

Université Gaston BERGER de Saint-Louis (Sénégal)

UFR des Lettres et Sciences Humaines (UFR-LSH), Section de géographie

École doctorale (ED) des Sciences de l'Homme et de la Société (SHS)

Formation doctorale de Géographie, Laboratoire Leïdi « DTD »

Parcours : Écosystèmes et environnement

Spécialité : Hydrologie



Evaluation, calibration et analyse des tendances actuelles et futures de l'évapotranspiration de référence dans le bassin du fleuve Sénégal

Thèse pour le Doctorat

Soutenue publiquement par

M. Papa Malick NDIAYE

Le 23 Février 2021

Jury :

Aliou DIOP	Professeur Titulaire	UFR SAT/UGB	Président
Amadou KEITA	Maître de Conférences	Zie (Burkina Faso)	Rapporteur
Théophile VISCHÉL	Maître de Conférences	IGE (Grenoble)	Rapporteur
Gil MAHE	Directeur de Recherche	HSM-IRD (Montpellier)	Examineur
Alain DEZETTER	Chargé de Recherche	HSM-IRD (Montpellier)	Membre
Ansoumana BODIAN	Maître de Conférences	UFR LSH/UGB	Membre
Boubou Aldiouma SY	Professeur Titulaire	UFR LSH/UGB	Directeur de thèse

« L'une des choses que la thèse m'a appris est qu'il n'y a pas de barrières en Science et entre les sciences ».

« L'observation et la compréhension des échanges verticaux entre la surface du paysage et l'atmosphère, comme les précipitations et l'évaporation, sont donc les éléments sur lesquels l'hydrologie est construite. Ces éléments permettent l'élaboration de modèles théoriques pour l'évapotranspiration et pour l'ensemble des écoulements essentiellement horizontaux dans des bassins versants ». (François Anctil, Jean Rousselle, Nicolas Lauzon, 2012. Hydrologie. Cheminement de l'eau, Coursus, 2^e édition, 422 pages).

Dédicace

A ma famille

A mes amis

Remerciements

Le chemin a été long, incertain et complexe. Mais *Alhamdoulilah*, le Bon Dieu m'a accordé la force du corps et de l'esprit me permettant de franchir la ligne finale de cette thèse. C'est le moment idéal pour remercier toutes les personnes qui ont contribué, d'une manière ou d'une autre, à la réalisation de cette thèse.

J'exprime toute ma gratitude au Professeur **Boubou Aldiouma SY** qui a accepté de diriger ce travail. J'ai apprécié la confiance qu'il m'a accordée tout au long de cette thèse.

J'adresse mes sincères remerciements à mon encadreur : le Professeur **Ansoumana BODIAN**. Cher Prof ! Je vous remercie pour avoir attiré mon attention sur l'intérêt d'une étude sur l'évapotranspiration compte tenu de sa faible documentation dans le bassin du fleuve Sénégal mais aussi pour avoir assuré l'orientation et l'encadrement scientifique de cette thèse. Vous m'avez soutenu, encouragé, orienté et guidé depuis mon Master. Vous n'avez aussi ménagé aucun effort pour me soutenir dans mes recherches et dans l'acquisition de compétences en me mettant en contact avec votre réseau scientifique. Votre rigueur et votre esprit d'innovation concourent au façonnement de mon cursus universitaire. Nos rapports transcendent l'encadrement pour se situer à la sphère parentale et fraternelle. Je retiens de vous une interpellation qui m'a permise aujourd'hui d'arriver à ce stade : « *Pape Malick ! dans la vie, il faut travailler dur aujourd'hui pour se faire respecter demain* ». Pour tout cela je vous dis merci.

Je remercie le Docteur **Lamine DIOP** de l'UFR S2ATA de l'UGB, avec qui j'ai eu à collaborer durant toutes les phases de la thèse. Lamine ! Vos remarques et suggestions constructives ont montré l'intérêt particulier que vous accordez à ce travail. Vos conseils et orientations nous ont bien servis. Nos séjours aux différents ateliers de définition des curricula des ISEP (Institut Supérieur d'Enseignement Professionnel) à Ziguinchor et Saint-Louis, m'ont permis de découvrir un scientifique imbu de principes et de valeurs sociales. Merci pour tout.

Mes remerciements vont également à l'endroit du Docteur **Koffi DJAMAN** de New Mexico State University qui, depuis le centre AfricaRice, a guidé mes premiers pas dans les études relatives à l'évapotranspiration dans le cadre de mon stage de Master 2. Malgré la distance qui nous sépare après son départ d'AfricaRice pour l'Université de New Mexico aux USA, on a continué à collaborer. **Koffi** ! Vos conseils et contributions constructives m'ont permis de mener à bien mes travaux de recherche. Soyez-en remercié.

Je témoigne ma profonde gratitude à l'ensemble de l'équipe qui a contribué à la rédaction de mes différents articles. Je veux nommer **Alain DEZETTER**, **Abdoulaye DEME**, **Andrew OGILVIE** et **Etienne GUILPART**. **Alain** ! Merci pour votre appui précieux pour l'acquisition des données de modèles climatiques globaux, la lecture des articles et la prise en charge des frais de publication du premier article produit dans le cadre de cette thèse. **Abdoulaye** a activement participé à l'orientation de ma thèse dans le cadre des différents comités de thèse. Il a aussi contribué à la lecture de mes articles. **Andrew** ! En plus de votre contribution pour la relecture de mes articles, vous avez permis au projet WEFÉ-SENEGAL (projet dans lequel est impliqué le Professeur

Ansoumana BODIAN) d'assurer les frais de publication du deuxième article de ma thèse. **Etienne** ! Merci pour l'appui dans l'extraction des sorties des modèles climatiques régionaux du projet CORDEX-AFRICA et merci pour vos feedbacks constructifs lors de la rédaction du troisième article soumis. Chers collaborateurs ! Soyez remercié de tous les efforts consentis pour l'amélioration de mes productions scientifiques à travers les nombreuses réunions en ligne. Vos contributions et orientations m'ont permis de découvrir les secrets de la pluridisciplinarité et du travail d'équipe.

Mes sincères remerciements vont à l'endroit du corps professoral de la section Géographie, particulièrement au Professeur **Boubou Aldiouma SY** de m'avoir associé au projet « Mise en œuvre d'un suivi scientifique de long terme du littoral et des impacts de l'ouvrage de protection de l'érosion côtière de la Langue de Barbarie » piloté par le consortium IRD-UCAD-UGB.

Dr **Abd Salam EL VILLALY**, vous m'avez fait l'honneur de m'accueillir comme stagiaire à International Food Policy and Research Institut (IFPRI) dans le Département SIG et Télédétection du 09 janvier au 30 novembre 2017 sur recommandation du Professeur **Ansoumana BODIAN**. Ce stage m'a permis d'améliorer considérablement mes compétences en Système d'Information Géographique (SIG) et Télédétection et d'avoir une autonomie me permettant de mener à bien mes travaux de recherche. Votre rigueur, votre sens du travail d'équipe et votre esprit d'innovation m'ont bien marqué.

Je remercie les membres du jury qui ont accepté d'apporter un regard critique et constructif à ce travail. Je veux nommer les deux rapporteurs M. **Amadou KEITA** de l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE) au Burkina Faso et M. **Théo VISCHEL** de l'Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE) de l'Université de Grenoble-Alpes (France), qui ont significativement contribué à l'amélioration du document final. Merci au Pr **Aliou DIOP** de l'UFR des Sciences Appliquées et Techniques (SAT) de l'UGB d'avoir accepté de présider mon jury de thèse. Merci à **Gil MAHE** de l'HydroSciences de Montpellier (HSM) de l'Université de Montpellier (France) d'avoir accepté d'être l'examineur de cette thèse. Enfin, je remercie les différents membres du jury.

Je remercie également tous les doctorants du Laboratoire Leïdi particulièrement **Laurent Pascal DIEME**, **Omar GOUDIABY**, **Moussa SOW** et **Housseini THIAM** qui m'ont appuyé dans le traitement des données et la lecture du document. Au-delà de sa dimension scientifique et collaborative, le labo constitue aussi un cadre familial enthousiaste et dynamique. Merci pour ces moments de rire et de taquinerie qui ont permis d'apaiser la pression de la thèse.

Mes vifs remerciements vont à l'endroit de **Ibrahima DIOP** qui m'a accueilli chez lui durant toute la période de confinement car étant obligé de rester à Saint Louis pour continuer mes travaux. Ibrahima ! le cadre de travail idéal que tu as mis à ma disposition a contribué significativement à l'achèvement de cette thèse. Merci à ma chère **Maty GAYE** pour son soutien moral et sa patience.

Pour finir je voulais remercier mon frère, mes sœurs et surtout mes parents (**Aminata SENE et Alioune**) pour m'avoir toujours compris et accompagné dans mes projets. Vous m'avez éduqué et soutenu durant tout mon cursus scolaire. Je remercie Serigne **Ibrahima Touré NGOM** qui, depuis mon enfance, a assuré mon éducation religieuse et m'a inculqué des valeurs intrinsèques. Mes pensées vont également à l'endroit des familles **NDOYE** et **SECK** de Bargny et particulièrement à mes défunts grands-pères **Souleymane NDOYE** et **Djibril SECK** qui ont positivement contribué à ma formation scolaire. Qu'Allah (SWT) soit satisfait de leurs œuvres et leur accorde sa grâce et miséricorde *Amen*. Maman **Astou FAYE** je ne te remercierais jamais assez, je prie juste Dieu de t'accorder une longue vie pleine de bonheur.

MERCI !

Résumé

La compréhension de l'évapotranspiration et de son évolution spatiotemporelle est essentielle pour la modélisation hydrologique, la gestion des réservoirs, la planification de l'irrigation et la gestion des ressources en eau. Cependant, l'évapotranspiration est difficile à estimer en raison de son interaction sol-plante-atmosphère. En outre, les instruments de mesures *in situ* de l'évapotranspiration sont onéreux et difficiles à mettre en œuvre. La méthode de FAO56-PM, considérée comme la référence pour l'estimation de l'évapotranspiration, intègre plusieurs données climatiques difficilement accessibles dans les pays en développement. L'alternative c'est d'utiliser des méthodes intégrant moins de paramètres climatiques. De telles méthodes sont classées en quatre catégories : méthodes aérodynamiques, combinatoires, à base de température et à base de radiation. Toutefois, étant développées dans des contextes climatiques différents, ces méthodes doivent être calibrées afin de les adapter à d'autres conditions climatiques. Ainsi, l'objectif de cette thèse est d'évaluer et de calibrer vingt méthodes d'estimation de l'évapotranspiration de référence (ET_0) et d'analyser ses tendances actuelles et futures dans le bassin du fleuve Sénégal. Dans le bassin du fleuve Sénégal, la connaissance de l'évapotranspiration est limitée par l'inaccessibilité des données climatiques observées, leur caractère lacunaire et la faible densité spatiale des stations de mesure. Dans ce contexte, les réanalyses constituent une alternative. Ce qui justifie le choix des données de réanalyses dans cette recherche. La démarche méthodologique adoptée comporte trois phases : (i) évaluation et calibration de méthodes d'estimation de l'évapotranspiration de référence (ET_0), (ii) analyse de la tendance actuelle de l' ET_0 sur la période 1984-2017 ainsi que sa sensibilité aux variables climatiques et, (iii) analyse de la tendance future (2036-2065) de l' ET_0 ainsi que sa sensibilité aux variables climatiques à partir des sorties des modèles globaux (MCGs) et régionaux (MCRs). Les résultats obtenus montrent qu'après calibration des différentes méthodes, celles de Trabert, de Valiantzas 2, de Valiantzas 3 et de Hargreaves & Samani, intégrant moins de paramètres climatiques, peuvent être une alternative par rapport à la méthode FAO56-PM pour l'estimation de l' ET_0 dans le bassin du fleuve Sénégal. Sur la période 1984-2017, l'analyse de tendance révèle une augmentation significative de l' ET_0 dans 32% du bassin. Cependant, une baisse localisée de l' ET_0 est notée dans la zone sahélienne illustrant ainsi le concept de « paradoxe d'évaporation ». L'analyse de sensibilité montre que l'évapotranspiration est plus sensible à l'humidité relative, à la température maximale et à la radiation solaire. L'évaluation de la performance des MCGs et MCRs montre que ces derniers sont plus robustes pour estimer l'évapotranspiration dans le bassin du fleuve Sénégal. Par rapport à la période historique (1971-2000), tous les Modèles Climatiques Régionaux (MCRs) montrent une augmentation de l'évapotranspiration à l'horizon 2050. Le multi-modèle ENSEMBLE prévoit une augmentation de l' ET_0 de 39 mm à 144 mm pour le scénario RCP4.5 et RCP8.5 respectivement dans la zone guinéenne. Dans les zones soudanienne et sahélienne, l' ET_0 augmentera respectivement de 48 mm à 266 mm pour le RCP4.5 et de 57 mm à 277 mm pour le RCP8.5. Cette augmentation de l' ET_0 s'explique par l'augmentation des températures. L'analyse de la tendance révèle une augmentation significative de l'évapotranspiration et des températures maximale et minimale. Ce qui suppose que l' ET_0 ne sera pas stationnaire en 2065 et pourrait continuer à augmenter en raison de la hausse des températures.

Mots clés : Evapotranspiration de référence, Evaluation/calibration, Test de tendance, Analyse de sensibilité, Bassin du fleuve Sénégal.

Abstract

Understanding evapotranspiration and its spatiotemporal evolution is essential for hydrological modeling, reservoir management, irrigation planning and water resources management. However, evapotranspiration is difficult to estimate due to its soil-plant-atmosphere interaction. In addition, instruments for *in situ* measuring of evapotranspiration are expensive and difficult to use. The FAO56-PM method, considered the benchmark for estimating evapotranspiration, incorporates several climate data that are difficult to access in developing countries. The alternative is to use methods that incorporate fewer climatic parameters. Such methods are classified into four categories: aerodynamic, combinatorial, temperature-based and radiation-based methods. However, being developed in different climatic contexts, these methods must be calibrated in order to adapt them to other climatic conditions. Thus, the objective of this thesis is to evaluate and calibrate twenty methods of estimating the reference evapotranspiration (ET_0) and to analyze its current and future trends in the Senegal River Basin. In the Senegal River Basin, knowledge of evapotranspiration is limited by the inaccessibility of observed climatic data, their incomplete nature and the low spatial density of the measurement stations. In this context, reanalyses are an alternative. This justifies the choice of reanalysis data in this research. The methodological approach adopted comprises three phases: (i) evaluation and calibration of methods for estimating the reference evapotranspiration (ET_0), (ii) analysis of the current trend over the 1984-2017 period of ET_0 as well as its sensitivity to climatic variables and, (iii) analysis of the future trend (2036-2065) of ET_0 as well as its sensitivity to climatic variables from the outputs of global (GCMs) and regional (RCMs) models. The results obtained show that after calibration of the different methods, those of Trabert, Valiantzas 2, Valiantzas 3 and Hargreaves & Samani, integrating less climatic parameters, can be an alternative compared to the FAO56-PM method for the estimation of ET_0 in the Senegal River Basin. Over the period 1984-2017, trend analysis reveals a significant increase in ET_0 in 32% of the basin. However, a localized drop in ET_0 is noted in the Sahelian zone, thus illustrating the concept of "evaporation paradox". The sensitivity analysis shows that evapotranspiration is more sensitive to relative humidity, maximum temperature and solar radiation. Evaluation of the performance of MCGs and MCRs shows that the latter are more robust to estimate evapotranspiration in the Senegal River Basin. Compared to the historical period (1971-2000), all Regional Climate Models (RCMs) show an increase in evapotranspiration by 2050. The ENSEMBLE multi-model predicts an increase in ET_0 from 39 mm to 144 mm for RCP4.5 and RCP8.5 respectively in the Guinean zone. In the Sudanese and Sahelian zones, ET_0 will increase respectively from 48 mm to 266 mm for RCP4.5 and from 57 mm to 277 mm for RCP8.5. This increase in ET_0 is explained by the increase in temperatures. Trend analysis reveals a significant increase in evapotranspiration and maximum and minimum temperatures. This assumes that ET_0 will not be stationary in 2065 and may continue to increase due to rising temperatures.

Keywords: Reference evapotranspiration, Evaluation/calibration, Trend test, Sensitivity analysis, Senegal River Basin

Sommaire

Dédicace.....	iii
Remerciements	iv
Résumé	vii
Abstract.....	viii
Sommaire	ix
Liste des abréviations et acronymes	xi
Liste des figures	xiii
Liste des tableaux	xvi
Introduction générale.....	1
1. Contexte et problématique	1
2. Documentation limitée de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest et dans le bassin du fleuve Sénégal.....	6
3. Objectifs et plan de la thèse.....	7
Chapitre 1 : Processus d'évapotranspiration : analyse conceptuelle, facteurs conditionnels et méthodes de mesure ou d'estimation	9
1.1. Analyse conceptuelle.....	9
1.2. Facteurs affectant l'évapotranspiration	12
1.3. Les surfaces d'évaporation	19
1.4. Méthodes de mesure et d'estimation de l'évapotranspiration	21
Chapitre 2 : Présentation du cadre de l'étude	26
2.1. Cadre physique du bassin du fleuve Sénégal.....	26
2.2. Enjeux socioéconomiques du bassin du fleuve Sénégal.....	28
2.3. Importance de l'étude de l'évapotranspiration dans le contexte du bassin du fleuve Sénégal	34
Chapitre 3 : Données et méthodes utilisées	37

3.1. Données utilisées.....	37
3.2. Méthodologie	46
Chapitre 4 : Évaluation et calibration de méthodes alternatives d'estimation de l'évapotranspiration de référence dans le bassin du fleuve Sénégal.	59
1. Introduction	59
2. Matériel et méthodes.....	61
3. Résultats et discussions	67
4. Conclusion.....	74
Chapitre 5 : Analyse de tendance et de la sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques dans le bassin du fleuve Sénégal sur la période 1984-2017.....	76
1. Introduction	76
2. Matériels et méthodes	78
3. Résultats et discussion	86
4. Conclusion.....	98
Chapitre 6 : Tendance future et analyse de sensibilité de l'évapotranspiration et des variables climatiques.	100
1. Introduction	100
2. Matériel et Méthodes	102
3. Résultat et discussion	108
4. Conclusion.....	124
Conclusion générale	126
Bibliographie générale.....	129
Table des matières	149

Liste des abréviations et acronymes

AEP	: Adduction en Eau Potable
AISH	: Association Internationale des Sciences Hydrologiques
AMMA-CATCH	: Analyse Multidisciplinaires de la Mousson Africaine-Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique.
ASCE	: American Society and Civil Engineer
BP	: Befor Present
CDI	: Charte du Domaine Irrigué
CSS	: Compagnie Sucrière Sénégalaise
CORDEX	: COordinated Regional-climate Downscaling EXperiment
CMIP5	: Coupled Model Intercomparison Project
DPV	: Déficit de Pression de Vapeur
Dr	: Drainage
ea	: Pression de vapeur actuelle
ECMW	: European Center for Medium Range Weather Forecast
es	: Pression de vapeur saturante
ET	: Evapotranspiration
ET ₀	: Evapotranspiration de référence
ET _a /ETR	: Evapotranspiration actuelle ou réelle
ET _c	: Evapotranspiration dans des conditions standards
ETP	: Evapotranspiration potentielle
FAO	: Food and Agriculture Organization
FIT	: Front Intertropical
GRG	: Generalized reduced method
GEWEX	: Global Energy and Water Exchange
GMAO	: Global Model and Assimilation Office
GOANA	: Grande Offensive Agricole Nationale pour l'Alimentation
ISP	: Indice Standardisé de Précipitation
LPDA	: Lettre de Politique de Développement de l'Agriculture Irriguée
MCGs	: Modèles de Circulation Globale
MCRs	: Modèles Climatiques Régionaux

MAS	: Mission d'Aménagement du Sénégal
NASA/DAO	: National Aeronautics and Space Administration/Data Assimilation Office
NDVI	: Normalized Difference Vegetation Index
NCEP/NCAR	: National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research
NPA	: Nouvelle Politique Agricole
OMVS	: Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Sénégal
PARACI	: Plan d'Action Régionale pour l'Amélioration des Cultures irriguées
PDA	: Politique de Développement Agricole
PDIAM	: Programme de Développement Intégré de l'Agriculture Irriguée
PDRG	: Plan Directeur de Développement intégré de la Rive Gauche
PNAR	: Plan National d'Autosuffisance en Riz
PNDA	: Plan National de Développement Agricole
PRACAS	: Programme de Relance et d'Accélération de la Cadence de l'Agriculture Sénégalaise
PSE	: Plan Sénégal Émergent
Rc	: Remontée capillaire
RCA4	: Rossby Centre regional atmospheric model
RCP	: Representative Concentration Pathways
SDAGE	: Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux
SAED	: Société d'Aménagement et d'Exploitation des terres du Delta et de la Falémé

Liste des figures

Figure 1 : Localisation du bassin du fleuve Sénégal	5
Figure 2 : Les concepts de l'évapotranspiration au fil du temps (Xiang et al., 2020).....	10
Figure 3 : Composantes des bilans d'énergie (à gauche) et d'eau (à droite) à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère illustrant leur couplage via le processus d'évapotranspiration (Aubin, 2018).....	13
Figure 4 : (a) Pression saturante en fonction de la température et (b) pression de vapeur actuelle en fonction de la température et de l'humidité relative (Allen et al., 1998)	18
Figure 5 : Caractéristiques de la surface de référence gazon (Allen et al., 1998).....	24
Figure 6 : Cadre physique du bassin du fleuve Sénégal : (a) distribution spatiale des altitudes, (b) distribution spatiale des NDVI, (c) configuration du réseau hydrographique, et (d) distribution spatiale de la pluie moyenne annuelle sur la période 1951-2004.....	27
Figure 7 : Variation de l'indice standardisé de précipitation (ISP) dans le bassin du fleuve Sénégal sur la période de 1940 à 2013 (Bodian et al., 2020).....	29
Figure 8 : Barrages, superficies et zones irriguées, besoins en eau des principaux secteurs d'activité.	32
Figure 9 : Localisation des stations disposant de données observées.....	38
Figure 10 : Distribution spatiale des stations retenues pour l'étude	42
Figure 11 : Schéma conceptuel de la démarche méthodologique adoptée : KGE, Kling Gupta Efficiency ; EQM, erreur quadratique moyenne ; PBIAS, pourcentage des biais.....	46
Figure 12 : Bassin du fleuve Sénégal, stations utilisées, infrastructures, usages et besoins en eau	62
Figure 13 : Performance des méthodes en fonction critères d'évaluation retenus (La ligne rouge de chaque figure représente les valeurs seuil de chaque critère d'évaluation).....	68
Figure 14 : Répartition spatiale des valeurs de KGE des vingt méthodes évaluées.....	69
Figure 15 : Performance des méthodes avant et après calibration : (couleur rouge : avant calibration ; couleur verte : après calibration).....	71
Figure 16 : Valeurs de KGE obtenues après calibration des meilleures méthodes.....	72
Figure 17 : Digramme de Taylor des meilleures méthodes sur la période de validation (2006-2017) en fonction des zones climatiques.....	73

Figure 18 : Répartition spatiale du PBIAIS entre les meilleures méthodes et celle de FAO56-PM.	74
Figure 19 : Bassin du fleuve Sénégal : (a) principaux centres urbains du bassin, infrastructures hydrauliques et les surfaces irriguées (b) stations utilisées pour extraire les variables climatiques, les altitudes et les limites des zones climatiques.	80
Figure 20 : Moyenne journalière des variables climatiques dans le bassin du fleuve Sénégal en fonction des zones climatiques : (a) Vitesse du vent, (b) Température maximale, (c) Température minimale, (d) Humidité relative, (e) Radiation solaire.	81
Figure 21 : Autocorrélation de l'évapotranspiration annuelle de quelques stations (le tiré bleu en pointillé représente l'intervalle de confiance de 95 %).	85
Figure 22 : Répartition spatiale de l'évapotranspiration annuelle et saisonnière sur la période 1984-2017.	87
Figure 23 : Distribution spatiale de la significativité du test de Mann Kendall pour l'évapotranspiration annuelle et saisonnière.	89
Figure 24 : Distribution spatiale de la pente de Sen de l'ET ₀ annuelle et saisonnière.	89
Figure 25 : Distribution spatiale du Z de Mann Kendall des différentes variables climatiques : u ₂ vitesse du vent, Tmax température maximale, Tmin température minimale, Rs Radiation solaire, Hr humidité relative.	91
Figure 26 : Distribution spatiale de la pente de Sen des variables climatiques à l'échelle annuelle : u ₂ vitesse du vent, Tmax température maximale, Tmin température minimale, Rs, Radiation solaire, Hr humidité relative.	94
Figure 27 : Sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques.	95
Figure 28 : Coefficients de sensibilité moyens des variables climatiques sur la période 1984-2017 : u ₂ vitesse du vent, Tmax température maximale, Tmin température minimale, Hr humidité relative, Rs Radiation solaire.	96
Figure 29 : bassin du fleuve Sénégal : (a) principaux centres urbains, infrastructures hydrauliques, superficies irriguées par pays, (b) stations utilisées pour extraire les données, les altitudes du bassin et les limites des zones climatiques (Ndiaye et al., 2020b).	104
Figure 30 : Différence entre la moyenne annuelle de l'ET ₀ calculée par les réanalyses et les MCGs et les MCRs sur la période 1984-2000.	110

Figure 31 : Distribution spatiale du KGE de l'ET ₀ mensuelle entre les modèles climatiques et les réanalyses sur la période 1984-2000.	111
Figure 32 : Distribution spatiale du PBIAIS de l'ET ₀ mensuelle entre les modèles climatiques et les réanalyses sur la période 1984-2000 (les valeurs négatives indiquent une sous-estimation et une surestimation positive).	111
Figure 33 : KGE and PBIAIS entre les modèles climatiques et les réanalyses à l'échelle mensuelle (CAN : CANESM2, CNR : CNRM, CSI : CSIRO-MK3-6-0, GDF : GDFL-ESM2G, HAD : HADGEM2-ES, IPS : IPSL-CM5A-MR, MIR : MIROC5, CA : CANESM2.RCA4, CN : CNRM-CM5.RCA4, SIR : CSIRO-Mk3-6-0.RCA4, GD : GFDL-ESM2M.RCA4, IP : IPSL-CM5A-MR.RCA4, MI : MIROC5.RCA4, MO : HadGEM2-ES.RCA4, ENS : ENSEMBLE).	112
Figure 34 : L'évapotranspiration Moyenne annuelle (mm) de la période historique et celle des projections.....	114
Figure 35 : Distribution spatiale de l'évolution de l'ET ₀ des MCRs calculée entre la période historique 1971-2000 et celle des projections 2036-2065.	115
Figure 36 : Distribution spatiale des coefficients de sensibilité de l'ET ₀ aux variables climatiques des MCRs à l'échelle annuelle sur la période 2036-2065.	117
Figure 37 : Distribution spatiale du Z de Mann Kendall des MCRs sur la période 2036-2065..	119
Figure 38 : Pente de Sen des MCRs aux échelles annuelle et saisonnière sur la période 2036-2065 (A : zone Guinéenne, B : zone Soudanienne, C : zone Sahélienne).	120
Figure 39 : Distribution spatiale de la significativité du test de Mann Kendall des variables climatiques des MCRs à l'échelle annuelle sur la période 2036-2065.....	121

Liste des tableaux

Tableau 1 : Caractéristiques des barrages hydroélectriques et de régulation du bassin du fleuve Sénégal (Thiam, 2016).	31
Tableau 2 : Liste des stations disposant de données observées	39
Tableau 4 : Caractéristiques des modèles climatiques utilisés.	45
Tableau 5 : Procédure de calcul de l'ET ₀ par la méthode de FAO56-PM	48
Tableau 6 : Valeurs de C _n et C _d de la méthode de FAO56-PM en fonction du pas de temps et de la surface de référence (Allen et al., 2005)	50
Tableau 7 : Caractéristiques des vingt méthodes utilisées.....	51
Tableau 8 : Critères d'évaluation, étendue et valeurs optimales	52
Tableau 9 : Valeurs moyennes des variables en fonction des zones climatiques.	63
Tableau 10 : Caractéristiques des vingt méthodes alternatives.....	65
Tableau 11 : Critères d'évaluation, étendue et valeurs optimales	66
Tableau 12 : Caractéristiques des meilleures méthodes retenues après évaluation	70
Tableau 13 : Synthèse des valeurs moyennes de Sen slope (β) de l'évapotranspiration et des variables climatiques : u ₂ vitesse du vent, T _{max} température maximale, T _{min} température minimale, Hr humidité relative, R _s Radiation solaire.	93
Tableau 14 : Coefficients de Sensibilité (S) moyens à l'échelle annuelle et saisonnière : u ₂ vitesse du vent, T _{max} température maximale, T _{min} température minimale, Hr humidité relative, R _s Radiation solaire.....	97
Tableau 15 : Caractéristiques des MCGs et MCRs utilisés.	106
Tableau 16 : Synthèse des coefficients de sensibilité de l'ET ₀ aux variables climatiques à l'échelle annuelle (CA : CANESM2.RCA4, CN : CNRM-CM5.RCA4, SIR : CSIRO-Mk3-6-0.RCA4, GD : GFDL-ESM2M.RCA4, IP : IPSL-CM5A-MR.RCA4, MI : MIROC5.RCA4, MO : HadGEM2-ES.RCA4, ENS : ENSEMBLE).....	118
Tableau 17 : : Synthèse des valeurs de la pente de Sen (β par an) of des variables climatiques à l'échelle annuelle sur la période 2036-2065 (CA : CANESM2.RCA4, CN : CNRM-CM5.RCA4, SIR : CSIRO-Mk3-6-0.RCA4, GD : GFDL-ESM2M.RCA4, IP : IPSL-CM5A-MR.RCA4, MI : MIROC5.....	123

Introduction générale

1. Contexte et problématique

L'évapotranspiration est une composante essentielle pour la modélisation pluie-débit (Oudin, 2005 ; Birhanou *et al.*, 2018), la programmation de l'irrigation (Hong and Honti, 2016), les études relatives à la sécheresse (Li *et al.*, 2017) et au changement climatique (Jun *et al.*, 2012 ; Tao *et al.*, 2015). Ainsi, à l'échelle du bassin versant, 60 à plus de 80 % des apports pluviométriques peuvent être perdus par évaporation et transpiration dans les régions arides et semi-arides (Mjeira, 2015). L'estimation de l'évapotranspiration est donc importante pour la gestion et la planification des ressources en eau en perspective des usages agropastoraux et domestiques (Xu et Singh, 1998 ; Heydari, 2014 ; Jia, 2015). En outre, en la combinant avec la pluie, l'évapotranspiration peut constituer un indice de sécheresse et un outil de classification des climats (Thornthwait 1948 ; Martins *et al.*, 2016 ; Li *et al.*, 2017). Dans le domaine agricole, l'évapotranspiration constitue un outil essentiel pour la gestion des ressources en eau et l'optimisation de l'irrigation à l'échelle de la parcelle (Bigéard, 2014). En effet, elle est utilisée pour l'estimation des besoins en eau des cultures (Muhammad *et al.*, 2019). L'estimation de l'évapotranspiration permet alors de connaître la quantité d'eau disponible, sa consommation par les plantes, sa distribution spatiale et sa variation dans le temps (Bigéard, 2014). L'évapotranspiration constitue aussi une « synthèse » climatique et donc un indicateur du changement climatique (Jiao et Wang, 2018 ; Chu *et al.*, 2017). En effet, le processus d'évapotranspiration est contrôlé par les facteurs climatiques (température, radiation solaire, humidité relative, vent), édaphiques (nature du sol) et physiologiques (Aubin, 2018). Il est donc inscrit dans un système complexe de telle sorte que la modification d'un facteur peut affecter les autres (Chu *et al.*, 2017).

Cependant, malgré son importance, l'évapotranspiration est difficile à estimer du fait de son interaction dans le système sol-plante-atmosphère (Xu et Singh, 2001 ; Fisher et Pringle, 2013). Les instruments de mesure *in situ* (lysimètre, bacs, atmomètre, scintillomètre, covariance par turbulence) sont souvent utilisés pour mesurer l'évapotranspiration (Roche, 1963 ; Riou, 1975 ; Cosandey et Robinson, 2000 ; Musy et Hugy, 2004 ; Diop *et al.*, 2015). Cependant, ces instruments sont onéreux, difficiles à entretenir et inutilisables en routine (Allen *et al.*, 1998 ; Oudin, 2005). Pour pallier cette contrainte, plusieurs auteurs (Dalton, 1802 ; Makking, 1957 ; Penman 1963 ; Hargreaves, 1975 ; Hargreaves et Samani, 1985 ; FAO-Penman Monteith, 1998 ; Oudin,

2005 ; Valiantzas, 2013) ont utilisé des méthodes alternatives pour estimer l'évapotranspiration à travers des facteurs climatiques qui l'affectent : température, radiation solaire, humidité, et vitesse du vent. Parmi ces méthodes, celle de Penman Monteith est recommandée par la FAO comme méthode de référence (Allen *et al.*, 1998). En effet, la méthode de FAO56-Penman Monteith (FAO56-PM) est globalement acceptée comme méthode de référence pour l'estimation de l'évapotranspiration dans toutes les zones climatiques (Allen *et al.*, 1998 ; Tabari *et al.*, 2015 ; Pereira *et al.*, 2016). Sa particularité est qu'elle est à base physique et peut être utilisée sans ajustement ou intégration d'autres paramètres (Chatzithomas *et al.*, 2015 ; Diouf *et al.*, 2016). Toutefois, le nombre de variables climatiques (température, radiation, vitesse du vent et humidité relative) qu'elle intègre peut contraindre son utilisation dans les zones où l'accès aux données climatiques est difficile (Tabari, 2010 ; Djaman *et al.*, 2015).

Pour pallier à cela, l'alternative est d'utiliser des méthodes intégrant moins de paramètres climatiques (Singh et Xu, 1997 ; Alexandris *et al.*, 2008 ; Tabari, 2010 ; Valipour, 2015 ; Fisher et Pringle III, 2013 ; Djaman *et al.*, 2015 ; Ndiaye *et al.*, 2017). Ces méthodes alternatives sont classées en quatre catégories en fonction des paramètres climatiques qu'elles intègrent (Heydari *et al.*, 2014) : (i) méthodes aérodynamiques, (ii) à base de température, (iii) de radiation et (iv) méthodes combinatoires. Les méthodes aérodynamiques (Dalton, 1802 ; Trabert, 1896, Penman, 1948 ; Rohwer, 1962 ; Mahringer, 1970) sont basées sur la loi de Dalton (1802) qui stipule que l'évapotranspiration est proportionnelle à la vitesse du vent et au déficit de saturation (Singh et Xu, 1997 ; Cosandey et Robinson, 2000). Elles sont souvent utilisées du fait de leur simplicité et de leur performance pour l'estimation de l' ET_0 (Singh et Xu, 1998). Les méthodes à base de température (Hargreaves 1975, Hargreaves et Samani, 1985 ; Trajkovic, 2007, Droogers et Allen, 2012 ; Heydari et Heydari, 2012) et de radiation (Makkink, 1957 ; Jensen et Haise, 1963 ; Priestley et Taylor, 1972, Abtew, 1996 ; Oudin, 2005) sont d'usage répandu parce que la température et la radiation sont les paramètres souvent disponibles et accessibles (Xu et Singh, 2001). Les méthodes combinatoires (Penman, 1963 ; Doorenboss et Pruitt, 1977 ; Valiantzas, 2013) intègrent deux ou plusieurs paramètres climatiques.

Ces différentes méthodes ont été développées dans des contextes spécifiques. De ce fait, elles doivent être calibrées et adaptées aux conditions climatiques autres que celles qui ont servi à leur développement afin d'améliorer leur performance (Xu et Singh, 2001 ; Djaman *et al.*, 2015). En

plus de son estimation, l'analyse spatiotemporelle de l'évapotranspiration est importante pour l'évaluation des impacts du changement climatique sur les ressources en eau.

En effet, le changement climatique constitue aujourd'hui un fait indéniable qui affecte la distribution spatiotemporelle des ressources en eau ; ce qui peut avoir des impacts négatifs sur les écosystèmes naturels et sur les activités humaines (Jun *et al.*, 2012). Ainsi, selon les dernières estimations du Groupe Intergouvernemental des Experts sur l'évolution du Climat, les activités humaines ont provoqué un réchauffement planétaire de 1°C au-dessus des niveaux préindustriels, avec une fourchette allant de 0,8°C à 1,2°C (GIEC, 2018). Ce réchauffement pourrait probablement atteindre 1,5°C entre 2030 et 2052 s'il continue d'augmenter au rythme actuel (GIEC, 2018). Pour faire face à ce réchauffement, le but fixé par la Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC) lors de la 21^e session de la Conférence des Parties (COP21) est de poursuivre les efforts afin de limiter le réchauffement en dessous de 2°C par rapport à la période préindustrielle (D'Oria *et al.*, 2018).

Dans ce contexte de changement climatique, le cycle hydrologique s'intensifie en raison des changements observés sur les précipitations, les écoulements et l'évapotranspiration (Jao *et al.*, 2018, Gale *et al.*, 2018, Wilcox *et al.*, 2018). Cette dernière est influencée par plusieurs facteurs : température, vitesse du vent, humidité relative, radiation solaire, couverture végétale, occupation du sol, etc. (Li *et al.*, 2017 ; Jahani *et al.*, 2018 ; Abiye *et al.*, 2019). La variation de l'un de ces facteurs peut affecter la distribution spatiotemporelle de l'évapotranspiration (Jun *et al.* 2012 ; Obada *et al.*, 2017). L'étude de la variation spatiale et temporelle de l'évapotranspiration et de ses facteurs conditionnels est donc importante pour le développement de stratégies de gestion de l'eau à l'échelle régionale et locale et l'analyse des impacts du changement climatique sur les ressources en eau (Qi *et al.*, 2017 ; Li *et al.*, 2018).

Durant ces dernières années, plusieurs auteurs (Mahyoub et Buhairi, 2010 ; Tao *et al.*, 2015 ; Shan *et al.*, 2016 ; Feng *et al.*, 2017 ; Zhang *et al.*, 2017 ; Rahman *et al.*, 2018 ; Jiao et Wang, 2018) ont montré que le réchauffement climatique entraîne une augmentation de l'évapotranspiration. Par contre, une baisse de l'évapotranspiration a été notée dans certaines zones climatiques du monde : dans des climats secs et humides des Etats Unis (Peterson *et al.*, 1995 ; Lawrimore et Peterson, 2000), dans un climat tropical et subtropical de la Chine (Zhang *et al.*, 2007 ; Jiao et Wang, 2018), dans un climat semi-aride de la Turquie (Ozdogon et Salinnci, 2004) et dans un climat semi-aride

de l’Iran (Shadmani *et al.*, 2012). Le contraste entre l’augmentation des températures et la baisse de l’évapotranspiration est connu sous le vocable de « paradoxe d’évaporation » (Peterson *et al.*, 1995 ; Rodrick et Forquha, 2002). Ce « paradoxe d’évaporation » pourrait être expliqué par la baisse de la radiation solaire, suite à l’augmentation de la couverture nuageuse et la concentration des aérosols et des polluants dans l’atmosphère (Peterson *et al.*, 1995 ; Rodrick and Forquha, 2002 ; Han *et al.*, 2012), la hausse de l’humidité relative (Chattopadhyay et Hulme, 1997) et l’atténuation de la vitesse du vent (Han *et al.*, 2012).

Depuis que les hypothèses de stationnarité ont été invalidées (IPCC, 2007 ; Milly *et al.*, 2008 ; Brown *et al.*, 2012), les outils traditionnels d’analyse des risques environnementaux (basé sur l’analyse fréquentielle) sont rendus obsolètes. Ainsi, l’approche « Prédire-puis-agir » (*Predict and act* ou *Top Down en anglais*) est devenue le paradigme dominant pour évaluer les impacts du changement climatique (Weaver *et al.*, 2013). Pour ce faire, une chaîne de modélisation imbriquée est formée, qui intègre toujours en premier les modèles climatiques. Ces modèles climatiques fournissent des projections climatiques et offrent ainsi la possibilité de prédire les impacts potentiels du changement climatique et de développer des stratégies de résilience (Ly *et al.*, 2019). Parmi les modèles climatiques, deux familles se distinguent : (i) les Modèles de Circulation Globale (MCGs) et (ii) les Modèles Climatiques Régionaux (MCRs). Les MCGs ont une résolution spatiale variant entre 100 et 300 km, tandis que les MCRs, qui font partie d’expériences de réduction d’échelle dynamique (Charron, 2016), ont des résolutions spatiales plus fines, généralement comprises entre 10 et 50 km (Ly *et al.*, 2019). Même si les MCRs offrent une meilleure cohérence spatiotemporelle de la variable climatique, elles sont fortement dépendantes des données observées forçant leurs conditions aux limites (Delghandi *et al.*, 2017). Par conséquent, les projections climatiques des MCGs et des MCRs affichent une grande divergence. Malgré cette divergence, les études d’impact du changement climatique doivent s’appuyer sur un grand ensemble de modèles climatiques (GIEC 2018, Charron 2016) intégrant à la fois les MCRs et les MCGs.

L’analyse de la tendance actuelle et future de l’évapotranspiration et de ses facteurs conditionnels permet alors de voir leur réponse au changement climatique dans différentes zones écogéographiques à l’image du bassin du fleuve Sénégal. Ce fleuve est un cours d’eau international¹

¹ Un cours international est un cours d’eau dont certaines parties sont situées dans des États différents (Rapport SITWA, 2015)

qui est à cheval sur quatre États : le Sénégal, le Mali, la Mauritanie et la Guinée. Il est situé en latitude 10°20 et 17°00 nord et en longitude 7°30 et 12°30 (OMVS, 2013). Il est long de 1800 km et s'étend sur une superficie de plus de 300 000 km² (Bodian, 2011). Derrière le Niger, le fleuve Sénégal est le deuxième cours d'eau le plus important en Afrique de l'Ouest et les revenus de près de 6,5 millions de personnes en dépendent (SDAGE-OMVS, 2011). D'amont en aval, le bassin est constitué de trois principales zones de caractéristiques morphométriques variables : le haut bassin, la vallée et le delta (Figure 1). Le haut bassin commence de la source du fleuve au Fouta Djallon jusqu'à Bakel, la vallée s'étend de Bakel à Richard-Toll et le delta en aval de Richard-Toll (Ndiaye, 2004).

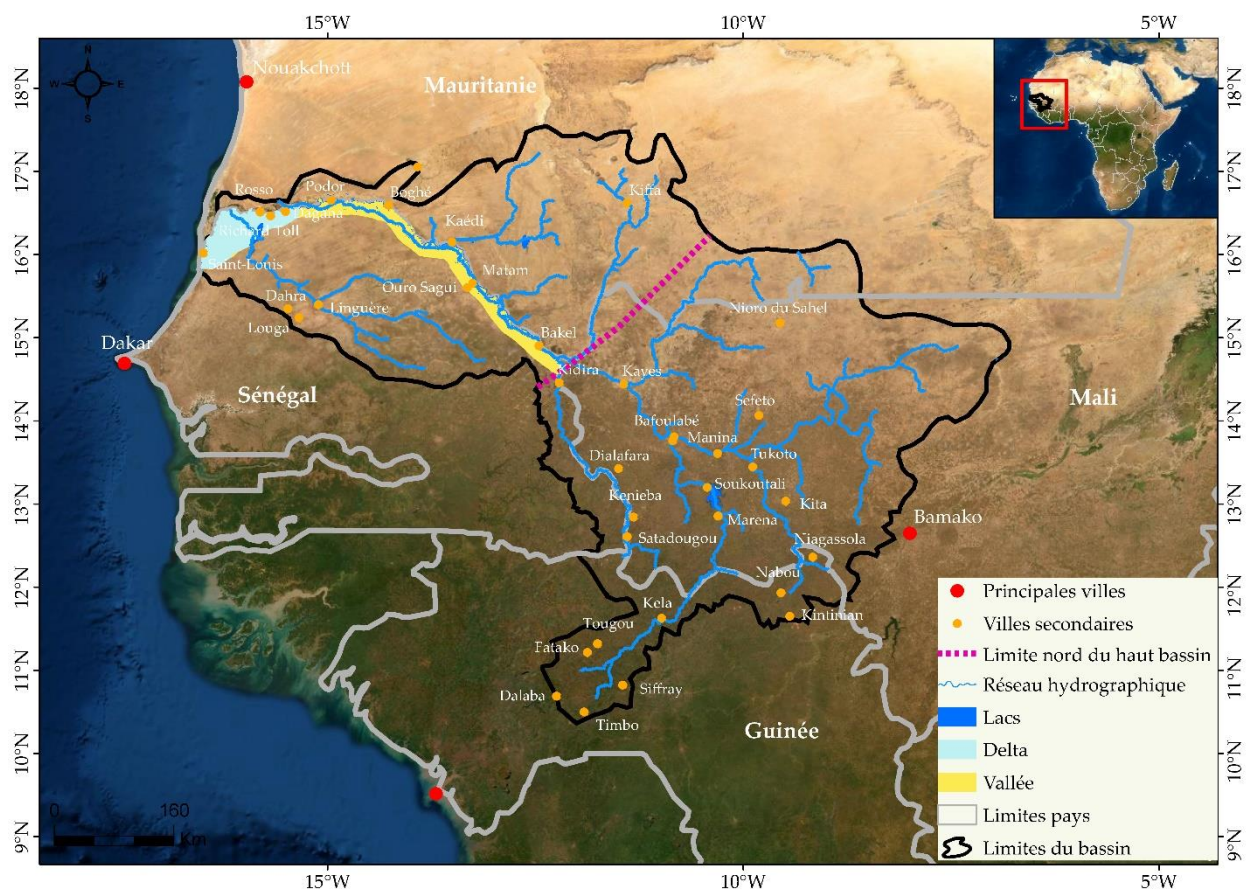


Figure 1 : Localisation du bassin du fleuve Sénégal

2. Documentation limitée de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest et dans le bassin du fleuve Sénégal

Malgré son importance dans le bilan de l'eau et le rôle qu'elle joue dans le processus hydrologique, l'évapotranspiration est mal connue en Afrique de l'Ouest (Aubin, 2018). Ce déficit de connaissance de l'évapotranspiration est généralement lié à la difficulté de son estimation (Singh et Xu, 1997 ; Fisher et Pringle, 2013) qui est souvent relative à l'accès difficile aux données climatiques gérées par les services météorologiques nationaux (Panthou *et al.*, 2014 ; Ruan *et al.*, 2015 ; Bodian *et al.*, 2016, 2020). Ainsi, à notre connaissance, peu de travaux portant sur l'évapotranspiration ont été recensés en Afrique de l'Ouest.

Dans sa thèse, Aubin (2018) s'est intéressé à la connaissance de la variabilité spatiotemporelle de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest. L'étude a été principalement réalisée sur trois sites : Nord-Sahel (centre-est Mali), Sud-Sahel (sud-ouest Niger) et zone soudanienne (nord Bénin). Il a utilisé onze produits de télédétection pour l'estimation de l'évapotranspiration journalière dans les différents sites et les a évalués par rapport aux données de l'Observatoire AMMA-CATCH. Les résultats de cette étude ont montré le potentiel de la télédétection pour l'estimation de l'évapotranspiration. Il a conclu que les produits E3S (3 versions) et GLEAMv3.1a sont les plus performants sur toutes les échelles temporelles et spatiales qu'il a utilisées. Cette étude est intéressante à bien des égards, mais l'approche utilisée n'est pas prise en compte dans le cadre de ce travail car privilégiant les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection.

Obada *et al.*, (2017) ont analysé les tendances actuelles et futures de l'évapotranspiration au Bénin en utilisant les données météorologiques observées de six stations sur la période 1967-2010 et les sorties de trois modèles climatiques régionaux du projet CORDEX-Africa sur la période 1951-2100. Ils ont utilisé l'indice de Lamb pour étudier la variabilité de l' ET_0 sur la période 1981-2010 et les projections climatiques de 2011 à 2100 selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Leurs résultats montrent une forte variabilité de l'évapotranspiration potentielle au Bénin et sa tendance à la hausse d'ici 2100. Toutefois, cette étude n'a pas pris en compte la sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques (température, vitesse du vent, humidité relative et radiation solaire). Or, l'analyse de l'influence de ces variables sur l' ET_0 est un moyen efficace pour comprendre les impacts du changement climatique sur l' ET_0 (Wang, 2019).

Abiye *et al.*, (2019), quant à eux, ont analysé les tendances de l'ETP annuelle en Afrique de l'Ouest. Ils ont utilisé les données de l'ETP mensuelle du *Climate Research Unit (CRU)* (version TS 4.00) sur la période 1906-2015. Ils ont appliqué le test de Mann Kendall et la pente de Sen pour détecter les tendances de l'évapotranspiration. Ils ont obtenu ainsi des résultats mitigés en fonction des domaines climatiques : (i) dans le domaine sahélien une augmentation de l'ETP de 18,5 mm (soit 0,165 mm/an) est observée, (ii) 7,26 mm (soit 0,066mm/an) dans la zone soudanienne ; par contre (iii) dans le domaine guinéen une baisse de l'ETP de 1,87mm (soit 0,017mm/an) a été observée. Les auteurs ont avancé que la variabilité de l'ETP en Afrique de l'Ouest s'explique par la variation des températures (max, min et moyenne) et ils ont noté aussi qu'un futur réchauffement aura un impact significatif sur l'évapotranspiration potentielle. Toutefois, dans leur analyse de sensibilité, ils n'ont pas pris en compte l'influence de la vitesse du vent, de l'humidité relative et de la radiation solaire sur l'évapotranspiration. En outre, ils n'ont pas analysé les tendances futures de l'évapotranspiration ainsi que les variables climatiques qui l'affectent.

Ces études réalisées à l'échelle d'un pays (Bénin) et sous régionale (Afrique de l'Ouest) marquent un point de départ sur la compréhension de l'évapotranspiration et sa variabilité en Afrique de l'Ouest dans un contexte de changement climatique. Toutefois, à notre connaissance, aucune étude n'a porté sur les tendances actuelles et futures de l'évapotranspiration à l'échelle des bassins versants ouest-africains. Or, le bassin versant constitue non seulement l'objet d'analyse des processus hydrologiques (précipitation, évapotranspiration, écoulement, etc.), mais aussi un cadre géographique occupé par des groupes humains (Bodian, 2011). L'analyse des processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant permet de mieux gérer les ressources en eau et de développer des stratégies d'adaptation et de mitigation face au changement climatique.

3. Objectifs et plan de la thèse

L'objectif général de cette thèse est d'évaluer vingt méthodes alternatives d'estimation de l'évapotranspiration et d'analyser les tendances actuelles et futures de l'ET₀ dans le bassin du fleuve Sénégal. De façon spécifique, il s'agit : (i) de faire une évaluation de vingt méthodes d'estimation de l'évapotranspiration et de calibrer les meilleures méthodes afin de les adapter au contexte climatique du bassin du fleuve Sénégal, (ii) d'analyser les tendances actuelles de

l'évapotranspiration ainsi que sa sensibilité aux variables climatiques et (iii) de détecter les potentiels impacts du changement climatique sur l'évapotranspiration sur la période 2036-2065.

Après une introduction générale qui met en exergue le contexte et la problématique de l'étude, la documentation limitée de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest et les objectifs de la thèse, le document est structuré en six chapitres. Le *chapitre 1* constitue une revue bibliographique qui a pour but de rappeler les aspects théoriques qui régissent l'évapotranspiration. Il s'agit de préciser le concept d'évapotranspiration, d'analyser ses facteurs conditionnels et de rappeler les méthodes d'estimation qui existent dans la littérature. Dans le *chapitre 2* le cadre physique, les enjeux socioéconomiques et l'importance de l'étude de l'évapotranspiration à l'échelle du bassin du fleuve Sénégal sont présentés. Le *chapitre 3* présente les données utilisées et la méthodologie globale adoptée dans cette étude. Le *chapitre 4* présente les résultats de l'évaluation de méthodes d'estimation de l'évapotranspiration. Les résultats de ce chapitre sont publiés dans la revue *Hydrology de MDPI* (<https://www.mdpi.com/2306-5338/7/2/24>). Dans le *chapitre 5* dont les résultats sont publiés dans la revue *Water de MDPI* (<https://www.mdpi.com/2073-4441/12/7/1957>), nous discutons des tendances de l'évapotranspiration et des variables climatiques sur la période 1984-2017. Et enfin le *chapitre 6* porte sur les impacts potentiels du changement climatique sur l'évapotranspiration. Il s'agit d'évaluer, dans ce chapitre, la performance des modèles climatiques globaux et régionaux (MCGs et MCRs) dans l'estimation de l'évapotranspiration, de déterminer le taux de variation de l'ET₀ à l'horizon 2050 (2036-2065) et d'analyser les tendances futures de l'ET₀ et des variables climatiques. Les résultats de chapitre sont soumis au *Journal of Hydrology : Regional Studies*.

Dans chacun des trois derniers chapitres, les données utilisées, la démarche méthodologique et les principaux résultats sont présentés. Une conclusion générale rappelle l'objectif de la thèse, les principaux résultats ainsi que les limites et les perspectives de recherche.

Chapitre 1 : Processus d'évapotranspiration : analyse conceptuelle, facteurs conditionnels et méthodes de mesure ou d'estimation

La complexité de l'étude de l'évapotranspiration est principalement liée à trois facteurs : (i) l'ambiguïté de sa définition, (ii) les variables climatiques qui l'affectent et (iii) sa difficulté de mesure ou d'estimation.

1.1. Analyse conceptuelle

L'évaporation (E) désigne le processus par lequel l'eau des surfaces libres (océans, mers, lacs, rivières) et du sol est transporté vers l'atmosphère sous forme de vapeur (Cosandey et Robinson, 2000 ; Musy et Hugy, 2004). Cette évaporation a été théorisée par Dalton (1802) qui suppose qu'elle est proportionnelle à la vitesse du vent et au déficit de saturation. La transpiration est l'évaporation au niveau des stomates des feuilles de l'eau prélevée dans le sol par extraction racinaire (Aubin, 2018). L'eau est remontée jusqu'aux feuilles sous l'effet de gradient de potentiels hydrique et osmotique, supérieurs et opposés au gradient gravitaire (Ambroise, 1999). La combinaison de ces processus physiques (évaporation) et physiologiques (transpiration) donne la notion d'évapotranspiration (ET) (Thornwhait, 1948). Cette combinaison réside dans la difficulté de les dissocier dans la nature (Allen *et al.* 1998). Ainsi, en fonction des paramètres intervenants, des surfaces concernées et de la disponibilité en énergie, le concept d'évapotranspiration se qualifie de différentes manières (Figure 2) : l'évapotranspiration potentielle (ET_P), l'évapotranspiration réelle (ETR ou *actual en anglais* ET_a), l'évapotranspiration sous des conditions standards ou l'évapotranspiration d'une culture (ET_c) et l'évapotranspiration de référence (ET_0) (Xiang *et al.*, 2020).

Le terme d'évapotranspiration réelle (ETR ou ET_a *en anglais*) désigne la quantité d'eau qui est réellement évaporée par une surface d'eau libre et un couvert végétal (Cosandey et Robinson, 2000). En d'autres termes, elle est la somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique (Aklitalatiz, 2014). On note ainsi que la valeur limite de l' ET_a n'est pas l'énergie disponible, mais les quantités d'eau.

L' ET_c est l'évapotranspiration d'une culture sous des conditions standard (Allen *et al.*, 1998). Ces conditions standard supposent que la culture soit exemptée de toute maladie, bien alimentée en eau

et cultivée dans un vaste champ sous des conditions climatiques données. Cette évapotranspiration est déterminée par le produit de l' ET_0 et d'un coefficient cultural qui varie en fonction des types de cultures et des conditions climatiques (Keita *et al.*, 2019).

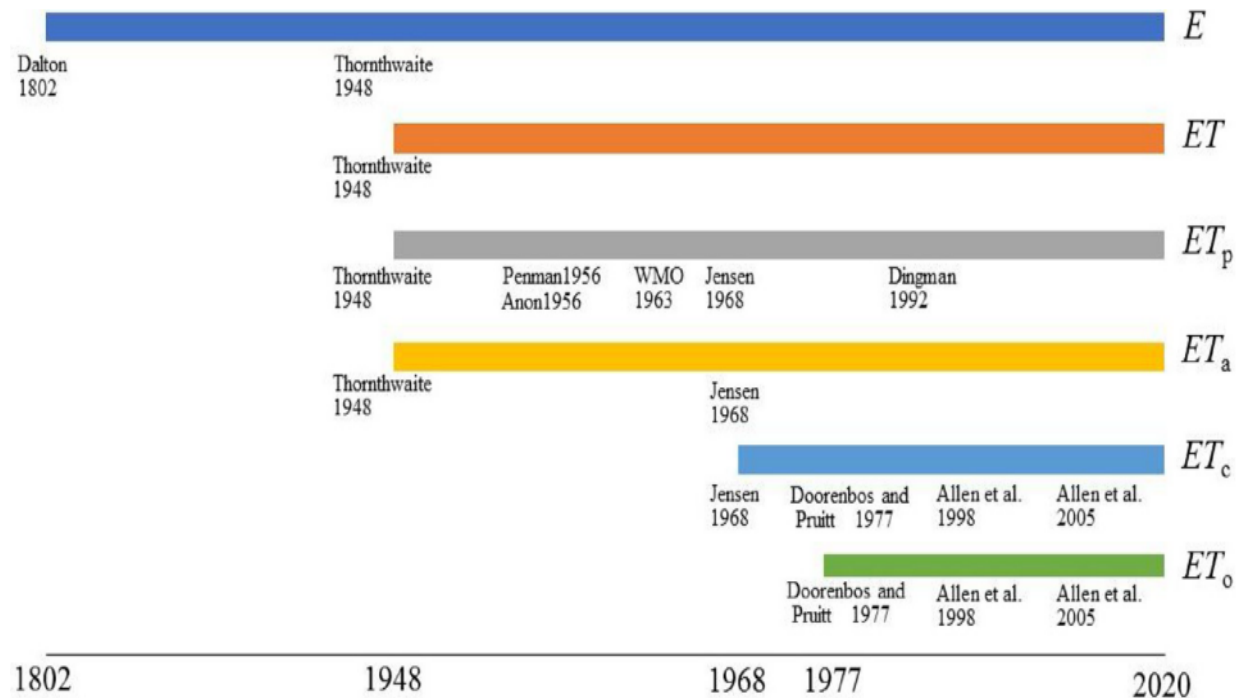


Figure 2 : Les concepts de l'évapotranspiration au fil du temps (Xiang *et al.*, 2020)

L'évapotranspiration potentielle (ET_p) représente la demande atmosphérique c'est-à-dire le potentiel hydrique susceptible d'être évaporé par une surface donnée et à une échelle de temps bien déterminée. Elle est l'évapotranspiration potentielle d'un couvert végétal homogène et dense, de type herbacé, bien approvisionné en eau et soumis aux seules contraintes d'ordre climatique régional (Dancet, 1977). Cette notion a été introduite pour la première fois par Thornthwait (1948) pour la classification des climats aux États-Unis. Il affirme que lorsque l'eau est disponible l'évapotranspiration peut se produire à un taux maximal et dépend seulement du climat. L' ET_p exprime la demande climatique et constitue un indice d'aridité lorsqu'elle est combinée avec les précipitations. Selon Thornthwait (1948), une région est aride lorsque les pertes par évapotranspiration sont supérieures aux totaux pluviométriques.

Dans la même année, Penman (1948) propose une formule pour estimer l'évaporation à partir de différentes surfaces. Mais il n'a pas mentionné le terme « évapotranspiration potentielle », mais

seulement évaporation (Xiang *et al.*, 2020). C'est vers les années 1950 que Penman (1956) utilise le terme « transpiration potentielle » pour exprimer les pertes à partir d'une surface végétale courte, qui couvre complètement le sol et qui ne manque jamais d'eau. Cette définition a été reprise et redéfinie par certains auteurs. Par exemple, l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM, 1963) la définit comme la quantité de vapeur pouvant être émise à partir d'une surface d'eau par unité de surface et de temps sous les conditions climatiques existantes. Jensen (1968) avance que c'est le taux d'évapotranspiration d'une culture donnée à un certain stade de développement lorsque l'eau n'est pas facteur limitant et que les facteurs comme les insectes, les maladies et les nutriments n'entravent pas le développement de la plante. Cependant, la détermination des conditions optimales rend souvent ambiguë la définition de l'évapotranspiration potentielle. Le terme d'évapotranspiration de référence (ET_0) est souvent utilisé pour exprimer l'évapotranspiration potentielle.

L' ET_0 se définit comme la quantité d'eau évaporée et transpirée par une végétation courte et verdoyante recouvrant complètement le sol (gazon, luzerne), de hauteur uniforme (8 -15 cm) et qui ne manque jamais d'eau (Allen *et al.*, 1998 ; Pereira *et al.*, 2014). Autrement dit, c'est l'évapotranspiration d'une « surface de référence » qui a ses propres caractéristiques (Allen *et al.*, 1998). L' ET_P et l' ET_0 sont donc identiques sauf que pour l' ET_0 une surface de référence est spécifiée. Ce concept a été introduit pour étudier la demande évaporative de l'atmosphère indépendamment du type de culture, de la croissance végétative et des pratiques agricoles (Allen *et al.*, 1998). L' ET_0 est uniquement influencé par les variables climatiques et peut être calculée à partir de celles-ci. Le terme ET_P est souvent utilisé en hydrologie, en météorologie, en climatologie et dans les sciences environnementales alors que l' ET_0 est surtout utilisée dans les sciences agronomiques et agricoles (Xiang *et al.*, 2020).

Dans cette étude l'intérêt majeur porte sur l'évapotranspiration potentielle (ET_P), terme généralement utilisé en hydrologie. Mais pour être en conformité avec les méthodes d'évapotranspiration utilisées, nous avons maintenu l'appellation évapotranspiration de référence (ET_0).

1.2. Facteurs affectant l'évapotranspiration

Le processus d'évapotranspiration dépend de plusieurs facteurs tels que l'énergie radiative, l'eau, les paramètres climatiques et les aspects physiques et anthropiques (relief, types de plantes, pratiques agricoles, aménagements, etc.) (Allen *et al.*, 1998). Dans cette étude, en raison de l'objectif visé, les aspects physiques et anthropiques qui influent sur l'évapotranspiration ne sont pas discutés.

L'énergie est nécessaire pour transformer les molécules d'eau liquide en vapeur. Cette énergie est apportée par la radiation solaire et dans une certaine mesure la température ambiante de l'air. Cette énergie est connue sous le nom de chaleur latente de vaporisation (λ) c'est-à-dire l'énergie nécessaire pour évaporer de l'eau. Cette chaleur latente de vaporisation est fonction de la température. Par exemple, à une température de 20°C, il faut 2,45 MJ/m²/j pour évaporer un millimètre d'eau (Allen *et al.*, 1998). L'eau également doit être disponible pour satisfaire la demande climatique. En dépit de ces deux éléments, l'évapotranspiration est aussi régie par un certain nombre de variables climatiques : le rayonnement solaire, la température, la pression atmosphérique, l'humidité relative, la vitesse du vent, etc. La prise en compte des cycles d'énergie et de l'eau (Figure 3) permet d'introduire les notions de bilans d'énergie et hydrologiques (ou hydrique). Le cycle de l'énergie représente l'ensemble des échanges d'énergie entre la surface de la terre et l'atmosphère. Et le cycle de l'eau décrit le cheminement de l'eau entre les différents réservoirs du système terrestre (océan, atmosphère, continent).

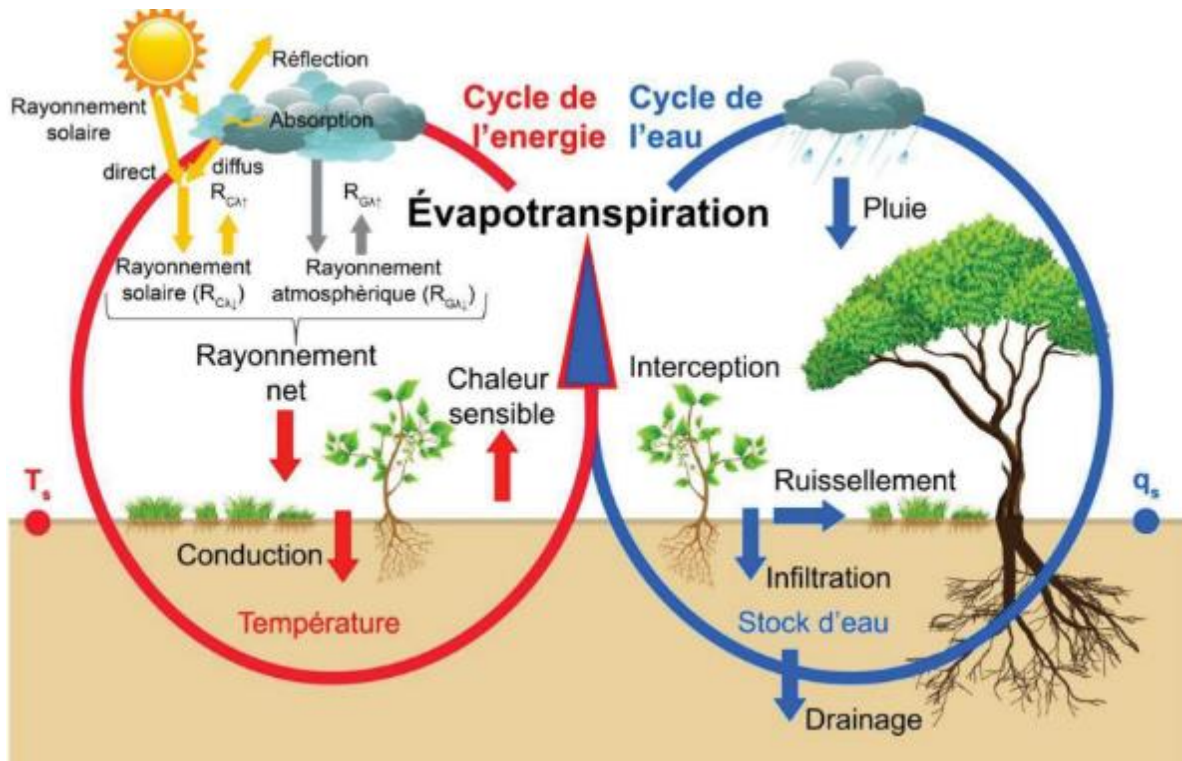


Figure 3 : Composantes des bilans d'énergie (à gauche) et d'eau (à droite) à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère illustrant leur couplage via le processus d'évapotranspiration (Aubin, 2018)

1.2.1. Le bilan d'énergie

Le rayonnement solaire est le principal moteur des échanges atmosphériques par le fait qu'il conditionne les températures et qu'il est également responsable des mouvements de compensation qui brassent l'atmosphère et les océans (Godard et Tabeau, 1998). Il est aussi à l'origine des processus climatiques comme l'évapotranspiration, les précipitations et la turbulence de l'air (Guyot, 1989).

L'énergie solaire qui arrive à la surface du sol et celle qui est diffusée par l'atmosphère constituent le rayonnement global (Riou, 1975). Ce rayonnement global est soit absorbé, émis ou réfléchi par le corps qui le reçoit. Ainsi, l'absorption est essentiellement liée à la vapeur d'eau qui représente 0 à 2 % de l'air et est capable d'absorber six fois plus d'énergie que les autres gaz (Etienne et Godard, 1998). La diffusion est liée à la réflexion de l'énergie par les molécules de gaz, les poussières et les impuretés dans l'air. La diffusion est d'autant plus forte que le nombre de molécules est élevé et l'atmosphère plus chargée (Etienne et Godard, 1998). Le pourcentage d'énergie réfléchi par un

corps est connu sous le nom d'albédo (Riou, 1975). En fonction des types de surface, les valeurs d'albédo peuvent varier de 0,03 à 0,95 (Musy et Higy, 2004). Par exemple, pour les couvertures végétales les valeurs d'albédo varient de 0,20 à 0,25 et pour la surface de référence (gazon) la valeur retenue est de 0,23 (Allen *et al.*, 1998).

L'énergie qui arrive à la surface de la Terre est dépensée de différentes manières, car selon le premier principe de la thermodynamique, il ne peut y avoir d'accumulation d'énergie en un point donné : la somme des énergies reçues est égale à la somme des énergies dépensées (Guyot, 1989). Ainsi, une partie de cette énergie consiste à chauffer le sol par conduction, une autre sert à l'évaporation de l'eau, une autre à modifier l'atmosphère par convection et une infime partie souvent négligeable pour les mécanismes photochimiques de l'assimilation chlorophyllienne chez les végétaux. La combinaison de toutes ces énergies est formulée dans une équation qu'on appelle bilan d'énergie. Cette équation est la synthèse globale de tous les mécanismes physiques régis par la dynamique solaire. L'équation du bilan général de l'énergie est formulée ainsi (Guyot, 1989) :

$$R_n + \lambda ET + G + H = 0 \quad (1.1)$$

D'où R_n est le rayonnement net, λET est composé à la fois de la chaleur latente de vaporisation de l'eau (λ) et la quantité d'eau évaporée par unité de temps (ET). Pour rappel, la chaleur latente de vaporisation est l'énergie nécessaire pour évaporer un millimètre d'eau. G est le flux de chaleur du sol, c'est-à-dire l'énergie utilisée pour la conduction de la chaleur dans le sol et H est la chaleur sensible, utilisée pour la convection de l'air.

Toutes ces composantes peuvent être positives ou négatives. Quand R_n est positive, il y a un apport d'énergie à la surface, par contre si G, λET et H sont positives c'est une perte d'énergie par la surface (Allen *et al.*, 1998). Le flux de chaleur latente qui représente la fraction d'évapotranspiration peut être dérivé du bilan quand toutes les autres composantes sont connues. Le rayonnement net et le flux de chaleur du sol peuvent être mesurés ou estimés à partir des paramètres climatiques. La mesure de la chaleur sensible est plus complexe et nécessite des mesures précises du gradient de température à la surface. Le rayonnement net est compris comme la part d'énergie qui arrive à la surface du sol et pouvant être transformé en d'autres sources d'énergie par les mécanismes physiques et biologiques.

1.2.2. Bilan hydrologique et bilan hydrique

À l'échelle du bassin versant, les principales composantes du bilan hydrologique se résument par les précipitations, l'évapotranspiration, l'écoulement et la variation de la réserve. La prise en compte de toutes ces composantes a permis la formulation du bilan hydrologique (Musy et Hugy, 2004) :

$$P = Q + E \pm \Delta R \quad (1.2)$$

D'où P est précipitation, Q écoulement, E évaporation et ΔR variation de la réserve.

Les précipitations (P) constituent la variable d'entrée et donc la principale source d'approvisionnement en eau du bassin. Sa quantité et sa variabilité sont guidées par les caractéristiques physiques et climatiques du bassin versant. La composante Q du bilan représente les ressources en eau disponibles pour le bassin. Elle dépend donc de plusieurs facteurs incluant la pluviométrie, la morphométrie, le relief ainsi que les états de surface du bassin (sol, végétation). La variation de la réserve (ΔR), quant à elle, renvoie à la variation de l'eau dans le sol et le sous-sol incluant la réserve hydrologique (Aubin, 2018). Cette variation de la réserve n'a de sens, du point de vue hydrologique, que lorsqu'elle contribue à l'écoulement. Cette contribution peut être importante quand la superficie du bassin versant ainsi que le temps d'étude sont négligeables. Par contre, quand le bassin est vaste et le pas de temps long (20 à 30 ans) les variations de la réserve sont le plus souvent négligées. Cependant, de toutes ces composantes, l'évapotranspiration (E) constitue la plus importante derrière les précipitations, mais aussi la plus difficile à estimer. En effet, les pertes par évapotranspiration, à l'échelle du bassin, peuvent représenter 60 à 80 % de la pluie reçue (Mjeira, 2015). Elle est difficile à estimer du fait de son interaction dans un système complexe : sol-plante-atmosphère (Xu et Singh, 2001). La prise en compte des différentes surfaces (sol, eau libre, végétation) ainsi que les facteurs climatiques qui la conditionnent, rend difficile sa mesure ou son estimation.

Lorsqu'on se situe à l'échelle de la parcelle, il est plus commode de parler de bilan hydrique pour décrire les apports et les pertes d'eau dans le sol. Le continuum sol-plante-atmosphère devient de plus en plus clair et l'évapotranspiration calculée est l'évapotranspiration réelle, généralement notée ETR ou ETa. Il s'y ajoute deux éléments importants que sont le drainage (D_r) et la remontée capillaire (R_c). Ainsi, lorsqu'il y a apport d'eau (par pluie ou irrigation), une partie s'infiltre directement pour alimenter la réserve utile jusqu'à ce que le sol atteigne son seuil de saturation

pour que le ruissellement (R) démarre. À la limite inférieure du sol, l'eau peut être drainée pour alimenter la nappe ou, au contraire, remontée de la nappe pour participer à l'alimentation du bilan hydrique (Legras, 2014). La combinaison de tous ces processus représente le bilan hydrique à l'échelle de la parcelle dont la formule est donnée ci-après (Amigues, 2006) :

$$P - ETR = R + \Delta S + Dr - Rc \quad (1.3)$$

Où P est la pluie efficace, ETR évapotranspiration réelle, R ruissellement, ΔS variation de la réserve hydrique, Dr drainage et Rc remontée capillaire.

Les agronomes appellent la composante P, la pluie efficace c'est-à-dire celle qui participe directement à la constitution de la réserve utile. Cette dernière renvoie à la quantité d'eau que la plante doit utiliser pour son développement. Elle est donc fonction du sol (texture et structure) et des apports d'eau par pluie ou par irrigation. Les pertes par évapotranspiration correspondent aux quantités d'eau réellement perdues par la plante au cours de son cycle végétatif. Ces pertes dépendent alors des conditions climatiques, du type de plante, de son stade de développement et de la nature du sol.

Au total, le flux de vapeur ou évapotranspiration accompagné d'un flux de chaleur illustre le couplage du cycle de l'énergie et de l'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère (Aubin, 2018). L'évapotranspiration peut être alors déduite soit du bilan d'énergie soit du bilan de l'eau. La méthode de Penman-Monteith (*cf.* 1.4), utilisée comme référence dans cette étude, intègre les paramètres physiques et aérodynamiques et peut être calculée à partir des variables climatiques.

1.2.3. Les facteurs secondaires de l'évapotranspiration

Nous qualifions de facteurs secondaires, l'ensemble des variables climatiques qui participe au processus d'évapotranspiration. Ces variables sont : la température, la pression atmosphérique, l'humidité relative et la vitesse du vent.

La température de l'air constitue une donnée climatique fondamentale dans l'étude des processus d'évaporation parce qu'elle est fonction du pouvoir évaporant (Siham et Rahil, 2013). Plus l'air est chaud plus les quantités d'eau évapotranspirées sont importantes. À la surface de la Terre, les

températures de l'air et de l'eau varient de la même façon, car elles sont toutes tributaires d'autres facteurs météorologiques tels que le rayonnement et la durée d'insolation (Musy et Hugy, 2004). L'atmosphère avec son poids estimé à 5130 millions de tonnes (Godard et Tabeaud, 1998) exerce une force à la surface de la terre, c'est ce qu'on appelle la pression atmosphérique. Ainsi, la couche atmosphérique est constituée de gaz tels que l'azote, l'oxygène et la vapeur d'eau et chacun de ces gaz exerce une pression sur un corps. Dans l'étude des processus d'évaporation, deux conceptions sont utilisées : la pression de vapeur effective (ou actuelle) et la pression de vapeur saturante. La première (noté e_a), selon Cosandey et Robinson (2000), est la pression exercée par la vapeur d'eau que contient effectivement la masse d'air en question ; la seconde (généralement notée par e_s ou e_a), par contre, est la pression maximale que peut supporter la vapeur d'eau avant de se condenser dans les conditions de température de la masse d'air considérée. La pression de vapeur saturante (e_s) est fonction de la température et augmente au fur et à mesure que celle-ci augmente (Figure 4a). La pression de vapeur actuelle dépend de la température et de l'humidité relative (Figure 4b). La différence entre la pression de vapeur saturante (e_s) et la pression de vapeur actuelle (e_a) détermine le déficit de saturation noté DPV (Déficit de Pression de Vapeur). Ce dernier représente la capacité de la masse d'air à absorber des molécules d'eau. Ce déficit est d'autant plus important que le ciel est clair et dégagé. Par contre, dans des conditions de forte couverture nuageuse, la masse d'air est proche de la saturation ; donc le déficit pourrait être faible et les taux d'évapotranspiration également (Cosandey et Robinson, 2000). Pour une température donnée, il existe une pression partielle de vapeur d'eau limite au-delà de laquelle le niveau d'énergie est tel que le nombre de molécules qui retourne dans l'eau équilibre celui qui en provient (Cosandey et Robinson, 2000). Cette pression correspond à une quantité précise de vapeur d'eau ou humidité absolue, au-delà de laquelle l'excédent de vapeur d'eau passe alors en phase liquide, quelle que soit par ailleurs la pression partielle des autres gaz. On appelle cette valeur limite « pression partielle de vapeur saturante ». Le rapport exprimé en pourcentage entre e_s et e_a définit l'humidité relative.

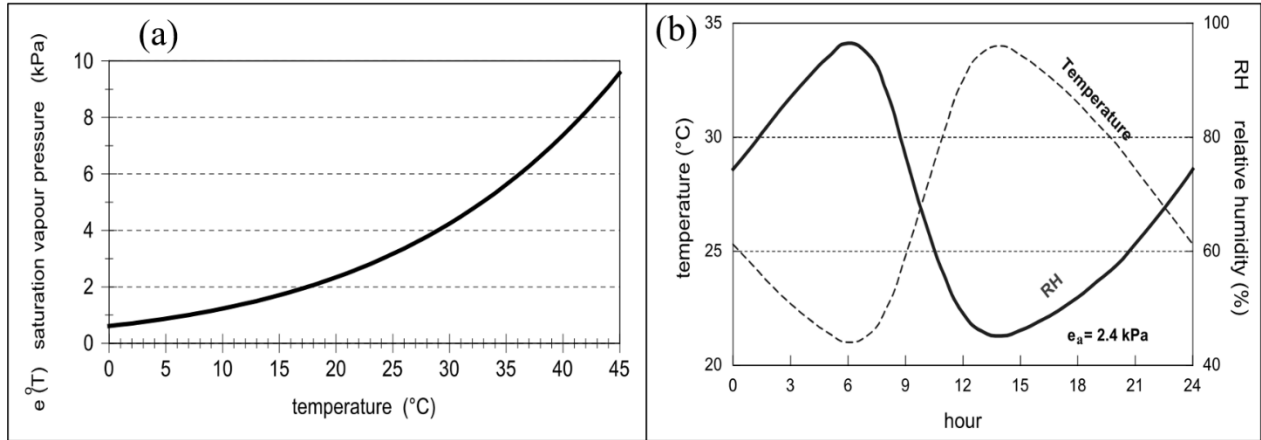


Figure 4 : (a) Pression saturante en fonction de la température et (b) pression de vapeur actuelle en fonction de la température et de l'humidité relative (Allen *et al.*, 1998)

Le pourcentage de vapeur d'eau que contient une masse d'air est l'humidité relative. Elle constitue un facteur déterminant dans le processus d'évapotranspiration, car elle traduit la capacité d'une masse d'air à absorber davantage de molécules en provenance d'une surface d'évaporation. Les quantités de molécules d'eau qui quittent l'eau pour l'air dépendent des régions et des conditions atmosphériques. En effet, dans les régions arides et semi-arides, les taux d'évapotranspiration sont élevés en raison de l'abondance énergétique et de la dessiccation de l'atmosphère (Allen *et al.*, 1998). La capacité d'absorption de molécules d'eau est d'autant plus élevée quand l'air est chaud et sec que quand il est humide. Dans des conditions d'humidité, l'air est proche de la saturation ce qui fait que sa capacité de recevoir des molécules d'eau diminue. Lorsque l'air est chaud, la pression de vapeur saturante (e_s) est élevée (grande quantité de vapeur) et que lorsque cet air est sec, sa pression de vapeur effective (e_a) est faible (Cosandey et Robinson, 2000). Toutefois, une masse d'air qui atteint un niveau de saturation suffisant ($e_s = e_a$ ou humidité relative est à 100 %) ne peut plus absorber de molécules d'eau. Pour que l'évapotranspiration puisse continuer, il faut que cette masse d'air soit altérée par une autre capable de maintenir le processus : c'est là où le vent intervient pour renouveler la masse d'air.

Le vent est généralement défini par sa vitesse et sa direction. Mais dans le calcul de l'évapotranspiration, c'est la vitesse du vent qui est prise en compte (Allen *et al.*, 1998). Il est un facteur très important dans le processus d'évapotranspiration. Le vent ne produit pas directement l'évapotranspiration, mais il lui permet d'atteindre un taux donné (Cosandey et Robinson, 2000). Ainsi, les masses d'air qui sont au-dessus d'une surface d'évaporation ont tendance à saturer au

fur et à mesure qu'elles continuent d'absorber des molécules d'eau. Le processus d'évapotranspiration pourrait prendre fin lorsque cette masse d'air n'est pas renouvelée. Ce renouvellement est donc assuré par le vent qui joue le rôle de véhicule en remplaçant la masse d'air saturée par une autre masse d'air sèche.

1.3. Les surfaces d'évaporation

Les surfaces d'évaporation renvoient aux surfaces à partir desquelles le processus d'évapotranspiration se produit. Il s'agit des eaux libres (cours d'eau et réservoirs artificiels), le sol nu et la végétation.

Les surfaces d'eau libre représentent l'ensemble des cours d'eau et des réservoirs artificiels qui fournissent de l'eau au processus d'évaporation. On parle d'évaporation parce que la végétation n'intervient pas dans le processus. L'évaporation d'une surface d'eau libre est alors conditionnée par sa température qui permet aux molécules constituant une masse d'eau de vibrer et de circuler de manière désordonnée (Cosandey et Robinson, 2000). La température augmente la vitesse du mouvement et donc le taux d'évaporation. En étudiant ce phénomène, Dalton (1802) introduit une loi qui porte son nom. Cette loi représente le point de départ de toutes les études portant sur l'évaporation (Oudin, 2005). Ainsi, elle est exprimée comme suit :

$$E = f(u)(e_s - e_a) \quad (1.4)$$

Où E est l'évaporation, $f(u)$ est une fonction qui représente le vent, e_s pression de vapeur saturante et e_a pression de vapeur réelle.

La loi de Dalton se base sur l'hypothèse selon laquelle le processus d'évaporation est proportionnel à une fonction de la vitesse du vent et au déficit de saturation. Elle exprime qu'en théorie et dans les conditions de pression et de température données, le processus d'évaporation (E) est possible jusqu'à ce que la pression de vapeur effective (e_a) atteigne une limite supérieure qui n'est rien d'autre que la pression de vapeur saturante (e_s), car l'évaporation cesse dès que $e_s = e_a$. Pour qu'il ait évaporation, il faut que le gradient de pression dû à la vapeur soit positif (Cosandey et Robinson, 2000). La fonction $f(u)$ dépend de l'altitude des observations, de la vitesse du vent, des mesures de pression de vapeur et de la température (Oudin, 2005).

L'évaporation du sol est influencée par plusieurs facteurs qui ont été définis par plusieurs auteurs (Musy et Hugy, 2004 ; ASCE, 2016 ; Aubin, 2018). En effet, les taux d'évaporation à partir du sol sont influencés par l'eau contenue dans le sol, la capacité de rétention d'eau du sol, et la conductivité hydrique et thermique du sol. Ainsi, plus un sol est humide plus il a la capacité de répondre à la demande évaporative. La conductivité hydraulique est aussi importante durant la saturation et diminue au fur et à mesure que l'eau du sol baisse. Elle influence donc la quantité d'eau qui doit quitter le sol pour l'atmosphère. L'évaporation d'un sol nu est influencée par la demande évaporative et par la capacité du sol à répondre à cette demande et sa capacité à transmettre l'eau vers la surface, fonction de diverses caractéristiques telles que la teneur en eau du sol, la capillarité et l'albédo. La couleur du sol joue sur le rayonnement visible réfléchi par la surface (albédo). Les sols foncés ont tendance à absorber plus de rayonnement que les sols clairs et sont potentiellement plus évaporant (Aubin, 2018). En outre, d'autres facteurs comme la matière organique et les résidus artificiels du sol ont également un rôle à jouer sur l'évaporation. Ils agissent comme un couvert réfléchissant et un isolant thermique, ce qui fait donc qu'ils réduisent la quantité d'énergie à la surface du sol. Enfin, les événements pluviométriques et la fréquence d'irrigation peuvent influencer indirectement l'évaporation du sol via la capacité de rétention d'eau du sol. Lorsque le sol est humide, le facteur limitant de l'évaporation est l'énergie disponible ; par contre, quand il est sec l'eau devient le facteur limitant et l'évaporation peut être proche de zéro (Zhao *et al.*, 2013).

La quantité d'eau perdue par transpiration est l'œuvre des couvertures végétales. C'est donc un phénomène purement physiologique. Par définition, la transpiration est le processus par lequel l'eau des végétaux est transférée dans l'atmosphère sous forme de vapeur. Un certain mécanisme se produit à partir des racines jusqu'aux feuilles. Ainsi, Cosandey et Robinson (2000) avancent que la trajectoire de l'eau commence par l'absorption par les racines, continue par le transfert le long du tronc et des feuilles jusqu'aux cavités stomatiques des feuilles, et s'achève par l'évaporation et la dispersion dans l'atmosphère. Ce mécanisme d'évapotranspiration dépend à la fois des caractéristiques de la couverture végétale et des conditions météorologiques du milieu considéré.

Pour ce qui est des cultures agricoles les facteurs de contrôle de l'évapotranspiration varient en fonction du cycle végétatif de la plante (ASCE, 2016). En effet, du début de la plantation jusqu'à 10 % de couverture du sol, les taux d'ET sont gouvernés par les facteurs qui contrôlent l'ET du sol (décrits précédemment). De 10 à 75 % de couverture, c'est l'indice de surface foliaire qui influe

sur les taux d'ET. Les taux augmentent en fonction du développement des surfaces foliaires sous des conditions climatiques données jusqu'à ce que la culture atteigne 75 % de croissance. Les taux d'évapotranspiration demeurent constants de 75 % de couverture jusqu'à la phase de maturité ou sénescence après laquelle les taux d'ET commencent à diminuer. Pour les végétations naturelles, après 70 à 80 % de couverture, les taux d'évapotranspiration demeurent constants jusqu'à ce que les feuilles tombent. Le taux maximal de l'ET est influencé par la hauteur de la végétation qui est plus importante pour les arbres que la plupart des cultures agricoles. Donc les arbres et les arbustes ont plus de contrôle stomatique que les cultures agricoles.

1.4. Méthodes de mesure et d'estimation de l'évapotranspiration

1.4.1. Les instruments de mesure de l'évapotranspiration

Le lysimètre, les bacs d'évaporation, l'atmomètre, le scintillomètre, la méthode Eddy Covariance, etc. (OMM, 1994, Cosandey et Robinson, 2000 ; Musy et Hugy, 2004 ; Ibitissem, 2007 ; Makhloufi, 2010 ; Diop *et al.*, 2015) sont généralement les instruments utilisés pour mesurer l'évapotranspiration. Ces instruments fournissent les quantités perdues par évapotranspiration dans une zone bien déterminée et dans des conditions climatiques spécifiques. Cependant, la mise en place de tous ces dispositifs de mesure est coûteuse et demande des personnes qualifiées raison pour laquelle ils sont uniquement réservés aux centres de recherche qui disposent de moyens nécessaires pour leur mise en place et leur gestion. Devant cette contrainte, des modèles empiriques ont été développés pour estimer l'évapotranspiration.

1.4.2. Les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration

1.4.2.1. Les catégories de méthodes

Les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration sont divisées en quatre catégories : (i) méthodes aérodynamiques ou transfert de masse, méthodes à base de température, (ii) méthodes à base de radiation et (iv) méthodes combinatoires.

Les méthodes de transfert de masse ou aérodynamiques sont celles dérivées de l'équation de Dalton (1802). Elles sont développées dans les années 1950 et 1970 et intègrent seulement la vitesse du vent et le déficit de saturation (Xiang *et al.*, 2020). Les méthodes aérodynamiques sont d'une utilisation généralisée en raison de leur simplicité et du nombre réduit de variables climatiques

qu'elles requièrent (Singh et Xu, 1997). Les meilleures conditions d'utilisation de ces méthodes ont été décrites par Valipour (2015) : température moyenne situant entre 8 et 18°C, une température maximale inférieure à 25,5°C, une température minimale supérieure à 15 °C et une humidité relative supérieure à 55 %. Toutefois, les méthodes aérodynamiques semblent donner de bonnes estimations de l'évapotranspiration dans les régions semi-arides (Heydari *et al.*, 2014 et Djaman *et al.*, 2015). Cependant, l'inconvénient de ces méthodes réside dans le fait qu'elles sont très dépendantes des conditions climatiques dans lesquelles elles ont été développées (Singh et Xu, 1997 ; Oudin, 2005).

Dans le processus d'évapotranspiration, la température constitue un facteur essentiel du fait qu'elle exprime le pouvoir évaporant de l'atmosphère (Siham et Rahil, 2013). Plus l'air est chaud plus les quantités d'eau évapotranspirées sont importantes. Elles peuvent suivre une variation diurne avec une alternance de minima et de maxima au cours de la journée. Ainsi, on appelle méthode à base de température, celle pour lesquelles la température constitue le paramètre principal. Ces méthodes à base de température ont l'avantage d'être simples et faciles à mettre en œuvre. Par ailleurs, elles ont tendance à sous-estimer l'évapotranspiration dans les zones côtières (faible advection) et à la surestimer dans les régions intérieures de hautes conditions d'advection (Hargreaves, 1975).

La radiation solaire constitue un élément important pour l'estimation de l' ET_0 . Les méthodes à base de radiation sont celles qui ont comme paramètre principal la radiation solaire, mais elles peuvent intégrer aussi d'autres paramètres comme la température (Jensen et Haise, 1963). Ces méthodes à base de radiation ont tendance à être plus performantes dans les régions humides où le terme aérodynamique est moins significatif (Chatzithomas et Alexandris, 2015). Cependant, ces méthodes sous-estiment généralement l'évapotranspiration (Xiang *et al.*, 2020).

Les méthodes combinatoires sont celles dérivées de l'équation initiale de Penman (1948) qui prend en compte à la fois les aspects aérodynamiques et ceux du bilan d'énergie (Xiang *et al.*, 2020). Ces méthodes sont donc dites méthodes combinatoires parce qu'elles combinent ces deux approches. Elles fournissent généralement de bonnes estimations de l'évapotranspiration (Chatzithomas et Alexandris, 2015). Mais le nombre de variables qu'elles intègrent bloque leur utilisation dans certaines régions surtout celles en voie de développement où l'accès aux données climatiques est

limité (Djaman *et al.*, 2015). La multiplication des méthodes et leur performance en fonction des zones climatiques suscitent l'intérêt de développement d'une méthode de référence.

1.4.2.2. La méthode de référence

Depuis plusieurs décennies, différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration ont été développées. Ceci est lié à l'utilisation difficile des méthodes directes très onéreuses et nécessitant une expertise avérée pour leur mise en œuvre, comme rappelé précédemment. Aujourd'hui, les méthodes basées sur les facteurs conditionnels de l'évapotranspiration sont généralement utilisées. L'utilisation de ces diverses méthodes sous différentes conditions climatiques a pour objectif de trouver une méthode d'estimation de l'évapotranspiration standard et performante, à travers le monde, pour toutes les régions climatiques. Ainsi, durant la fin des années 1990, la FAO en collaboration avec l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (AISH) et l'Organisation météorologique Mondiale (OMM), a réuni les experts en la question pour proposer une méthodologie globale d'estimation de l'évapotranspiration. À cet effet, la méthode de FAO Penman Monteith (FAO56-PM) fut proposée.

La particularité de cette méthode réside dans le nombre important de paramètres climatiques qu'elle intègre, mais surtout dans sa performance sous différentes conditions climatiques. Son utilisation pour une quelconque région ne nécessite aucune intégration ou restriction de paramètres. De plus, c'est une méthode à base physique qui combine une approche aérodynamique et énergétique (Allen *et al.*, 1998 ; Djaman *et al.*, 2015 ; Diouf *et al.*, 2016). L'approche aérodynamique est celle développée par Dalton (1802) qui relie les taux d'évaporation au vent et au déficit de saturation. L'approche énergétique est celle basée sur l'équation du bilan d'énergie où l'évapotranspiration peut être extraite des composantes dudit bilan.

Ces méthodes sont appelées combinatoires grâce à Penman (1948) qui a combiné ces deux approches pour l'estimation de l'évapotranspiration. L'introduction des résistances (stomatique et aérodynamique)² par Monteith (1965) a permis d'appeler cette méthode : Penman-Monteith. Ces paramètres standards ont été définis et fixés par la FAO et ses collaborateurs dans son fameux

² La résistance de surface décrit la résistance au flux de vapeur qui circule à travers l'ouverture des stomates, la surface des feuilles et du sol. Alors que la résistance aérodynamique décrit la résistance au flux de vapeur entre la plante et l'air sus-jacent (Allen *et al.*, 1998).

numéro 56 des années 1990. C'est pour cette raison que la méthode est souvent appelée FAO56 Penman-Monteith noté FAO56-PM. La notion de surface de référence a été introduite pour éviter de définir des paramètres d'évaporation pour chaque culture et son stade de développement (Allen *et al.*, 1998). Ainsi, cette surface de référence doit être une végétation courte et dense, de hauteur uniforme et bien alimentée en eau (Allen *et al.*, 1998). Les végétations de référence généralement utilisées sont le gazon et la luzerne.

Le gazon est la principale culture de référence du fait de la possibilité de le cultiver dans différentes zones et conditions climatiques (Pereira *et al.*, 2014). La hauteur de culture varie entre 0,08 et 0,15 avec une valeur moyenne de 0,12 m (Figure 5). La référence luzerne a l'avantage de mieux représenter les pertes d'ET à partir des surfaces végétales bien étendues comme les champs de culture. La hauteur de culture varie entre 0,3 et 0,7 avec une hauteur moyenne de 0,5 m. Toutefois, le gazon est généralement plus utilisé que la luzerne comme surface de référence ; c'est pour cette raison que nous l'avons retenu comme surface de référence. La différence sur l'utilisation de la luzerne ou du gazon pour l'estimation de l'évapotranspiration par la méthode FAO56-PM, réside seulement dans les valeurs constantes. Les constants C_n (900) et C_d (0,34) pour le gazon deviennent respectivement 1600 et 0,50 pour la luzerne. Mais les autres variables climatiques ainsi que leur procédure de calcul restent inchangées pour les deux types de végétation.

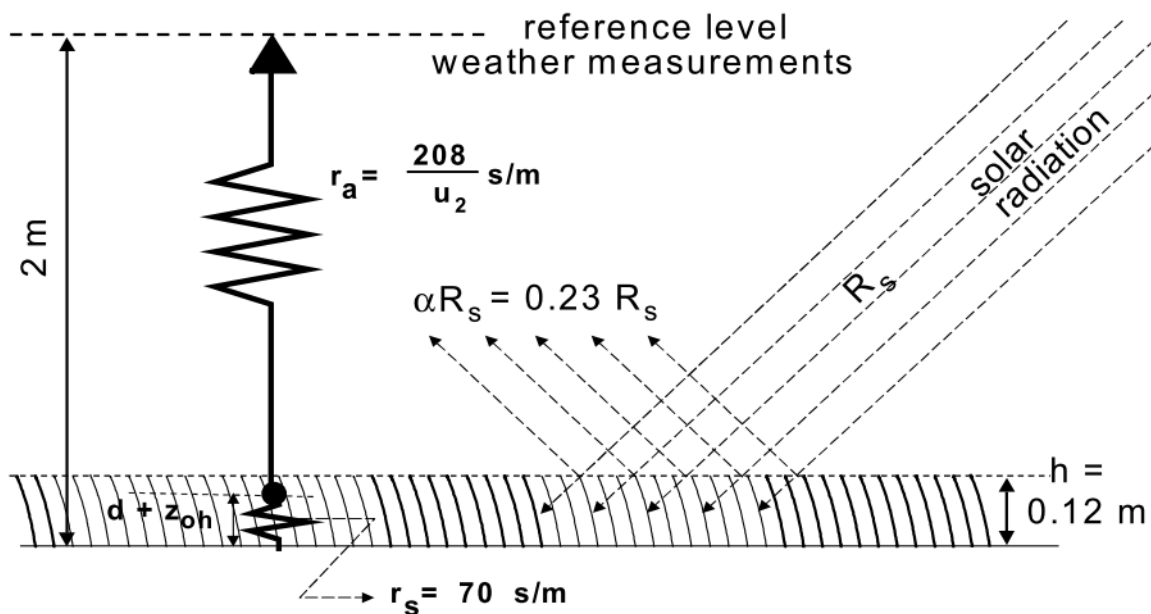


Figure 5 : Caractéristiques de la surface de référence gazon (Allen *et al.*, 1998)

La méthode FAO56-PM est une simple représentation des processus physiques et physiologiques qui gouvernent l'évapotranspiration (Allen *et al.*, 1998). Elle est la première tentative de modélisation des transferts d'eau et d'énergie dans le continuum sol-terre-plante (Oudin, 2004). Elle est acceptée par la communauté scientifique comme méthode de référence pour l'estimation de l'évapotranspiration. Cependant, la prise en compte de l'ensemble des variables climatiques qu'elle intègre, constitue le facteur bloquant de son application dans certaines régions, en particulier, celles des pays en voie de développement. C'est pour cette raison que des méthodes intégrant moins de variables climatiques sont proposées comme alternatives.

Chapitre 2 : Présentation du cadre de l'étude

Ce chapitre présente le cadre physique (relief, végétation, hydrographie et climat) du bassin du fleuve Sénégal, les enjeux socioéconomiques et l'importance de l'étude de l'évapotranspiration dans ce bassin.

2.1. Cadre physique du bassin du fleuve Sénégal

Le relief est un facteur qui influence indirectement la répartition spatiale de l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant (Mjeira, 2015). Le bassin du fleuve Sénégal, d'amont en aval, s'étend sur trois principales zones de caractéristiques morphométriques différents : le haut bassin, la Vallée et le Delta. Pour une description plus détaillée du relief du bassin, le lecteur peut consulter les travaux de Dione (1996), Diop (2009) et OMVS (2013).

En amont de Bakel, le haut bassin se forme et se caractérise par l'importance de son relief et l'abondance de ses précipitations (Dione, 1996). Le bassin supérieur se présente comme une forme ovoïde avec un grand axe orienté SW-NE. Son relief est marqué par son caractère montagnard avec des altitudes de plus de 1000 m avec un point culminant de 1357 m (Figure 6a). La densité de la végétation est plus importante dans le haut bassin avec un indice annuel de végétation de 0,74 sur la période 2000-2017 (Figure 6b). La savane arborée et boisée et les forêts humides à feuilles caduques dominent les paysages végétaux (Aubin, 2018). Le fleuve est né de la confluence du Bafing et du Bakoye au niveau de Bafoulabé (Figure 6c). Le Bafing constitue la branche principale qui alimente le fleuve Sénégal et les débits enregistrés à Bakel en dépendent largement (Bodian, 2011). Le Bafing prend sa source dans les massifs du Fouta Djallon et s'étend sur une superficie de 38 400 km² (OMVS, 2013). Le Bakoye s'étend sur une superficie de 86 200 km² et prend sa source dans les Monts Méniens. Le fleuve Sénégal reçoit les affluents de Karakoro et de Kolombiné en rive droite et celui de la Falémé en rive gauche.

De Bakel à Dagana, la Vallée se présente comme une vaste étendue peu accidentée ne présentant que quelques reliefs plus marqués correspondant à des butes témoins infracambriens ou des quartzites. La vallée alluviale correspond à la zone d'inondation du fleuve, longue de 430 km et large de 10 à 25 km. Elle forme un arc de cercle de Bakel à Richard-Toll. Le long des cours s'opèrent les bourrelets de berge constitués de sable fin et de limon et qui canalisent l'écoulement.

Les cuvettes argileuses de décantation sont le siège des inondations occasionnées par la crue du fleuve. Dans la vallée la végétation est caractérisée par des savanes et des steppes arborées et arbustives (Diop, 2009). La faible densité de la végétation dans le Sahel montre que le processus d'évapotranspiration est dominé par l'évaporation du sol.

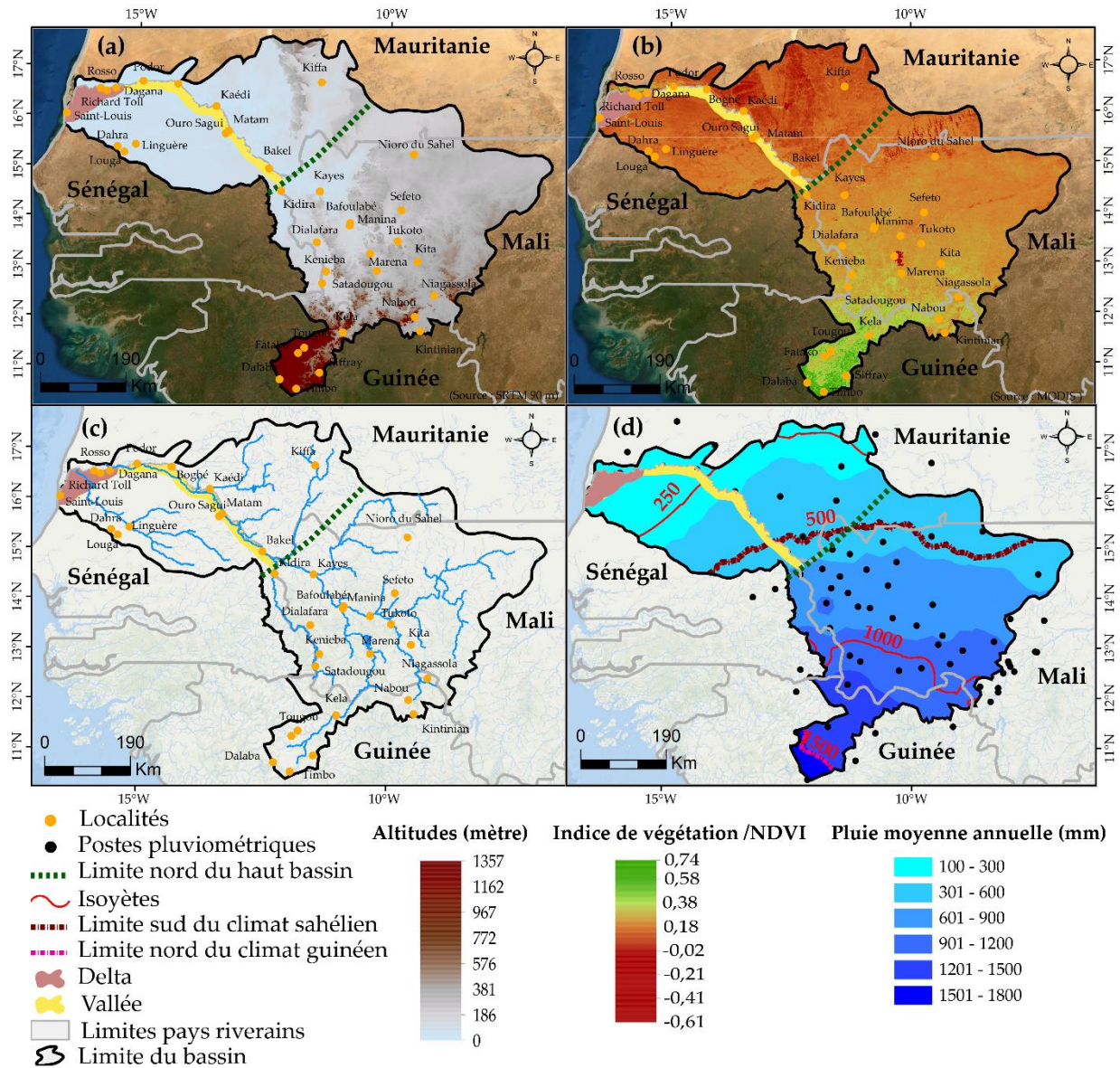


Figure 6 : Cadre physique du bassin du fleuve Sénégal : (a) distribution spatiale des altitudes, (b) distribution spatiale des NDVI, (c) configuration du réseau hydrographique, et (d) distribution spatiale de la pluie moyenne annuelle sur la période 1951-2004.

Le Delta est la partie terminale du fleuve Sénégal en aval de la vallée. Il commence de la basse vallée jusqu'à l'embouchure du fleuve située dans la ville de Saint-Louis. Le Delta est logé dans

une dépression du socle éocène et fonctionne comme une sorte de piège à sédiments favorable à l'établissement d'un appareil deltaïque (Sy, 2005). Il est généralement constitué par des dunes continentales qui cohabitent avec des cuvettes correspondant à d'anciennes vasières (Ndiaél, Khant et Djoudj). On y trouve aussi des accumulations fluviodeltaïques et des systèmes dunaires littoraux mis en place par la dérive littorale durant la période de la transgression marine, le Nouakchottien (4000 ans BP). A partir de la vallée jusqu'au delta, le réseau hydrographique est anastomosé créant ainsi de nombreuses ramifications sous forme de défluent et de bras (Coly, 1996 ; Kamara, 2013). Le creusement de deux dépressions de part et d'autre du fleuve a permis l'édification du Lac de Guiers (coté Sénégal) et du Lac RKiz (coté Mauritanie).

Du point de vue climatique, en Afrique de l'Ouest en général, et dans le bassin du fleuve Sénégal en particulier, les totaux pluviométriques reçus par chaque zone demeurent l'élément le plus déterminant dans la classification du climat (Leroux, 1995 ; Dione, 1996 ; Bodian *et al.*, 2016). En se basant sur la moyenne pluviométrique de la période 1951-2004 (Figure 6d), et sur la classification de Dione (1996), les principaux domaines climatiques du bassin sont : (i) sahélien (< 500 mm), nord-soudanien (500 à 1000), sud-soudanien (1000-1500 mm) et guinéen (plus de 1500 mm). Dans cette recherche, la subdivision de la zone soudanienne n'est pas prise en compte. Les zones climatiques ont été donc considérées dans leur ensemble. Ainsi, trois zones climatiques sont finalement considérées : guinéenne, soudanienne et sahélienne (Figure 6d). En fonction de ces zones climatiques, la saison des pluies varie de trois à six mois. Les pluies maximales sont observées au mois d'août. La température maximale journalière peut atteindre 43 °C en zone guinéenne, 48 °C en zone sahélienne et 49 °C en zone soudanienne sur la période 1984-2017. La zone sahélienne est ici influencée par la mer entraînant un amortissement des températures. L'humidité relative suit aussi le gradient des précipitations et est plus importante dans la zone guinéenne et dans la zone sahélienne subissant l'influence marine.

2.2. Enjeux socioéconomiques du bassin du fleuve Sénégal

Cette section met en exergue l'importance de l'étude de l'évapotranspiration dans le contexte du bassin du fleuve Sénégal. Il s'agit d'analyser le contexte climatique favorisant la mise en place des infrastructures hydrauliques, de présenter les différents usages de l'eau et d'évoquer l'utilité de la connaissance de l'évapotranspiration pour les différents secteurs d'activités et d'usages de l'eau.

2.2.1. Contexte de mise en place des infrastructures hydrauliques

Avant la mise en place des barrages en 1986, le régime du fleuve était naturel et caractérisé par une forte variation saisonnière et interannuelle. De ce fait, durant les périodes sèches, le débit d'étiage était très faible favorisant ainsi l'intrusion de l'eau de mer jusqu'à plus de 200 km de l'embouchure (Thiam, 2013). Cette intrusion marine favorise une forte salinisation des eaux et des terres du Delta et de la Vallée du fleuve Sénégal entravant tout développement socioéconomique. En plus de la salinité, le bassin du fleuve Sénégal est aussi affecté par la variabilité climatique. Ainsi, dans une étude récente, Bodian *et al.* (2020) ont utilisé l'Indice Standardisé des Précipitations (ISP) pour caractériser la variabilité temporelle de la pluviométrie annuelle sur la période 1940-2013 dans le bassin du fleuve Sénégal. Ils ont défini, à cet effet, trois périodes (Figure 7) : une période humide de 1940 à 1968, une période sèche marquant la grande sécheresse au Sahel de 1969 à 1994 et un retour progressif de la pluie après 1994. Cette variabilité pluviométrique se traduit par une baisse des écoulements (Bodian, 2011) ; qui impacte négativement la production d'énergie et le développement de l'agriculture (Bodian *et al.*, 2016).

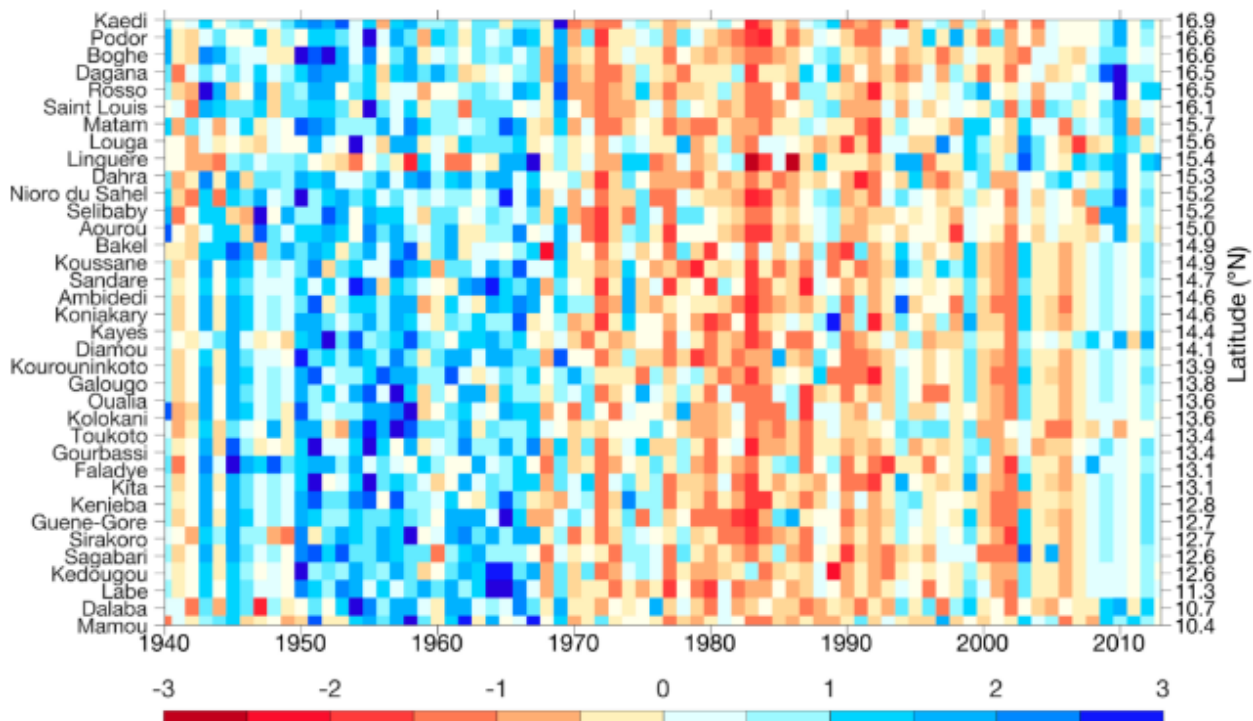


Figure 7 : Variation de l'indice standardisé de précipitation (ISP) dans le bassin du fleuve Sénégal sur la période de 1940 à 2013 (Bodian *et al.*, 2020).

Pour limiter les impacts environnementaux et sociaux de la sécheresse des années 1970 et apporter des réponses à la problématique de la salinité des terres, les États riverains du fleuve Sénégal (Sénégal, Mali et Mauritanie) ont décidé de mettre en place un organisme de gestion et d'exploitation des eaux du fleuve Sénégal. L'Organisation pour la Mise en Valeur du Fleuve Sénégal (OMVS) fut donc créée le 11 mars 1972. Elle se donne comme mission de promouvoir le développement économique et social du bassin via l'exploitation rationnelle, intégrée et coordonnée des ressources en eau du bassin. Les objectifs de l'OMVS sont entre autres (i) sécuriser et accroître les revenus des populations des pays membres, (ii) réduire leur vulnérabilité aux aléas climatiques et (iii) favoriser le développement économique par le biais de la coopération sous régionale (OMVS, 2013). Pour l'atteinte de ses objectifs, l'OMVS a mis en place des infrastructures hydrauliques pour répondre aux besoins alimentaires, hydriques et énergétiques des pays membres : Sénégal, Mauritanie, Mali, Guinée.

2.2.2. Les infrastructures hydrauliques du bassin du fleuve Sénégal

Les principales infrastructures du bassin sont présentées au Tableau 1 et leur localisation donnée à la figure 6. Les barrages de Diama et de Manantali ont été mis en place en août 1986 et mars 1988, respectivement.

Le barrage de Diama est essentiellement un barrage anti-sel et permet aussi l'irrigation en double culture d'environ 42 000 ha et l'amélioration du remplissage des lacs de Guiers (Sénégal) et R'Kiz (Mauritanie) et la dépression l'Aftout-es-Sahel (Thiam, 2013). D'une capacité de stockage de 11,3 milliards de m³ et d'une puissance installée de 200 MW, le barrage de Manantali permet d'assurer le contrôle des crues et favoriser la production hydroélectrique, la navigation, l'irrigation de 375 000 ha et la culture de décrue (Albergel *et al.*, 1997). Ces deux barrages (Figure 8) sont dits de première génération. Les nouveaux ouvrages dits de seconde génération sont constitués par le barrage de Félou (60 MW, réalisé en 2013), de Gouina (140 MW, en cours de réalisation) et les barrages projetés de Gourbassi, Koukoutamba, Moussala, Boureya, Bindougou, Boudakora et Badoumbé. Tous ces barrages ont pour objectif de permettre aux pays membres de l'OMVS de satisfaire leurs besoins agricoles, en eau potable, en énergie électrique et en navigation.

Tableau 1 : Caractéristiques des barrages hydroélectriques et de régulation du bassin du fleuve Sénégal (Thiam, 2016).

Pays	Barrages	Cours d'eau	Fonction	Puissance installée (MW)	Capacité de stockage (Mm³)
Mali	Manantali	Bafing	Hydroélectricité + régulation	200	11300
	Félou	Sénégal	Hydroélectricité	70	-
	Gouina	Sénégal	Hydroélectricité	140	-
	Moussala	Bafing	Hydroélectricité + régulation	30	3000
	Bindougou	Falémé	Hydroélectricité + régulation	49,5	2000
	Boudofora	Bakoye	Hydroélectricité + régulation	30	-
	Boudakora	Bakoye	Hydroélectricité + régulation	21	3000
	Badoumbé	Bakoye	Hydroélectricité + régulation	70	10000
Guinée	Koukoutamba	Bafing	Hydroélectricité + régulation	280	3600
	Boureya	Bafing	Hydroélectricité + régulation	160	5500
	Balassa	Bafing	Hydroélectricité	180	-
Sénégal	Gourbassi	Falémé	Hydroélectricité + régulation	30	2100
	Diamas	Sénégal	Anti-sel	-	5900

2.2.3. Les usages de l'eau du bassin du fleuve Sénégal

L'eau du bassin du fleuve Sénégal est utilisée pour divers secteurs : l'alimentation en eau potable, la navigation, la production de l'énergie électrique et l'agriculture (Figure 8). L'adduction en eau potable (AEP) est l'un des usages prioritaires des eaux du bassin du fleuve Sénégal. Cependant, 25% de la population urbaine du bassin et 45% de celle rurale n'ont pas encore accès à une eau potable (Thiam, 2016). Ces chiffres montrent qu'il y a encore des efforts à faire pour une couverture totale des besoins en eau potable des populations et pour l'atteinte des Objectifs du Développement Durable (ODD).

Pour la navigation, l'OMVS a pour objectif de mettre en service une voie navigable ininterrompue de Saint-Louis à Kayes sur une distance de 900 km (Thiam, 2016). Ainsi, à l'horizon 2035, il est prévu l'aménagement d'un chenal navigable de 55 m de large entre Ambidédi (43 km de Kayes) et Saint-Louis. Cette navigabilité du fleuve (qui constitue un objectif majeur pour le Mali car lui permettant un accès à la mer) nécessite un débit moyen de 300 m³/s à Bakel (Thiam, 2016).

De plus, la production de l'hydroélectricité occupe une place importante dans les choix politiques de l'OMVS. La demande des pays est estimée à 4400 GWh/an et pourrait augmenter jusqu'à 15000 GWh/an en 2040 (Thiam, 2016). Or, la construction du barrage de Manantali n'a permis de répondre qu'à 18% seulement des besoins énergétiques du Mali, de la Mauritanie et du Sénégal (Thiam, 2016). Pour résorber le gap énergétique, l'OMVS développe d'importants projets de construction de barrages hydroélectriques. Par exemple, l'équipement exhaustif du Bafing (principal affluent) seul permettrait la production de 3715 GWhs tandis que l'équipement de tous les affluents permettrait la production de 7400 GWhs soit une satisfaction des besoins énergétiques de l'ordre de 76% à l'horizon 2050 (SDAGE-OMVS, 2011).

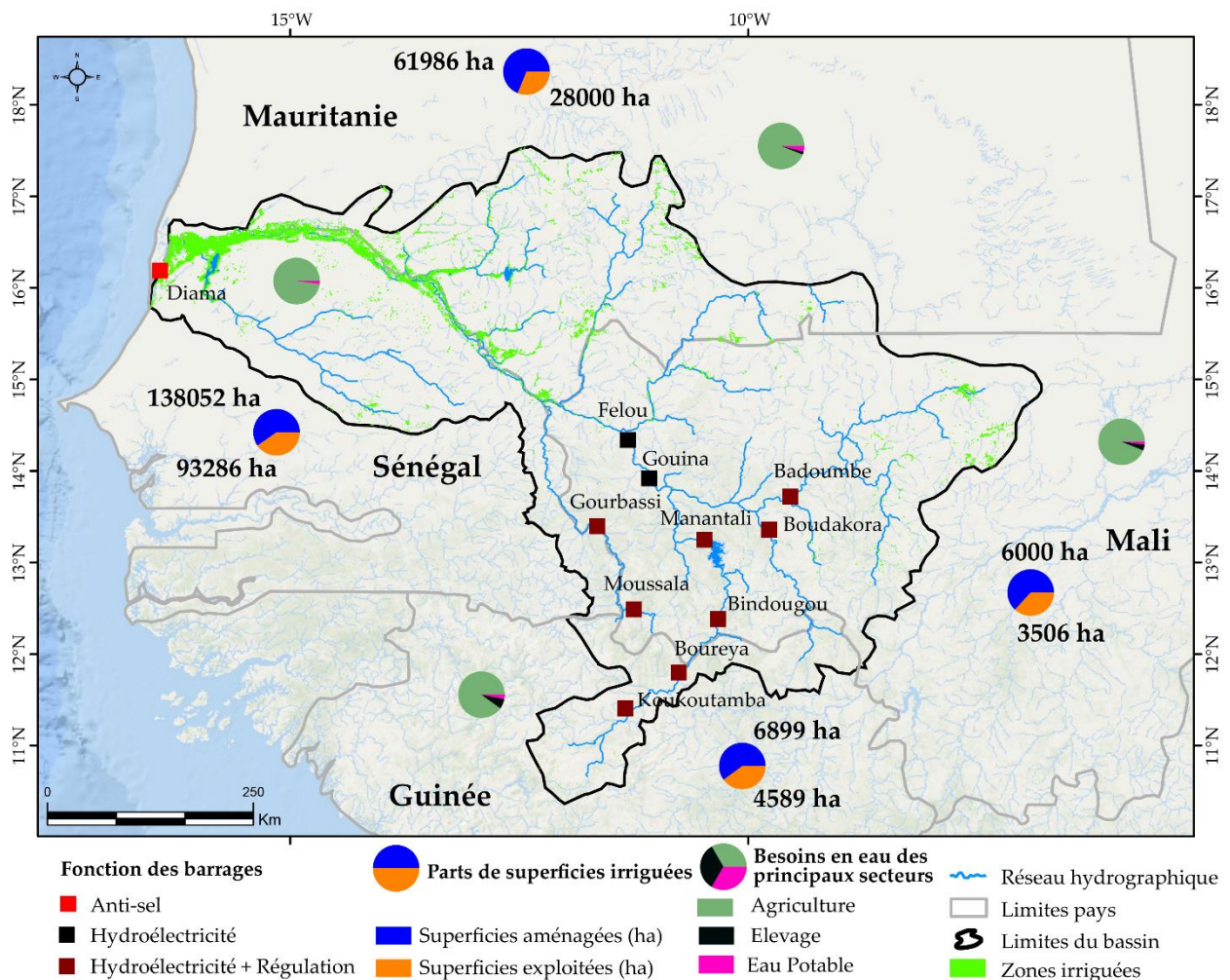


Figure 8 : Barrages, superficies et zones irriguées, besoins en eau des principaux secteurs d'activité.

L'agriculture est le pilier fondamental sur lequel l'OMVS compte pour promouvoir le développement socioéconomique des pays membres. Cette agriculture, jadis pluviale, est maintenant majoritairement dominée par l'agriculture irriguée. Cette agriculture irriguée a connu son essor depuis la période coloniale. En effet, dans le Delta du fleuve Sénégal, l'idée de développement de l'irrigation date de l'époque coloniale avec l'autorité d'alors qui avait pour ambition de substituer la monoculture arachidière par des cultures irriguées. Les premières expériences datent de 1917, mais elles ont été soldées par un échec en raison d'une défaillance technique et du développement de la production arachidière (Seck, 1990). Il a fallu attendre 1938, avec la création de la Mission d'Aménagement du Sénégal (MAS), pour que les premiers périmètres soient aménagés à Guédé Chantier sur 250 hectares.

La MAS fut remplacée par l'Organisation pour l'Aménagement du Delta (OAD) puis par l'Organisation pour l'Aménagement de la Vallée (OAV) qui a poursuivi les expériences d'aménagement. La Société d'Aménagement et d'Exploitation des terres du Delta et de la Falémé (SAED) pilote les grands aménagements depuis l'indépendance. Mais depuis les années 1980 les politiques d'ajustement structurelles ont favorisé le désengagement progressif de l'Etat favorisant l'émergence du secteur privé et le développement de l'agrobusiness.

Le bassin regorge d'importantes surfaces agricoles potentiellement exploitables qui sont estimées à 408 900 hectares répartis en fonction des pays. Le Sénégal occupe 58,5 % de ce potentiel (soit 240 000 ha), la Mauritanie 31,5 % (130 000 ha), le Mali et la Guinée n'occupent que 5 % chacun (OMVS, 2017). Dans ce potentiel, les superficies totales aménagées s'élèvent à 212 937 ha. Le Sénégal et la Mauritanie présentent toujours les surfaces aménagées les plus élevées. La Mauritanie affiche le taux d'exploitation des surfaces aménagées le plus faible (45 %) et le Sénégal, le Mali et la Guinée ont des taux respectifs de 68 %, 58 % et 67 %. Les agro-industries occupent également des superficies non négligeables. À titre d'exemple, la Compagnie Sucrière Sénégalaise (CSS) exploite, à elle seule, près de 10 000 hectares (Thiam, 2016 ; OMVS, 2017).

L'importance accordée au secteur agricole et à l'irrigation, en particulier, s'explique par les différents projets et programmes définis par l'OMVS et les pays membres. Pour promouvoir l'irrigation, l'OMVS a mis en place depuis 2002 un Plan d'Action Régionale pour l'Amélioration des Cultures irriguées (PARACI) qui a été réactualisé en 2017. Le PARACI a pour objectif d'améliorer les cultures irriguées et de renforcer l'intégration économique dans la zone OMVS.

Chaque pays membre développe aussi des politiques, projets et programmes pour booster son secteur agricole. Les orientations politiques et stratégiques de développement agricole de chaque pays sont définies dans des programmes nationaux de développement agricole : Plan National de Développement Agricole (PNDA) en Guinée et en Mauritanie, la Politique de Développement Agricole (PDA) au Mali et la Nouvelle Politique Agricole (NPA) au Sénégal.

Toutes ces politiques ont connu des évolutions significatives en fonction des priorités définies par chaque Etat. Parmi ces priorités, l'agriculture irriguée occupe une place de premier choix. Par exemple, le Sénégal et la Mauritanie, qui occupent les surfaces aménagées les plus élevées, ont développé d'importants programmes pour développer l'agriculture irriguée. Entre 1999 et 2001, le gouvernement mauritanien a élaboré la Lettre de Politique de Développement de l'Agriculture Irriguée (LPDAI) qui sert de cadre stratégique des cultures irriguées en Mauritanie. De cette politique découle le Programme de Développement Intégré de l'Agriculture Irriguée (PDIAM). Pour résorber le déficit céréalier, le Sénégal s'est engagé, depuis les années 2000, dans une dynamique de développement de l'agriculture et de la maîtrise de l'eau. Les programmes, tels que le Plan de Retour vers l'agriculture (REVA), la Grande Offensive Agricole Nationale pour l'Alimentation (GOANA), le Plan National d'Autosuffisance en Riz (PNAR), en constituent une illustration. La volonté de développer l'irrigation se manifeste à travers l'élaboration du Plan Directeur de Développement intégré de la Rive Gauche (PDRG) et la Charte du Domaine Irrigué (CDI) élaborée en 2004. Le Programme de Relance et d'Accélération de la Cadence de l'Agriculture Sénégalaise (PRACAS) réoriente la politique agricole du Sénégal pour les mettre en cohérence avec le Plan Sénégal Émergent (PSE).

2.3. Importance de l'étude de l'évapotranspiration dans le contexte du bassin du fleuve Sénégal

Le cadre physique du bassin offre des possibilités permettant de développer des politiques et stratégies visant à satisfaire les besoins alimentaires et énergétiques des populations. La multiplication des usagers (AEP, navigation, irrigation, hydroélectricité) renforce la compétition autour des ressources en eau. Une bonne gestion de cette eau semble inéluctable pour satisfaire non seulement tous les usagers, mais surtout de réduire les tensions qui peuvent en découler. Or, cette gestion, à la fois quantitative et qualitative, nécessite la compréhension de tous les paramètres physiques, économiques et socioculturels qui entrent en jeu. Parmi les paramètres physiques,

l'évapotranspiration est moins prise en compte dans l'analyse des ressources en eau alors qu'elle joue un rôle capital dans la gestion des ressources en eau du bassin.

Du point de vue hydrologique, l'évapotranspiration joue un rôle majeur dans la modélisation pluie-débit (Oudin, 2005). En effet, les projections d'écoulement permettent aux gestionnaires des ressources en eau ainsi qu'aux décideurs de confronter les disponibilités futures en eau aux besoins des différents usages et de bâtir ainsi des stratégies d'adaptation au changement climatique. La prévision des écoulements futurs dépend ainsi fortement de l'évapotranspiration, dont l'évolution est influencée par plusieurs variables climatiques (Bodian *et al.*, 2018).

Dans le domaine agricole, l'évapotranspiration joue un rôle crucial dans la détermination des besoins en eau des cultures ainsi que la planification et la programmation de l'irrigation (Patle *et al.*, 2019). Ainsi, adopter une technique d'irrigation plus économe en eau revient à connaître les besoins en eau de chaque plante en fonction des conditions climatiques du milieu. Une estimation précise de l'évapotranspiration pourrait permettre d'adopter une technique d'irrigation adéquate et de réduire les coûts de pompage de l'eau. Ce coût de pompage est estimé à 28% du coût global de la riziculture irriguée dans la vallée et le delta du fleuve Sénégal (Djaman, 2016). Une bonne connaissance de l'évapotranspiration permettrait donc une optimisation de l'agriculture irriguée dans le bassin du fleuve Sénégal.

La connaissance de l'évapotranspiration est également importante pour la gestion des réservoirs de retenues d'eau tel que les barrages. Ainsi, les chiffres présentés précédemment sur les capacités de stockages des barrages existants et projetés montrent que des volumes d'eau importants seront mobilisés. La connaissance de l'évapotranspiration permet de connaître les quantités d'eau perdues et de mieux veiller à la gestion des réservoirs.

En conclusion, l'évapotranspiration est la seule composante hydrologique qui établit une relation entre le bilan d'énergie et le bilan de l'eau à la surface de la terre (Tao, 2015). Cette relation lui confère d'être un indicateur du changement climatique. Le processus d'évapotranspiration gouverne les transferts de vapeur entre le sol et l'atmosphère et il est influencé par le changement climatique. De plus, l'évapotranspiration est conditionnée par plusieurs variables climatiques : température, insolation, humidité relative et vitesse du vent. Dans un contexte de changement climatique, le changement des températures, de la vitesse du vent, l'humidité relative et de la radiation solaire peut affecter l'évapotranspiration et donc avoir des répercussions sur les besoins

en eau agricoles et les autres secteurs d'activité (Jun, 2012). Comprendre l'évolution spatiotemporelle de l'évapotranspiration permettrait aussi une meilleure prise en compte des impacts du changement climatique sur les ressources en eau du bassin.

Chapitre 3 : Données et méthodes utilisées

3.1. Données utilisées

L'étude de l'évapotranspiration nécessite la disponibilité des variables climatiques suivantes : températures, vitesse du vent, la radiation solaire, et l'humidité relative. Dans les pays en voie de développement, il est parfois difficile d'obtenir ces variables pour plusieurs raisons. Les données sont souvent lacunaires et leur coût d'acquisition est parfois élevé pour les institutions universitaires. De plus, ces variables climatiques ne sont mesurées qu'au niveau des stations synoptiques. Or, ces stations ont une faible densité spatiale, ce qui limite la possibilité de faire une analyse spatiotemporelle robuste avec les données observées. Cette partie présente les données observées qui ont pu être collectées, les données de réanalyse et les modèles climatiques utilisés.

3.1.1. Les données observées

Les données observées qui ont pu être collectées dans le cadre de cette recherche sont constituées de valeurs journalières et mensuelles. La Figure 9 donne la répartition spatiale des stations disposant de données observées et le Tableau 2 la synthèse des paramètres disponibles par station et par pas de temps.

Les données climatiques observées disponibles dans le bassin du fleuve Sénégal sont très lacunaires. La série la plus longue des données journalières s'étend de 1984-2008 pour la station de Siguiri qui ne dispose que des données de températures. Dans toutes les stations, soit la série des données est courte (inférieure à 30 ans) soit quelques paramètres seulement sont disponibles (température et humidité). À l'échelle mensuelle, les stations qui disposent des séries les plus longues sont celles de Bakel, Podor, Matam et Saint-Louis qui disposent des données de températures, d'humidité relative et de la vitesse du vent. La Figure 9 montre aussi une faible densité des stations limitant ainsi toute analyse spatiale robuste de l'évapotranspiration à l'échelle du bassin du fleuve Sénégal. La Figure 9 et le Tableau 2 montrent la faible densité de la couverture spatiale des stations synoptiques et le caractère lacunaire des données observées.

L'analyse des données observées confirme la thèse selon laquelle, en Afrique de l'Ouest les données observées gérées par les services météorologiques sont souvent lacunaires (Panthou *et al.*, 2014 ; Bodian *et al.*, 2016 ; Dieulin *et al.*, 2019 ; Bodian *et al.*, 2020). Or, cette étude s'intéresse à

l'évapotranspiration de référence qui nécessite la disponibilité de plusieurs variables climatiques (température, vitesse du vent, humidité relative et radiation solaire) qui sont seulement mesurées par les stations synoptiques. La densité de ces stations ne permet pas aussi de faire une analyse spatiotemporelle rigoureuse de l'évapotranspiration à l'échelle d'un grand bassin à l'image de celui du fleuve Sénégal qui fait plus de 300 000 km².

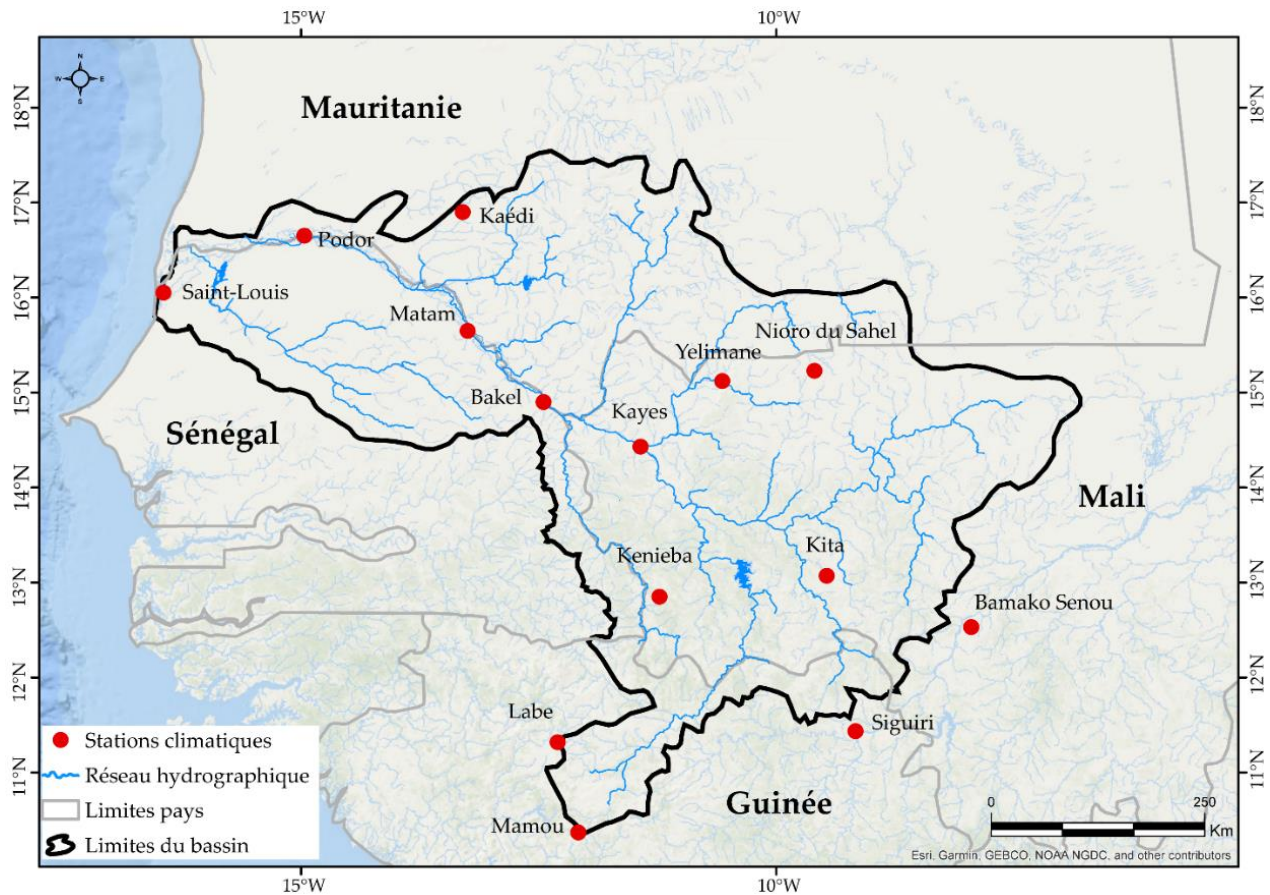


Figure 9 : Localisation des stations disposant de données observées (NB : les stations représentées sont celles du Tableau 2 mais certaines sont répétées en fonction du pas de temps)

Tableau 2 : Liste des stations disposant de données observées

Stations	Périodes	Variables disponibles	Pas de temps
Kayes	1984 - 1996	Tmax, Tmin, Hrmax et Hrmin	Journalier
Kéniéba	1984 - 1988	Tmax, Tmin, Hrmax et Hrmin	Journalier
Kita	1984 - 1987	Tmax, Tmin, Hrmax et Hrmin	Journalier
Labé	1986 - 1996	Tmax et Tmin	Journalier
Mamou	1984 - 1999	Tmax et Tmin	Journalier
Siguiri	1984 - 2008	Tmax et Tmin	Journalier
Nioro du Sahel	2002 - 2008	Tmax, Tmin, Hrmax et Hrmin	Journalier
Bamako Senou	2002 - 2005	Tmax, Tmin, Hrmax et Hrmin, u2 et insolation	Journalier
Yelimane	2002 - 2008	Tmax, Tmin et u2	Journalier
Bakel	1984 - 2009	Tmax, Tmin, Hrmax, Hrmin, u2	Mensuel
Kaedi	1984 - 2007	Tmax, Tmin	Mensuel
	1984 - 1998	u2	Mensuel
	1984 - 2000	Hrmax, Hrmin	Mensuel
Labé	1995 - 2002	Hrmax, Hrmin, u2	Mensuel
Mamou	1984 - 1989	Hrmax, Hrmin, u2	Mensuel
Nioro du Sahel	1984 - 2008	u2	Mensuel
Yélimane	1984 - 2004	u2	Mensuel
Matam	1984 - 2009	Tmax, Tmin, Hrmax, Hrmin, u2	Mensuel
Podor	1984 - 2009	Tmax, Tmin, Hrmax, Hrmin, u2	Mensuel
Saint-Louis	1984 - 2009	Tmax, Tmin, Hrmax, Hrmin, u2	Mensuel

Lire : Tmax température maximale, Tmin température minimale, Hrmax Humidité relative maximale, Hrmin humidité relative minimale, u2 vitesse du vent

3.1.2. Les réanalyses

Les réanalyses sont des données climatiques issues des observations satellitaires ou des modèles d'assimilation. Ces observations sont utilisées comme palliatif aux bases de données terrestres, ponctuelles et généralement éparses (Bigéard, 2014). Une réanalyse est une analyse à *postériori* qui consiste à croiser les données observées (issues de bases de données hétérogènes) et de la modélisation permettant d'obtenir des champs atmosphériques complets, cohérents et répartis en grille de points à l'échelle du globe (Poccard-Leclercq, 2000). Autrement dit, il s'agit de l'intégration des données observées (à partir des stations, avions, radiosondes, bateaux) dans un modèle atmosphérique afin de produire des séries de données complètes et pour plusieurs années. Les réanalyses sont produites suivant le principe de l'assimilation qui est un processus dans lequel les données distribuées dans le temps et les modèles se croisent pour déterminer l'état du système étudié de façon aussi précise que possible (Langépé, 2004).

3.1.2.1. Organismes de production des réanalyses

Depuis les années 1990, plusieurs organismes et institutions de recherche ont développé des programmes aidant à mieux connaître la dynamique de l'atmosphère et du climat (Ruan *et al.*, 2015). Les trois principaux organismes sont (Poccard-Leclercq, 2000):

- ECMW: European Center for Medium Range Weather Forecast
- NCEP/NCAR : National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research
- NASA/DAO : National Aeronautics and Space Administration/Data Assimilation Office

La base de données de NASA/DAO est choisie du fait de la disponibilité, à l'échelle journalière, de tous les paramètres climatiques nécessaires pour l'estimation de l'évapotranspiration. En effet, la NASA/DAO a développé une composante agrométéorologique qui permet de disposer les variables clé pour l'estimation de l'ET₀ avec le niveau d'estimation proposé par Allen *et al.* (1998) qui est de 2 m pour les applications agro climatologiques. En outre, ces données sont continuellement mises à jour et sont d'accès facile. La plateforme SIG développée par la

NASA/DAO est d'usage facile et rapide et permet de disposer des données sous divers formats (csv, NetCDF, GeoJSON, ASCII).

3.1.2.2. Avantages et limites des réanalyses

La principale raison de la production des données réanalyses est de fournir des champs de données complètes, de haute résolution, en qualité suffisante pouvant être utilisés par la communauté des chercheurs dans le domaine climatique (Prashant *et al.*, 2013). Elles fournissent un ensemble de variables climatiques cohérentes entre elles pour étudier le climat à différents pas de temps (Poccard-Leclercq, 2000). De plus, elles sont utilisées pour l'étude spatiotemporelle des variables climatiques et à l'analyse des phénomènes extrêmes comme les sécheresses (Martins *et al.*, 2016). Les avantages des réanalyses ont été rappelés par plusieurs auteurs (Poccard-Leclercq, 2000 ; Ruan *et al.*, 2015 et Martins *et al.*, 2016). En effet, elles permettent : (i) une couverture spatiale et temporelle continue à l'échelle du globe, (ii) l'étude du climat en temps réel et dans n'importe quelle région (même les espaces non habités), (iii) un accès libre aux données qui sont continuellement mises à jour. Néanmoins, le caractère global de la production des données et la faiblesse des modèles climatiques à reproduire certains climats locaux peuvent entraîner des biais considérables dans la production de certains paramètres climatiques (Poccard-Leclercq, 2000). Dans ce qui suit, les produits de la NASA utilisés sont décrits.

3.1.2.3. Les réanalyses utilisées

Les données réanalyses utilisées sont issues du projet POWER du NASA Langley Research Center (LaRC) financé par le programme NASA Earth Science/Applied Science (<https://power.larc.nasa.gov>, consulté le 20 décembre 2018). Pour plus de détails sur les programmes et les produits disponibles, le lecteur peut se référer aux guides méthodologiques de la NASA produits par Stackhouse *et al.*, (2017, 2018).

Les produits utilisés sont la radiation solaire, la température (max et min), l'humidité relative et la vitesse du vent. La radiation solaire est exprimée en MJ/m²/j et elle est le produit du modèle Solar Budget Radiation Version 3.0. La radiation solaire est dérivée des observations satellites de *Global Energy and Water Exchange* (GEWEX). Les autres paramètres climatiques (température, humidité et vitesse du vent) sont issus du modèle d'assimilation GEO12.5.4 de *Global Model and Assimilation Office* (GMAO). Initialement, les réanalyses ont été produites sur une grille de

1°Lat/Long puis réinterpolées sur une grille de 0,5°Lat/Long (soit 55kmLat/Long) afin d'améliorer leur résolution spatiale.

Du point de vue temporel, les données ont été produites sur une échelle de 3 heures (8h, 12h et 18h) puis agrégés pour obtenir les valeurs moyennes journalières. Tous les paramètres ont été produits à une hauteur de 2 m du sol pour leur application en agrométéorologie. Cette hauteur est recommandée par Allen *et al.* (1998) pour tous les paramètres climatiques nécessaires pour l'estimation de l'évapotranspiration. Les produits disponibles couvrent la période allant de 1983 à nos jours, mais le manque de données de certains mois de l'année 1983 nous a amenés à retenir la période 1984-2017.

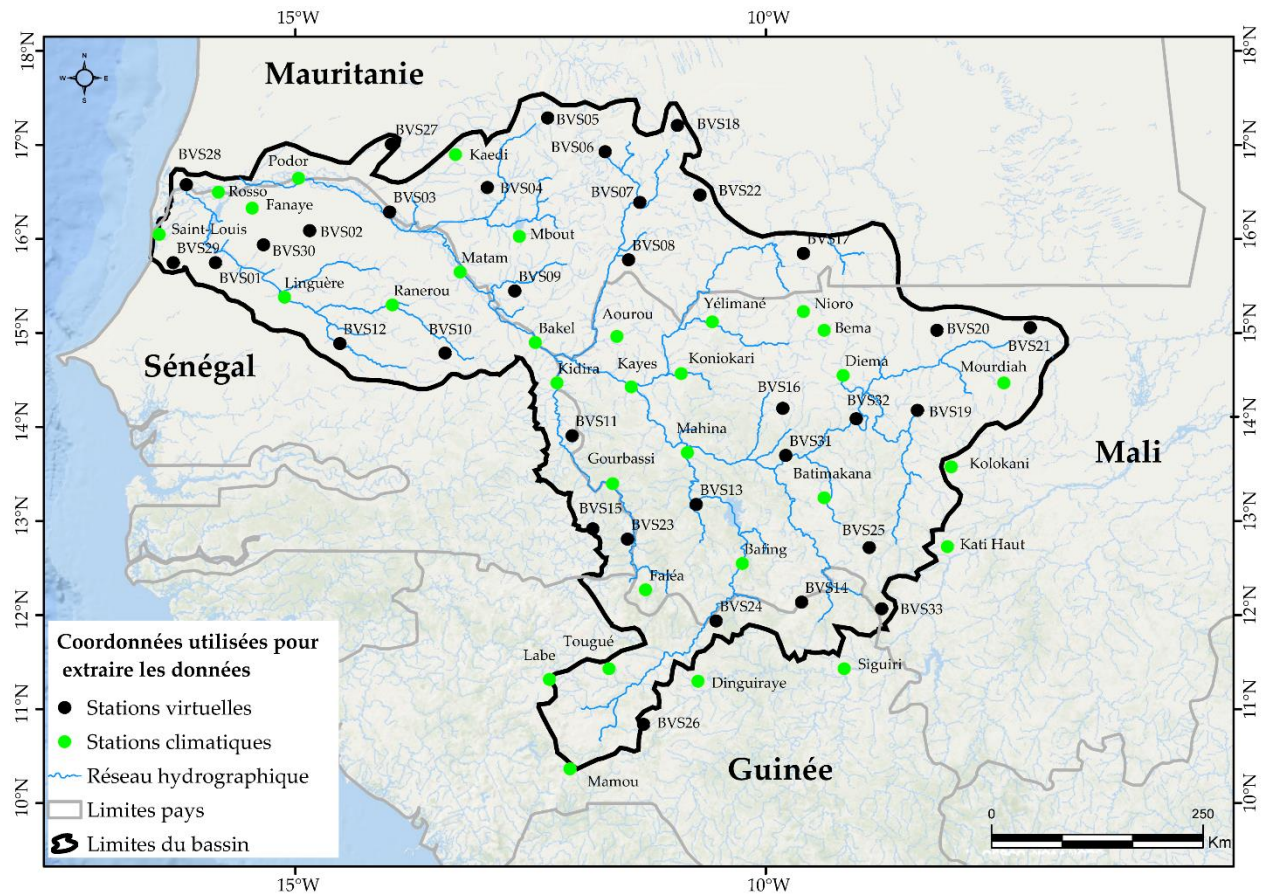


Figure 10 : Distribution spatiale des stations retenues pour l'étude

L'extraction des données est faite à partir des coordonnées des stations (Figure 10) de la base de données de l'OMVS (Bodian *et al.*, 2016). Pour un meilleur maillage du bassin, des stations fictives (notés par exemple BVS01) ont été rajoutés aux stations du bassin. Les stations virtuelles sont

déterminées avec ArcGis pour augmenter la densité des stations et fournir une analyse spatiale plus robuste. De ce fait, soixante-quatre stations (31 réelles et 33 virtuelles) sont utilisées dans ce travail.

3.1.3. Vérification de la cohérence temporelle des variables climatiques

Compte tenu du caractère lacunaire des données, nous avons jugé nécessaire de vérifier la cohérence temporelle des variables observées par rapport aux données réanalyses. L'objectif est de voir si les réanalyses reproduisent la même allure d'évolution que les données observées. Pour cela, nous avons retenu les stations qui ont au moins 3 variables climatiques disponibles à l'échelle journalière. Il s'agit des stations de Kayes, Kita, Nioro du Sahel et Bamako Senou. Pour chaque station, dans le souci d'une meilleure lisibilité des résultats, une seule année est choisie pour montrer l'évolution des variables climatiques. La Figure 11 montre une bonne cohérence temporelle entre les données observées et les réanalyses pour quelques variables climatiques aux stations de Kayes, Kita, Nioro du Sahel et Bamako Senou.

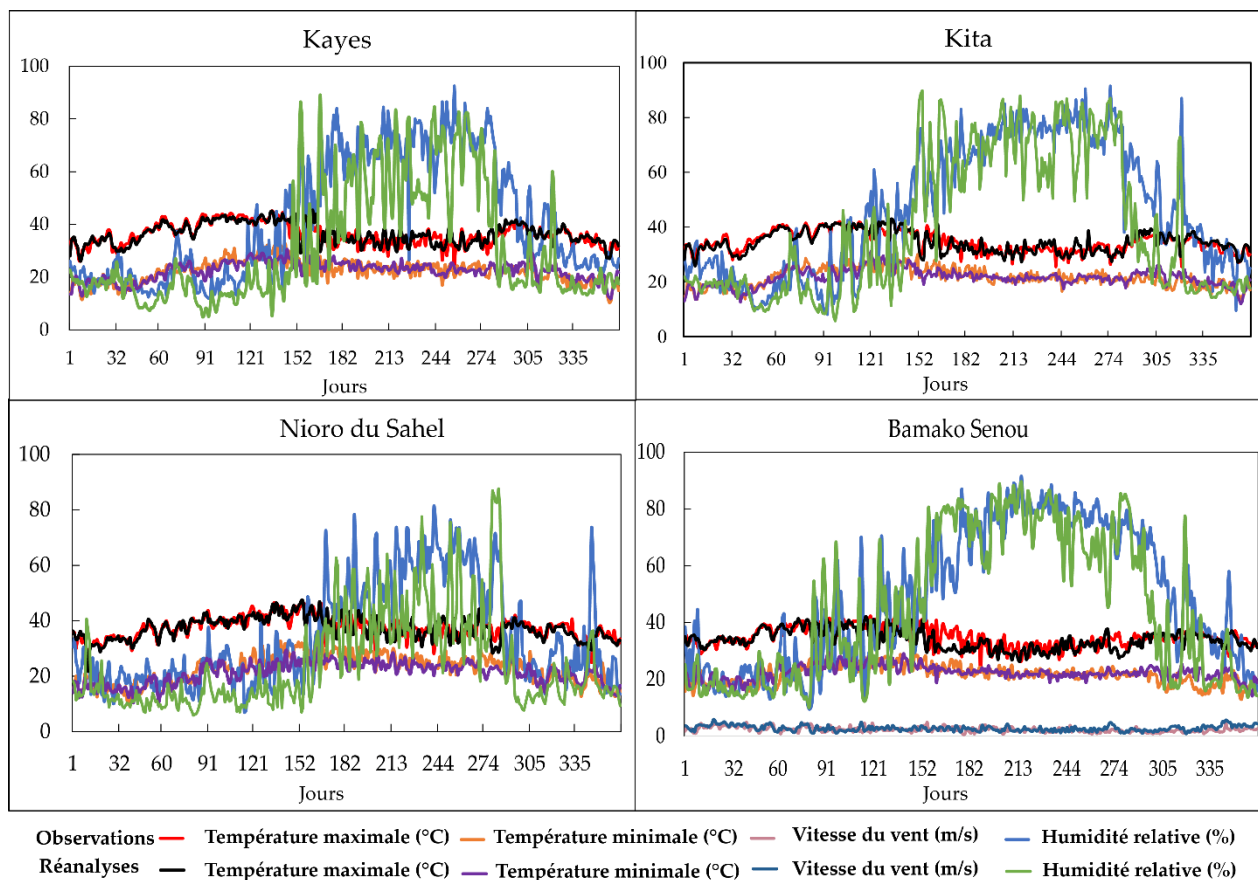


Figure 11 : Cohérence temporelle des variables climatiques observées et celles des réanalyses

Compte tenu du caractère lacunaire des données observées et de la faible densité des stations de mesure, les données observées obtenues ne peuvent pas être utilisées pour une analyse de l'évapotranspiration sur l'ensemble du bassin. La cohérence temporelle entre les données observées et les réanalyses de quelques variables (température, vitesse du vent, humidité relative), motive l'utilisation des réanalyses dans cette étude.

3.1.1. Modèles climatiques

Les modèles climatiques sont des outils numériques basés sur les équations mathématiques qui décrivent le comportement et les interrelations entre les différentes composantes du système climatique (atmosphère, océan, fleuve, sol, etc.) (Ly *et al.*, 2019). Ils permettent de prévoir les impacts négatifs potentiels du changement et de développer des stratégies de résilience. Il existe deux grandes familles de modèles climatiques : (i) les modèles de circulation globale (MCGs) et (ii) les modèles climatiques régionaux (MCRs). Les MCGs ont une résolution allant de 100 à 300 et décrivent le climat à grande échelle (Ly *et al.*, 2019). Pour obtenir les informations climatiques à une échelle plus fine, la méthode de réduction d'échelle est appliquée. Il y'a deux catégories de méthodes de réduction d'échelle : statistique et dynamique. L'approche statistique est basée sur l'hypothèse que les caractéristiques du climat observé localement peuvent être dérivées d'une série de variables climatiques mondiales à grande échelle (des prédicteurs) (Charron, 2016). Elle peut employer différentes techniques telles que les régressions multiples, générateurs stochastiques, réseaux de neurones, qui sont utilisées pour établir des relations statistiques entre les conditions locales observées et les prédicteurs produits à partir des données sur le climat récent (Charron, 2016). Quant à la méthode dynamique, elle permet d'avoir une résolution plus fine allant de 10 à 50 km permettant de développer des caractéristiques plus détaillées du climat. Elle permet de fournir des MCRs généralement plus propices pour l'analyse des impacts du changement climatique sur les ressources en eau, les écosystèmes et les activités anthropiques.

Dans ce travail, sept modèles climatiques globaux du Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) ont été utilisés pour forcer les conditions aux limites du modèle régional RCA4 (Rossby Centre regional atmospheric model) afin d'obtenir sept jeux de données. Ces modèles régionaux sont extraits du projet CORDEX-Africa (expérience régionale coordonnée de réduction d'échelle) et appartiennent à l'ensemble r1i1p1. Le domaine de simulation s'étend sur la longitude : 24°W–60°E et Latitude : 45°S–42°N (Nikulin *et al.* 2012). Six des modèles globaux choisis ont été utilisés

antérieurement par Bodian *et al.* (2018) pour l'évaluation des impacts du changement climatique sur les écoulements des fleuves Sénégal et Gambie. C'est la raison qui justifie le choix de ces modèles dans cette recherche.

Les scénarios utilisés sont le RCP4.5 et le RCP8.5. Le RCP4.5 préconise une stabilisation de la concentration du CO₂ avec une augmentation des températures de 2,4°C d'ici à 2100 (Charron, 2016). Le RCP8.5 est le scénario pessimiste qui prévoit une forte concentration du CO₂ et une augmentation des températures de plus de 4°C d'ici à 2100 (Charron, 2016). Les données mensuelles de la température de l'air (max et min), de l'humidité relative, de la vitesse du vent et de la radiation solaires sont utilisées pour estimer l'évapotranspiration. La période historique s'étend de 1971 à 2000 et les projections de 2036 à 2065. Le Tableau 4 donne une description des caractéristiques des modèles climatiques utilisés.

Tableau 3 : Caractéristiques des modèles climatiques utilisés.

Instituts	Nom MCG	Résolution MCG (Lat × Long)	Nom MCR	Résolution MCR (Lat × Long)	RCP utilisés
Canadien Center of Climat Modelling and Analysis	CANESM2	2,77° × 2,81°	CANESM2.RCA4	0,44° × 0,44°	RCP4,5 & RCP8,5
NOAA Geophysical Fluid Dynamics laboratory	GFDL-ESM2M	2,5° x 2,01°	GFDL-ESM2M.RCA4	0,44° × 0,44°	RCP4,5 & RCP8,5
Met Office Hadley Center	HadGEM2-ES	1,25° × 1,87°	HadGEM2-ES.RCA4	0,44° × 0,44°	RCP4,5 & RCP8,5
Centre National de Recherche Météorologique-Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique and Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée	CNRM-CM5	1,39° × 1,40°	CNRM-CM5.RCA4	0,44° × 0,44°	RCP4,5 & RCP8,5
National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	MIROC5	1,40° × 1,40°	MIROC5.RCA4	0,44° × 0,44°	RCP4,5 & RCP8,5
Institut Pierre-Simon Laplace	IPSL-CM5A-MR	1,25°x2,5°	IPSL-CM5A-MR.RCA4	0,44° × 0,44°	RCP4,5 & RCP8,5
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization	CSIRO-MK3-6-0	1,87° × 1,87°	CSIRO-Mk3-6-0.RCA4	0,44° × 0,44°	RCP4,5 & RCP8,5

3.2. Méthodologie

La thèse étant rédigée sous forme d'articles (chapitre 4, 5 et 6), la méthodologie globale détaillée est rappelée dans cette section. Certains éléments de cette méthodologie globale sont présentés aussi dans les chapitres 4, 5 et 6. La démarche méthodologique adoptée est synthétisée en trois phases (Figure 12) : (i) évaluation et calibration de vingt méthodes d'estimation de l'évapotranspiration de référence (ET_0), (ii) analyse de la tendance de l' ET_0 ainsi que sa sensibilité aux variables climatiques sur la période 1984-2017 ; (iii) évaluation de la performance des modèles climatiques par rapport aux réanalyses, calcul du taux de variation de l' ET_0 sur la période 2036-2065 par rapport à la période de référence 1971-200. Et analyse de la tendance de l' ET_0 ainsi que sa sensibilité aux variables climatiques.

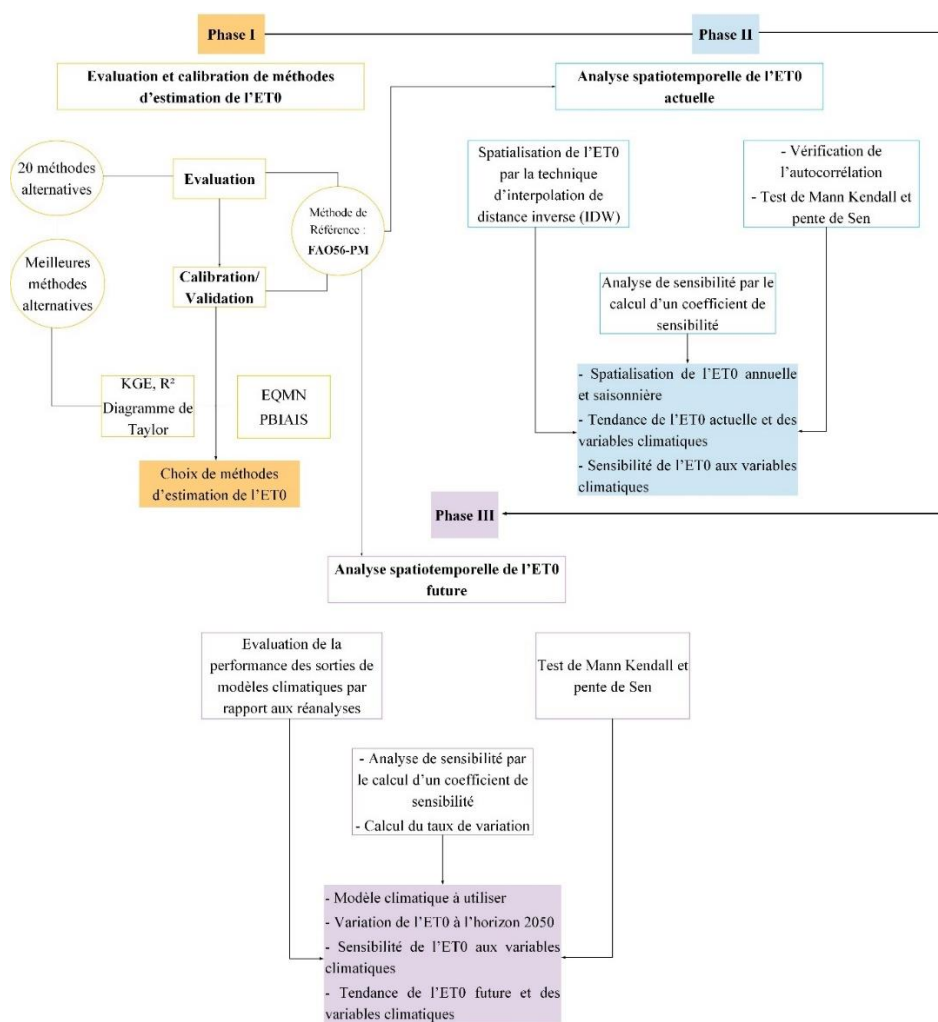


Figure 12 : Schéma conceptuel de la démarche méthodologique adoptée : KGE, Kling Gupta Efficiency ; EQM, erreur quadratique moyenne ; PBIAIS, pourcentage des biais.

3.2.1. Évaluation et calibration de méthodes d'estimation de l'ET₀

3.2.1.1. Méthodes d'estimations de l'ET₀

Pour estimer l'évapotranspiration, la méthode de FAO56-PM et vingt autres méthodes alternatives ont été utilisées. La FAO56-PM est la méthode de référence et permet d'estimer l'évapotranspiration de référence (ET₀) dont les caractéristiques ont été définies par Allen *et al.*, (1998) : surface de référence caractérisée par une végétation courte et verdoyante (gazon pour cette étude), convenablement alimentée en eau, de hauteur uniforme (0,12 m), d'un albédo de 0,23 et d'une surface de résistance de 70 m/s (Allen *et al.*, 1998). Sa formulation est la suivante :

$$ET_{0\text{FAO56-PM}} = \frac{0,408\Delta(Rn-G) + \frac{\gamma Cn}{T+273,3} u_2 (es-ea)}{\Delta + \gamma(1 + Cdu_2)} \quad (3.1)$$

Où $ET_{0\text{FAO56-PM}}$ est l'évapotranspiration de référence (en mm/jour), Rn : rayonnement net à la surface des cultures (en MJ m²/jour), G est la densité de flux de chaleur du sol (en MJ m²/jour) qui est ignoré à l'échelle journalière³, T est la température moyenne quotidienne de l'air à une hauteur de 2 m (en °C), Cn et Cd sont des valeurs constantes qui change en fonction de l'échelle de temps utilisée (à l'échelle journalière Cn et Cd sont respectivement 900 et 0,34), u_2 est la vitesse du vent à une hauteur de 2 m (en m/s), es est la pression de vapeur saturante (en kPa), ea est pression de vapeur réelle (en kPa), $(es-ea)$ est le déficit de saturation (en kPa) Δ est la courbe de pente de la pression de vapeur (en kPa ° C⁻¹) et γ est la constante psychométrique (en kPa ° C).

La procédure de calcul de la méthode de FAO56-PM a été décrit au chapitre 3 du document de Allen *et al.* (1998) mais certains aspects méritent d'être repris dans ce travail pour une meilleure compréhension de nos propos. En effet, une brève description de certaines équations (Tableau 4) semble nécessaire.

Tableau 4 : Procédure de calcul de l'ET₀ par la méthode de FAO56-PM

Variabiles	Formules	
Courbe de pression de vapeur saturante	$\Delta = \frac{4098 \left(0,6108 \exp\left(\frac{17,27T}{T + 237,3}\right)\right)}{(T + 237,3)^2}$	(3.2)
Pression atmosphérique	$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065z}{293}\right)^{5,26}$	(3.3)
Constant psychrométrique	$\gamma = 0,665 \times 10^{-3} P$	(3.4)
Température moyenne	$T = \frac{T_{max} + T_{min}}{2}$	(3.5)
Pression de vapeur saturante	$e_s = 0,608 \exp\left(\frac{17,27T}{T + 237,3}\right)$	(3.6)
Pression de vapeur actuelle	$e_a = \frac{R_h}{100} \left[\frac{e^\circ(T_{max}) + e^\circ(T_{min})}{2} \right]$	(3.7)
Radiation extraterrestre	$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + (\cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega))]]$	(3.8)
Radiation solaire en un ciel dégagé	$R_{so} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-2} z)$	(3.9)
Rayonnement de courtes longueurs d'onde	$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s$	(3.10)
Radiation de grande longueur d'onde	$R_{nl} = \sigma \left(\frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \right) \times (0,34 - 0,14 \sqrt{e_a}) \times \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right)$	(3.11)
Radiation nette	$R_n = R_{ns} - R_{nl}$	(3.12)

La courbe de la pression de vapeur saturante est fonction de la température moyenne et augmente au fur et à mesure que celle-ci augmente. Le calcul de la pression atmosphérique nécessite seulement la connaissance de l'altitude de la station. La pression de vapeur saturante est déterminée à partir de la température moyenne. La pression de vapeur actuelle (ou réelle) peut être dérivée soit à partir de l'humidité relative soit à partir de la température du point de rosée. En raison de l'indisponibilité de l'humidité relative maximale et minimale dans les données de réanalyses utilisées, la pression de vapeur actuelle (ea) est estimée à partir de l'humidité relative moyenne selon la formule proposée par Allen *et al.* (1998). La détermination de la radiation nette (Rn) nécessite d'autres calculs relatifs au rayonnement global. Il s'agit de la radiation extraterrestre (Ra), la radiation solaire à un ciel clair (Rso), la radiation de courtes longueurs d'ondes (Rns), la radiation de grandes longueurs d'onde (Rnl) et la radiation nette proprement dite. Toutes ces composantes

sont exprimées en MJ/m²/j. La Ra est la radiation solaire reçue au confins de l'atmosphère. Elle est déterminée par l'angle que font les rayons solaires à une surface horizontale de l'atmosphère. Cet angle est variable car il est fonction de la saison, de la position du soleil et de la longueur de la journée. La radiation extraterrestre est donc liée à la latitude, à la période et au temps de la journée (Allen *et al.*, 1998). Sa détermination nécessite le calcul de l'inverse de la distance terre-soleil (dr), la déclinaison solaire (δ) et l'angle horaire du coucher du soleil par les formules suivantes :

- L'inverse distance terre-soleil (dr) et déclinaison solaire (δ)

$$dr = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365}j\right) \quad (3.13)$$

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365}j\right) \quad (3.14)$$

Où j, est le nombre de jour de l'année entre 1 (janvier) et 365-366 (31 décembre)

- L'angle horaire du coucher du soleil (ω)

$$\omega = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (3.15)$$

La radiation solaire en un ciel dégagé (Rso) est la radiation reçue par une même surface durant une même période sous un ciel moins nuageux. Elle est exprimée à partir de l'altitude de la station et du rayonnement extraterrestre. Le rayonnement de courte longueur d'onde correspond à la fraction de la radiation qui n'est pas réfléchi. Elle est fonction de l'albédo (part de la radiation réfléchi) et de la radiation solaire. La radiation de grande longueur d'onde est la différence entre les longueurs d'onde reçues et émises à la fois par la surface de la terre. La Rnl représente l'énergie perdue quand ce que la terre émet est supérieur à ce qu'elle reçoit, la Rnl représente l'énergie perdue. La Rnl est fonction de la température maximale et minimale en degré kelvin ($K = ^\circ C + 273,16$), de la radiation solaire (Rs/Rso) et du constant de Stephan Boltzman ($4,90310^{-9}$ MJK⁴ /m²/j).

Le flux de chaleur du sol est l'énergie qui réchauffe le sol. Il est positif quand le sol se réchauffe et négatif quand il se refroidit. Ce flux de chaleur est insignifiant quand on le compare avec la radiation nette (Rn), il peut être ignoré donc dans le calcul de l'ET₀ (Allen *et al.*, 1998). La quantité

d'énergie obtenue ou perdue par le sol dans ce processus peut être théoriquement substituée ou ajoutée à la R_n quand on estime l'évapotranspiration. Le facteur de conversion (0,408) permet de convertir l'énergie ($MJ/m^2/j$) en mm de vapeur d'eau par jour. Il est obtenu par l'inverse de la chaleur latente de vaporisation ($1/\lambda$).

Les valeurs c_n et c_d sont des constantes qui varient en fonction du pas de temps et de la surface de référence utilisée. Le tableau 5 donne les différentes valeurs constantes de la méthode de FAO56-PM.

Tableau 5 : Valeurs de C_n et C_d de la méthode de FAO56-PM en fonction du pas de temps et de la surface de référence (Allen *et al.*, 2005)

Pas de temps	Gazon		Luzerne		Unité ET_0	Unité R_n et G
	C_n	C_d	C_n	C_d		
Journalier	900	0,34	1600	0,36	mm/j	$MJ/m^2/j$
Horaire (diurne)	37	0,24	66	0,25	mm/h	$MJ/m^2/h$
Horaire (nocturne)	37	0,96	66	1,7	mm/h	$MJ/m^2/h$

Les méthodes alternatives sont classées en quatre catégories (Tableau 6) : méthodes aérodynamiques, à base de radiation, à base de température et combinatoires. Le choix de ces méthodes est justifié par leur fréquente utilisation, la simplicité de les mettre en œuvre et leur performance dans différentes conditions climatiques. Au même titre que la méthode de Penman-Monteith, toutes les méthodes alternatives sont calculées à l'échelle journalière. Les méthodes qui intègrent les mêmes variables climatiques que celle de Penman-Monteith (par exemple Penman 1963 et Doorenboss et Pruitt, 1977) sont soumises aux mêmes critères d'appréciation. Par exemple, le flux de chaleur du sol (G) est également ignoré pour ces méthodes.

Tableau 6 : Caractéristiques des vingt méthodes utilisées.

Catégories	Références bibliographiques	Formulation	Abréviation	Nombre variables	
Aérodynamique	Dalton (1802)	$ET_0 = (0,3648 + 0,07223 \times u^2) \times (es - ea)$	DN	2	(3.16)
	Trabert (1896)	$ET_0 = 0,3075 \times \sqrt{u^2} \times (es - ea)$	TRB	2	(3.17)
	Penman (1948)	$ET_0 = 0,35 \times (1 + 0,24 \times u^2) \times (es - ea)$	PNM	2	(3.18)
	Rohwer (1962)	$ET_0 = 0,44 \times (1 + 0,27 \times u^2) \times (es - ea)$	RW	2	(3.19)
	Mahinger (1970)	$ET_0 = 0,15072 \times \sqrt{3,6u^2} \times (es - ea)$	MHR	2	(3.20)
Température	Hargreaves (1975)	$ET_0 = 0,0135 \times 0,408 \times Rs \times (T + 17,8)$	HG	2	(3.21)
	Hargreaves et Samani (1985)	$ET_0 = 0,408 \times 0,0023 \times (T + 17,8) \times (T_{max} - T_{min})^{0,5} \times Ra$	HS	1	(3.22)
	Trajkovic (2007)	$ET_0 = 0,408 \times 0,0023 \times (T + 17,8) \times (T_{max} - T_{min})^{0,424} \times Ra$	TRA	1	(3.23)
	Droogers et Allen (2012)	$ET_0 = 0,408 \times 0,0025 \times (T + 16,8) \times (T_{max} - T_{min})^{0,5} \times Ra$	DA	1	(3.24)
	Heydari et Heydari (2012)	$ET_0 = 0,0023 \times Ra \times (T + 9,519) \times (T_{max} - T_{min})^{0,611}$	HH	1	(3.25)
Radiation	Makking (1957)	$ET_0 = 0,61 \times \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \times \frac{Rs}{\lambda} - 0,012$	MK	2	(3.26)
	Jensen et Haise (1963)	$ET_0 = 0,025(T - 3) \times Rs$	JH	2	(3.27)
	Priestley-Taylor (1972)	$ET_0 = \alpha \times \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \times \frac{Rn}{\lambda}$	PT	2	(3.28)
	Abtew (1996)	$ET_0 = 0,53 \times \frac{Rs}{\lambda}$	AB	2	(3.29)
	Oudin (2005)	$ET_0 = Rs \times \frac{T + 5}{100}$	OD	2	(3.30)
Combinatoire	Penman (1963)	$ET_0 = \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \times (Rn - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \times 6,43 \times (1 + 0,053 \times u^2) \times (es - ea) \right] / \lambda$	PNM	4	(3.31)
	Doorenbos-Pruitt (1977)	$ET_0 = \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \times (Rn - G) + 2,7 \times \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} \times (1 + 0,864 \times u^2) \times (es - ea) \right] / \lambda$	DP	4	(3.32)
	Valiantzas 1 (2013)	$ET_0 = 0,0393 \times Rs \times \sqrt{T + 9,5} - 0,19 \times Rs^{0,6} \times \varphi^{0,15} + 0,048 \times (T + 20) \times \left(1 - \frac{Hr}{100} \right) \times u^{2,7}$	Val 1	4	(3.33)
	Valiantzas 2 (2013)	$ET_0 = 0,0393 \times Rs \times \sqrt{T + 9,5} - 0,19 \times Rs^{0,6} \times \varphi^{0,15} + 0,078 \times (T + 20) \times \left(1 - \frac{Hr}{100} \right)$	Val 2	3	(3.34)
	Valiantzas 3 (2013)	$ET_0 = 0,0393 \times Rs \times \sqrt{T + 9,5} - 0,19 \times Rs^{0,6} \times \varphi^{0,15} + 0,0061 \times (T + 20) \times (1,12 \times T - T_{min} - 2)^{0,7}$	Val 3	2	(3.35)

Lire : ET_0 évapotranspiration de référence (mm), u_2 représente la vitesse du vent mesurée à 2 m du sol ($m \cdot s^{-1}$), $(es - ea)$ déficit de saturation ($KPa/^\circ C$), Rs est le rayonnement solaire $MJ/m^2/j$, T est la température moyenne, T_{max} température maximale, T_{min} température minimale et Ra est le rayonnement extraterrestre, Δ est la courbe de pression de vapeur saturante ($KPa/^\circ C$), γ le constant psychométrique ($KPa/^\circ C$), λ est la chaleur latente de vaporisation ($MJ/m^2/j$), Rs est le rayonnement solaire de courte longueur d'onde ($MJ/m^2/j$), T est la température moyenne ($^\circ C$), Rn est le rayonnement net ($MJ/m^2/j$), T_{max} température maximale ($^\circ C$), α est une valeur constante (1,26 pour les zones humides et 1,74 pour les zones semi-arides) et le C_s est un coefficient qui est égal à 0,025 et $T_x = -3$. Ces coefficients sont considérés comme constants pour une région donnée (Xu et Singh, 2000). φ , représente la latitude de la station en degré radian, λ est la chaleur latente de vaporisation ($MJ/m^2/J$).

3.2.1.2. Critères d'évaluation

Pour évaluer la performance des méthodes alternatives d'estimation de l' ET_0 par rapport à la méthode de FAO56-PM, quatre critères statistiques ont été utilisés (Tableau 7) : (i) le coefficient de détermination (R^2), (ii) l'erreur quadratique moyenne normalisée (EQMN), (iii) le pourcentage des biais (PBIAIS) et (iv) le Kling Gupta Efficiency (KGE-Gupta *et al.*, 2009).

Tableau 7 : Critères d'évaluation, étendue et valeurs optimales

Critères	Formules	Etendue	Valeur optimale
R^2	$\frac{\sum_{i=1}^n (ET_{0alt} - \overline{ET_{0FAO56-PM}})^2}{\sum_{i=1}^n (ET_{0FAO56-PM} - \overline{ET_{0FAO56-PM}})^2}$	0, 1	1 (3.36)
EQMN	$\frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{0alt} - ET_{0FAO56-PM})^2}}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{0alt})}$	0, +∞	0 (3.37)
PBIAIS	$\left[\frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{0alt} - ET_{0FAO56-PM})}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{0alt})} \right] * 100$	-∞, +∞	0 (3.38)
KGE	$1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\alpha - 1)^2}$	-∞, 1	1 (3.39)

R^2 coefficient de détermination, ET_{0alt} évapotranspiration estimée par une méthode alternative, $ET_{0FAO56-PM}$ évapotranspiration estimée par la méthode de FAO56-PM, NMRSE erreur moyenne normalisée entre les méthodes alternatives et celle de FAO56-PM, PBIAIS pourcentage des biais entre les méthodes (valeurs négatives représentent une sous-estimation et celles positives une surestimation), KGE est coefficient d'efficacité de Kling Gupta ; il est constitué par trois variables : r le coefficient de corrélation entre les méthodes évaluées, α la variabilité et β les biais qui existent entre les deux méthodes.

Le R^2 est le coefficient de détermination et permet d'évaluer le degré de concordance entre les méthodes. Le coefficient de détermination est une valeur sans dimension qui varie entre 0 et 1 et plus il est proche de l'unité plus le modèle évalué est performant. Toutefois, il est important de noter qu'un coefficient proche ou égal à 1 n'implique pas une relation de causalité entre les deux variables (Poccard-Leclercq, 2006). Un coefficient faible peut cacher aussi une relation forte, mais non linéaire. Les coefficients de la régression linéaire seuls sont insuffisants pour juger de la performance d'un modèle par rapport à un autre (Willmott, 1982). Il est donc

important d'utiliser d'autres critères statistiques permettant de mieux apprécier les méthodes évaluées.

Le critère de Nash–Sutcliffe efficiency (NSE, Nash and Sutcliffe, 1970) est souvent utilisé pour l'évaluation et la calibration de modèles hydrologiques. Les valeurs de NSE varient de $-\infty$ à 1 et un NSE égal à 1 indique une correspondance entre les modèles évalués (Gbambie, 2016). Un NSE de zéro indique que les données simulées sont aussi précises que la moyenne des données observées et NSE négatif révèle une faible performance des modèles évalués. Toutefois, ce critère de Nash est sensible aux valeurs extrêmes ; ce qui favorise l'existence des versions modifiées du NSE moins sensibles aux valeurs extrêmes (Gbambie, 2016). Le Kling Gupta Efficiency (KGE-Gupta *et al.*, 2009) est une version modifiée du critère de Nash et regroupe à la fois le coefficient de corrélation (r), les biais (β) et la variabilité (γ). Les valeurs du KGE varient de $-\infty$ à 1 et un KGE égal à l'unité, indique une parfaite concordance entre les deux modèles évalués.

L'erreur quadratique moyenne constitue l'une des mesures de performance des modèles les plus utilisées parce qu'elle donne une synthèse de l'erreur moyenne qui existe entre deux variables (Alexandris *et al.*, 2008). Cet indice exprime la racine carrée de la moyenne arithmétique des erreurs au carré. Les valeurs de ce critère varient de 0 à plus l'infini et évidemment le résultat est d'autant meilleur que la valeur d'EQM soit petite. Le PBIAS est un autre critère généralement utilisé pour comparer des modèles. Cet indice traduit en pourcentage l'écart moyen qui existe entre les deux variables. Sa valeur peut être négative comme elle peut être positive. Une valeur positive ou négative exprime une surestimation ou une sous-estimation de l'évapotranspiration.

3.2.1.3. Calibration et validation

La plupart des méthodes alternatives n'ont pas une validité géographique globale. Autrement dit, elles sont plus adaptées dans des conditions climatiques dans lesquelles elles ont été développées. Leur validation dans d'autres conditions climatiques nécessite un travail de calibration (Allen *et al.*, 1998 ; Xu et Singh, 2000 ; Tabari et Talaei, 2011 ; Valipour, 2015 ; Djaman *et al.*, 2015 ; Gharbia *et al.*, 2018 ; Peng *et al.*, 2018).

La calibration ou calage consiste à agir sur les valeurs constantes des méthodes évaluées afin d'améliorer leur performance dans l'estimation de l'évapotranspiration. L'objectif recherché dans cet exercice est de minimiser l'erreur quadratique moyenne (EQM) et d'élever le coefficient de détermination entre la méthode de FAO56-PM et les méthodes alternatives. Pour

ce faire, la série des données est divisée en deux : les 2/3 sont utilisés pour la calibration et le 1/3 pour la validation. Cette répartition s'explique par le fait qu'on doit utiliser plus de données pour la calibration que pour la validation (Xu et Singh, 2000 ; Valipour, 2015 ; Djaman *et al.*, 2016).

Les techniques de calibration varient selon les auteurs et les objectifs de l'étude. L'optimisation a été faite par l'application de la méthode généralisée de réduction de gradient (*generalized reduced method* GRG). Le choix de cette technique s'explique par la simplicité de sa mise en œuvre et sa capacité à produire des résultats satisfaisants. L'erreur quadratique moyenne indique l'écart entre la méthode de FAO56-PM et celle alternative, l'idée dans l'exercice de calibration est de minimiser cet écart en agissant sur les valeurs constantes (valeur constante à changer) de la méthode alternative. La nouvelle valeur constante ainsi obtenue sera utilisée pour l'exercice de validation, ce qui nous permettra d'aboutir à une proposition de méthode après sa comparaison avec celle de FAO56-PM.

Le diagramme de Taylor (Taylor, 2011), et l'erreur moyenne des biais (en pourcentage) sont utilisés pour analyser les résultats obtenus après validation. Le diagramme de Taylor est utilisé pour montrer la corrélation entre la méthode de FAO56-PM et les autres méthodes. Ce diagramme est construit à partir de l'écart-type de chaque méthode et du coefficient de corrélation (Tao *et al.*, 2018). L'écart type renseigne sur la dispersion des valeurs autour de la moyenne et le coefficient de corrélation renseigne sur le degré de relation entre les méthodes évaluées et celle de FAO56-PM. Le diagramme permet donc une lecture directe de la relation entre la méthode de FAO56-PM et les autres méthodes et de leur dispersion autour de la moyenne. La meilleure méthode est, évidemment, celle qui a un coefficient de corrélation (ou de détermination) proche de l'unité et une même amplitude de variation que la méthode de FAO56-PM (Tao *et al.*, 2018).

3.2.2. Analyse spatiotemporelle de l'évapotranspiration sur la période 1984-2017

3.2.2.1. Distribution spatiale de l'évapotranspiration

La méthode de Penman-Monteith (Équation 3.1) est utilisée pour analyser la distribution spatiale et la variation temporelle de l' ET_0 . Du point de vue temporel, l' ET_0 annuelle et saisonnière sont obtenues par le cumul des valeurs journalières. Deux saisons sont ainsi définies : une saison sèche (novembre à mai) et une saison des pluies (juin à octobre) tout en

sachant que la longueur des saisons varie en fonction des zones climatiques. La méthode d'interpolation de l'inverse des distances au carrée (IDC ou *IDW* en anglais) (Diop *et al.*, 2015 ; Chu *et al.*, 2017) est utilisée pour spatialiser l' ET_0 à l'échelle annuelle et saisonnière. Son choix, dans cette étude, est justifié par sa mise en œuvre facile et sa précision dans l'interpolation des valeurs d' ET_0 . En effet, comparée à d'autres méthodes d'interpolation comme le Krigeage, l'IDC est une méthode simple et qui fournit une estimation précise des valeurs d'évapotranspiration (Diop *et al.*, 2015 ; Chu *et al.*, 2017 ; Malamos *et al.*, 2017).

3.2.2.2. Détection de tendances

Le test de Mann Kendall (MK), introduit par Mann (1945) puis étendu par Kendall (1975), est souvent utilisé pour la détection des tendances dans les séries de données hydroclimatiques (Azizzadeh et Javan, 2015 ; Diop *et al.*, 2018, Bodian *et al.*, 2020). L'avantage de ce test est le fait qu'il n'impose pas aux données de suivre une quelconque distribution statistique (Chu *et al.*, 2017). Il n'est pas également sensible aux valeurs extrêmes (Shadmani *et al.*, 2012). Le test est basé sur deux hypothèses : hypothèse nulle (notée H_0) qui suppose que le test est stationnaire, pas de tendance et l'hypothèse alternative (H_1) qui rejette H_0 et indique l'existence d'une tendance. Le S statistique de Mann Kendall est donné par la formule suivante :

$$S = \sum_{j=1}^{j=n-1} \sum_{i=j+1}^{i=n} \text{sign}(x_i - x_j) \quad (3.40)$$

Où x_i est la valeur de la variable au temps i et x_j est la valeur de la variable j , n est la longueur de la série et $\text{sign}()$ est une fonction qui se calcule de la façon suivante :

$$\text{sign}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1 & \text{si } (x_i - x_j) > 0 \\ 0 & \text{si } (x_i - x_j) = 0 \\ -1 & \text{si } (x_i - x_j) < 0 \end{cases} \quad (3.41)$$

Une tendance à la hausse ou à la baisse est donnée par le signe de la valeur Z (positif ou négatif) qui est obtenu à partir de la variance de S qui s'obtient par cette formule :

$$\text{Var}(s) = n(n - 1)(2n + 5)/18 \quad (3.42)$$

Pour $n > 10$, Z suit approximativement une distribution normale et peut être calculé comme suit :

$$Z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (3.43)$$

La tendance obtenue est mesurée en fonction de son niveau de signification c'est-à-dire la probabilité associée au rejet ou non de l'hypothèse nulle. Dans cette étude, le seuil de signification de 0,05 est retenu. Quand $|Z| > 1,96$ l'hypothèse nulle est rejetée et la tendance est significative à 5%. Si une tendance est notée dans la série de données, son amplitude peut être déterminée par la pente de la tendance (noté β). La méthode de Sen (1968) est généralement utilisée pour estimer la pente de la tendance.

$$\beta = \text{Median} \left(\frac{x_i - x_j}{i - j} \right) \quad \forall i < j \quad (3.44)$$

Où x_i et x_j sont les valeurs des données aux temps i et j , respectivement. Une valeur de β positive indique une tendance à la hausse et valeur négative une tendance à la baisse.

Avant d'appliquer le test de Mann Kendall, il est important de vérifier l'autocorrélation des données. L'existence d'une autocorrélation dans la série de données peut augmenter la probabilité de détecter une tendance significative (Bayazit et Önöz, 2009). Autrement dit, une autocorrélation positive augmente le risque de première espèce c'est-à-dire le rejet de l'hypothèse nulle (absence de tendance) alors qu'elle est vraie. Car la variance du test de Mann Kendall augmente avec la magnitude de l'autocorrélation de la série (Shan *et al.*, 2016). L'influence de l'autocorrélation doit être supprimée de la série (Dadaser-Celik et Guzel, 2016). Une autocorrélation non significative suppose que le test original de Mann Kendall peut être directement appliqué. Dans cette étude, cette autocorrélation est vérifiée à l'aide de la fonction ACF disponible sur le programme R (Osias *et al.*, 2020). La signification de l'autocorrélation (lag-1) est effectuée avec un niveau de signification de 0.05 (Qi *et al.*, 2017).

3.2.2.3. Sensibilité de l'ET₀ aux variables climatiques

L'analyse de sensibilité est la technique généralement utilisée pour déterminer l'influence des variables climatiques sur l'évapotranspiration (Irmak, 2006 ; Zhao, 2014). Les variables utilisées dans cette étude sont : la température maximale (Tmax), la température minimale (Tmin), la vitesse du vent (u_2), l'humidité relative (Hr) et la radiation solaire (Rs). Pour ce faire, l'ET₀ a été estimée en faisant varier chaque variable individuellement de $\pm 5, 10, 15, 20$ et 25%

en laissant les autres variables constantes (Tabari et Talae, 2014). Ensuite, un coefficient de sensibilité a été calculé afin de déterminer le degré d'influence de chaque variable climatique sur l'ET₀ (Li *et al.*, 2017). Ce coefficient est défini comme suit :

$$S_{vi} = \frac{\partial ET_0}{\partial vi} \times \frac{vi}{ET_0} \quad (3.45)$$

Où S_{vi} est le coefficient de sensibilité, ∂ET_0 variation de l'évapotranspiration de référence (ET₀) entraînée par le changement d'une variable (∂_{vi}), vi étant la variable considérée. Un coefficient de sensibilité positif (négative) indique que la variable augmente (diminue) l'évapotranspiration de référence. Plus la valeur absolue du coefficient de sensibilité est élevée plus la variable a d'influence sur l'ET₀ (Li *et al.*, 2017).

3.2.3. Analyse spatiotemporelle de l'ET₀ future (2036-2065)

Cette section porte sur l'analyse spatiotemporelle de l'ET₀ sur la période 2036-2065. Pour cela, les Modèles de Circulation Globale (MCGs) et les Modèles Climatiques Régionaux (MCRs) sont utilisés. Pour rappel, les MCGs ont une résolution spatiale variant entre 100 à 300 Km et les MCRs font partie des expériences de descente d'échelle dynamique (Charron, 2016), et ont, quant à eux, une résolution spatiale plus fine, variant typiquement de 10 à 50 Km (Ly *et al.*, 2019). Les MCRs permettent d'obtenir une meilleure cohérence spatiotemporelle des variables climatiques. Cependant, les projections des MCRs sont fortement dépendantes des données observées forçant leurs conditions aux limites (Delghandi *et al.*, 2017).

L'approche méthodologique adoptée consiste à l'évaluation de la performance des modèles climatiques par rapport aux réanalyses pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence (ET₀) sur la période 1984-2000, au calcul du taux de variation de l'ET₀ à l'horizon 2050 par rapport à la période 1971-2000 ; l'analyse de sensibilité de l'ET₀ aux variables climatiques et la détection des tendances de l'ET₀ et des variables climatiques sur la période 2036-2065. Le choix de la période 2036-2065 se justifie par le fait qu'elle a été utilisée par Bodian *et al.* (2018) pour la simulation des écoulements futurs dans le haut bassin du fleuve Sénégal. Cela permettra de mettre en adéquation les simulations des écoulements et l'évolution futur de l'évapotranspiration et des variables climatiques.

3.2.3.1. Évaluation de la performance des modèles climatiques

La période 1984-2000 est utilisée pour évaluer la performance des modèles climatiques par rapport aux réanalyses pour l'estimation de l'ET₀ par la méthode de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998). Cette évaluation concerne seulement la période historique des modèles

climatiques. La période 1984-2000 est utilisée en raison non seulement de la longueur des séries de données disponibles, mais aussi pour avoir une période homogène pour les réanalyses et les modèles climatiques. D’abord, la différence entre l’ET₀ des réanalyses et celle des modèles climatiques est calculée en appliquant la formule suivante :

$$\Delta ET_{0\text{rea-model}} = \frac{1}{n} \sum (ET_{0\text{model}} - ET_{0\text{rea}}) \quad (3.33)$$

Où ($\Delta ET_{0\text{rea-model}}$ est la différence entre la moyenne de l’ET₀ des modèles ($ET_{0\text{model}}$) et celle des réanalyses ($ET_{0\text{rea}}$) sur la période 1984-2000 et n est la longueur de la série.

Ensuite, le Kling Gupta Efficiency (KGE-Gupta *et al.*, 2009) et le Pourcentage des Biais (PBIAIS) sont utilisés comme critère d’évaluation de la performance des modèles climatiques (*cf.* Tableau 3).

3.2.3.2. Calcul du taux de variation

Le taux de variation de l’ET₀ est calculé entre la période historique (1971-2000) et les projections (2036-2065) selon la formule suivante :

$$TV (\%) = \frac{ET_{0\text{Pro}} - ET_{0\text{Hist}}}{ET_{0\text{Hist}}} \quad (3.34)$$

Où, TV est le taux de variation en %, $ET_{0\text{Hist}}$ est l’évapotranspiration de référence calculée sur la période historique et $ET_{0\text{Pro}}$ est l’évapotranspiration de référence calculée dans le futur. Une valeur positive (négative) du taux de variation indique une hausse (baisse) de l’évapotranspiration dans le futur.

3.2.3.3. Analyse de sensibilité

L’influence de chaque variable climatique sur l’ET₀ future est déterminée par le calcul d’un coefficient de sensibilité (*cf.* 3.2.2.3).

3.2.3.4. Tendence de l’évapotranspiration de référence et des variables climatiques

Le test de Mann Kendall (Mann, 1945, Kendall, 1975) est utilisé pour détecter la tendance de l’ET₀ et des variables climatiques à l’horizon 2050 selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. L’amplitude de la tendance est mesurée par la pente de Sen (1968) notée (β) (*cf.* 3.2.2.2).

Chapitre 4 : Évaluation et calibration de méthodes alternatives d'estimation de l'évapotranspiration de référence dans le bassin du fleuve Sénégal.

1. Introduction

L'évapotranspiration de référence (ET_0) est une composante essentielle pour la modélisation pluie-débit (Oudin, 2005, Birhanou *et al.*, 2018), la programmation de l'irrigation (Hong and Honti, 2016), les études relatives à la sécheresse (Li *et al.*, 2017) et au changement climatique (Jun *et al.*, 2012 ; Tao *et al.*, 2015). En outre, en le combinant avec la pluie, l'évapotranspiration peut constituer un indice de sécheresse et un outil de classification des climats (Thornwhait 1948 ; Martins *et al.*, 2016, Li *et al.*, 2017). Dans le domaine agricole, l'évapotranspiration constitue un outil essentiel pour la gestion des ressources en eau et l'optimisation de l'irrigation à l'échelle de la parcelle (Bigéard, 2014). En effet, elle est utilisée pour l'estimation des besoins en eau des cultures (Muhammad *et al.*, 2019). L'évapotranspiration constitue aussi une « synthèse » climatique et donc un indicateur du changement climatique (Jiao *et Wang*, 2017 ; Chu *et al.*, 2017). En effet, le processus d'évapotranspiration est contrôlé par les facteurs climatiques (température, radiation solaire, humidité relative, vent), édaphiques (nature du sol) et physiologiques (Aubin, 2018).

L'évapotranspiration de référence (ET_0), est l'estimation de l'évapotranspiration d'une culture de référence (gazon) en croissance active, couvrant complètement le sol et convenablement alimentée en eau. Elle a des caractéristiques propres : hauteur de culture 0,12 m, une surface de résistance de 70 m/s et un albédo de 0,23 (Allen *et al.*, 1998, Pereira *et al.*, 2014). L' ET_0 peut être estimée par des instruments de mesure *in situ* (lysimètre, bacs, atmomètre, scintillomètre, covariance par turbulence) ou calculé à partir des paramètres climatiques (Allen *et al.*, 1998). Cependant, ces instruments sont onéreux, difficiles à entretenir et inutilisables en routine (Allen *et al.*, 1998 ; Oudin, 2005). Pour pallier cette contrainte, plusieurs auteurs (Dalton, 1802 ; Makking, 1957 ; Penman 1963 ; Hargreaves, 1975 ; Hargreaves et Samani, 1985 ; FAO-Penman Monteith, 1998 ; Oudin, 2005 ; Valiantzas, 2013) ont développé des méthodes d'estimation de l'évapotranspiration. Parmi ces méthodes, celle de Penman Monteith est recommandée par la FAO (Allen *et al.*, 1998). La méthode de FAO56-Penman Monteith (FAO56-PM) est recommandée comme méthode de référence (Allen *et al.*, 1998 ; Tabari *et al.*, 2015 ; Pereira *et al.*, 2016). Toutefois, le nombre de variables climatiques (température, radiation, vitesse du vent et humidité relative) qu'elle intègre contraint son utilisation dans les

pays en développement où l'accès aux données climatiques reste difficile (Tabari, 2010 ; Djaman *et al.*, 2015).

Dans ce contexte, des méthodes alternatives intégrant moins de paramètres climatiques sont utilisées (Singh et Xu, 1997 ; Alexandris *et al.*, 2008, Tabari, 2010 ; Valipour, 2015 ; Fisher et Pringle III, 2013 ; Djaman *et al.*, 2015 ; Ndiaye *et al.*, 2017). Ces méthodes alternatives sont classées en quatre catégories en fonction des paramètres climatiques qu'elles intègrent (Heydari *et al.*, 2014) : (i) méthodes aérodynamiques (Dalton, 1802 ; Trabert, 1896 ; Penman 1948 ; Mahinger, 1970), (ii) à base de température (Harreaves, 1975 ; Hargreaves et Samani, 1985 ; Trajkovic et Stojvic, 2007 ; Droogers et Allen, 2012 ; Heydari *et al.*, 2014), (iii) de radiation (Makkink, 1957 ; Jansen et Haise, 1963 ; Abteu, 1996 ; Oudin, 2005) ; et (iv) méthodes combinatoires (Penman, 1963 ; Doorenboss et Pruitt, 1977 ; Valiantzas, 2013).

Ces différentes méthodes ont été développées dans des contextes spécifiques. De ce fait, elles doivent être calibrées et adaptés aux conditions climatiques autres que celles qui ont servi à leur développement afin d'améliorer leur performance (Xu et Singh, 2001 ; Djaman *et al.*, 2015). A cet égard, différentes méthodes d'estimation de l' ET_0 ont été évaluées et calibrées sous diverses conditions climatiques à travers le monde (Xu et Singh, 2000 ; Heydari *et al.*, 2014 ; Djaman *et al.*, 2015 ; Ahooghalandari *et al.*, 2016 ; Djaman *et al.*, 2016 ; Cadro *et al.*, 2017 ; Muhammad *et al.*, 2019). Dans le bassin du fleuve Djaman *et al.*, (2015) ont évalué 15 et 6 méthodes d'estimation de l' ET_0 dans la vallée et le delta. Ils ont montré que les modèles de Valiantzas, Trabert, Romanenko, Schendel et Mahinger sont performantes dans la vallée du fleuve Sénégal. Dans une autre étude, Djaman *et al.*, (2016) ont évalué et calibré six méthodes d'estimation de l' ET_0 dans le delta du fleuve Sénégal. Leurs résultats montrent que la méthode de Valiantzas 2 est plus robuste parmi les six méthodes qu'ils ont évaluées.

Cependant, ces études sont limitées à des zones spécifiques du bassin. A notre connaissance, aucune étude n'a été faite sur l'estimation de l' ET_0 sur l'ensemble du bassin du fleuve Sénégal. L'objectif de cette étude est donc d'évaluer et de calibrer vingt méthodes d'estimation de l'évapotranspiration de référence (ET_0) dans le bassin du fleuve Sénégal.

2. Matériel et méthodes

2.1. Zone d'étude

Le bassin du fleuve Sénégal couvre une superficie de plus de 300 000 km² et concerne quatre principaux Etats : Mauritanie, Sénégal, Mali et Guinée (Figure 13). Suivant la distribution latitudinale des précipitations, Dione (1996) a identifié quatre principales zones climatiques : Guinéenne (pluie moyenne annuelle, $P > 1500$ mm) ; Sud Soudanien ($1000 < P < 1500$ mm) ; Nord Soudanien ($500 < P < 1000$ mm) et Sahélien ($P < 500$ mm). Sur la période 1950-2014, le débit moyen annuel du fleuve Sénégal à la station de Bakel est estimée 600 m³/s avec un volume de 18 millions de m³. Bakel est considérée comme la station de référence du bassin du fait qu'elle est en aval des trois principaux affluents du bassin : Bafing, Bakoye et Falémé.

Les ressources en eau du bassin sont utilisées pour la production hydroélectrique, la navigation, l'eau potable et l'agriculture irriguée (Bodian *et al.*, 2020). Le potentiel irrigable est estimé à 408900 hectares dont 212937 hectares exploités (SDAGE-OMVS, 2011). Le pourcentage de superficies exploitées varie de 45 à 68 % en fonction des pays (Figure 13). Plusieurs infrastructures ont été construites par l'Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Sénégal (OMVS) : Diama en 1986, Manantali en 1988 et Felou en 2013. Le barrage de Diama a pour rôle de stopper l'intrusion de l'eau salée et de permettre le développement de l'irrigation dans la vallée et le delta du fleuve Sénégal. Sur l'affluent du Bafing, Manantali est un barrage multifonctionnel avec une capacité de stockage de 11 milliards de m³ et permet la production électrique de 800 GWh/an et une capacité d'irrigation de 255000 hectares. Felou est un barrage au fil de l'eau avec une capacité de production électrique de 350 GWh/an. Plusieurs autres barrages sont planifiés (Figure 13) sont projetés pour la production hydroélectrique et la régulation de la Falémé et du Bakoye.

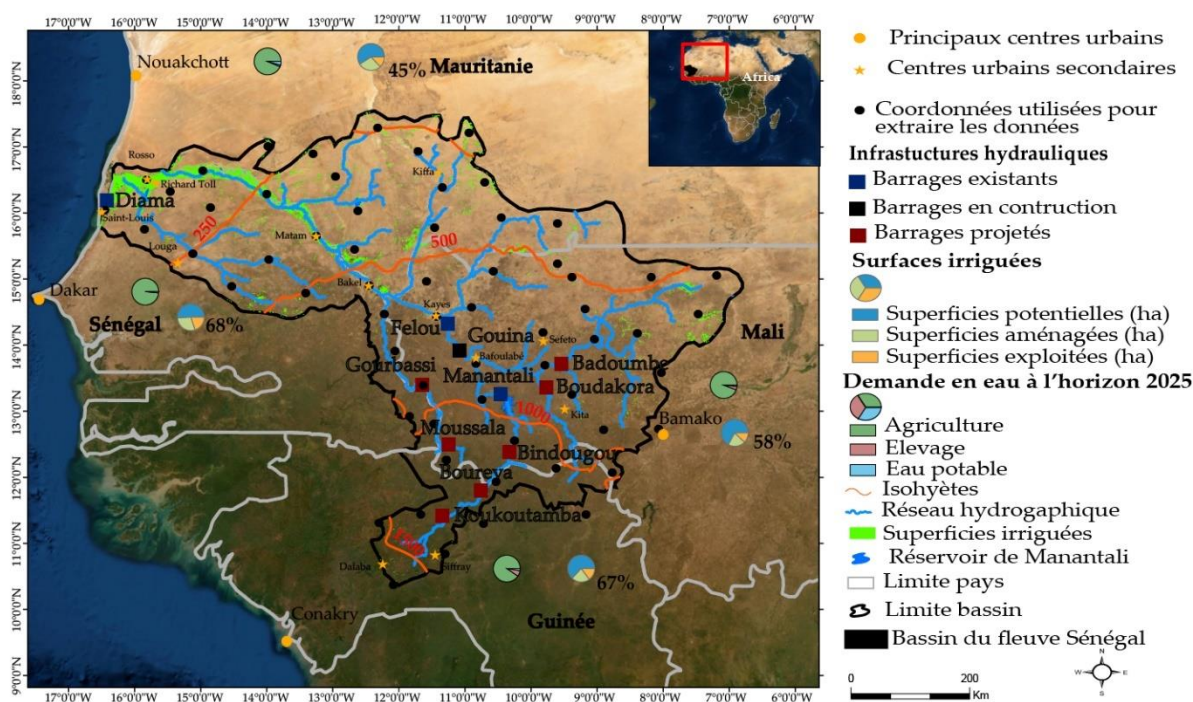


Figure 13 : Bassin du fleuve Sénégal, stations utilisées, infrastructures, usages et besoins en eau

2.2. Données

En Afrique de l’Ouest, les données climatiques gérées par les services météorologiques nationaux sont difficilement accessibles en raison de leur coût d’acquisition élevés (Bodian *et al.*, 2020). A cela s’ajoute la faible densité du réseau d’observation posant ainsi un problème de représentativité à l’échelle du bassin versant. Or, l’étude de l’évapotranspiration à grande échelle nécessite plusieurs points de mesure en raison de l’hétérogénéité des paysages et la variation des processus de transfert d’énergie (Srivastava *et al.*, 2013). C’est pourquoi, dans cette étude, les réanalyses de la *NASA Langley Research Center (LaRC) POWER Project funded through the NASA Earth Science/Applied Science Program* (<https://power.larc.nasa.gov>) sont utilisées comme alternative aux données observées généralement lacunaires et inaccessibles. Ces données présentent l’avantage d’avoir une couverture spatiale et temporelle à l’échelle du globe (Poccard, 2000 ; Ruan *et al.*, 2015 ; Martins *et al.*, 2016) et de fournir les variables climatiques nécessaires pour l’estimation de l’évapotranspiration (Srivastava *et al.*, 2013 ; Purnadurga *et al.*, 2019). Pour l’extraction des données de réanalyses, les coordonnées de certaines stations pluviométriques de la base de données de l’OMVS (Bodian *et al.*, 2020) ont été utilisées. Elles sont complétées par certaines stations fictives afin d’avoir une bonne couverture spatiale du bassin. Les variables climatiques

extraites à l'échelle journalière sur la période 1984-2017 sont : la température (max et min), l'humidité relative, la vitesse du vent et la radiation solaire. Une synthèse de ces variables en fonction des zones climatiques est donnée au Tableau 8.

Tableau 8 : Valeurs moyennes des variables en fonction des zones climatiques.

Zones climatiques*	u2 (m/s)	Tmax (°C)	Tmin (°C)	Hr (%)	Rs (MJ/m ² /j)	ET ₀ (mm/j)
Guinéenne	1,70	30,42	21,18	67,65	19,65	4,54
Sudanienne	2,22	34,88	22,45	42,03	20,72	6,30
Sahélienne	3,00	37,12	22,95	29,00	21,29	8,01

Lire : u2 vitesse du vent, Tmax température maximale, Tmin température minimale, Hr humidité relative, Rs radiation solaire. ET₀ évapotranspiration de référence, * suivant le découpage de Dione (1996), le bassin est subdivisé en quatre zones climatiques (Guinéenne, Sud Soudanienne, Nord Soudanienne et Sahélienne) mais dans cette étude nous avons considéré ces zones dans leur ensemble : Guinéenne, Soudanienne et Sahélienne.

2.3. Méthode

La méthodologie adoptée comporte trois parties : (i) calcul de l'évapotranspiration de référence par la méthode de FAO56-Penman-Monteith (FAO56-PM) et par les vingt méthodes alternatives ; (ii) évaluation de la performance de ces méthodes alternatives par rapport à celle de FAO56-PM, (iii) calibration et validation des meilleures méthodes intégrant moins de variables climatiques.

2.3.1. Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration de référence

La méthode FAO56-PM et vingt autre méthodes alternatives, ont été utilisées pour estimer l'évapotranspiration de référence (ET₀). Les caractéristiques de la méthode de FAO56-PM ont été définies par Allen *et al.*, (1998) : surface de référence caractérisée par une végétation courte et verdoyante (gazon pour cette étude), convenablement alimentée en eau, de hauteur uniforme (0,12 m), d'un albédo de 0,23 et d'une surface de résistance de 70 m/s. Cette méthode est recommandée comme méthode de référence pour l'estimation de l'ET₀ sans ajustement ou intégration de paramètres (Allen *et al.*, 1998). Sa formulation est la suivante :

$$ET_{0\text{FAO56-PM}} = \frac{0,408\Delta(Rn-G) + \frac{\gamma C_n}{T+273,3} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (4.1)$$

Où $ET_{0\text{FAO-PM}}$ est l'évapotranspiration de référence (en mm/jour), Rn : rayonnement net à la surface des cultures (en MJ m²/ jour), G est la densité de flux de chaleur du sol (en MJ m²/jour) qui est ignoré à l'échelle

journalière, T est la température moyenne quotidienne de l'air à une hauteur de 2 m (en °C), C_n et C_d sont des valeurs constantes qui change en fonction de l'échelle de temps utilisée (à l'échelle journalière C_n et C_d sont respectivement 900 et 0,34), u_2 est la vitesse du vent à une hauteur de 2 m (en m/s), e_s est la pression de vapeur saturante (en kPa), e_a est pression de vapeur réelle (en kPa), $(e_s - e_a)$ est le déficit de saturation (en kPa) Δ est la courbe de pente de la pression de vapeur (en kPa ° C⁻¹) et γ est la constante psychométrique (en kPa ° C).

Les méthodes alternatives (Tableau 9) sont classées en quatre catégories : méthodes aérodynamiques, à base de radiation, à base de température et combinatoires. Le choix de ces méthodes est justifié par leur fréquente utilisation, la simplicité de les mettre en œuvre et leur performance dans différentes conditions climatiques.

Tableau 9 : Caractéristiques des vingt méthodes alternatives

Catégories	Références bibliographiques	Formulation	Abréviation	
Aérodynamique	Dalton (1802)	$ET_0 = (0,3648 + 0,07223 \times u2) \times (es - ea)$	DN	(4.2)
	Trabert (1896)	$ET_0 = 0,3075 \times \sqrt{u2} \times (es - ea)$	TRB	(4.3)
	Penman (1948)	$ET_0 = 0,35 \times (1 + 0,24 \times u2) \times (es - ea)$	PNM	(4.4)
	Rohwer (1962)	$ET_0 = 0,44 \times (1 + 0,27 \times u2) \times (es - ea)$	RW	(4.5)
	Mahinger (1970)	$ET_0 = 0,15072 \times \sqrt{3,6u2} \times (es - ea)$	MHR	(4.6)
Température	Hargreaves (1975)	$ET_0 = 0,0135 \times 0,408 \times Rs \times (T + 17,8)$	HG	(4.7)
	Hargreaves et Samani (1985)	$ET_0 = 0,408 \times 0,0023 \times (T + 17,8) \times (Tmax - Tmin)^{0,5} \times Ra$	HS	(4.8)
	Trajkovic (2007)	$ET_0 = 0,408 \times 0,0023 \times (T + 17,8) \times (Tmax - Tmin)^{0,424} \times Ra$	TRA	(4.9)
	Droogers et Allen (2012)	$ET_0 = 0,408 \times 0,0025 \times (T + 16,8) \times (Tmax - Tmin)^{0,5} \times Ra$	DA	(4.10)
	Heydari et Heydari (2012)	$ET_0 = 0,0023 \times Ra \times (T + 9,519) \times (Tmax - Tmin)^{0,611}$	HH	(4.11)
Radiation	Makking (1957)	$ET_0 = 0,61 \times \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} * \frac{Rs}{\lambda} - 0,012$	MK	(4.12)
	Jensen et Haise (1963)	$ET_0 = 0,025(T - 3) \times Rs$	JH	(4.13)
	Priestley-Taylor (1972)	$ET_0 = \alpha \times \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \times \frac{Rn}{\lambda}$	PT	(4.14)
	Abtew (1996)	$ET_0 = 0,53 \times \frac{Rs}{\lambda}$	AB	(4.15)
	Oudin (2005)	$ET_0 = Rs \times \frac{T + 5}{100}$	OD	(4.16)
Combinatoire	Penman (1963)	$ET_0 = \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \times (Rn - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \times 6,43 \times (1 + 0,053 \times u2) \times (es - ea) \right] / \lambda$	PNM	(4.17)
	Doorenbos-Pruitt (1977)	$ET_0 = \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \times (Rn - G) + 2,7 \times \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} \times (1 + 0,864 \times u2) \times (es - ea) \right] / \lambda$	DP	(4.18)
	Valiantzas 1 (2013)	$ET_0 = 0,0393 \times Rs \times \sqrt{T + 9,5} - 0,19 \times Rs^{0,6} \times \varphi^{0,15} + 0,048 \times (T + 20) * \left(1 - \frac{Hr}{100}\right) \times u2^{0,7}$	Val 1	(4.19)
	Valiantzas 2 (2013)	$ET_0 = 0,0393 \times Rs \times \sqrt{T + 9,5} - 0,19 \times Rs^{0,6} \times \varphi^{0,15} + 0,078 \times (T + 20) \times \left(1 - \frac{Hr}{100}\right)$	Val 2	(4.20)
	Valiantzas 3 (2013)	$ET_0 = 0,0393 \times Rs \times \sqrt{T + 9,5} - 0,19 \times Rs^{0,6} \times \varphi^{0,15} + 0,0061 \times (T + 20) \times (1,12 \times T - Tmin - 2)^{0,7}$	Val 3	(4.21)

Lire : ET_0 évapotranspiration de référence (mm), $u2$ représente la vitesse du vent mesurée à 2 m du sol ($m^{-1}s$), $(es - ea)$ déficit de saturation ($KPa/^{\circ}C$), Rs est le rayonnement solaire $MJ/m^2/j$, T est la température moyenne, $Tmax$ température maximale, $Tmin$ température minimale et Ra est le rayonnement extraterrestre, Δ est la courbe de pression de vapeur saturant ($KPa/^{\circ}C$), γ le constant psychométrique ($KPa/^{\circ}C$), λ est la chaleur latente de vaporisation ($MJ/m^2/j$), Rs est le rayonnement solaire de courte longueur d'onde ($MJ/m^2/j$), T est la température moyenne ($^{\circ}C$), Rn est le rayonnement net ($MJ/m^2/j$), $Tmax$ température maximale ($^{\circ}C$), α est une valeur constante (1,26 pour les zones humides et 1,74 pour les zones semi-arides) et le C_e est un coefficient qui est égal à 0,025 et $Tx = -3$. Ces coefficients sont considérés comme constants pour une région donnée (Xu et Singh, 2000), φ , représente la latitude de la station en degré radian, λ est la chaleur latente de vaporisation ($MJ/m^2/J$).

2.3.2. Critères d'évaluation

La performance des méthodes alternatives d'estimation de l'ET₀ a été évaluée en utilisant le coefficient de détermination (R²), l'erreur quadratique moyenne normalisée (NMRSE), le pourcentage des biais (PBIAS) et le Kling Gupta Efficiency (KGE-Gupta *et al.*, 2009), Le coefficient de détermination renseigne sur le degré de concordance, l'erreur moyenne des biais (EQMN) estime l'écart moyen et le pourcentage des biais donne la sous-estimation/surestimation de l'ET₀ par les méthodes alternatives, Le KGE regroupe à la fois le coefficient de corrélation (r), les biais (β) et la variabilité (γ), La formulation de ces différents critères, leur amplitude de variation et leur valeur optimale sont données au Tableau 10.

Tableau 10 : Critères d'évaluation, étendue et valeurs optimales

Critères	Formule	Etendue	Valeur optimale
R²	$\frac{\sum_{i=1}^n (ET_{0alt} - \overline{ET_{0FAO56-PM}})^2}{\sum_{i=1}^n (ET_{0FAO56-PM} - \overline{ET_{0FAO56-PM}})^2}$	0, 1	1 (4.22)
EQMN	$\frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{0alt} - ET_{0FAO56-PM})^2}}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{0alt})}$	0, +∞	0 (4.23)
PBIAS	$\left[\frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{0alt} - ET_{0FAO56-PM})}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{0alt})} \right] * 100$	-∞, +∞	0 (4.24)
KGE	$1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\alpha - 1)^2}$	-∞, 1	1 (4.25)

R² coefficient de détermination, ET_{0alt} évapotranspiration estimée par une méthode alternative, $ET_{0FAO56-PM}$ évapotranspiration estimée par la méthode de FAO56-PM, EQMN erreur quadratique moyenne normalisé entre les méthodes alternatives et celle de FAO56-PM, PBIAS pourcentage des biais entre les méthodes (valeurs négatives représentent une sous-estimation et celles positives une surestimation), KGE est coefficient d'efficacité de Kling Gupta ; il est constitué par trois variables : r le coefficient de corrélation entre les méthodes évaluées, α la variabilité et β les biais qui existent entre les deux méthodes,

2.3.3. Calibration et validation

Deux critères sont utilisés pour le choix des méthodes à calibrer : la performance de la méthode et le nombre de variables climatiques qu'elle intègre. Les méthodes intégrant seulement deux ou trois variables climatiques sont préférées pour la calibration/validation. La calibration consiste à changer les valeurs constantes de la méthode afin d'améliorer ses performances (Valipour, 2015). L'objectif visé est d'optimiser la valeur du KGE et de réduire les erreurs obtenues pendant l'évaluation. Pour cela, la série est divisée en deux : les deux tiers (1984-2005) pour la calibration et le un tiers (2006-2017) pour la validation (Xu et Singh, 2001, Valipour, 2015). La calibration est faite par l'application de la méthode généralisée de réduction de gradient (Bogawski et Bednorz, 2014). Pour chaque méthode, une valeur constante a été changée pour optimiser le KGE et réduit le EQMN en utilisant la méthode itérative. Le R^2 , EQMN, PBIAIS et KGE ainsi que le diagramme de Taylor (Taylor, 2011) sont utilisés pour évaluer la performance des méthodes après calibration/validation.

3. Résultats et discussions

3.1. Performance des vingt méthodes alternatives d'estimation de l' ET_0

La Figure 14 donne la performance des vingt méthodes en fonction des quatre critères retenus. Les méthodes combinatoires de Valiantzas 1 (Val1), Doorenboss & Pruitt (DP), Penman (PN) sont plus robustes pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence. En effet, elles présentent des coefficients de détermination et des valeurs de KGE élevés : Val1 ($R^2 = 0,96$, KGE = 0,93), DP ($R^2 = 0,90$, KGE = 0,85) et PN ($R^2 = 0,96$, KGE = 0,66). Les erreurs d'estimation de l' ET_0 par ces méthodes sont faibles avec des valeurs de EQMN de 0,06, 0,11 et 0,18 pour Val1, DP et PN, respectivement. L'analyse du PBIAIS montre que les méthodes Val1 et DP sous-estiment légèrement l' ET_0 (PBIAIS de -2,23 pour Val1 et de -9,63 pour DP), Par contre, la méthode de PN surestime l' ET_0 de 16,13%. La méthode de Val 2 a des valeurs de R^2 et de KGE de 0,67 et 0,55 et celle de Val 3 de 0,47 et 0,42. Néanmoins, Val 2 sous-estime l' ET_0 de -48,9 % et Val 3 de -61,9 %.

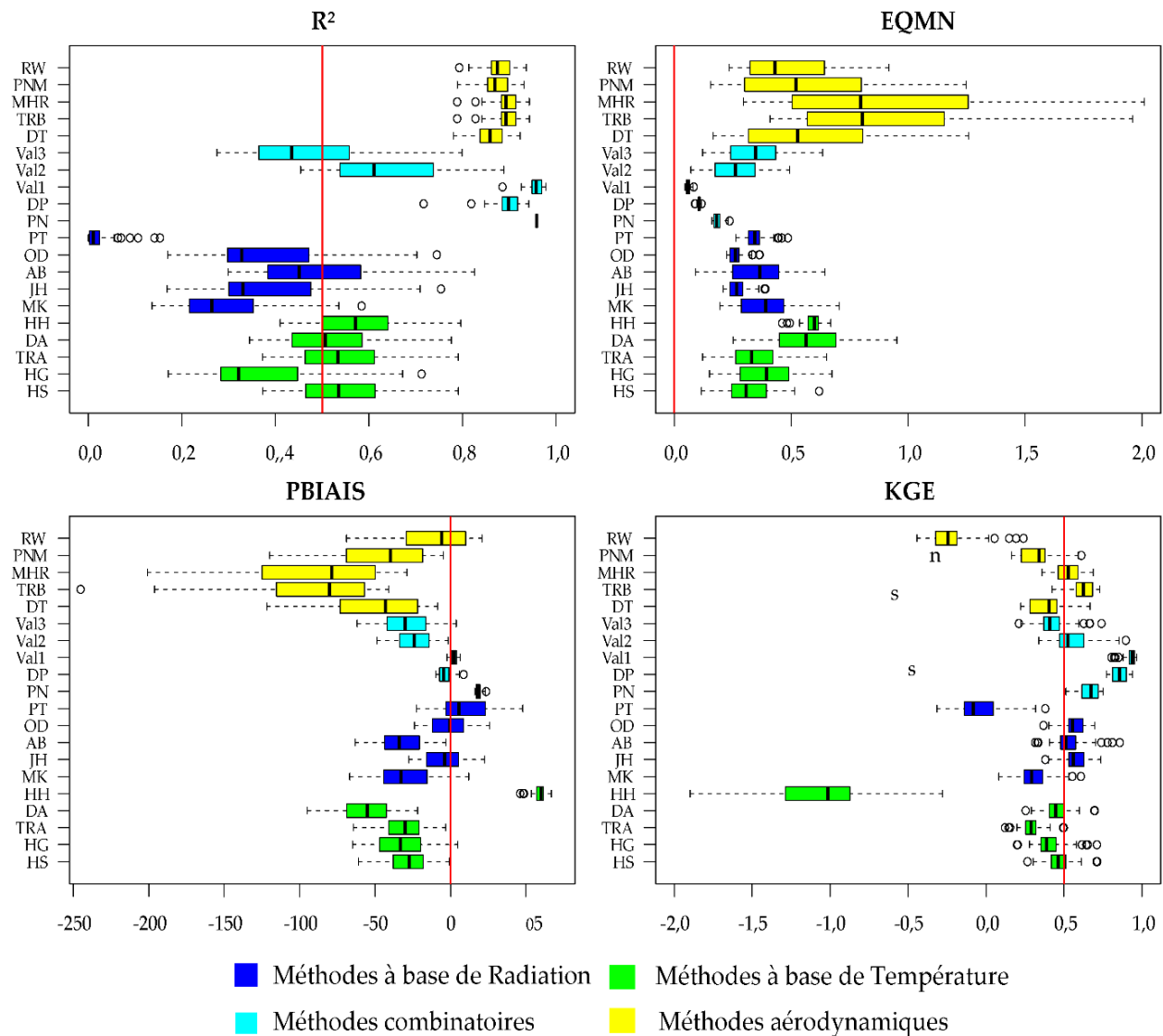


Figure 14 : Performance des méthodes en fonction critères d'évaluation retenus (La ligne rouge de chaque figure représente les valeurs seuil de chaque critère d'évaluation).

La Figure 15 montre la répartition spatiale des KGE. Elle montre que les modèles combinatoires de Val 1, DP et PN sont plus robustes parmi les méthodes évaluées dans toutes les zones climatiques du bassin. Elles ont des KGE variant entre 0,51 et 0,97 sur l'ensemble du bassin. La performance des méthodes combinatoires de Val 1, DP et PN s'explique par le fait qu'elles s'apparentent à la méthode de FAO56-PM et intègrent les mêmes paramètres climatiques. Parmi les méthodes qui intègrent moins de paramètres, Trabert, Val 2, Val 3 et JH sont plus robustes (Figure 14 et 15). La performance des méthodes varie en fonction des zones climatiques du bassin. En effet, la méthode aérodynamique de Trabert est plus performante dans les zones sahélienne et

soudanienne avec des valeurs de KGE variant de 0,69 à 0,73. Des résultats similaires ont été obtenus par Djaman *et al.* (2015) dans la vallée du fleuve Sénégal. La performance des méthodes a été notée par Heydari *et al.* (2014) en Iran, Singh et Xu (1997) au nord-ouest d'Ontario (Canada) et Djaman *et al.* (2016) en Tanzanie et Kenya. Cependant, Ndiaye *et al.* (2017) ont montré que les méthodes aérodynamiques ont de faibles performances au Burkina Faso. Cette différence pourrait être expliquée par le fait que les valeurs constantes de ces méthodes ne sont pas adaptées à toutes les conditions climatiques. La performance des méthodes aérodynamiques est expliquée par le fait que la vitesse du vent et la température jouent un rôle important dans l'évapotranspiration dans les environnements semi-arides (Tabari et Talae, 2014).

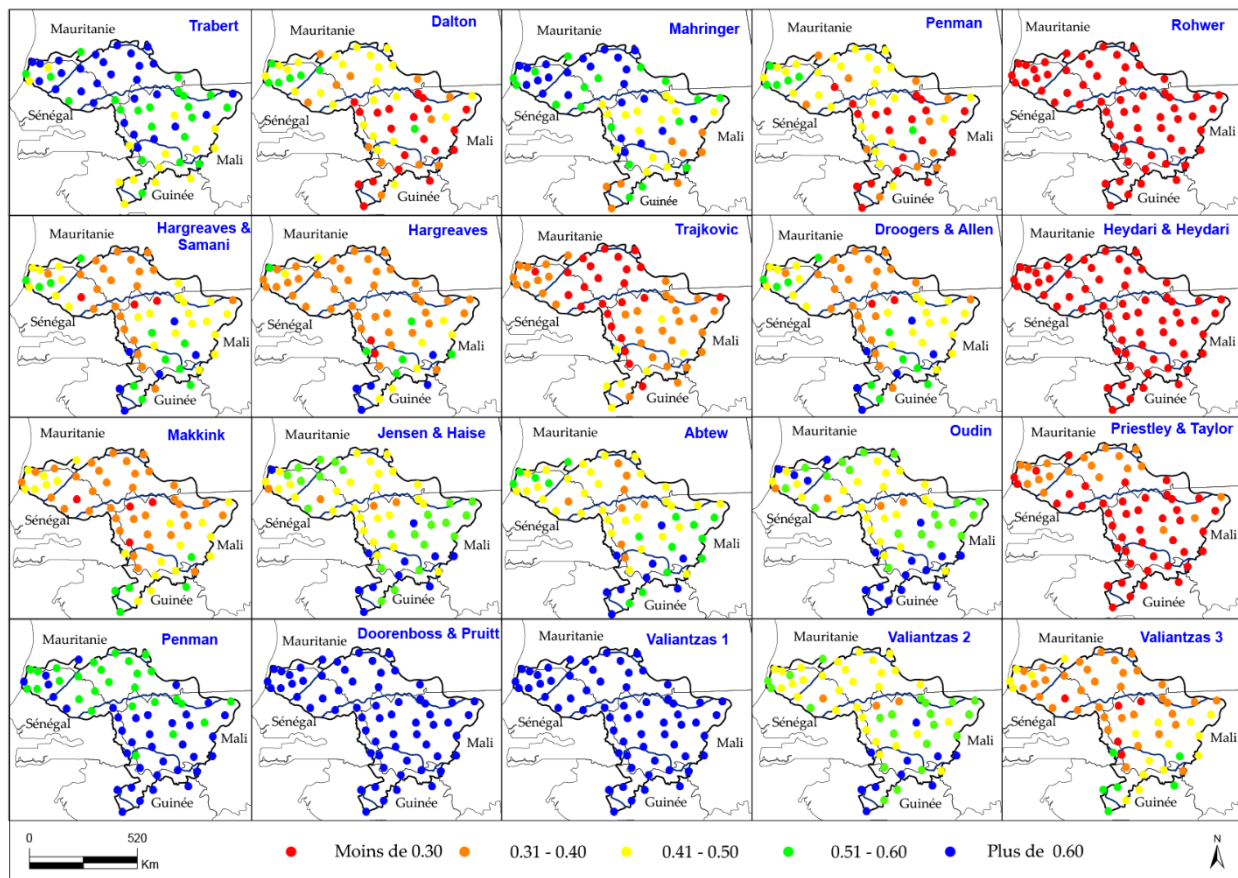


Figure 15 : Répartition spatiale des valeurs de KGE des vingt méthodes évaluées.

Dans la zone guinéenne, les méthodes combinatoires (Val 2, Val 3) et à base de température (HS) donnent de meilleurs résultats dans l'estimation de l'ET₀. En effet, les valeurs de KGE (Figure 14 et 15) de Val 2 varient de 0,82 à 0,90, celles de Val 3 de 0,53 à 0,74 et les KGE de HS varient de 0,53 à 0,74. Les erreurs d'estimation de ces méthodes sont aussi plus minimes dans la zone

guinéenne. Ces résultats sont accord avec ceux de Tabari (2011) qui a montré la robustesse des méthodes à base de radiation et de température dans un climat humide de l’Iran. La performance des méthodes combinatoires et à base de température dans la partie guinéenne du bassin s’explique par le fait que ces méthodes intègrent la radiation et la température qui ont plus d’impact sur l’ET₀ dans les climats humides (Irmak *et al.*, 2003 ; Ambas et Baltas, 2012). Selon ces auteurs, dans les régions humides, l’air est proche de la saturation et l’évapotranspiration dépend largement de l’énergie disponible.

Les résultats de l’évaluation de vingt méthodes alternatives montrent globalement que les méthodes combinatoires de Doorenboss & Pruitt, Penman, et Valiantzas 1, 2, aérodynamiques de Trabert et Mahinger, à base de température de Hargreaves & Samani et à base de radiation de Jensen & Haise présentent les meilleures estimations de l’évapotranspiration. Les méthodes de Rohwer (aérodynamique), Heydari & Heydari (à base de température) et de Priestley & Taylor (à base de radiation) sont moins robustes parmi les vingt méthodes. En se basant sur leur performance et le nombre de variables climatiques qu’elles intègrent, les méthodes de TRB, Val 2, Val 3, HS et JH sont retenues pour calibration,

3.2. Calibration et validation des meilleures méthodes

Le Tableau 11 synthétise les nouvelles valeurs constantes des méthodes après calibration et les Figures 16 et 17 donnent les performances de ces méthodes en fonction des critères d’évaluation.

Tableau 11 : Caractéristiques des meilleures méthodes retenues après évaluation

Références	Avant calibration	Après calibration
Trabert (1896)	$ET_{0TR} = 0,3075 \times \sqrt{u_2} \times (es - ea)$	$ET_{0TRcal} = 2,770 \times \sqrt{u_2} \times (es - ea)$
Valiantzas (2013b)	$ET_{0val2} = 0,0393 \times R_s \times \sqrt{T + 9,5} - 0,19 \times R_s^{0,6} \times \varphi^{0,15} + 0,078 \times (T + 20) \times \left(1 - \frac{Hr}{100}\right)$	$ET_{0val2cal} = 0,027 \times R_s \times \sqrt{T + 9,5} - 0,19 \times R_s^{0,6} \times \varphi^{0,15} + 0,159 \times (T + 20) \times \left(1 - \frac{Hr}{100}\right)$

Valiantzas (2013c)	$ET_{0_{val3}} = 0,0393 \times R_s \times \sqrt{T + 9,5} - 0,19 \times R_s^{0,6} \times \varphi^{0,15} + 0,0061 \times (T + 20) \times (1,12 \times T - T_{min} - 2)^{0,7}$	$ET_{0_{val3cal}} = 0,026 \times R_s \times \sqrt{T + 9,5} - 0,19 \times R_s^{0,6} \times \varphi^{0,15} + 0,018 \times (T + 20) \times (1,12 \times T - T_{min} - 2)^{0,7}$
Jensen & Haise (1963)	$ET_{0_{JH}} = 0,025(T - 3) \times R_s$	$ET_{0_{JHcal}} = 0,027(T - 3) \times R_s$
Hargreaves & Samani (1985)	$ET_{0_{HS}} = 0,408 \times 0,0023 \times (T + 17,8) \times (T_{max} - T_{min})^{0,5} \times R_a$	$ET_{0_{HScal}} = 0,408 \times 0,0031 \times (T + 17,8) \times (T_{max} - T_{min})^{0,5} \times R_a$

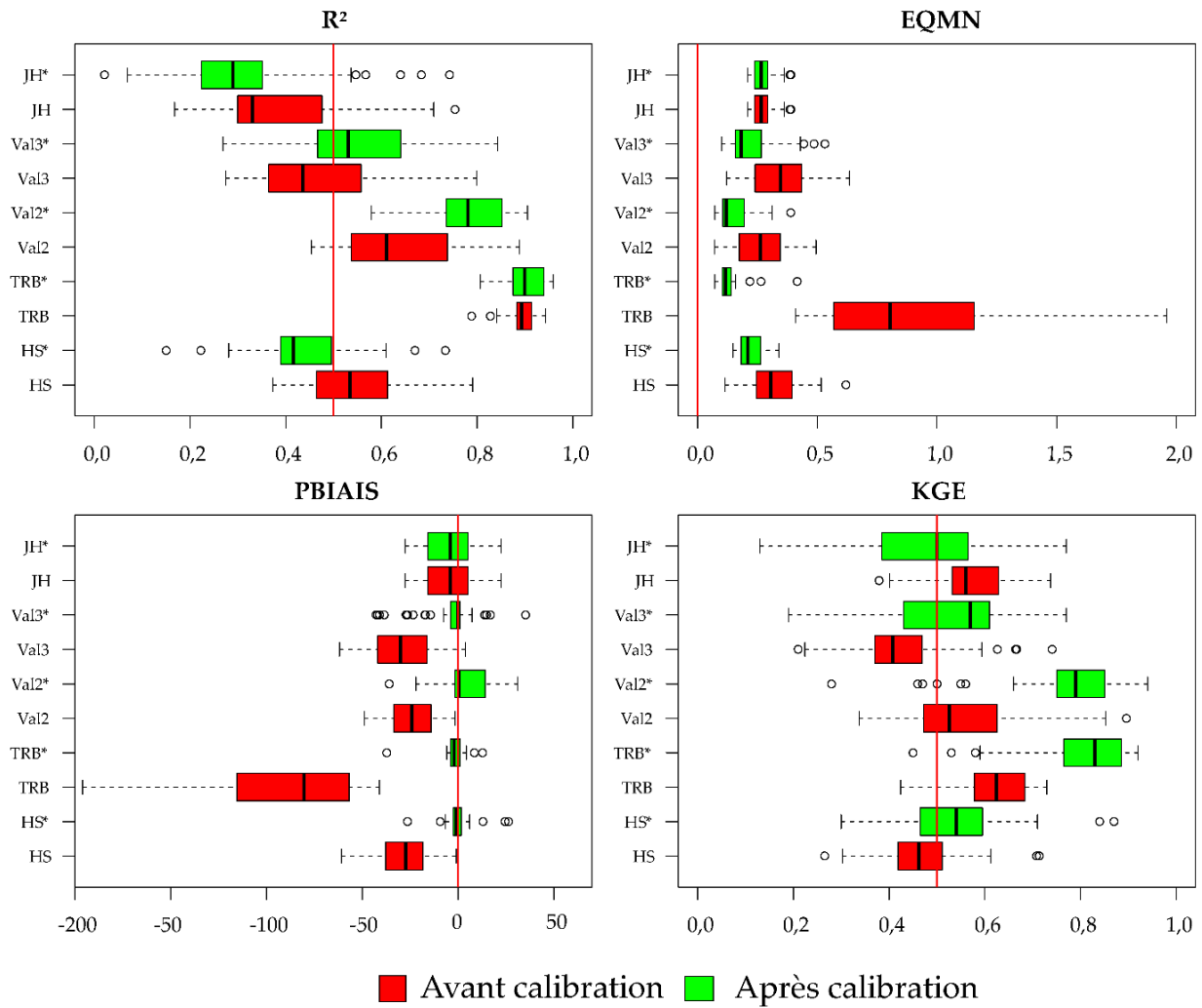


Figure 16 : Performance des méthodes avant et après calibration : (couleur rouge : avant calibration ; couleur verte : après calibration).

La calibration/validation a amélioré la performance des méthodes de TRB, Val 2, Val 3 et HS. Ainsi, elle augmente les KGE de Trabert de 32% et réduit ses erreurs d'estimation à 97 %. Cependant, une détérioration de la méthode JH après calibration a été noté ; ce qui est en désaccord avec Irmak *et al.*, (2003) qui ont avancé que la méthode de JH donne de meilleurs résultats dans les climats humides. Cette détérioration pourrait être expliquée par la faible performance de cette méthode dans les climats semi-arides.

Après calibration, les KGE de Val 2, Val 3 et HS sont améliorés de 45%, 29% et 19%, respectivement. Le KGE de JH est réduit de 16% après calibration. L'analyse des résultats de la calibration/validation montre que les méthodes de TRB et Val 2 restent toujours robustes sur l'ensemble du bassin et Val 3 et HS restent toujours performantes en zone guinéenne. Cela s'explique par le rôle de la vitesse du vent sur l' ET_0 dans les environnements arides et celui de la température et de la radiation dans les climats humides.

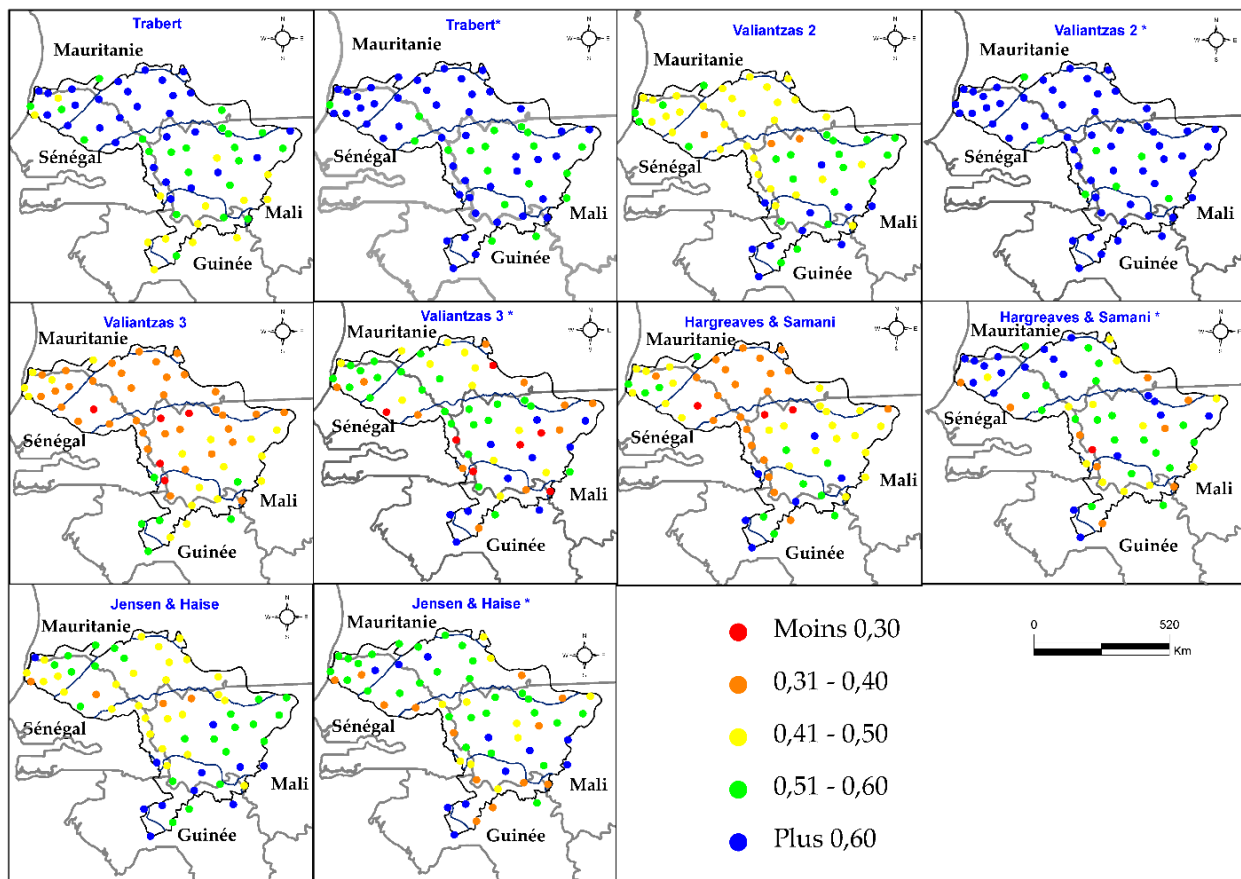


Figure 17 : Valeurs de KGE obtenues après calibration des meilleures méthodes.

La période 2006-2017 est utilisée pour la validation des méthodes. La Figure 18 donne le diagramme de Taylor qui compare les résultats des cinq méthodes validées par rapport à la méthode FAO56-PM en fonction des zones climatiques. Et la Figure 19 donne la distribution spatiale des PBIAIS. Les résultats montrent que les méthodes de TRB et Val 2 donnent toujours les meilleures estimations de l'ET₀. Elles ont la même amplitude de variation que la méthode de FAO56-PM avec des coefficients de corrélation élevés variant entre 0,93 et 0,95. La distribution spatiale des pourcentages d'erreur permet de noter que la méthode de Trabert sous-estime globalement l'ET₀ de 1,1 à 37%. La sous-estimation la plus importante est notée dans la zone guinéenne où la méthode de TRB est moins performante. La méthode de Val 2 surestime l'ET₀ de 0,3%-31%, et les méthodes de Val 3, HS et JH sous-estiment l'évapotranspiration. Ces résultats corroborent ceux de Djaman et al. (2015), qui ont montré que la méthode de Trabert sous-estime l'ET₀ de 25 % à la station de Ndiaye et de 6 % à Fanaye dans le delta et la vallée du fleuve Sénégal, respectivement. Dans une autre étude, Djaman *et al.* (2016) ont montré que la méthode de Val 2 sous-estime l'ET₀ de 13 mm dans le delta du fleuve Sénégal. Ndiaye *et al.*, (2017) ont montré aussi que la méthode de Trabert sous-estime l'ET₀ au Burkina Faso.

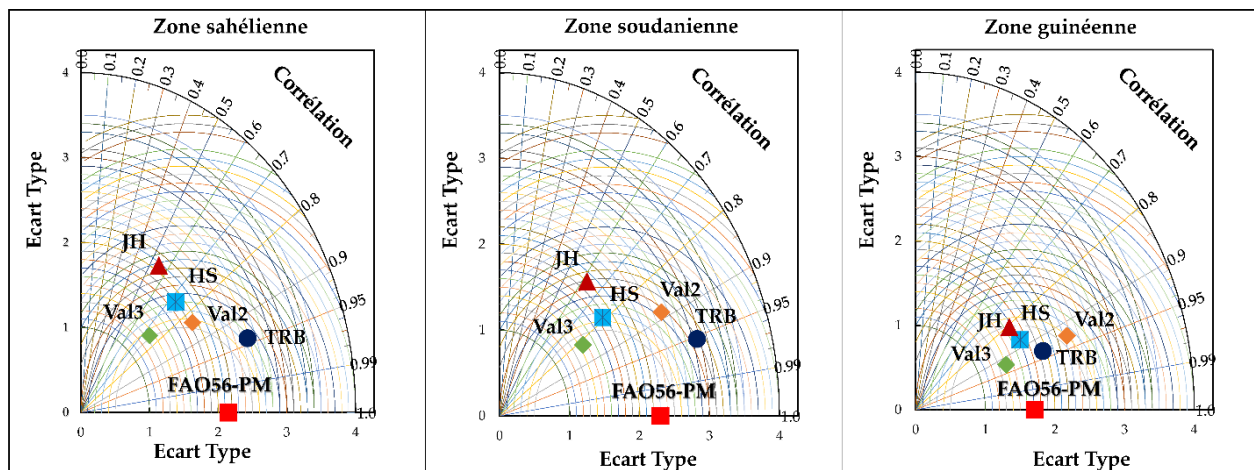


Figure 18 : Diagramme de Taylor des meilleures méthodes sur la période de validation (2006-2017) en fonction des zones climatiques.

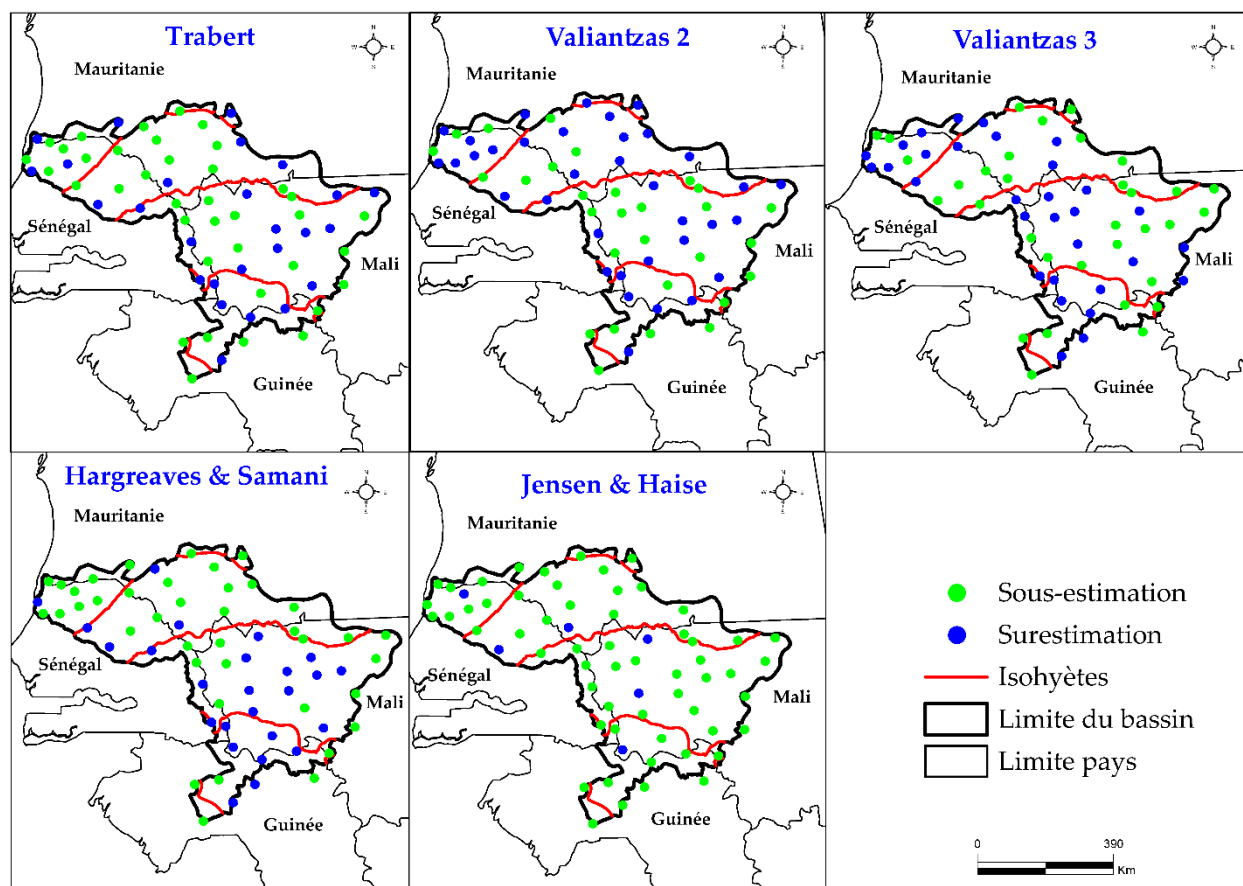


Figure 19 : Répartition spatiale du PBIAS entre les meilleures méthodes et celle de FAO56-PM.

4. Conclusion

L'objectif de ce chapitre est d'évaluer et calibrer vingt méthodes alternatives d'estimation de l'évapotranspiration de référence (ET_0) dans le bassin du fleuve Sénégal et calibrer et valider les meilleures méthodes afin de les adapter au contexte climatique du bassin. Les résultats montrent que les méthodes de Trabert, Valiantzas 2, Valiantzas 3, Hargreaves et Samani et Jensen Haise sont, respectivement, les meilleures méthodes d'estimation de l'évapotranspiration dans le bassin du fleuve Sénégal. La calibration a permis d'améliorer la performance de toutes les méthodes sauf celle de Jensen et Haise, dont sa performance est réduite après calibration. Du point de vue spatial, la méthode de Trabert est plus robuste dans les zones sahélienne et soudanienne. Par contre, les méthodes intégrant la radiation solaire ou l'humidité relative (Valiantzas 2, Valiantzas 3 et Hargreaves et Samani) sont plus robustes dans la zone guinéenne.

Cette étude fournit des informations sur le choix d'un modèle d'estimation de l' ET_0 en fonction des données disponibles et des zones climatiques. En effet, lorsque les données de la température et de la vitesse du vent sont disponibles, la méthode de Trabert peut être utilisée dans toutes les zones climatiques du bassin. Quand l'humidité relative, la radiation et la température sont disponibles, la formule de Valiantzas 2 est recommandée. L'utilisation de la méthode Val 3 est encouragée quand la radiation et les températures sont les seules données disponibles. Et la méthode de HS peut être une option quand on dispose seulement de données de température. Cependant, l'utilisation des méthodes à base de radiation (JH) n'est pas encouragée dans le bassin du fleuve Sénégal. Ces informations peuvent être utiles pour la modélisation hydrologique, le pilotage de l'irrigation, la gestion des réservoirs, la recherche, la planification et la gestion des ressources en eau du bassin. Toutefois, les types de données (réanalyses) utilisées dans ce travail peuvent être entachées d'erreur favorisant ainsi des incertitudes et des biais dans l'estimation de l' ET_0 par les différentes méthodes. Il serait donc important de valider ces résultats avec des données *in situ* de quelques stations.

Chapitre 5 : Analyse de tendance et de la sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques dans le bassin du fleuve Sénégal sur la période 1984-2017.

1. Introduction

L'évaluation des impacts du changement climatique sur les ressources en eau constitue l'un des défis actuels des études hydrologiques (Zhao *et al.*, 2014). En effet, les projections d'écoulement permettent aux gestionnaires des ressources en eau ainsi qu'aux décideurs de confronter les disponibilités futures en eau aux besoins des différents usages et de bâtir ainsi des stratégies d'adaptation au changement climatique. La prévision des écoulements futurs dépend fortement de l'évapotranspiration, dont l'évolution est influencée par plusieurs variables climatiques (Bodian *et al.*, 2018). En outre, l'évapotranspiration joue un rôle crucial dans la détermination des besoins en eau des cultures (Patle *et al.*, 2019). Elle est donc importante pour la planification et la programmation de l'irrigation. L'évapotranspiration constitue aussi l'un des paramètres qui établissent une relation entre le bilan d'énergie et le bilan de l'eau à la surface de la terre (Tao *et al.*, 2015). Elle contrôle ainsi les transferts d'eau et d'énergie entre la terre et l'atmosphère ; et elle est considérée comme un indicateur du changement climatique (Shan *et al.*, 2016).

L'évapotranspiration est influencée par plusieurs facteurs : température, vitesse du vent, humidité relative, radiation solaire, couverture végétale, occupation du sol, etc. (Li *et al.*, 2017 ; Jahani *et al.*, 2018 ; Abiye *et al.*, 2019). La variation de l'un de ces facteurs peut affecter la distribution spatiotemporelle de l'évapotranspiration (Jun *et al.* 2012 ; Obada *et al.*, 2017). Ainsi, durant ces dernières années, plusieurs auteurs (Mahyoub et Buhairi, 2010 ; Tao *et al.*, 2015 ; Shan *et al.*, 2016 ; Feng *et al.*, 2017 ; Zhang *et al.*, 2017 ; Rahman *et al.*, 2018 ; Jiao et Wang, 2018) ont montré que le réchauffement climatique entraîne une augmentation de l'évapotranspiration. Par contre, une baisse de l'évapotranspiration a été notée dans certaines zones climatiques du monde : dans des climats sèches et humides des Etats Unis (Peterson *et al.*, 1995 ; Lawrimore et Peterson, 2000), dans un climat tropical et subtropical de la Chine (Zhang *et al.*, 2007, Jiao et Wang, 2018), dans un climat semi-aride de la Turquie (Ozdogon et Salincci, 2004) et dans un climat semi-aride de l'Iran (Shadmani *et al.*, 2012). Le contraste entre l'augmentation des températures et la baisse de l'évapotranspiration est connu sous le vocable de « paradoxe d'évaporation » (Peterson *et al.*, 1995 ; Rodrick et Forquha, 2002). Ce « paradoxe d'évaporation » pourrait être expliqué par la

baisse de la radiation solaire, suite à l'augmentation de la couverture nuageuse et la concentration des aérosols et des polluants dans l'atmosphère (Peterson *et al.*, 1995 ; Rodrick and Forquha, 2002 ; Han *et al.*, 2012), la hausse de l'humidité relative (Chattopadhyay et Hulme, 1997) et l'atténuation de la vitesse du vent (Han *et al.*, 2012).

A cet égard, plusieurs études, à travers le monde, se sont intéressées à la caractérisation de la tendance de l'évapotranspiration et des variables climatiques qui la conditionnent (Chaouchou, 2010 ; Tao *et al.*, 2015 ; Lu *et al.*, 2016 ; Qi *et al.*, 2017 ; Rahman *et al.*, 2018). La méthode généralement utilisée par ces auteurs s'articule autour de deux points : (i) l'utilisation du test de Mann Kendall pour la détection de la tendance de l'ET₀ et des variables climatiques (Jiao et Wang, 2018 ; Abiye *et al.*, 2019) (ii) et une analyse de sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques (Irmak, 2006 ; Gong, 2006 ; Liquiao *et al.*, 2008 ; Estévez et al., 2009 ; Darshana *et al.*, 2012 ; Zhao, 2014 ; Sharifi et Dinpashoh, 2014 ; Tabari et Talaei, 2014). L'analyse de sensibilité permet de comprendre le lien qui existe entre l'évapotranspiration et les variables climatiques (Gong *et al.*, 2006) ; de déterminer les méthodes pour l'estimation de l'évapotranspiration (Irmak, 2006) et constitue un moyen de détection de l'impact du changement climatique sur l'évapotranspiration (Rahman *et al.*, 2018). Par exemple, Darshana *et al.* (2012) ont utilisé le test de Mann Kendall et l'analyse de sensibilité pour détecter la tendance de l'évapotranspiration et des variables climatiques dans le bassin de Tons (Inde). Leurs résultats ont montré une baisse significative de l'évapotranspiration annuelle et saisonnière. L'analyse de sensibilité révèle que l'évapotranspiration est plus sensible à la température maximale et à la radiation solaire. Gong *et al.* (2006) ont trouvé que l'évapotranspiration est plus sensible à l'humidité relative, à la radiation solaire, à la température moyenne de l'air et à la vitesse du vent dans le bassin de Changjiang en Chine. Tabari *et al.* (2011) ont noté que la température moyenne, la radiation solaire, l'humidité relative et la vitesse du vent ont respectivement plus d'influence sur l'évapotranspiration dans l'Ouest de l'Iran.

Ces différentes études montrent que la tendance et la sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques varient en fonction des régions d'études. En Afrique, Obada *et al.* (2017) ont analysé les variations récentes et futures de l'évapotranspiration au Bénin sur la période 1981-2010 en utilisant l'indice de Lamb (1982) et le test de Mann Kendall. Ils ont noté une tendance à la baisse significative (95%) de l'évapotranspiration annuelle durant cette période, accompagnée d'une forte

variabilité interannuelle. Toutefois, ils n'ont pas analysé la tendance des variables climatiques (température, vitesse du vent, humidité relative, radiation solaire) et leur influence sur l'évapotranspiration. Abiye *et al.* (2019) ont analysé, à partir des données mensuelles du Climate Research Unit (CRU) (version TS 4.00), la tendance de l'évapotranspiration sur la période 1906-2015 à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Les résultats qu'ils ont obtenus montrent une tendance significative à la hausse de l'évapotranspiration dans la zone sahélienne et une tendance à la baisse de celle-ci dans les zones soudanienne et guinéenne. Pour ces auteurs, la température est le paramètre climatique clé qui explique la variation de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest. Bien que l'étude de Abiye *et al.* (2019) soit pertinente à bien des égards, ils n'ont pas inclus dans l'analyse de sensibilité la vitesse du vent, l'humidité et la radiation solaire. Or les travaux de Gong *et al.* (2006) en Chine, de Irmak (2006) aux Etats Unis, de Bakhtiari et Liaghat (2011) en Iran, de Ambas et Baltas (2012) en Grèce, ont montré que ces variables climatiques ont une influence sur l'évapotranspiration.

Ce travail a donc un double objectif : (i) détecter les tendances annuelles et saisonnières de l'évapotranspiration à l'échelle du bassin du fleuve Sénégal et (ii) d'analyser la sensibilité des variables climatiques (températures maximale et minimale, vitesse du vent, humidité relative et radiation solaire). Après le bassin du Niger, le bassin du fleuve Sénégal est le second bassin transfrontalier le plus important en Afrique de l'Ouest. D'une superficie de plus de 300 000 km² (Bodian *et al.*, 2020), le bassin est au cœur des stratégies de développement des pays riverains : Guinée, Mali, Sénégal et Mauritanie. Sa population est estimée à 6,5 millions en 2015 et pourrait atteindre 9,8 millions en 2025 (SDAGE-OMVS, 2011). Les ressources en eau du bassin sont utilisées pour l'irrigation (2 milliards de m³/an), l'adduction en eau potables, la production hydroélectrique, l'élevage, la pêche, la navigation et l'exploitation minière. Les revenus de presque six millions de personnes dépendent des ressources en eau du bassin (SDAGE-OMVS, 2011). C'est pourquoi l'étude des tendances à long terme de l'évapotranspiration de référence, paramètre clé du cycle hydrologique, est cruciale.

2. Matériels et méthodes

2.1. Zone d'étude

Le bassin est divisé en deux grandes unités géographiques : le haut bassin et le bassin inférieur. Le haut bassin est presque essentiellement centré sur les massifs montagneux du Fouta-Djalou en

Guinée, source des principaux écoulements en Afrique de l'Ouest, sur les collines et plateaux qui leur font suite vers le nord au Mali. Cette zone est la partie la plus pluvieuse du bassin du Sénégal et la source des principaux affluents (Bafing, Bakoye, Baoulé). En outre, c'est également dans cette zone que se trouvent les ouvrages hydrauliques (barrage de Manantali, de Felou et de Gouina en construction) construits par l'Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Sénégal (OMVS) pour la régulation du régime du fleuve, la production de l'hydroélectricité et le développement de l'irrigation (Figure 20a).

Dans le souci de réguler les affluents non contrôlés et d'augmenter la productibilité énergétique du bassin, la mise en eau de plusieurs autres barrages est en perspective dans cette zone par l'OMVS. Le bassin inférieur qui correspond à la Vallée et au Delta, est la zone de concentration des principales activités agricoles du bassin. Du point de vue climatique, Dione (1996) identifie quatre principales zones climatiques sur la base de la distribution latitudinale des précipitations: Guinéenne (pluie moyenne annuelle $P > 1500$ mm) ; Sud Soudanien ($1000 < P < 1500$ mm) ; Nord Soudanien ($500 < P < 1000$ mm) et Sahélien ($P < 500$ mm). Dans cette étude, la subdivision de la zone soudanienne n'est pas prise en compte. Les zones climatiques ont été donc considérées dans leur ensemble. Ainsi, trois zones climatiques sont considérées : Guinéenne (1% de la superficie du bassin), Soudanienne (62%) et Sahélienne (37%).

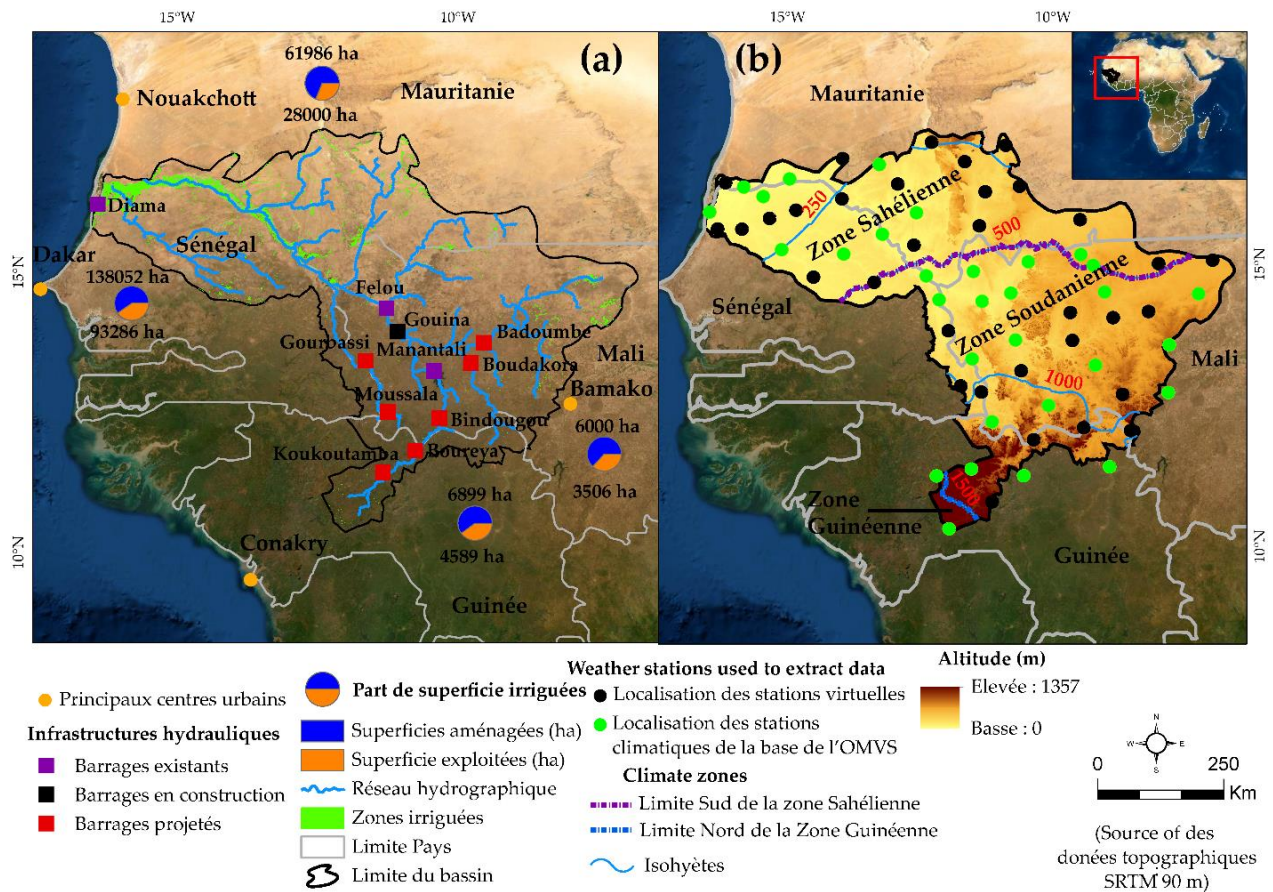


Figure 20 : Bassin du fleuve Sénégal : (a) principaux centres urbains du bassin, infrastructures hydrauliques et les surfaces irriguées (b) stations utilisées pour extraire les variables climatiques, les altitudes et les limites des zones climatiques.

2.2. Données

En Afrique de l'Ouest, les données climatiques gérées par les services météorologiques nationaux sont difficiles d'accès pour les chercheurs en raison de leur coût d'acquisition élevé (Bodian, 2020). De plus, la faible densité du réseau d'observation pose un problème de représentativité de ces données à l'échelle du bassin versant. Cependant, l'étude à grande échelle de l'évapotranspiration nécessite plusieurs points de mesure en raison de l'hétérogénéité des paysages et de la variation des processus de transfert d'énergie (Srivastava *et al.*, 2013). Par conséquent, dans cette étude, les données réanalyse et d'observation du projet POWER du NASA Langley Research Center (LaRC) financé par le programme NASA Earth Science/Applied Science (<https://power.larc.nasa.gov>, consulté le 20 décembre 2018) ont été utilisées comme alternative aux données observées inaccessibles et généralement éparses (Poccard-Leclercq, 2000 ; Bodian, 2020). Ces données, déjà

utilisées dans une étude antérieure (Ndiaye *et al.*, 2020), présentent l'avantage d'avoir une couverture spatiale et temporelle à l'échelle du globe (Poccard-Leclerq, 2000 ; Ruan *et al.*, 2015 ; Martins *et al.*, 2016) et de fournir les variables climatiques nécessaires pour l'estimation de l'évapotranspiration (Srivastava *et al.*, 2013 ; Purnadurga *et al.*, 2019). Pour l'extraction des données, les coordonnées de stations météorologiques (Figure 20b) de la base de données de l'OMVS (Bodian *et al.*, 2020) ont été utilisées. Les variables climatiques extraites à l'échelle journalière sur la période 1984-2017 sont : la température (maximale et minimale), l'humidité relative, la vitesse du vent et la radiation solaire. Les valeurs moyennes journalières des principales variables climatiques sont données à la Figure 21. La température varie de 19°C à plus de 38°C en fonction des zones climatiques. Les valeurs maximales sont observées dans la zone sahélienne et celles minimales dans la zone guinéenne. Cette dernière zone présente les taux d'humidité relative les plus élevés supérieurs à 60%.

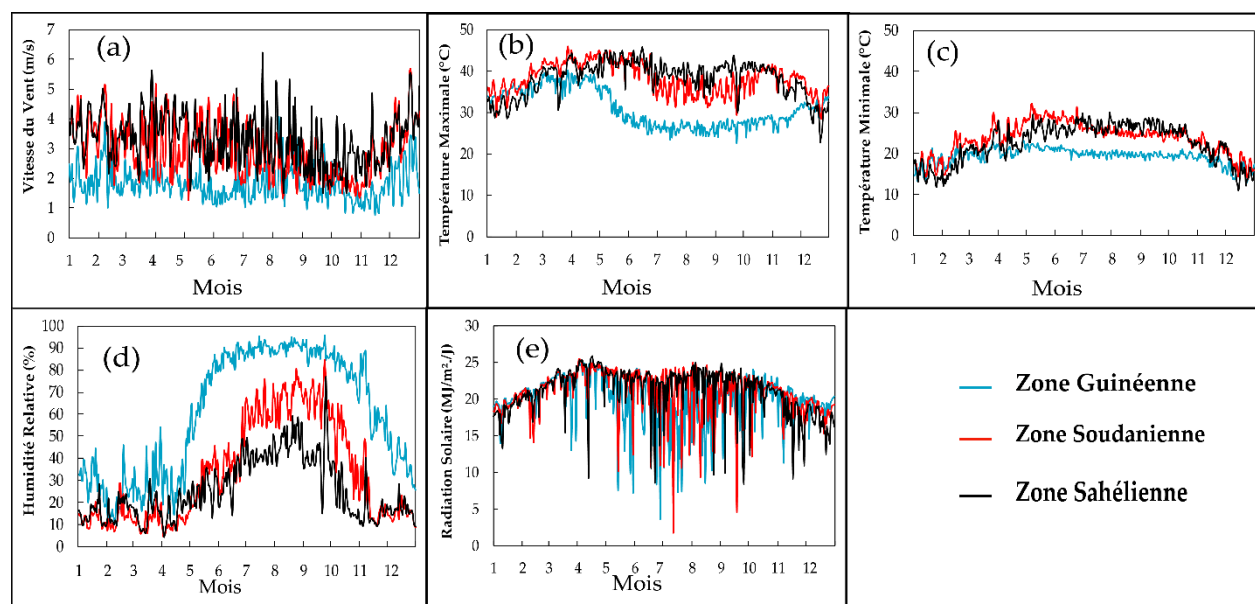


Figure 21 : Moyenne journalière des variables climatiques dans le bassin du fleuve Sénégal en fonction des zones climatiques : (a) Vitesse du vent, (b) Température maximale, (c) Température minimale, (d) Humidité relative, (e) Radiation solaire.

2.3. Méthodes

2.3.1. Calcul de l'évapotranspiration de référence

L'évapotranspiration de référence (ET_0) est l'évapotranspiration d'une surface de référence (gazon ou luzerne), de hauteur uniforme (0,08 à 0,15 m) et convenablement alimentée en eau (Allen *et al.*,

1998). Elle est considérée comme un paramètre climatique et donc peut être estimée avec seulement des variables climatiques (Allen *et al.*, 1998). Parmi les différentes méthodes existantes pour l'estimation de l'ET₀, celle de Penman-Monteith est reconnue comme méthode standard dans toutes les conditions climatiques du globe (Allen *et al.*, 1998). Ainsi, cette méthode est utilisée dans cette étude pour l'estimation de l'ET₀ du gazon à l'échelle journalière. L'ET₀ annuelle et saisonnière sont obtenues par le cumul des valeurs journalières. Deux saisons sont ainsi définies : une saison sèche (Novembre à Mai) et une saison des pluies (Juin à Octobre). La longueur des saisons varie en fonction des zones climatiques du bassin. Mais, pour simplifier l'appellation nous avons retenu ces deux saisons. Le changement de l'évapotranspiration annuelle et saisonnière est important pour les études hydrologiques et pour la production agricole (Zeng *et al.*, 2019). La méthode d'interpolation de l'Inverse des Distances au Carrée (IDC) (Diop *et al.*, 2015 ; Chu *et al.*, 2017) est utilisée pour spatialiser l'ET₀ à l'échelle annuelle et saisonnière. L'IDC est la technique d'interpolation largement utilisée pour analyser la distribution spatiale de l'évapotranspiration (Diop *et al.*, 2015 ; Qi *et al.*, 2017 ; Chu *et al.*, 2017). Elle est une technique simple et donne une estimation précise de l'évapotranspiration, comparée aux autres techniques d'interpolation comme le krigeage (Qi *et al.*, 2017).

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(Rn-G) + \gamma \frac{900}{T+273,3} u^2 (es-ea)}{\Delta + \gamma(1+0,34u^2)} \quad (5.1)$$

Où ET₀ est l'évapotranspiration de référence (mm/jour), *Rn* : rayonnement net à la surface des cultures (MJ m²/ jour), *G* est la densité de flux de chaleur du sol (en MJ m²/jour) qui est ignoré à l'échelle journalière, *T* est la température moyenne quotidienne de l'air à une hauteur de 2 m (en °C), *u* est la vitesse du vent à une hauteur de 2 m (en m/s), *es* est la pression de vapeur saturante (en kPa), *ea* est pression de vapeur réelle (en kPa), (*es-ea*) est le déficit de saturation (en kPa) *Δ* est la courbe de pente de la pression de vapeur (en kPa ° C⁻¹) et *γ* est la constante psychrométrique (en kPa ° C).

En raison de l'indisponibilité de l'humidité relative maximale et minimale dans les données de réanalyses utilisées, la pression de vapeur actuelle (*ea*) est estimée à partir de l'humidité relative moyenne selon la formule proposée par Allen *et al.* (1998) :

$$ea = \frac{Rh}{100} \left[\frac{e^\circ(T_{max}) + e^\circ(T_{min})}{2} \right] \quad (5.2)$$

Où *ea* est la pression de vapeur actuelle (en kPa), *Rh* humidité relative moyenne, *e*[°](*T*_{max}) pression de vapeur saturante à une température maximale, *e*[°](*T*_{min}) pression de vapeur saturante à une température minimale.

2.3.2. Détection des tendances dans les séries ET₀

Le test de Mann Kendall (MK), introduit par Mann (1968) puis étendu par Kendall (1975), est souvent utilisé pour la détection des tendances dans les séries de données hydro-climatiques (Azizzadeh et Javan, 2015 ; Diop *et al.*, 2018 ; Bodian *et al.*, 2020). L'avantage de ce test est le fait qu'il n'impose pas aux données de suivre une quelconque distribution statistique (Chu *et al.*, 2017). Il n'est pas également sensible aux valeurs extrêmes (Shadmani *et al.*, 2012). Le test est basé sur deux hypothèses : hypothèse nulle (notée H₀) qui suppose que le test est stationnaire, pas de tendance et l'hypothèse alternative (H₁) qui rejette H₀ et indique l'existence d'une tendance. Le S statistique de Mann Kendall est donné par la formule suivante :

$$S = \sum_{j=1}^{n-1} \sum_{i=j+1}^n \text{sign}(x_i - x_j) \quad (5.3)$$

Où x_i est la valeur de la variable au temps i et x_j est la valeur de la variable j , n est la longueur de la série et $\text{sign}()$ est une fonction qui se calcule de la façon suivante :

$$\text{sign}(x_i - x_j) = \begin{cases} 1 & \text{si } (x_i - x_j) > 0 \\ 0 & \text{si } (x_i - x_j) = 0 \\ -1 & \text{si } (x_i - x_j) < 0 \end{cases} \quad (5.4)$$

Une tendance à la hausse ou à la baisse est donnée par le signe de la valeur Z (positif ou négatif) qui est obtenu à partir de la variance de S qui s'obtient par cette formule :

$$\text{Var}(s) = n(n-1)(2n+5)/18 \quad (5.5)$$

Pour $n > 10$, Z suit approximativement une distribution normale et peut être calculé comme suit :

$$Z = \begin{cases} \frac{s-1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{s+1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \quad (5.6)$$

La tendance obtenue est mesurée en fonction de son niveau de signification c'est-à-dire la probabilité associée au rejet ou non de l'hypothèse nulle. Dans cette étude, le seuil de signification

de 0,05 est retenu. Quand $|Z| > 1,96$ l'hypothèse nulle est rejetée et la tendance est significative à 5%. Si une tendance est notée dans la série de données, son amplitude peut être déterminée par la pente de la tendance (noté β). La méthode de Sen (1968) est généralement utilisée pour estimer la pente de la tendance.

$$\beta = \text{Median} \left(\frac{x_i - x_j}{i - j} \right) \forall i < j \quad (5.7)$$

Où x_i et x_j sont les valeurs des données aux temps i et j , respectivement. Une valeur de β positive indique une tendance à la hausse et valeur négative une tendance à la baisse.

L'application du test de Mann Kendall nécessite, au préalable, une vérification de l'autocorrélation des données. En effet, dans les tests non paramétriques comme celui de Mann Kendall, les séries de données doivent être indépendantes car l'existence d'une autocorrélation peut augmenter la probabilité de détecter une tendance significative (Bayazit et Önöz, 2009). Une autocorrélation positive augmente l'erreur de première espèce (rejet de l'hypothèse nulle alors qu'elle est vraie) car la variance du test de Mann Kendall augmente avec la magnitude de l'autocorrélation de la série (Shan *et al.*, 2016). De ce fait, l'influence de l'autocorrélation doit être supprimée de la série (Dadaser-Celik et Guzel, 2016). Par contre, si les données ne sont pas autocorrélées, le test de Mann Kendall peut être appliqué directement sans modification. Pour déterminer l'autocorrélation, la signification du lag-1 est effectuée avec un niveau de signification de 0,05 (Qi *et al.*, 2017). La fonction d'autocorrélation (ACF) a été utilisé pour construire les graphiques d'autocorrélation (Osias *et al.*, 2020). La Figure 22 donne ainsi les tests d'autocorrélation de quelques stations du bassin. Une autocorrélation significative (5%) n'est pas observée pour 80 % des stations. Néanmoins, quelques stations présentent une autocorrélation significative mais qui n'est pas homogène pour l'ensemble des lags. De ce fait, compte tenu du nombre limité de stations présentant une autocorrélation significative, le test de tendance de Mann Kendall est directement appliqué aux données brutes.

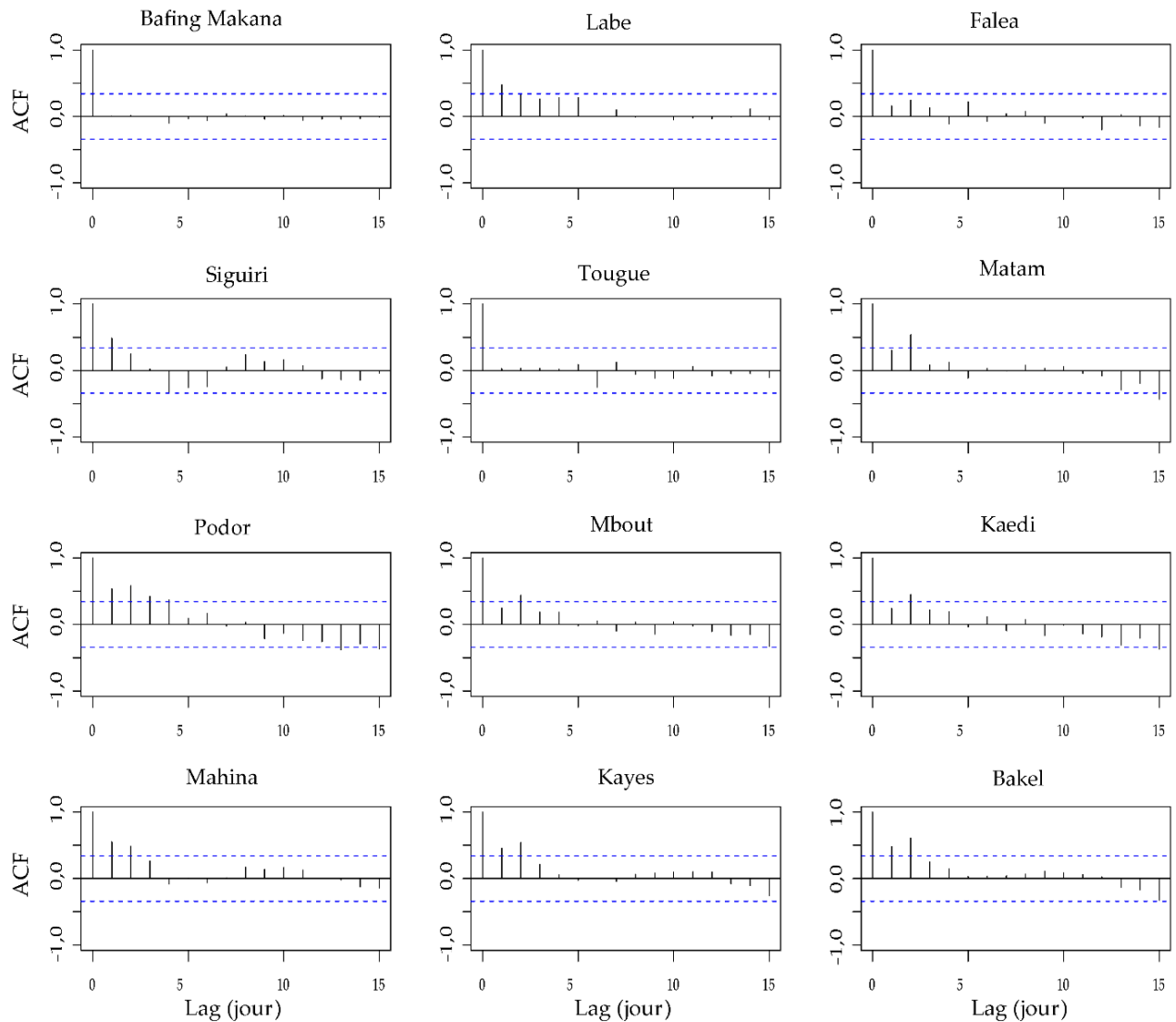


Figure 22 : Autocorrélation de l'évapotranspiration annuelle de quelques stations (le tiré bleu en pointillé représente l'intervalle de confiance de 95 %).

2.3.3. Sensibilité de l' ET_0 aux variables climatiques

L'analyse de sensibilité est la technique généralement utilisée pour déterminer l'influence des variables climatiques sur l'évapotranspiration (Irmak, 2006 ; Zhao, 2014). Les variables utilisées dans cette étude sont : la température maximale (T_{max}), la température minimale (T_{min}), la vitesse du vent (u_2), l'humidité relative (H_r) et la radiation solaire (R_s). Pour ce faire, l' ET_0 a été estimée en faisant varier chaque variable individuellement de ± 5 , 10, 15, 20 et 25% en laissant les autres variables constantes (Tabari et Talaei, 2014). Ensuite, un coefficient de sensibilité a été calculé afin de déterminer le degré d'influence de chaque variable climatique sur l' ET_0 (Li *et al.*, 2017). Ce coefficient est défini comme suit :

$$S_{vi} = \frac{\partial ET_0}{\partial vi} \times \frac{vi}{ET_0} \quad (5.8)$$

Où S_{vi} est le coefficient de sensibilité, ∂ET_0 variation de l'évapotranspiration de référence (ET_0) entraînée par le changement d'une variable (∂vi), vi étant la variable considérée. Un coefficient de sensibilité positif (négative) indique que la variable augmente (diminue) l'évapotranspiration de référence. Plus la valeur absolue du coefficient de sensibilité est élevée plus la variable a d'influence sur l' ET_0 (Li *et al.*, 2017).

3. Résultats et discussion

3.1. Variation spatiale de l'évapotranspiration annuelle et saisonnière

La Figure 23 donne la répartition spatiale de l'évapotranspiration saisonnière et annuelle à l'échelle du bassin du fleuve Sénégal. L'évapotranspiration varie de 1130 à 2170 mm durant la saison sèche (de novembre à mai) et décroît durant la saison des pluies avec des valeurs comprises entre 400 et 1500 mm. A l'échelle annuelle, l' ET_0 varie de 1500 à plus de 3000 mm avec une valeur moyenne de 2524 mm (c'est-à-dire 4,1 et 9 mm/j, avec une moyenne de 6,9 mm/j). Ces valeurs, même si elles semblent élevées, sont en phases avec celles de Aubin (2018) qui a montré qu'en Afrique de l'Ouest, l'évapotranspiration annuelle varie de 3500 mm au nord du Sahel à 1000 mm en zone équatoriale. Du point de vue spatiale, la répartition de l' ET_0 suit le sens contraire de la distribution latitudinale des précipitations. En effet, la zone sahélienne qui reçoit moins de pluie enregistre les valeurs d' ET_0 les plus élevées. Par contre, dans la zone guinéenne, l'accroissement de l'humidité et la baisse des températures favorisent la baisse des valeurs d'évapotranspiration.

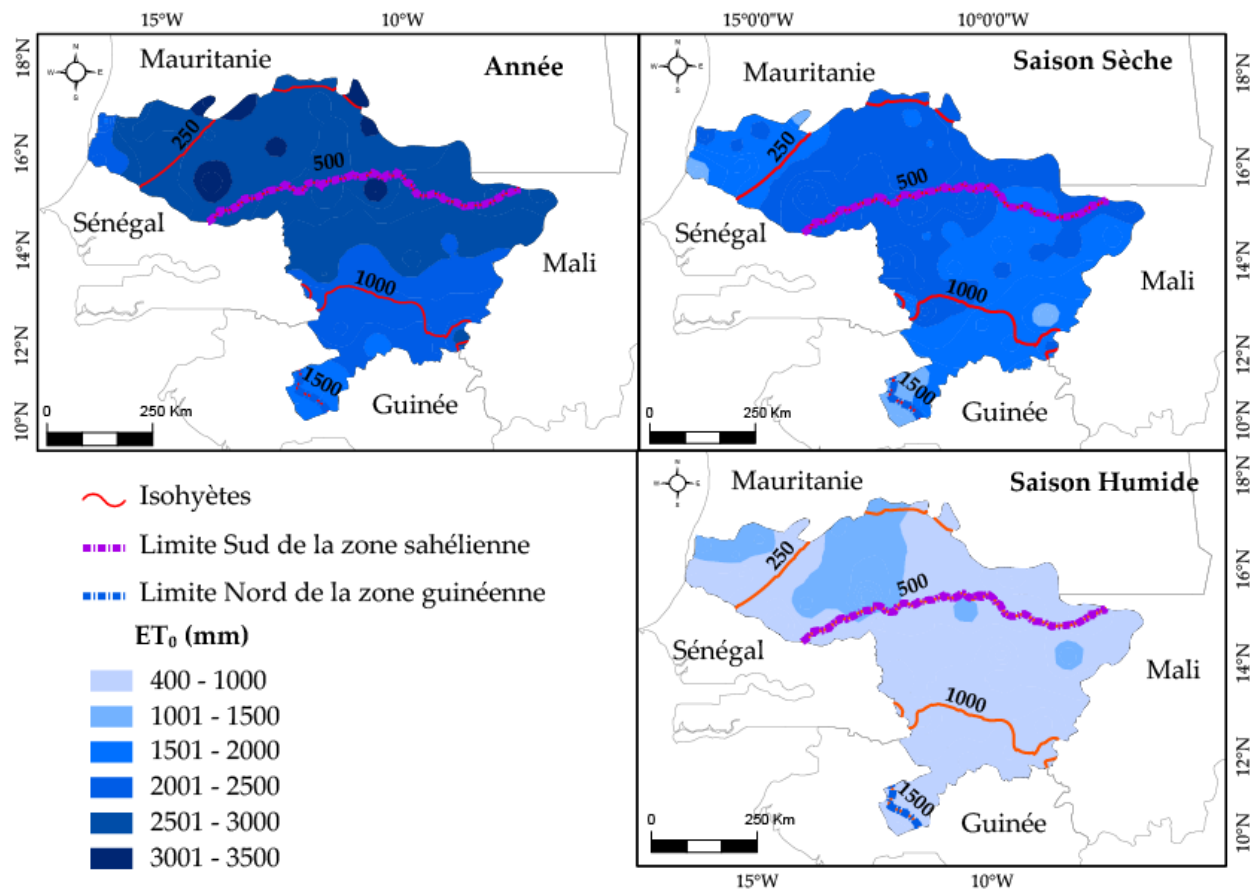


Figure 23 : Répartition spatiale de l'évapotranspiration annuelle et saisonnière sur la période 1984-2017.

3.2. Tendances de l'évapotranspiration annuelle et saisonnière

Les tendances de l'évapotranspiration annuelle et saisonnière et leur amplitude sont données aux Figures 24 et 25. L'analyse de ces figures est basée sur les pourcentages de superficie occupé par chaque tendance détectée. Cette approche s'explique par le fait qu'il n'y a pas une organisation spatiale de la tendance de l'évapotranspiration dans le bassin du fleuve Sénégal (Figure 24). A l'échelle annuelle (Figure 24), une tendance positive significative de l' ET_0 est notée dans 32 % de la superficie du bassin. Par contre, moins de 1% du bassin exhibe une tendance négative significative de l' ET_0 dans la zone sahélienne. L'amplitude de la tendance de l' ET_0 annuelle varie de -15,47 à 13,83 mm/an avec une valeur moyenne de 0,72 mm/an (Figure 25). Du point de vue spatiale, on note une augmentation significative de l'évapotranspiration dans les zones sahélienne et soudanienne à l'échelle annuelle et durant la saison sèche. Toutefois, une baisse significative de l' ET_0 est localement observée en zones sahélienne et guinéenne. L' ET_0 annuelle augmente de 1,63

et 1,53 mm/an dans les zones sahélienne et soudanienne et baisse de -2,59 mm/an dans la zone guinéenne. Ces résultats sont en accord avec ceux de Abiye *et al.* (2019) qui ont noté une augmentation de l'ET₀ de 0,02 et 0,07 mm/an dans les zones sahélienne et soudanienne et une baisse de 0,02 mm/an dans la zone guinéenne de l'Afrique de l'Ouest sur la période 1906-2015. Cependant, même si les tendances sont identiques les amplitudes de variation diffèrent significativement, révélant l'intensification de l'ET₀ durant ces trente dernières années.

A l'échelle saisonnières, une tendance positive significative de l'ET₀ est notée dans 32% de la superficie du bassin durant la saison sèche (Figure 24). Durant la saison des pluies, une tendance négative significative de l'ET₀ est observée dans 4% du bassin. Et 97% de la baisse de l'ET₀ annuelle est localisée dans la zone sahélienne. L'amplitude de la tendance de l'évapotranspiration saisonnière varie légèrement de -8,36 à 9,27 mm/an et de -6,56 à 5,32 mm/an durant la saison sèche et celle des pluies, respectivement. Dans l'ensemble, l'analyse des tendances annuelle et saisonnière de l'ET₀ montre des résultats contrastés (baisse et hausse) en fonction des zones climatiques du bassin. Ces résultats sont en phase avec ceux de Abiye *et al.* (2019) qui ont montré : (i) une tendance positive significative de l'ET₀ dans les zones sahélienne et soudanienne et (ii) une tendance négative dans la zone guinéenne de l'Afrique de l'Ouest. La tendance positive de l'ET₀ trouvée dans cette étude est en accord avec les études de Azzizadeh et Javan (2015) qui ont montré une hausse significative de l'ET₀ annuelle et saisonnière dans le nord-ouest de l'Iran dans un climat semi-aride.

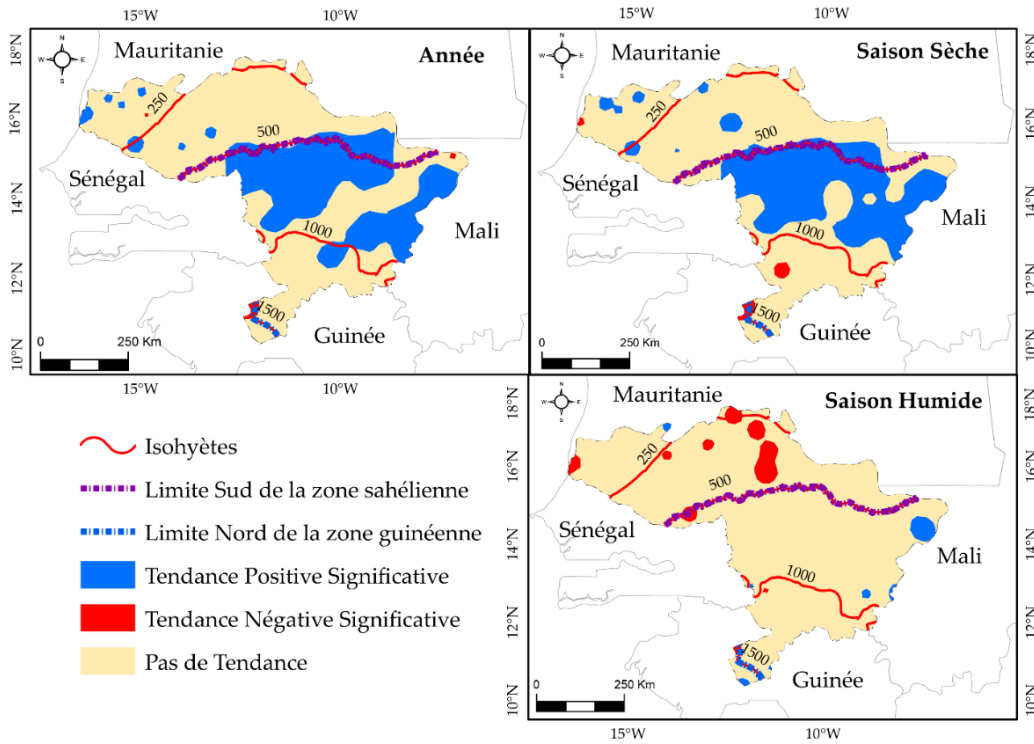


Figure 24 : Distribution spatiale de la significativité du test de Mann Kendall pour l'évapotranspiration annuelle et saisonnière.

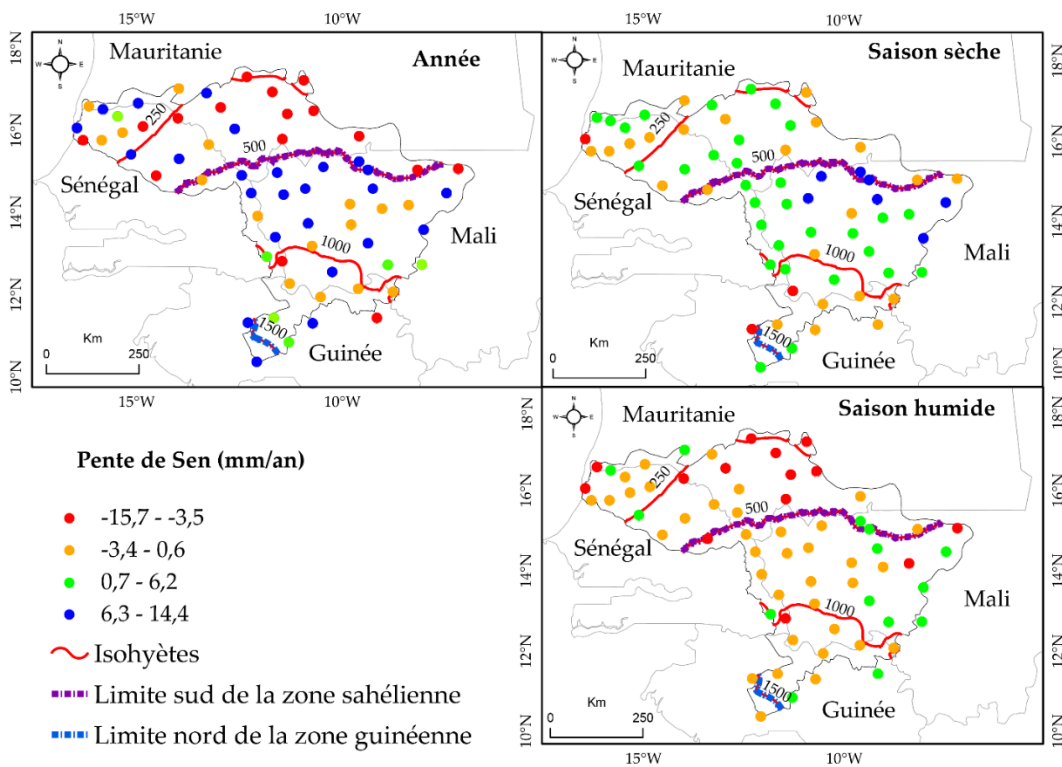


Figure 25 : Distribution spatiale de la pente de Sen de l'ET₀ annuelle et saisonnière.

3.3. Tendance des variables climatiques à l'échelle annuelle et saisonnière

La Figure 26 donne la répartition spatiale de la significativité du test de Mann Kendall des variables climatiques aux échelles annuelle et saisonnière. Ainsi, à l'échelle annuelle, la température (max et min), la radiation solaire (Rs) et l'humidité relative (Hr) montrent globalement une tendance à la hausse (Figure 26). En effet, les températures maximale et minimale augmentent de façon significative dans 68% et 81% du bassin et l'humidité relative dans 37% de la superficie du bassin. La radiation solaire reste inchangée pour 97% de la superficie du bassin et la vitesse du vent (u_2) baisse significativement dans 8% du bassin. Du point de vue spatiale, la Figure 27 donne la répartition des pentes de Sen des différents variables climatiques (vitesse du vent, température max et min, radiation solaire et humidité relative) et le Tableau 12 donne la synthèse des valeurs moyennes de la pente de Sen des variables climatiques en fonction des zones climatiques. Dans les zones sahélienne et soudanienne les températures maximale et minimale augmentent de $0,009^{\circ}\text{C}/\text{an}$ à $0,03^{\circ}\text{C}/\text{an}$. L'humidité relative et la radiation solaire augmentent de 0,05% à 0,12% et de $0,006 \text{ MJ}/\text{m}^2/\text{j}$ à $0,02 \text{ MJ}/\text{m}^2/\text{j}$, respectivement. Par contre, la vitesse du vent baisse de $-0,05 \text{ m}/\text{an}$.

Durant la saison sèche, les températures maximale et minimale augmentent respectivement pour 88% et 52% du bassin. L'humidité relative et la radiation solaire haussent également pour 25% et 43% du bassin, respectivement. La vitesse du vent baisse significativement pour 2% du bassin. Pendant la saison humide, 16% du bassin montre une tendance négative significative de la vitesse du vent. La température minimale et l'humidité relative continuent d'augmenter mais la température maximale et la radiation solaire baissent pour 6% et 5% du bassin, respectivement. Du point de vue spatiale, une baisse de la vitesse du vent, de la température maximale et de la radiation solaire est notée dans la zone sahélienne durant la saison des pluies. Dans la zone guinéenne, une baisse de la radiation de $0,01 \text{ MJ}/\text{m}^2/\text{j}$ est observée durant la saison sèche (Tableau 12).

Dans l'ensemble, la vitesse du vent est la seule variable qui baisse de façon significative à l'échelle annuelle et durant la période pluvieuse. Des résultats similaires ont été obtenus par Zeng *et al.* (2019) qui ont observé une baisse significative de la vitesse du vent durant la période 1960-2018 au sud-ouest de la Chine. En outre, Oguntunde *et al.* (2011) ont également trouvé une baisse significative de la vitesse du vent sur la période 1973-2008 au Nigéria. McVicar *et al.* (2012), en se basant sur une revue de 148 études réalisées à travers le monde, ont noté une baisse moyenne de la vitesse du vent de $-0,017 \text{ m}/\text{an}$. La baisse de la radiation solaire trouvée dans cette étude a été

également observée en Mongolie (Bian *et al.*, 2020) et aux bassins de Yangsu et Lijiang en Chine (Chu *et al.*, 2017 ; Jiao et Wang, 2018).

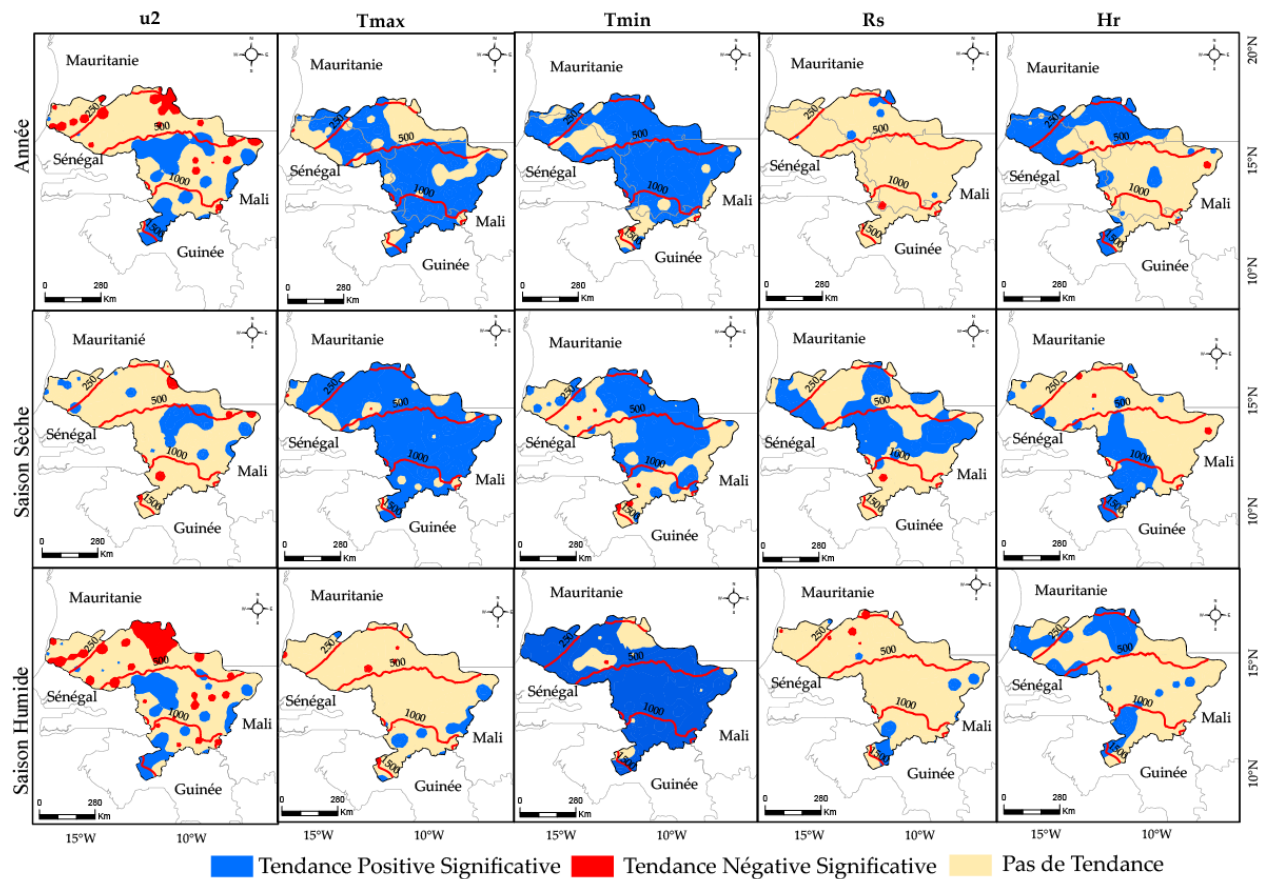


Figure 26 : Distribution spatiale de la significativité du test de Mann Kendall des différentes variables climatiques : u_2 vitesse du vent, T_{max} température maximale, T_{min} température minimale, R_s Radiation solaire, H_r humidité relative.

Globalement, la tendance à la hausse de l'évapotranspiration annuelle peut être expliquée par l'augmentation des températures (maximale et minimale). Ce qui confirme les résultats de Abiye *et al.* (2019) qui notent que la température est le facteur clé qui explique la variation de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest. Tabari *et al.* (2011) ont également obtenu des résultats similaires en Iran. Ces résultats montrent qu'il y'a un lien direct entre l'évapotranspiration et le changement climatique. En effet, l'augmentation des températures favorise une hausse de l'évapotranspiration et pourrait aggraver les conditions arides d'un milieu et accélérer le processus de désertification (Goyal, 2004). L'augmentation de l'évapotranspiration pourrait aussi augmenter

les besoins en eau des cultures et le coût d'irrigation affectant ainsi la production agricole et les rendements (Mosaedi *et al.*, 2016).

Malgré la tendance globale à la hausse, une baisse localisée de l' ET_0 est observée dans les zones sahélienne et guinéenne. Cette tendance négative peut s'expliquer par l'augmentation de l'humidité relative et la baisse de la radiation solaire et de la vitesse du vent. Lu *et al.* (2016) ont aussi obtenu des résultats similaires dans la province de Yangsi en Chine. Pour eux, la baisse de la durée d'insolation et de la vitesse du vent sont les principales causes de la baisse de l'évapotranspiration. Bian *et al.* (2020) ont également noté que la vitesse du vent et la radiation sont les principaux facteurs qui expliquent la baisse de l' ET_0 en Mongolie. Ce phénomène de baisse de l'évapotranspiration malgré une augmentation de la température est appelé « paradoxe d'évaporation ». Après le paradoxe hydrologique mise en évidence au Sahel par Descroix *et al.* (2009 et 2012), on assiste aussi au paradoxe d'évaporation qui n'est pas seulement localisé dans la zone sahélienne mais s'étend en zone guinéenne du bassin du fleuve Sénégal. Ce paradoxe est plus visible dans la zone sahélienne où les fortes températures devraient s'accompagner d'une hausse généralisée de l'évapotranspiration. Ce phénomène a été récemment observé par Bian *et al.*, (2020) dans un climat semi-aride de la Mongolie.

La baisse de l' ET_0 notée surtout dans la zone sahélienne met en évidence la notion de « paradoxe d'évaporation » qui a été débattue par certains auteurs (Yin et Liu, 2010 ; Zhao *et al.*, 2015 ; Lu *et al.*, 2016 ; Jiao et Wang, 2018). Deux phénomènes principaux expliquent cette baisse de l' ET_0 : « Global Dimming » ou « assombrissement globale » et « Wind Stilling » ou « atténuation des vent ». Le « Global Dimming » correspond à la décroissance de la durée d'insolation et de la radiation solaire qui favorise la baisse de l'énergie nécessaire à l'évapotranspiration (Yin et Liu, 2010). Le « Wind Stilling » renvoie à l'atténuation de la vitesse du vent qui provoque une baisse de l'évapotranspiration (Rodrick et Forquha, 2002). L'augmentation de la couverture nuageuse, la concentration des aérosols et des polluants sont les facteurs primaires de l'assombrissement global de l'atmosphère (Yin et Liu, 2010). La rugosité des surfaces et l'augmentation de la couverture végétale peuvent aussi être des explications raisonnables de la décroissance de la vitesse du vent (Li *et al.*, 2018). Une autre explication du « paradoxe d'évaporation » serait la diminution du déficit de saturation en raison de l'augmentation de l'humidité relative (Chattopadhyay *et al.*, 1997). Cette théorie semble plausible dans le contexte du bassin du fleuve Sénégal d'autant plus que cette baisse

significative est plus notoire durant la saison des pluies où l'humidité augmente en raison des quantités de précipitations reçues. A l'échelle annuelle, l'humidité relative augmente aussi de façon significative dans la zone sahélienne du bassin (Figure 26).

En outre, les activités anthropiques, non prises en compte dans cette étude, peuvent jouer un rôle sur l' ET_0 (Han *et al.*, 2019). En effet, les infrastructures hydrauliques, l'occupation du sol par l'agriculture et les pratiques d'irrigation peuvent contribuer à la variation de l'évapotranspiration (Tao *et al.*, 2015). L'augmentation des précipitations peut être aussi une explication plausible de la baisse de l'évapotranspiration (Han *et al.*, 2012).

Tableau 12 : Synthèse des valeurs moyennes de Sen slope (β) de l'évapotranspiration et des variables climatiques : u_2 vitesse du vent, T_{max} température maximale, T_{min} température minimale, H_r humidité relative, R_s Radiation solaire.

Zones climatiques	Périodes	$\beta(u_2)$ (m/s)	$\beta(T_{max})$ (°C)	$\beta(T_{min})$ (°C)	$\beta(H_r)$ (%)	$\beta(R_s)$ (MJ/m ² /j)	$\beta(ET_0)$ (mm)
Guinéenne	Saison Sèche	0,00	0,04	-0,04	0,25	-0,01	-0,98
	Saison Humide	0,01	0,01	0,03	0,08	0,02	0,20
	Année	0,00	0,02	-0,01	0,14	0,00	-2,60
Soudanienne	Saison Sèche	0,00	0,05	0,02	0,05	0,02	2,78
	Saison Humide	0,00	0,02	0,24	0,12	0,01	-0,56
	Année	-0,05	0,03	0,03	0,05	0,02	1,53
Sahélienne	Saison Sèche	0,01	0,02	0,01	0,05	0,02	0,78
	Saison Humide	0,00	-0,01	0,03	0,28	0,01	-2,03
	Année	0,00	0,01	0,02	0,12	0,00	1,63

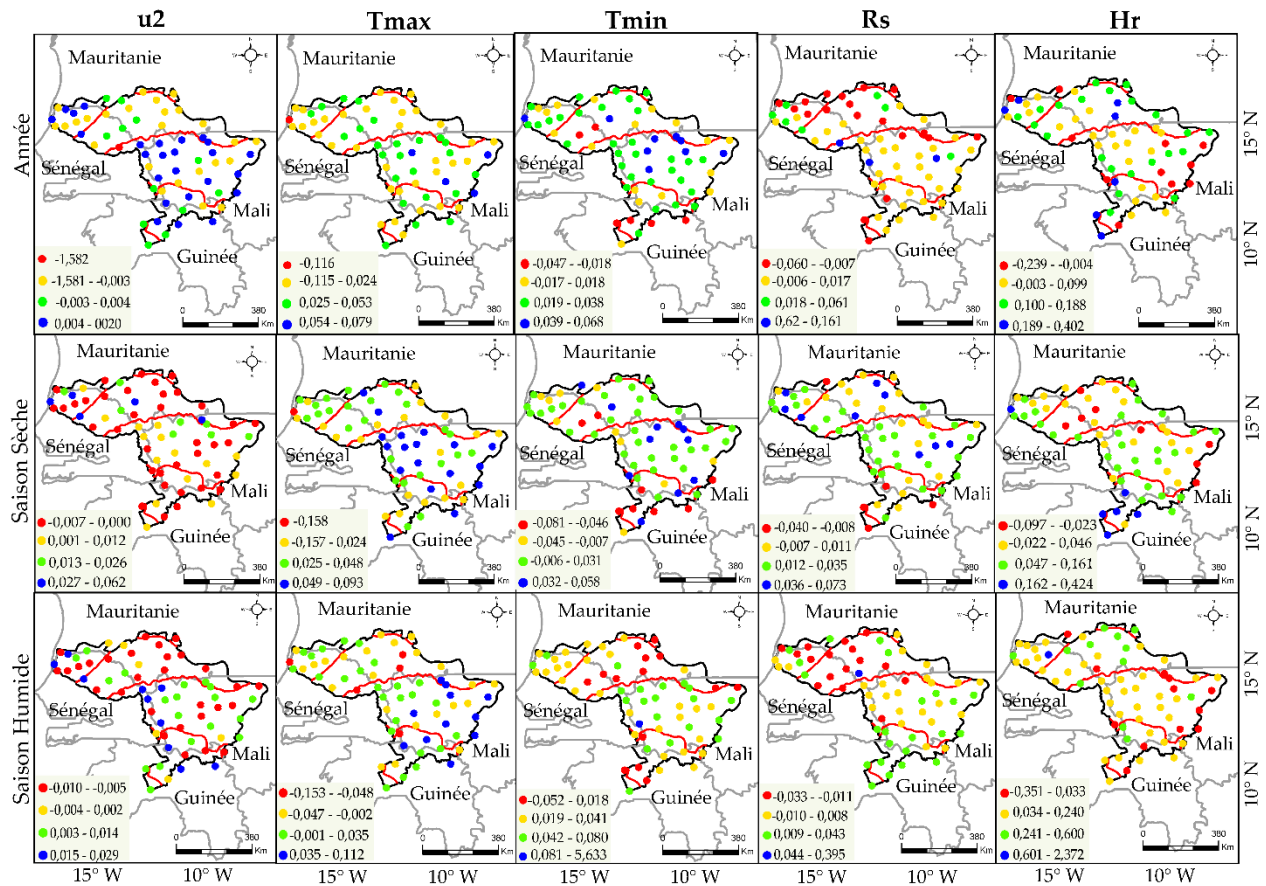


Figure 27 : Distribution spatiale de la pente de Sen des variables climatiques à l'échelle annuelle : u2 vitesse du vent, Tmax température maximale, Tmin température minimale, Rs, Radiation solaire, Hr humidité relative.

3.4. Sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques

La Figure 28 montre la relation entre l'évapotranspiration et les variables climatiques. Les résultats montrent que les températures (maximale et minimale), la vitesse du vent et la radiation ont une influence positive sur l'évapotranspiration. L'augmentation de ces variables entraîne une augmentation de l'évapotranspiration. Par contre, une augmentation de l'humidité relative entraîne une baisse de l' ET_0 . En outre, l'influence des variables climatiques sur l' ET_0 varie en fonction des zones climatiques du bassin. En effet, dans les zones sahélienne et soudanienne, l'évapotranspiration est plus sensible à la variation de la température maximale, de la vitesse du vent et de la radiation solaire, respectivement. Par contre, dans la zone guinéenne, la température maximale, l'humidité relative et la radiation solaire ont plus d'influence sur l' ET_0 . Par exemple, à l'échelle annuelle, une augmentation de 5% à 25 % de la Température maximale entraîne une

hausse de l' ET_0 de 0,48 mm à 2,89 mm en zone sahélienne, de 0,37 mm à 2,24 mm en zone soudanienne et de 0,15 mm à 0,89 mm en climat guinéen. Par contre, l'augmentation de l'humidité relative de 5% à 25% favorise une baisse de l'évapotranspiration de 0,06 mm à 0,38 mm. Ces résultats sont en phase avec ceux de Li *et al.* (2018) qui ont montré que l'humidité relative est la seule variable qui a une influence négative sur l' ET_0 dans le bassin de Huai en Chine.

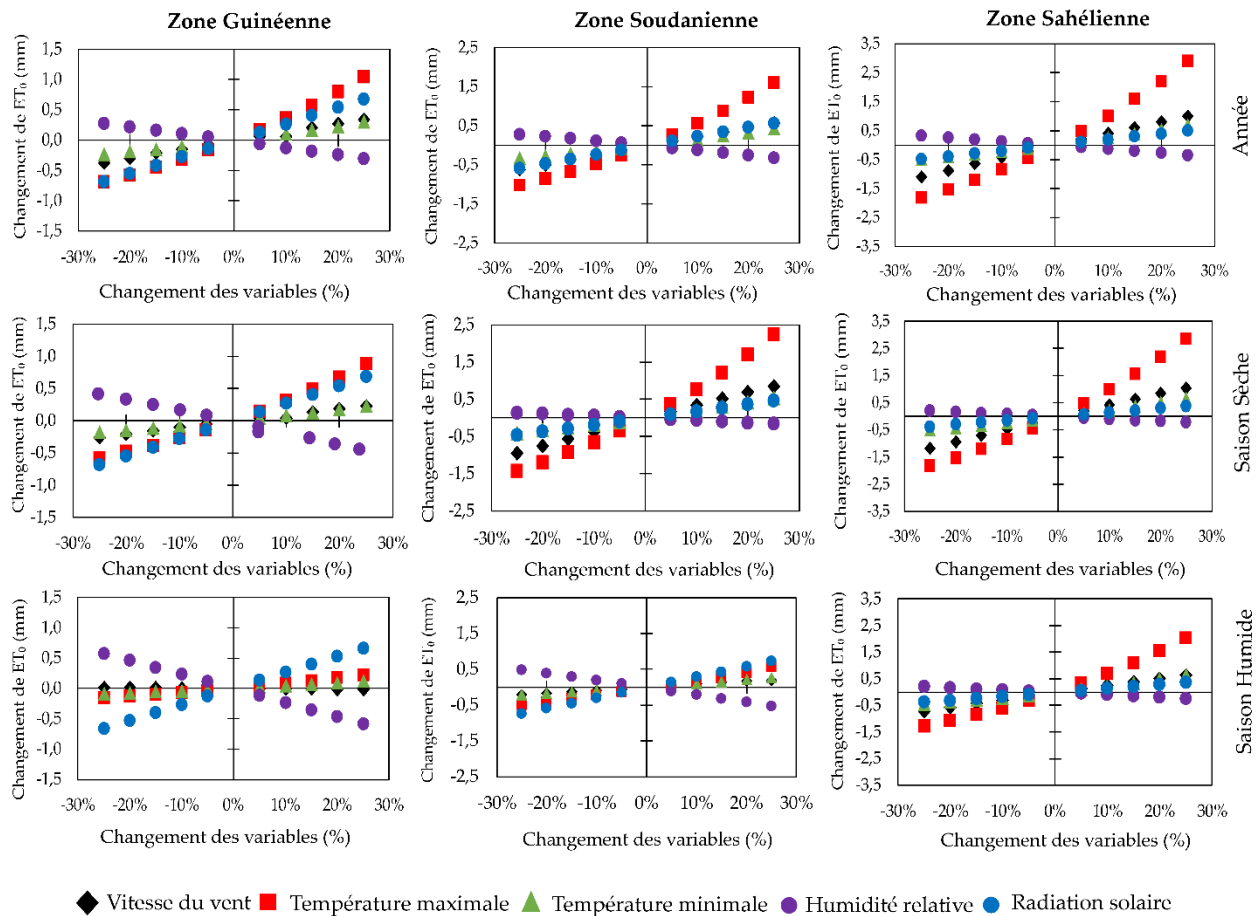


Figure 28 : Sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques.

3.5. Distribution spatiale des coefficients de sensibilité annuels et saisonniers

La Figure 29 donne la répartition spatiale des coefficients de sensibilité moyens annuels et saisonniers de l'évapotranspiration aux variables climatiques. Le coefficient de sensibilité est adimensionnel et plus sa valeur absolue est élevée plus la variable a de l'influence sur l' ET_0 . Dans l'ensemble, l'humidité relative présente les coefficients de sensibilité les plus élevés suivis par la température maximale, la radiation solaire, la température minimale et la vitesse du vent, respectivement. Du point de vue spatiale, l'influence de la température maximale est plus

significative dans la zone sahélienne et soudanienne. L'impact de la vitesse du vent sur l'ET₀ diminue de la zone sahélienne à celle guinéenne avec des coefficients variant de -0,03 à 0,22 (Figure 29). La radiation solaire et la température minimale ont des coefficients de sensibilité comprises entre 0,09 et 1,54 et entre 0,04 et 2,12, respectivement. L'influence de la radiation solaire sur l'ET₀ est plus importante dans la zone guinéenne et durant la saison des pluies. Ces résultats sont en accord avec des travaux dans le bassin du fleuve Sénégal (Ndiaye *et al.*, 2020, *cf. chapitre 4*) qui ont montré que les méthodes qui intègrent la vitesse du vent et la température sont plus performantes pour l'estimation de l'ET₀ dans les zones sahélienne et soudanienne du bassin du fleuve Sénégal. Et les méthodes intégrant la radiation solaire et l'humidité relative sont plus robustes dans le domaine guinéen plus humide.

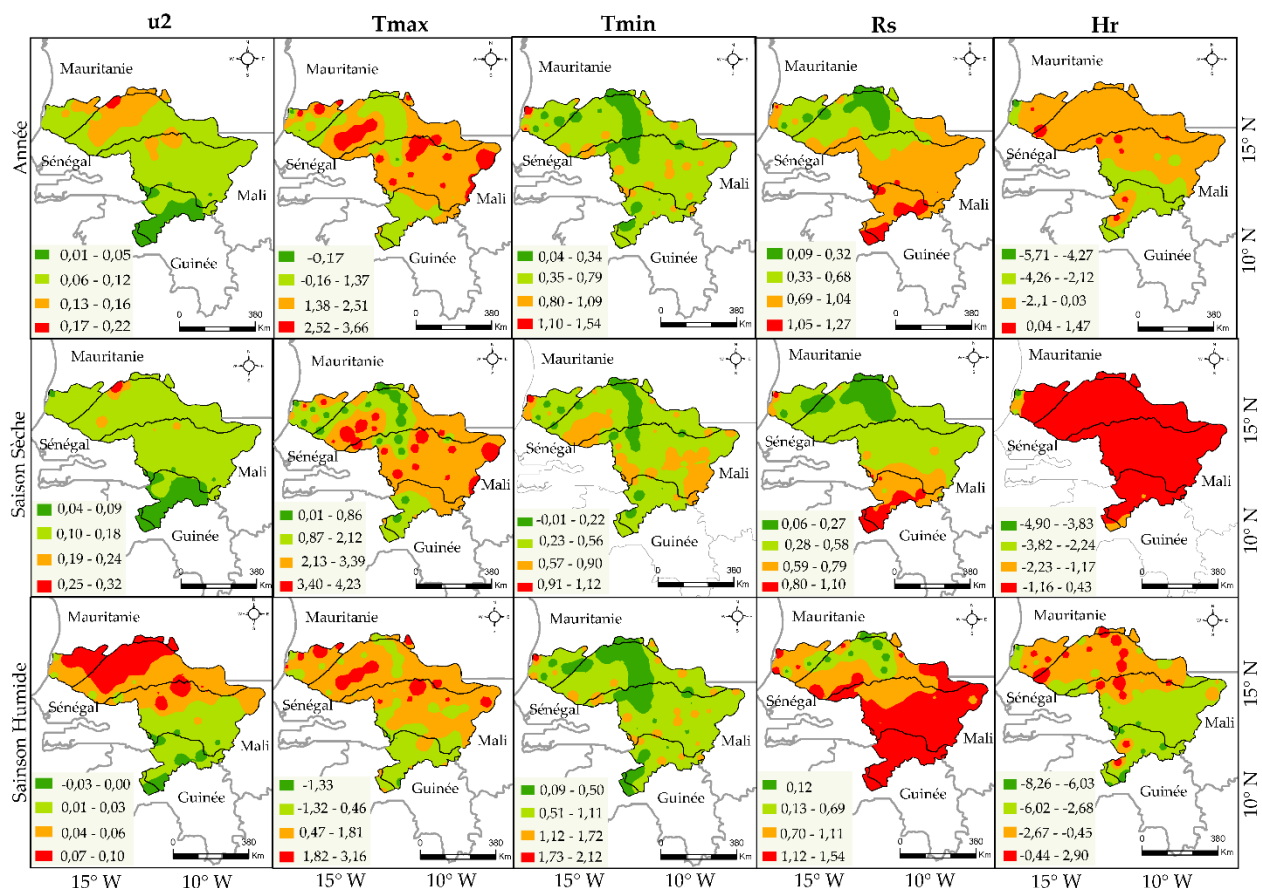


Figure 29 : Coefficients de sensibilité moyens des variables climatiques sur la période 1984-2017 : u2 vitesse du vent, Tmax température maximale, Tmin température minimale, Hr humidité relative, Rs Radiation solaire.

Le Tableau 13 donne les coefficients de sensibilité moyens des différentes variables en fonction des zones climatiques. Globalement, l'humidité relative, la température maximale et la radiation

solaire sont les principales variables qui influent plus sur l'évapotranspiration dans le bassin du fleuve Sénégal.

Tableau 13 : Coefficients de Sensibilité (S) moyens à l'échelle annuelle et saisonnière : u2 vitesse du vent, Tmax température maximale, Tmin température minimale, Hr humidité relative, Rs Radiation solaire.

Zones climatiques	Période	S(u2)	S(Tmax)	S(Tmin)	S(Hr)	S(Rs)
Guinéenne	Saison sèche	0,07	1,90	0,41	-0,93	0,87
	Saison humide	0,00	0,37	0,40	-4,87	1,28
	Année	0,04	1,26	0,41	-2,59	1,04
Sudanienne	Saison sèche	0,12	2,73	0,47	-0,41	0,54
	Saison humide	0,03	0,63	0,79	-3,58	1,25
	Année	0,08	1,85	0,61	-1,74	0,84
Sahélienne	Saison sèche	0,15	2,17	0,45	-0,54	0,35
	Saison humide	0,06	1,10	0,76	-1,88	0,82
	Année	0,11	1,72	0,58	-1,10	0,54

L'humidité relative présente des coefficients de sensibilité variant de -0,40 à -4,93, la température maximale de 0,63 à 1,88 et la radiation solaire 0,35 à 1,28 en fonction des zones climatiques. Donc, l'humidité relative est la variable climatique qui a plus d'influence sur l'ET₀ dans le bassin du fleuve Sénégal. Ces résultats ne sont pas en accord avec ceux de Abiye *et al.*, (2019) qui ont noté que l'ET₀ est plus influencé par la température maximale en Afrique de l'Ouest. La vitesse du vent présente les coefficients les plus faibles inférieurs à 0,16.

Dans l'ensemble, l'influence des variables climatiques sur l'ET₀ varie d'une région à une autre (Wang *et al.*, 2014). En effet, Gong *et al.* (2006) ont montré que l'évapotranspiration de référence est plus sensible à l'humidité relative, à la radiation solaire, à la température et à la vitesse du vent dans le bassin de Yangzi en Chine. Li *et al.* (2018) ont également noté que l'humidité relative est la variable qui a plus d'influence sur l'ET₀ dans le bassin de Huai en Chine. Ces résultats sont confirmés dans cette étude qui montre que l'ET₀ est plus sensible à l'humidité relative, à la température maximale et à la radiation solaire. En outre, Rohina *et al.* (2013) ont trouvé que la radiation solaire, la température maximale et la vitesse du vent ont plus d'influence sur l'ET₀ en Iran. Ndiaye *et al.* (2017) ont avancé que l'ET₀ est plus sensible au changement de la radiation

solaire, de la température maximale et de la vitesse du vent au Burkina Faso. Estévez *et al.*, (2009) ont trouvé que l'évapotranspiration est plus sensible à la température de l'air, l'humidité relative et radiation solaire dans un climat semi-aride de Andalusia (Europe du Sud). Irmak *et al.* (2006) ont noté que dans les régions arides et semi-arides, l' ET_0 est plus sensible à la vitesse du vent et au déficit de saturation. Ce propos n'est pas totalement vérifié dans cette étude où la vitesse du vent présente les coefficients les plus faibles. De plus, l'effet mutuel de deux ou plusieurs variables climatiques peut influencer l' ET_0 . Une hausse des températures combinée avec une baisse de l'humidité relative augmente le déficit de saturation ; entraînant une augmentation de l'évapotranspiration (Ambroise, 1999). Cela a été confirmé par Espadafor *et al.*, (2011) qui ont noté qu'une augmentation de la température de l'air, de la radiation solaire et une baisse de l'humidité relative ont favorisé une hausse significative de l' ET_0 (plus de 3,5 mm/an) en Europe du Sud.

4. Conclusion

Cette étude a pour objectif d'analyser la tendance de l'évapotranspiration de référence (ET_0) aux échelles saisonnière et annuelle ainsi que sa sensibilité aux variables climatiques dans le bassin du fleuve Sénégal. Les résultats révèlent une hausse significative de l' ET_0 dans 32% de la superficie du bassin à l'échelle annuelle et durant la saison des pluies. Cette hausse est surtout localisée dans la zone soudanienne où se situent les principales infrastructures hydrauliques (Barrages de Manantali et de Felou). Cependant, durant la saison des pluies, la baisse localisée de l' ET_0 noté dans la zone sahélienne et l'augmentation des températures illustrent le concept de « paradoxe d'évaporation ». L'analyse de sensibilité révèle que l'évapotranspiration est plus sensible à l'humidité relative, la température maximale et la radiation solaire. L'augmentation de l' ET_0 pourrait augmenter les besoins en eau des cultures, accentuer les pertes d'eau au niveau des réservoirs, réduire la productibilité hydraulique et aggraver la compétition entre les différents usagers de l'eau. Pour cette raison, les pays se partageant le bassin doivent rationaliser les usages et optimiser l'allocation des ressources disponibles.

La courte série temporelle (33 années) utilisée peut constituer une limite de ce travail. Il serait donc important d'utiliser une série plus longue dans de futures investigations. Il serait aussi intéressant d'évaluer les impacts de la topographie, de la dynamique d'occupation du sol, des infrastructures

hydrauliques et du changement climatique sur les tendances de l'évapotranspiration dans le bassin du fleuve Sénégal.

Chapitre 6 : Tendances futures et analyse de sensibilité de l'évapotranspiration et des variables climatiques.

1. Introduction

Le changement climatique affecte à la fois les écosystèmes naturels et anthropiques et suscite de l'intérêt majeur pour la communauté scientifique et les décideurs. Ainsi, selon les dernières estimations du Groupe Intergouvernemental des Experts sur l'évolution du Climat (GIEC, 2018), les activités humaines ont provoqué un réchauffement planétaire de 1°C au-dessus des niveaux préindustriels, avec une fourchette allant de 0,8°C à 1,2°C. Ce réchauffement pourrait probablement atteindre 1,5°C entre 2030 et 2052 s'il continue d'augmenter au rythme actuel (GIEC, 2018). Pour faire face à ce réchauffement, le but fixé par la Convention cadre des Nations unies sur les changements climatiques (CCNUCC) lors de la 21^e session de la Conférence des Parties (COP21) est de poursuivre les efforts afin de limiter le réchauffement en dessous de 2°C par rapport à la période préindustrielle (D'Oria *et al.*, 2018). Dans ce cas, de nouvelles connaissances et techniques sont nécessaires pour soutenir les parties prenantes dans la conception des politiques d'adaptation et de mitigation.

L'approche « *Predict-then-act* » (ou Top-down) est devenue le paradigme dominant pour l'analyse de risque (Weaver *et al.*, 2013). Pour cela une chaîne de modélisation emboîtée est constituée, qui intègre toujours en premier lieu les modèles climatiques. Ces modèles climatiques, outils numériques et mathématiques composés d'une multitude de modules (atmosphère, océan, fleuve, sol, etc.), délivrent des projections climatiques et offrent ainsi la possibilité de prévoir les impacts potentiels du changement climatique et de développer des stratégies de résilience (Ly *et al.*, 2019). Parmi les modèles climatiques, deux familles se distinguent : (i) les modèles de circulation globale (MCGs) et (ii) les modèles climatiques régionaux (MCRs). Les MCGs ont une résolution spatiale variant entre 100 à 300 Km et les MCRs, qui font partie des expériences de descente d'échelle dynamique (Charron, 2016), ont une résolution spatiale plus fine, variant typiquement de 10 à 50 Km (Ly *et al.*, 2019). Même si les MCRs offrent une meilleure cohérence spatio-temporelle de la variable climatique, elles sont fortement dépendantes des données observées forçant leurs conditions aux limites (Delghandi *et al.*, 2017). Par conséquent, les projections climatiques des MCGs et des MCRs affichent une grande divergence. Malgré cette divergence, les études d'impact

du changement climatique doivent s'appuyer sur un grand ensemble de modèles climatiques (GIEC 2018, Charron 2016) intégrant à la fois les MCRs et les MCGs.

Le GIEC a noté que le changement climatique pourrait aggraver la pression sur les ressources en eau, entraîner une baisse de la productivité agricole et développer des maladies à transmission vectorielle ou d'origine hydrique (GIEC, 2014). En outre, une augmentation continue des températures pourrait intensifier le cycle hydrologique et favoriser la recrudescence de phénomènes météorologiques extrêmes (Chaouche *et al.*, 2010 ; Tao *et al.*, 2015 ; Rahman *et al.*, 2018). C'est pour cette raison qu'il est important de déterminer les impacts potentiels du changement climatique sur les ressources en eau par la connaissance de la variation spatiotemporelle des processus hydrologiques. L'évapotranspiration (ET_0) est l'un de ces processus hydrologiques qui établit un lien direct entre le bilan d'énergie et le bilan de l'eau et constitue un indicateur clé du changement climatique (Dong *et al.*, 2019). En effet, les taux d'évapotranspiration dépendent de l'eau et de l'énergie disponibles et de la pression de vapeur. Or, ces trois facteurs sont fortement affectés par le changement climatique (Sarkar and Sarkar, 2018). Détecter les changements futurs de l'évapotranspiration peut donc permettre de déterminer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau et de constituer une référence pour la gestion des ressources en eau et l'optimisation des besoins en eau agricole (Lin *et al.*, 2018 ; Mubialiwo *et al.*, 2020 ; Dong *et al.*, 2019). L'analyse des tendances des variables climatiques (température, vitesse du vent, l'humidité relative et radiation solaire) permet de mieux comprendre la sensibilité de l' ET_0 aux variables climatiques et de déterminer les impacts potentiels du changement climatique sur l'évapotranspiration (Lin *et al.*, 2018).

Durant ces dernières années, plusieurs auteurs (Martiel *et al.*, 2011 ; Huo *et al.*, 2013 ; Delghandi *et al.*, 2017 ; Giménez et García-Galiano., 2018 ; Dong *et al.*, 2020 ; Yang *et al.*, 2020 ; Ouhamdouch *et al.*, 2020) ont utilisé ces modèles climatiques pour évaluer les impacts potentiels du changement climatique sur l'évapotranspiration. Par exemple, Dong *et al.*, (2019) ont utilisé quatre modèles climatiques globaux pour analyser la tendance actuelle et future de l'évapotranspiration dans un climat aride et subhumide de la province de Xinagjing en Chine selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Ils ont conclu que l'évapotranspiration continuera d'augmenter durant le 21^e siècle. Delghandi *et al.*, (2017) ont évalué les impacts du changement climatique sur la variation spatiotemporelle de l' ET_0 dans un climat aride et semi-aride de l'Iran en utilisant quinze

modèles globaux. Leurs résultats montrent une augmentation de l'évapotranspiration durant les périodes 2015-2045 et 2070-2099 par rapport à la période 1971-2000. En zone semi-aride de l'Espagne, Giménez et García-Galiano (2018) ont utilisé la moyenne de seize modèles régionaux pour estimer l'évapotranspiration par la méthode de Hargreaves and Samani (1985) à l'horizon 2050 (2021-2050). Ils ont noté que l' ET_0 va continuer d'augmenter en raison de la hausse des températures. En Afrique de l'Ouest, Obada *et al.*, (2017) ont utilisé trois modèles régionaux du projet COordinated Regional-climate Downscaling EXperiment (CORDEX) pour estimer l'évapotranspiration annuelle au Bénin sur la période 1951-2100. Leurs résultats montrent une augmentation de l'évapotranspiration jusqu'en 2100 selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. A notre connaissance, l'étude de Obada *et al.* (2017) serait la seule qui porte sur les tendances futures et le taux de variation de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest. Cependant, cette étude n'a pas pris en compte l'analyse de sensibilité de l' ET_0 aux variables climatiques qui est un moyen efficace pour comprendre l'impact du changement climatique sur l'évapotranspiration (Wang *et al.*, 2019).

L'objectif de ce travail est d'analyser les tendances de l'évapotranspiration ainsi que sa sensibilité aux variables climatiques dans le bassin du fleuve Sénégal sur la période 2036-2065. De façon spécifique, il s'agit : (i) d'évaluer la performance des modèles climatiques (MCGs et MCRs) par rapport aux réanalyses pour l'estimation de l'évapotranspiration, (ii) de détecter les tendances futures de l'évapotranspiration et des variables climatiques (température, vitesse du vent, humidité relative, radiation solaire), (iii) d'analyser la sensibilité de l' ET_0 aux variables climatiques et de déterminer le taux de variation de l' ET_0 entre les périodes 1971-2000 et 2036-2065. La compréhension des tendances futures de l'évapotranspiration est essentielle pour évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau et de mettre en place des stratégies de gestion efficaces et efficiente ; particulièrement dans le bassin du fleuve Sénégal où les multitudes usages accentuent la pression sur les ressources.

2. Matériel et Méthodes

2.1. Zone d'étude

Le bassin du fleuve Sénégal est le second cours d'eau transfrontalier le plus important en Afrique de l'Ouest. Il s'étend sur une superficie de plus de 300 000 km² et sa population est estimée à 6,5 millions en 2015 et pourrait atteindre les 9,8 millions en 2025 (SDAGE-OMVS, 2011). Le bassin s'étend sur quatre Etats (Guinée, Mali, Mauritanie, Sénégal) qui forment l'Organisation pour la

Mise en Valeur du fleuve Sénégal (OMVS). Ce bassin transfrontalier est au cœur des stratégies de développement socioéconomique des pays riverains. La mise en place des infrastructures hydrauliques (Figure 30a) a permis le développement agricole, la production hydroélectrique et l'exploitation des ressources minières. Du point de vue climatique, la distribution latitudinale des précipitations permet de diviser le bassin en trois zones climatiques (Dione, 1996 ; Figure 30b) : sahélienne, soudanienne et guinéenne (Figure 30b). La zone Sahélienne occupe 37% du bassin et la pluie moyenne annuelle y est généralement inférieure à 500 mm durant la période 1951-2004. Dans la zone Soudanienne (62% de la superficie du bassin), les précipitations moyennes annuelles 500 à 1500 mm. La zone Guinéenne (1 %) enregistre les précipitations les plus abondantes avec une moyenne généralement supérieure à 1500 mm. Les températures maximales journalières peuvent atteindre 43°C en zone Guinéenne, 48°C en zone Sahélienne et 49°C en zone Soudanienne sur la période 1984-2017. La zone Sahélienne subit l'influence marine favorisant un adoucissement des températures.

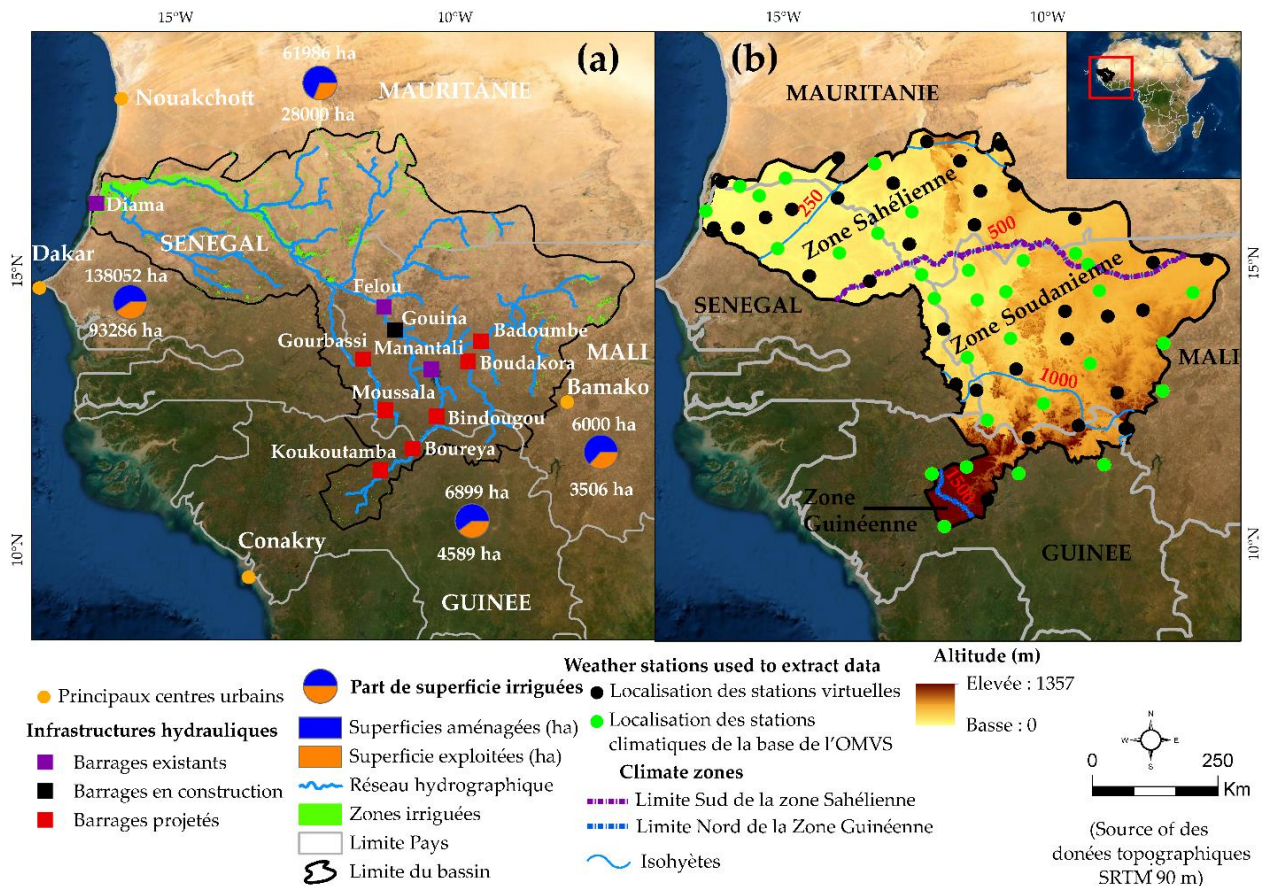


Figure 30 : bassin du fleuve Sénégal : (a) principaux centres urbains, infrastructures hydrauliques, superficies irriguées par pays, (b) stations utilisées pour extraire les données, les altitudes du bassin et les limites des zones climatiques (Ndiaye *et al.*, 2020b).

2.2. Données

Dans cette étude, les données de réanalyses, de Modèles de Circulation Globales (MCGs) et de Modèles Climatiques Régionaux (MCRs) sont utilisées.

Les réanalyses du projet POWER de la NASA Langley Research Center (LaRC) piloté par NASA Earth Science/Applied Science program (<https://power.larc.nasa.gov/data-accessviewer>, accédé le 20 Décembre 2018) sont utilisées comme alternatives aux données observées généralement éparées et inaccessibles en Afrique (Pocard-Leclerc, 2000 ; Bodian *et al.* 2020 ; Ndiaye *et al.*, 2020a, b). Ces réanalyses sont utilisées comme données de référence pour évaluer la cohérence spatiotemporelle des sorties de modèles climatiques.

Dans cette étude, nous avons pris en compte sept modèles globaux du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5). Les données de sept modèles régionaux utilisés sont extraites du projet

CORDEX-Africa et appartiennent à l'ensemble r1i1p1. Elles correspondent au modèle du Modèle atmosphérique régional du centre Rossby (RCA4) qui a été utilisé pour forcer les sept modèles globaux présentés au Tableau 15. Le domaine de simulation s'étend sur la longitude : 24°W–60°E et Latitude : 45°S–42°N (Nikulin *et al.* 2012). Les caractéristiques des modèles utilisées sont synthétisées au Tableau 15.

Les scénarios utilisés sont le RCP4.5 et le RCP8.5. Le RCP4.5 préconise une stabilisation de la concentration du CO₂ avec une augmentation des températures de 2,4°C d'ici à 2100 (Charron, 2016). Ce scénario fait un consensus pour l'étude du changement climatique en Afrique de l'Ouest (Ly *et al.*, 2019). Le RCP8.5 est le scénario pessimiste qui prévoit une forte concentration du CO₂ et une augmentation des températures de plus de 4°C d'ici à 2100 (GIEC, 2014). Le multi-modèle ensemble représente une variété de meilleures tentatives pour simuler le système climatique et peut fournir une représentation consensuelle du système climatique (Taylor *et al.*, 2012 ; Yin *et al.*, 2015 ; Dong *et al.*, 2019). Dans cette étude, le multi-modèle est considéré comme la moyenne (ENSEMBLE) des sept modèles des MCGs et MCRs.

Pour les MCGs et MCRs, les données mensuelles de la température de l'air (max et min), de l'humidité relative, de la vitesse du vent et de la radiation solaires sont utilisées pour estimer l'évapotranspiration sur trois périodes. En effet, la période 1984-2000 est utilisée pour évaluer la performance des modèles climatiques par rapport aux réanalyses pour l'estimation de l'ET₀ par la méthode de Penman Monteith (Allen *et al.*, 1998). Cette évaluation concerne uniquement la période historique des modèles. La période 1984-2000 est utilisée en raison non seulement de la longueur des séries de données disponibles mais aussi pour avoir une période homogène pour les réanalyses et les modèles climatiques. Pour les mêmes raisons de disponibilité des données, la période historique s'étend de 1971 à 2000 et les projections de 2036 à 2065. Les valeurs annuelles et saisonnières de l'ET₀ sont obtenues par le cumul des valeurs mensuelles. Pour les variables climatiques, les valeurs moyennes sont utilisées. Deux saisons sont considérées : une saison sèche (de novembre à mai) et une saison des pluies (juin à octobre) ; tout en sachant que la longueur des saisons varie en fonction des zones climatiques (Ndiaye *et al.*, 2020b). Les coordonnées de 31 stations de la base de l'OMVS et de 33 stations virtuelles (Figure 30, Ndiaye *et al.* 2020b) ont été utilisées pour extraire aussi bien les réanalyses que les sorties de modèles climatiques.

Tableau 14 : Caractéristiques des MCGs et MCRs utilisés.

Instituts	Noms MCGs	Résolution MCGs (Lat ×Long)	Noms MCRs	Résolution MCRs (Lat ×Long)
Canadian Center of Climate Modelling and Analysis	CANESM2	2,77° × 2,81°	CANESM2.RCA4	0,44° × 0,44°
NOAA Geophysical Fluid Dynamics laboratory	GFDL-ESM2M	2,5° × 2,01°	GFDL-ESM2M.RCA4	0,44° × 0,44°
Met Office Hadley Center	HadGEM2-ES	1,25° × 1,87°	HadGEM2-ES.RCA4	0,44° × 0,44°
Centre National de Recherche Météorologique-Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique and Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée	CNRM-CM5	1,39° × 1,40°	CNRM-CM5.RCA4	0,44° × 0,44°
National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	MIROC5	1,40° × 1,40°	MIROC5.RCA4	0,44° × 0,44°
Institut Pierre-Simon Laplace	IPSL-CM5A-MR	1,25° × 2,5°	IPSL-CM5A-MR.RCA4	0,44° × 0,44°
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization	CSIRO-MK3-6-0	1,87° × 1,87°	CSIRO-Mk3-6-0.RCA4	0,44° × 0,44°

2.3. Méthode

La méthodologie employée ici consiste en (i) l'évaluation des performances des MCGs et des MCRs par rapport aux réanalyses pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence (ET_0) sur la période 1984-2000, (ii) l'évaluation de l'évolution de l' ET_0 et des variables climatiques entre les périodes 1971-2000 et 2036-2065, (iii) l'analyse de sensibilité de ET_0 aux variables climatiques et la détection des tendances de ET_0 et des variables climatiques sur la période 2036-2065.

2.3.1. Evaluation de la performance des modèles climatiques

La performance modèles climatiques est évaluée en deux étapes. Premièrement, la différence entre la moyenne annuelle de ET_0 des réanalyses et celle des MCGs et des MCRs est évaluée sur la période 1984-2000 en utilisant l'équation suivante :

$$\Delta ET_{0\text{rea-model}} = \frac{1}{n} \sum (ET_{0\text{model}} - ET_{0\text{rea}}) \quad (6.1)$$

Où $\Delta ET_{0_{rea-model}}$ est la différence entre l' ET_0 des réanalyses et des modèles, $ET_{0_{rea}}$ est l' ET_0 calculée avec les données réanalyses, $ET_{0_{model}}$ est l' ET_0 calculée avec les MCGs et les MCRs et n est la longueur de la série.

Ensuite, le Kling Gupta Efficiency (KGE-Gupta *et al.*, 2009) et le pourcentage de biais (PBIAIS) sont utilisés comme critères d'évaluation à l'échelle mensuelle. Le KGE combine le coefficient de corrélation (r), les biais (β) et la variabilité (γ). Il varie de $-\infty$ à 1 et sa valeur optimale est 1. La formulation du KGE est la suivante :

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\alpha - 1)^2} \quad (6.2)$$

Le pourcentage des biais (PBIAIS) indique la sous-estimation/surestimation de ET_0 par les modèles climatiques. Il varie de $-\infty$ à $+\infty$ et sa valeur optimale est 0. Sa formulation est la suivante :

$$PBIAIS = \left[\frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{0_{cm}} - ET_{0_{rea}})}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ET_{0_{cm}})} \right] * 100 \quad (6.3)$$

Où $ET_{0_{mc}}$ est l'évapotranspiration de référence estimée à partir des modèles climatiques, $ET_{0_{rea}}$ est l' ET_0 estimée par les réanalyse et n est la longueur de la série.

2.3.2. Analyse de sensibilité et calcul du taux de variation

L'analyse de sensibilité permet de déterminer l'impact des variables climatiques sur l'évapotranspiration de référence (Zhao *et al.*, 2014). L'influence de chaque variable est déterminée par le calcul d'un coefficient de sensibilité. Sa formulation est la suivante :

$$S_{vi} = \frac{\partial ET_0}{\partial v_i} \times \frac{v_i}{ET_0} \quad (6.4)$$

Où S_{vi} est le coefficient de sensibilité, ∂ET_0 variation de l'évapotranspiration de référence (ET_0) causée par le changement d'une variable ∂v_i , v_i est la variable considérée. Un coefficient de sensibilité positive (négative) indique que la variable entraîne une augmentation (baisse) de l' ET_0 . Plus la valeur absolue du coefficient de sensibilité est élevée, plus la variable a d'influence sur ET_0 (Li *et al.*, 2017).

Le taux de variation de l' ET_0 est calculé entre la période historique (1971-2000) et les projections (2036-2065) selon la formule suivante :

$$TV (\%) = \frac{ET_{0_{Pro}} - ET_{0_{Hist}}}{ET_{0_{Hist}}} \times 100 \quad (6.5)$$

Où, TV est le taux de variation, $ET_{0_{Hist}}$ est l'évapotranspiration de référence calculée sur la période historique et $ET_{0_{Pro}}$ est l'évapotranspiration de référence calculée dans le futur. Une valeur positive (négative) du taux de variation indique une hausse (baisse) de l'évapotranspiration dans le futur.

2.3.3. Tendence de l'évapotranspiration de référence et des variables climatiques

Le test de Mann Kendall (Mann, 1945, Kendall, 1975) est utilisé pour détecter la tendance de l' ET_0 et des variables climatiques à l'horizon 2050 selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Le test de Mann Kendall est basé sur deux hypothèses : hypothèse (noté H_0) qui suppose que la série est stationnaire, sans tendance et l'hypothèse alternative (H_1) qui indique l'existence de tendance en rejetant H_0 . Pour rappel, une tendance positive/négative est obtenue à partir du signe +/- de la valeur Z du test Mann Kendall. La tendance obtenue est mesurée par son degré de significativité c'est-à-dire la probabilité associée au rejet ou non de l'hypothèse nulle. Le niveau de significativité utilisée dans cette étude est de 0,05. Lorsque $|Z| > 1,96$ l'hypothèse nulle est rejetée et la tendance est significative à 5%. L'amplitude de la tendance est mesurée par la pente de Sen (1968) notée (β).

La méthode d'interpolation de l'Inverse Distance Weighting (IDW) (Chu *et al.*, 2017) est utilisée pour spatialiser l' ET_0 et les variables climatiques à une échelle annuelle et saisonnière. La technique d'interpolation IDW est largement utilisée pour analyser la distribution spatiale de l'évapotranspiration (Qi *et al.*, 2017 ; Malamos *et al.*, 2017 ; Ndiaye *et al.*, 2020b).

3. Résultat et discussion

3.1. Performance des MCGs et MCRs par rapport aux réanalyses

La Figure 31 montre la distribution spatiale de la différence de l' ET_0 annuelle des modèles climatiques et des réanalyses sur la période 1984-2000. Les résultats montrent que la différence de l' ET_0 annuelle entre les réanalyses et les MCGs varie de -1560 à +820 mm selon les modèles (Figure 31). Les valeurs négatives maximales sont obtenues par les modèles IPSL-CM5A-RC et CSIRO-MK3-6-0 dans les zones sahélienne et soudanienne. Pour la moyenne de tous les modèles ENSEMBLE, la différence va de -747 à +283 mm. Individuellement, les modèles HADGEM, CNRM et CANESM présentent des valeurs d' ET_0 plus proches des réanalyses. Les MCRs, en revanche, affichent des valeurs d' ET_0 qui sont plus proches des réanalyses que les MCGs. Cependant, ils ont généralement tendance à surestimer l'évapotranspiration, alors que les MCGs ont tendance à la sous-estimer. Par exemple, la différence d' ET_0 annuelle entre les réanalyses et

les modèles régionaux varie de -483 à +1110 mm selon les modèles. La moyenne de tous les modèles régionaux ENSEMBLE montre une différence allant de -139 à +720 mm. Les valeurs d'ET₀ des modèles régionaux CANESM2.RCA4, CNRM-CM5.RCA4 et HadGEM2-ES.RCA4 sont plus proches de celles obtenues avec les réanalyses.

Dans l'ensemble, les résultats montrent que les différences entre les valeurs d'ET₀ des réanalyses et les modèles climatiques sont relativement importantes. Ceci peut s'expliquer par la difficulté des modèles climatiques à reproduire correctement les variables climatiques utilisées pour estimer l'évapotranspiration de référence. En effet, les valeurs d'ET₀ obtenues à partir des réanalyses sont plus proches de celles de Bodian (2011) et Djaman *et al.* (2015) dans le bassin du fleuve Sénégal. Selon Bodian (2011), aux stations météorologiques de Labé et Siguiri (zone Guinéenne), les valeurs observées de l'ET₀ étaient de 1611 mm et 1969 mm sur la période 1960-1996. Pour ces deux stations, les valeurs des réanalyses sont de 1838 mm et 1936 mm sur la période 1984-2017. De plus, en zone sahélienne, Djaman *et al.* (2015) ont utilisé les données observées des stations de recherche du Centre AfricaRice à Ndiaye et Fanaye (Station régionale sahélienne, Sénégal) pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence de février 2013 à mai 2014. Ils ont montré que l'évapotranspiration de référence varie de 1 à 14 mm/jour avec une moyenne de 6 mm/jour (2190 mm/an) à Ndiaye et de 3 à 18 mm/jour avec une moyenne de 10 mm/jour (3650 mm/an) à Fanaye. Pour les réanalyses, l'ET₀ varie de 1 à 18 mm/jour avec une moyenne de 8 mm/jour (2920 mm/an) sur la période 1984-2017 à Fanaye.

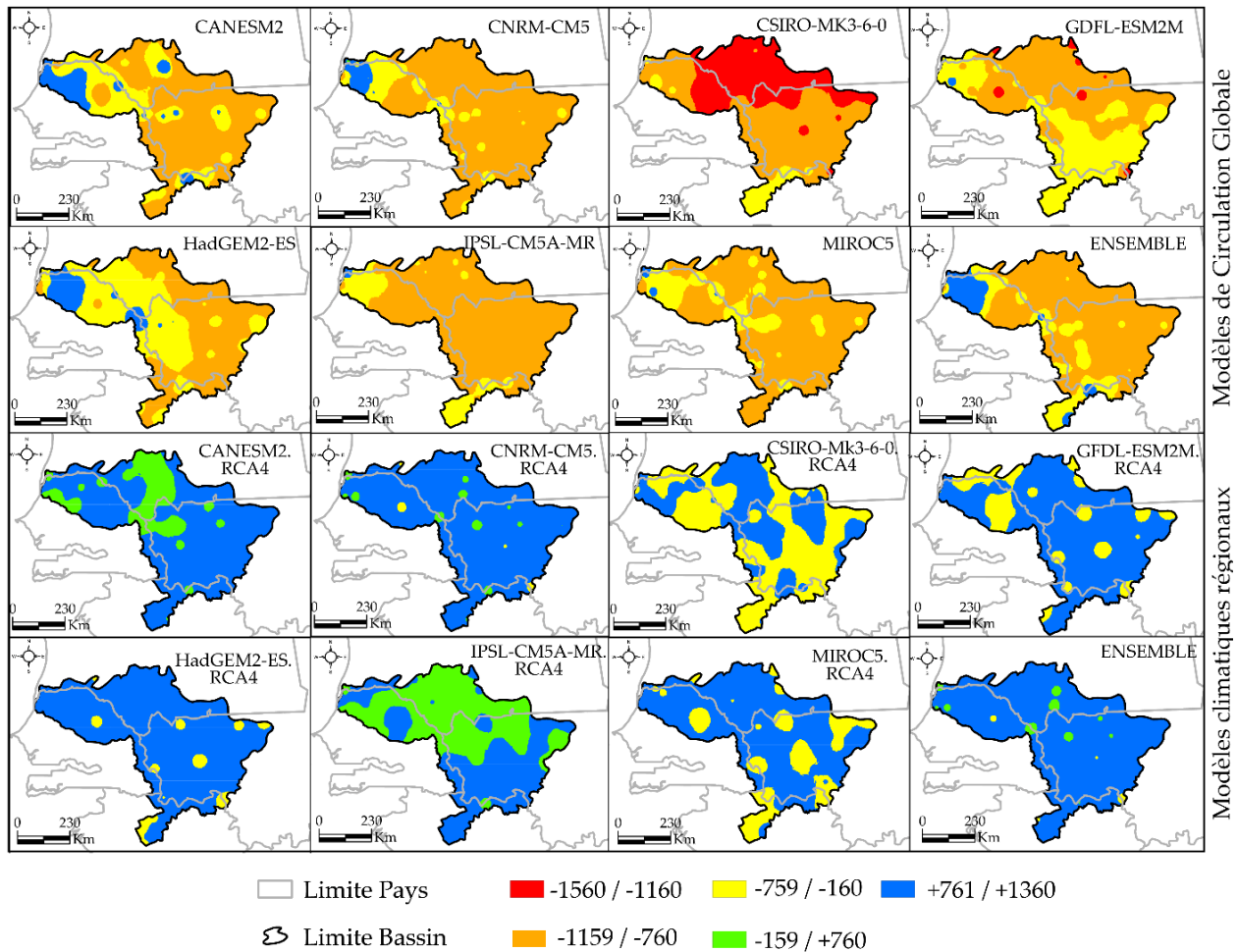


Figure 31 : Différence entre la moyenne annuelle de l'ET₀ calculée par les réanalyses et les MCGs et les MCRs sur la période 1984-2000.

Les Figures 32 et 33 donnent respectivement la distribution spatiale des KGE et PBIAS et la Figure 34 donne une synthèse des KGE et PBIAS en fonction des zones climatiques. Pour les MCGs, les KGE varient de -0,35 à 0,68. Les valeurs les plus élevées sont obtenues par les modèles CANESM2 et GFDL-ESM2M et les plus faibles par CSIRO-MK3-6-0 et HadGEM2-ES. Les biais varient de -124% à 38%. Les valeurs moyennes du PBIAS montrent que les MCGs sous-estiment l'évapotranspiration dans 91% des stations du bassin. La moyenne de tous les MCGs montre des valeurs de KGE de 0,09 à 0,48 et des biais de -58% à 24%. Du point de vue spatiale, les résultats sont presque similaires selon les zones climatiques. De la zone Guinéenne à celle Sahélienne, les MCGs ont un KGE inférieurs à 0,60 et sous-estiment l'évapotranspiration. Ces résultats obtenus montrent que les MCGs sont moins robustes pour l'estimation de l'évapotranspiration. Cela peut s'expliquer par la résolution grossière des MCGs et leur incertitude dans l'estimation des variables climatiques nécessaires à l'estimation de l'évapotranspiration.

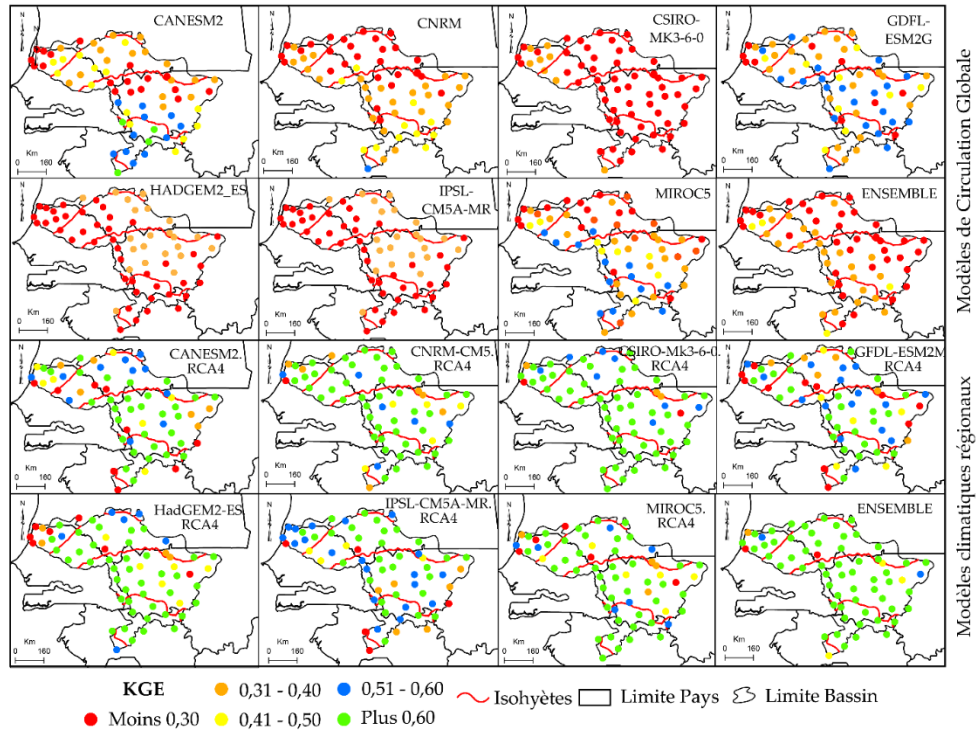


Figure 32 : Distribution spatiale du KGE de l'ET₀ mensuelle entre les modèles climatiques et les réanalyses sur la période 1984-2000.

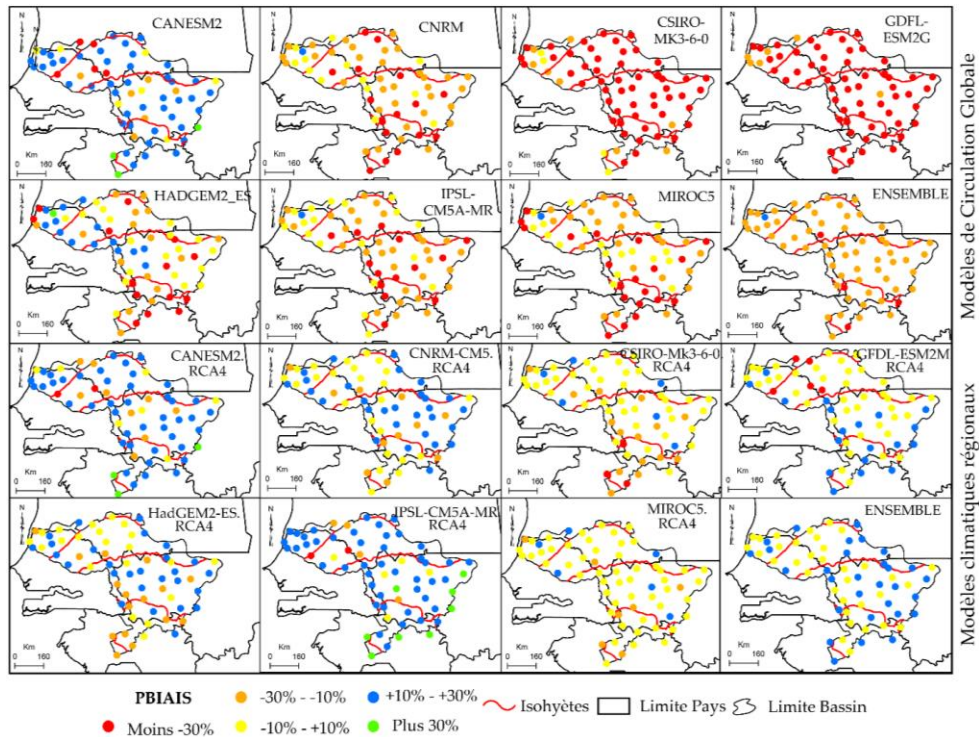


Figure 33 : Distribution spatiale du PBIAS de l'ET₀ mensuelle entre les modèles climatiques et les réanalyses sur la période 1984-2000 (les valeurs négatives indiquent une sous-estimation et une surestimation positive).

La Figure 34 montre que les KGE des MCRs sont supérieurs à 0,60 dans la plupart des stations et sont donc plus en accord avec les réanalyses que les MCGs. Le KGE et le PBIAS de la moyenne des modèles régionaux varient respectivement de -0,21 à 0,87 et de -8% à 27%. Contrairement aux MCGs, les MCRs surestiment l'ET₀ à 88% des stations. Du point de vue spatiale, les valeurs moyennes de KGE de multi-modèles ENSEMBLE sont de 0,70 (min et max varient de 0,54 à 0,87) en zone Guinéenne, 0,72 (0,43 à 0,83) en zone Soudanienne et 0,67 (0,36 à 0,85) en zone Sahélienne. Les PBIAS montrent que toutes les MCRs surestiment l'évapotranspiration dans toutes les zones climatiques, à l'exception de CSIRO-Mk3-6-0.RCA4 et MIROC5RC.RCA4 qui la sous-estiment dans la zone Guinéenne. De plus, certains modèles régionaux ont de meilleures performances que la moyenne ENSEMBLE de tous les modèles dans certaines zones climatiques. Par exemple, en zone Guinéenne, les valeurs de KGE de CSIRO-Mk3-6-0.RCA4, HadGEM2-ES.RCA4 et MIROC5RC.RCA4 sont respectivement de 0,73, 0,74 et 0,76 et celles de ENSEMBLE est de 0,70. Cependant, dans les zones Sahélienne et Soudanienne, l'ENSEMBLE fonctionne mieux que les modèles individuels.

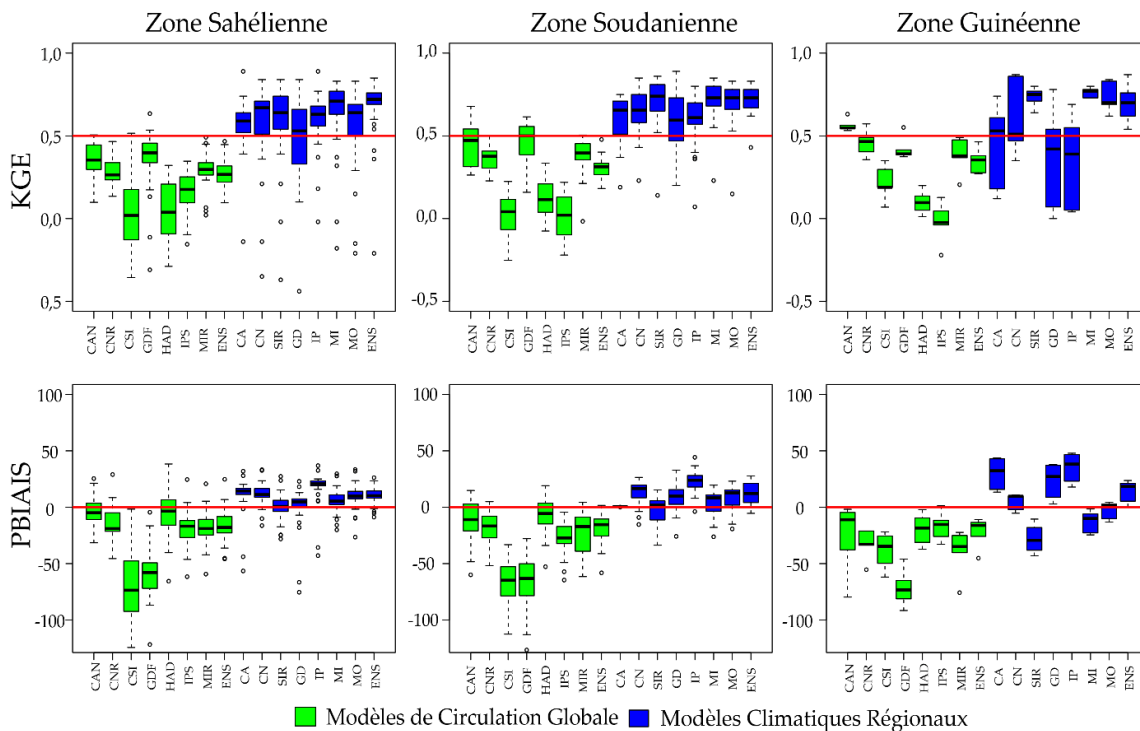


Figure 34 : KGE and PBIAS entre les modèles climatiques et les réanalyses à l'échelle mensuelle (CAN: CANESM2, CNR : CNRM, CSI : CSIRO-MK3-6-0, GDF : GDFL-ESM2G, HAD : HADGEM2-ES, IPS : IPSL-CM5A-MR, MIR : MIROC5, CA : CANESM2.RCA4, CN : CNRM-CM5.RCA4, SIR : CSIRO-Mk3-6-0.RCA4, GD : GFDL-ESM2M.RCA4, IP : IPSL-CM5A-MR.RCA4, MI : MIROC5.RCA4, MO : HadGEM2-ES.RCA4, ENS : ENSEMBLE).

Dans l'ensemble, les MCRs sont plus robustes que les MCGs pour estimer l'évapotranspiration dans le bassin du fleuve Sénégal. A cet effet, seuls les MCRs seront pris en compte dans les analyses ultérieures. Les données de réanalyse utilisées pour réaliser des modèles climatiques semblent cohérentes avec les données observées utilisées par Bodian (2011) et Djaman *et al.* (2015) dans le Haut Bassin et la vallée du fleuve Sénégal. Par ailleurs, les différentes valeurs de KGE et PBIAS obtenues par les modèles dans les zones climatiques peuvent s'expliquer par la structure des modèles, l'hétérogénéité du paysage et le nombre de stations utilisées dans chaque zone climatique. Par exemple, en zone Guinéenne (1% du bassin), seules les valeurs moyennes de cinq stations sont analysées contre 33 et 26 stations dans les zones soudanienne (37%) et sahélienne (62%), respectivement. Les réanalyses utilisées comme référence ne sont pas validées par les données observées, ce qui peut influencer le calcul du taux d'évapotranspiration de référence. La difficulté des modèles climatiques à simuler correctement les variables nécessaires à l'estimation de l' ET_0 serait également une source d'incertitude.

3.2. Changement de l'évapotranspiration en 2065

Tous les modèles s'accordent sur une variation positive de l'évapotranspiration sur la période 2036-2065. La Figure 35 montre les valeurs moyennes de l'évapotranspiration annuelle sur les périodes historiques et de projection en fonction des zones climatiques. La Figure 36 donne la distribution spatiale du changement de l' ET_0 aux échelles annuelle et saisonnière. Dans la zone Guinéenne, les valeurs minimales et maximales de l' ET_0 annuelle varient de 1355 à 2521 mm sur la période 1971-2000 selon les modèles climatiques. Durant la période 2036-2065, ces valeurs varient de 1455 à 2657 mm pour RCP4.5 et de 1457 à 2696 mm pour RCP8.5. Les valeurs maximales ont été obtenues par IPSL-CM5A-MR.RCA4. L'augmentation de l' ET_0 dans la zone Guinéenne varie de 14 à 173 mm (soit 2 à 11%) pour RCP4.5 et de 55 à 196 mm (soit 2,4 à 11%) pour RCP8.5 selon les modèles. En zone soudanienne, les valeurs d' ET_0 varient de 1902 à 2390 mm sur la période 1971-2000. Pour la période 2036-2065, l' ET_0 varie de 2046 à 2386 pour RCP4.5 et 2051 à 4056 mm pour RCP8.5. Cela signifie que, selon les modèles, l' ET_0 augmentera de 2 à 9% (56 à 285 mm) pour RCP4.5 et de 4 à 11% (99 à 365 mm) pour RCP8.5 jusqu'en 2065. Les valeurs d' ET_0 atteindront 4095 mm pour RCP4.5 et 4153 mm pour RCP8.5 par rapport à la période 1971-2000 où la valeur maximale de l' ET_0 était 3810 mm dans la zone Sahélienne. L'augmentation de l' ET_0 varie entre 3-10% (63 et 293 mm) pour RCP4.5 et 3-12% (106-387 mm) pour RCP8.5. De plus, il

est intéressant de noter que parmi les modèles, MIROC5.RCA4 montre des valeurs d'ET₀ plus élevées pour RCP4.5 que RCP8.5 dans les trois zones climatiques. Ce résultat surprenant peut s'expliquer par les interactions entre les processus climatiques locaux et la réduction de la température maximale et de la vitesse du vent modélisée par ces MCRs dans le scénario RCP8.5 (section 3.4.2).

À l'échelle saisonnière, les modèles montrent que, jusqu'en 2065, l'évapotranspiration augmentera pendant la saison sèche et humide. Par exemple, dans la zone Sahélienne, l'ET₀ augmentera entre 27 et 181 mm (2-9%) pour RCP4.5 et 72-189 mm (4-10%) pour RCP8.5. Dans les zones Guinéenne et Soudanienne, les valeurs maximales de l'ET₀ atteindront respectivement 123-150 mm pour RCP4.5 et 128-176 mm pour RCP8.5. Pendant la saison des pluies, l'ET₀ augmentera à un taux de 0-18% dans les zones Sahélienne et Soudanienne selon les modèles et les deux scénarios. Il passera de 3 à 15% dans la zone guinéenne.

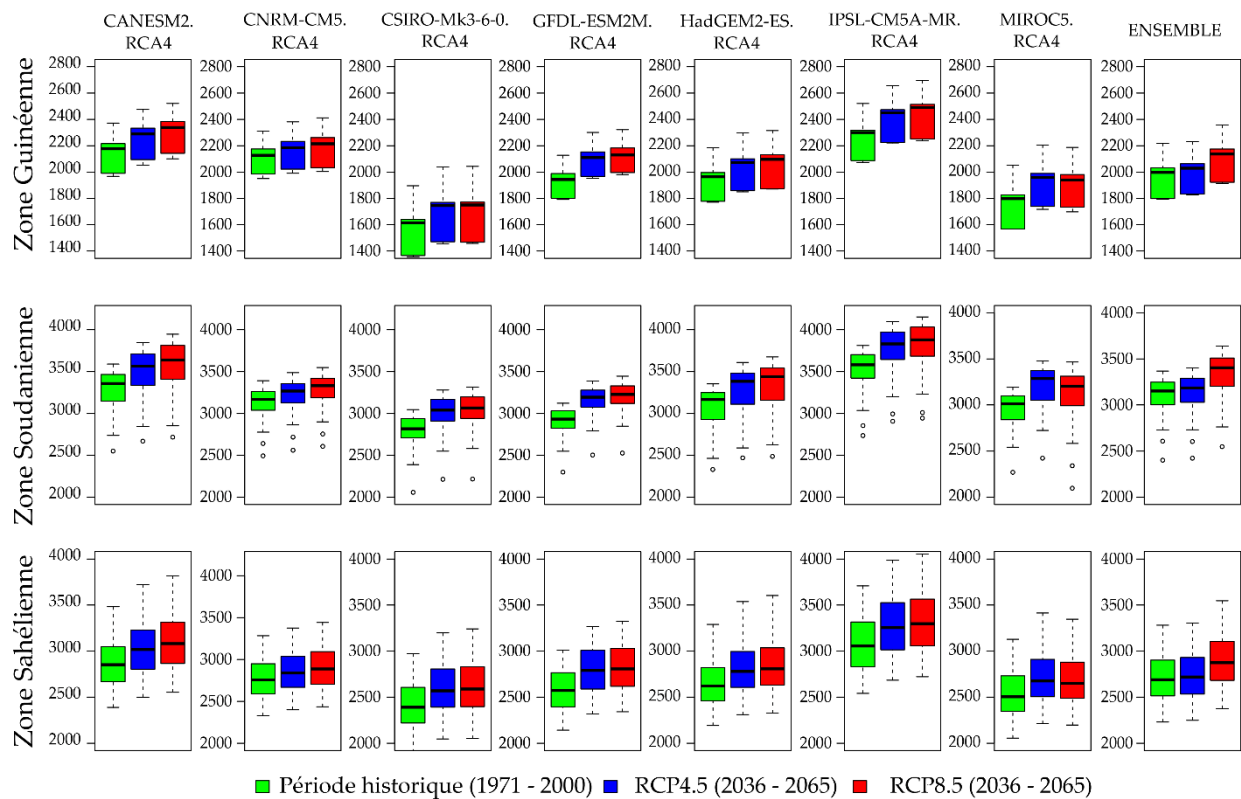


Figure 35 : L'évapotranspiration Moyenne annuelle (mm) de la période historique et celle des projections.

Globalement, selon les MCRs, l' ET_0 continuera d'augmenter jusqu'en 2065 dans le bassin du fleuve Sénégal. Des résultats similaires ont été obtenus dans différentes régions du monde. Ainsi, Obada *et al.* (2017) ont noté que les trois modèles climatiques qu'ils ont utilisés prévoient une augmentation de l' ET_0 de 3% à 10,91% au Bénin (Afrique de l'Ouest) sur la période 2041-2070. Dans un climat semi-aride en Espagne, Giménez et García-Galiano (2018) prévoient une augmentation de l' ET_0 de 4,42% à 16,21% d'ici 2050, par rapport à la moyenne de la période 1960-1990. De plus, il est important de noter que Ndiaye *et al.* (2020b) ont mis en évidence une diminution significative de l'évapotranspiration dans la zone Sahélienne et mentionné l'existence d'un « paradoxe d'évaporation » dans le bassin du fleuve Sénégal sur la période 1984-2017. Cependant, aucun modèle n'a mis en évidence une diminution significative de l'évapotranspiration sur la période 2036-2065. Le « paradoxe de l'évaporation » n'existera donc pas sur la période 2036-2065 selon les MCRs.

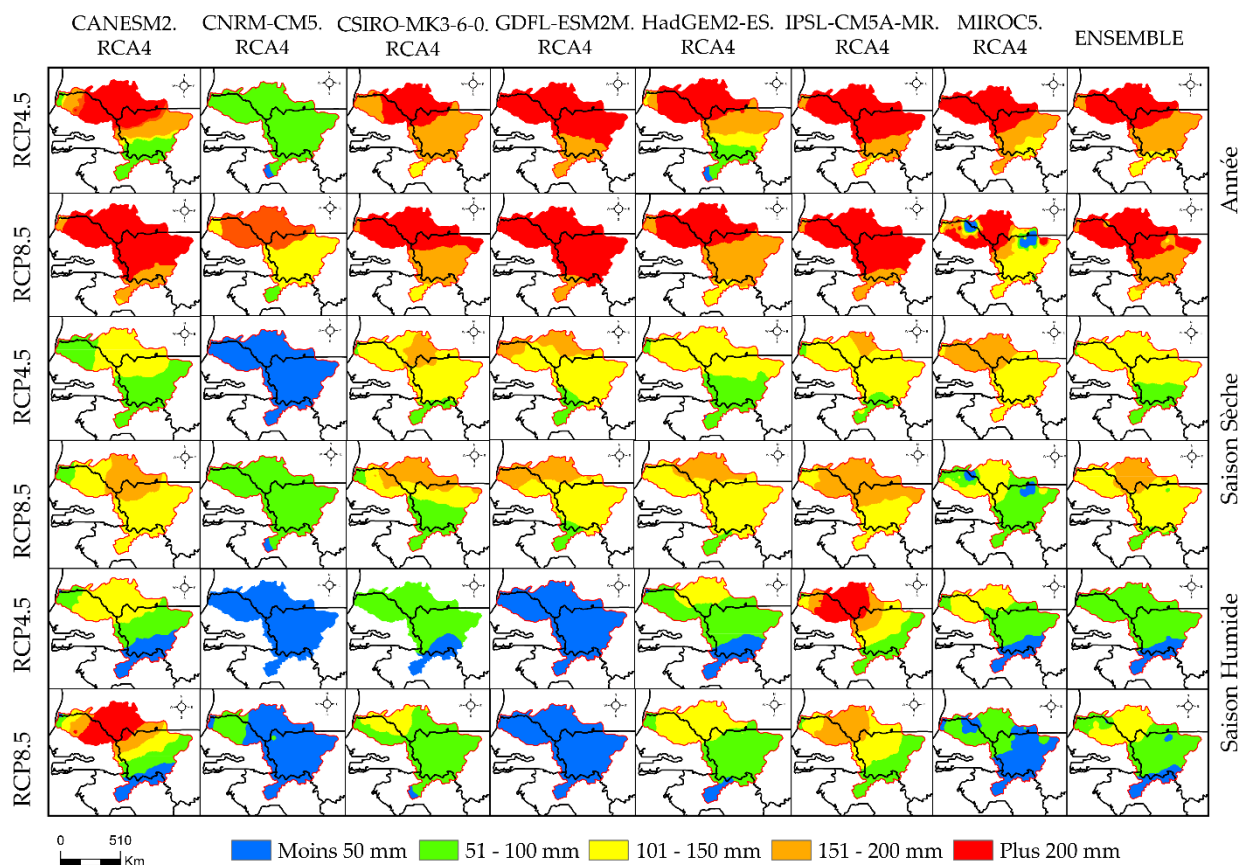


Figure 36 : Distribution spatiale de l'évolution de l' ET_0 des MCRs calculée entre la période historique 1971-2000 et celle des projections 2036-2065.

3.3. Sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques

L'influence des variables climatiques sur l'évapotranspiration est déterminée par le calcul d'un coefficient de sensibilité. Ainsi, la Figure 37 donne la répartition spatiale des coefficients de sensibilité à l'échelle annuelle et selon les modèles et le Tableau 15 indique les valeurs moyennes des coefficients selon les zones climatiques. À l'exception de l'humidité relative, toutes les variables ont des coefficients de sensibilité positifs. En d'autres termes, leur augmentation conduit à une augmentation de l'évapotranspiration.

Le Tableau 15 montre que les coefficients de sensibilité de l'humidité relative varient de -0,90 à -8,4 pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 selon les modèles. Les valeurs maximales d'humidité relative sont observées dans la zone Guinéenne et celles minimales dans la zone Sahélienne. Les coefficients de la température maximale vont de 1,35 à 2,59 pour RCP4.5 et de 1,35 à 2,49 pour RCP8.5. L'influence de la température maximale sur l'évapotranspiration est plus importante dans les zones Sahélienne et Soudanienne. La radiation solaire est la troisième variable qui a le plus d'influence sur l' ET_0 avec des coefficients variant de 0,60 à 0,97 pour les deux scénarios. Ses valeurs maximales sont notées dans la zone Guinéenne. La vitesse du vent et la température minimale ont moins d'influence sur l' ET_0 avec des coefficients inférieurs à 0,35. La vitesse du vent a plus d'influence sur l' ET_0 dans les zones Sahélienne et Soudanienne. Les résultats obtenus confirment ceux de Ndiaye *et al.* (2020b) qui ont noté que l'évapotranspiration est plus sensible à l'humidité relative, à la température maximale et à la radiation solaire dans le bassin du fleuve Sénégal sur la période 1984-2017.

A l'échelle saisonnière, l'humidité relative, la température maximale et la radiation solaire sont toujours les variables qui ont plus d'influence sur l'évapotranspiration. L'influence de l'humidité relative sur l' ET_0 est plus importante pendant la saison des pluies et dans la zone Guinéenne avec des coefficients variant de -0,86 à -3,49 pour RCP4.5 et de -8,07 à -15,36 pour RCP8.5. ET_0 est plus sensible à la température maximale pendant la saison sèche et dans les zones Soudanienne et Sahélienne. La radiation solaire a plus d'influence sur l' ET_0 dans la zone Guinéenne et pendant la saison des pluies.

L'analyse de sensibilité montre que l'évapotranspiration future sera davantage influencée par l'humidité relative, la température maximale et la radiation solaire. Par conséquent, il serait important d'accorder plus d'attention à la mesure ou à l'estimation de ces variables climatiques afin

de garantir une bonne estimation de l'évapotranspiration. Il est également important de noter que l'influence de la variable climatique sur l'ET₀ dépend des zones climatiques. L'influence de l'humidité relative et de la radiation solaire est plus importante dans la zone Guinéenne que dans les zones Sahélienne et Soudanienne. Cependant, dans les zones Soudanienne et Sahélienne, l'ET₀ est le plus sensible à la température maximale, à la température minimale et à la vitesse du vent.

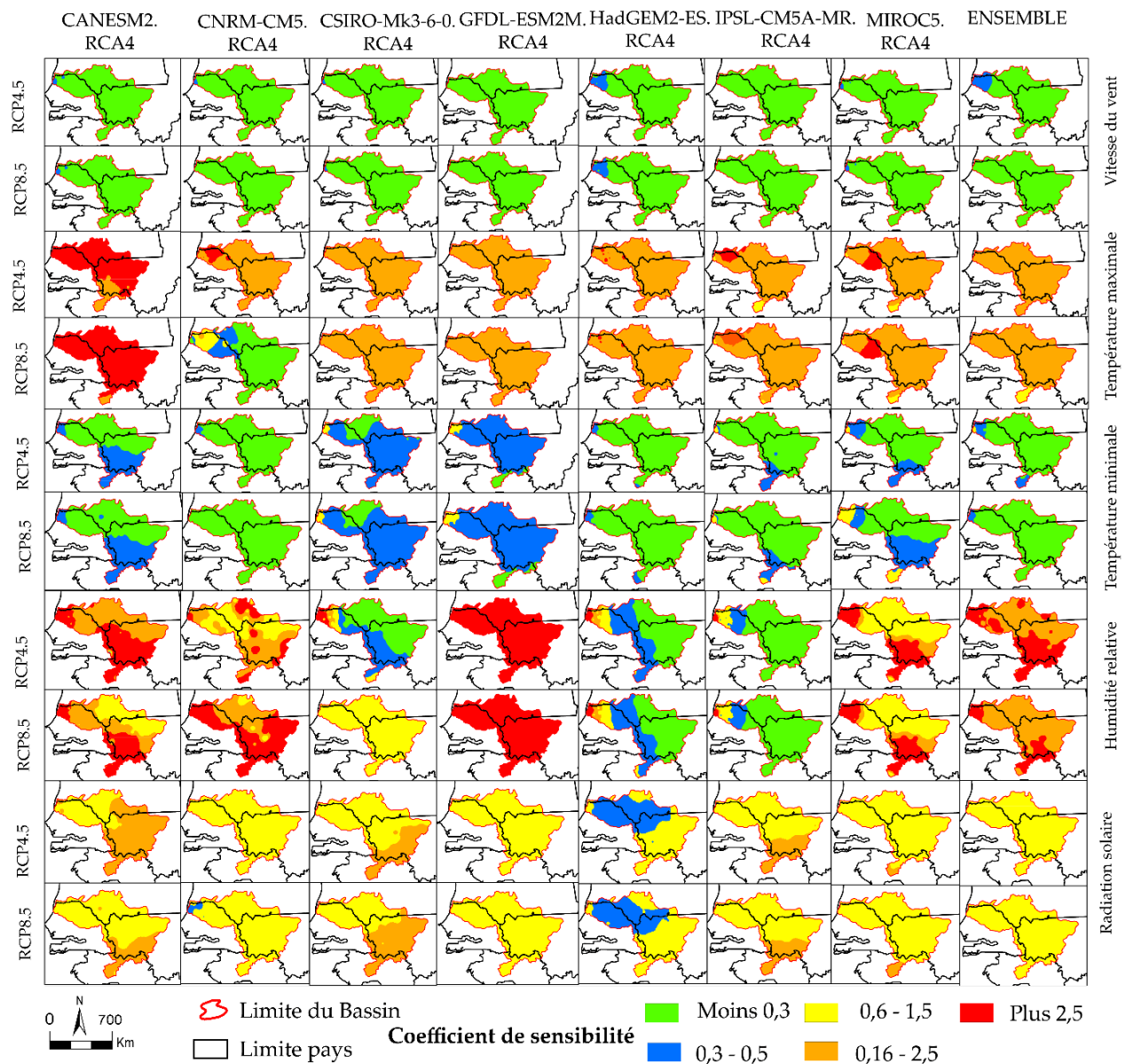


Figure 37 : Distribution spatiale des coefficients de sensibilité de l'ET₀ aux variables climatiques des MCRs à l'échelle annuelle sur la période 2036-2065.

Tableau 15 : Synthèse des coefficients de sensibilité de l'ET₀ aux variables climatiques à l'échelle annuelle (CA : CANESM2.RCA4, CN : CNRM-CM5.RCA4, SIR : CSIRO-Mk3-6-0.RCA4, GD : GFDL-ESM2M.RCA4, IP : IPSL-CM5A-MR.RCA4, MI : MIROC5.RCA4, MO : HadGEM2-ES.RCA4, ENS : ENSEMBLE).

Zones climatiques	Modèles	Vitesse du vent		Température maximale		Température minimale		Humidité relative		Radiation solaire	
		RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
Guinéenne	CA	0,23	0,22	1,87	1,69	0,30	0,25	-3,98	-3,86	0,91	0,91
	CN	0,23	0,23	1,63	1,63	0,22	0,22	-4,16	-4,16	0,87	0,87
	CS	0,21	0,21	1,35	1,35	0,33	0,33	-8,44	-8,44	0,88	0,88
	GD	0,24	0,24	1,53	1,53	0,24	0,24	-6,51	-6,51	0,80	0,80
	IP	0,23	0,23	1,78	1,78	0,25	0,25	-3,41	-3,41	0,94	0,94
	MI	0,21	0,21	1,48	1,48	0,31	0,31	-6,00	-6,00	0,97	0,97
	MO	0,22	0,22	1,56	1,56	0,27	0,27	-4,75	-4,75	0,94	0,94
	ENS	0,23	0,22	1,60	1,57	0,27	0,27	-5,32	-5,30	0,90	0,90
Soudanienne	CA	0,26	0,25	2,43	2,23	0,26	0,22	-1,41	-1,45	0,75	0,77
	CN	0,25	0,25	2,13	2,13	0,20	0,20	-1,71	-1,71	0,83	0,83
	CS	0,23	0,23	1,94	1,94	0,31	0,31	-2,79	-2,79	0,88	0,88
	GD	0,26	0,26	2,02	2,02	0,23	0,23	-2,56	-2,56	0,78	0,78
	IP	0,26	0,26	2,35	2,35	0,21	0,21	-1,14	-1,14	0,75	0,75
	MI	0,24	0,24	1,98	2,05	0,36	0,29	-2,18	-2,18	0,92	0,92
	MO	0,25	0,25	2,10	2,10	0,25	0,25	-1,83	-1,83	0,85	0,85
	ENS	0,25	0,25	2,14	2,12	0,26	0,24	-1,95	-1,95	0,82	0,83
Sahélienne	CA	0,32	0,31	2,59	2,38	0,24	0,21	-1,07	-1,12	0,60	0,63
	CN	0,30	0,30	2,27	2,27	0,20	0,20	-1,37	-1,37	0,70	0,70
	CS	0,28	0,28	2,12	2,12	0,32	0,32	-2,29	-2,29	0,81	0,81
	GD	0,30	0,30	2,13	2,13	0,25	0,25	-2,26	-2,26	0,70	0,70
	IP	0,32	0,32	2,49	2,49	0,19	0,19	-0,90	-0,90	0,60	0,60
	MI	0,29	0,29	2,23	2,21	0,28	0,27	-1,75	-1,90	0,76	0,71
	MO	0,30	0,30	2,26	2,26	0,23	0,23	-1,39	-1,39	0,69	0,69
	ENS	0,30	0,30	2,30	2,27	0,25	0,24	-1,58	-1,60	0,70	0,69

3.4. Le climat sera-t-il stationnaire sur la période 2036-2065 ?

3.4.1. Tendances futures de l'évapotranspiration

La distribution spatiale de la significativité du test de Mann Kendall de l'évapotranspiration annuelle et saisonnière sur la période 2036-2065 est donnée à la Figure 38. La moyenne de tous les modèles régionaux montre une augmentation significative ($p < 0,05$) de l'ET₀ annuelle et saisonnière sur l'ensemble du bassin selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Les modèles HadGEM2-ES.RCA4, IPSL-CM5A-MR.RCA4, CSIRO-Mk3-6-0.RCA4 et CANESM2.RCA4

montrent une augmentation significative de l'évapotranspiration annuelle. De tous les modèles, seul GFDL-ESM2M.RCA4 montre une tendance non significative de l' ET_0 annuelle et saisonnier sur l'ensemble du bassin. La Figure 39 montre l'ampleur des tendances de l' ET_0 en fonction des modèles et des zones climatiques. Dans la zone Guinéenne, l' ET_0 annuelle augmente de 1,78 mm/an selon le scénario RCP4.5 et de 3,06 mm/an selon RCP8,5 d'ici à 2065. Selon les deux scénarios, l' ET_0 moyenne annuelle augmente respectivement de 2,55 mm/an à 3,78 mm/an dans la zone Soudanienne et de 2,83 mm/an à 4,4 mm/an dans la zone Sahélienne. L'analyse des tendances montre globalement que l'évapotranspiration augmentera de façon significative ($p < 0,05$) sur la période 2036-2065 dans le bassin du fleuve Sénégal. Des résultats similaires sont obtenus par certaines études à travers le monde. En effet, les travaux de Dong *et al.* (2019) ont souligné une augmentation continue de l'évapotranspiration tout au long du 21e siècle dans le climat semi-aride de la Chine.

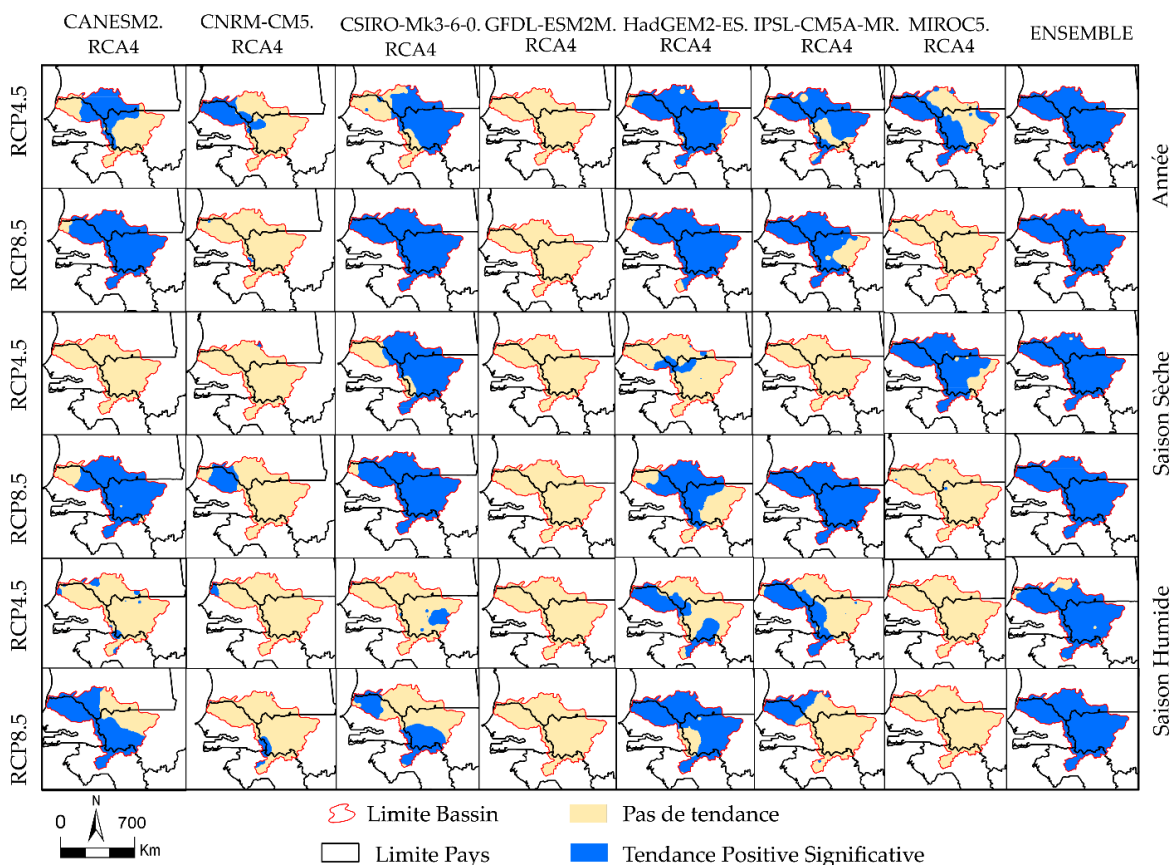


Figure 38 : Distribution spatiale de la significativité du test de Mann Kendall des MCRs sur la période 2036-2065.

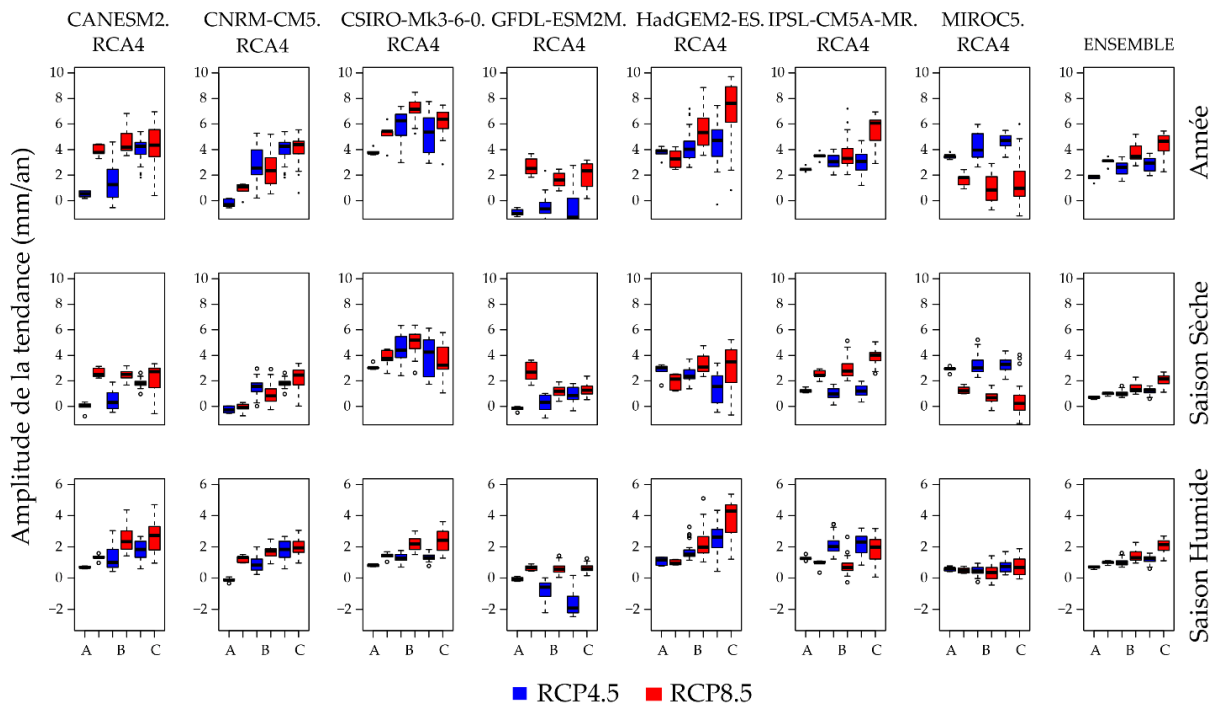


Figure 39 : Pente de Sen des MCRs aux échelles annuelle et saisonnière sur la période 2036-2065 (A : zone Guinéenne, B : zone Soudanienne, C : zone Sahélienne).

3.4.2. Tendances futures des variables climatiques

La Figure 40 montre la distribution spatiale de la significativité du test de Mann Kendall des variables climatiques à l'échelle annuelle sur la période 2036-2065. Tous les modèles s'accordent sur une augmentation significative des températures minimales et maximales à l'exception du scénario RCP4.5 des modèles NOAA-GFDL-ESM2M.RCA4 et MIROC5.RCA4 qui montre une tendance non significative de ces deux variables climatiques. Une diminution non significative ($p > 0,05$) de l'humidité relative a également été notée sur l'ensemble du bassin.

De tous les modèles, seuls CANESM2.RCA4, HadGEM2-ES.RCA4, MIROC5.RCA4 et multi-modèles présentent une diminution significative de la vitesse du vent et de la radiation solaire. HadGEM2-ES.RCA4 a montré une diminution de la vitesse du vent dans 8% de la superficie du bassin pour le scénario RCP4.5 et dans 12% de celle-ci pour RCP8.5. Cette diminution de la vitesse du vent mentionnée dans Ndiaye *et al.* (2020b) est confirmé dans les projections futures. Outre la diminution de la vitesse du vent, certains modèles montrent une diminution significative de la radiation solaire. En effet, l'ENSEMBLE montre une diminution significative de la radiation pour 46% de la superficie du bassin selon les deux scénarios. Une diminution significative de la radiation

solaire est également mise en évidence par IPSL-CM5A-MR.RCA4 dans 11% et 99% du bassin selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, respectivement. Selon le scénario RCP8.5, MIROC5.RCA4 et CANESM2.RCA4 montrent respectivement une diminution significative de la radiation dans 21% et 83% de la superficie du bassin.

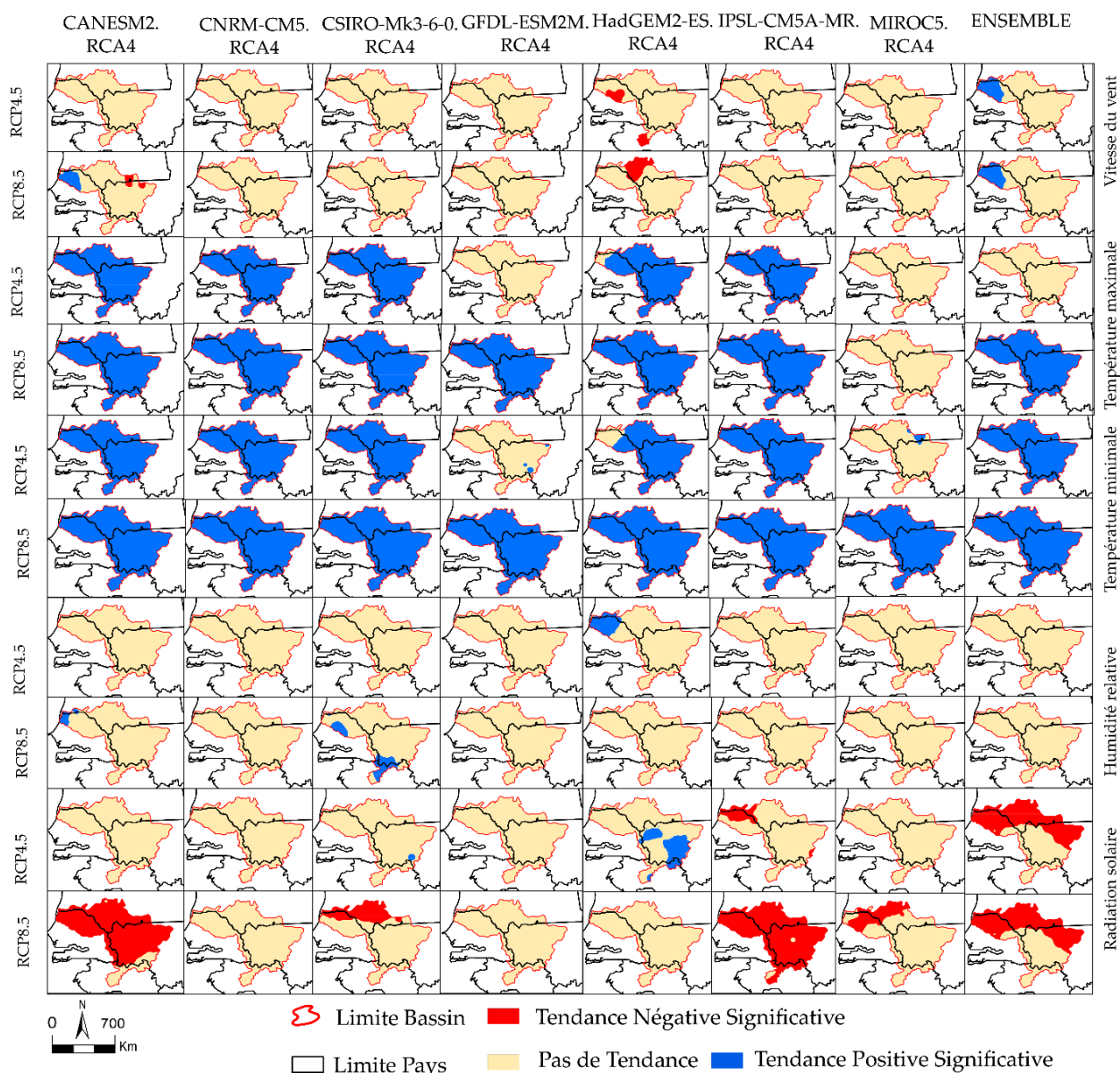


Figure 40 : Distribution spatiale de la significativité du test de Mann Kendall des variables climatiques des MCRs à l'échelle annuelle sur la période 2036-2065.

Le Tableau 16 synthétise les valeurs de la pente de Sen des variables climatiques sur la période 2036-2065 en fonction des zones climatiques. Compte tenu de la moyenne de tous les modèles, la température minimale varie de 0,02°C/an à 0,04°C/an selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. La

température maximale varie de 0,05°C/an à 0,06°C/an pour le RCP4.5 et de 0,01°C/an à 0,02°C/an pour le RCP8.5. Pour la température maximale, les faibles valeurs obtenues par ENSEMBLE RCP8.5 peuvent s'expliquer par les faibles valeurs de CSIRO-Mk3-6-0.RCA4, HadGEM2-ES.RCA4 et MIROC5.RCA4. Cela indique que l'ensemble multi-modèle n'est pas toujours préférable car il conduit ici à une augmentation de température plus faible et incongrue avec RCP8.5 qu'avec RCP4.5. Par ailleurs, pour le RCP4.5, les modèles montrent que la température maximale augmentera de 1,3°C à 2,5°C en zone Guinéenne, de 1,3°C à 2,7°C en zone Soudanienne et de 1,3°C à 2,8°C en zone Sahélienne. Pour le RCP8.5, les valeurs élevées de température maximale varient entre 3,1°C et 3,3°C en fonction des zones climatiques. La température minimale augmentera respectivement de 2,9 °C, 3,2°C et 3,3°C dans les zones Guinéenne, Soudanienne et Sahélienne pour le RCP4.5. Pour RCP8.5, la température minimale variera entre 3,2°C et 3,9°C selon les modèles. Les valeurs maximales sont notées dans les zones Sahélienne et Soudanienne. Il est également important de noter que les températures minimales augmentent plus rapidement que les maximales. Les mêmes résultats sont obtenus par Ly (2013) en Afrique de l'Ouest et Samba et Nganga (2014) au Congo Brazzaville qui ont noté que l'augmentation de la température minimale est plus importante que la maximale. Cette situation peut s'expliquer par la concentration d'aérosols qui réduisent le rayonnement solaire atteignant la surface de la terre (Ringard *et al.*, 2014). Cette augmentation des températures peut également affecter les cultures. Par exemple, Diop (2009) a mentionné que le suivi écologique effectué à Nianga (Podor, bassin du fleuve Sénégal) a montré que certaines variétés de riz ont des taux d'avortement de 33 à 57% lorsque la température dépasse 35°C.

L'humidité relative varie de 0,17%/an à 7%/an dans la zone guinéenne, de -0,6 à 7%/an dans la zone Soudanienne et de -0,9%/an à 6%/an dans la zone Sahélienne selon les deux scénarios. La vitesse du vent et la radiation solaire varient respectivement de -0,025 m/an à 4,11 m/an et de -1,6 MJ/m²/an à 1,7 MJ/m²/ an selon les deux scénarios et en fonction des zones climatiques. A l'échelle saisonnière, tous les modèles prévoient une augmentation significative des températures pendant la saison sèche et pluvieuse. Les modèles prédisent également une diminution non significative de la vitesse du vent et de l'humidité relative pendant les deux saisons. La tendance à la baisse de la radiation solaire est généralement non significative à l'échelle saisonnière.

Tableau 16 : Synthèse des valeurs de la pente de Sen (β par an) of des variables climatiques à l'échelle annuelle sur la période 2036-2065 (CA : CANESM2.RCA4, CN : CNRM-CM5.RCA4, SIR : CSIRO-Mk3-6-0.RCA4, GD : GFDL-ESM2M.RCA4, IP : IPSL-CM5A-MR.RCA4, MI : MIROC5)

Zones climatiques	Modèles	β (Température minimale)		β (Température maximale)		β (Vitesse du vent)		β (Humidité relative)		β (Radiation solaire)	
		RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
Soudanienne	CA	0,029	0,088	0,030	0,074	-0,001	-0,001	-0,008	-0,014	-0,004	-0,007
	CN	0,006	0,029	0,039	0,058	0,001	1,026	4,261	3,397	1,259	0,568
	CS	0,010	0,043	0,072	-0,042	0,002	1,251	3,971	5,117	-0,730	0,779
	GD	0,015	0,037	0,008	0,033	-0,002	-0,001	0,030	0,049	-0,008	-0,001
	MO	0,013	0,042	0,072	-0,061	0,002	1,850	5,150	5,080	-1,093	0,734
	IP	0,040	0,077	0,037	0,066	0,001	-0,001	-0,050	0,022	-0,004	-0,010
	MI	-0,005	0,015	0,056	-0,052	0,003	-0,743	1,199	3,531	-1,040	0,754
	ENS	0,004	0,031	0,060	0,001	-0,025	3,911	-0,553	6,864	0,625	-0,731
Guinéenne	CA	0,030	0,084	0,027	0,070	-0,001	0,000	-0,019	0,002	-0,002	0,001
	CN	-0,001	0,026	0,035	0,101	-0,001	-0,029	4,057	3,829	1,542	-0,478
	CS	0,018	0,035	0,074	-0,001	0,003	1,342	4,610	5,370	0,068	1,735
	GD	0,015	0,042	0,014	0,035	-0,003	0,001	0,047	0,008	0,000	0,003
	MO	0,025	0,032	0,062	-0,015	0,006	1,891	5,789	5,142	-0,285	-0,750
	IP	0,034	0,074	0,034	0,065	0,001	0,001	-0,009	0,005	0,002	-0,011
	MI	0,004	0,012	0,063	-0,071	0,001	0,332	1,131	3,854	-1,656	0,532
	ENS	0,002	0,025	0,058	0,000	-0,001	4,118	-0,178	6,994	0,634	0,612
Sahélienne	CA	0,027	0,078	0,029	0,063	0,001	0,000	1,844	5,127	-0,003	-0,007
	CN	0,003	0,029	0,040	0,004	0,001	0,877	3,866	3,259	0,108	0,466
	CS	0,001	0,049	0,063	0,022	0,003	0,197	3,911	4,648	0,294	0,810
	GD	0,012	0,043	0,008	0,039	-0,001	-0,002	0,050	0,036	-0,008	-0,003
	MO	0,004	0,034	0,066	-0,019	0,000	0,675	3,257	4,891	-0,484	1,989
	IP	0,035	0,076	0,031	0,068	0,001	0,001	-0,019	0,012	-0,004	-0,009
	MI	-0,004	0,017	0,051	-0,035	0,002	-0,655	1,166	3,452	-0,710	0,659
	ENS	0,005	0,030	0,056	0,002	-0,025	3,627	-0,862	6,420	1,759	-1,603

L'analyse des tendances montre une augmentation significative des températures dans le bassin du fleuve Sénégal. Cette hausse des températures serait considérée comme la principale raison de l'augmentation significative de l'évapotranspiration au cours de la période 2036-2065. Ces informations associées à la tendance de l'ET₀ et des variables climatiques permettent d'avancer que l'horizon 2036-2065 ne sera pas stationnaire et que le climat continuera à changer si la température augmente au rythme actuel. En effet, les MCRs ont montré à la fois une tendance positive significative de l'ET₀ et les températures. Ce qui confirme les études d'Abiye *et al.* (2019)

et Ndiaye *et al.* (2020b) selon lesquelles la température (maximale et minimale) est le principal facteur de variation de l'évapotranspiration pendant les périodes 1906-2015 et 1984-2017 en Afrique de l'Ouest et dans le bassin du fleuve Sénégal. La vitesse du vent et la radiation solaire sont les seules variables qui diminuent de façon significative en fonction des modèles. La diminution de la vitesse du vent (*Wind Stilling* ou l'atténuation des vents) et de la radiation solaire (*Global Dimming* ou assombrissement global) explique la diminution de l'évapotranspiration mentionnée par certains auteurs (McVicar *et al.*, 2012 ; Chu *et al.*, 2017 ; Han *et al.*, 2019 ; Bian *et al.*, 2020 ; Ndiaye *et al.*, 2020b). Cette diminution de la radiation solaire est liée à la concentration d'aérosols dans l'atmosphère due aux activités humaines (Han *et al.*, 2019).

4. Conclusion

Les résultats de cette étude montrent que les valeurs d' ET_0 obtenues par les MCRs sont plus proches de celles des réanalyses que les MCGs, bien qu'ils aient tendance à surestimer l' ET_0 . L'analyse des tendances montre que presque tous les modèles s'accordent sur une augmentation significative de l'évapotranspiration de référence durant la période 2036-2065 selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. L'ENSEMBLE montre une augmentation de l' ET_0 de 39 mm pour le RCP4.5 et de 144 mm pour le RCP8.5 dans la zone Guinéenne. Dans les zones Soudanienne et Sahélienne, l' ET_0 augmentera respectivement de 48 mm à 266 mm et de 57 mm à 277 mm selon les deux scénarios. Les tendances des variables climatiques montrent une augmentation significative des températures maximales et minimales. Cette augmentation des températures est la principale explication de l'augmentation de l' ET_0 bien que certains modèles mettent également en évidence une diminution significative de la vitesse du vent et de la radiation solaire. L'analyse de sensibilité révèle que l' ET_0 est plus sensible à l'humidité relative, à la température maximale et à la radiation solaire. La hausse future de l' ET_0 augmentera les besoins en eau des cultures, accentuera les pertes d'eau dans les réservoirs, réduira la productibilité hydroélectrique et augmentera la concurrence entre les différents utilisateurs. Il est important de noter que cette augmentation de l' ET_0 ne sera pas stationnaire en 2065 et pourra continuer à augmenter si la température augmente au même rythme. L'augmentation de l' ET_0 d'ici à 2050 pourrait s'accompagner d'une diminution des écoulements. En effet, selon Bodian *et al.* (2018), par rapport à la période 1971-2000, les débits annuels du Bafing, principal affluent du fleuve Sénégal, diminueront de 8% selon le scénario RCP4.5 et de 16% pour RCP8.5 d'ici à 2050 en Afrique de l'Ouest. Cela signifie que les débits annuels dépendent de la variabilité des précipitations et de l'évapotranspiration. L'augmentation

continue de cette dernière peut affecter les ressources en eau et exacerber la concurrence entre les usagers de l'eau. L'augmentation de l' ET_0 pourrait aussi avoir des impacts sur le cycle hydrologique et sur l'agriculture. En effet, du point de vue hydrologique, l'augmentation continue de l' ET_0 peut affecter la pluviométrie et exacerber les conditions arides d'un environnement donné (Goyal, 2004). Dans le secteur agricole, l'augmentation de l' ET_0 a tendance à augmenter l'aridité, à diminuer l'humidité du sol et les pluies efficaces (Aubé, 2016). Cette augmentation de l' ET_0 pourrait également entraîner une hausse de la demande en eau des cultures et des coûts d'irrigation (Rahman *et al.*, 2018). Toutefois, les résultats de ce chapitre comportent plusieurs incertitudes qui seraient liées aux types de données utilisés. Les réanalyses ne sont pas validées avec des mesures *in situ*. Il serait important d'évaluer la performance d'autres produits de réanalyses dans l'estimation de l'évapotranspiration dans le bassin du fleuve Sénégal.

Conclusion générale

Cette thèse a pour objectif principal de contribuer à la connaissance de l'évolution spatiotemporelle de l'évapotranspiration actuelle et future dans le bassin du fleuve Sénégal. De façon spécifique, il s'agit (i) d'évaluer la performance de vingt méthodes alternatives d'estimation de l'évapotranspiration de référence (ET_0) et d'en calibrer et valider les meilleures méthodes afin de les adapter au contexte du bassin, (ii) d'analyser la tendance de l' ET_0 saisonnière et annuelle sur la période 1984-2017 et sa sensibilité aux variables climatiques et enfin (iii) d'analyser la tendance de l' ET_0 saisonnière et annuelle sur la période 2036-2050, sa sensibilité aux variables climatiques et son taux de variation par rapport à la période de référence 1971-2000.

La méthodologie adoptée s'articule autour de trois principaux points. D'abord, l'évaluation de vingt méthodes alternatives d'estimation de l'évapotranspiration par rapport à la méthode de référence Penman-Monteith. Pour cela, les critères d'évaluation utilisés sont le coefficient de détermination, le Kling Gupta Efficiency (KGE), l'erreur moyenne quadratique normalisé (EQMN), le pourcentage d'erreur (PBIAIS) et le diagramme de Taylor. Ensuite, le test de Mann Kendall et la pente de Sen ont permis de détecter les tendances de l' ET_0 et des variables climatiques. Le calcul d'un coefficient de sensibilité a permis d'analyser l'influence des variables climatiques sur l' ET_0 . Et enfin, la performance de sept MCGs et sept MCRs est évaluée par rapport aux réanalyses en appliquant le KGE et le PBIAIS et la différence d' ET_0 entre les réanalyses et les sorties de modèles climatiques. Le taux de variation de l' ET_0 à l'horizon 2050 (2036-2065) est déterminé par rapport à la période de référence 1971-2000. Le test de Mann Kendall, la pente de Sen et le coefficient de sensibilité sont utilisés à nouveau pour analyser la tendance de l' ET_0 future ainsi que sa sensibilité aux variables climatiques sur la période 2036-2065. Les principaux résultats de la thèse peuvent être synthétisés comme suit :

Les méthodes Trabert (TRB), Valiantzas 2 (Val 2), Valiantzas 3 (Val 3) et Hargreaves & Samani (HS) et Jensen & Haise (JH) sont respectivement les plus robustes pour l'estimation de l' ET_0 dans le bassin du Sénégal. La calibration a permis d'améliorer la performance de toutes ces méthodes à l'exception de celle de JH dont la performance est dégradée après calibration. Du point de vue spatial, la méthode de Trabert est plus performante dans les zones sahélienne et soudanienne en raison de la prise en compte de la vitesse du vent par cette méthode. Par contre, les méthodes intégrant la radiation et/ou l'humidité relative (Val 2, Val 3 et HS) sont plus robustes dans la zone

guinéenne du bassin. Ces résultats montrent que le choix d'une méthode d'estimation de l' ET_0 dans le bassin du fleuve Sénégal dépend des données disponibles et des zones climatiques. En effet, lorsque les données de température et de vitesse du vent sont disponibles, la méthode de Trabert peut être utilisée dans toutes les zones climatiques du bassin pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence. Lorsque l'humidité relative, la radiation et la température sont disponibles, la méthode de Val 2 est recommandée. L'utilisation de la méthode Val 3 n'est encouragée que quand la radiation et la température sont les seules variables climatiques disponibles. Enfin la méthode de HS peut être retenue quand on dispose uniquement des données de température. Au regard des résultats obtenus, l'utilisation des méthodes à base de radiation (JH) n'est pas conseillée pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence dans le bassin du fleuve Sénégal.

En termes de tendance, sur la période 1984-2017, l' ET_0 augmente dans 32% du bassin à l'échelle annuelle et durant la saison sèche. Cette augmentation de l' ET_0 est observée dans la zone soudanienne du bassin où les principales infrastructures hydrauliques sont localisées (barrages de Manantali, de Felou et de Gouina en cours de construction). Cependant, pendant la saison des pluies, une baisse de l' ET_0 est notée dans la zone sahélienne du bassin. L'analyse de tendance révèle aussi une augmentation significative de la température maximale, de la température minimale et de la radiation solaire. L'augmentation de l'humidité relative et la baisse de la vitesse du vent favorise une baisse localisée de l'évapotranspiration dans la partie sahélienne du bassin. La baisse de l' ET_0 combinée à une augmentation des températures illustre le concept de « paradoxe d'évaporation » dans le bassin. L'analyse de sensibilité révèle que l'évapotranspiration est plus sensible à l'humidité relative, à la température maximale et au rayonnement solaire.

Les modèles climatiques régionaux (MCRs) sont plus robustes que les modèles globaux (MCGs) pour l'estimation de l'évapotranspiration dans le bassin du fleuve Sénégal sur la période 1984-2000. Les résultats obtenus révèlent aussi que par rapport à la période 1971-2000, les MCRs prévoient une augmentation de l' ET_0 de 14 mm à 293 mm pour le RCP4.5 et de 55 mm à 387 mm for RCP8.5 en fonction des zones climatiques. Les valeurs maximales d'augmentation sont observées en zone sahélienne et celles minimales en zone guinéenne. L'analyse de sensibilité révèle aussi que l' ET_0 future sera plus influencée par l'humidité relative, la température maximale et la radiation solaire, respectivement. Le test de tendance montre généralement une augmentation

significative de l'évapotranspiration et des températures maximale et minimale. Ce qui signifie que l' ET_0 ne sera pas stationnaire durant la période 2036-2065 et pourrait continuer à augmenter suivant la hausse des températures.

Les résultats de cette thèse constituent une source d'information sur le choix d'un modèle adéquat d'estimation de l'évapotranspiration de référence dans le bassin du fleuve Sénégal. Ces informations peuvent être utiles pour la modélisation hydrologique, le pilotage de l'irrigation, la gestion des réservoirs, la planification et la gestion des ressources en eau du bassin. En outre, la tendance à la hausse de l' ET_0 actuelle et future pourrait entraîner une augmentation des besoins en eau des cultures, accentuer les pertes d'eau au niveau des réservoirs, diminuer la productibilité hydroélectrique et augmenter la compétition entre les différents usagers.

Toutefois, les types de données (réanalyses) utilisées peuvent être source d'incertitude dans les résultats. Il serait donc important de valider ces résultats avec des données *in situ* même de quelques stations lorsque la disponibilité et l'accessibilité de l'information le permettent. Il serait aussi intéressant d'étudier l'impact du relief, de la dynamique de l'occupation du sol et des infrastructures hydrauliques sur la tendance de l'évapotranspiration dans le bassin du fleuve Sénégal. Pour une application hydrologique, les résultats de cette étude pourraient être utilisés afin d'analyser la sensibilité du modèle GR4J aux méthodes d'estimation de l' ET_0 retenues dans cette étude. Compte tenu du développement exponentiel de l'agriculture irriguée dans le delta et la vallée du fleuve Sénégal, cette étude peut contribuer à l'estimation des besoins en agricole. Il serait aussi important, comme évoqué plus haut, d'évaluer la performance d'autres produits de réanalyses dans l'estimation de l'évapotranspiration dans le bassin du fleuve Sénégal.

Bibliographie générale

1. Abiye O.E., Matthew O. J., Sunmonu L. A., Babatunde O. A., (2019). “Potential evapotranspiration trends in West Africa from 1906 to 2015”, *Springer Nature Switzerland*, pp1-14. <https://doi.org/10.1007/s42452-019-1456-6>
2. Abtew, W., (1996). “Evapotranspiration measurement and modeling for three wetland systems in South Florida”, *Water Resources Bulletin*, 32, 3, 465-473.
3. Allen R., Pereira L., Raes D., & Smith M., (1998). “Crop evapotranspiration. Guideline for computing crop requirements”, *FAO-Irrigation and drainage paper 56*. Rome.
4. Allen, R. G., Walter, I. A., Elliot, R. L., Howell, T.A., Itenfisu, D., Jensen, M. E. and Snyder, R. 2005. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. ASCE and American Society of Civil Engineers.
5. Alexandris S., Stricevic R., and Patkovic S., (2008). “Comparative analysis of reference evapotranspiration from the surface of rainfed grass in central Serbia, calculated by six empirical methods against the Penman-Monteith formula”, *European Water*, vol.21, n°22, pp. 17-28.
6. Ambas V.TH., Baltas E., (2012). “Sensitivity analysis of different evapotranspiration methods using a new sensitivity coefficient”, *Global NEST Journal*, Vol 14, No 3, pp 335-343.
7. Ambroise B., (1999). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : Processus, Facteurs, Modèles*, (2e Edition), H.G.A, Bucarest, 206 pages.
8. Amigues J.P., P. Debaeke, B. Itier, G. Lemaire, B. Seguin, F. Tardieu, A. Thomas (éditeurs), (2006). « Sécheresse et agriculture. Réduire la vulnérabilité de l'agriculture à un risque accru de manque d'eau ». *Expertise scientifique collective, synthèse du rapport*, INRA (France), 72 p.
9. Ardoin-Bardin S., Dezetter A., SERVAT E., MAHÉ G., PATUREL J. E., Dieulin, Casenave L., (2005). « Évaluation des impacts du changement climatique sur les ressources en eau d'Afrique de l'Ouest et Centrale Regional Hydrological » Impacts of Climatic Change—Hydroclimatic Variability (Proceedings of symposium S6 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguaçu, Brazil, April 2005). *IAHS Publ*, 296.

10. Aubin, A. (2018). *Estimation de L'évapotranspiration par Télédétection Spatiale en Afrique de L'Ouest : Vers une Meilleure Connaissance de Cette Variable clé Pour la Région*, Thèse de doctorat à l'Université de Montpellier, Montpellier, France 431p. (In French). Disponible en online: <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02045897/document>.
11. Azizzadeh M., Javan K., (2015). "Analyzing trends in reference evapotranspiration in northwest part of Iran", *Journal of Ecological Engineering*, Vol. 16, Issue 2, pp.1–12. DOI: 10.12911/22998993/1853
12. Bayazit M., and Önöz B., (2009). "To prewhiten or not to prewhiten in trend analysis?" *Hydrological Sciences Journal*, 52:4, 611-624, DOI: 10.1623/hysj.52.4.611
13. Bian Y., Dai H., Zhang Q., Yang L., and Du W., (2020). "Spatial distribution of potential evapotranspiration trends in the Inner Mongolia Autonomous Region (1971-2016)", *Theoretical and Applied Climatology*, <https://doi.org/10.1007/s00704-020-03154-y>
14. Bigeard G., (2014). *Estimation spatialisée de l'évapotranspiration à l'aide de données infra-rouge thermique multi-résolutions*, Thèse de doctorat, Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier), 259p.
15. Birhanou D., Kim H., Jang Ch., and Park S., (2018). "Does the Complexity of Evapotranspiration and Hydrological Models Enhance Robustness?" *Sustainability*, 10, 2837; doi:10.3390/su10082837
16. Bodian A., Diop L., Panthou G., Dacosta H., Deme A., Dezetter A., Ndiaye P.M., Diouf I., Vichel Th., (2020). "Recent Trend in Hydroclimatic Conditions in the Senegal River Basin", *Water*, 12, 436, doi:10.3390/w12020436
17. Bodian A, Dezetter A, Diop L., Deme A, Djaman K., and Diop A., (2018). "Future Climate Change Impacts on Streamflows of Two Main West Africa River Basins: Senegal and Gambia", *Hydrology*, 5, 21; doi:10.3390/hydrology5010021
18. Bodian, A. ; Ndiaye, O. ; Dacosta, H., (2016a). « Evolution des caractéristiques des pluies journalières dans le bassin versant du fleuve Sénégal : Avant et après rupture », *Journal des Sciences Hydrologiques*, vol.16, n°5, <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.950584>
19. Bodian A., (2011). *Approche par modélisation pluie-débit de la connaissance régionale de la ressource en eau : application dans le haut bassin du Fleuve Sénégal*, thèse de doctorat, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 211 pages. Disponible en ligne : <http://hydrologie.org/THE/BODIAN.pdf>.

20. Bogawski P., and Bednorz E., (2014). “Comparison and validation of selected evapotranspiration models for conditions in Poland (Central Europe)”, *Water Resour Manage*, n°28, pp. 5021-5038. doi:10.1007/s11269-014-0787-8
21. Brown and Wilby., (2012). “An Alternative Approach to Assessing Climate Risks, EOS, Transactions”, *American Geophysical Union*, vol.92, n°41, 401 – 412.
22. Čadro S., Uzunovi M., Žurovec J., Žurovec O., (2017). “Validation and calibration of various reference evapotranspiration alternative methods under the climate conditions of Bosnia and Herzegovina”, *International Soil and Water Conservation Research*, vol.5, n°4, pp.309-324 <http://dx.doi.org/10.1016/j.iswcr.2017.07.002>
23. Chaouche K., Neppel L., Dieulin C., Pujol N., Ladouche B., Martin E., Salas D., Caballero Y., (2010). “Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French Mediterranean region in the context of climate change”, *C. R. Geoscience*, n°342, pp. 234–243
24. Charron I., (2016). *Guide sur les scénarios climatiques : Utilisation de l'information climatique pour guider la recherche et la prise de décision en matière d'adaptation*, Ouranos, Édition 2016., 94 p.
25. Chatzithomas C. D. and Alexandris S.G., (2015). “Solar radiation and relative humidity based, empirical method, to estimate hourly reference evapotranspiration”, *Agricultural Water Management*, pp. 188 – 197.
26. Chu, R.; Li, M.; Shen, S.; Islam, A.; Cao, W.; Tao, S.; Gao, P., (2017). “Changes in Reference Evapotranspiration and Its Contributing Factors in Jiangsu, a Major Economic and Agricultural Province of Eastern China” *Water*, 9, 486, doi:10.3390/w9070486.
27. Chattopadhyay, N., Hulme, M., (1997). “Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climatic change” *Agric. For. Meteorology*, 87 (1), 55–74.
28. Chu, R.; Li, M.; Shen, S.; Islam, A.; Cao, W.; Tao, S.; Gao, P., (2017). “Changes in Reference Evapotranspiration and Its Contributing Factors in Jiangsu, a Major Economic and Agricultural Province of Eastern China”, *Water*, 9, 486, doi:10.3390/w9070486.
29. Coly A., (1996). *Le système fluvio-lacustre du Guiers : étude hydrologique et gestion quantitative intégrée*, thèse de doctorat du 3ème cycle à l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Dakar, Sénégal, 473p.

30. Cosandey C. et Robinson M., (2000). *Hydrologie continentale*, Paris, Armand Colin, 353p.
31. Dadaser-Celik F., Cengiz E., and Guzel O., (2016). “Trends in reference evapotranspiration in Turkey: 1975–2006”, *International Journal of Climatology*, 36: 1733–1743 DOI: 10.1002/joc.4455
32. Dalton J. (1802). “Experimental essays on the constitution of mixed gases; on the force of steam of vapor from waters and other liquids in different temperatures, both in a Torricellian vacuum and in air on evaporation and on the expansion of gases by heat”, *Memoirs of the Manchester Literary and Philosophical Society*, vol. 5, partie 2, pp. 535-602.
33. Delghandi M., Joorabloo S., Emamgholizadeh S., (2017). “Climate change impacts on spatial-temporal variations of reference evapotranspiration in Iran”, *Water Harvesting Research*, 2(1): 13-23 DOI: 10.22077/jwhr.2017.592.
34. Déqué M., Calmanti S., Christensen O.B., Aquila A. A., Maule C. F., Haensler A., Nikulin G., Teichmann C., (2017). A multi-model climate response over tropical Africa at +2 C, *Climate Services*, 7, 87–95.
35. Descroix, L., Genthon P., Amogu O., Rajot J. L., Sighomnou D., and Vauclin M., (2012). “Change in Sahelian Rivers hydrograph: The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region”, *Global Planet Change*, 98–99, 18–30, doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.07.009.
36. Descroix L., Mahe G., Lebel Th., Favreau G., Galle S., Gautier E., Olivry J-C., Albergel J., Amogu O., Cappelaere B., Dessouassi R., Diedhiou A., Le Breton E., Mamadou I., Sighomnou D.F., (2009). “Spatiotemporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis”. *J. Hydrol.*, 2009, 375, 90–102.
37. Derive G., (2003). *Estimation de l'évapotranspiration en région sahélienne. Synthèse des connaissances et évaluation des modélisations (SISVAT, RITCHIE). Application à la zone d'HAPEx-SAHÉL (Niger)*, Thèse de Doctorat, INPG, Grenoble, France, 189 pages. Disponible en ligne : http://www.amma-catch.org/IMG/pdf/these_derive_2003.pdf.
38. Dieulin, C.; Mahé, G.; Paturel, J.-E.; Ejjiyar, S.; Trambly, Y.; Rouché, N.; EL Mansouri, B. A., (2019). New 60-Year 1940/1999 Monthly-Gridded Rainfall Data Set for Africa. *Water*, 11, 387.

39. Diop, L., Yaseen, Z. M., Bodian, A., Djaman, K., & Brown, L., (2018). “Trend analysis of streamflow with different time scales: a case study of the upper Senegal River”, *ISH Journal of Hydraulic Engineering*, 24(1), 105-114.
40. Diop L., Bodian A., and Diallo D., (2015). “Use of atmometers to estimate reference evapotranspiration in Arkansas”, *African Journal of agricultural research*, vol.10, n°48, pp. 4376 – 4683. DOI: 10.5897/AJAR2015.10332
41. Diop L., Bodian A., Diallo D., (2015). Spatiotemporal Trend Analysis of the Mean Annual Rainfall in Senegal, *European Scientific Journal*, vol.12, No.12 pp.1857-7881. <http://dx.doi.org/10.19044/esj.2016.v12n12p231>
42. Diop M., (2009). *Les bilans hydriques dans la moyenne vallée du Fleuve Sénégal- contribution à l'étude des besoins en eau*, Thèse de Doctorat en Géographie, Université de Paris, 375p. Disponible en ligne : http://hydrologie.org/THE/DIOP_M.pdf
43. Dione, O., (1996). *Evolution Climatique Récente et Dynamique Fluviale dans les Hauts Bassins des Fleuves Sénégal et Gambie*, Thèse de doctorat Université de Lyon 3 Jean Moulin, ORSTOM, Paris, France, 1996 ; 438p. Disponible en ligne : http://horizon.documentation.ird.fr/exldoc/pleins_textes/pleins_textes_7/TDM_7/010012551.pdf.
44. Diouf O. C., Weihermuller L., BA K., Faye, S. C., Faye S., and Vereecken H., (2016). “Estimation of Turc reference evapotranspiration with limited data against the PenmanMonteith Formula in Senegal” *Journal of Agriculture and Environment for International Development*, vol.110, n°1, pp. 117 – 137. doi: 10.12895/jaeid.20161.417.
45. Djaman K., Koudahe K., Sall M., Kabenge I., Rudnick D. and Irmak S., (2017). “Performance of Twelve Mass Transfer Based Reference Evapotranspiration Models under Humid Climate”, *Journal of Water Resource and Protection*, 9, 1347-1363. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2017.912086>.
46. Djaman K., Tabari H., Balde AB., Diop L., Futakuchi K. et Irmak S. (2016). “Analyses calibration and validation of evapotranspiration models to predict grass-reference evapotranspiration in the Senegal river delta, *Journal of Hydrology: Regional Studies*, vol. 8, p. 82-94. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.06.003>.
47. Djaman K., Balde A. B., Sow A., Muller B., Irmak S., Ndiaye M. K., and Saito K. (2015). “Evaluation of sixteen reference evapotranspiration methods under Sahelian conditions in

- Senegal River Valley”, *Journal of Hydrology: Regional studies*, 3, 139 - 159.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.02.002>
48. Dong Q., Wang W., Shao Q., Xing W., Ding Y., Fu J., (2019). “The response of reference evapotranspiration to climate change in Xinjiang, China: Historical changes, driving forces, and future projections”, *International Journal of Climatology*, 40:235 – 254.doi: 10.1002/joc.6206.
 49. Doorenbos, J.; Pruitt, W.O., (1977). *Guidelines for Predicting Crop Water Requirements*; FAO Irrigation and Drainag, Paper No. 24; FAO: Rome, Italy.
 50. D’Oria M., Tanda M. G. and Todaro V., (2018). “Assessment of Local Climate Change: Historical Trends and RCM Multi-Model Projections Over the Salento Area (Italy)”, *Water*, 10, 978; doi:10.3390/w10080978.
 51. Douville H., (2002). “Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: interannual variability”, *Journal of Climatology*, 15:701–720.
 52. Drigeard E., (2014). *Microphysique glacée des systèmes convectifs observés dans le cadre de Megha-Tropiques en Afrique de l’Ouest : comparaison des mesures aéroportées avec des radars sol et un modèle numérique*, thèse de doctorat à l’université CLERMONT II - BLAISE PASCAL, 218 pages. Disponible en ligne : <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01158109>.
 53. Feng Y., Ningbo Cui, Lu Zhao, Daozhi Gong, Kuandi Z., (2017). “Spatiotemporal variation of reference evapotranspiration during 1954-2013 in Southwest China”, *Quaternary International*, pp.1-11 <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2017.01.023>
 54. Fisher and Pringle III. (2013). “Evaluation of alternative methods for estimating reference evapotranspiration”, *Agricultural Sciences*, vol.4, n°87, pp.51-60.
<http://dx.doi.org/10.4236/as.2013.48A008>.
 55. Galle, S., M. Grippa, C. Peugeot, I. Bouzou Moussa, B. Cappelaere, J. Demarty, E. Mougin, G. Panthou, P. Adjomayi, E.K. Agbossou, A. Ba, M. Boucher, J.-M. Cohard, M. Descloitres, L. Descroix, M. Diawara, M. Dossou, G. Favreau, F. Gangneron, M. Gosset, B. Hector, P. Hiernaux, B.-A. Issoufou, L. Kergoat, E. Lawin, T. Lebel, A. Legchenko, M. Malam Abdou, O. Malam-Issa, O. Mamadou, Y. Nazoumou, T. Pellarin, G. Quantin, B. Sambou, J. Seghieri, L. Séguis, J.-P. Vandervaere, T. Vischel, J.-M. Vouillamoz, A. Zannou, S. Afouda, A. Alhassane, M. Arjounin, H. Barral, R. Biron, F. Cazenave, V.

- Chaffard, J.-P. Chazarin, H. Guyard, A. Koné, I. Mainassara, A. Mamane, M. Oi, T. Ouani, N. Soumaguel, M. Wubda, E.E. Ago, I.C. Alle, A. Allies, F. Arpin-Pont, B. Awessou, C. Cassé, G. Charvet, C. Dardel, A. Depeyre, F.B. Diallo, T. Do, C. Fatras, F. Frappart, L. Gal, T. Gascon, F. Gibon, I. Guiro, A. Ingatan, J. Kempf, D.O.V. Kotchoni, F.M.A. Lawson, C. Leauthaud, S. Louvet, E. Mason, C.C. Nguyen, B. Perrimond, C. Pierre, A. Richard, E. Robert, C. Román-Cascón, C. Velluet, and Wilcox C., (2018). “AMMA-CATCH, a critical zone observatory in West Africa monitoring a region in transition”, *Vadose Zone Journal*, 17:180062. doi:10.2136/vzj2018.03.0062.
56. Gbambie B., (2016). *Analyse des grilles de précipitation à haute résolution et des critères de calage pour la modélisation hydrologique au Québec*, mémoire par articles présenté à l'école de technologie supérieure comme exigence partielle à l'obtention de la maîtrise en Génie de la Construction, Montréal, Canada, 127 pages. Disponible en ligne : https://espace.etsmtl.ca/id/eprint/1818/1/BAJAMGNIGNI_GBAMBIE_Salam.pdf
57. GIEC, (2018). *Résumé à l'intention des décideurs, Réchauffement planétaire de 1,5 °C, Rapport spécial du GIEC sur les conséquences d'un réchauffement planétaire de 1,5 °C par rapport aux niveaux préindustriels et les trajectoires associées d'émissions mondiales de gaz à effet de serre, dans le contexte du renforcement de la parade mondiale au changement climatique, du développement durable et de la lutte contre la pauvreté* [Publié sous la direction de V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H. O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J. B. R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M. I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor et T. Waterfield]. Organisation météorologique mondiale, Genève, Suisse, 32 p.
58. GIEC, (2014). *Changements climatiques 2014 : Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat* [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer]. GIEC, Genève, Suisse, 161 p.
59. Giménez P. O. and García-Galiano S.G., (2018). “Assessing Regional Climate Models (RCMs) Ensemble-Driven Reference Evapotranspiration over Spain”, *Water*, 10, 1181; doi:10.3390/w10091181.
60. Godard A et Tabeaud M., (1998). *Les climats. Mécanismes et répartitions*, Deuxième édition, Armand Colin, Paris, 187p.

61. Goyal R. K., (2004). “Sensitivity of evapotranspiration to global warming:a case study of arid zone of Rajasthan (India)”, *Agricultural Water Management*, 69, pp.1–11. doi: 10.1016/j.agwat.2004.03.014
62. Gong, L., Xu, C.H., Chen, D., Holldan, S. and Chen, Y.D., (2006). “Sensitivity of the Penman-Monteith Reference Evapotranspiration to Key Climatic Variables in the Changzing (Yantze River) Basin”, *Journal of Hydrology*, 329, 620-629. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.027>.
63. Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F., (2009). “Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modeling”, *Journal of Hydrology*, 377, pp. 80–91.
64. Guyot G., (1999). *Climatologie de l'environnement : cours et exercices corrigés*, 2eme édition, Paris, Dunod, 507p.
65. Han J., Zhao Y., Wang J., Zhang B., Zhu Y., Jiang Sh., Wang L., (2019). “Effects of different land use types on potential evapotranspiration in the Beijing-Tianjin Hebei region, North China”, *Journal of Geographical Science*, 29(6): 922-934 DOI: <https://doi.org/10.1007/s11442-019-1637-7>.
66. Han S., Xu D., Wang S., (2012). “Decreasing potential evaporation trends in China from 1956 to 2005: Accelerated in regions with significant agricultural influence?” *Agricultural and Forest Meteorology*, 154–155, 44–56 doi: 10.1016/j.agrformet.2011.10.009.
67. Hargreaves, G. H. (1975). “Moisture Availability and Crop Production”. *TRANSACTIONS of the ASAE*, 980 - 984.
68. Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A., (1985). “Reference Crop Evapotranspiration from Temperature”, *American Society of Agricultural Engineers*, 1, 2, 96 - 99.
69. Heydari M. M., A. R., (2014). “Comparison and evaluation of 38 equations for estimating reference evapotranspiration in an arid region”. *FEB*, 23, 8, 1985 – 1996.
70. Hong Th., Tran N., Honti M., (2016). “Application of Different Evapotranspiration Models to Calculate Total Agricultural Water Demand in a Tropical Region”, *Periodica Polytechnica Civil Engineering*, 61 (4), pp. 904–910, 2017. <https://doi.org/10.3311/PPci.10283>.

71. Hounnou F.E and Dedehouanou H., (2018). “Variability of temperature, precipitation and potential evapotranspiration time series analysis in republic of Benin”, *International Journal of Agricultural and Environmental Research*, 4(4):991–1019.
72. Hong Th., Tran N., Honti M., (2016). Application of Different Evapotranspiration Models to Calculate Total Agricultural Water Demand in a Tropical Region, *Periodica Polytechnica Civil Engineering*, 61 (4), pp. 904–910, 2017. <https://doi.org/10.3311/PPci.10283>.
73. Huo Z., Dai X., Feng S., Kang S., Huang G., (2013). Effect of climate change on reference evapotranspiration and aridity index in arid region of China, *Journal of Hydrology*, 492, 24–34, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.04.011>.
74. Ibitissem L., (2007). *Contribution à la gestion optimale de la ressource en eau mobilisée « choix de formule empirique pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle ETP dans les régions de Tébessa et Annaba »*, mémoire de Magistère, Université EL HADJ LAKHDAR, Algérie, 175p.
75. IPCC, (2007). *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 976pp.
76. Irmak, S., Payero, J.O., Martin, D.L., Irmak, A. and Howell, T.A., (2006). “Sensitivity Analyses and Sensitivity Coefficients of Standardized Daily ASCE-Penman-Monteith Equation”, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 6, 564-578. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2006\)132:6\(564\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2006)132:6(564)).
77. Irmak S., Allen R.G., and Whitty E.B., (2003). “Daily grass and alfalfa-reference evapotranspiration estimates and alfalfa-to-grass evapotranspiration ratios in Florida”, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, vol. 129, n° 5, p. 360-370. DOI:10.1061/(ASCE) 0733-9437(2003)129:5(336).
78. Jahani B, Dinpashoh Y, Wild M., (2018). “Dimming in Iran since the 2000s and the underlying causes” *International Journal of Climatology*, 38:1543–155
79. Jensen M.E., and Haise H.R. (1963). “Estimating evapotranspiration from solar radiation”, *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, vol. 89, p. 15-41.

80. Jia X., Scherer Th., Lin D., Zhang X., and Refali I. (2013). “Comparison of reference evapotranspiration calculations for southeastern North Dakota”, *Irrigation and Drainage Systems Engineering*, vol.2, n°3, pp.1 – 9.
81. Jiao L., Wang D., (2017). “Climate Change, the Evaporation Paradox, and Their Effects on Streamflow in Lijiang Watershed”, *Policies Journal of Environmental Studies*, Vol. 27, No. 6 (2018), 2585-2591, DOI : 10.15244/pjoes/81290.
82. Jun W., Xinhua W., GUO M., XU X., (2012). “Impact of Climate Change on Reference Crop Evapotranspiration in Chuxiong City, Yunnan Province”, *Procedia Earth and Planetary Science*, 5, 113 – 119
83. Kamara S., (2013). *Développements hydrauliques et gestion d'un hydrosystème largement anthropisé le delta du fleuve Sénégal*, thèse de doctorat en géographie, Université d'Avignon et Des Pays de Vaucluse, 471 pages. Disponible en ligne : https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00965106/file/ThA_se_Saliou-Kamara_Version-dA_finitive.pdf.
84. Keita A., Niang D., et Sanou L., 2019. Producing *Chrysanthellum indicum* DC. (1836) on organic amended soil in dry-season: crop coefficient K_c and growing stages determination, *International Journal of Agriculture and Biological Sciences* – ISSN (2522-6584),
85. Kendall, M.G., (1945). “Rank Correlation Methods”, *Hafner*, New York.
86. LAMB P.J., (1982). “Persistence of sub-Saharan drought”, *Nature*, vol. 299, p. 46-47.
87. Langépé N., (2004). *Assimilation variotionnelle de données dans le modèle d'interface sol-végétation-atmosphère ISBA*, INSA, 104 pages.
88. Leroux M. (1995). « La dynamique de la grande sécheresse sahélienne/Dynamics of the Great Sahelian Drought ». *In: Revue de géographie de Lyon*. Vol. 70 n°3-4, 1995. Sahel, la grande secheresse. pp. 223-232.
89. Li Y., Feng A., Liu W., Ma X., and Dong G. Variation of Aridity Index and the Role of Climate Variables in the Southwest China, *Water*, 2017, 9, 743; doi:10.3390/w9100743
90. Li M., Chu R., Shen S., and Islam A.R.M.T., (2018). “Quantifying Climatic Impact on Reference Evapotranspiration Trends in the Huai River Basin of Eastern China”, *Water*, 10, 144; doi:10.3390/w10020144.
91. Lin P., He Z., Du J., Chen L., Zhu X., Li J., (2018). “Impacts of climate change on reference evapotranspiration in the Qilian Mountains of China: Historical trends and projected changes”, *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.5477.

92. Liu Ch., Zhang D., Liu X., Zhao Ch., (2012). “Spatial and temporal change in the potential evapotranspiration sensitivity to meteorological factors in China (1960–2007)”, *Journal of Geographical Science*, 22(1): 3-14 DOI: 10.1007/s11442-012-0907-4.
93. Liu Q, Yan C, Ju H, Garré S., (2017). “Impact of climate change on potential evapotranspiration under a historical and future climate scenario in the Huang-Huai-Hai Plain, China”, *Theoretical Application in Climatology*, 132:387–401. <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2060-6>.
94. Lu X., Bai H., Mu X., (2016). “Explaining the evaporation paradox in Jiangxi Province of China: Spatial distribution and temporal trends in potential evapotranspiration of Jiangxi Province from 1961 to 2013”, *International Soil and Water Conservation Research*, n°4, pp45-51.
95. Ly M., Segnon, A.C., D’haen S., Totin E., Noblet M., Camara, I., and Pfleiderer P., (2019). « Comprendre et interpréter les sorties des modèles climatiques pour la conduite des études de vulnérabilité : Guide à l’attention des praticiens », *Climate Analytics gGmbH*, Berlin, 22p.
96. Makhloufi A., (2010). *Calibrage spatial et temporel de quelques relations d’usage courant pour l’estimation de l’évapotranspiration de l’Algérie du Nord*, mémoire de Magistère en Hydraulique, université Hadj Lakhda, Algérie, 117p.
97. Mahyoub H. and Buhairi A., (2010). “Analysis of Monthly, Seasonal and Annual Air Temperature Variability and Trends in Taiz City Republic of Yemen”, *Journal of Environmental Protection*, 1, 401-409 doi:10.4236/jep.2010.14046 Published Online December 2010 (<http://www.SciRP.org/journal/jep>).
98. Makking, G. F., (1957). “Testing the Penman formula by means of lysimeters”, *Journal of the Institution of Water Engineering*, 11, 3, 277-288.
99. Mann, H.B., (1945). “Non-parametric test against trend”, *Econometrika* 13, 245-259.
100. Martins D.S., Paredes P., Razia T., Pires C., Cadima J., Pereira L., (2016). “Assessing reference evapotranspiration from reanalysis weather products”. An application to the Iberian Peninsula, *International Journal of Climatology*, 2016, pp.1-20.
101. Maton L., (2006). *Représentation et simulation des pratiques culturales des agriculteurs à l’échelle régionale pour estimer la demande en eau d’irrigation : application à un bassin*

- versant maïsicole du sud-ouest de la France*, Thèse de doctorat à l'institut national polytechnique de Toulouse, Toulouse, France, 232p.
102. McVicar, T.R.; Roderick, M.L.; Donohue, R.J.; Li, T.L.; Niel, T.G.V.; Thomas, A.; Grieser, J.; Jhajharia, D.; Himri, Y.; Mahowald, N.M.; et al., (2012). “Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation”, *Journal of Hydrology*, 416–417, 182–205.
 103. Milly P. C. D., Betancourt J., Falkenmark M., Hirsch R. M., Kundzewicz A. W.,5 Dennis P. Lettenmaier D. P., and Stouffer R. J., (2008). “Stationarity Is Dead: Whither Water Management?” *Climate Change*, Vol. 319, 573-574, 10.1126/science.1151915.
 104. Mjejra M. (2015). *Etude de l'évapotranspiration dans le bassin versant de la Majerda (Tunisie) : Apport de la télédétection satellitaire et des systèmes d'information géographiques*, Thèse de doctorat en Géographie, Université de Rennes 2, Rennes. Disponible en ligne : <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01281636/document>.
 105. Moonen A. C., Ercoli L., Mariotti M., Masoni A., (2002). “Climate change in Italy indicated by agrometeorological indices over 122 years”, *Agriculture Forecast Meteorology*, 111:13–27.
 106. Moratier R., Snyder R. L., Dur'an J. M., and Tarquis A. M., (2011). “Trends in climatic variables and future reference evapotranspiration in Duero Valley (Spain)”, *Natural Hazards Earth System Science*, 11, 1795–1805, doi:10.5194/nhess-11-1795-2011.
 107. Mosaedi A., Sough M.G., Sadeghi S-H., Mooshakhian Y., Bannayan M., (2016). “Sensitivity analysis of monthly reference crop evapotranspiration trends in Iran: a qualitative approach”, *Theoretical Application in Climatology*, pp.1-17, DOI 10.1007/s00704-016-1740-y.
 108. Mubialiwo A., Onyutha C., and Abebe A., (2020). “Historical Rainfall and Evapotranspiration Changes over Mpologoma Catchment in Uganda, Hindawi”, *Advances in Meteorology*, 19 pages <https://doi.org/10.1155/2020/8870935>.
 109. Muhammad M.K.I., Nashwan M. S., Shahid S., Ismail T.I., Song Y.H., and Chung E. (2019). “Evaluation of Empirical Reference Evapotranspiration Models Using Compromise Programming: A Case Study of Peninsular Malaysia”, *Sustainability*, 11, 4267; doi:10.3390/su11164267.

110. Musy A. et Higy C. (2004) - *Hydrologie. Une science de la nature*. Éditions Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne (Suisse), 314 p.
111. Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V. (1970). “River Flow Forecasting through Conceptual Model. Part 1—A Discussion of Principles”, *Journal of Hydrology*, 10, 282-290. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6).
112. Ndiaye A., (2004). *Dynamique fluviale et évolution morphosédimentaire de l'estuaire du fleuve Sénégal après la mise en eau du barrage de Diama*, thèse de doctorat de troisième cycle, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Dakar, Sénégal, 149 pages.
113. Ndiaye P.M., Bodian A, Diop L., Deme A., Dezetter A., and Djaman K., (2020a) Evaluation and Calibration of Alternative Methods for Estimating Reference Evapotranspiration in the Senegal River Basin, *Hydrology* 2020a, 7, 24; doi:10.3390/hydrology7020024.
114. Ndiaye P. M, Bodian A., Diop L., Deme A., Dezetter A., Djaman K., and Ogilvie A., (2020b). “Trend and Sensitivity Analysis of Reference Evapotranspiration in the Senegal River Basin Using NASA Meteorological Data”, *Water*, 12, 1957; doi:10.3390/w12071957
115. Ndiaye P.M., Bodian A., Diop L. and Djaman K., (2017). “Sensitivity Analysis of the Penman-Monteith Reference Evapotranspiration to Climatic Variables: Case of Burkina Faso”, *Journal of Water Resource and Protection*, 9, 1364-1376. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2017.912087>.
116. Ndiaye P.M., Bodian, A., Diop, L., & Djaman, K., (2017). « Evaluation de vingt méthodes d'estimation de l'évapotranspiration journalière de référence au Burkina Faso », *Physio-géo*, 11, 129-146.
117. Nikulin G., Jones C., Samuelsson P., Giorgi F., Sylla M. B., Asrar G., Büchner M., Cerezomota M., Christensen O. B., Déqué M., Fernandez J., Hänsler A., Sushama E., (2012). “Precipitation Climatology in an Ensemble of CORDEX-Africa Regional Climate Simulations”, *Journal of Climate*.
118. Obada E., Alamou E. A., Chabi A., Zandagba J., and Afouda A., (2017). “Trends and Changes in Recent and Future Penman-Monteith Potential Evapotranspiration in Benin (West Africa)”, *Hydrology*, 4, 38; pp1-19. doi :10.3390/hydrology4030038
119. OMM, (1994). Guides des pratiques hydrologiques, n°16, cinquième édition, 829p.
120. OMVS, (2017). *Plan d'Action Régionale pour l'Amélioration des Cultures Irriguées dans le bassin du fleuve Sénégal*,

- 24pages, https://aquaknow.jrc.ec.europa.eu/sites/default/files/02_PRINT_Paraci_resume_A5_cs5_FR_0818_final_17%2C6x25_ok.pdf.
121. OMVS, (2013). *Actualisation de la monographie hydrologique du fleuve Sénégal*, Rapport finale, 826 pages.
 122. Oguntunde P.G., Abiodun B.J., Olukunle O.J., and Olufayo A.A., (2011). “Trends and variability in pan evaporation and other climatic variables at Ibadan, Nigeria, 1973–2008”, *Meteorological Applications*, 19: 464–472, pp. 464 - 472 DOI: 10.1002/met.281
 123. Osías R-A., Singh V.P., Juan E-M., Ernesto R., Capurata O., and Arturo C-S., (2020). “Spatiotemporal Trends of Monthly and Annual Precipitation in Aguascalientes, Mexico”, *Atmosphere*, 11, 437; doi:10.3390/atmos11050437.
 124. Oudin L., (2005). *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global, thèse de doctorat de l'école nationale de génie rural, des eaux et des forêts (ENGREF)*, 496p.
 125. Ouhamdouch S., Bahir M., Ouazar D., Goumih A., Zouari K., (2020). “Assessment the climate change impact on the future evapotranspiration and flows from a semi-arid environment”, *Arabian Journal of Geosciences*, <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5065-x>
 126. Ozdogan M., and Salvucci G. D., (2004). “Irrigation-induced changes in potential evapotranspiration in south-eastern Turkey: test and application of Bouchet’s complementary hypothesis”, *Water Resources*, 40: W04301. doi:10.1029/2003WR002822
 127. Ozer P. et Perrin D., (2014). *Eau et changement climatique. Tendances et perceptions en Afrique de l'Ouest*, Presses de l'Université d'Angers, pp. 227-245.
 128. Palacio V. Gleyses G., Morardit S., (1995). « Typologie d’exploitations et demande en eau d’irrigation », pp.39 – 48.
 129. Panthou, G.; Vischel, T.; Lebel, T., (2014). “Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel”, *International Journal of Climatology*, doi:10.1002/joc.3984.
 130. Patle G. T., Sengdo D., and Tapak M., (2019). “Trends in major climatic parameters and sensitivity of evapotranspiration to climatic parameters in the eastern Himalayan region of Sikkim, India”, *Journal of Water and Climate Change*, in press, <https://iwaponline.com/jwcc/articlepdf/doi/10.2166/wcc.2019.121/519865/jwc2019121.pdf>.

131. Penman H.L., (1948). "Natural evaporation from open water, bare soil and grass", *Proc.Roy. Meteorol.Soc*, 193, 120-145.
132. Penman, H.L. (1956). "Evaporation an Introductory Survey", *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 4, 9-29.
133. Penman H.L., (1963). "Vegetation and hydrology", Tech. Comm. No. 53, Commonwealth Bureau of Soils, *Harpenden, England*. 125 p.
134. Peterson, T. C., Golubev V. S., and Groisman P. Y., (1995). "Evaporation losing its strength", *Nature*, 1995, 377, 687–688
135. Pereira L S., Allen R. G., Smith M., Raes D., (2014). "Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Past and future", *Agricultural Water Management*, p.1-16. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2014.07.031>
136. Pocard-Leclercq I., (2000). *Etude diagnostique de nouvelles données climatiques : les réanalyses. Exemples d'application aux précipitations en Afrique tropicale*, thèse de doctorat en Géographie, Université de Bourgogne, 255p. Disponible en ligne : <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00012042/document>.
137. Priestley, C.H.B., and Taylor, R.J., (1972). "On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters", *Mon. Weath. Rev.*, 100, pp.81-92.
138. Purnadurga G.T.V., Kumar L., Rao K.K., Barbosa H., and Mall R.K., (2019). "Evaluation of evapotranspiration estimates from observed and reanalysis data sets over Indian region", *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.6189.
139. Quintana-Gomez R. A., (1998). "Changes in evaporation patterns detected in northernmost South America. In: Proc 7th int. meeting on statistical climatology", *Institute of Mathematical Statistics*, Whistler, BC, Canada, 97 pages.
140. Qi P., Zhang G., Xu Y. J., Wu Y., and Gao Z., (2017). "Spatiotemporal Changes of Reference Evapotranspiration in the Highest-Latitude Region of China", *Water (MDPI)*, 2017, pp1-17.
141. Rahman M. A., Yunsheng L., Sultana N., Ongoma V., (2018). Analysis of reference evapotranspiration (ET₀) trends under climate change in Bangladesh using observed and CMIP5 data sets, *Meteorology and Atmospheric Physics*, <https://doi.org/10.1007/s00703-018-0596-3>.

142. Ringard J., Dieppois B., Rome S., Dje K.B., Konaté D., Katiellou G.L., Lazoumar R.H., Bouzou-Moussa I., Konaré A., Diawara A., Ochou A.D., Assamoi P., Camara M., Diongue A., Descroix L., Diedhiou A., (2014). « Évolution des pics de températures en Afrique de l'ouest : étude comparative entre Abidjan et Niamey », *27e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, "Système et Interactions"*, Dijon, France, 27, pp. 1-7.
143. Riou C., (1975). *La détermination pratique de l'évaporation : application à l'Afrique Centrale*, mémoire ORSTOM, ORSTOM, Paris, 234p.
144. Roche M., (1963). *Hydrologie de surface*, Paris, Gauthier-Villans, 431p
145. Roderick M.L. and Farquhar G. D., (2002). The Cause of Decreased Pan Evaporation over the Past 50 Years, *SCIENCE*, 298, pp.1410-1411.
146. Rohina A., Karami M., Bahranifard A., Dehghan M., (2013). “Comparison of various sensitivity approaches to estimate evapotranspiration, to climatic variables in Fasa-synoptic station Iran”, *International journal of Advanced Biological and Biomedical Research*, ISSN: 2322 - 4827, Volume 1, Issue 4, pp.459-466.
147. Ruane A.C., Goldberg R., Chryssanthacopoulos J., (2015). “Climate forcing datasets for agricultural modeling: Merged products for gap-filling and historical climate series estimation”, *Agricultural and Forest Meteorology*, 200, p.233–248
148. Samba G., Nganga D., 2014. Minimum and Maximum Temperature Trends in Congo-Brazzaville: 1932-2010 », *Atmospheric and Climate Sciences*, 4, pp. 404-430.
149. Sarkar S. and Sarkar S., 2018. A review on impact of climate change on evapotranspiration, *The Pharma Innovation Journal*, 7(11): 387-390
150. SDAGE-OMVS, (2011). *Etat des Lieux et Diagnostique ; Rapport Provisoire 2011, Rapport de Phase III; SDAGEOMVS*, Dakar, Senegal.
151. Sarkar S. and Sarkar S. A. (2018). “Review on impact of climate change on evapotranspiration”, *The Pharma Innovation Journal*, 7(11): 387-390
152. Seydou O., (2017). *Évaluation de la performance des modèles climatiques sur le Niger : Évaluation des Modèles Climatiques sur le Niger*, cellule de coordination des projets PDIPC et PROMOVARE, 65 pages.
153. Sharifi, A. and Dinpashah, Y. (2014). “Sensitivity Analysis of the Penman-Monteith Reference Crop Evapotranspiration to Climates Variables in Iran”. *Water Resource Manage*, 28, 5461-5476. <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0813-x>.

154. Siham B.M et Rahila K., (2013). *Etude de l'évapotranspiration réelle liée à l'évapotranspiration potentielle et à la production agricole phoenicicole à l'échelle de l'écosystème de l'ITAS. Mise au point d'un modèle basé sur la consommation de l'eau et la production agricole*, projet de fin d'étude pour obtenir le diplôme de Master académique, université KasdiMerbah, Ouargla, 97p.
155. Srivastava P., Han D., Ramirez M.A., and Islam T., (2013). "Comparative assessment of evapotranspiration derived from NCEP and ECMWF global datasets through Weather Research and Forecasting model", *ATMOSPHERIC SCIENCE LETTERS*, 14: 118–125 DOI: 10.1002/asl2.427
156. Singh, V.P. et Xu, C.Y. (1997). "Dependence evaporation on meteorological variables at different time scales and intercomparison of estimation methods", *Hydrological Process*, 12, pp. 429 – 442.
157. Seck S. M., (1990). « Gestion et organisation des aménagements irrigués en exploitation paysanne dans la vallée du Sénégal », *revue de Géographie de Lyon*, vol. 65, n°1, pp. 38 – 45.
158. Shadmani M., Marofi S., Roknian M., (2012). "Trend Analysis in Reference Evapotranspiration Using Mann-Kendall and Spearman's Rho Tests in Arid Regions of Iran", *Water Resources Manage*, 26, pp.211 – 224 DOI 10.1007/s11269-011-9913-z.
159. Shan N., Shi Z., Yang X., Zhang X., Guo H., Zhang B., and Zhang Z., (2016). "Trends in potential evapotranspiration from 1960 to 2013 for a desertification-prone region of China", *International Journal of Climatology*, 36: 3434–3445. DOI: 10.1002/joc.4566.
160. Sharifi, A. and Dinpashah, Y., (2014). "Sensitivity Analysis of the Penman-Monteith Reference Crop Evapotranspiration to Climates Variables in Iran", *Water Resource Manage*, 28, 5461-5476. <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0813-x>.
161. Stackhouse P. W., Westberg D.Jr., Chandler W.S., Zhang T., Hoell J.M., (2017, 2018). "Prediction Of Worldwide Energy Resource (POWER) : Agroclimatology Methodology", 2017, 52p.
162. Tabari H., and Talaei P. H., (2014). "Sensitivity of evapotranspiration to climatic change in different climates", *Global and Planetary Change*, 115, pp.16–23. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.01.006>.

163. Tabari H., Marofi S., Aeini A., Talaei P.H., and Mohammadi K., (2011). “Trend analysis of reference evapotranspiration in the western half of Iran”, *Agricultural and Forest Meteorology*, 151, 128–136. doi: 10.1016/j.agrformet.2010.09.009.
164. Tao X., Hua Ch., Xu Ch., Hou Y., Jie M., (2015). “Analysis and prediction of reference evapotranspiration with climate change in Xiangjiang River Basin, China”, *Water Science and Engineering*, 8(4): 273 - 281.
165. Tebakari T, Yoshitani J, Suvanpimol C., (2005). “Time–space trend analysis in pan evaporation over kingdom of Thailand”, *Journal of Hydrological Engineering*, 10:205–215
166. Thornthwaite C. W., (1948). *An approach toward a rational classification of climate*, 49p.
167. Thiam O., (2013). *Le barrage de Diama : évaluation des avantages sociaux et environnementaux de la retenue d'eau*, L’Harmattan, Paris, 227.
168. Thiam N. A., (2016). *Allocation optimale de l'eau dans le bassin versant du fleuve Sénégal, Mémoire de maîtrise en génie des eaux*, Université Laval, Québec, Canada, 84p.
169. Trabert, W., (1896). “Neue beobachtungen über verdampfungsgeschwindigkeiten”, *Meteorologische Zeitschrift*, 13, 261-263.
170. Trajkovic S. and Stojvic., (2007). “Effect of wind speed on accuracy of Turc method in humid climate”, *Architecture and civil engineering*, vol.5, n°2, pp.107 – 113.
171. Valiantzas, J., (2013). “Simple ET₀ of Penman's Equation without wind/or Humidity Data. II: Comparisons Reduced Set-FAO and other methodologies”, *American Society and Civil Engineers*, 139, 9 - 19. doi:10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000502.
172. Valipour M., (2015). “Calibration of mass transfer-based methods to predict reference crop evapotranspiration”, *Application Water Science*, pp. 1-11.
173. Wang Z., Ye A., Wang L., Liu K., Cheng L., (2019). Spatial and temporal characteristics of reference evapotranspiration and its climatic driving factors over China from 1979–2015, *Agriculture Water Management*, n°213, 1096 - 1108 <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2018.12.006>.
174. Wang X., Liu H., Zhang L., Zhang R., (2014). “Climate change trend and its effects on reference evapotranspiration at Linhe Station, Hetao Irrigation District”, *Water Science and Engineering*, 7(3): 250-266 doi:10.3882/j.issn.1674-2370.2014.03.002.
175. Weaver Ch. P., Lempert R. J., Brown C., Hall J. A., Revell D., and Sarewitz D., (2013). “Improving the contribution of climate model information to decision making: the value

- and demands of robust decision frameworks”, *WIREs Climate Change*, 4:39–60. doi: 10.1002/wcc.202.
176. Wilcox C., Vischela T., Panthoua G., Bodian A., Blancheta J., Descroix L., Quantina G., Cassé C., Tanimoune B., Kone S., (2018). Trends in hydrological extremes in the Senegal and Niger Rivers, *Journal of Hydrology* 566 (2018) 531–545, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.063>
 177. Willmott Cort J., (1982). Some Comments on the Evaluation of Model Performance, *Bulletin American Meteorological Society*, Vol. 63, No. 11, pp.1309-1313.
 178. Xiang K., Lia Y., Hortond R., Hao F., (2020). “Similarity and difference of potential evapotranspiration and reference crop evapotranspiration – a review”, *Agricultural Water Management*, 232, <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106043>.
 179. Xu C.Y and Singh V.P., (2001). “Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation”, *Hydrological Process*, 14, pp. 305-319.
 180. Yang L., Feng Q., Adamowski J. F., Yin Z., Wen X., Wu M., Jia B., Hao Q., (2020). “Spatiotemporal variation of reference evapotranspiration in northwest China based on CORDEX-EA”, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104868>.
 181. Yin Y., Wu S., and Dai E., (2010). “Determining factors in potential evapotranspiration changes over China in the period 1971–2008”, *Chinese Science Bulletin*, Vol.55, No.29: 3329–3337 doi: 10.1007/s11434-010-3289-y.
 182. Zhang H., Wang B., Liu D. L., Zhang M., Feng P., Cheng L., Yu Q., Eamus D., (2019). “Impacts of future climate change on water resource availability of eastern Australia: A case study of the Manning River basin”, *Journal of Hydrology*, pp.49–59.
 183. Zhang Y, Liu C, Tang Y, Yang Y., (2007). Trends in pan evaporation and reference and actual evapotranspiration across the Tibetan plateau, *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112, doi:10.1029/2006JD008161.
 184. Zhao L., Xia J., Sobkowiak L., and Li Z., (2014). “Climatic Characteristics of Reference Evapotranspiration in the Hai River Basin and Their Attribution”, *Water*, 6, 1482-1499; doi:10.3390/w6061482.

Table des matières

Dédicace.....	iii
Remerciements.....	iv
Résumé.....	vii
Abstract.....	viii
Sommaire.....	ix
Liste des abréviations et acronymes.....	xi
Liste des figures.....	xiii
Liste des tableaux.....	xvi
Introduction générale.....	1
1. Contexte et problématique.....	1
2. Documentation limitée de l'évapotranspiration en Afrique de l'Ouest et dans le bassin du fleuve Sénégal.....	6
3. Objectifs et plan de la thèse.....	7
Chapitre 1 : Processus d'évapotranspiration : analyse conceptuelle, facteurs conditionnels et méthodes de mesure ou d'estimation.....	9
1.1. Analyse conceptuelle.....	9
1.2. Facteurs affectant l'évapotranspiration.....	12
1.2.1. Le bilan d'énergie.....	13
1.2.2. Bilan hydrologique et bilan hydrique.....	15
1.2.3. Les facteurs secondaires de l'évapotranspiration.....	16
1.3. Les surfaces d'évaporation.....	19
1.4. Méthodes de mesure et d'estimation de l'évapotranspiration.....	21
1.4.1. Les instruments de mesure de l'évapotranspiration.....	21
1.4.2. Les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration.....	21
1.4.2.1. Les catégories de méthodes.....	21

1.4.2.2. La méthode de référence.....	23
Chapitre 2 : Présentation du cadre de l'étude	26
2.1. Cadre physique du bassin du fleuve Sénégal.....	26
2.2. Enjeux socioéconomiques du bassin du fleuve Sénégal et importance de l'étude de l'évapotranspiration dans ce contexte	28
2.2.1. Contexte de mise en place des infrastructures hydrauliques	29
2.2.2. Les infrastructures hydrauliques du bassin du fleuve Sénégal	30
2.2.3. Les usages de l'eau du bassin du fleuve Sénégal.....	31
2.3. Importance de l'étude de l'évapotranspiration dans le contexte du bassin du fleuve Sénégal	34
Chapitre 3 : Données et méthodes utilisées	37
3.1. Données utilisées.....	37
3.1.1. Les données observées	37
3.1.2. Les réanalyses	40
3.1.2.1. Organismes de production des réanalyses	40
3.1.2.2. Avantages et limites des réanalyses	41
3.1.2.3. Les réanalyses utilisées.....	41
3.1.3. Vérification de la cohérence temporelle des variables climatiques	43
3.1.1. Modèles climatiques.....	44
3.2. Méthodologie	46
3.2.1. Évaluation et calibration de méthodes d'estimation de l'ET ₀	47
3.2.1.1. Méthodes d'estimations de l'ET ₀	47
Tableau 7 : Caractéristiques des vingt méthodes utilisées.....	51
3.2.1.2. Critères d'évaluation	52
3.2.1.3. Calibration et validation	53
3.2.2. Analyse spatiotemporelle de l'évapotranspiration sur la période 1984-2017	54

3.2.2.1.	Distribution spatiale de l'évapotranspiration.....	54
3.2.2.2.	Détection de tendances.....	55
3.2.2.3.	Sensibilité de l'ET ₀ aux variables climatiques	56
3.2.3.	Analyse spatiotemporelle de l'ET ₀ future (2036-2065)	57
3.2.3.1.	Évaluation de la performance des modèles climatiques.....	57
3.2.3.2.	Calcul du taux de variation.....	58
3.2.3.3.	Analyse de sensibilité.....	58
3.2.3.4.	Tendance de l'évapotranspiration de référence et des variables climatiques ...	58
Chapitre 4 : Évaluation et calibration de méthodes alternatives d'estimation de l'évapotranspiration de référence dans le bassin du fleuve Sénégal.		
		59
1.	Introduction	59
2.	Matériel et méthodes.....	61
2.1.	Zone d'étude.....	61
2.2.	Données.....	62
2.3.	Méthode.....	63
2.3.1.	Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration de référence	63
2.3.2.	Critères d'évaluation.....	66
2.3.3.	Calibration et validation.....	67
3.	Résultats et discussions.....	67
3.1.	Performance des vingt méthodes alternatives d'estimation de l'ET ₀	67
3.2.	Calibration et validation des meilleures méthodes	70
4.	Conclusion.....	74
Chapitre 5 : Analyse de tendance et de la sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques dans le bassin du fleuve Sénégal sur la période 1984-2017.....		
		76
1.	Introduction	76
2.	Matériels et méthodes	78

2.1.	Zone d'étude.....	78
2.2.	Données.....	80
2.3.	Méthodes.....	81
2.3.1.	Calcul de l'évapotranspiration de référence.....	81
2.3.2.	Détection des tendances dans les séries ET_0	83
2.3.3.	Sensibilité de l' ET_0 aux variables climatiques.....	85
3.	Résultats et discussion.....	86
3.1.	Variation spatiale de l'évapotranspiration annuelle et saisonnière.....	86
3.2.	Tendance de l'évapotranspiration annuelle et saisonnière.....	87
3.3.	Tendance des variables climatiques à l'échelle annuelle et saisonnière.....	90
3.4.	Sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques.....	94
3.5.	Distribution spatiale des coefficients de sensibilité annuels et saisonniers.....	95
4.	Conclusion.....	98
Chapitre 6 : Tendances futures et analyse de sensibilité de l'évapotranspiration et des variables climatiques.....		100
1.	Introduction.....	100
2.	Matériel et Méthodes.....	102
2.1.	Zone d'étude.....	102
2.2.	Données.....	104
2.3.	Méthode.....	106
2.3.1.	Evaluation de la performance des modèles climatiques.....	106
2.3.2.	Analyse de sensibilité et calcul du taux de variation.....	107
2.3.3.	Tendance de l'évapotranspiration de référence et des variables climatiques....	108
3.	Résultat et discussion.....	108
3.1.	Performance des MCGs et MCRs par rapport aux réanalyses.....	108

3.2.	Changement de l'évapotranspiration en 2065	113
3.3.	Sensibilité de l'évapotranspiration aux variables climatiques	116
3.4.	Le climat sera-t-il stationnaire sur la période 2036-2065 ?.....	118
3.4.1.	Tendances futures de l'évapotranspiration.....	118
3.4.2.	Tendances futures des variables climatiques	120
4.	Conclusion.....	124
	Conclusion générale	126
	Bibliographie générale.....	129
	Table des matières	149