcZh2823aB0rB6dIKJ50g0RmskSdh/pubhtml> (accessed 12.20.22).
- Chalouan, A., Michard, A., el Kadiri, K., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J., Saddiqi, O., 2008. Chalouan et al The Rif Belt.
- Chathuranika, I.M., Gunathilake, M.B., Baddewela, P.K., Sachinthanie, E., Babel, M.S., Shrestha, S., Jha, M.K., Rathnayake, U.S., 2022. Comparison of Two Hydrological Models, HEC-HMS and SWAT in Runoff Estimation: Application to Huai Bang Sai Tropical Watershed, Thailand. *Fluids* 7, 267. <https://doi.org/10.3390/fluids7080267>
- Chen, F., Tiwari, S., Mohammed, K.S., Huo, W., Jamróz, P., 2023. Minerals resource rent responses to economic performance, greener energy, and environmental policy in China: Combination of ML and ANN outputs. *Resources Policy* 81, 103307. <https://doi.org/10.1016/j.resourpol.2023.103307>
- Cho, C., Li, R., Wang, S.-Y., Yoon, J.-H., Gillies, R.R., 2016. Anthropogenic footprint of climate change in the June 2013 northern India flood. *Clim Dyn* 46, 797–805. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2613-2>
- Chow, V., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1988. *Applied Hydrology*, McGraw-Hill Series in Water Resources and Environment Engineering. ed.
- Chu, H.-J., 2009. The Muskingum flood routing model using a neuro-fuzzy approach. *Journal of Civil Engineering* 13, 371–376. <https://doi.org/10.1007/s12205-009-0371-6>
- Clarke, B., Otto, F., Stuart-Smith, R., Harrington, L., 2022. Extreme weather impacts of climate change: an attribution perspective. *Environ. Res.: Climate* 1, 012001. <https://doi.org/10.1088/2752-5295/ac6e7d>
- Cohen Liechti, T., Matos, J.P., Boillat, J.-L., Schleiss, A.J., 2012. Comparison and evaluation of satellite derived precipitation products for hydrological modeling of the Zambezi River Basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 489–500. <https://doi.org/10.5194/hess-16-489-2012>
- Combe, M., 1975. Le bassin Gharb-Maamora et les petits bassins septentrionaux des oueds Dradère et Souieire., in: *Ressources En Eau Du Maroc, Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, pp. 93–145.
- Coron, L., Andréassian, V., Perrin, C., Lerat, J., Vaze, J., Bourqui, M., Hendrickx, F., 2012. Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: An experiment on 216 Australian catchments: TESTING HYDROLOGICAL MODELS IN CONTRASTED CLIMATE. *Water Resour. Res.* 48. <https://doi.org/10.1029/2011WR011721>

- Corte-Real, J., Zhang, X., Wang, X., 1995. Large-scale circulation regimes and surface climatic anomalies over the Mediterranean. *International Journal of Climatology* 15, 1135–1150. <https://doi.org/10.1002/joc.3370151006>
- Crespo-Blanc, A., Frizon de Lamotte, D., 2006. Structural evolution of the external zones derived from the Flysch Through and the South Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar Arc : A comparative study. *Bulletin De La Societe Geologique De France - BULL SOC GEOL FR* 177, 267–282. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.177.5.267>
- Daide, F., Afgane, R., Lahrach, A., Chaouni, A.-A., Msaddek, M., Elhasnaoui, I., 2021. Application of the HEC-HMS hydrological model in the Beht watershed (Morocco). *E3S Web Conf.* 314, 05003. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202131405003>
- Damavandi, H.G., Shah, R., Stampoulis, D., Wei, Y., Boscovic, D., Sabo, J., 2019. Accurate prediction of streamflow using long short-term memory network: A case study in the Brazos river basin in Texas. *International Journal of Environmental Science and Development* 10, 294–300. <https://doi.org/10.18178/ijesd.2019.10.10.1190>
- Derin, Y., Yilmaz, K.K., 2014. Evaluation of Multiple Satellite-Based Precipitation Products over Complex Topography. *Journal of Hydrometeorology* 15, 1498–1516. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0191.1>
- Devia, G.K., Ganasri, B.P., Dwarakish, G.S., 2015. A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia* 4, 1001–1007. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>
- Dewan, A., Hu, K., Kamruzzaman, M., Uddin, Md.R., 2019. Evaluating the spatiotemporal pattern of concentration, aggressiveness and seasonality of precipitation over Bangladesh with time-series Tropical Rainfall Measuring Mission data, in: *Extreme Hydroclimatic Events and Multivariate Hazards in a Changing Environment*. Elsevier, pp. 191–219. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814899-0.00008-0>
- Didon, J., Durand-Delga, M., Kornprobst, j., 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géologique* 77–105.
- Ding, W., Zhang, C., Peng, Y., Zeng, R., Zhou, H., Cai, X., 2015. An analytical framework for flood water conservation considering forecast uncertainty and acceptable risk. *Water Resources Research* 51, 4702–4726. <https://doi.org/10.1002/2015WR017127>
- Donat, Lowry, 2016. Addendum: More extreme precipitation in the world's dry and wet regions | *Nature Climate Change* [WWW Document]. URL <https://www.nature.com/articles/nclimate3160> (accessed 1.2.23).
- Douglas, I., Alam, K., Maghenda, M., McDonnell, Y., McLean, L., Campbell, J., 2008. Unjust Waters: Climate Change, Flooding and the Urban Poor in Africa. *Environment and Urbanization* 20, 187–205. <https://doi.org/10.1177/0956247808089156>
- Driouech, F., Déqué, M., Mokssit, A., 2008. Numerical simulation of the probability distribution function of precipitation over Morocco. *Climate Dynamics* 32, 1055–1063. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0430-6>
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V.K., 1994. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology* 158, 265–284. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90057-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90057-4)
- Duan, Z., Liu, J., Tuo, Y., Chiogna, G., Disse, M., 2016. Evaluation of eight high spatial resolution gridded precipitation products in Adige Basin (Italy) at multiple temporal and spatial scales. *Science of The Total Environment* 573, 1536–1553. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.213>
- Durand-Delga, M., Gardin, S., Olivier, P., 1999. Datation des flyschs éocénés maurétaniens des Maghrébides: la formation du Jbel Tisirène (Rif, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 328, 701–709. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(99\)80180-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80180-3)

- Edijatno, Michel, C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, 2, 113–121.
- El Aoula, R., Mahe, G., Mhammdi, N., Ezzahouani, A., Kacimi, I., Khomsi, K., 2021. Evolution of the hydrological regime in relation to climate change: Case of the Bouregreg River basin, Morocco. *Geogr. Pol.* 94, 131–147. <https://doi.org/10.7163/GPol.0197>
- EMDAT, 2019. EMDAT 2019.
- Erraioui, L., Taia, S., Taj-Eddine, K., Chao, J., El Mansouri, B., 2023. Hydrological Modelling in the Ouergha Watershed by Soil and Water Analysis Tool. *J. Ecol. Eng.* 24, 343–356. <https://doi.org/10.12911/22998993/161043>
- Fadil, A., Rhinane, H., Kaoukaya, A., Kharchaf, Y., Bachir, O.A., 2011. Hydrologic Modeling of the Bouregreg Watershed (Morocco) Using GIS and SWAT Model. *Journal of Geographic Information System* 03, 279. <https://doi.org/10.4236/jgis.2011.34024>
- Feinberg, H., 1986. Les séries tertiaires des zones externes du Rif (Maroc): biostratigraphie, paléogéographie et aperçu tectonique. Éditions du Service géologique du Maroc.
- Feldman, A., 2000. HEC-HMS Technical Reference Manual. USACE 148.
- Filahi, S., Tanarhte, M., Mouhir, L., El Morhit, M., Trambly, Y., 2016. Trends in indices of daily temperature and precipitations extremes in Morocco. *Theor Appl Climatol* 124, 959–972. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1472-4>
- Fischer, T., Krauss, C., 2018. Deep learning with long short-term memory networks for financial market predictions. *European Journal of Operational Research* 270, 654–669. <https://doi.org/10.1016/j.ejor.2017.11.054>
- Fleming, M., Neary, V., 2004. Continuous Hydrologic Modeling Study with the Hydrologic Modeling System. *J. Hydrol. Eng.* 9, 175–183. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2004\)9:3\(175\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2004)9:3(175))
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., Michaelsen, J., 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Sci Data* 2, 150066. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>
- Gao, S., Huang, Y., Zhang, S., Han, J., Wang, G., Zhang, M., Lin, Q., 2020. Short-term runoff prediction with GRU and LSTM networks without requiring time step optimization during sample generation. *Journal of Hydrology* 589, 125188. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125188>
- Gao, Y.C., Liu, M.F., 2013. Evaluation of high-resolution satellite precipitation products using rain gauge observations over the Tibetan Plateau. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 837–849. <https://doi.org/10.5194/hess-17-837-2013>
- Gat, J.R., Magaritz, M., 1980. Climatic variations in the Eastern Mediterranean Sea area. *Naturwissenschaften* 67, 80–87. <https://doi.org/10.1007/BF01054689>
- Gaume, ., . (Eds.), 2016. The Mediterranean region under climate change: a scientific update. IRD éditions, Marseille.
- Gaume, E., Bouvier, C., 2004. Hydrological rain analysis during the floods of Gard and Vifourle River on 8th and 9th September 2002. *La Houille Blanche* 90, 99–106. <https://doi.org/10.1051/lhb:200406014>
- Gaume, E., Villeneuve, J.-P., Desbordes, M., 1998. Uncertainty assessment and analysis of the calibrated parameter values of an urban storm water quality model. *Journal of Hydrology* 210, 38–50. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00171-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00171-1)
- Gers, F.A., Schmidhuber, J., Cummins, F., 2000. Learning to forget: continual prediction with LSTM. *Neural Comput* 12, 2451–2471. <https://doi.org/10.1162/089976600300015015>
- Gill, M.A., 1978. Flood routing by the Muskingum method. *Journal of Hydrology* 36, 353–363. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(78\)90153-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(78)90153-1)

- Gimeno-Vives, O., de Lamotte, D.F., Leprêtre, R., Haissen, F., Atouabat, A., Mohn, G., 2020. The structure of the Central-Eastern External Rif (Morocco); Poly-phased deformation and role of the under-thrusting of the North-West African paleo-margin. *Earth-Science Reviews* 205, 103198. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103198>
- Giorgi, F., 2006. Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>
- Goodfellow, I., Bengio, Y., Courville, A., 2016. *Deep Learning*; MIT Press, Cambridge, MA, USA.
- Goswami, B.N., Venugopal, V., Sengupta, D., Madhusoodanan, M.S., Xavier, P.K., 2006. Increasing Trend of Extreme Rain Events Over India in a Warming Environment. *Science* 314, 1442–1445. <https://doi.org/10.1126/science.1132027>
- Govindaraju, R.S., Rao, A.R. (Eds.), 2000. *Artificial Neural Networks in Hydrology, Water Science and Technology Library*. Springer Netherlands, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-94-015-9341-0>
- Grayson, R., Blöschl, G., 2001. *Spatial Patterns in Catchment Hydrology, hydrogeology and water resources*. Cambridge University Press.
- Gunathilake, M.B., Karunanayake, C., Gunathilake, A.S., Marasingha, N., Samarasinghe, J.T., Bandara, I.M., Rathnayake, U., 2021. Hydrological Models and Artificial Neural Networks (ANNs) to Simulate Streamflow in a Tropical Catchment of Sri Lanka. *Applied Computational Intelligence and Soft Computing* 2021, e6683389. <https://doi.org/10.1155/2021/6683389>
- Guo, C., Pleiss, G., Sun, Y., Weinberger, K.Q., 2017. On Calibration of Modern Neural Networks, in: *Proceedings of the 34th International Conference on Machine Learning*. Presented at the International Conference on Machine Learning, PMLR, pp. 1321–1330.
- Guo, Y., Huang, S., Huang, Q., Leng, G., Fang, W., Wang, L., Wang, H., 2020. Propagation thresholds of meteorological drought for triggering hydrological drought at various levels. *Science of The Total Environment* 712, 136502. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.136502>
- Gupta, H.V., Sorooshian, S., Yapo, P.O., 1999. Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models: Comparison with Multilevel Expert Calibration. *Journal of Hydrologic Engineering* 4, 135–143. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1999\)4:2\(135\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1999)4:2(135))
- Gupta, V.K., Sorooshian, S., 1985. The Automatic Calibration of Conceptual Catchment Models Using Derivative-Based Optimization Algorithms. *Water Resources Research* 21, 473–485.
- Guta, H., 2021. Application of HEC-HMS for rainfall-runoff modelling in Mozambique and France. *European Conference on Flood Risk Management 4th*, 1–7. <https://doi.org/10.3311/FLOODRisk2020.18.9>
- Hall, J.W., Boyce, S.A., Wang, Y., Dawson, R.J., Tarantola, S., Saltelli, A., 2009. Sensitivity Analysis for Hydraulic Models. *Journal of Hydraulic Engineering* 135, 959–969. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0000098](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000098)
- Harding, A., Palutikof, J., Holt, T., 2009. The climate system, in: Woodward, J. (Ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, pp. 69–88.
- Harrington, P., 2017. Multiple versus single set validation of multivariate models to avoid mistakes. *Crit Rev Anal Chem* 33–46.
- Haykin, S., 1999. *Neural Networks: A Comprehensive Foundation*, 2nd edition. ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA.,
- Hewlett, J.D., 1961. COMMENTS ON THE CATCHMENT EXPERIMENT TO DETERMINE VEGETAL EFFECTS ON WATER YIELD.

- Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Koirala, S., Konoshima, L., Yamazaki, D., Watanabe, S., Kim, H., Kanae, S., 2013. Global flood risk under climate change. *Nature Clim Change* 3, 816–821. <https://doi.org/10.1038/nclimate1911>
- Hochreiter, S., 1991. Untersuchungen zu dynamischen neuronalen netzen. (1991).
- Hochreiter, S., Bengio, Y., Frasconi, P., Schmidhuber, J., 2001. Gradient flow in recurrent nets: the difficulty of learning long-term dependencies. IEEE Press, A Field Guide to Dynamical Recurrent Neural Networks. A Field Guide to Dynamical Recurrent Neural Networks.
- Hochreiter, S., Schmidhuber, J., 1997a. Long Short-Term Memory. *Neural Computation* 9, 1735–1780. <https://doi.org/10.1162/neco.1997.9.8.1735>
- Hochreiter, S., Schmidhuber, J., 1997b. Long Short-Term Memory. *Neural Computation* 9, 1735–1780. <https://doi.org/10.1162/neco.1997.9.8.1735>
- Horton, 1933. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle - Horton - 1933 - Eos, Transactions American Geophysical Union - Wiley Online Library [WWW Document]. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/TR014i001p00446> (accessed 3.20.23).
- Hsu, K., Gao, X., Sorooshian, S., Gupta, H.V., 1997. Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information Using Artificial Neural Networks. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 36, 1176–1190. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036<1176:PEFRSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<1176:PEFRSI>2.0.CO;2)
- Hsu, N.-S., Huang, C.-L., Wei, C.-C., 2015. Multi-phase intelligent decision model for reservoir real-time flood control during typhoons. *Journal of Hydrology* 522, 11–34. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.013>
- Hu, L., Nikolopoulos, E.I., Marra, F., Anagnostou, E.N., 2020. Sensitivity of flood frequency analysis to data record, statistical model, and parameter estimation methods: An evaluation over the contiguous United States. *J Flood Risk Management* 13. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12580>
- Hu, P., Zhang, Q., Shi, P., Chen, B., Fang, J., 2018. Flood-induced mortality across the globe: Spatiotemporal pattern and influencing factors. *Science of The Total Environment* 643, 171–182. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.197>
- Huang, P., Li, Z., Chen, J., Li, Q., Yao, C., 2016. Event-based hydrological modeling for detecting dominant hydrological process and suitable model strategy for semi-arid catchments. *Journal of Hydrology* 542, 292–303. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.001>
- Huffman, G.J., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J., Wolff, D.B., Adler, R.F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K.P., Stocker, E.F., 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology* 8, 38–55. <https://doi.org/10.1175/JHM560.1>
- Hulme, M., Mitchell, J., Ingram, W., Lowe, J., Johns, T., New, M., Viner, D., 1999. Climate change scenarios for global impacts studies. *Global Environmental Change* 9, S3–S19. [https://doi.org/10.1016/S0959-3780\(99\)00015-1](https://doi.org/10.1016/S0959-3780(99)00015-1)
- Hursh, 1944. Report of sub-committee on subsurface-flow.
- IPCC, 5th, 2014. Topic 1: Observed changes and their causes [WWW Document]. IPCC 5th Assessment Synthesis Report. URL http://ar5-syr.ipcc.ch/topic_observedchanges.php (accessed 12.19.22).
- Ishak, N., Hashim, A., 2018. Dam pre-release as an important operation strategy in reducing flood impact in Malaysia. *E3S Web Conf.* 34, 02017. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20183402017>

- Jaouda, I., Akhssas, A., Ouadif, L., Bahi, L., Lahmili, A., 2018. Stability of tillians and impact on the road network: case of the outside basin of Ouergha (Morocco). MATEC Web Conf. 149, 02052. <https://doi.org/10.1051/mateconf/201814902052>
- Jimeno-Sáez, P., Senent-Aparicio, J., Pérez-Sánchez, J., Pulido-Velazquez, D., 2018. A Comparison of SWAT and ANN Models for Daily Runoff Simulation in Different Climatic Zones of Peninsular Spain. *Water* 10, 192. <https://doi.org/10.3390/w10020192>
- Jin, H., Liang, R., Wang, Y., Tumula, P., 2015. Flood-Runoff in Semi-Arid and Sub-Humid Regions, a Case Study: A Simulation of Jianghe Watershed in Northern China. *Water* 7, 5155–5172. <https://doi.org/10.3390/w7095155>
- Jing, X., Geerts, B., Wang, Y., Liu, C., 2017. Evaluating Seasonal Orographic Precipitation in the Interior Western United States Using Gauge Data, Gridded Precipitation Estimates, and a Regional Climate Simulation. *Journal of Hydrometeorology* 18, 2541–2558. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0056.1>
- Joerin, C., 2000. ETUDE DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES PAR L'APPLICATION DU TRAÇAGE ENVIRONNEMENTAL. ASSOCIATION À DES MESURES EFFECTUÉES À L'ÉCHELLE LOCALE ET ANALYSE D'INCERTITUDE.
- Joyce, R.J., Xie, P., 2011. Kalman Filter–Based CMORPH. *Journal of Hydrometeorology* 12, 1547–1563. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-022.1>
- Karmouda, N., Bouramtane, T., Tahiri, M., Kacimi, I., Leblanc, M., Kassou, N., 2023a. Deep Learning Approach for Runoff Prediction: Evaluating the Long-Short-Term Memory Neural Network Architectures for Capturing Extreme Discharge Events in the Ouergha Basin, Morocco. *Ecol. Eng. Environ. Technol.* 24, 271–290. <https://doi.org/10.12912/27197050/174146>
- Karmouda, N., Kacimi, I., ElKharrim, M., Brirhet, H., Hamidi, M., 2022. Geo-statistical and hydrological assessment of three satellite precipitation products over Ouergha basin (Northern Morocco). *Arab J Geosci* 15, 235. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-09124-6>
- Karmouda, N., Naïma, E.A., Kacimi, I., Mahe, G., Bouramtane, T., Brirhet, H., Idrissi, A., Kassou, N., 2023b. Hydrological Modelling of Extreme Events in Ouergha Mediterranean Basin, Northern Morocco, Using a Deterministic Model and Gridded Precipitations. *Iraqi Geological Journal* 56, 1–20. <https://doi.org/10.46717/igj.56.2B.1ms-2023-8-10>
- Kawakami, K., 2008. Supervised Sequence Labelling with Recurrent Neural Networks. (Ph.D. Thesis). Technical University of Munich, Munich, Germany.
- Khaddor, I., Achab, M., Alaoui, A.H., 2016. Hydrological simulation (Rainfall-Runoff) of Kalaya watershed (Tangier, Morocco) using Geo-spatial tools. *Journal of Water Science & Environment Technologies* 1, 10–14.
- Khan, S.I., Hong, Y., Gourley, J.J., Khattak, M.U.K., Yong, B., Vergara, H.J., 2014. Evaluation of three high-resolution satellite precipitation estimates: Potential for monsoon monitoring over Pakistan. *Advances in Space Research* 54, 670–684. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.04.017>
- Khomsi, K., 2014. VARIABILITE HYDROCLIMATIQUE DANS LES BASSINS VERSANTS DU BOUREGREG ET DU TENSIFT : MOYENNES, EXTREMES ET PROJECTIONS CLIMATIQUES. NIVERSITÉ MOHAMMED V – AGDAL FACULTÉ DES SCIENCES, Rabat.
- Kidd, C., Huffman, G., 2011. Global precipitation measurement. *Meteorological Applications* 18, 334–353. <https://doi.org/10.1002/met.284>
- Kingma, D.P., Ba, J., 2017. Adam: A Method for Stochastic Optimization.
- KLEMEŠ, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal* 31, 13–24. <https://doi.org/10.1080/02626668609491024>

- Knippertz, P., Christoph, M., Speth, P., 2003. Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics* 83, 67–88. <https://doi.org/10.1007/s00703-002-0561-y>
- Knoben, W.J.M., Freer, J.E., Peel, M.C., Fowler, K.J.A., Woods, R.A., 2020. A Brief Analysis of Conceptual Model Structure Uncertainty Using 36 Models and 559 Catchments. *Water Resources Research* 56, e2019WR025975. <https://doi.org/10.1029/2019WR025975>
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *metz* 15, 259–263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
- Kouassi, A.M., Koffi, Y.B., Kouamé, K.F., Lasm, T., 2013. Application d'un modèle conceptuel et d'un modèle de réseaux de neurones artificiels à la simulation des débits annuels dans le bassin versant du N'zi-Bandama (Côte d'Ivoire) 09, 64–76.
- Kunkel, K.E., 2003. North American Trends in Extreme Precipitation. *Natural Hazards* 29, 291–305. <https://doi.org/10.1023/A:1023694115864>
- Lam, N.S.-N., 1983. Spatial Interpolation Methods: A Review. *The American Cartographer* 10, 129–150. <https://doi.org/10.1559/152304083783914958>
- Lay, M.L., 2006. MODELISATION HYDROLOGIQUE DANS UN CONTEXTE DE VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin. (phdthesis). Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG.
- Leblanc, D., 1979. Etude géologique du Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). *Notes et Mémoires service Géologique Marocain* 1–159.
- Legates, D.R., McCabe, G.J., 1999. Evaluating the use of “goodness-of-fit” Measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resour. Res.* 35, 233–241. <https://doi.org/10.1029/1998WR900018>
- Lei, X., Zhang, J., Wang, H., Wang, M., Khu, S.-T., Li, Z., Tan, Q., 2018. Deriving mixed reservoir operating rules for flood control based on weighted non-dominated sorting genetic algorithm II. *Journal of Hydrology* 564, 967–983. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.075>
- Levizzani, V., Cattani, E., 2019. Satellite Remote Sensing of Precipitation and the Terrestrial Water Cycle in a Changing Climate. *Remote Sensing* 11, 2301. <https://doi.org/10.3390/rs11192301>
- Lévy, R.G., Tilloy, R., 1952. Maroc Septentrional (Chaine Du Rif): Partie B, Congrès Géologique International, XIXe Session - Alger. Verlag nicht ermittelbar.
- Lionello, P., Galati, M.B., 2008. Links of the significant wave height distribution in the Mediterranean sea with the Northern Hemisphere teleconnection patterns. *Advances in Geosciences* 17, 13–18. <https://doi.org/10.5194/adgeo-17-13-2008>
- Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., May, W., Trigo, R., Tsimplis, M., Ulbrich, U., Xoplaki, E., 2006. The Mediterranean climate: An overview of the main characteristics and issues, in: Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R. (Eds.), *Developments in Earth and Environmental Sciences, Mediterranean*. Elsevier, pp. 1–26. [https://doi.org/10.1016/S1571-9197\(06\)80003-0](https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80003-0)
- Liu, J., Duan, Z., Jiang, J., Zhu, A.-X., 2015. Evaluation of Three Satellite Precipitation Products TRMM 3B42, CMORPH, and PERSIANN over a Subtropical Watershed in China. *Advances in Meteorology* 2015, 1–13. <https://doi.org/10.1155/2015/151239>
- Liu, Y., Zhang, T., Kang, A., Li, J., Lei, X., 2021. Research on Runoff Simulations Using Deep-Learning Methods. *Sustainability* 13, 1336. <https://doi.org/10.3390/su13031336>
- Llasat, M.C., Marcos, R., Turco, M., Gilabert, J., Llasat-Botija, M., 2016. Trends in flash flood events versus convective precipitation in the Mediterranean region: The case of

- Catalonia. *Journal of Hydrology* 541, 24–37. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.040>
- Loudyi, D., Hasnaoui, M.D., Fekri, A., 2022. Flood Risk Management Practices in Morocco: Facts and Challenges, in: Sumi, T., Kantoush, S.A., Saber, M. (Eds.), *Wadi Flash Floods, Natural Disaster Science and Mitigation Engineering: DPRI Reports*. Springer Singapore, Singapore, pp. 35–94. https://doi.org/10.1007/978-981-16-2904-4_2
- Maad, N., Le Roy, P., Sahabi, M., Gutscher, et al, 2010. Seismic stratigraphy of the NW Moroccan Atlantic continental shelf and Quaternary deformation at the offshore termination of the southern Rif front. *Comptes Rendus Geosci.* 731–740.
- Macharia, J., Ngetich, F., Shisanya, C., 2020. Comparison of satellite remote sensing derived precipitation estimates and observed data in Kenya. *Agr For Meteorol* 248. <https://doi.org/10.1016/j.agrfor.2019.107875>
- Mallapaty, S., 2022. Why are Pakistan's floods so extreme this year? *Nature*. <https://doi.org/10.1038/d41586-022-02813-6>
- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Connors, S.L., 2021. IPCC AR6 Climate Change 2021 The Physical Science Basis Summary for Policymakers, in: *Intergovernmental Panel on Climate Change*. p. 40.
- Mathbout, S., 2020. Spatiotemporal variability of daily precipitation concentration and its relationship to teleconnection patterns over the Mediterranean during 1975–2015. *International Journal of Climatology - Wiley Online Library*.
- Maurer, G., 1970. Les montagnes du Rif marocain. Etude géomorphologique. *Méditerranée* 1, 89–91.
- McSweeney, C., New, M., Lizcano, G., 2012. UNDP Climate Change Country Profiles.
- Meenu, R., Rehana, S., Mujumdar, P.P., 2013. Assessment of hydrologic impacts of climate change in Tunga-Bhadra river basin, India with HEC-HMS and SDSM. *Hydrol. Process.* 27, 1572–1589. <https://doi.org/DOI: 10.1002/hyp.9220>
- Mejia Cajica, F.A., García Henao, J.A., Barrios Hernández, C.J., Riveil, M., 2021. High Performance Computing: 7th Latin American Conference, CARLA 2020, Cuenca, Ecuador, September 2–4, 2020, Revised Selected Papers, *Communications in Computer and Information Science*. Springer International Publishing, Cham. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-68035-0>
- Melching, C.S., 1995. Reliability estimation. In: Singh, V.P., Ed., *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO,.
- Michard, A., 1976. éléments de géologie marocaine. Notes et Mémoires service Géologique Marocain 408.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bull. Société Géologique* 3–15.
- Mishra, V., Aadhar, S., Shah, H., Kumar, R., Pattanaik, D.R., Tiwari, A.D., 2018. The Kerala flood of 2018: combined impact of extreme rainfall and reservoir storage. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 1–13. <https://doi.org/10.5194/hess-2018-480>
- Moazami, S., Golian, S., Hong, Y., Sheng, C., Kavianpour, M.R., 2016. Comprehensive evaluation of four high-resolution satellite precipitation products under diverse climate conditions in Iran. *Hydrological Sciences Journal* 61, 420–440. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.987675>
- Moazami, S., Golian, S., Kavianpour, M.R., Hong, Y., 2013. Comparison of PERSIANN and V7 TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) products with rain gauge data over Iran. *International Journal of Remote Sensing* 34, 8156–8171. <https://doi.org/10.1080/01431161.2013.833360>
- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L., 2007. *Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed*

- Simulations. Transactions of the ASABE 50, 885–900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Moumni, H., Sebari, K., Laila, S., Ahbari, A., 2021. Estimation of the HEC-HMS model parameters in data-scarce regions. Application to the Ouergha watershed (Sebou, Morocco). E3S Web of Conferences 314, 05002. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202131405002>
- Msatef, K., Benaabidate, L., Bouignane, A., 2018. Hydrological and hydroclimatic regimes in the Ouergha watershed. E3S Web Conf. 37, 1–11. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20183704001>
- Musy e, Higgy, 1998.
- Myers, Ficklin, Robeson, Neupane, Botero-Acosta, Avellaneda, 2021. Choosing an arbitrary calibration period for hydrologic models: How much does it influence water balance simulations? -. Hydrological Processes.
- Najibi, N., Devineni, N., 2018. Recent trends in the frequency and duration of global floods. Earth System Dynamics 9, 757–783. <https://doi.org/10.5194/esd-9-757-2018>
- Nash, J.E., 1957. “The form of the instantaneous unit hydrograph.” 114-121. International Association of Scientific Hydrology Publication 45.
- Nashwan, M.S., Shahid, S., Wang, X., 2019. Uncertainty in Estimated Trends Using Gridded Rainfall Data: A Case Study of Bangladesh. Water 11, 349. <https://doi.org/10.3390/w11020349>
- Natarajan, S., Radhakrishnan, N., 2019. Simulation of extreme event-based rainfall–runoff process of an urban catchment area using HEC-HMS. Model. Earth Syst. Environ. 5, 1867–1881. <https://doi.org/10.1007/s40808-019-00644-5>
- Nohara, D., Kitani, K., Michihiro, Y., Sumi, T., 2022. Decision support for preliminary release of reservoir for flood control using ECMWF medium-range ensemble rainfall forecast. E3S Web Conf. 346, 01024. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202234601024>
- Oni, O.M., Aremu, A.A., Oladapo, O.O., Agboluaje, B.A., Fajemiroye, J.A., 2022. Artificial neural network modeling of meteorological and geological influences on indoor radon concentration in selected tertiary institutions in Southwestern Nigeria. Journal of Environmental Radioactivity 251–252, 106933. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2022.106933>
- Otto, F.E.L., Zachariah, M., Saeed, F., Siddiqi, A., Shahzad, K., 2022. Climate change likely increased extreme monsoon rainfall, flooding highly vulnerable communities in Pakistan.
- Ouatiki, H., Boudhar, A., Ouhinou, A., Arioua, A., Hssaisoune, M., Bouamri, H., Benabdelouahab, T., 2019. Trend analysis of rainfall and drought over the Oum Er-Rbia River Basin in Morocco during 1970–2010. Arab J Geosci 12, 128. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4300-9>
- Ouatiki, H., Boudhar, A., Tramblay, Y., Jarlan, L., Benabdelouhab, T., Hanich, L., El Meslouhi, M., Chehbouni, A., 2017. Evaluation of TRMM 3B42 V7 Rainfall Product over the Oum Er Rbia Watershed in Morocco. Climate 5, 1. <https://doi.org/10.3390/cli5010001>
- Ouédraogo, W., Raude, J., Gathenya, J., 2018. Continuous Modeling of the Mkurumudzi River Catchment in Kenya Using the HEC-HMS Conceptual Model: Calibration, Validation, Model Performance Evaluation and Sensitivity Analysis. Hydrology 5, 44. <https://doi.org/10.3390/hydrology5030044>
- Pall, P., Patricola, C.M., Wehner, M.F., Stone, D.A., Paciorek, C.J., Collins, W.D., 2017. Diagnosing conditional anthropogenic contributions to heavy Colorado rainfall in September 2013. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2017.03.004>

- Papalexiou, S.M., Montanari, A., 2019. Global and Regional Increase of Precipitation Extremes Under Global Warming. *Water Resources Research* 55, 4901–4914. <https://doi.org/10.1029/2018WR024067>
- Parry, M., Arnell, N., McMichael, T., Nicholls, R., Martens, P., Kovats, S., Livermore, M., Rosenzweig, C., Iglesias, A., Fischer, G., 2001. Millions at risk: defining critical climate change threats and targets. *Global Environmental Change* 11, 181–183. [https://doi.org/10.1016/S0959-3780\(01\)00011-5](https://doi.org/10.1016/S0959-3780(01)00011-5)
- Payraudeau, S., 2002. Modélisation distribuée des flux d’azote sur des petits bassins versants méditerranéens (phdthesis). ENGREF (AgroParisTech).
- Penman, 1960. Weather in wheat : An essay in micro-meteorology - Penman - 1960 - Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society - Wiley Online Library [WWW Document]. <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49708636703> (accessed 3.20.23).
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279, 275–289. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00225-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7)
- Petersen, W.A., Christian, H.J., Rutledge, S.A., 2005. TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning. *Geophysical Research Letters* 32. <https://doi.org/10.1029/2005GL023236>
- Petrucci, O., Aceto, L., Bianchi, C., Bigot, V., Brázdil, R., Pereira, S., Kahraman, A., Kılıç, Ö., Kotroni, V., Llasat, M.C., 2019. Flood fatalities in Europe, 1980–2018: Variability, features, and lessons to learn. *Water* 11, 1682.
- Poujol, A., 2014. Analyse des déformations actuelles dans le Rif (Maroc): approche morphotectonique (These de doctorat). Montpellier 2.
- Rachdane, M., El Khalki, E.M., Saidi, M.E., Nehmadou, M., Ahbari, A., Trambly, Y., 2022. Comparison of High-Resolution Satellite Precipitation Products in Sub-Saharan Morocco. *Water* 14. <https://doi.org/10.3390/w14203336>
- Rahimzad, M., Moghaddam Nia, A., Zolfonoon, H., Soltani, J., Danandeh Mehr, A., Kwon, H.-H., 2021. Performance Comparison of an LSTM-based Deep Learning Model versus Conventional Machine Learning Algorithms for Streamflow Forecasting. *Water Resour Manage* 35, 4167–4187. <https://doi.org/10.1007/s11269-021-02937-w>
- Rajae, T., Ebrahimi, H., Nourani, V., 2019. A review of the artificial intelligence methods in groundwater level modeling. *Journal of Hydrology* 572, 336–351. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.12.037>
- Rathnayake, U., 2019. Comparison of Statistical Methods to Graphical Methods in Rainfall Trend Analysis: Case Studies from Tropical Catchments. *Advances in Meteorology* 2019, e8603586. <https://doi.org/10.1155/2019/8603586>
- Refsgaard, J.C., 1996. Terminology, Modelling Protocol And Classification of Hydrological Model Codes, in: Abbott, M.B., Refsgaard, Jens Christian (Eds.), *Distributed Hydrological Modelling*, Water Science and Technology Library. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 17–39. https://doi.org/10.1007/978-94-009-0257-2_2
- Refsgaard, J.C., Henriksen, H.J., 2004. Modelling guidelines—terminology and guiding principles. *Advances in Water Resources* 27, 71–82. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2003.08.006>
- Ringard, J., Seyler, F., Linguet, L., 2017. A Quantile Mapping Bias Correction Method Based on Hydroclimatic Classification of the Guiana Shield. *Sensors* 17, 1413. <https://doi.org/10.3390/s17061413>
- Ripley, B.D., 1996. *Pattern Recognition and Neural Networks*. Cambridge, MA, USA.

- Romagny, A., et al., P., Cornée, J., Corsini, M., et al, 2014. Late Miocene to present-day exhumation and uplift of the Internal Zone of the Rif chain: Insights from low temperature thermochronometry and basin analysis. *J. Geodyn, SI: Geodynamic evolution of the Alboran domain* 39–55. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.006>
- Royer-Gaspard, P., 2021. De la robustesse des modèles hydrologiques face à des conditions climatiques variables.
- Rubel, F., Brugger, K., Haslinger, K., Auer, I., 2017. The climate of the European Alps: Shift of very high resolution Köppen-Geiger climate zones 1800–2100. *Meteorologische Zeitschrift* 26, 115–125. <https://doi.org/10.1127/metz/2016/0816>
- Sahraei, A., Chamorro, A., Kraft, P., Breuer, L., 2021. Application of Machine Learning Models to Predict Maximum Event Water Fractions in Streamflow. *Frontiers in Water* 3.
- Salman, A.G., Heryadi, Y., Abdurahman, E., Suparta, W., 2018. Single Layer & Multi-layer Long Short-Term Memory (LSTM) Model with Intermediate Variables for Weather Forecasting. *Procedia Computer Science* 135, 89–98. <https://doi.org/10.1016/j.procs.2018.08.153>
- Salman, S., et, et al, 2019. Selection of gridded precipitation data for Iraq using compromise programming. *Measurement* 87–98. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2018.09.047>
- Sampath, D., Weerakoon, S., Herath, S., 2015. HEC-HMS Model for Runoff Simulation in a Tropical Catchment with Intra-Basin Diversions Case Study of the Deduru Oya River Basin, Sri Lanka. *The Journal of the Institution of Engineers* 48, 1–9. <https://doi.org/10.4038/engineer.v48i1.6843>
- Sani, F., Bowe, M., Herrera, M., Manna, C., Cossa, T., Miao, X., Zhou, Y., 2007. Perceived Collective Continuity: Seeing Groups as Entities That Move Through Time. *European Journal of Social Psychology* 37, 1118–1134. <https://doi.org/10.1002/ejsp.430>
- Scharffenberg, W.A., Fleming, M.J., 2010. HEC-HMS User's Manual. HQ U.S. Army Corps of Engineers.
- Schilling, J., Freier, K., Hertig, E., Scheffran, J., 2012. Climate change, vulnerability and adaptation in North Africa with focus on Morocco. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 156, 12–26. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.04.021>
- Sebbar, A.-A., Badri, W., Hassan, F., Mohammed, H., Saloui, A., 2011. Etude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Science et Changements Planétaires / Sécheresse* 22, 139–148. <https://doi.org/10.1684/sec.2011.0313>
- Seneviratne, S.I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C.M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., Zhang, X., Rusticucci, M., Semenov, V., Alexander, L.V., Allen, S., Benito, G., Cavazos, T., Clague, J., Conway, D., Della-Marta, P.M., Gerber, M., Gong, S., Goswami, B.N., Hemer, M., Huggel, C., van den Hurk, B., Kharin, V.V., Kitoh, A., Tank, A.M.G.K., Li, G., Mason, S., McGuire, W., van Oldenborgh, G.J., Orłowsky, B., Smith, S., Thiaw, W., Velegrakis, A., Yiou, P., Zhang, T., Zhou, T., Zwiers, F.W., 2012. Changes in Climate Extremes and their Impacts on the Natural Physical Environment, in: Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F., Dahe, Q. (Eds.), *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. Cambridge University Press, pp. 109–230. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139177245.006>
- Serra, Y.L., McPhaden, M.J., 2003. Multiple Time- and Space-Scale Comparisons of ATLAS Buoy Rain Gauge Measurements with TRMM Satellite Precipitation Measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 42, 1045–1059. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<1045:MTASCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<1045:MTASCO>2.0.CO;2)

- Servat, E., Dezetter, A., 1991. Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a Sudanese savannah area. *Hydrological Sciences Journal* 36, 307–330. <https://doi.org/10.1080/02626669109492517>
- Shanker, M., Hu, M.Y., Hung, M.S., 1996. Effect of data standardization on neural network training. *Omega* 24, 385–397. [https://doi.org/10.1016/0305-0483\(96\)00010-2](https://doi.org/10.1016/0305-0483(96)00010-2)
- Sharma, D.K., Chatterjee, M., Kaur, G., Vavilala, S., 2022. 3 - Deep learning applications for disease diagnosis, in: Gupta, D., Kose, U., Khanna, A., Balas, V.E. (Eds.), *Deep Learning for Medical Applications with Unique Data*. Academic Press, pp. 31–51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824145-5.00005-8>
- Sherstinsky, A., 2020. Fundamentals of Recurrent Neural Network (RNN) and Long Short-Term Memory (LSTM) network. *Physica D: Nonlinear Phenomena* 404, 132306. <https://doi.org/10.1016/j.physd.2019.132306>
- Sieber, A., Uhlenbrook, S., 2005. Sensitivity analyses of a distributed catchment model to verify the model structure. *Journal of Hydrology* 310, 216–235. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.01.004>
- Silva, M.G. da, Netto, A. de O. de A., Neves, R.J. de J., Vasco, A.N. do, Carina Almeida, Faccioli, G.G., 2015. Sensitivity Analysis and Calibration of Hydrological Modeling of the Watershed Northeast Brazil. *JEP* 06, 837–850. <https://doi.org/10.4236/jep.2015.68076>
- Sinan, M., Belhouji, A., 2016. Impact of the Climate Change on the climate and the water resources of Morocco on horizons 2020, 2050 and 2080 and measures of adaptation. *La Houille Blanche* 102, 32–39. <https://doi.org/10.1051/lhb/2016037>
- Singh, Frevert, 2006. Watershed Models. *Experimental Agriculture* 653.
- Singh, J., Knapp, H.V., Demissie, M., 2004. Hydrologic Modeling of the Iroquois River Watershed Using HSPF and SWAT. *Illinois State Water Survey Contract* 08, 1–24.
- Singh, V.P., 1995. *Computer Models in Watershed Hydrology*. Water Resources Publications 443–476.
- Singh, V.P., 1994. *Elementary Hydrology*.
- Sklash, M.G., Farvolden, R.N., 1979. Role of Groundwater in Storm Runoff. *Journal of Hydrology* 43, 45–65. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90164-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90164-1)
- Sorooshian, Kuo-lin, H., Erika, C., Barbara, T., Marco, V., Guido, V., 2008. *Hydrological Modelling and the Water Cycle: Coupling the Atmospheric and Hydrological Models*. Springer.
- Sorooshian, S., Gupta, V.K., 1983. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: The question of parameter observability and uniqueness. *Water Resources Research* 19, 260–268.
- Statista, 2022. Nombre de victimes de catastrophes naturelles dans le monde, par type 2021 [WWW Document]. Statista. URL <https://fr.statista.com/statistiques/659874/nombre-victimescatastrophes-naturelles-par-continent-et-type/> (accessed 1.9.23).
- Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S., Hsu, K., 2018. A Review of Global Precipitation Data Sets: Data Sources, Estimation, and Intercomparisons. *Reviews of Geophysics* 56, 79–107. <https://doi.org/10.1002/2017RG000574>
- Suter, G., 1965. The Region of Average Ouargha (Rif, Morocco). Preliminary Study on the Stratigraphy and the Tectonics. *Notes and Memory of Geologic Service* 7–11.
- Tabari, H., 2020. Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. *Sci Rep* 10, 13768. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70816-2>
- Tabucanon, A., Kurisu, K., Hanaki, K., 2021. Assessment and Mitigation of Tangible Flood Damages Driven by Climate Change in a Tropical City: Hat Yai Municipality, Southern Thailand. *Science of The Total Environment* 789, 147983. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147983>

- Tan, M., Ibrahim, A., Duan, Z., Cracknell, A., Chaplot, V., 2015. Evaluation of Six High-Resolution Satellite and Ground-Based Precipitation Products over Malaysia. *Remote Sensing* 7, 1504–1528. <https://doi.org/10.3390/rs70201504>
- Tang, Y., Reed, P., Wagener, T., van Werkhoven, K., 2007. Comparing sensitivity analysis methods to advance lumped watershed model identification and evaluation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 793–817.
- Tanoue, M., Hirabayashi, Y., Ikeuchi, H., 2016. Global-scale river flood vulnerability in the last 50 years. *Sci Rep* 6, 36021. <https://doi.org/10.1038/srep36021>
- Tayebiyani, A., Mohammad, T.A., Ghazali, A.H., Mashohor, S., 2016. Artificial Neural Network for Modelling Rainfall-Runoff.
- Teegavarapu, R.S.V., Chandramouli, V., 2005. Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records. *Journal of Hydrology* 312, 191–206. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.02.015>
- Temmam, M., 1994. Géologie des dépôts du quaternaire de la vallée de l'Oued Ouerrha, Maroc : lithostratigraphie et chronologie. Université du Québec, Montréal.
- Tramblay, Y., Thiemig, V., Dezetter, A., Hanich, L., 2016. Evaluation of satellite-based rainfall products for hydrological modelling in Morocco. *Hydrological Sciences Journal* 61, 2509–2519. <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1154149>
- Trenberth, K.E., 2011. Changes in precipitation with climate change. *Climate Research* 47, 123–138. <https://doi.org/10.3354/cr00953>
- Trigo, I.F., 2006. Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: a comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. *Clim Dyn* 26, 127–143. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0065-9>
- Tuel, A., Eltahir, E. a. B., 2020. Why Is the Mediterranean a Climate Change Hot Spot? *Journal of Climate* 33, 5829–5843. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0910.1>
- Tung, Y.-K., 1985. River flood routing by nonlinear muskingum method. *Journal of Hydraulic Engineering* 111, 1447–1460. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1985\)111:12\(1447\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1985)111:12(1447))
- USACE, 2016. GageInterp User's Manual. USACE 56.
- USACE, 2015. HEC-HMS Technical Reference Manual 207.
- USAID, 2016. 2016_USAID_Climate Risk Profile - Morocco.pdf.
- USDA, 2009. Hydrologic Soil Groups, in: *Hydrology National Engineering Handbook*. p. 13.
- USDA, 1986. Urban hydrology for small watersheds, in: *Technical Release*. United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service, p. 18.
- USDA-SCS, 1985. Soil Conservation Service. *National engineering handbook*, p. 164.
- Vázquez, M., Asebriy, L., Azdimousa, A., Jabaloy, A., Both-Rea, G., Barbero, L., Mellini, M., Gonzalez-loreiro, F., 2013. Evidence of extensional metamorphism associated to Cretaceous rifting of the North-Maghrebian passive margin: The Tanger-Ketama Unit (External Rif, northern Morocco). *Geologica Acta* 11, 277–293.
- Ward, Robinson, 1990. Robinson v. Ward [WWW Document]. URL (accessed 3.20.23).
- Weill, S., 2008. Modélisation des échanges surface/subsurface à l'échelle de la parcelle par une approche darcéenne multidomaine.
- Westerhuis, J., Hoefsloot, H., Smit, S., Vis, D., Smilde, A., van Velzen, E., van Duijnhoven, J., van Dorsten, F., 2008. Assessment of PLS-DA cross validation. *Metabolomics* 81–9.
- Whipkey, Kirkby, 1978. Flow within the soil [WWW Document]. URL <https://cir.nii.ac.jp/crid/1572261550440163712> (accessed 3.20.23).
- Wigley, T.M.L., Farmer, G., 1982. *Climate and History: Studies in Past Climates and Their Impact on Man* | OpenSky. Cambridge: Cambridge University Press.
- Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn* 201–297.

- WMO, 1962. Statistical Analysis And Prognostics In Meteorology (Technical Note No. 71). Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- World Bank Group, 2021. CLIMATE RISK COUNTRY PROFILE. Washington.
- World Bank Group, 2018. Integrated disaster risk management in Morocco. Global Facility for Disaster Reduction and Recovery.
- Wu, C.L., Chau, K.W., 2011. Rainfall–runoff modeling using artificial neural network coupled with singular spectrum analysis. *Journal of Hydrology* 399, 394–409. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.017>
- Xoplaki, E., González-Rouco, J.F., Luterbacher, J., Wanner, H., 2004. Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dynamics* 23, 63–78. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0422-0>
- Xu, Y., Yao, L., Xu, P., Cui, W., Zhang, Z., Liu, F., Mao, B., Wen, Z., 2021. Load Forecasting Method for Building Energy Systems Based On Modified Two-Layer LSTM, in: 2021 3rd Asia Energy and Electrical Engineering Symposium (AEEES). Presented at the 2021 3rd Asia Energy and Electrical Engineering Symposium (AEEES), IEEE, Chengdu, China, pp. 660–665. <https://doi.org/10.1109/AEEES51875.2021.9403131>
- Xue, L., Yang, F., Yang, C., Wei, G., Li, W., He, X., 2018. Hydrological simulation and uncertainty analysis using the improved TOPMODEL in the arid Manas River basin, China. *Sci Rep* 8, 452. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-18982-8>
- Yapo, P.O., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 1996. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology* 181, 23–48. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02918-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02918-4)
- Yin, H., Wang, F., Zhang, X., Zhang, Y., Chen, J., Xia, R., Jin, J., 2022. Rainfall-runoff modeling using long short-term memory based step-sequence framework. *Journal of Hydrology* 610, 127901. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127901>
- Yoon, J., Padmanabhan, G., 1993. Parameter Estimation of Linear and Nonlinear Muskingum Models. *Journal of Water Resources Planning and Management* 119, 600–610. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9496\(1993\)119:5\(600\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9496(1993)119:5(600))
- Yu, Y., Si, X., Hu, C., Zhang, J., 2019. A Review of Recurrent Neural Networks: LSTM Cells and Network Architectures. *Neural Comput* 31, 1235–1270. https://doi.org/10.1162/neco_a_01199
- Yun-Gang, Y.-G., Daming, D., 2014. Variability of extreme precipitation over Yunnan Province, China 1960–2012 - Li - 2015 - International Journal of Climatology - Wiley Online Library [WWW Document]. URL <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.3977> (accessed 1.2.23).
- Zamrane, Z., 2016. RECHERCHE D'INDICES DE VARIABILITE CLIMATIQUE DANS DES SERIES HYDROCLMATIQUES AU MAROC : IDENTIFICATION, POSITIONNEMENT TEMPOREL, TENDANCES ET LIENS AVEC LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES : Cas des grands bassins de la Moulouya, du Sebou et du Tensift.
- Zeleelew, D.G., Melesse, A.M., 2018. Applicability of a Spatially Semi-Distributed Hydrological Model for Watershed Scale Runoff Estimation in Northwest Ethiopia. *Water* 10, 923. <https://doi.org/10.3390/w10070923>
- Zema, D.A., Labate, A., Martino, D., Zimbone, S.M., 2017. Comparing Different Infiltration Methods of the HEC-HMS Model: The Case Study of the Mésima Torrent (Southern Italy). *Land Degradation & Development* 28, 294–308. <https://doi.org/10.1002/ldr.2591>
- Zhang, X., Zwiers, F.W., Li, G., Wan, H., Cannon, A.J., 2017. Complexity in estimating past and future extreme short-duration rainfall. *Nature Geosci* 10, 255–259. <https://doi.org/10.1038/ngeo2911>

Zia, T., Zahid, U., 2019. Long short-term memory recurrent neural network architectures for Urdu acoustic modeling. *Int J Speech Technol* 22, 21–30. <https://doi.org/10.1007/s10772-018-09573-7>

Résumé

Les événements hydrométéorologiques extrêmes constituent un impact préoccupant des changements climatiques. Dès lors, la modélisation hydrologique s'est avérée indispensable pour la prédiction du comportement hydrologique des bassins versants et la prévention contre les inondations. L'objectif principal de cette étude est l'évaluation de la performance de trois modèles qui se basent sur des approches différentes visant la reproduction du comportement hydrologique et la capture des débits extrêmes : un modèle conceptuel global (GR4J), un modèle semi-distribué à base physique (HEC-HMS), et trois architectures du modèle des réseaux de neurones profonds (LSTM). La zone d'étude désignée à cette fin est le bassin méditerranéen de l'Ouergha au nord du Maroc, couvrant une superficie de 6190 km² en amont du barrage Al Wahda, et constituant historiquement la zone de la genèse des inondations ayant affecté la plaine Al-Gharb telles que les inondations dévastatrices de 2010. Pour ce faire, différents indices statistiques de corrélation, des erreurs et des biais ont servi pour l'évaluation des modèles ; tandis que les hydrogrammes, les graphiques radar et les diagrammes de Taylor ont permis une comparaison des modèles. Les résultats indiquent que le modèle d'intelligence artificielle à couche unique LSTM 1 a démontré une performance supérieure, il est parvenu à mieux simuler les débits du bassin de l'Ouergha, à capturer efficacement la dynamique hydrologique et à faiblement sous-estimer les débits extrêmes. Pour affiner davantage ces résultats, on recommande d'incorporer des chroniques de l'étendue de la superficie des lacs de barrage, afin d'améliorer la politique de gestion des retenues et ainsi d'anticiper les lâchers substantiels lors des épisodes de pluies extrêmes.

Mots-clefs : Modélisation Hydrologique ; Modèle Conceptuel ; Modèle Physique ; Intelligence Artificielle ; Bassin Versant Méditerranéen.

Abstract

Extreme hydrometeorological events represent a concerning impact of climate change. Consequently, hydrological modeling has become essential for predicting the hydrological behavior of watersheds and preventing floods. The purpose of this study is to evaluate the effectiveness of three models that employ distinct approaches to simulate hydrological patterns and capture extreme discharges: a global conceptual model (GR4J), a physically based semi-distributed model (HEC-HMS), and three architectures of deep neural network models (LSTM). The designated study area is the Ouergha Mediterranean basin in northern Morocco, covering an area of 6190 km² upstream of the Al Wahda dam. This area is known to be a flood-generating zone that has impacted the Al-Gharb plain, as evidenced by the devastating 2010 floods. To do so, various statistical indices of correlation, errors, and biases were used for model evaluation, while hydrographs, radar charts, and Taylor diagrams allowed for model comparison. The results indicate that the single-layer LSTM 1 artificial intelligence model demonstrated superior performance. It managed to better simulate the flows of the Ouergha basin, effectively capture the hydrological dynamics, and slightly underestimate extreme discharges. To further refine these results, it is recommended to incorporate chronicles of the extent of the surface area of dam lakes in order to improve the management policy of the reservoirs and thus anticipate substantial releases during episodes of extreme rainfall.

Keywords: Hydrological Modeling; Conceptual Model; Physical Model; Artificial Intelligence; Mediterranean Watershed.