



HAL
open science

Dynamique spatio-temporelle des états de surface et influence sur le ruissellement sur un bassin de type sahélien: cas du bassin de Tougou (Nord Burkina Faso)

Roland Ousmane Yonaba

► **To cite this version:**

Roland Ousmane Yonaba. Dynamique spatio-temporelle des états de surface et influence sur le ruissellement sur un bassin de type sahélien: cas du bassin de Tougou (Nord Burkina Faso). Hydrologie. Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, 2020. Français. NNT: . tel-03119095

HAL Id: tel-03119095

<https://theses.hal.science/tel-03119095v1>

Submitted on 22 Jan 2021

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

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



**INSTITUT INTERNATIONAL D'INGENIERIE DE L'EAU ET DE
L'ENVIRONNEMENT**

THESE

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR EN SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE L'EAU, DE L'ENERGIE ET DE
L'ENVIRONNEMENT**

Spécialité : **EAU**

Présentée et soutenue publiquement

par

Ousmane Roland YONABA

le 08 Décembre 2020

Réf/2020-04

**DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DES ETATS DE SURFACE ET
INFLUENCE SUR LE RUISSELLEMENT SUR UN BASSIN DE TYPE SAHELIEU :
CAS DU BASSIN DE TOUGOU (NORD BURKINA FASO)**

JURY

M. Évariste Constant Dapola DA, <i>Professeur Titulaire</i> , UO JK-Z, Burkina Faso	Président
M. Lucien OUÉDRAOGO, <i>Maître de Recherches (CAMES)</i> , INERA, Burkina Faso	Rapporteur
M. Jean-Émmanuel PATUREL, <i>Chargé de Recherches, HDR</i> , IRD, France	Rapporteur
M. Téléphore BROU, <i>Professeur des Universités</i> , Université de la Réunion, France	Examineur
M. François ZOUGMORÉ, <i>Professeur Titulaire</i> , UO JK-Z, Burkina Faso	Examineur
M. Harouna KARAMBIRI, <i>Professeur Titulaire</i> , Institut 2iE, Burkina Faso	Directeur de Thèse

Laboratoire Eaux, Hydro-Systèmes et Agriculture (LEHSA), 2iE

DEDICACE

À Mes parents, Céline et Salif,

À Mon épouse, Sidlawendé Marie Danièle,

À Ma sœur, Maria, À Mon frère, Fabrice,

À mon ami Aziz Moussa, qui nous a quitté trop tôt,

Dans l'effort et le labeur investis dans cette thèse, voyez l'hommage que je vous rends.

REMERCIEMENTS

Au terme de ces quatre années de labeur et à la suite de l'effort mis dans la rédaction de ce manuscrit, je réalise que l'écriture d'une page de remerciements n'est pas un exercice simple. On dit souvent que *'vouloir remercier certains, c'est accepter d'en oublier d'autres'*. Cette phrase prend tout son sens lorsque l'on réalise que, depuis les encadreurs (qui se sont investis dans la direction de ce travail) jusqu'aux amis (qui vous encouragent avec un simple *'tiens bon, ça ira !'*), toutes et tous ont apporté une touche, aussi minime soit-elle, à consolider ce travail.

Avant tout propos, j'exprime ma reconnaissance à l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE). C'est à cet Institut que je dois ma formation initiale d'Ingénieur (2007-2012), et c'est toujours dans ce cadre que j'ai évolué professionnellement en tant qu'Enseignant et Assistant de Recherche, depuis 2013. C'est également là que j'ai été en position de thèse depuis 2016. C'est l'occasion d'adresser aussi ma reconnaissance au Projet de Centre d'Excellence (de la Banque Mondiale), à travers lequel le financement des présents travaux de thèse a été acquis.

Je remercie profondément mon Directeur de thèse, le Professeur Harouna KARAMBIRI, qui a assuré la direction de ces travaux. Il s'est investi en temps, en ressources et a su mettre à ma disposition le cadre et les moyens nécessaires pour la réussite et le bon déroulement de cette thèse. En outre, il a été pour moi un modèle de rigueur scientifique, d'esprit critique, de clairvoyance...mais aussi d'une passion indéfectible pour la recherche de la perfection dans le travail. Qu'il trouve en ce document l'aboutissement et la satisfaction, même partielle, de ses efforts, mais aussi la sincère expression de ma profonde gratitude et de mon admiration.

J'adresse également un profond et respectueux *'merci !'* au Professeur Hamma YACOUBA, Secrétaire Général de l'Institut 2iE, pour ses conseils avisés et son soutien tout au long de ce travail.

Une grande part de ma gratitude va également à l'endroit de mon équipe d'encadrement. Un grand merci au Professeur Mahamadou KOÏTA, au Dr Angelbert Chabi BIAOU, au Dr Dial NIANG, au Dr Adjadi Lawani MOUNIROU (*mon partner !*), au Dr FOWE TAZEN (*mon senior !*). Leur appui scientifique et technique, leurs conseils et leur soutien multi-formes ont été d'une grande aide tout au long de ces travaux. Ils ont été mes mentors, mes enseignants, mes conseillers, mes tuteurs. Je saisis l'occasion pour saluer le Dr Pierre QUELOZ, précédemment à la Haute Ecole d'Ingénierie du Canton de Vaud (HEIG-VD, Suisse), collaborateur scientifique de 2iE dans le cadre du Programme 3^E, qui s'est beaucoup donné

pour m'appuyer sur ce travail : que ce soit dans le traitement de données, lors des discussions sur les travaux, pour sa relecture de certains de mes documents. Un mot également pour le Dr Théophile MANDE, pour son soutien. Merci à vous !

Mes remerciements vont également au Pr Yacouba KONATE, responsable du Laboratoire Eaux, Hydro-Systèmes et Agriculture (LEHSA), dont je relève. Je remercie le Dr Amadou KEÏTA, qui a été pour moi d'un grand enrichissement et d'une inspiration particulière sur le plan scientifique, sur la rigueur de l'analyse, sur les aspects statistiques. Un sincère merci aussi au Pr Adamah MESSAN et au Pr Abdou LAWANE GANA pour leur soutien, leurs encouragements, et pour m'avoir toujours poussé à aller vers la fin de cette thèse. Je remercie aussi le Pr Igor OUEDRAOGO, responsable de l'Ecole Doctorale de 2iE (ED-2iE), qui a été d'un grand soutien et source de conseils à divers moments lors de cette thèse. Une pensée toute spéciale à M. Richard SANOU pour son énorme appui et initiation à la télédétection dont j'ai été l'heureux bénéficiaire et à M. Soharé TAMANI, pédologue, qui nous a accompagné lors des travaux de terrain pour la reconnaissance des unités de sol et des états de surface.

J'adresse également quelques lignes aux étudiants, dont j'ai encadré les travaux de mémoire à 2iE, et qui ont été mes compagnons d'aventure sur le terrain. Merci à la grande famille de Tougou, comme je l'appelle : Rodrigue, Dorcas, Hayath, Kader, Nathaniel, Nouho, Clara, Elvire, Alex, Abi, Emmanuel... Merci tout particulier à Mathieu KABORE, notre observateur de terrain, qui a été d'un appui technique de haut niveau pour la collecte des données, le suivi et le monitoring des équipements et les discussions avec les populations de Tougou ! Merci à toi, Mathieu, pour ton investissement dans le travail !

Ma reconnaissance à l'endroit des populations de Tougou, le village qui nous a accueilli, lors des campagnes de collecte de données et d'observations de terrain. Tougou, devenu Observatoire pour la recherche, et qui a vu se succéder des générations de chercheurs, d'enseignants, de doctorants et de stagiaires de l'Institut 2iE et de ses partenaires depuis 2004 ! J'espère vivement que cette belle collaboration continuera d'évoluer, de mûrir et de fructifier.

Je souhaite adresser quelques lignes particulières aux amis et camarades, qui ont donné de la saveur à cette période de thèse. Je pense tout spécialement au Dr Cheick Oumar ZOURE, qui a été ma grande inspiration pendant notre cursus d'ingénieur à 2iE, puis lors de la thèse pendant mes séjours à Tougou et au laboratoire LEHSA à 2iE, avec qui nous avons lutté et nous sommes réjouis pendant nos travaux respectifs de thèse. Merci d'avoir été et de continuer d'être un ami et un soutien, un *bro*... Un grand merci à Radegonde, pour son assistance et pour sa présence. Merci aux camarades doctorants Gnenakantanhan, Arnaud, Richard, Patrick, Axel, Lae Titia,

Marie Thérèse, mon homonyme Ousmane, Amidou Singho, Christian, Ibrahim, Moussa Bruno, Moussa Diagne, Philomina... Ceux qui ont terminé la thèse, Decroly, Nafi, Yasmine, Gaëlle, Gloria, Bouraima, Philbert, Césaire... Merci pour les moments de joie et de discussion et de communion (surtout dans le partage du café !) qui font le sel de la thèse. Merci à Dr Boukary SAWADOGO, pour son hospitalité et pour les bons moments passés dans notre bureau 5 étoiles au Complexe Scientifique de 2iE. Merci à Bassirou BOUBE, mon compagnon de bureau 6 étoiles à Kamboinsé, pour les bons moments de joie, de partage et de franche discussion lors de cette thèse ! Merci au Dr Seyram SOSSOU pour son soutien, pour ses conseils scientifiques, mais aussi ses conseils de vie ! Merci à Noël et Moustapha pour le soutien ! Merci aux vaillantes dames et collègues de 2iE, Inès ROUAMBA, mes tanties Evelyne MBAYE/ZONGO, Victorine OUEDRAOGO, Dr Maïmouna BOLOGO... Merci à Ariane OUEDRAOGO, pour son assistance et sa disponibilité du temps où elle assurait la gestion des doctorants à l'ED-2iE...Et à Monique Flavy GNAMBIO qui a pris le relais.

Je remercie aussi les amis et proches. Une pensée pour Aziz Moussa, qui nous a malheureusement quittés, tout récemment. Merci d'avoir été là, et de m'avoir donné de te connaître. Merci à vous Boris, Sébastien, Daouda, Arnaud, Priva... Un grand merci à ce grand ami, Dr Moussa SIDIBE, qui a lu ce travail et y a apporté une grande touche de qualité. Merci pour ton soutien, tes conseils et pour les bons moments ! Merci aux cousins Donald, Marc-Emile, Joévin, à mon frère Fabrice, à ma sœur Maria. Merci pour votre solidarité.

À mon père, Salif, qui sans être du domaine, a lu intégralement, ligne par ligne, tout le jargon scientifique que contient ce manuscrit de thèse et l'a abondamment corrigé. À ma mère, Céline, pour son soutien, ses prières et ses encouragements. Merci à vous pour votre amour, pour le cadre d'épanouissement que vous m'avez offert depuis tout petit enfant, pour vos conseils et pour l'exemple que vous êtes, et qui font de moi ce que je suis aujourd'hui et aspire à devenir demain.

Enfin, ces derniers mots vont à l'endroit de celle qui seule, peut comprendre la raison pour laquelle elle s'y retrouve. À toi Sidlawendé Marie Danièle, mon épouse et celle qui me soutient dans cette grande aventure qu'est la vie, depuis ces cinq dernières années. Je ne pourrai trouver de mots suffisamment justes pour exprimer ma reconnaissance. Sache simplement que tu constitue une grande part ce travail, et qu'en ce document, se trouve pour toi l'expression de ma gratitude.

À toutes et à tous, qui m'ont aidé, encouragé, soutenu, je vous adresse un sincère merci !

Ousmane Roland Yonaba

RESUME

La dynamique spatio-temporelle des états de surface est un facteur déterminant de la réponse hydrologique d'un bassin versant. Ce constat se pose avec plus d'acuité dans le cas des hydrosystèmes sahéliens, où il est avéré que les processus de génération du ruissellement de surface sont sous la quasi-dépendance des états de surface du sol.

Parmi les données d'entrée, la modélisation hydrologique nécessite la cartographie de l'occupation des sols sur l'espace de simulation. Cette donnée est d'une importance particulière car elle indique au modèle l'organisation du paysage et lui permet d'intégrer la variabilité spatiale au cœur des processus hydrologiques à simuler. Cependant, dans la pratique, une couche unique d'états de surface est en général fournie au modèle hydrologique et reste statique pour une simulation souvent conduite de longue durée (de l'ordre de plusieurs dizaines d'années). Si en général, en raison de l'équifinalité des paramètres de modélisation, on arrive toujours à représenter les données observées, cela se traduit par un biais de précision sur l'allure temporelle des flux hydrologiques simulés, qui peut être significatif.

Cette étude vise à apporter une contribution à la quantification de l'impact de la dynamique spatio-temporelle des états de surface sur le ruissellement dans le contexte des hydrosystèmes sahéliens. Le bassin versant sahélien de Tougou (37 km²), situé dans la province du Yatenga (dans la Région du Nord, Burkina Faso) a été retenu comme cadre d'étude. La cartographie du paysage du bassin versant a été reconstituée de 1952 à 2017 par la télédétection. Une analyse diachronique a permis de quantifier l'intensité de transformation du paysage, qui a pu être mise en lien avec l'évolution de la pluviométrie et la pression anthropique sur la même période. Il apparaît principalement que de 1952 à 2017 sur le bassin de Tougou, la végétation naturelle a significativement diminué (de 46 à 2,5%) tandis que les sols dégradés et cultivés ont connu une expansion (de 3 à 33,5% et de 51 à 64%, respectivement). L'évolution spatiale du bassin a été projetée à l'horizon 2050, à l'aide d'un réseau de neurones artificiel et de perspectives démographiques, annonçant une hausse des sols cultivés à 90,2% de l'espace du bassin.

Les implications hydrologiques de cette dynamique spatio-temporelle des états de surface ont été ensuite évalués par la modélisation hydrologique. À cet effet, le modèle agro-hydrologique SWAT (*Soil & Water Assessment Tool*) a été calibré et validé sur des données observées de ruissellement, collectées sur la période 2004-2018, à l'exutoire du bassin versant. Les simulations ont été conduites sous deux scénarios : un scénario utilisant une carte statique des états de surface (en 1999), correspondant à l'approche classique de modélisation hydrologique ;

un second scénario intégrant de façon dynamique l'évolution des états de surface sur le bassin de 1999 à 2017. Ce second scénario a permis une reproduction plus précise du ruissellement observé (aux pas de temps journalier, mensuel, annuel), mais aussi une estimation plus objective d'autres processus hydrologiques tels que l'évapotranspiration réelle et la recharge profonde.

En se servant des paramètres de modélisation calibrés en scénario dynamique, les écoulements sur le bassin versant de Tougou ont été reconstitués sur la période historique 1952-2005. À ce stade, il a pu être montré à nouveau que seule l'intégration de la dynamique spatio-temporelle des états de surface permettait de reproduire le paradoxe hydrologique des hydrosystèmes sahéliens, bien connu des hydrologues. Ensuite, en analysant les contributions isolées du climat et des états de surface sur la hausse du ruissellement entre les sous périodes 1952-1968 et 1986-2005, il apparaît que l'impact de la dynamique des états de surface domine sur celui de la variabilité du climat.

En ce qui concerne l'évolution future du bassin de Tougou dans un contexte de changement climatique, un ensemble de 5 modèles régionaux (issus de *CORDEX-Africa*) a été constitué dans le cadre de cette étude. Cet ensemble prévoit, à l'horizon 2050, une baisse non significative de la pluie (2,3 à 3%) et une hausse significative de l'évapotranspiration potentielle (5 à 6%). En considérant également l'augmentation projetée pour les sols cultivés, l'écoulement moyen annuel est projeté en baisse en scénario RCP4.5 (11,7%), principalement causé par l'augmentation des sols cultivés. Par contre, en scénario RCP8.5, une légère hausse de l'écoulement moyen annuel (0,6%) est projetée, attribuable à l'intensification de la pluie, qui domine alors sur l'effet de la dynamique des états de surface.

En définitive, les résultats de cette étude permettent d'interpeller les hydrologues et dans une plus large mesure, les acteurs de la gestion et de la planification de la ressource en eau. Cette étude sert de plaidoyer en faveur du suivi de l'évolution spatio-temporelle des états de surface, mais aussi du couplage de cette information dans la modélisation hydrologique en tant que nouvelle pratique. Aussi, la recherche devrait s'orienter vers le développement d'outils et de plateformes de modélisation intégrées prenant en considération ces aspects, afin de permettre une meilleure prévision de la ressource en eau, en particulier dans le cas des hydrosystèmes sahéliens.

Mots clés : Changement et variabilité climatique ; Dynamique des états de surface ; Modélisation hydrologique ; Ruissellement ; Sahel ; Tougou.

ABSTRACT

Land use/land cover (LULC) changes is a major factor explaining the hydrological response of a watershed. Such observation stands more acutely in the case of Sahelian hydrosystems, where it is acknowledged that surface runoff generation processes are typically dependent on soil surface conditions.

Hydrological modelling requires a LULC map of the simulation space among the input data. This information is of particular importance as it indicates to the model the organization of the landscape and allows seamless integration of spatial variability in the simulation of hydrological processes. However, in practice, a single LULC map is usually provided to the model and remains static for a simulation that is often conducted over a long period (up several tens of years). Eventually, due to the equifinality of the modelling parameters, the model always manages to represent the observed data. However, this results in biases on the temporal patterns of the simulated processes, which can be significant.

This study aims to contribute to the quantification of the impact of LULC changes on surface runoff in the context of Sahelian hydrosystems. The Tougou watershed (37 km²), located in the province of Yatenga (in the Northern Region, Burkina Faso) is selected as a case study. LULC maps of the watershed are produced from 1952 to 2017 through remote sensing. LULC change analysis revealed the intensity of the landscape transformation, which is related to the evolution of rainfall and anthropic pressure over the same period. It mainly appears that from 1952 to 2017 in the Tougou watershed, the natural vegetation significantly decreased (from 46 to 2.5%) while bare/degraded and cultivated soils expanded (from 3 to 33.5% and 51 to 64%, respectively). The spatial development of the basin is projected for 2050, using an artificial neural network and demographic perspectives, predicting an increase in cultivated soils to 90.2% of the watershed area.

The hydrological implications of these LULC dynamics are assessed through hydrological modelling. To this end, the SWAT (Soil & Water Assessment Tool) model is calibrated and validated on observed runoff data, collected over the period 2004-2018, at the watershed outlet. The simulations are carried out under two scenarios: a scenario using a static LULC map (in 1999), corresponding to the classical modelling approach; a second scenario, integrating dynamically the observed LULC trends in the watershed from 1999 to 2017. This second scenario allows a more precise simulation of the observed runoff (at daily, monthly, annual time

scales), but also a better estimate of other processes such as actual evapotranspiration and deep recharge.

Using calibrated parameters in the dynamic scenario, surface runoff over the Tougou watershed were reconstructed over the historical period 1952-2005. At this stage, it is shown once again that only the integration of the LULC dynamics helps in reproducing the Sahelian hydrological paradox, well known to hydrologists. Therefore, by analysing the isolated contributions of climate variability and LULC changes on the increase in runoff between the sub-periods 1952-1968 and 1986-2005, it appears that the impact of LULC changes is dominant over the climate variability.

Regarding the future evolution of the Tougou basin in the face of climate change, an ensemble of five (5) regional models (from the *CORDEX-Africa* package) was constructed as part of this study. This ensemble projects, by 2050, a non-significant decrease in rainfall (2.3 to 3%) and a significant increase in potential evapotranspiration (5 to 6%). Considering the projected increase for cultivated soils, the average annual runoff is projected to decrease in the RCP4.5 scenario (by 11.7%), mainly caused by the increase in cultivated soils (LULC change). In opposite, in the RCP8.5 scenario, a slight increase in the mean annual runoff (by 0.6%) is projected, attributable to the intensification of rainfall, which tends to dominate the effect of the increase in cultivated soils (LULC change).

The results of this study call to hydrologists and, to a greater extent, planners and managers of water resources. This study stands a pledge in favour of the monitoring of LULC trends and change at the watershed scale, but also the coupling of this information in hydrological modelling as a new practice. Also, research should be directed towards the development of integrated modelling tools and platforms to this end, to allow better forecasting of water resources, in particular in the case of Sahelian hydrosystems.

Keywords: Climate change and variability; Hydrological modelling; Land use/land cover dynamics; Runoff; Sahel; Tougou.

SOMMAIRE

DEDICACE.....	I
REMERCIEMENTS.....	II
RESUME.....	V
ABSTRACT.....	VII
SOMMAIRE.....	IX
LISTE DES SIGLES, ACRONYMES ET ABREVIATIONS	XI
INTRODUCTION GENERALE	1
1. CONTEXTE ET CADRE GENERAL DE LA RECHERCHE	2
2. PROBLEMATIQUE ET HYPOTHESES DE RECHERCHE	3
3. OBJECTIFS DE LA THESE	5
4. APERÇU GLOBAL DE LA METHODOLOGIE	5
5. STRUCTURATION DU DOCUMENT DE THESE	8
CHAPITRE I. CADRE GENERAL DE LA RECHERCHE	9
I-1. INTRODUCTION	10
I-2. CADRE GENERAL DU SAHEL OUEST-AFRICAIN	10
I-3. PRESENTATION DU CADRE D’ETUDE : LE BASSIN VERSANT DE TOUGOU	32
I-4. SYNTHESE.....	61
CHAPITRE II. DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DES ETATS DE SURFACE SUR LE BASSIN VERSANT DE TOUGOU.....	62
II-1. INTRODUCTION.....	63
II-2. CARTOGRAPHIE ET DE MODELISATION DES ETATS DE SURFACE	65
II-3. METHODOLOGIE POUR LA CARTOGRAPHIE ET LA PROJECTION DES ETATS DE SURFACE DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU.....	77
II-4. RESULTATS.....	98
II-5. DISCUSSION.....	113
II-6. SYNTHESE	116
CHAPITRE III. MODELISATION HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU AVEC INTEGRATION DE LA DYNAMIQUE ENVIRONNEMENTALE	117
III-1. INTRODUCTION.....	118
III-2. MODELISATION HYDROLOGIQUE	119
III-3. PRESENTATION DU MODELE AGRO-ECO-HYDROLOGIQUE SWAT	124

III-4. METHODOLOGIE POUR LA MODELISATION HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU	133
III-5. RESULTATS	148
III-6. DISCUSSION.....	161
III-7. SYNTHESE	164
CHAPITRE IV. IMPACTS DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE ET DE LA DYNAMIQUE DES ETATS DE SURFACE SUR LES ECOULEMENTS DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU	166
IV-1. INTRODUCTION	167
IV-2. METHODOLOGIE POUR L'EVALUATION DES IMPACTS DE LA VARIABILITE DU CLIMAT ET DE LA DYNAMIQUE DES ETATS DE SURFACE	169
IV-3. RESULTATS	193
IV-4. DISCUSSION	215
IV-5. SYNTHESE	218
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	220
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	224
LISTE DES CARTES	254
LISTE DES PLANCHES.....	254
LISTE DES FIGURES.....	255
LISTE DES TABLEAUX	260
TABLE DES MATIERES	263
ANNEXES.....	269
ARTICLES	291

LISTE DES SIGLES, ACRONYMES ET ABREVIATIONS

3E	: Eau, Environnement et Energie
AC	: Automate Cellulaire
AEJ	: African Easterly Jet (Jet d'Est Africain)
AMMA	: Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
ANAM	: Agence Nationale de la Météorologie du Burkina
ANOVA	: Analyse de Variance
ASTER	: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
BDOT	: Base de Données d'Occupation des Terres
BI	: Brightness Index (Indice de brillance des sols)
BUNASOLS	: Bureau National des Sols
BV	: Bassin Versant
CCF	: Cross Correlation Function (fonction de corrélation croisée)
CES	: Conservation des Eaux et Sols
CIRAD	: Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement
CM	: Chaine de Markov
CMIP	: Coupled Model Intercomparison Project
CN	: Curve Number
CORDEX	: Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment
CRDI	: Centre de Recherche pour le Développement International
DDC	: Direction du Développement et de la Coopération
DLU	: Dynamic Land Use
E/TM	: Enhanced/Thematic Mapper
EDS	: Etats de Surface
EMM	: Ensemble Multi-modèle
ESRI	: Environmental Systems Research Institute
ETP	: Evapotranspiration Potentielle
ETP-HS	: Evapotranspiration Potentielle - Hargreaves et Samani
ETP-PM	: Evapotranspiration Potentielle - Penman Monteith
FAO	: Organisation des Nations Unies pour l'Agriculture
FTLI	: Ferrugineux Tropical Lessivé Induré
FTLTC	: Ferrugineux Tropical Lessivé à Tâches et Concrétions

GCM	: General Circulation Model (modèle climatique global)
GDEM	: Global Digital Elevation Model
GEE	: Google Earth Engine
GIEC	: Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Évolution du Climat
GPS	: Global Positioning System
GSM	: Global System for Mobile Communications
GWP/AO	: Global Water Partnership / Afrique de l'Ouest
HPGS	: Hydromorphe à Pseudogley de Surface
INSD	: Institut National de la Statistique et de la Démographie
IPCC	: Intergovernmental Panel on Climate Change
IPS	: Indice de Précipitation Standardisé
IRD	: Institut de Recherche pour le Développement
ISODATA	: Iterative Self Organizing Data Analysis
ITD	: Inter-Tropical Discontinuity (Discontinuité InterTropicale)
IWACO	: International Water Consultants
KGE	: Kling-Gupta Efficiency
LAI	: Leaf Area Index
LaSRC	: Land Surface Reflectance Code
LCM	: Land Change Modeler
LEDAPS	: Landsat Ecosystem Disturbance Adaptive Processing System
LH-OAT	: Latin Hypercube - One Factor at A Time
LUP	: Land use UPdate
MAE	: Mean Absolute Error (erreur moyenne absolue)
MBA	: Modélisation Basée sur les Agents
MBC	: Multivariate Bias Correction
MBE	: Mean Bias Error (erreur de biais moyen)
ME	: Modèle Économétrique
MECV/BF	: Ministère de l'Environnement et du Cadre de Vie / Burkina Faso
MEDD/BF	: Ministère de l'Environnement et du Développement Durable / Burkina Faso
MNT	: Modèle Numérique de Terrain
MOA	: Mousson Ouest-Africaine
MPES	: Modèle de Prédiction des Etats de Surface
MSS	: Multispectral Scanner
NDVI	: Normalized Difference Vegetation Index (indice de végétation normalisé)

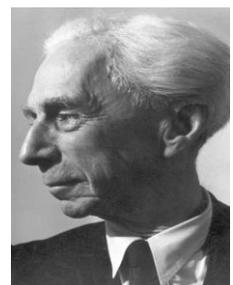
NSE	: Nash-Sutcliffe Efficiency
OLI/TIRS	: Operational Land Imager/Thermal Infrared Sensor
ONG	: Organisation Non Gouvernementale
PBIAS	: Percent Bias (pourcentage de biais)
PIR	: Proche InfraRouge
PMC	: Perceptron MultiCouche
PNGT	: Programme National de Gestion des Terroirs
PNUE	: Programme des Nations-Unies pour l'Environnement
QDM	: Quantile Delta Mapping
QM	: Quantile Mapping
RAF	: Réforme Agraire et Foncière
RCM	: Regional Climate Model (modèle climatique régional)
RCP	: Representative Concentration Pathway
RGPH	: Recensement Général de la Population et de l'Habitat
RMSE	: Root Mean Square Error (erreur quadratique moyenne)
RNA	: Réseau de Neurones Artificiel
RVB	: Coloration Rouge Vert Bleu
SALU	: Sahelian Land Use Model
SCS	: Soil Conservation Service
SLU	: Static Land Use
SR	: Surface Reflectance (réflectance de surface)
SST	: Sea Surface Temperature
SUFI	: Sequential Uncertainty Fitting
SWAT	: Soil & Water Assessment Tool
SWAT-CUP	: Soil & Water Assessment Tool - Calibration Uncertainty Program
SWIR	: ShortWave InfraRed
TEJ	: Tropical Easterly Jet (Jet d'Est Tropical)
TIN	: Triangle Irregular Network
TOA	: Top of Atmosphere
UNEP	: United Nations Environment Programme
UNESCO	: Organisation des Nations unies pour l'éducation, la science et la culture
UNPD	: United Nations Procurement Division
URH	: Unité de Réponse Hydrologique
USDA-ARS	: United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service

USGS	: United States Geological Survey
UTM	: Universal Transverse Mercator
WCRP	: World Climate Research Programme
WGEN	: Weather Generator (générateur de climat)
WGS84	: World Geodetic System 1984
WHC	: Water Holding Capacity (capacité de rétention en eau)
WMO	: World Meteorological Organization
WRS	: Worldwide Reference System (système de référence mondial)
ZC	: Sol cultivé
ZCIT/ITCZ	: Zone de Convergence InterTropicale / InterTropical Convergence Zone
ZD	: Sol nu et dégradé
ZVG	: Sol à végétation naturelle

INTRODUCTION GENERALE

« Le plus grand défi pour tout penseur est d'énoncer le problème de manière à ce qu'il trouve une solution »

Bertrand Russell (1872-1970)



1. Contexte et cadre général de la recherche

Le Sahel Ouest-Africain est un espace géographique compris entre 14-18° de latitude Nord et 15-10° de longitude Ouest, incluant la Mauritanie, le Sénégal, le Mali, le Niger, le Tchad, la partie Nord du Nigéria et du Burkina Faso. Au début de la décennie 1970, cette région a connu un déficit de pluviométrie de l'ordre de 15-20% (Mahé and Paturel, 2009) en comparaison à la décennie 1950, qui est considéré comme étant l'un des plus importants à l'échelle du climat mondial (Hulme, 2001; Dai et al., 2004; Lebel and Ali, 2009; Nicholson et al., 2018). Cette '*Grande Sécheresse*', comme l'appellent les auteurs tels que Descroix et al. (2018), dont les causes restent encore incertaines mais qui aura marqué les esprits par son extrême sévérité, n'a pas touché l'ensemble du Sahel avec la même intensité (Biasutti, 2019). En dépit de la reprise des précipitations autour des années 1990 sur le Sahel Ouest Africain (Lebel and Ali, 2009), la longue période de sécheresse 1970-1990 a instaurée de manière permanente un régime accru de variabilité interannuelle (Sidibe et al., 2018, 2019) avec de lourdes répercussions sur le fonctionnement des hydrosystèmes (Descroix et al., 2009, 2018).

Sur cette période, la végétation naturelle a subi une dégradation importante (Descroix and Diedhiou, 2012). Les sols, déjà fragiles et peu fertiles, dénudés de couvert végétal, ont alors subi une dégradation physique accentuée par l'action des agents érosifs que sont la pluie, le vent et le ruissellement. Progressivement, ces sols ont développé des organisations pelliculaires de surface ou croûtes superficielles, qui tendent à les imperméabiliser et à conditionner de manière quasi-exclusive leur potentiel de production du ruissellement (Albergel, 1987; Descroix et al., 2018).

Le facteur humain a également marqué de son empreinte l'écosystème sahélien. Selon Niang et al. (2014) et Serdeczny et al. (2017), l'écosystème sahélien se caractérise par un lien étroit de dépendance des populations (dont la résilience et la capacité d'adaptation est faible) au climat, devenu erratique. Dans le Sahel Ouest-Africain, l'agriculture est très largement tributaire de la pluviométrie (Fox and Rockström, 2003; Doto et al., 2015), ce qui rend les populations vulnérables à la variabilité et aux aléas du climat. La pression démographique y est élevée, avec une population pauvre (Serdeczny et al., 2017). Aussi, l'agriculture et l'élevage, pour garantir la subsistance d'une population qui croît rapidement, vont peser lourdement sur les ressources de l'environnement. Le caractère pauvre des sols, leur surexploitation, de surcroît dans un contexte de sévérité du climat, a eu raison des pratiques jadis extensives de régénération

des sols telles que la rotation des cultures ou la mise en jachère, qui sont vite devenues inaptes à soutenir les besoins de production (Nyamekye et al., 2018; Tong et al., 2020).

Dans ce contexte fait de péjoration climatique et de modification profonde de l'usage des sols, l'hydrologie du milieu a connu une évolution paradoxale : la hausse des coefficients d'écoulements, en dépit du déficit important de la pluviométrie, a été relevée. Ce constat, initialement observé et analysé au Burkina Faso (Albergel, 1987), a été par la suite généralisé aux cours d'eaux tributaires des bassins du Nakanbé (Mahé et al., 2005), de la Volta sur la plupart des bassins sahéliens tels que les bassins versants de la rive droite du fleuve Niger au Burkina Faso (Mahé et al., 2003). Maintes fois cité et documenté dans la littérature scientifique sous l'appellation de « *paradoxe hydrologique du Sahel* », il a fait l'objet de nombreux travaux qui, pour la plupart, tendent à en attribuer les causes principalement à l'encroûtement superficiel des sols (Mahé and Paturel, 2009; Amogu et al., 2010; Gal et al., 2017; Descroix et al., 2018). Il est important de noter que cette hausse des écoulements aura favorisé l'érosion hydrique, accentuant ainsi la dégradation physique des sols ainsi que la perte de nutriments par effet de lessivage (Karambiri et al., 2003; Diallo et al., 2008; Maïga-Yaleu et al., 2013, 2015).

2. Problématique et hypothèses de recherche

L'évolution paradoxale de l'hydrologie des bassins du contexte Sahélien est en réalité l'expression plus profonde d'une caractéristique des écosystèmes sahéliens. Il s'agit ici du lien unique et particulier entre les états de surface et le ruissellement. De façon conceptuelle, il a pu être mis en évidence que, au-delà de la pluviométrie, l'état de surface du sol constitue la clé de voûte pour la compréhension des processus de génération et de formation des écoulements dans le contexte sahélien (Casenave and Valentin, 1989, 1992; Karambiri et al., 2003). En effet, les sols étant essentiellement caractérisés par leur dominance limono-sableuse ou argilo-sableuse, ils tendent à développer des croûtes superficielles plus ou moins indurées, sous l'action du climat et l'action de l'homme. Ces croûtes superficielles modifient le fonctionnement hydrique des sols (Descroix and Diedhiou, 2012). Ainsi, pour un régime de pluie équivalent à celui observé avant la période de sécheresse, les écoulements observés après la période de sécheresse deviennent significativement plus importants ; cela témoigne non seulement de l'installation permanente de nouvelles conditions de ruissellement sur les hydrosystèmes sahéliens, mais aussi du contrôle devenu plus important de ces états de surface sur le ruissellement (Amogu et al., 2010). Dans un contexte caractérisé par une forte dynamique de transformation de l'espace, des enjeux sur les ressources naturelles et une incertitude sur le climat, il convient de développer

une bonne compréhension des modifications hydrologiques induites par l'action conjointe de l'homme et du climat.

Les implications d'un tel effort de compréhension ramènent aux questions évidentes de prévision du cycle hydrologique et de gestion durable de la ressource en eau, avec pour corollaire la sécurisation de la production agricole. En ce sens, la modélisation hydrologique se présente comme une démarche effective pour analyser et projeter les impacts des changements d'occupation des sols et du climat sur la disponibilité de la ressource en eau (Mahé et al., 2012). Cependant, parmi les entrées d'un modèle hydrologique, la couche d'occupation du sol est le plus souvent prise statique et reste inchangée tout au long de la simulation du cycle, souvent sur de nombreuses années (Wagner et al., 2016). Ce biais de représentation fausse bien évidemment le formalisme hydrologique du bassin versant, qui reste une unité évolutive, et dont la réponse s'adapte aux changements qui interviennent dans l'espace et dans le temps. Certains auteurs ainsi postulent que l'intégration dynamique de l'occupation du sol pourrait permettre une représentation plus réaliste de la réponse hydrologique (Diello, 2007; Pai and Saraswat, 2011; Wagner et al., 2016, 2019; Moriasi et al., 2019). Cette affirmation semble d'autant plus vraie dans le cas des bassins sahéliens où il est avéré que les états de surface et l'hydrologie sont sous un lien de quasi-dépendance (Casenave and Valentin, 1989, 1992; Gal et al., 2017; Mounirou et al., 2020). Toutefois, la représentation dynamique de l'occupation du sol reste rarement prise en compte dans l'application traditionnelle de la modélisation, en dépit de l'avènement de modèles hydrologiques proposant de nos jours la prise en charge de cette approche (Wagner et al., 2016; Moriasi et al., 2019) et de la prolifération des outils de cartographie rapide et suffisamment précise de l'espace pour des applications hydrologiques (Gorelick et al., 2017; Wulder et al., 2019).

Les questions scientifiques qui se posent alors en ce qui concerne la dynamique des états des de surface sont les suivantes :

- (1) Dans quelle mesure peut-on reconstituer la dynamique spatiale et temporelle des états de surface dans le cas d'un paysage sahélien ?
- (2) Peut-on modéliser cette dynamique des états de surface et ensuite la projeter dans le temps et de façon spatialement distribuée ?
- (3) Peut-on alors quantifier les contributions respectives de la variabilité climatique et de la dynamique environnementale aux fluctuations des écoulements ?

Ces questions sont sous-tendues par des hypothèses de recherche (HR) qui sont les suivantes :

- **HR 1.** La dynamique spatio-temporelle des états de surface est mesurable et quantifiable à l'échelle de l'unité spatiale que constitue le bassin versant. Cette dynamique peut être suivie et reconstituée par différentes approches de cartographie et définissant des classes d'intérêt pour une application hydrologique.
- **HR 2.** La dynamique spatio-temporelle des états de surface obéit à un certain nombre de facteurs et d'inter-relations (climat, homme, environnement). Ces facteurs peuvent permettre de modéliser et de projeter l'évolution future du paysage.
- **HR 3.** Les écoulements sont tributaires de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface, qui y contribuent à des degrés divers. Ces contributions peuvent être quantifiées isolément par une méthode de séparation des impacts qui suppose que ces facteurs sont indépendants.

3. Objectifs de la thèse

L'objectif principal de cette thèse est de contribuer à l'amélioration de la modélisation hydrologique des hydrosystèmes sahéliens par l'intégration de la dynamique d'évolution spatiale et temporelle des états de surface, en vue d'une meilleure représentation des écoulements dans ce contexte.

Les objectifs spécifiques (OS) de cette thèse se présentent comme suit :

- **OS.1 :** Caractériser de la dynamique spatiale et temporelle des états de surface.
- **OS.2 :** Modéliser et projeter l'évolution des états de surfaces de façon spatialement distribuée.
- **OS.3 :** Evaluer l'impact de la dynamique spatio-temporelle des états de surface sur les écoulements, sur la période passée et future, en intégrant le changement climatique.

Il est à préciser que, dans ce document, nous utiliserons de manière indifférenciée les termes '*ruissellement*' et '*écoulement*'. Le terme d'écoulement intègre plusieurs flux : le ruissellement de surface, hypodermique et souterrain). Ces deux derniers flux sont, dans le cadre des petits hydrosystèmes sahéliens, plutôt faibles, ce qui permet de résumer en général l'*écoulement* à la composante observée immédiatement en surface, le *ruissellement* (Hamelin, 2005).

4. Aperçu global de la méthodologie

Les travaux de thèse ont combiné l'utilisation de données et de mesures de terrain collectées sur le bassin versant de Tougou (37 km²), dans la province du Yatenga (en zone sahélienne du

Burkina Faso). Ce bassin versant a été retenu comme site d'étude pour son caractère représentatif de l'environnement Sahélien en termes de caractéristiques du climat, d'états de surface et d'interrelations entre le climat, l'homme et son environnement. Le suivi hydrométéorologique de ce bassin est effectué depuis 2004 par une équipe de recherche de l'Institut 2iE, avec la collaboration des populations locales des villages du bassin versant de Tougou. La **Figure i-1** présente un aperçu général de la méthodologie de travail de l'ensemble de la thèse.

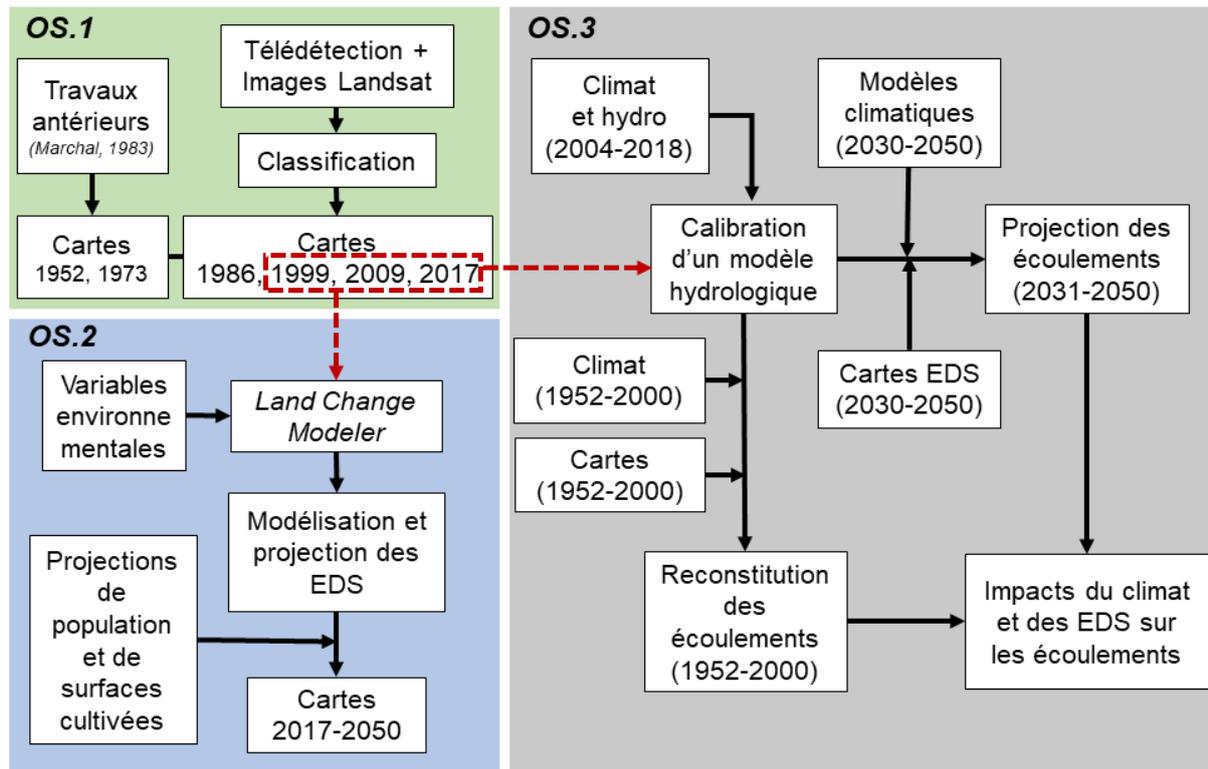


Figure i-1. Diagramme méthodologique des travaux de thèse.

Les activités, suivant les objectifs de thèse, ont été organisées de la manière suivante :

- **Dans le cadre de l'objectif spécifique n°1 (Figure i-1, encadré OS.1)**, les travaux ont consisté à **produire des cartes d'états de surface** du bassin versant de Tougou. En s'appuyant sur les travaux de caractérisation conduits sur le bassin du Nakanbé, des modalités d'états de surface ont été retenues pour leur pertinence par rapport à l'échelle à cartographier et pour leurs réponses différenciées en matière de ruissellement (Diello et al., 2006; Diello, 2007). L'outil d'implémentation auquel il a ici été fait recours est la télédétection. Le traitement d'images satellitaires, tout en intégrant des contraintes spécifiques à la dynamique saisonnière de la végétation sur les écosystèmes sahéliens,

nous a permis de reconstituer la chronique d'évolution du bassin versant avec une précision satisfaisante sur la période 1952 à 2017.

- **Pour l'objectif spécifique n°2** (Figure i-1, encadré OS.2), les travaux ont porté sur la mise en place d'une **modélisation spatialement distribuée** et la **prédiction de l'évolution spatio-temporelle des états de surface**. Cet axe de recherche s'est appuyé sur une analyse diachronique de l'évolution des états de surface et des transformations paysagères observées en quantité et en configuration spatiale. Ensuite, des variables exogènes liées aux transitions observées ont été identifiées et utilisées pour la calibration d'un modèle de géosimulation des états de surface, le *Land Change Modeler*. En s'appuyant sur les projections démographiques de la population à l'horizon 2050, les états de surface ont été projetés suivant l'hypothèse que la dynamique d'occupation du sol observée en période passée se maintienne dans le futur.
- **Pour l'objectif spécifique n°3** (Figure i-1, encadré OS.3), les activités ont été conduites suivant plusieurs étapes.
 - En premier lieu, le **calage d'un modèle hydrologique avec l'intégration dynamique de l'occupation du sol** a été effectué. Un modèle spatialement distribué, à pas de temps journalier, a été calibré et validé, sous deux schémas de simulation : l'un intégrant une couche d'occupation des sols statique, correspondant à l'approche classique de modélisation ; l'autre intégrant une actualisation dynamique de l'occupation au sol, supposée refléter dynamiquement le paysage tout au long de la période de simulation. Ces deux schémas de modélisation ont été par la suite comparés afin de mettre en évidence et de quantifier la plus-value du schéma dynamique.
 - La deuxième étape a consisté en l'**évaluation de l'impact du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements en période historique**. En nous servant du modèle calibré, les écoulements ont été reconstitués sur le bassin versant de Tougou sur la période historique 1952-2005. Les effets du paradoxe sahélien ont pu être ainsi reproduits en intégrant la dynamique d'évolution des états de surface sur cette période. Par suite, les contributions isolées respectives du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements ont été quantifiées par une méthode de séparation.
 - En dernière étape, l'**évaluation de l'impact du climat et de l'évolution future des états de surface sur le ruissellement** a également été effectuée. Ainsi, les

sorties climatiques de modèles régionaux du climat ainsi que les projections d'états de surface ont servi à projeter le bilan hydrologique en période future, qui a été comparé avec celui de la période de référence 1986-2005. Les contributions isolées du climat et des états de surface sur les écoulements ont été évaluées.

5. Structuration du document de thèse

Ce rapport de thèse comprend une introduction générale, suivie de quatre chapitres et d'une conclusion générale, suivi d'annexes. Le contenu se présente comme suit :

- L'**introduction générale** aborde le contexte et le cadre général des travaux de thèse et aborde la problématique de la modélisation hydrologique dans le contexte des bassins évolutifs et la répercussion possible sur les processus hydrologiques. Les hypothèses et objectifs de thèse sont présentés, ainsi qu'un aperçu global de la méthodologie et la structuration du document.
- Le **chapitre I** présente le cadre général de la recherche. Le cadre climatique et hydrologique du Sahel Ouest Africain, ainsi que les projections climatiques annoncées pour la région sont exposés. Ensuite, le site identifié comme cadre de recherche, son instrumentation, les données collectées, ainsi que la synthèse des travaux de recherches, des projets et programmes conduits sur ce site sont présentés.
- Le **chapitre II** aborde la caractérisation de la dynamique spatio-temporelle des états de surface ainsi que la modélisation et leur projection à l'horizon 2050.
- Le **chapitre III** expose les résultats du calage d'un modèle hydrologique sur le site de recherche, élaboré à partir des observations collectées sur la période 2004-2018. Deux schémas de simulation sont définis et calibrés : l'un intégrant une occupation du sol statique, et l'autre dynamique, permettant ainsi de conclure sur la valeur ajoutée d'une intégration dynamique de l'occupation au sol dans la modélisation hydrologique.
- Le **chapitre IV** aborde l'impact de la dynamique des états de surface sur la période historique, en relation avec le climat de cette période. Les contributions respectives du climat et de la dynamique des états de surface sur l'évolution du ruissellement sont alors évaluées, sur la période historique (1952-2005) et sur le futur proche (2031-2050).
- La **conclusion générale** constitue la synthèse des travaux effectués, la validation des hypothèses et les implications de cette recherche, ainsi que les perspectives futures qui peuvent être envisagées.

Chapitre I. CADRE GENERAL DE LA RECHERCHE

« Nous vivons sur une île entourée d'une mer d'ignorance. Au fur et à mesure que notre île de connaissances grandit, le rivage de notre ignorance grandit également »

John Archibald Wheeler (1901-2008)



I-1. Introduction

Le Sahel Ouest-Africain est considéré comme étant vulnérable aux aléas du climat du fait de la fragilité des économies des pays et de la dépendance des populations aux ressources naturelles. Dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle, la région a connu une baisse de pluviométrie de l'ordre de 15-20% (Mahé and Paturel, 2009). Les populations, essentiellement tributaires de l'agriculture, se sont vues exposées à de nombreux risques de sécurité alimentaire, avec une faible capacité de résilience et des sols déjà pauvres (Serdeczny et al., 2017). L'hydrologie des bassins sahéliens a également connue une évolution importante, en réponse aux changements d'usage des sols et à la modification des états de surface (Descroix et al., 2009; Descroix and Diedhiou, 2012; Mahé et al., 2012; Paturel et al., 2017; Descroix et al., 2018).

Dans ce chapitre, nous présenterons en première partie le cadre climatique du Sahel Ouest-Africain, en faisant l'état des lieux de son climat, de l'hydrologie ainsi que les projections annoncées pour le climat et les possibles répercussions sur la ressource en eau. Nous aborderons également la question de la modélisation hydrologique en livrant une synthèse de quelques cas de modélisation conduits dans le cadre du Sahel Ouest Africain et qui ont mis en relief l'impact de la dynamique des états de surface sur la réponse hydrologique. Dans la deuxième partie de ce chapitre, le focus sera ensuite porté sur le cadre climatique, physique et humain de l'unité de paysage du bassin versant de Tougou, le site retenu comme cadre d'étude. L'instrumentation du site, les données collectées seront présentées, ainsi qu'une synthèse des connaissances sur sa réponse hydrologique.

I-2. Cadre général du Sahel Ouest-Africain

I-2.1. Climat et hydrologie dans le Sahel Ouest Africain

I-2.1.1. Variabilité de la pluviométrie

Le Sahel correspond à une bande de l'Afrique qui définit une zone de transition éco-climatique et biogéographique s'étalant sur 5 900 km (soit 3,05 millions de km²). Cette bande est située entre les latitudes 12°N à 20°N, entre le Sahara au Nord, et la zone soudanienne au Sud. L'appellation '*Sahel*' serait un terme dérivé de l'Arabe '*sāḥil*', qui signifie '*côte*' ou '*rivage*', mais qui pourrait aussi provenir de l'Arabe '*sahl*', signifiant '*plaine*' (Marcel, 1837).

Une caractéristique majeure de la zone sahélienne est la pluviométrie moyenne qui adopte un gradient Nord-Sud, variant entre 100 et 200 mm/an au Nord, à 600 et 700 mm/an au Sud

(Karambiri, 2003; Lebel and Ali, 2009). Cependant, ce gradient n'est pas figé, les isohyètes de pluies connaissant des déplacements en latitude, illustrés à travers la **Figure I-1**.

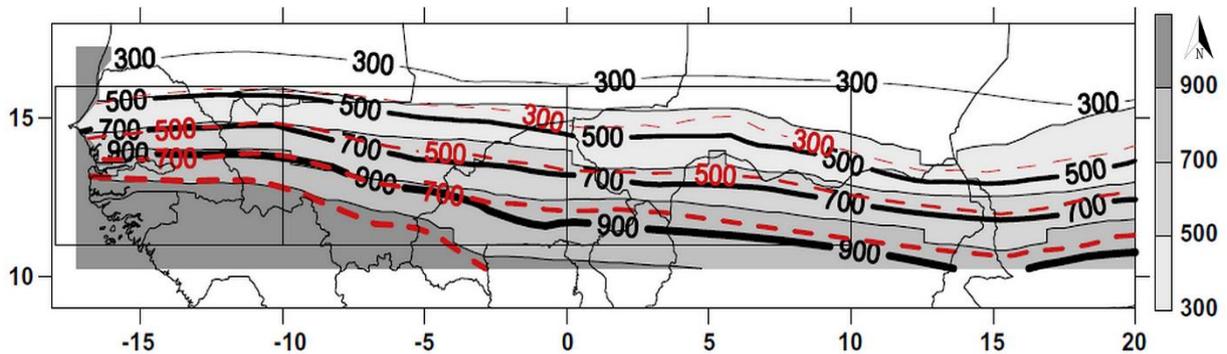


Figure I-1. Glissement des isohyètes de pluies dans la zone du Sahel de 1950 à 2007. Les isohyètes de la période humide (1950-1969) sont en traits solides, continus et noirs, celles de la période sèche (1970-1989) en traits discontinus et rouges. La période la plus récente, (1990-2007) est représentée en fond dégradé (échelle à droite). La figure tirée de Lebel & Ali (2009).

Il apparaît un glissement vers le Sud des isohyètes de pluie sur trois périodes contrastées en termes d'aridité du climat : la période humide de 1950-1969, suivie de la période sèche de 1970-1989, puis de la période d'alternance humide à sèche de 1990-2007. Les isohyètes de la période sèche sont décalés de 200 km en moyenne vers le Sud en comparaison avec la période humide (1950-1969), soit une baisse de pluie de 200 mm.an^{-1} et relativement homogène sur l'ensemble de la région (Lebel and Ali, 2009).

Le Sahel est caractérisé par un climat de type aride à semi-aride dans la classification de Köppen-Geiger (Beck et al., 2018). Le climat sahélien est contrôlé par le processus pondérant de la Mousson Ouest Africaine (MOA). Il s'agit d'un schéma de circulation saisonnier à basse altitude occasionné par des contrastes thermodynamiques dans la partie continentale du Sahara chaud, sec et l'Océan Atlantique tropical (Nicholson, 2013). Cela entraîne la migration saisonnière de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) qui, conjuguée aux flux solaires, va induire des conditions thermodynamiques instables sur le continent ouest-africain qui provoquent, à leur tour, de fortes précipitations convectives (Peyrille, 2006). Ces systèmes convectifs à méso-échelle vont définir la plus grande part des précipitations annuelles dans la zone sahélienne. La **Figure I-2** présente le schéma conceptuel de la MOA.

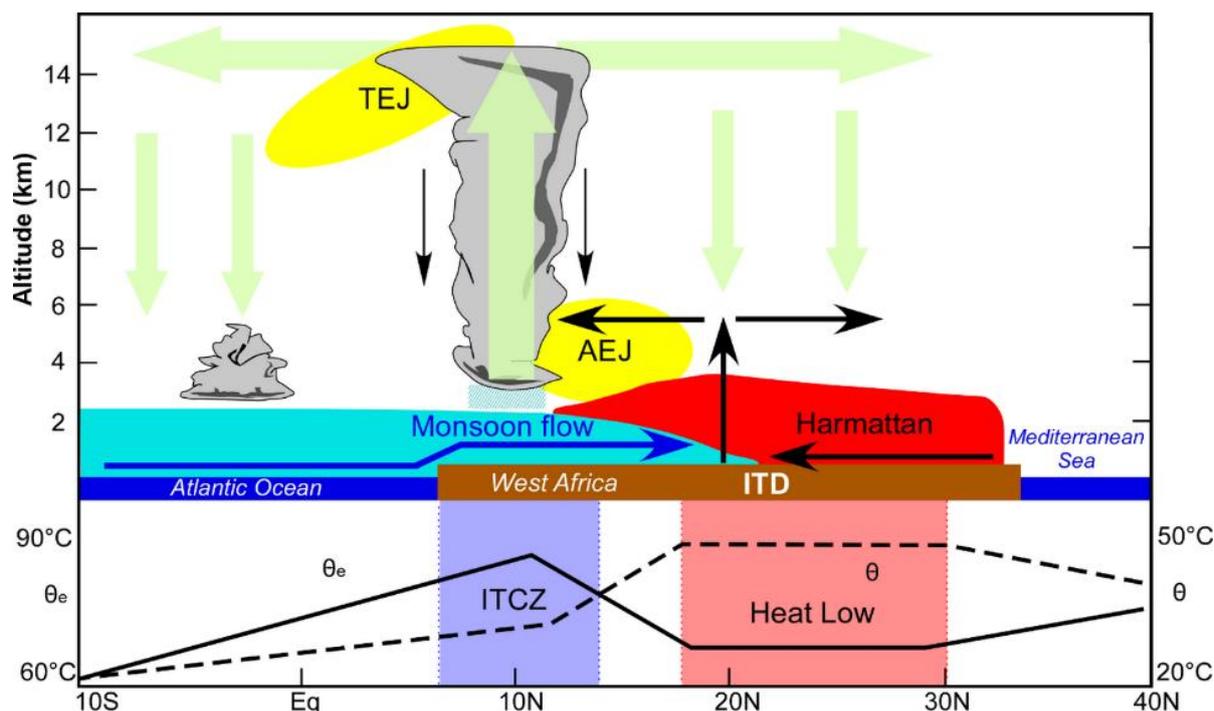


Figure I-2. Schéma conceptuel de la mousson ouest africaine (MOA). Le Jet d'Est Africain (African Easterly Jet, AEJ) et le Jet d'Est Tropical (Tropical Easterly Jet, TEJ) sont les deux courants principaux qui caractérisent la MOA. ITD : Discontinuité Inter-Tropicale (Inter-Tropical Discontinuity). ITCZ : Zone de Convergence Intertropicale (Intertropical Convergence Zone). La figure est adaptée de Peyrille (2006).

Si la saisonnalité de la mousson, qui varie de deux mois dans le Nord du Sahel à cinq mois dans le Sud, est très régulière, la distribution spatiale et temporelle des pluies est, quant à elle, très variable (Biasutti, 2019). La variabilité intra-saisonnière de la MOA a pu être liée à plusieurs facteurs, notamment la dépression de mousson qui se dirige vers l'Ouest, les interactions avec l'orographie locale, la dynamique de la dépression thermique saharienne et l'albédo de la surface du sol (Peyrille, 2006). À l'échelle interannuelle ou décennale, il a pu être établi que les diverses anomalies causées par les températures de surface de la mer ('*sea-surface temperature*', SST), en particulier les oscillations telles que *El Niño* et *La Niña* (dans le Pacifique), influencent et modulent les précipitations sahéniennes (Okonkwo, 2014). D'autres travaux tendent par contre à impliquer d'autres processus sur la variabilité des précipitations dans les régions sahéniennes : la rétroaction de la surface du sol, qui serait à l'origine d'un feedback de l'état de la couverture du sol sur le climat (Charney et al., 1975; Taylor et al., 2002) et l'émission d'aérosols générés par les activités humaines (Biasutti and Giannini, 2006).

L'analyse de l'évolution des précipitations depuis les années 1950 sur le Sahel révèle des périodes contrastées et des changements brusques qui ont eu de fortes conséquences sur l'environnement et les populations locales (L'Hôte et al., 2002; Le Barbé et al., 2002; Mahé

and Paturel, 2009). La période allant de 1950 à 1970 a été identifiée comme étant particulièrement humide et a vu une extension rapide des sols cultivés et la mise en exploitation des terres marginales par les populations, en raison des besoins croissants liés à la démographie. Le début des années 1970 a ensuite marqué le début d'une période de sécheresse, persistant jusqu'aux années 1990, marqués par les extrêmes de 1972/1973 et de 1983/1984 (Dai et al., 2004). Cette période de « *Grande Sécheresse* » (Descroix et al., 2018) a causé des famines et des déplacements massifs de populations des terroirs (Dai et al., 2004). De 1990 à nos jours, une reprise partielle des précipitations s'est amorcée de manière hétérogène sur la bande sahélienne, avec une variabilité interannuelle plus prononcée (Nouaceur, 2020).

La reprise de la précipitation ne fait pas de consensus pour le moment du fait du nombre décroissant de postes d'observation après 1990 (Mahé and Paturel, 2009). De plus, un certain nombre d'études ont plutôt évoqué la variabilité spatiale marquée dans le nouveau régime de précipitations. Ainsi, par exemple, a-t-il été relevé que si l'année 2006 a été particulièrement sèche sur 28% de la zone du Sahel, elle aura été relativement humide sur 15% du territoire (Ali and Lebel, 2009). En moyenne annuelle, pour la période post-1990, les précipitations n'ont pas retrouvé les valeurs de la période humide et anormalement excédentaire de 1950-1970 (Paturel et al., 1998; Descroix et al., 2015), mais sont en moyenne significativement au-dessus de la période sèche de 1970-1980 (Yobom, 2020).

Certains travaux suggèrent également que le nombre d'événements extrêmes à l'échelle journalière a aussi augmenté de manière significative post-1990 (Panthou et al., 2014; Diedhiou et al., 2018; Panthou et al., 2018; Todzo et al., 2020). Berthou et al. (2019) mettent en évidence une hausse attendue des extrêmes de pluies d'un facteur de 2 à 3 et souvent de 5 à 10 sur le Sahel Ouest et Central pour la fin du 21^e siècle. Ces changements dans les extrêmes ont fait émerger de nouvelles problématiques locales, telles que la prévision des risques d'inondations (Amogu et al., 2010; Descroix et al., 2011; Sighomnou et al., 2013; Amogu et al., 2015; Nka Nnomo et al., 2015; Tazen et al., 2019).

I-2.1.2. Pression anthropique et évolution des sols cultivés

La population sahélienne connaît un niveau de croissance démographique qui est l'un des plus élevés au monde. Au cours de la seconde moitié du 20^e siècle, la population totale a été multipliée par quatre (Raynaut, 2001). Selon les projections, la population sahélienne devrait encore doubler d'ici à 2030 et atteindre même le seuil de 200 millions d'habitants en 2050, soit douze fois plus qu'en 1950 (UNPD, 2013). À titre de comparaison, sur la même période, la

population mondiale devrait être multipliée par 3,6 tandis que celle du seul continent africain pourrait être multipliée par 8,6. L'actuel taux annuel de croissance des pays de la zone du Sahel qui est de 3,5 %, est vertigineux (Potts et al., 2013).

Cette évolution spectaculaire de la population est à mettre en parallèle avec les besoins de subsistance, reposant essentiellement sur l'agriculture et l'élevage, qui sont également des piliers de l'économie des pays du Sahel (Serdeczny et al., 2017). Dans la majeure partie de l'espace sahélien, une grande part de la population active pratique l'agriculture de subsistance, de façon pluviale (Fox and Rockström, 2003). À titre d'exemple, cette part de la population est de 90% pour le Burkina Faso (Doto et al., 2015). Ainsi, tout changement qui intervient dans le régime du climat affecte de manière directe et durable la subsistance et le revenu des populations.

Un grand nombre d'études ont analysé les changements d'occupation du sol sur la période 1965-2000 dans l'espace rural des pays du Sahel Ouest Africain. Dans la plupart des cas, il a été observé une augmentation significative des surfaces cultivées depuis 1960 (sur 73% des cas), une stabilisation de ces superficies (sur 21% des cas) et une décroissance (sur 6% des cas). La transformation majeure rapportée est la conversion de la végétation naturelle en sols cultivés (Van Vliet et al., 2013). En outre, la végétation naturelle dense de type « forêt » a évolué vers des formations plus clairsemées composées d'arbustes (Ruelland et al., 2010; Ouedraogo et al., 2011; Brandt et al., 2020).

L'augmentation des superficies cultivées a été notamment observée sur les sites qui ont connu une hausse de la densité de population ou qui ont accueilli d'importants flux migratoires (Leblanc et al., 2008; Paré et al., 2008; Ouedraogo et al., 2009). Entre autres, nous pouvons citer les cas suivants :

- Au Nord du Burkina Faso, la période de grande sécheresse (dès 1970) a infligé des pertes importantes de cultures et de bétail aux agriculteurs. Cela a occasionné la migration massive de populations vers les zones moins touchées par la sécheresse (vers le Sud, l'Est et l'Ouest du pays). Par la suite, dans ces zones d'accueil, la superficie des terres cultivées a augmenté à un taux annuel de 1% au cours de la période 1986-2002 (Marchal, 1983; Paré et al., 2008; Ouedraogo et al., 2009).
- La même observation a été rapportée au Saloum oriental au Sénégal, où la population rurale a considérablement augmenté entre 1958 et 1988, en raison du regain de la

production d'arachide, qui a généré une forte immigration de la main d'œuvre (Mbow et al., 2008).

- Au Sud-Ouest du Niger, les besoins croissants de la population ont induit la nécessité de cultiver plus de mil entre 1950 et 1992, ce qui a conduit au défrichage, au détriment de la couverture végétale (Leblanc et al., 2008).
- Sur les bassins de Kouonkaba et de Sokoro (au Sud-Ouest du Mali), Ruelland et al. (2010) rapportent que la croissance démographique rurale a accru la pression sur les terres arables. La densité de population est passée de 18 à 34 personnes au km² entre 1967 et 2003. Cela a occasionné une demande accrue de la production de mil et de sorgho, qui s'est traduite à son tour par une extension des superficies cultivées.

Sur quelque cas d'étude cependant, les superficies cultivées sont restées stables en dépit une densité de population accrue. Cela peut s'expliquer par le fait que les agriculteurs ont pu intensifier la production, avec l'introduction de moyens de mécanisation tels que la charrue (Van Vliet et al., 2013). Quelques exemples emblématiques sont les suivants :

- Dans le Sud du Mali, un nombre important de communautés agricoles se sont investies dans l'intensification et dans la diversification agricole depuis la fin des années 1980, ce qui a stabilisé les superficies cultivées dès 1988, malgré une croissance de la population rurale et la baisse des pluies (Tappan and McGahuey, 2007).
- Sur la région de l'Est du Burkina Faso, Mazzucato & Niemeijer (2009) ont rapporté que les surfaces cultivées n'avaient pas augmenté de manière significative après 1960, malgré la forte croissance démographique (passée de 4 à 18 habitants/km² entre 1960 et 2000). Cela en raison des réformes introduites (adoption d'un nouveau régime foncier, de la réforme agraire, introduction d'engrais, de la charrue, des pratiques de gestion des sols et de l'eau, etc.).

Cette apparente stabilisation de l'évolution des superficies cultivées pourrait également s'expliquer par la « saturation » de l'espace. Les travaux de Diello (2007) constituent un exemple avec le cas du bassin du Nakanbé à Wayen (20 800 km²), au Burkina Faso, où à partir des années 1985-1986, les superficies cultivées n'ont plus connu d'évolution notable en raison du fait que le maximum de superficies exploitables avait déjà été mis en culture.

La diminution des terres cultivées a été observée sur quelques rares cas d'études, en général toutes les fois où la pluie a constitué un facteur limitant avec l'absence de soutien financier des États. On peut notamment citer en exemple le cas du *bassin aux arachides* dans la région Ouest

du Sénégal. Dans ce bassin, les superficies cultivées, qui avaient atteint 80% de l'espace au milieu des années 1980, alors que les agriculteurs bénéficiaient encore de subventions, sont retombées à 67% de l'espace en 2000, en raison de la sécheresse qui a poussé les agriculteurs à abandonner leurs récoltes au profit d'autres activités économiques (Mbow et al., 2008).

L'évolution des superficies cultivées a eu comme impact une accentuation de l'état de dégradation des sols dans certains contextes (Van Vliet et al., 2013). Dans la région du Saloum au Sénégal par exemple, avec le raccourcissement des cycles de jachère, les sols sont devenus moins fertiles à proximité des villages (Mbow et al., 2008). À Kano, dans le Nord du Nigéria où l'agriculture traditionnelle avait déjà été éliminée dans les années 1980, le système agricole très intensif a entraîné une augmentation des terres dégradées (Mortimore and Turner, 2005). Au Sud du Mali, des signes d'érosion sévère dans les champs cultivés et l'apparition de plaques de sols fortement érodés ont été observés (Tappan and McGahuey, 2007). Sur un petit bassin sahélien au Niger, l'augmentation des terres cultivées de 1950 à 1998 a été associée à une augmentation de l'étendue des sols érodés de 7 à 16%, aux dépens de la savane (Séguis et al., 2004). Dans la partie Nord du Yatenga, au Burkina Faso, la disparition de la jachère et l'intensification des cycles de mise en culture pour répondre aux besoins grandissants aura conduit à une dégradation et un appauvrissement progressif des sols sur les terrains cultivés (Marchal, 1977, 1983; Van Vliet et al., 2013).

Les populations locales ont adopté des pratiques de gestion de l'eau et de conservation des sols dès le début des années 1990. Dans le Sud et le Centre du Niger où les terres cultivées sont restées stables, les agriculteurs ont mis en œuvre différentes techniques de fertilisation visant au maintien ou la restauration des éléments nutritifs du sol, tout en fournissant une protection physique contre l'érosion éolienne et hydrique (Wezel and Haigis, 2002). Dans le Nord et au Sud-Ouest du Burkina Faso, les agriculteurs ont répondu au raccourcissement ou à la disparition de la jachère en intensifiant leur système de production par l'introduction de l'agroforesterie, la hausse d'intrants, la construction de barrières antiérosives sur les pentes pour prévenir l'érosion. L'adoption de pratiques culturales (de type zaï, demi-lune, cordons pierreux) pour retenir le ruissellement et favoriser l'infiltration, a connu un certain essor dans la région (Barbier et al., 2009; Nyamekye et al., 2018; Zouré et al., 2019). L'exemple à citer à ce titre est celui du fermier Burkinabé Yacouba Sawadogo, qui a su récupérer les sols dégradés (dans le Yatenga, au Nord du Burkina Faso) en implémentant depuis 1984 la technique du zaï. Il a aujourd'hui pu constituer une forêt sur près de 40 ha, constituée de près de 60 espèces végétales.

Il a d'ailleurs été récompensé en 2018 par le *Right Livelihood Award* (Prix Nobel Alternatif)¹ et plus récemment, en 2020, par le prix de *Champion de la Terre*² du Programme des Nations-Unies pour l'Environnement (PNUE).

I-2.1.3. Evolution de la végétation : l'apparent reverdissement du Sahel

Entre 1960 et 2000, la végétation naturelle a fortement disparu sur l'espace du Sahel. Sur le bassin du Nakanbé au Burkina Faso par exemple, on a assisté à une forte diminution de la végétation naturelle de 70 à 20% en 40 ans, au profit des sols cultivés, qui sont passés de 25% en 1950 à 70% en 2002. Cette hausse des superficies cultivées est, de toute évidence, en droite corrélation avec l'évolution de la population sur le bassin. Il importe de noter également l'apparition de sols nus et dégradés, qui ont connu une augmentation rapide après les grandes sécheresses, de l'ordre de 5% en 1972 à 15% en 2002 (Diello et al., 2006; Diello, 2007).

Des études effectuées sur des chroniques d'images satellitaires sur la période 1980-2000 ont rapporté une hausse de la végétation, présentée sur la **Figure I-3**.

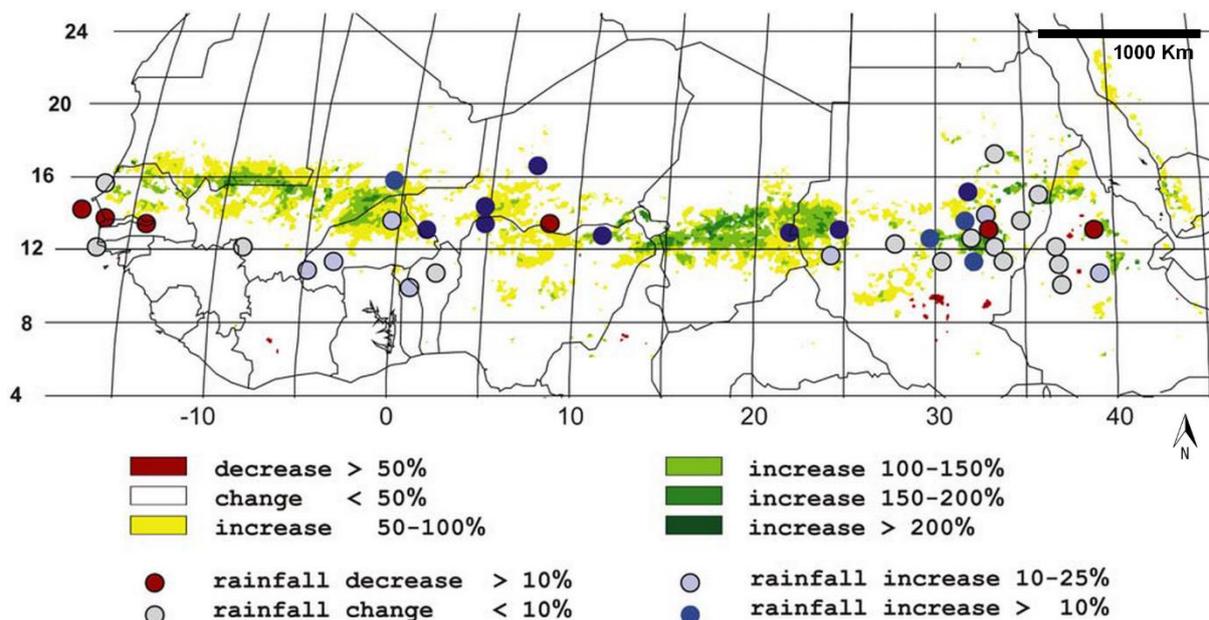


Figure I-3. Tendances des séries temporelles d'amplitude de NDVI sur la période 1982-1999. Les zones présentant des tendances avec un niveau de confiance <95% sont représentées en blanc. Les stations d'observation de pluies sont représentées en points et sont au nombre de 40. La figure a été adaptée à partir des travaux de Olsson et al. (2005).

Cette hausse de NDVI laisse croire à un 'reverdissement' du Sahel (Eklundh and Olsson, 2003; Anyamba and Tucker, 2005; Dardel et al., 2014; Brandt et al., 2015; Mbow et al., 2015). Deux

¹ Cf.: <https://www.rightlivelihoodaward.org/laureates/yacouba-sawadogo/>

² Cf.: <https://www.unep.org/championsofearth/fr/laureates/2020/yacouba-sawadogo>

périodes principales ont été clairement distinguées : (1) la période 1982-1993, marquée par un niveau de végétation inférieur à la moyenne et la persistance de la sécheresse à grande échelle, surtout notable sur les années 1983 à 1985 ; (2) la période 1994-2003, marquée par une tendance au reverdissement, avec des conditions de végétation au-dessus de la normale à partir de 1994 (Anyamba and Tucker, 2005; Herrmann et al., 2005). L'analyse des chroniques de pluies indique une reprise des précipitations au cours de la période 1980-2000, qui semble être significativement corrélée à la reprise de la végétation (**Figure I-4**) (Herrmann et al., 2005).

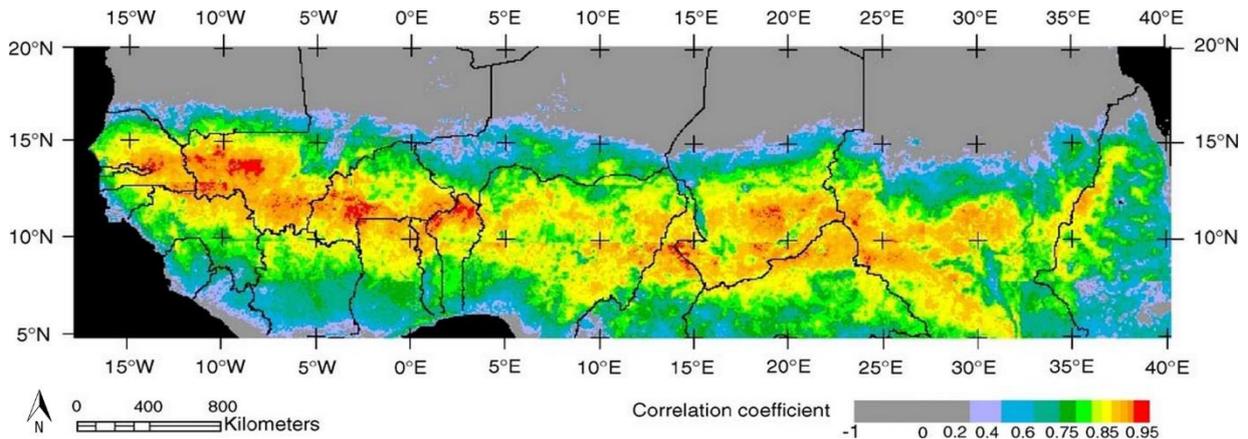


Figure I-4. Corrélation linéaire du NDVI mensuel à la pluie mensuelle sur la période 1982-2003. La figure est extraite des travaux de Herrmann et al. (2005).

Il est intéressant de noter toutefois certaines zones présentent une hausse du NDVI, mais une baisse des précipitations. Cela signifie que le reverdissement dans ces régions ne peut pas être expliqué par la reprise de la précipitation, ce qui suggère l'implication d'autres facteurs, anthropiques par exemple (Herrmann et al., 2005).

I-2.1.4. Modifications des états de surface

Depuis le début des années 1950, de nombreux travaux ont permis de mettre en relation les paramètres qui contrôlent les écoulements et l'infiltration en contexte sahélien (Albergel, 1987; Casenave and Valentin, 1989). Dans ce milieu, il a été montré que le ruissellement est en général entraîné par un dépassement de la capacité d'infiltration des sols, qualifié de '*processus Hortonien*' (Horton, 1933). Cela s'explique par la faible capacité d'infiltration des sols vite dépassée par l'intensité des précipitations le plus souvent de nature convective (Peugeot et al., 2003; Malam Abdou, 2014). Le ruissellement de surface ainsi généré va s'écouler en nappe ou de manière diffuse sur les sols (une autre caractéristique des sols du milieu aride) en raison de leur nature indurée, cuirassée ou encroûtée (Mounirou et al., 2012; Chen et al., 2013). La génération du ruissellement n'est donc pas seulement liée à la quantité et à la distribution des

précipitations, mais aussi aux états de surface, caractérisés par : le type de sol, le degré d'encroûtement, le microrelief et la couverture végétale (Dunne et al., 1991; Casenave and Valentin, 1992; Valentin et al., 2004).

La notion d'*état de surface* désigne, selon certains auteurs l'état des premiers centimètres du sol (Karambiri et al., 2003; Niang, 2006; Armand, 2009). Cette notion fait ainsi référence aux types de croûtes qui se développent à la surface du sol (Boiffin, 1984; Casenave and Valentin, 1989), à la rugosité de surface (Boiffin, 1984) et au couvert végétal vivant ou résiduel (Roth, 2004). Le phénomène d'encroûtement est typique de la zone et s'est renforcé depuis les épisodes de sécheresse des années 1970-1980 (Valentin, 1994). Suivant la texture du sol et les processus externes impliqués, les types de croûte de surface diffèrent. Leur processus de formation, présenté sur la **Figure I-5**, a été caractérisé et documenté de façon détaillée par Casenave & Valentin (1989).

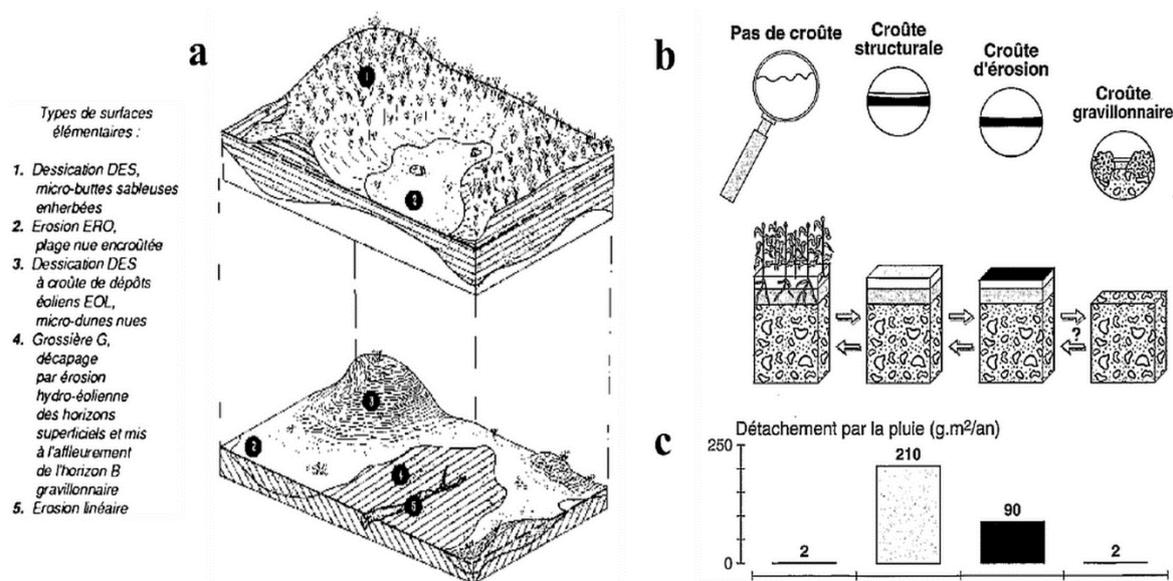


Figure I-5. Représentation des processus de dégradation des sols sahéliens. (a) Types de surfaces élémentaires (Casenave and Valentin, 1989). (b) Evolution des croûtes de surface sur un sol sahélien (Valentin, 1994). (c) Aptitude des différents types de croûtes à l'érosion (Valentin, 1994).

Les croûtes dénotent une forme de dégradation physique de l'état superficiel du sol, dont la formation est accentuée par l'impact de l'énergie cinétique des gouttes de pluie, encore appelée « *effet splash* » (Collinet, 1988). Les propriétés hydrodynamiques de surface de ces croûtes superficielles, notamment leur capacité d'infiltration et leur aptitude au ruissellement ont été largement documentées (Casenave and Valentin, 1989).

Outre l'encroûtement des sols, la pente est un facteur important dans la répartition de la pluie entre infiltration et ruissellement. Sur les bassins sahéliens, Dubreuil & Ruat (1960) montrent la corrélation positive entre la pente du sol et le coefficient de ruissellement. Casenave & Valentin (1989) montrent également que les processus d'encroûtement de surface deviennent d'autant plus importants que la pente est faible.

La présence de la couverture végétale influence également la formation du ruissellement dans les paysages sahéliens. Elle joue un rôle protecteur contre l'*effet splash* par l'interception des gouttes de pluie par le feuillage ou la canopée (Roose, 1976; Casenave and Valentin, 1989; Dunne et al., 1991; Valentin, 1994). Aussi, la couverture végétale limite l'énergie du ruissellement en créant des obstacles par le biais des accidents de terrain induits par le système racinaire affleurant à la surface du sol. Cette rugosité supplémentaire réduit les vitesses d'écoulement du ruissellement et favorise l'infiltration. De plus, le sol est maintenu localement en place et voit sa cohésion renforcée, ce qui limite l'érosion (Chen et al., 2013). Un autre fait qu'il est opportun de relever est l'augmentation de la porosité générée par les racines de la végétation qui contribue à favoriser l'activité micro-faunique (Roose, 1976; Casenave and Valentin, 1989), ce qui tend à augmenter la conductivité hydraulique du sol et l'infiltration (Dunne et al., 1991). Ce fait est particulièrement marqué dans les savanes de brousse tigrée typiques du paysage sahélien où les bosquets denses peuvent occasionner des taux d'infiltration de plus de 30% (Hiernaux et al., 2009).

I-2.1.5. Conséquences sur l'hydrologie : le paradoxe du Sahel

La période 1950-1968 sur la zone du Sahel a été humide en termes de pluviométrie et a été suivie d'une longue période relativement sèche entre 1968 et 1991, correspondant à une baisse marquée de la pluviométrie. Cependant, les coefficients d'écoulement sur les bassins versants de ces rivières n'ont cessé d'augmenter depuis les années 1950, atteignant même, dans certains cas, des niveaux quatre à cinq fois supérieurs à ceux de la période humide précédente (Amogu et al., 2010; Descroix et al., 2013, 2018). Ce paradoxe hydrologique a été initialement rapporté au Burkina par Albergel (1987), puis dans le bassin du Fleuve Niger (Olivry, 2002), sur quelques affluents de la rive droite du bassin du Fleuve Niger (Mahé et al., 2003), sur le bassin du Nakanbé au Burkina Faso (Mahé et al., 2005). Mahé & Paturel (2009) ont également observé ce comportement sur deux bassins des Fleuves Gorgol de Mauritanie. C'est encore la même observation que font Leblanc et al. (2008) sur d'autres bassins de l'Afrique de Ouest.

L'ensemble de ces observations permet de s'accorder sur le fait que ce paradoxe hydrologique est un trait typique du contexte Sahélien (Mahé et al., 2005; Karambiri et al., 2009; Descroix et al., 2012; Mahé et al., 2013). Ces récentes années, ce changement de comportement profond de l'hydrologie dans le milieu a conduit à reconsidérer la question de normes hydrologiques pour ce contexte afin de doter les gestionnaires de la ressource en eau des outils plus adéquats permettant de prévoir les quantités de ruissellement (Paturel et al., 2003; Nka Nnomo et al., 2015).

Cependant, il convient de relever le contraste dans l'évolution des coefficients de ruissellement qui n'a pas été homogène sur l'ensemble des bassins de la zone sahélienne. Certains bassins, notamment ceux du Niger (tributaires en rive droite) et du Nakanbé, ont connu une hausse significative de leurs coefficients de ruissellement sur la période 1968-1990 ; d'autres bassins, proches du cadre soudanien et guinéen, ont vu la baisse de leurs coefficients d'écoulement de l'ordre de 55% à 70% sur la même période. Dans ce dernier cas, la réduction des écoulements semble être la conséquence directe de la baisse de la pluviométrie, de l'ordre de 20% à 25% (Olivry, 2002) voire même 40% par endroits (Descroix et al., 2018).

Un autre trait de l'évolution de l'hydrologie dans le contexte sahélien est la modification des hydrogrammes de crue, présentée sur la **Figure I-6**.

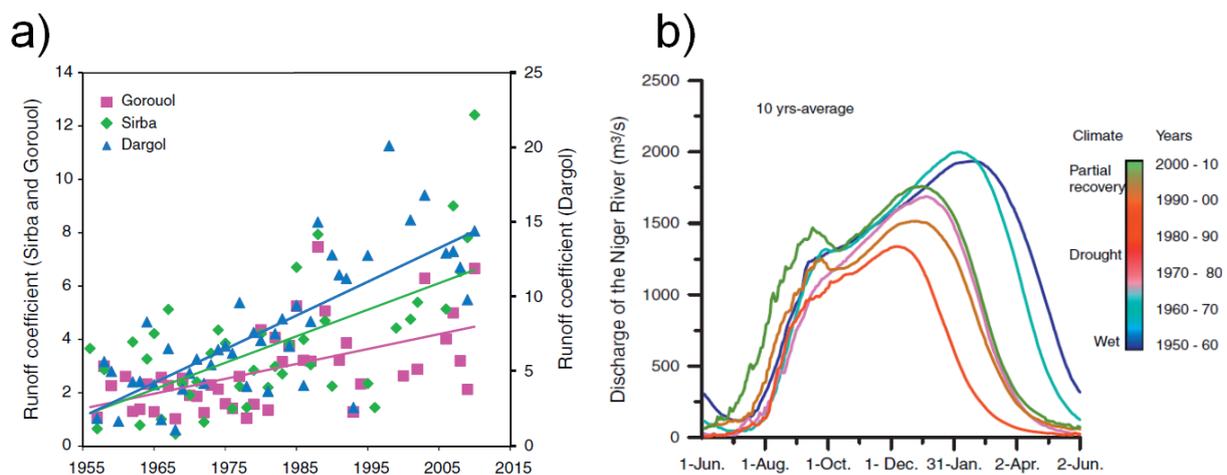


Figure I-6. Evolution du régime hydrologique sur les tributaires principaux du Niger. (a) Evolution du coefficient de ruissellement de 1955 à 2015. (b) Hydrogrammes individuels des premières crues par décennie. La figure a été adaptée de Descroix et al. (2012).

Ces modifications des hydrogrammes de crue se matérialisent par le fait que les crues annuelles arrivent d'autant plus tôt dans la saison que le temps de concentration a été significativement réduit (Descroix et al., 2012; Ibrahim et al., 2017; Zaré et al., 2017). Certains travaux ont pu

expliquer ce comportement par la réduction de la capacité de rétention en eau (*'Water Holding Capacity'*, WHC) des sols, qui sont devenus plus prompts à former du ruissellement en raison du caractère d'imperméabilité qu'ils ont développé, conséquence de l'encroûtement superficiel (Mahé et al., 2005; Descroix et al., 2012; Paturel et al., 2017).

Il est généralement admis que l'augmentation des superficies cultivées et la longue période de sécheresse survenue au cours de la période 1970-1990 ont contribué à la dégradation de la végétation et à l'apparition de sols dégradés, vulnérables à l'encroûtement et favorisant le ruissellement (Leblanc et al., 2008; Amogu et al., 2010). La perte importante de végétation naturelle, incluant la disparition de formations végétales de type *brousse tigrée* ou *forêt galerie*, a induit des modifications conséquentes sur le fonctionnement hydrologique des sols, conduisant ainsi à la réduction de leur capacité de rétention en eau (Mahé et al., 2005; Diello, 2007; Paturel et al., 2017), ce qui aurait entraîné la hausse des écoulements. De façon plus précise, les auteurs parlent d'un premier paradoxe sahélien, donc principalement dû à la perte de végétation naturelle et à l'extension des sols cultivés (Mahé et al., 2003; Descroix et al., 2013); ce paradoxe serait, dans un second temps, accentué par la formation de croûtes superficielles, le changement des propriétés hydrauliques de surface des sols et la modification du réseau de drainage (Gal et al., 2017).

Ce changement de nature des sols et de configuration des réseaux d'écoulement pourrait aider à comprendre pourquoi, malgré l'apparent reverdissement des sols observé dans certaines régions du Sahel (cf. **section I-2.1.3**), les coefficients d'écoulement de la période post-1990 n'ont pas été de nouveau réduits au niveau de ceux de la période humide 1950-1970. Ce phénomène a inspiré à certains auteurs l'idée d'un *second paradoxe sahélien* (Descroix et al., 2018).

Une explication permettant d'étayer ce second paradoxe pourrait être trouvée dans l'intensification des pluies (Panthou et al., 2018). Panthou et al. (2018) rapportent une hausse de l'occurrence et de l'intensité des pluies extrêmes sur la fenêtre 4°Ouest à 6°Est du Sahel sur les données de la période 1950 à 2010. Pour la période 2001-2010, dans le bassin du Niger, une hausse significative de l'occurrence des pluies journalières supérieures à 100 mm a également été rapportée (Descroix et al., 2018). Les mêmes auteurs remarquent toutefois que si, sur la période actuelle (1980-2000), la part de pluie annuelle générée par ces événements extrêmes a sensiblement augmenté (en comparaison avec la période humide 1951-1967) elle ne peut pas expliquer, à elle seule, la hausse actuelle des coefficients de ruissellement. En définitive, ce

serait plutôt la combinaison de l'intensification de la pluie couplée aux modifications subies par les états de surface qui permettrait de justifier la récente évolution des processus hydrologiques dans le contexte des bassins sahéliens.

De tous les changements d'occupation du sol et du climat, le facteur principal qui pourrait expliquer la hausse des écoulements reste une question encore non élucidée. Pour le moment, la réponse reste encore très largement mitigée (Aich et al., 2015) car il reste difficile de séparer les effets de la variabilité climatique et de la dynamique d'occupation des sols sur les changements hydrologiques observés sur les bassins Sahéliens (Hulme, 2001; Mahé, 2006). Selon Peugeot et al. (2015), certaines zones du Sahel Ouest Africain, notamment dans la région de Niamey (au Niger), sur la période 1950-2000, ont présenté des réponses hydrologiques contrôlées principalement par les changements d'états de surface. Cependant, sur le bassin d'Agoufou dans le Gourma (au Mali), la variabilité climatique s'est avérée être le principal moteur des changements hydrologiques observés. Aich et al. (2015) montrent en outre que la variabilité climatique et les changements d'états de surface sont responsables à part égales des hausses observées sur les crues en partie Sahélienne du bassin du Fleuve Niger (bassins de la Sirba, du Gorouol). En définitive, les contributions relatives du climat et des changements d'occupation du sol évoluent à différents degrés suivant les hydrosystèmes sahéliens, ce qui ne permet pas, pour l'heure, de formuler une conclusion générale sur le sujet.

I-2.2. Projections climatiques sur la zone de Sahel

I-2.2.1. Changement climatique et scénarios d'émission

Le climat est un système complexe régi par l'interaction de plusieurs processus, qu'ils soient terrestres, atmosphériques ou extraterrestres (Beniston, 2009). Certains processus sont aléatoires et vont, par conséquent, définir une alternance normale des phases de réchauffement et de refroidissement du climat (Jung et al., 2006). Par contre, d'autres facteurs semblent liés notamment à l'activité humaine qui contribue au rejet, dans l'atmosphère, de dioxyde de carbone (Biasutti and Giannini, 2006).

Pour évaluer l'impact futur de l'évolution des quantités de gaz à effet de serre émis dans l'atmosphère sur le climat global, une multitude de projections de l'accroissement de la population et de ses activités ont été élaborées. Le Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'évolution du Climat (GIEC) - *en Anglais, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)* - proposait, dans son rapport spécial sur les scénarios d'émission (IPCC, 2000), un jeu

standard de quatre familles de scénarios d'émissions définissant l'évolution des températures globales moyennes à l'horizon 2100, allant du plus optimiste (faible émission, avec une faible utilisation des énergies fossiles) au scénario le plus pessimiste (forte émission avec une forte croissance démographique et une utilisation à outrance des énergies fossiles). Par la suite, des profils représentatifs de concentrations, ou *scénarios RCP (Representative Concentration Pathway)*, se déclinant en niveaux de concentration des gaz à effet de serre, ont été adoptés en 2014 dans le cinquième (5^e) rapport (AR5) du GIEC (IPCC, 2014a). Pour ces profils, 4 scénarios d'évolution ont été sélectionnés pour le développement de modèles du climat et sont présentés sur la **Figure I-7**.

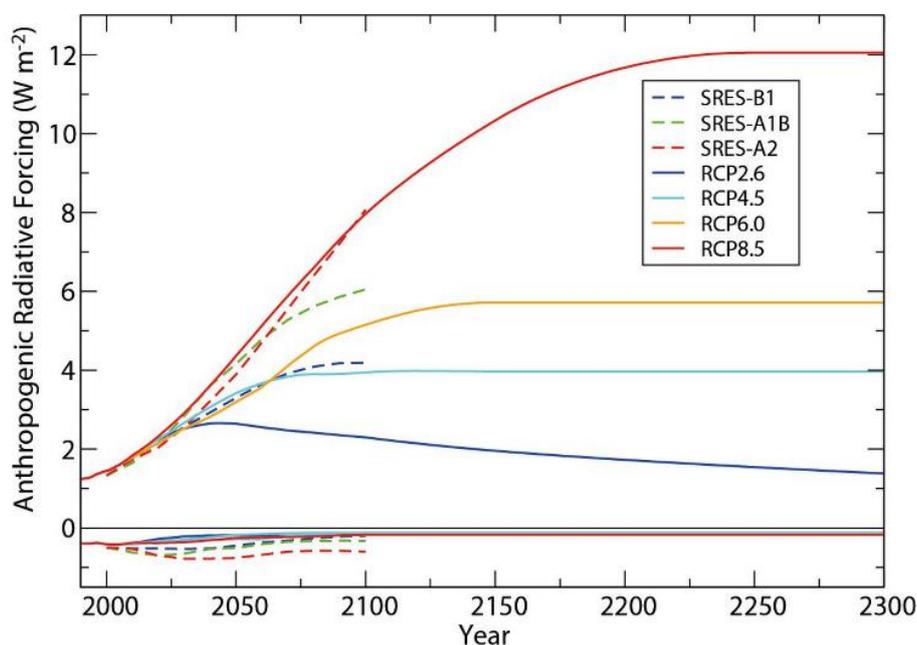


Figure I-7. Comparaison des niveaux de forçage radiatifs sur la période 2000-2300 suivant différents scénarios d'émission du GIEC. Les scénarios proposés dans le rapport spécial (IPCC, 2000) sont représentés en traits pointillés et comparés aux nouveaux RCP. La figure est tirée de IPCC (2014).

Il s'agit des scénarios RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 et RCP8.5, désignés suivant le niveau de forçage radiatif atteint en 2100, soit respectivement 2,6 W/m² (490 ppm CO₂), 4,5 W/m² (650 ppm CO₂), 6 W/m² (850 ppm CO₂) et 8,5 W/m² (1370 ppm CO₂). Ces différents niveaux de forçage sont supposés induire des hausses de température, allant en moyenne de 1°C (RCP2.6) à 2°C (RCP8.5) sur la période 2046-2065, et de 1°C (RCP2.6) à 3,7°C (RCP8.5) sur la période 2081-2100, par rapport à la période de référence (*baseline*) 1986-2005 (IPCC, 2014a).

I-2.2.2. Modèles climatiques

Un modèle climatique se définit comme étant « *une modélisation mathématique du climat dans une zone géographique donnée, construite sous la forme d'un système d'équations différentielles basées sur des lois de la physique, du mouvement des fluides* » (Beniston, 2009; Flato et al., 2014).

Le modèle climatique peut couvrir l'ensemble du globe : on parlera, dans ce cas, de '*modèle climatique global (GCM)*', pour lequel les sorties seront typiquement fournies sur un maillage relativement grossier, de l'ordre de 100 à 400 km, voire même 1000 km (Paeth et al., 2011) définissant la résolution spatiale du modèle. Une telle résolution induit alors une représentation peu précise du relief, de l'orographie, de l'occupation des sols pour des études d'impact locales. D'où le besoin de résolutions beaucoup plus fines, de l'ordre de 10 à 50 km (Feser et al., 2011). Pour de tels besoins, les '*modèles climatiques régionaux (RCM)*' sont développés conformément au principe de *descente d'échelle dynamique* (Maraun, 2016), illustré en **Figure I-8**.

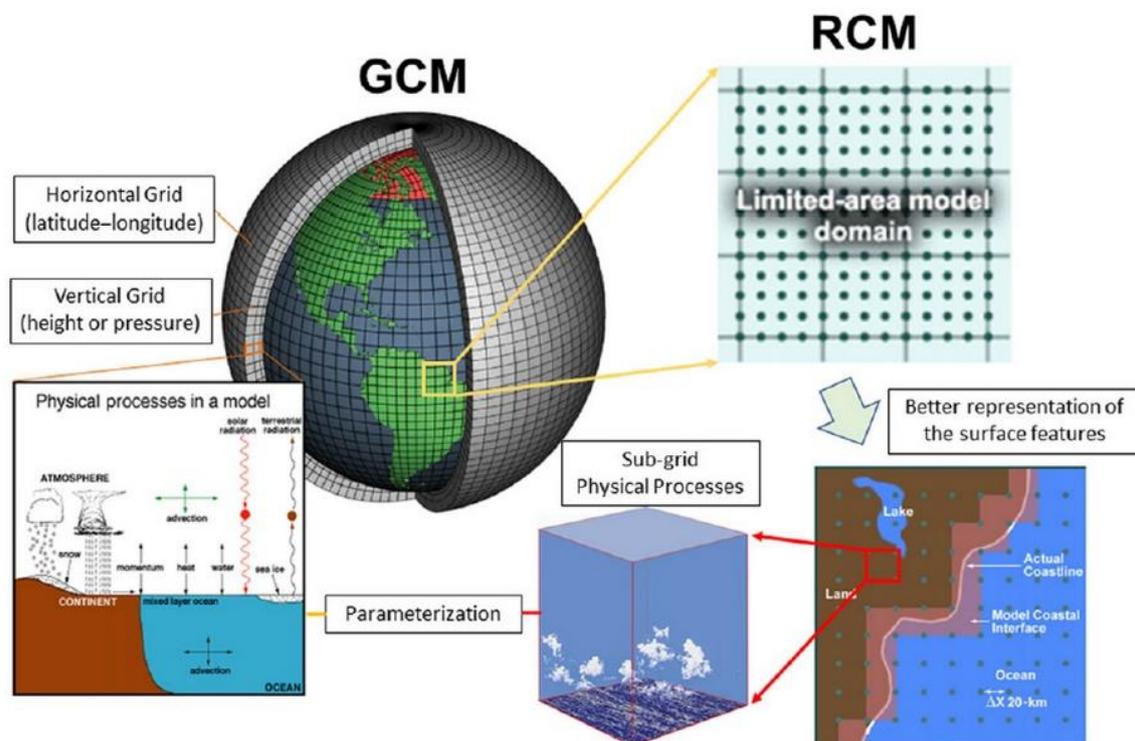


Figure I-8. Illustration d'un modèle climatique global (GCM) et régional (RCM) et des processus physiques impliqués. La figure est tirée de Ambrizzi et al. (2019).

Suivant ce principe, le modèle climatique global fournit l'évolution de l'état de l'atmosphère à grande échelle (vent, température, pression, humidité) aux limites de la zone considérée, tandis

que le modèle climatique régional utilise cette information (conditions aux limites) pour simuler les phénomènes à plus fine échelle correspondant à l'état spécifique de l'atmosphère dans le contexte. L'opération de *descente d'échelle dynamique* conduisant à la production des RCM nécessite une grande puissance de calcul et n'est pas forcément transférable d'une région à l'autre (Nikulin et al., 2012); cependant, elle permet de produire des sorties RCM compatibles avec le GCM ayant fourni les conditions aux limites et avec une meilleure représentation de l'orographie de la précipitation régionale (Ibrahim, 2012; Ibrahim et al., 2014) et des événements extrêmes (Ambrizzi et al., 2019).

Au nombre des sorties climatiques utilisées dans l'évaluation des impacts du climat, figurent les sorties du *Projet d'Intercomparaison des Modèles Couplés (Coupled Model Intercomparison Project, CMIP)*. Piloté par le Programme Mondial de Recherche sur le Climat (PMRC ou *World Climate Research Programme, WCRP*), ce projet vise à réaliser des simulations climatiques de façon coordonnées entre différents groupes de recherche, pour une meilleure estimation et compréhension des différences entre les modèles climatiques, mais aussi l'estimation des incertitudes dues à l'imperfection des modèles. Les résultats de ces travaux sont pris en compte par le GIEC. Dans sa phase 5, la plus récente qui ait été achevée, et qui a donné lieu à un package de 50 modèles climatiques, *CMIP5* (Taylor et al., 2012), des jeux de simulations de modèles climatiques globaux sur la période historique (1950-2005) et des prévisions climatiques (2006-2100) sont disponibles, sous 4 scénarios d'émission allant du RCP2.6 au RCP8.5, à des résolutions spatiales variées allant de 0,94° à 2,8°, soit environ 100 km à 300 km (Taylor et al., 2012). La phase 6, qui donnera lieu au package *CMIP6* est en cours de préparation, et devrait repousser la fin de la période historique à l'année 2014 (Eyring et al., 2015). Il convient de noter que, dans le cadre de l'Initiative régionale d'*Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine 2050 (AMMA-2050)* qui a été exécutée entre 2015 et 2019, les GCM du projet *CMIP5* ont subi une correction de biais sur des données d'observations pour l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest et une désagrégation spatiale conséquente de la résolution spatiale de 0,5°, soit 50 km (Famien et al., 2018).

L'expérience *CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment)* a été initiée en 2009 dans le but de fournir un cadre pour l'évaluation et la comparaison des performances de la réduction d'échelle et ainsi définir des projections climatiques à utiliser dans les études d'impact et d'adaptation (Giorgi et al., 2009; Nikulin et al., 2012). Les expériences de *CORDEX* sur le changement climatique sont pilotées par les sorties du *CMIP5* et fournies à des résolutions

de 50 km ; elles sont produites sur 14 régions ou domaines de réduction d'échelle, présentés en **Figure I-9**.

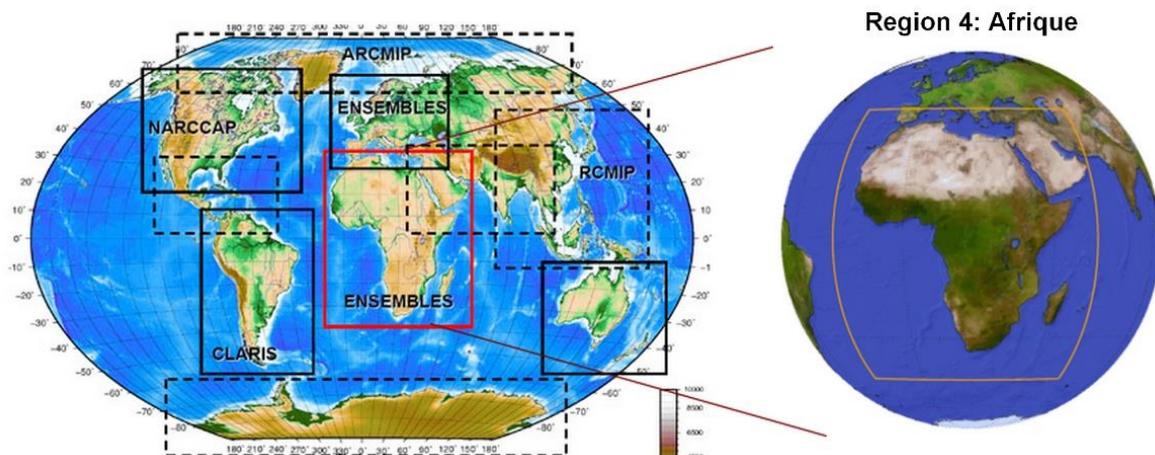


Figure I-9. Domaines de réduction d'échelle de l'expérience CORDEX.

Les RCM du package *CORDEX-Africa* (région 4 du domaine *CORDEX*), qui couvrent l'Afrique, ont été utilisées dans de nombreuses études d'impact et ont affiché des performances satisfaisantes à reproduire le climat et les régimes de précipitations de la zone ouest-africaine du Sahel (Akinsanola et al., 2015; Klutse et al., 2016; Akinsanola et al., 2018).

I-2.2.3. Projections de précipitation pour le Sahel Ouest Africain

L'évolution future des précipitations sur la zone Afrique de l'Ouest est incertaine (Dosio et al., 2019, 2020). Niang et al. (2014) ont pu établir que, du fait de la grande variabilité de la pluie sur le siècle dernier, la moyenne des prévisions fournies par un ensemble de modèles ne prédisait pas de changement notable jusqu'en 2100 sur la zone de l'Afrique de l'Ouest. D'autres travaux ont pu souligner la grande variabilité dans les projections de la pluie entre différents modèles climatiques globaux en matière d'amplitude et de signes du changement, en raison de l'inaptitude de ces modèles à représenter le schéma convectif des pluies de la région (Roehrig et al., 2013; Klutse et al., 2016).

La majorité des modèles climatiques indique une tendance à l'assèchement sur la partie du Sahel Ouest Africain, même si cette tendance reste affectée d'une forte incertitude (Chadwick et al., 2016). En outre, sur la même région, les modèles semblent s'accorder sur une intensification et un démarrage plus tardif de la saison pluvieuse (Ibrahim et al., 2014; Rauch et al., 2019; Todzo et al., 2020). Rowell et al. (2016) rapportent qu'en référence à la période 1986-2005, les projections de changement de précipitations pour (la période) Juillet-Août-

Septembre (JAS) varient entre -40% et +20% sur le Sahel Ouest et entre -20% et +40% sur le Sahel Central et Est. Néanmoins, dans leur évaluation de la mousson ouest-africaine basée sur des simulations *CMIP5*, Roehrig et al. (2013) rapportent qu'environ 80% des modèles s'accordent sur un assèchement d'environ 20% dans la partie Ouest du Sahel. Todzo et al. (2020) prévoient par contre que la pluie moyenne journalière sera en hausse (+0,03 mm/j par décade) sur la côte de Guinée, mais en baisse (0.005 mm/j par décade) sur le Sahel Ouest et Central pour la fin du 21^{ème} siècle.

Il est à rappeler qu'il a été mis en évidence que les modèles climatiques globaux sous-estiment les fluctuations décennales à pluriannuelles dans la précipitation (Sidibe et al., 2019), ce qui suggère que les projections climatiques futures pourraient donner un aperçu limité des risques hydrométéorologiques futurs comme les sécheresses et les inondations.

I-2.2.4. Projections sur les températures et l'évapotranspiration potentielle

En Afrique de l'Ouest, les températures moyennes ont déjà augmenté d'environ 1°C depuis les années 1950. Le changement est cependant plus accentué dans la région sahélienne et varie de 1,5°C à 2°C (Sylla et al., 2016b). Cette tendance au réchauffement est persistante dans les simulations du *CMIP3* et du *CMIP5*, avec une projection robuste d'augmentation d'environ 4°C en moyenne dans le scénario pessimiste RCP8.5 sur le Sahel (Roehrig et al., 2013).

Les répercussions de l'évolution des températures sur l'évapotranspiration potentielle dans la zone sahélienne ont été peu évaluées (Sylla et al., 2016a; Monerie et al., 2017). Une analyse menée sur 5 modèles du *CMIP5* sur la zone du Sahel prévoit une hausse de la moyenne de l'évapotranspiration journalière de l'ordre +0,9 à +1,09 mm.jr⁻¹ entre les périodes 2060-2100 et 1980-2020, indiquant ainsi une tendance au réchauffement (Siebert, 2016). D'autres travaux, plus récents, concluent également à la hausse de l'évapotranspiration potentielle, dans une proportion toujours plus grande que le changement intervenant dans les précipitations (Diedhiou et al., 2018; Sylla et al., 2018).

I-2.2.5. Répercussion sur les régimes hydrologiques

Si à ce jour, de nombreux travaux ont exploré les répercussions des projections du climat sur l'hydrologie dans le cadre du Sahel Ouest-Africain, relativement peu d'entre elles se sont intéressées à la reproduction du paradoxe hydrologique sahélien dont la cause, le semble-t-il, ne peut être le seul fait du climat, mais aussi celui de la dynamique des états de surface (Wendling et al., 2019).

Bodian et al. (2018), en comparant la période de référence 1971-2000 et l'horizon futur proche 2050, font état d'une baisse des écoulements moyens annuels de l'ordre de 8% à 16% respectivement sur les bassins des Fleuves Sénégal et Gambie en scénario RCP4.5. Pour le scénario RCP8.5, les baisses attendues sont plus prononcées, de l'ordre de 16% (bassin du Fleuve Sénégal) et de 26% (bassin du Fleuve Gambie). Sur la plupart des bassins en Afrique de l'Ouest, entre la période de référence 1998-2014 et les horizons futurs 2026-2045 et 2046-2065, Stanzel et al. (2018) projettent grâce aux modèles du CORDEX une réduction significative des écoulements moyens de l'ordre de 5% à 10% pour le Sénégal, la Gambie et la Guinée-Bissau.

Sur un ensemble de simulations conduites à l'aide de modèles régionaux de *CORDEX-Africa* et des modèles globaux du *CMIP5*, Sylla et al. (2018) projettent une baisse des régimes hydrologiques sur l'ensemble du Sahel Ouest et Est en comparaison de la période de référence 1976-2005. Cette baisse est susceptible d'induire un déficit hydrique de l'ordre 10 à 20% puis de 15 à 40% pendant la saison de la mousson pour le début et la fin du 21^e siècle, respectivement pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Aussi, s'attend-t-on à ce que les bassins sahéliens connaissent probablement des tendances au déficit en eau dans un futur proche ou moyen, en raison de l'augmentation de l'évapotranspiration potentielle et de la baisse de la précipitation (Stanzel et al., 2018; Sylla et al., 2018). Ces prévisions pourraient occasionner des conséquences dommageables pour les ressources naturelles, les écosystèmes et les activités humaines, telles que l'agriculture irriguée, l'élevage et la production d'énergie hydroélectrique.

I-2.3. Etats de surface, occupation du sol et modélisation hydrologique

I-2.3.1. Etat de surface

Plusieurs travaux ont permis de souligner le rôle déterminant des états de surface dans la genèse et la formation du ruissellement dans le contexte des zones sahéliennes (Casenave and Valentin, 1989, 1992). Ces travaux ont, par la suite, introduit le concept de « *surface élémentaire* », défini comme étant « *un agencement spatial formé par un état homogène de couverture végétale, de type de sol, d'organisation pédologique superficielle, qui le conduit à avoir une réponse différenciée en matière de production de ruissellement* » (Casenave and Valentin, 1992).

Dans le cas des hydrosystèmes sahéliens, pour la représentation du ruissellement, la notion de surface élémentaire doit être définie de manière à : (1) être caractérisable à l'échelle de l'unité du paysage, en ce sens qu'elle devrait présenter un caractère de variabilité spatiale à un instant

donné (afin de capturer la diversité du paysage) ; (2) présenter une évolution qu'il est possible de suivre dans le temps (Diello, 2007). De plus, cette notion devrait pouvoir idéalement s'intégrer dans un modèle hydrologique (Lamachère and Puech, 1995). Ces conditions posent le problème de choix de l'échelle d'espace à prendre en considération pour définir la surface élémentaire, car elle doit être non seulement représentative du ruissellement, mais posséder sa signature propre et caractéristique.

Mahé et al. (2005), Diello et al. (2006) et Diello (2007) s'appuient sur les processus naturels et anthropiques qui affectent la dynamique du milieu sahélien et identifient ainsi des modalités de transformation de l'espace. Ces processus sont la dégradation des sols (qui dessèche le couvert végétal et favorise l'encroûtement), la mise en culture (conversion de la végétation en surface cultivée), la mise en jachère et la restauration des sols (régénération des sols). Il apparaît que, sous le concours de ces processus, l'état de couverture du sol se résume à trois modalités : un *sol nu et/ou dégradé*, caractérisé par une forte aptitude au ruissellement et une capacité d'infiltration faible ; un *sol cultivé* et un *sol en végétation naturelle*. Cette approche offre une perspective intéressante en ce sens que ces trois états de surface, tels qu'ils viennent d'être définis, possèdent des signatures propres en matière d'aptitude au ruissellement (Casenave and Valentin, 1989; Karambiri et al., 2003; Mounirou et al., 2012, 2020). L'on peut tenir pour acquis que ces états de surface restent caractérisables à différentes échelles d'observations, que ce soit la cartographie au sol, les photographies aériennes ou la télédétection (Lamachère and Puech, 1995). Ainsi, il devient possible de tenir compte de la variabilité spatiale des états de surface. De plus, ces modalités d'états de surface peuvent être formalisés car elles sont typiques du cadre rural sahélien (Diello et al., 2006; Diello, 2007; Paturel et al., 2017).

I-2.3.2. Dynamique environnementale en modélisation hydrologique en contexte Sahélien

Intégrer la dynamique environnementale dans une modélisation hydrologique pose deux questions majeures : celle de disposer d'une chronique d'évolution des cartes d'états de surface, à une résolution spatiale et une précision acceptable, d'une part ; puis celle de développer une approche méthodologique pour intégrer cette série temporelle dans modèle hydrologique.

Diello et al. (2006) et Diello (2007) soutiennent que la variabilité spatiale et temporelle des changements d'occupation du sol est un élément fondamental à intégrer dans la modélisation de la ressource en eau afin de reproduire les relations entre les précipitations et les écoulements de façon plus précise dans le cas des hydrosystèmes sahéliens. Il s'agit là d'un impératif pour ce contexte où les états de surface ont évolué considérablement sous l'effet combiné des effets

climatiques et des activités humaines (Ruelland et al., 2008, 2010; Gal et al., 2017; Paturel et al., 2017; Yira et al., 2017).

Prenant en considération cette relation étroite entre l'occupation du sol et l'hydrologie dans le cadre du Sahel, une approche basée sur le concept de rétention en eau des sols a été développée et implémentée avec le modèle du GR2M (*Génie Rural à 2 paramètres*, Mouelhi et al., 2006) sur le bassin du Nakanbé (Mahé et al., 2005; Diello et al., 2006; Diello, 2007; Paturel et al., 2017). Dans cette approche, l'accent est mis sur la conceptualisation hydrologique du sol en tant que réservoir, dont la capacité de rétention en eau (ou *Water Holding Capacity, WHC*) est fonction de l'état de surface. L'actualisation de cette WHC en fonction de la dynamique environnementale du milieu a ainsi permis d'améliorer de façon significative la simulation des écoulements (Diello, 2007; Paturel et al., 2017).

Sur le bassin d'Agoufou, au Niger, afin de mieux comprendre les facteurs explicatifs du paradoxe sahélien, Gal et al. (2017) ont mis en œuvre le modèle KINEROS-2 (*Kinematic and Runoff Erosion model*, Smith et al., 1995). Ils utilisent une approche dite « *méthode delta* », qui consiste à évaluer le ruissellement sur une période passée (1960-1975, associée aux conditions de sols et de végétation de 1956) comparée à une période présente (2000-2015, utilisant les conditions de sol et de végétation de 2011). Ces auteurs mettent ainsi en évidence le fait que l'évolution des propriétés hydrauliques de surface des sols, ainsi que la perte de végétation, ont induit la hausse des écoulements. Ces résultats indexent, de façon directe, l'influence de l'évolution des états de surface sur la réponse hydrologique.

Wendling et al. (2019), à travers une modélisation à base physique du bilan hydrologique ont cherché à lier l'évolution de la végétation et celle du cycle hydrologique sur la période 1955-2015 à partir de données collectées au Mali. Ils montrent ainsi que le système modélisé oscille autour d'un état de végétation permanente avant la sécheresse de 1970-1994 ; puis, en réponse à la variabilité des précipitations accrue lors de la période de sécheresse, il évolue et se stabilise vers un état dégradé, correspondant à une faible végétation et un fort ruissellement, malgré la reprise des précipitations en fin de période. Les auteurs soulignent par-là l'intérêt de représenter les fluctuations subies par les états de surface dans la modélisation hydrologique.

I-3. Présentation du cadre d'étude : le bassin versant de Tougo

Le Sahel burkinabé, dans lequel se situe le site retenu dans le cadre de la présente thèse, se situe au Nord du Burkina Faso. Sa localisation est présentée en **Figure I-10**.

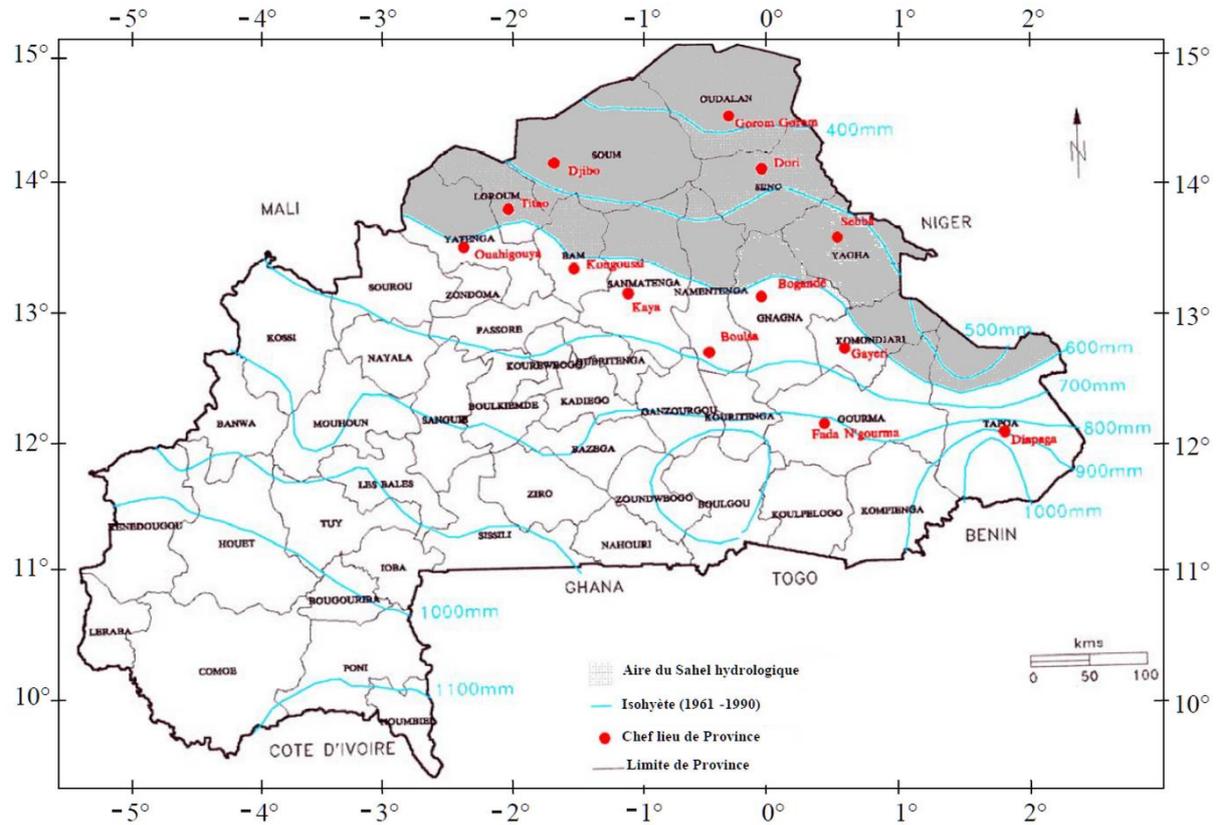


Figure I-10. Localisation du Sahel burkinabé (en fond grisé sur la carte). La figure est adaptée d'après Karambiri (2003).

Situé entre les latitudes 13°Nord-15°Nord et les longitudes 3°Ouest-2°Est, le Sahel Burkinabé s'étend sur une superficie d'environ 61 174 km² (Thiombiano et al., 2000). Selon le découpage administratif du pays, il couvre un grand nombre de provinces, à savoir : le Bam, la Gnagna, la Gourma, la Komondjari, le Loroum, le Namentenga, l'Oudalan, le Sanmatenga, le Séno, le Soum, la Tapoa, le Yagha et le Yatenga (INSD, 2008), soit 13 provinces sur les 45 que compte le pays.

Le climat du Sahel Burkinabé est identique à celui de l'ensemble de la zone sahélienne, en ce sens qu'il est caractérisé par une pluviométrie moyenne annuelle allant de 300 à 600 mm sur un gradient croissant Nord-Sud, et avec une forte variabilité dans le régime saisonnier et sur le cumul interannuel de la pluie (Ouedraogo, 2001; Ibrahim, 2012). Cette situation d'instabilité climatique se répercute sur les populations locales et constitue un obstacle majeur au

développement du secteur de la production agricole et des autres activités socio-économiques (Nyamekye et al., 2018; Zouré et al., 2019).

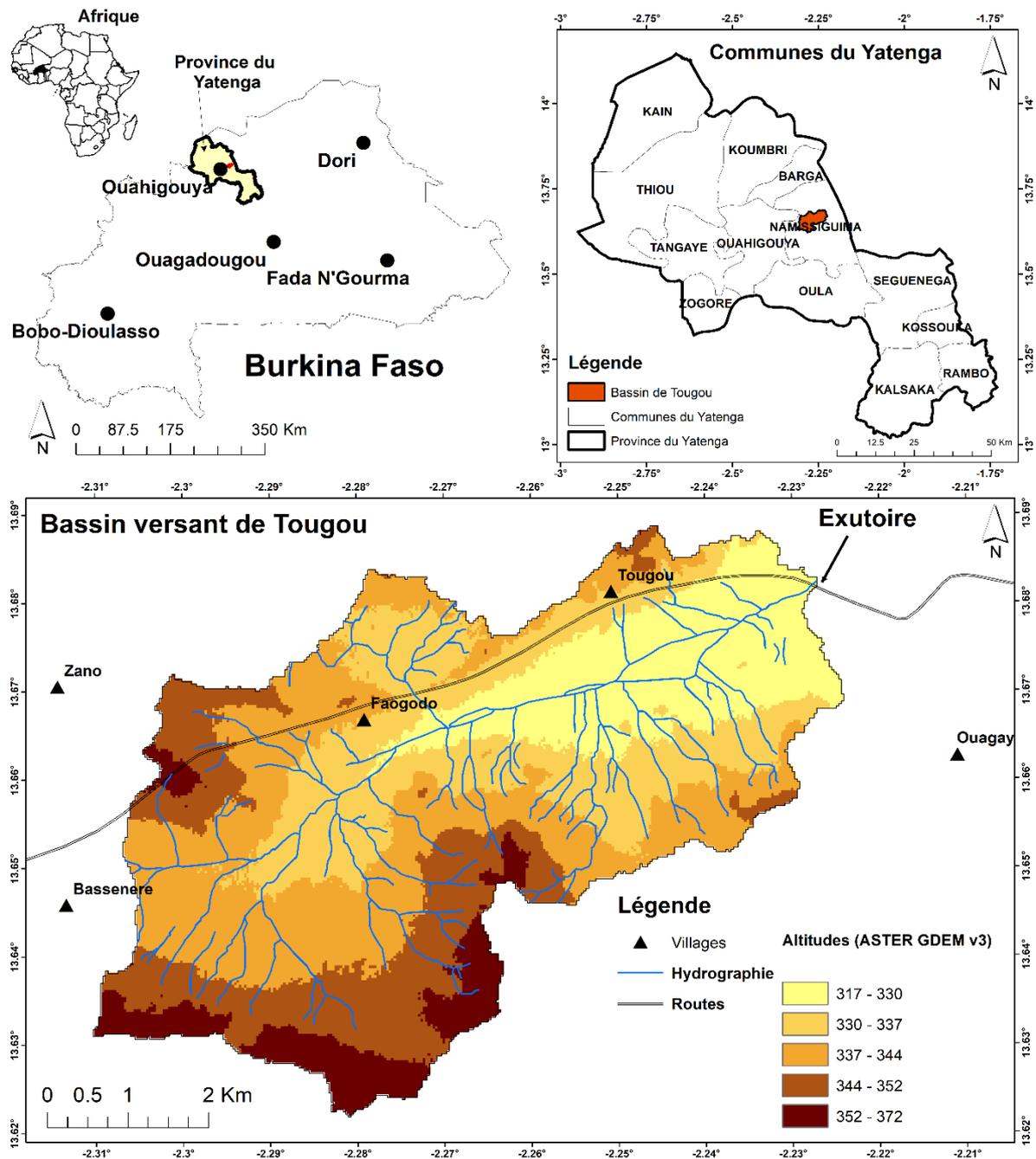
La zone Nord du Burkina Faso, à l'image de la bande sahélienne dans son ensemble, a été touchée par la succession de sécheresses de la période 1970-1990. Cette situation a entraîné une forte dégradation des sols, par perte progressive ou par disparition de la couverture végétale, entraînant l'encroûtement de la surface du sol. Les surfaces cultivées ont été étendues par défrichement dans la végétation naturelle dans un premier temps, puis par récupération des sols dégradés. Les cycles de jachère ont été réduits et ont même disparu, tandis que le rythme de culture a été intensifié pour répondre aux besoins croissants des populations (Sawadogo et al., 2008; Sawadogo, 2011).

Dans le cadre de ces travaux, le bassin versant de Tougou a été retenu comme zone d'étude. Dans les lignes qui suivront, nous présenterons le cadre climatique, physique et humain de l'unité de paysage de Tougou, ainsi que l'instrumentation effectuée sur ce site et qui a permis de collecter les données de base sur la période 2004-2018.

I-3.1. Présentation du cadre physique du bassin versant de Tougou

I-3.1.1. Localisation du bassin versant

Le bassin versant de Tougou est localisé dans la région du Nord du Burkina Faso, dans la commune de Namissiguima, située dans la province du Yatenga, comme le présente la **Carte I-1**. C'est une unité de paysage de 37 km² de superficie, figurant dans le quadrant de coordonnées allant de 13,69° à 13,62°Nord (en latitude) et 2,31° à 2,21°Ouest (en longitude). L'exutoire du bassin de Tougou, aux coordonnées 13,68°Nord et 2,21°Ouest, se situe au croisement de la Route Nationale (RN) N°23 (sur l'axe Ouahigouya - Titao) et du cours d'eau *Bilanpoanga*, qui draine le bassin.



Carte I-1. Localisation du bassin versant de Tougo. Le fond en dégradé de couleur indique les altitudes du relief sur le bassin, obtenues via le modèle numérique de terrain ASTER GDEM v3, résolution de 30 m (Spacesystems, 2019). Le village de Basnéré apparaît en dehors des limites géographiques du bassin, mais est considéré comme rattaché à ce bassin dans la gestion traditionnelle et administrative (Marchal, 1983; Mounirou, 2012; Zouré et al., 2019).

Le bassin versant est situé à environ 22 km de la localité de Ouahigouya, chef-lieu de la province du Yatenga. Sur le bassin versant de Tougo, on retrouve trois villages, qui sont *Basnéré* (ou *Basneeré*), *Faogodo* et *Tougo* (village éponyme) qui donne son nom au bassin versant.

I-3.1.2. Climat

Le cadre climatique de la région dans laquelle se situe le bassin versant de Tougou est ici présenté à partir des données météorologiques à la station de Ouahigouya sur la période 1961-2017, fournies par l'Agence Nationale de la Météorologie du Burkina Faso (ANAM). Le bassin versant de Tougou est situé en zone sahélienne et hérite des caractéristiques de son climat, qui se définit par une saison sèche allant de Novembre à Mai, suivie d'une saison humide de Juin à Octobre. Les précipitations de la saison des pluies sont définies par la mousson (vent chaud et humide soufflant en direction Sud-Nord) qui s'oppose à l'*harmattan* (vent frais et sec, soufflant dans le sens Nord-Sud). Ces pluies sont en général précédées de vents forts évoluant à des vitesses qui oscillent entre 2,5 km/h en moyenne et des pointes observées de 10,8 km/h. Le régime des pluies est unimodal et atteint en moyenne 649 mm.an⁻¹ à la station synoptique de Ouahigouya, pour la période 1961-2017. La variabilité interannuelle de la précipitation est forte avec un coefficient de variation de 23,5% à Ouahigouya. La **Figure I-11** présente le profil moyen mensuel de la pluviométrie à Ouahigouya sur la période 1961-2017, avec les mois de Juillet, Août et Septembre, qui sont les plus pluvieux et qui cumulent 75% de la pluie annuelle.

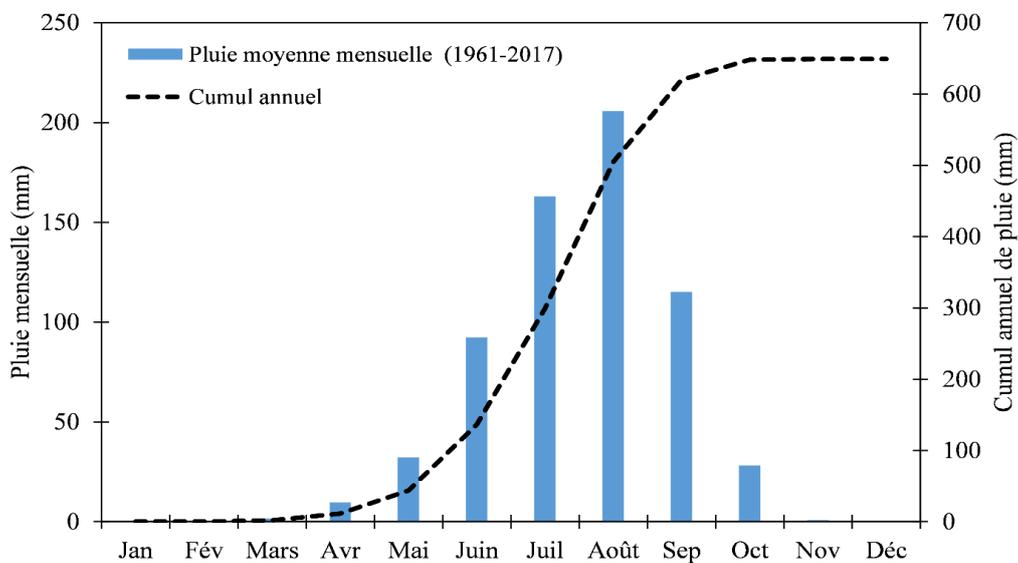


Figure I-11. Pluie moyenne mensuelle à Ouahigouya sur la période 1961-2017. Le cumul annuel est indiqué par la courbe en trait discontinu et noir. Source : Agence Nationale de la Météorologie du Burkina (ANAM).

La **Figure I-12** présente les températures et l'évapotranspiration potentielle (ETP) en moyenne mensuelle sur la période 1961-2017 à la station de Ouahigouya.

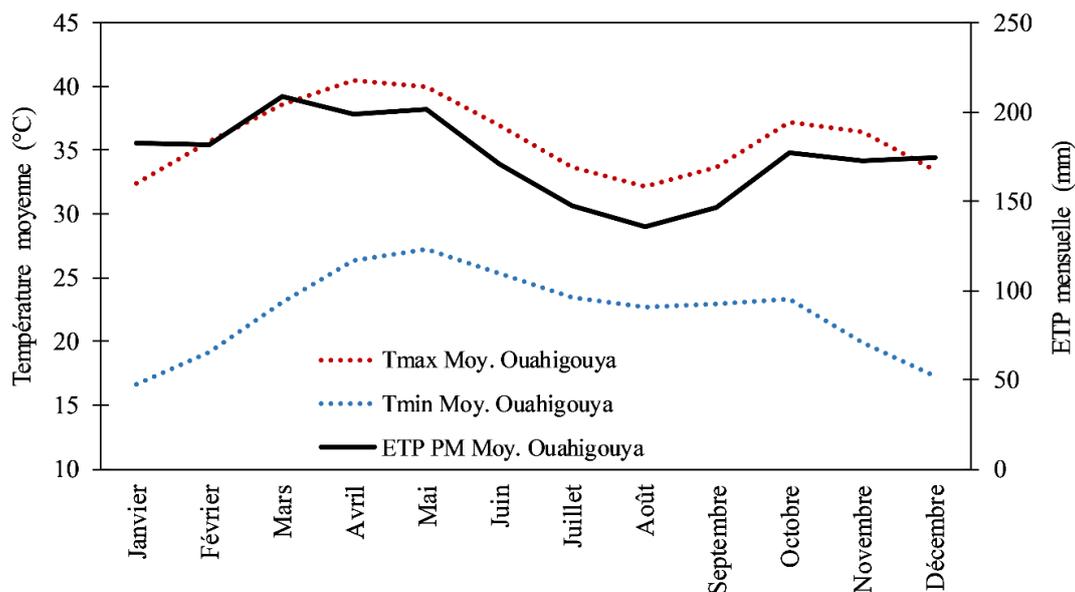


Figure I-12. Températures et évapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle à Ouahigouya (1961-2017). Les profils moyens mensuels des températures minimales et maximales sont similaires, avec une amplitude journalière moyenne de température évoluant entre 16°C (en Février) et 9°C (en Août). L'ETP est évaluée par la méthode de Penman-Monteith (Allen et al., 1998a). Source : ANAM.

Les températures oscillent entre 16,6°C (minimale moyenne) et 40,4°C (maximale moyenne), avec des amplitudes journalières pouvant atteindre 27°C. L'ETP calculée par la méthode de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) à la station synoptique de Ouahigouya, est de 2095 mm en cumul annuel, pour une moyenne de 5,75 mm.j⁻¹.

L'indice d'aridité de la zone, défini par le rapport entre le cumul annuel moyen de la pluie et de l'évapotranspiration, est de l'ordre de 0,31, ce qui permet de qualifier le climat de la zone de *semi-aride* (Budyko, 1961) ou de *semi-aride chaud (BSh)* dans la classification de Köppen (Beck et al., 2018). Le déficit hydrique annuel, de l'ordre de 1446 mm est important, ce qui impose des contraintes à la production agricole, l'agriculture étant pratiquée de façon pluviale dans la zone (Barbier et al., 2009; Doto et al., 2015; Zouré et al., 2019).

La série chronologique des valeurs de l'Indice de Précipitation Standardisé (IPS, ou *Standardized Precipitation Index, SPI*, McKee et al., 1993) à la station de Ouahigouya (période 1961-2017) permet de faire ressortir la succession des périodes climatiques. L'IPS est évalué suivant l'équation I-1:

$$IPS_i = \frac{P_i - \bar{P}}{\sigma} \quad (I-1)$$

où P_i est la pluie annuelle pour une année considérée i , \bar{P} est la pluie moyenne annuelle sur la période 1961-2017 et σ l'écart-type de la série des pluies annuelles de la période 1961-2017. Ces valeurs brutes d'IPS sont présentées sur la **Figure I-13a**. Afin de mieux dégager les périodes excédentaires et déficitaires, les valeurs brutes d'IPS ont été lissées au filtre de Hanning (d'ordre 2 passe bas, non récursif) suivant l'équation I-2 (Alamou et al., 2016) :

$$\left\{ \begin{array}{l} IPS_{(1)} = 0,54IPS_{(1)} + 0,46IPS_{(2)} \\ IPS_{(2)} = 0,25IPS_{(1)} + 0,50IPS_{(2)} + 0,25IPS_{(3)} \\ IPS_i = 0,06IPS_{(i-2)} + 0,25IPS_{(i-1)} + 0,38IPS_{(i)} + 0,25IPS_{(i+1)} + 0,06IPS_{(i+2)} \quad (I-2) \\ IPS_{(n-1)} = 0,25IPS_{(n-2)} + 0,50IPS_{(n-1)} + 0,25IPS_{(n)} \\ IPS_{(n)} = 0,46IPS_{(n-1)} + 0,54IPS_{(n)} \end{array} \right.$$

où les indices (1), (2), $(n - 2)$, $(n - 1)$ et (n) représentent respectivement les années 1961, 1962, 2015, 2016 et 2017, tandis que l'indice i représente les années entre 1963 et 2014.

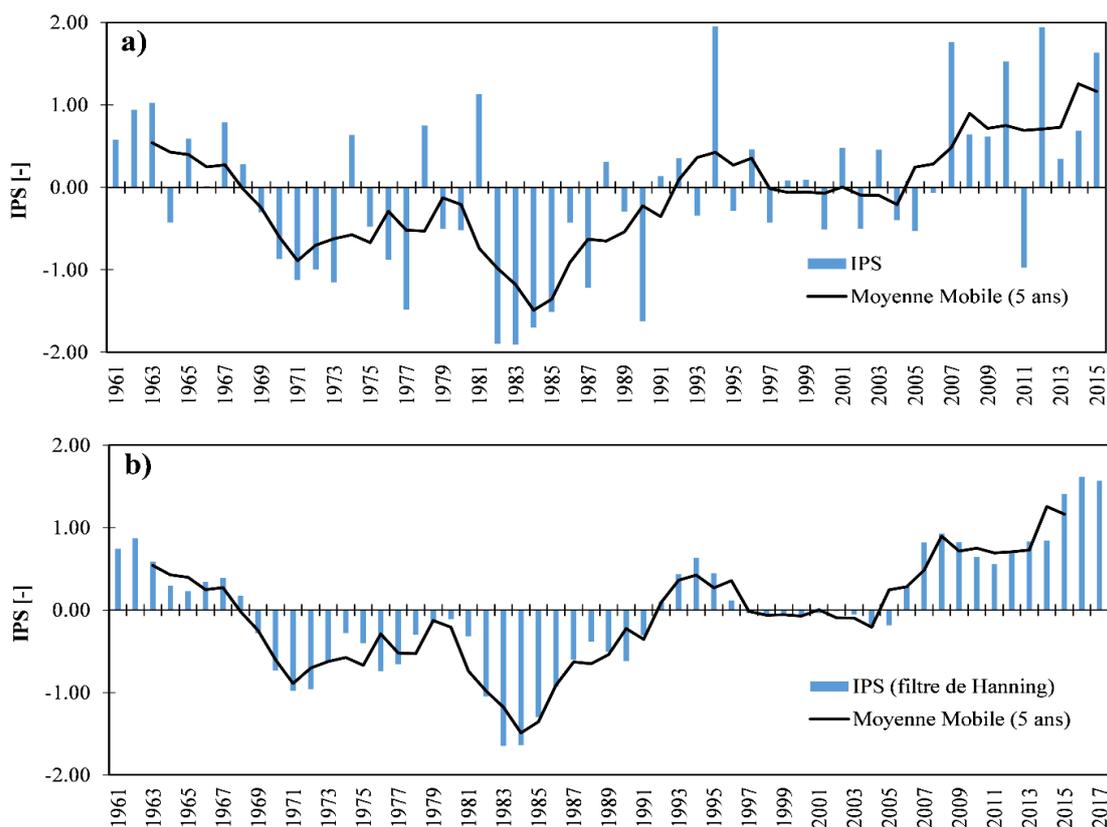


Figure I-13. Indice de Précipitation Standardisé (IPS) à Ouahigouya (1961-2017). (a) Valeurs brutes. (b) Valeurs lissées au filtre de Hanning. La moyenne mobile (5 ans) est affichée en trait continu noir. Source : ANAM.

La **Figure I-13b** permet de dégager plus clairement que, jusqu'en 1968, la pluviométrie a été excédentaire, pour ensuite devenir déficitaire de 1969 à 1991. De 1992 à 2015, une reprise de la pluie semble s'installer, marquant le début d'une période moyenne à excédentaire.

I-3.1.3. Géologie et géomorphologie

Sur l'ensemble de la province du Yatenga, le substratum géologique est peu varié et repose sur le *Continental Terminal*. Il est essentiellement constitué de roches volcano-sédimentaires (laves, sédiments associés, méta-volcanites neutres à basiques), de méta-sédiments argileux ou sablo-argileux et des affleurements de roches plutoniques. Ces couches présentent des traces d'une tectonique souple, marquées par un pendage souvent supérieur à 45°, visible sur les affleurements rocheux dans le bassin versant de Tougou et fréquents sur les sommets de versant.

I-3.1.4. Relief et pentes

Le bassin versant de Tougou présente un relief peu accidenté, constitué essentiellement de collines birrimiennes, de plateaux, plaines et de fonds de cuvette qui viennent atténuer sa monotonie. La **Figure I-14** présente la distribution des altitudes sur le bassin, qui évoluent entre 318 m et 368 m, avec une altitude moyenne estimée à 338 m ($\pm 8,4$ m).

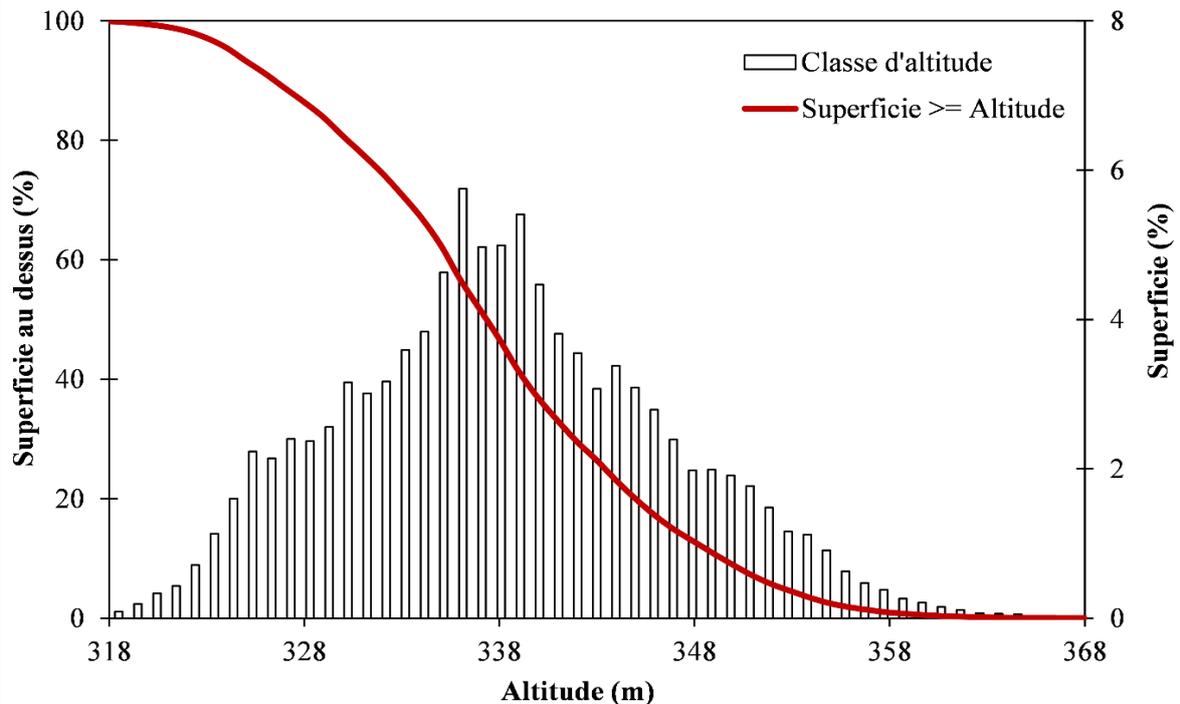
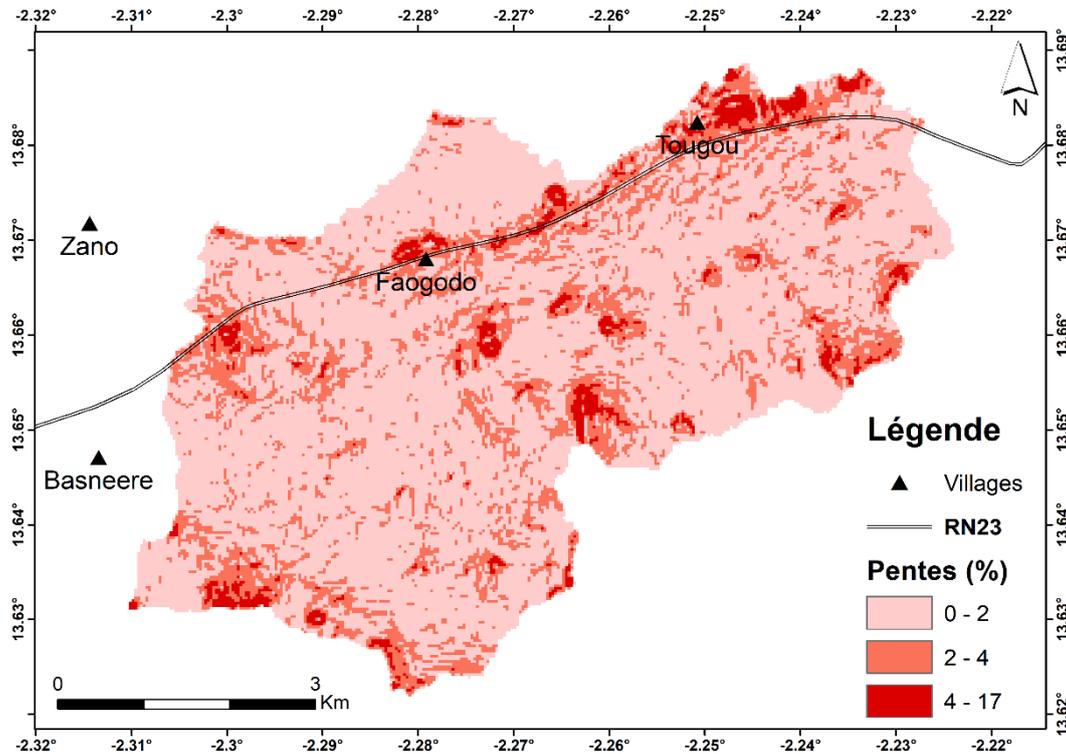


Figure I-14. Distribution du relief sur le bassin versant de Tougou. La courbe en rouge (échelle en ordonnée à gauche) présente les superficies cumulées au-dessus d'une certaine altitude. Les histogrammes (échelle en ordonnée à droite) présentent la distribution du relief suivant les valeurs d'altitude. Source : Modèle Numérique de Terrain (MNT) ASTER GDEM v3 (Spacesystems, 2019).

Les données de relief ont été obtenues à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Global Digital Elevation Model*, accessible à https://gdemdl.aster.jspacesystems.or.jp/index_en.html, feuille N13W003, résolution 30 m). La **Carte I-2** présente les pentes du terrain naturel sur le bassin versant de Tougou.



Carte I-2. Pentes du terrain naturel sur le bassin versant de Tougou. La valeur moyenne de la pente est de 1,66% sur le bassin, avec des valeurs maximales observées de 17% par endroits. Le relief est monotone sur la majorité du bassin (classe 0-2% de pente). Source : MNT ASTER GDEM v3, résolution 30m (Spacesystems, 2019).

Les pentes évoluent entre 0 et 17%, avec une valeur moyenne de 1,66% ($\pm 1,19\%$). Sur le bassin, les reliefs élevés sont constitués essentiellement des buttes (dont les sommets et les versants pavés de blocs de cuirasse issus du démantèlement de dalles cuirassées), des collines, présentant des versants moins entaillés que les buttes. Les reliefs en creux sont, quant à eux, constitués par les vallées qui accusent des formes plus ou moins variées sur l'étendue du bassin. La faible profondeur des vallées, le plus souvent liée aux conditions édaphiques résistantes à l'érosion verticale, contraint le cours d'eau principal à s'écouler tantôt à fleur de sol, tantôt en chenaux anastomosés (Koussoubé, 2007; Mounirou, 2012).

I-3.1.5. Réseau hydrographique

Le bassin versant de Tougou est marqué par un réseau hydrographique de type dendritique, peu dense et caractérisé par des cours d'eau temporaires, présenté en **Figure I-15**.

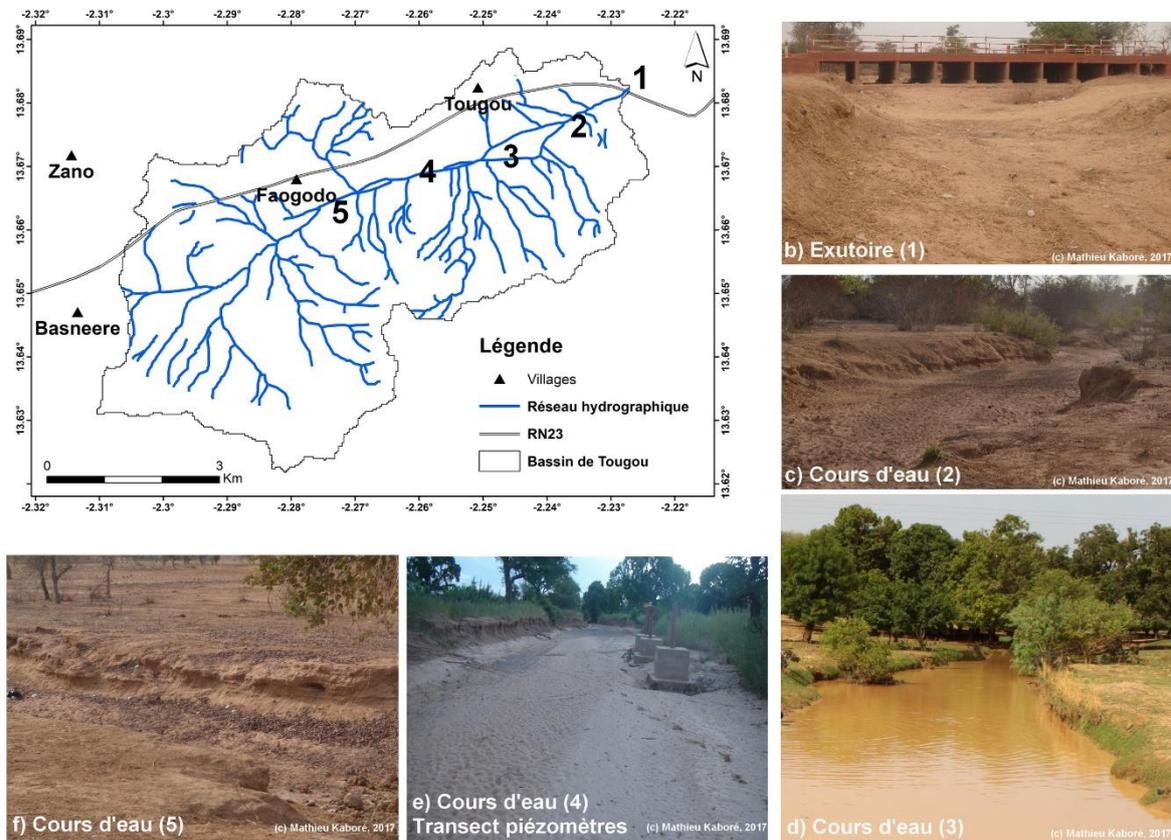


Figure I-15. Réseau hydrographique du bassin versant de Tougou. (a) Représentation spatiale du réseau hydrographique. (b) Planche de prise de vue de la section de contrôle BV0 à l'exutoire du bassin. Les planches b-f montrent différentes prises de vue de terrain du cours d'eau Bilanpoanga, en 2017.

Sur les deux versants, les axes d'écoulement sont essentiellement des ruisseaux et rigoles, qui rassemblent les écoulements vers le cours d'eau principal au talweg, qui est long de 8 km, appelé *Bilanpoanga*. Le cours d'eau est de type *rivière à sable* à section naturellement calibrée, régulière d'amont en aval. Le profil en travers est encaissé, en forme de « U », avec des berges bien définies et une profondeur allant de 1 à 2 m par endroits dans sa partie amont et intermédiaire, et une largeur de 20 à 25 m en aval vers l'exutoire du bassin (Koussoubé, 2007; Mounirou, 2012).

Les eaux drainées sur le bassin versant de Tougou sont exportées en aval vers le barrage de Tougou, réalisé et mis en eau en 1962. Il s'agit d'un réservoir d'une capacité de 4,26 millions

de m³, avec une digue longue de 440 m, et d'une profondeur de 3,2 m. Cette retenue, qui reçoit les eaux à la confluence de trois bras hydrographiques, totalise une aire de drainage de 440 km², incluant le bassin versant de Tougou (Diabri, 2007). Il a été estimé que ce réservoir déverse approximativement 12% de ses eaux en année moyenne (Amitrano et al., 2014) et aurait perdu près de 60% de capacité utile en raison de l'envasement (Diabri, 2007). La **Planche I-1** présente une vue de la cuvette du barrage de Tougou.

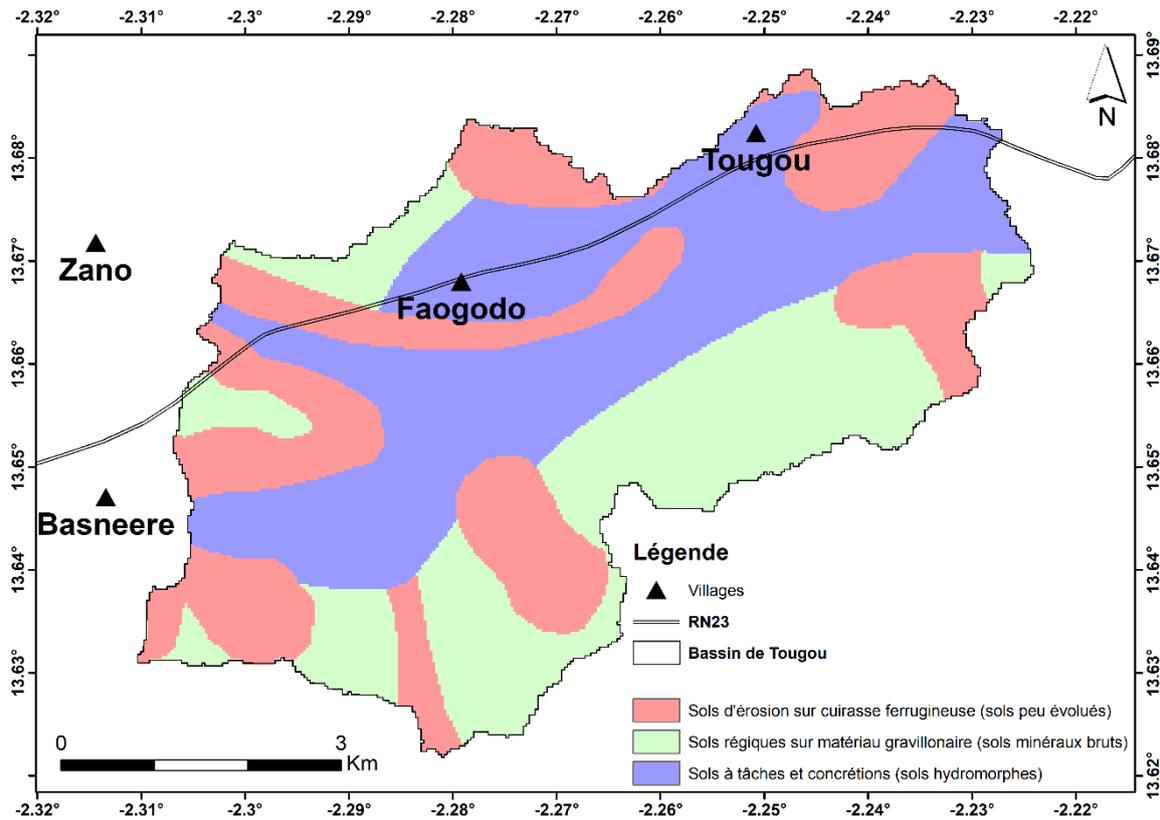


Planche I-1. Vue de la cuvette du barrage de Tougou.

I-3.1.6. Types de sols

Selon la base de données harmonisée des sols de la FAO, le bassin versant de Tougou est localisé sur un *Arénosol* (AR), de type *Régosol Eutrique* (Re) dominant, associé aux *Luvisols ferriques* (Lf) avec inclusions de *Lithosols* (I). Il s'agit donc d'un sol modérément développé et à tendance sablonneuse (FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC, 2012). Toutefois, cette source d'information est produite à une échelle globale (résolution de 1 km²) et donne un aperçu grossier des sols du contexte. Il est nécessaire de se référer à des bases locales pour une meilleure caractérisation des unités dominantes.

Selon la carte des sols du Burkina Faso produite par le Bureau National des Sols (BUNASOLS) et tirée de la BDOT 2002 (IGB, 2002), on retrouve trois grands types de sols sur le bassin versant de Tougou, présentés sur la **Carte I-3**.



Carte I-3. Répartition spatiale des types de sols sur le bassin versant de Tougou. Source : BDOT (IGB, 2002).

Le premier type est celui des *sols peu évolués*, qui recouvrent 30% de l'aire du bassin, se rencontrent généralement sur les pentes moyennes et inférieures et dans les zones de plaine. Ce sont des sols d'érosion lithique sur les pentes moyennes et de sols d'apports alluviaux sur les pentes inférieures. Ils sont souvent associés aux sols évolués du type ferrugineux tropical lessivé et induré. Ils présentent des états de surface sablo-argileux, sablo-argilo-limoneux, sableux, sablo-gravillonnaire. Le deuxième type de sol rencontré dans le bassin versant de Tougou est celui des *sols minéraux bruts* (32% de l'aire du bassin) qui sont représentés par les lithosols ; ce sont des sols superficiels, très peu épais avec un recouvrement gravillonnaire et souvent incrusté à la surface, qui occupent les sommets et les versants raides des buttes et les collines dont la dalle cuirassée est en dégradation ainsi que les hauts de pente de glacis. La troisième catégorie de sols dans le bassin versant de Tougou, majoritaire, est celle des *sols hydromorphes* (à hydromorphisme temporaire) qui recouvrent 38% de l'aire du bassin. Ils sont localisés dans les plaines alluviales, les terrasses et dans les dépressions périphériques. Ces sols se forment en association avec des sols ferrugineux peu lessivés sur du matériel de type schiste argileux. Ils sont très argileux, avec des proportions de limons élevées.

I-3.1.7. Végétation

Le bassin versant de Tougou constitue une zone de transition entre deux domaines phytogéographiques. Sur ce bassin, il existe des formations de type « *steppe arbustive à herbeuse* » et des territoires agro-forestiers, illustrés sur la **Planche I-2**.

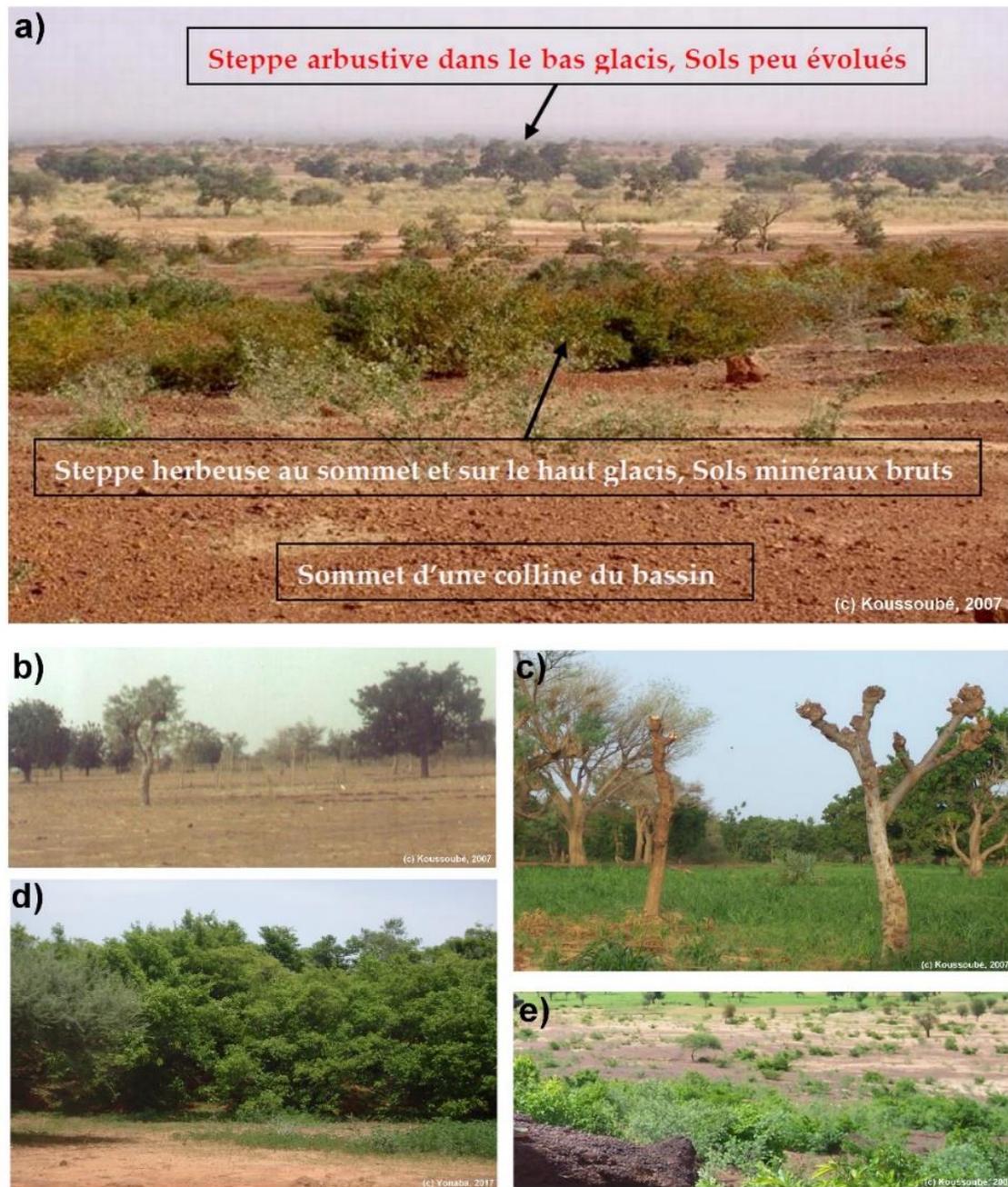


Planche I-2. Formations végétales à Tougou. (a) Aperçu du paysage montrant le développement de différentes strates de végétation du sommet de versant au bas de glacis. (b) Savane arbustive à *Sclerocarya birrea*. (c) Savane arborée (*Lannea microcarpa* et *Faidherbia albida*). (d) Vue du bois sacré de Tougou. Les panels a-c et e sont issues de prises de vue de terrain tirées de Koussoubé (2007). Le panel d est une prise de vue de terrain effectuée en Juin 2017.

Les steppes, formations végétales clairsemées et recouvrant très peu le sol, sont les plus importantes en termes de superficie occupées et se rencontrent généralement sur les versants des buttes, des collines, les bas glacis et sur les anciennes jachères. Les sommets des cuirasses dont la dalle a subi un démantèlement sont colonisés par ce type de formation en raison des lithosols qui s’y sont formés. Sur les points bas du bassin, en bas de pente de glacis, on retrouve des steppes arborées, qui perdurent en saison sèche. Les territoires agro-forestiers, qui sont des couverts végétaux plus ou moins denses, occupent en général les bas-fonds et les bordures des cours d’eau, où l’on retrouve des aires rizicoles.

I-3.1.8. États de surface

Sur la base de campagnes de terrain et de photographies aériennes, les travaux de Marchal (1983) ont permis de disposer des cartes du paysage du bassin versant de Tougou en 1952 et en 1973, présentées sur la **Figure I-16**.

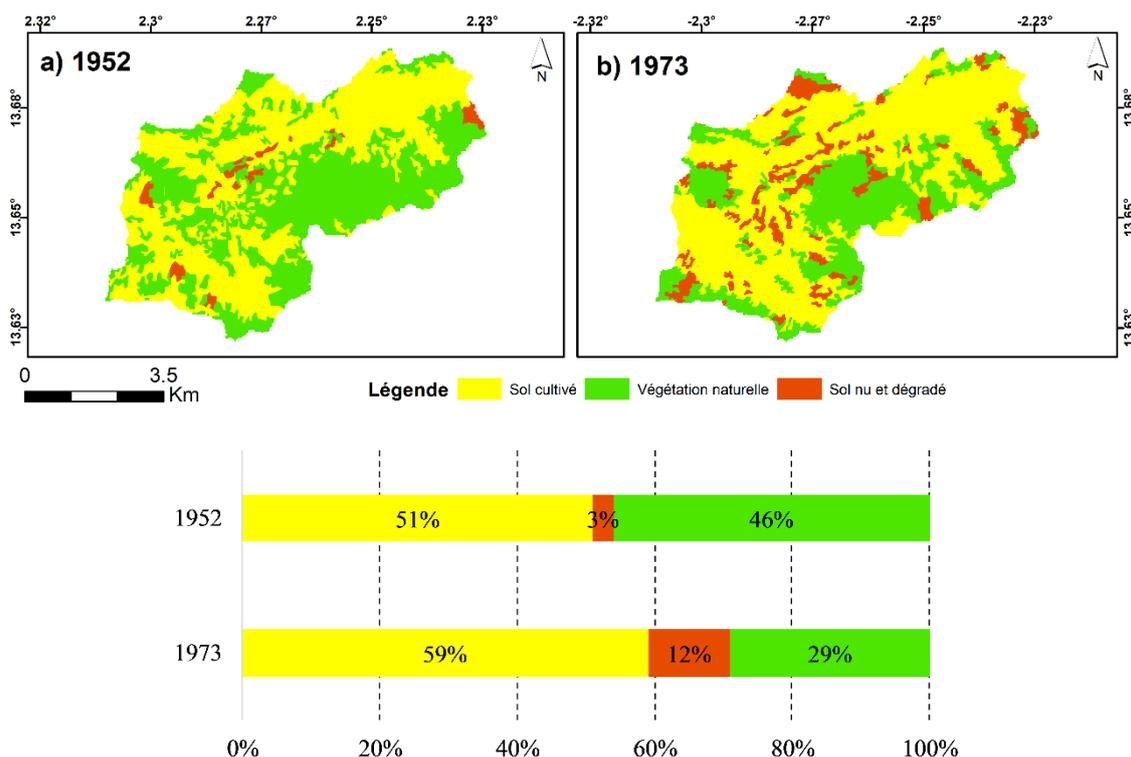


Figure I-16. Dynamique d'évolution de l'espace sur le bassin versant de Tougou entre 1952 et 1973. Les cartes ont été établies sur la base de photographies aériennes combinées à des observations de terrain. La figure est adaptée de Marchal (1983).

Les changements notables d'états de surface visibles sur cette période sont notamment la perte prononcée de la végétation naturelle, qui est passée de 46 à 29% de l'aire du bassin, tandis que les sols cultivés sont passés de 51 à 59% et les sols dégradés ont évolué de 3 à 12% de l'aire du bassin. Cela laisse supposer que, sur la période 1952-1973, l'extension des surfaces cultivées

s'est faite principalement aux dépens de la végétation naturelle ; tandis que, l'extension des sols dégradés a été favorisée par l'installation de la période de sécheresse combinée à la surexploitation des sols pour la culture au fur et à mesure que l'on évoluait vers la fin de la période.

Les travaux de Diello (2007), menés à l'échelle du Nakanbé, ont permis de produire des cartes du paysage pour le bassin du Nakanbé à Wayen (20 800 km²) et pour les années 1972, 1986, 1992 et 2002. Ces images ont été produites par l'interprétation de photographies aériennes et le traitement d'images satellitaires *Landsat*. Sur ces cartes, par extraction dans les limites du bassin versant de Tougou (37 km²), la **Figure I-17** présente une chronique d'évolution du paysage.

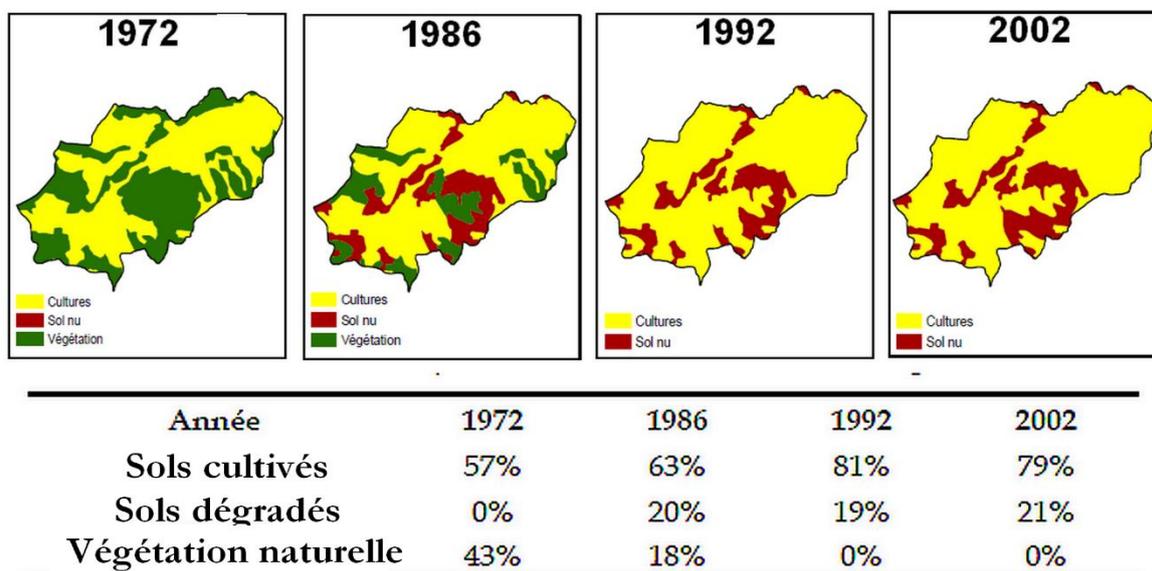


Figure I-17. Evolution des états de surface sur le bassin versant de Tougou de 1972 à 2002. Cette chronique d'images a été produite à partir de la télédétection sur des images *Landsat* (Diello, 2007). La figure est tirée de Mounirou (2012).

Ces cartes font ressortir le fort caractère anthropisé du bassin (79% de sols cultivés estimés en 2002), ainsi que l'importante évolution des sols dégradés (21% estimés en 2002) et la disparition complète de la végétation naturelle est déjà observée dès 1992.

Cependant, sur la base d'observations de terrains menés sur le bassin versant de Tougou depuis 2004, il apparaît que ces estimations pour les superficies cultivées soit surestimées ; aussi, la disparition totale de végétation naturelle semble exagéré, car des formations arborées et savaniques perdurent aux abords du lit mineur du cours d'eau *Bilanpoanga* ainsi que sur le versant Sud du bassin, où il existe toujours un bois sacré de type forêt dense (Koussoubé, 2007) et d'environ 40 ha (**Planche I-2d**). Aussi, cette chronique estime, sur le bassin versant de

Tougou, le taux des sols dégradés à 0% en 1972, tandis que les observations de terrain de Marchal (1983) l'estiment de l'ordre de 12% à la même date.

Ces disparités peuvent naturellement s'expliquer par le fait que les travaux de Diello (2007) ont porté sur une échelle d'espace bien plus grande (20 800 km²) que celle de Tougou (37 km²). Aussi, pour développer les signatures spectrales nécessaires à la reconnaissance des états de surface sur les images satellitaires, des sites témoins, sélectionnés sur l'ensemble du bassin du Nakanbé, ont été utilisés pour entraîner les algorithmes de reconnaissance. Si les cartes résultantes ont été jugées suffisamment précises à l'échelle du grand bassin du Nakanbé, les résultats ont pu être biaisés à la plus petite échelle que constitue le bassin versant de Tougou.

Il nous est donc permis de remettre en question les cartes de Tougou disponibles après 1972, ce qui impose d'actualiser la trajectoire d'évolution des états de surface sur le bassin versant de Tougou en produisant de nouvelles cartes.

On notera toutefois que, depuis les années 1990, l'adoption de pratiques culturales et de techniques de conservation des eaux et des sols (CES) a permis aux populations locales non seulement de récupérer les sols dégradés pour la reconversion en surfaces cultivées, mais aussi d'améliorer la production et les rendements (Marchal, 1983; Barbier et al., 2009; Nyamekye et al., 2018; Bazame et al., 2019; Zouré et al., 2019).

I-3.2. Populations et activités socio-économiques

I-3.2.1. Populations et organisation sociale

Le bassin versant de Tougou abrite trois villages principaux., à savoir : *Basneéré*, *Faogodo* et *Tougou*, situés respectivement à environ 18, 20 et 22 km de Ouahigouya, chef-lieu de la province du Yatenga. À ces villages, viennent s'ajouter quelques hameaux de culture qui sont considérés comme des quartiers : *Baogo Pooré*, un quartier du village de *Tougou*, et *Seningouri*, un quartier du village de *Faogodo*.

Le bassin versant de Tougou est majoritairement peuplé de *Mossi* et de *Peuhls*. La population *Mossi* se compose notamment des *Fulsé* (qui sont les premiers occupants) et des *Yarsé*. L'habitat est de type groupé et/ou en hameau, et varie peu dans le mode de construction (Marchal, 1983; Koussoubé, 2007).

À l'instar des autres localités du Burkina Faso, la population des trois principaux villages du bassin versant de Tougou est, en majorité, jeune. En effet, selon le Recensement Général de la

Population et de l'Habitat de 1996 (RGPH, INSD, 1996), le bassin comptait 2 130 habitants âgés de moins de 20 ans pour une population totale étant évaluée à 4 122 personnes. La répartition de cette population suivant le sexe révèle un ratio hommes/femmes de 0,56. Le village de *Tougou*, le plus grand, regroupe près de 70% de la population. La densité de population a été estimée à 110 hab/km² en 1996 (Koussoubé, 2007). La **Figure I-18** présente l'évolution de la population sur le bassin versant de Tougou.

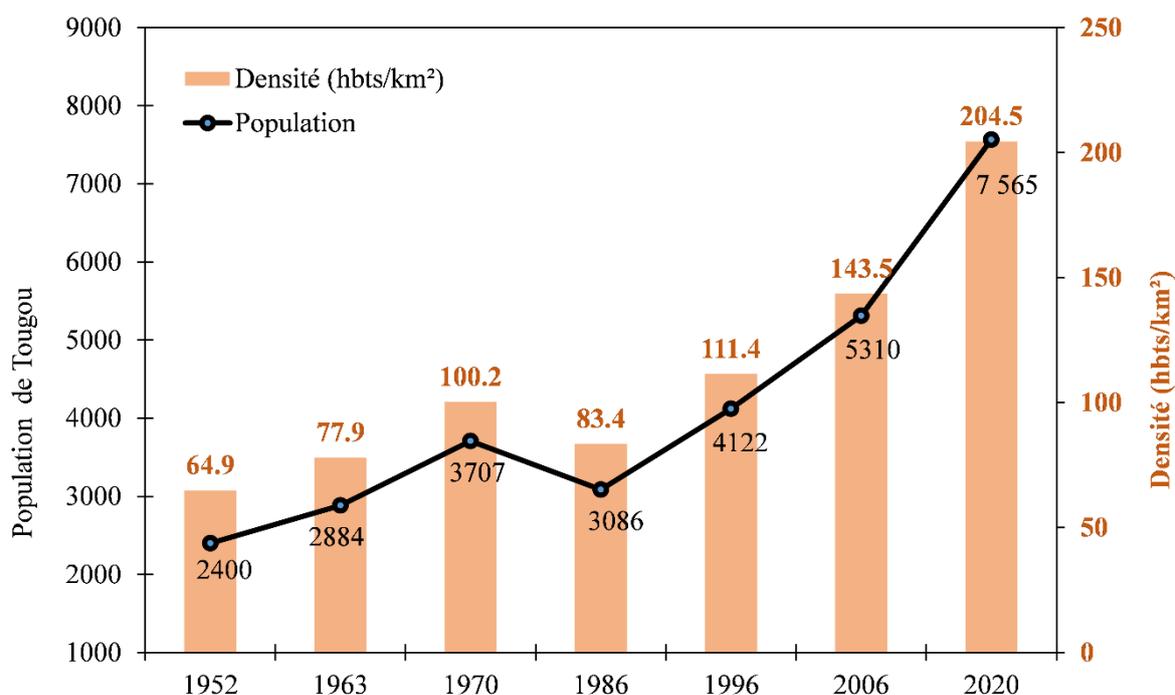


Figure I-18. Evolution de la population sur le bassin versant de Tougou entre 1952 et 2006. Les données de 1952 à 1970 sont fournies par Marchal (1983). Les valeurs de 1986, 1996 et 2006 sont fournies par les recensements de l'Institut National de la Statistique et de la Démographie (INSD, 1996, 2008).

La population a connu une phase ascendante de 2 400 à 3 707 habitants sur la période 1952-1970 (taux d'accroissement de 2,31%), suivie par une phase de régression à 3 086 habitants en 1986. Selon Marchal (1983), durant cette période, en raison de la grande sécheresse qui a sévi, de grands mouvements migratoires ont entraîné les populations hors du Yatenga, vers les zones plus clémentes telles que le Sud du Burkina Faso ou le Nord de la Côte d'Ivoire. Après le retour de la pluie, la population a connu un nouvel accroissement à 5 310 habitants en 2006, soit un taux d'accroissement de 2,5% sur la période 1986-2006, ce qui a fait évoluer la densité de la population à 143,5 habitants au km² (INSD, 2008). Sur la période 1996-2006, ce taux d'accroissement reste dans des proportions similaires, soit 2,56%, et permet de projeter la population du bassin (par accroissement géométrique) à 7 565 habitants en 2020 (soit une densité de 205 habitants au km²).

Sur le plan confessionnel, trois religions sont retrouvées dans le bassin versant de Tougou. Il s'agit des musulmans (les plus nombreux), des chrétiens catholiques et protestants. La gestion du pouvoir est de type traditionnel et centralisé, comme dans la plupart des sociétés mossi, avec à sa tête un chef de village, qui est assisté de notables. Toutefois, dans son fonctionnement, le pouvoir traditionnel côtoie étroitement le pouvoir administratif installé dans le chef-lieu de la commune de tutelle, *Namissiguima*, par le biais de représentants administratifs villageois.

I-3.2.2. Activités socio-économiques

La population du bassin versant de Tougou, à l'instar de celle de la quasi-totalité du pays, pratique l'agriculture. Cette activité mobilise une bonne partie de la population pendant et après la saison des pluies. L'agriculture est principalement pluviale, soumise à une pluviométrie capricieuse qui contraint et limite la production (Fox and Rockström, 2003; Barbier et al., 2009; Doto et al., 2015; Zouré, 2019); les produits de cette agriculture sont destinés à l'autoconsommation et sont surtout des céréales, comme le petit mil (dominant), le maïs, le sorgho et l'arachide (plus rares). L'agriculture irriguée est aussi pratiquée en saison sèche, mais localisée en aval du bassin, à proximité du barrage, sur des surfaces aménagées et renforcée par des puits maraîchers. Cette agriculture concerne surtout la pomme de terre et l'oignon, en association avec la tomate, la carotte, destinées à la vente (Koussoubé, 2007; Barbier et al., 2009; Mounirou, 2012).

L'élevage constitue la seconde activité principale des populations du bassin versant de Tougou. Le bétail est, en général, gardé en enclos à proximité des hameaux d'habitation. Puis, en début de saison des pluies, la garde et la gestion des animaux est confiée aux *Peuhls*, qui en font leur principale activité. L'élevage est pratiqué de manière extensive et concerne essentiellement les bovins, les ovins, les caprins et la volaille, qui sont vendus sur les marchés à bétail à proximité du bassin, tels que *Youba* et *Titao* ou *Djibo*. La pêche est également pratiquée de manière artisanale, essentiellement au barrage de Tougou ; elle reste essentiellement orientée vers la commercialisation et est pratiquée à plein temps par des populations venant en majorité du village de *Solgom*, à proximité du barrage, mais aussi de *Tougou*, de *Koumbané*.

Au titre des autres activités, le petit commerce mérite d'être mentionné ; celui-ci est pratiqué souvent de manière sporadique. L'orpaillage est également une activité qui a pris une certaine envergure à la faveur surtout de l'installation de sociétés minières à proximité du bassin, pour l'exploitation de filons. Sur cette dernière décennie, cette activité a littéralement aspiré de

nombreux jeunes, les détournant ainsi du travail de la terre au profit des mines d'or de *Ramatoulaye* (au Sud-ouest du bassin) ou de *Djibo* (Koussoubé, 2007; Mounirou, 2012).

I-3.3. Tougou, un Observatoire pour la recherche au Sahel

Le bassin versant de Tougou a, par le passé, fait l'objet d'un certain intérêt pour plusieurs cas d'étude. À la fin de la décennie 1970, lors de travaux portant sur la description du système agraire et l'évolution de la pression anthropique sur le Yatenga, Marchal (1977) y soulignait déjà les limites de la technique de la jachère, en tant que système traditionnel de restauration des sols, l'espace étant devenu un facteur limitant. Il notait également l'extension progressive de la *lèpre érosive* des sols sur l'ensemble des terroirs du Yatenga. En termes de diversité des facettes de paysage, Marchal (1983) relevait également que l'humanisation desdites facettes du paysage s'était développée à un point tel qu'un état de saturation de l'espace a été atteint. Tougou constitue donc un *géosystème* qui, en termes de schéma d'organisation, peut se projeter sur l'ensemble du Sahel burkinabé.

Dans la fin de la décennie 1980, dans le cadre du projet *Bilan d'Eau*, conduit par le ministère de l'Eau au Burkina Faso (ME/BF), quatre (04) bassins versants expérimentaux ont été sélectionnés pour la représentativité du cadre climatique et des conditions de lithologie dans lequel ils se situent : il s'agit des bassins de Tougou (37 km², dans la province du Yatenga), de Barsalagho (132 km², dans la province du Sanmatenga), de Kazanga (98 km², dans la province du Kéné Dougou) et de Dingasso (158 km², dans la province du Zoundwéogo). Ce projet avait pour but de contribuer à l'établissement d'un Plan directeur du secteur de l'eau au Burkina Faso, ce qui nécessitait la connaissance qualitative et quantitative de la ressource en eau de surface et souterraine. Des campagnes de terrain, conduites entre 1988 et 1990, ont permis de dresser une connaissance exhaustive des composantes du bilan hydrologique sur ces quatre (04) bassins (IWACO, 1990, 1993).

Les travaux de Koussoubé (2007) ont permis de fournir une description détaillée de la dynamique saisonnière de la végétation sur le bassin versant de Tougou et une caractérisation des états de surface, fournissant ainsi une base pour le suivi de l'hydrologie du contexte. Diello (2007) a étudié la dynamique de l'espace et les conséquences hydrologiques des interrelations entre l'homme et le climat à l'échelle du bassin versant du Nakanbé à Wayen (20 800 km²), en conduisant une analyse diachronique des états de surface et son intégration dans un modèle hydrologique conceptuel. À cet effet, quelques observations locales ont été relevées sur le

bassin versant de Tougou et ont permis d'établir la similarité entre la dynamique du paysage sur ce bassin versant ainsi que sur celui du Nakanbé.

À travers des programmes entre l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE) et des partenaires étrangers, des projets de recherche ont été initiés avec pour cadre d'étude le bassin versant de Tougou, ce qui a rendu possible son instrumentation et son suivi hydrométéorologique depuis 2004. On peut notamment citer les partenaires scientifiques et institutionnels tels que l'IRD (*Institut de Recherche pour le Développement*), la DDC (*Direction du Développement et de la Coopération*), le CIRAD (*Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement*). En outre, on peut également mentionner les programmes AMMA (*Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine*), CRDI (*Centre de Recherche pour le Développement International*) et 3^E (*Eau, Environnement et Energie*).

Ces partenariats ont donné lieu à des travaux de recherche et de thèses en hydrologie, hydrochimie et en agriculture. Les travaux de Mounirou (2012), portant sur le problème de transfert d'échelle et de similarité hydrologique, ont permis de quantifier et de décrire la réponse hydrologique et érosive des différents états de surface du bassin versant de Tougou. Maïga-Yaleu (2014), sur le même registre, s'est intéressée à l'action géochimique de l'érosion hydrique en quantifiant les pertes en carbone organique du sol et le stockage des minéraux. Zouré (2019) s'est intéressé à la quantification des impacts des pratiques culturales sur le bilan hydrique et sur les rendements de culture, afin de fournir les clés d'évaluation de la capacité de ces techniques à récupérer des sols dégradés et à mitiger la péjoration du climat.

En outre, de nombreux travaux sur le site de Tougou se sont focalisés sur l'impact de la variabilité du climat sur les populations, leur perception du changement climatique et ont permis de caractériser leur vulnérabilité à ces aléas. Les stratégies d'adaptation et de résilience développées, entre autres l'irrigation de complément, ainsi que la plus-value économique de ces stratégies d'adaptation ont été abordées (Barbier et al., 2009; Goudou et al., 2012; Bambara et al., 2013, 2016; Doto et al., 2015; Doto, 2016; Zongo et al., 2016; Zorom et al., 2018; Siébou et al., 2019; Zongo et al., 2019).

I-3.4. Suivi hydrométéorologique du bassin versant de Tougou (2004-2018)

I-3.4.1. Suivi de la pluie et des paramètres météorologiques

Pour le suivi de la pluie et des paramètres météorologiques, le bassin versant a été équipé d'un ensemble de pluviomètres présentés sur la **Figure I-19**.

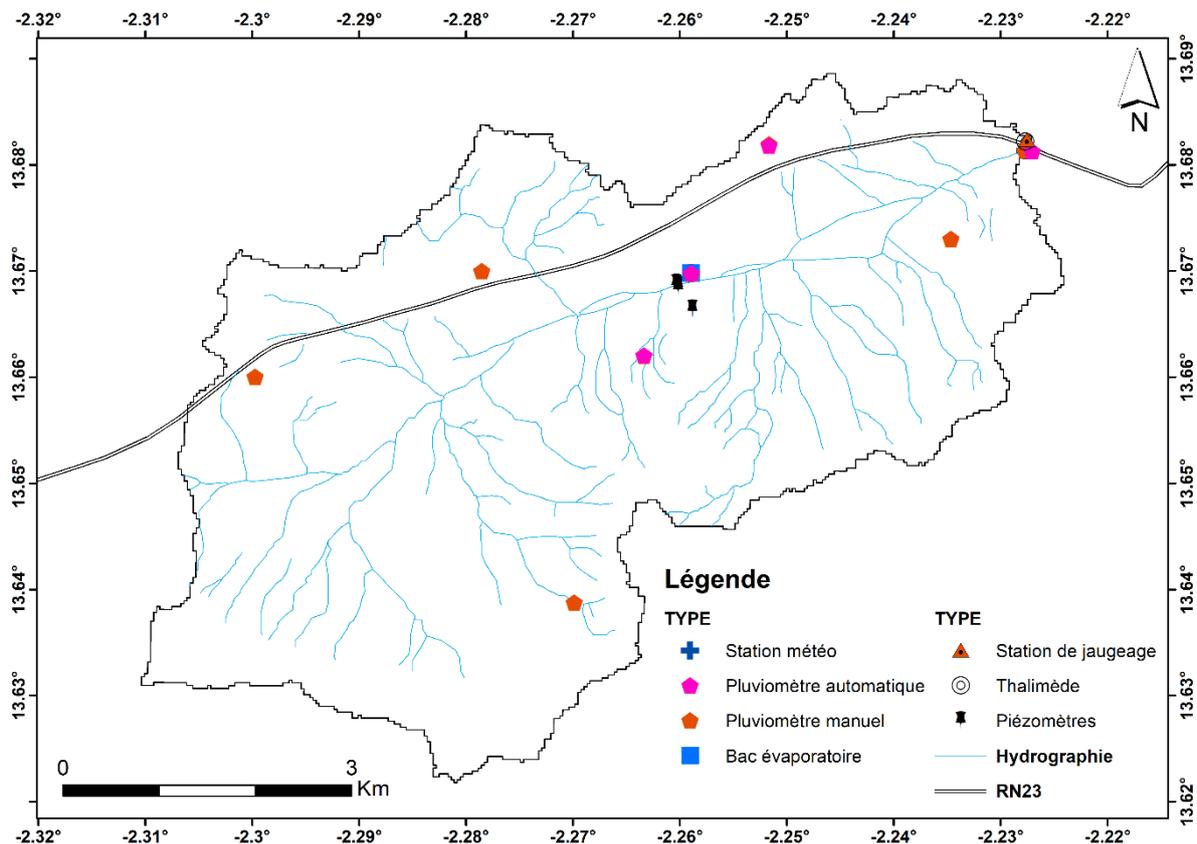


Figure I-19. Plan d'instrumentation pour le suivi hydrométéorologique du bassin versant de Tougou de 2004 à 2018.

Un total de 6 pluviomètres automatiques et de 13 pluviomètres manuels, installés sur l'ensemble du bassin versant, à 1 m au-dessus du sol pour la plupart permet le suivi des événements de pluie. Ce réseau permet le suivi événementiel de la pluie et sa variabilité spatiale sur le bassin versant. Dans l'ensemble, les pluies restent assez homogènes sur le bassin et il a été observé que la pluie moyenne se rapproche de celle mesurée au poste PA3, situé au milieu du bassin (Mounirou, 2012). Dans le courant de l'année 2015, une station météorologique de type *WatchDog* a été installée à proximité d'un dispositif agricole pour les travaux de Zouré (2019). À proximité de l'exutoire du bassin, une station météorologique compacte de type *Lufft WS501-UMB* a été installée en 2017, associée à un module d'acquisition de type *OTT NetDL1000*. Ces équipements sont présentés en **Planche I-3**.

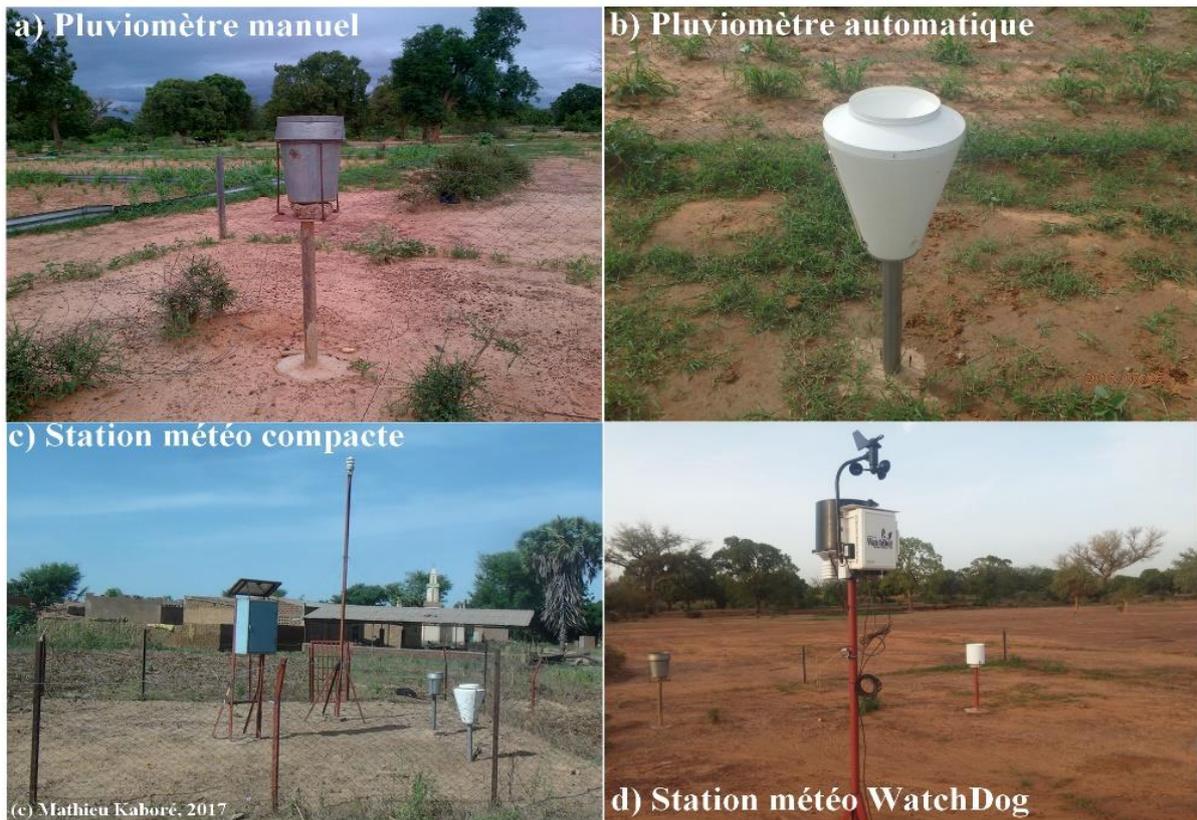


Planche I-3. Equipements de mesure de la pluie et du climat. (a) Pluviomètre manuel, relevé après chaque pluie. (b) Pluviomètre automatique de type DANAÉ R61/LC. (c) Station météorologique compacte de type WSUMB-501, associée à une station d'acquisition de type OTT NetDL1000. (d) Station météorologique WatchDog.

L'ensemble de ces équipements a permis de disposer d'une chronique de mesure des événements de pluie sur la période 2004-2018. Cependant, il est à préciser que, sur cette période, les campagnes de mesure n'ont démarré qu'au mois de Juin et se sont terminées en Octobre. La saison des pluies, sur cette période, fournit donc des enregistrements journaliers entre le 1^{er} Juin et le 31 Octobre de chaque campagne de mesure.

I-3.4.2. Suivi des écoulements de surface

La **Planche I-4** présente l'ensemble des équipements placés à l'exutoire du bassin versant de Tougou pour le suivi des écoulements de surface.



Planche I-4. Photos des équipements pour le suivi des écoulements de surface. (a) Echelle de lecture directe. (b) Sonde OTT PLS (Pressure Level Sensor) associée à un boîtier d'acquisition de type OTT NetDL500. (c) Thalimède. Les photos proviennent de prises de vue de terrain en 2017.

Le thalimède (**Planche I-4c**), installé à l'exutoire du bassin versant, effectue l'enregistrement (par pas de temps d'une minute) des hauteurs d'eau à chaque événement de pluie générant une réaction du bassin. Associée à ce thalimède, une batterie d'échelles limnimétriques (**Planche I-4a**) sur lesquelles se font des lectures visuelles ponctuelles pendant des événements de pluies permettent de corroborer les enregistrements du thalimède. En association au thalimède à l'exutoire du bassin, une sonde de pression de type *OTT PLS (Pressure Level Sensor)* couplée à un boîtier d'acquisition de type *OTT NetDL500*, incluant un module de télétransmission, a été installé en 2017 (**Planche I-4b**).

Les chroniques de hauteurs d'eau sont traduites en chroniques de débits par le biais d'une courbe de tarage. Une première courbe de tarage a été établie lors des travaux de IWACO (1990), puis a été actualisée en 2004. La section de mesure a connu, par la suite, quelques travaux en 2008 qui ont conduit à remplacer le radier submersible à l'exutoire par un dalot, ce qui a modifié le niveau de calage de la courbe de tarage (Mounirou, 2012). Ainsi, la section de contrôle a fait l'objet d'une nouvelle vérification en 2017 (cf. **Annexe 1.1 et Annexe 1.2**), puis d'une extrapolation par la méthode *Débitance-Pente* (WMO, 2010). Les courbes de tarage de la section de contrôle à l'exutoire du bassin versant de Tougou, désignée *BV0*, sont présentées en **Figure I-20**.

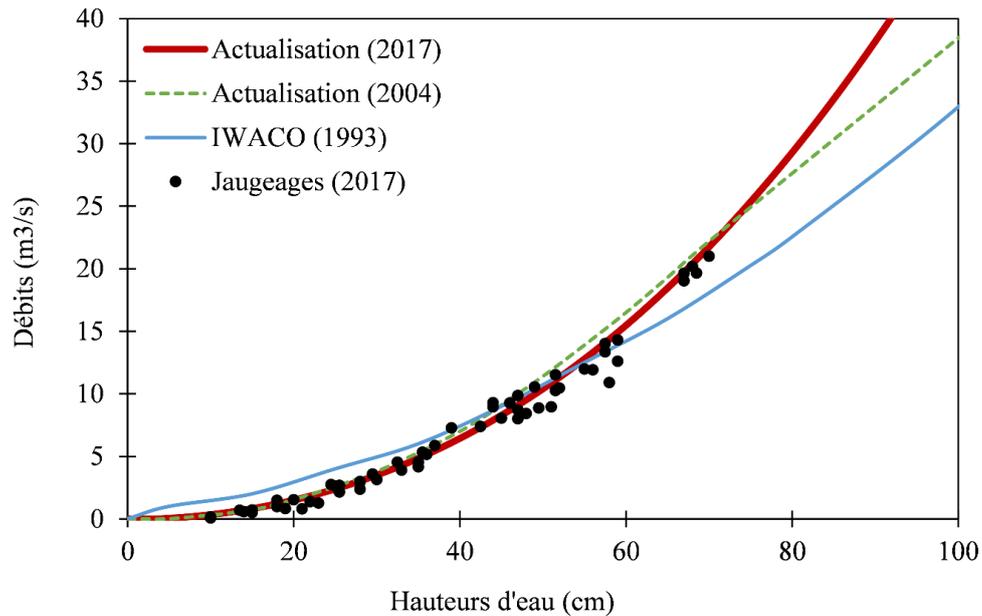


Figure I-20. Courbes de tarage de la section de contrôle à l'exutoire BV0 du bassin versant de Tougou. La courbe actualisée en 2017 a fait l'objet d'une campagne de jaugeages en 2017, puis a été extrapolée par la méthode Débitance-Pente.

I-3.4.3. Suivi de la ressource en eau souterraine

Pour le suivi de la ressource en eau souterraine sur le bassin versant de Tougou, une série d'ouvrages présentés en **Planche I-5**.



Planche I-5. Equipement de suivi de la ressource en eau souterraine. (a) Vue partielle du transect, indiquant les piézomètres implantés dans le lit mineur du Bilanpoanga, permettant le suivi du processus de recharge (Koïta et al., 2017). (b) Puits à grand diamètre. Les photos proviennent de prises de vue de terrain effectuées en 2017.

Il s'agit de 24 puits à grand diamètres, relevés manuellement et quotidiennement, permettent le suivi du niveau de la nappe. En association à ces puits, un transect de 12 piézomètres, captant à des profondeurs allant de 15 à 60 m sur une longueur d'environ 1,2 km, a été installé en travers

du cours d'eau principal *Bilanpoanga*. Ce dispositif permet l'estimation du processus de recharge et des temps de réaction de la nappe.

I-3.5. Comparaison de la pluie entre Ouahigouya et Tougou

La **Figure I-21** compare les cumuls annuels et le nombre de jours de pluie à la station de Ouahigouya (fournies par l'ANAM) et sur le bassin versant de Tougou sur une période 2004-2017, commune aux deux stations.

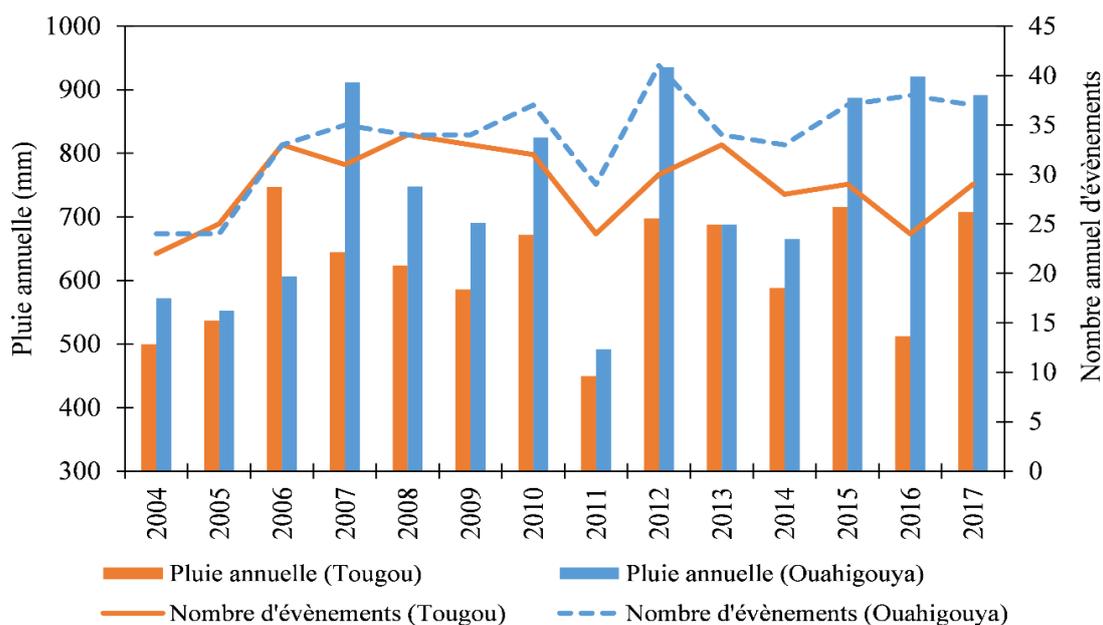


Figure I-21. Pluie annuelle et nombre d'événements à Ouahigouya et à Tougou (2004-2017). Source : Agence Nationale de la Météorologie ANAM (Ouahigouya) et données de terrain (Tougou).

Les cumuls annuels de pluies sont d'allure similaire, avec un biais relatif de -13% de la pluie annuelle à Tougou en comparaison avec celle de Ouahigouya. Pour ce qui est du nombre moyen annuel d'événements de pluies, il reste relativement plus important à Ouahigouya (soit 33 an⁻¹) que sur le bassin versant de Tougou (soit 29 an⁻¹).

Il convient également de noter que le régime des pluies de la zone se caractérise par la forte intensité des pluies. Mounirou (2012) rapporte, sur la période 2004-2010, des intensités maximales de pluies de 130 mm.h⁻¹ en 5 minutes et de 70 mm.h⁻¹ en 30 minutes sur le bassin versant de Tougou.

I-3.6. Caractéristiques de la réponse hydrologique du bassin (2004-2018)

I-3.6.1. Synthèse des données de pluie et d'écoulement

Sur la période 2004-2018, le **Tableau I-1** présente le récapitulatif des valeurs de pluie et d'écoulement observés sur le bassin versant de Tougou.

Tableau I-1. Statistiques récapitulatives de la pluie et du ruissellement sur le bassin versant de Tougou (2004-2018).

Années	Nev	Nev,r	Pann (mm)	Lr,ann (mm)	Ke,ann (%)	Pjmax (mm)	Lrjmax (mm)	Kejmax (%)
2004	22	19	499,4	99,7	20,0%	45,0	17,7	39,3%
2005	25	20	537,1	122,2	22,7%	49,0	22,8	46,5%
2006	33	25	747,1	226,5	30,3%	128,0	69,3	54,1%
2007	31	24	644,6	169,8	26,3%	102,0	63,7	62,4%
2008	34	23	623,3	159,4	25,6%	54,5	21,3	39,0%
2009	33	26	586,0	147,0	25,1%	65,4	30,6	46,8%
2010	32	25	671,6	171,4	25,5%	53,5	22,2	41,4%
2011	24	17	449,3	88,0	19,6%	53,9	21,7	40,2%
2012	30	24	697,7	201,8	28,9%	81,6	38,6	47,3%
2013	33	-	687,6	-	-	48,7	-	-
2014	28	-	588,1	-	-	44,2	-	-
2015	29	23	715,8	254,7	35,6%	115,8	80,9	69,9%
2016	28	17	394,5	63,1	16,0%	33,3	10,3	31,0%
2017	24	19	512,0	119,0	23,3%	49,2	17,7	36,1%
2018	29	24	708,1	210,8	29,8%	87,5	47,4	54,2%
Moyenne	29	19	604,2	156,4	25,3%	67,4	35,7	46,8%
Ecart-type	3,8	8,3	106,4	57,2	5,2%	28,8	22,7	11,0%

Nev : Nombre d'événements observés par an – *Nev,r* : Nombre d'événements ayant ruisselé – *Pann* : Pluie annuelle – *Lr,ann* : lame d'eau écoulée annuelle – *Ke,ann* : Coefficient d'écoulement annuel, obtenu par le rapport $Lr,ann/Pann$ – *Pjmax* : Pluie journalière maximale – *Lrjmax* : lame d'eau écoulée pour *Pjmax* – *Kejmax* : Coefficient d'écoulement pour *Pjmax*, donné par $Lrjmax/Pjmax$. Les statistiques liées aux écoulements ne sont pas disponibles pour les années 2013 et 2014 en raison du manque de suivi des écoulements sur le terrain pour ces années.

En moyenne, le nombre d'événements est de 29 an^{-1} ($\pm 3,8$). Sur cet ensemble, 19 an^{-1} ($\pm 8,3$) génèrent un écoulement à l'exutoire du bassin, les autres tombant soit en dessous de la pluie limite nécessaire pour produire un écoulement, soit sur des conditions d'humidité antérieure particulièrement faibles en raison de la survenue d'une poche de sécheresse. La pluie annuelle est de 604 mm ($\pm 106,4$ mm) pour une lame d'eau écoulée annuelle de 156,4 mm ($\pm 57,2$ mm), soit un coefficient d'écoulement annuel (*Ke,ann*) de 25,3% ($\pm 5,2\%$). Pour ce qui concerne les pluies journalières maximales, le coefficient d'écoulement a été estimé à 46,8% ($\pm 11,0\%$).

La **Figure I-22** présente la pluie et l'écoulement mensuel, ainsi que les cumuls annuels, estimés en moyenne sur la période 2004 - 2018 sur le bassin versant de Tougou.

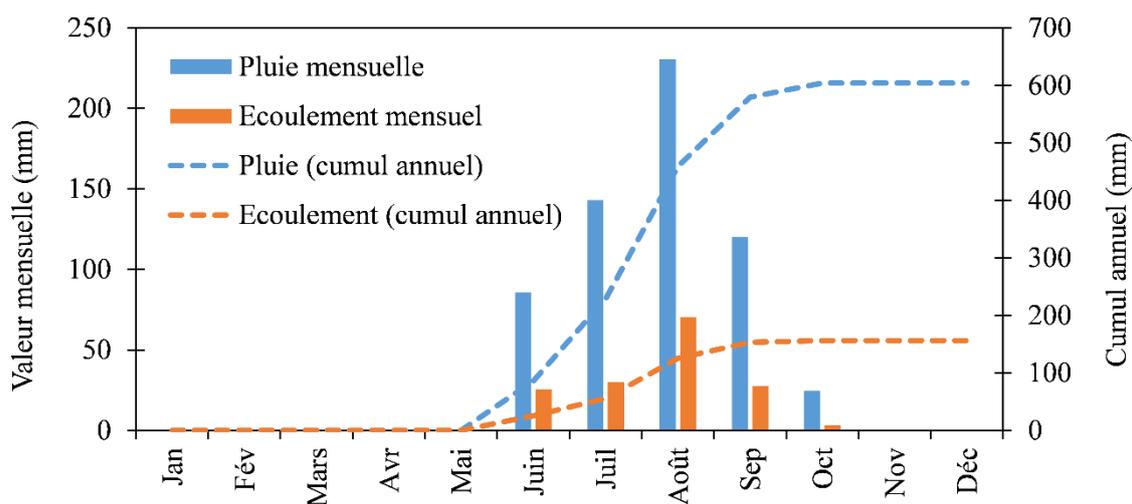


Figure I-22. Pluie et écoulement moyens mensuels sur le bassin versant de Tougou (2004 - 2018). Les barres représentent les valeurs moyennes de la pluie (en bleu) et du ruissellement (en orange). Les lignes en pointillés représentent les cumuls annuels pour la pluie (bleu) et le ruissellement (orange).

Sur la saison des pluies, les coefficients d'écoulement évoluent, en moyenne, entre 27,7% en Août et 11,8% en Octobre, mois qui marque la fin de la saison. Le **Tableau I-2** présente la distribution des coefficients moyens mensuels d'écoulement.

Tableau I-2. Coefficients d'écoulement moyens mensuels à Tougou (2004-2018).

Mois	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
Coefficient d'écoulement moyen	27,5%	21,3%	27,7%	21,0%	11,8%
Ecart-type	9,0%	6,3%	9,8%	10,1%	8,4%

Cette distribution des coefficients d'écoulement est typique du régime sahélien : un débit apparent nul pendant la période de Novembre à Mai, suivi d'une période de hautes eaux à partir de Juin à Octobre, avec une pointe de crue en Août.

I-3.6.2. Relation Pluie – Écoulement

L'ensemble des données disponibles sur la période 2004-2018 permet de mettre en évidence une relation linéaire entre la pluie annuelle et l'écoulement annuel, présentée sur la **Figure I-23**.

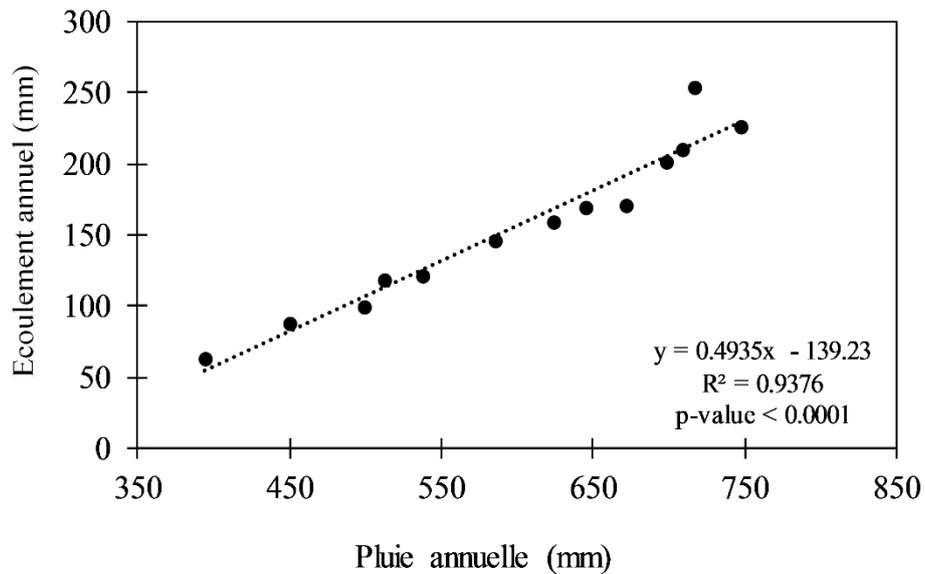


Figure I-23. Régression linéaire Pluie-Ecoulement sur la période 2004-2018 à Tougou.

I-3.6.3. Pluie limite de ruissellement

Il a pu être observé que l'écoulement sur le bassin versant de Tougou n'est pas toujours généré à l'issue d'une pluie. Pour un cumul en-dessous d'un certain seuil, la pluie tombée ne contribue qu'à rehausser l'état d'humidité du sol sur le bassin, sans produire de réaction à l'exutoire. Cette valeur seuil est appelée *pluie limite du ruissellement*, ou *pluie d'imbibition* (Lamachère, 1991). Pour chaque année de la période 2004-2008 sur le bassin versant de Tougou, la valeur de cette pluie limite de ruissellement (P_{lim}) a été évaluée, en séparant les pluies ayant produit de l'écoulement ou non suivant la durée du temps sec (T_s exprimé en jours) séparant deux pluies successives ayant formé de l'écoulement. La formulation du calcul de P_{lim} est donnée par l'équation I-3 (Bergaoui et al., 1998) :

$$P_{lim} = P_{L,sec}(1 - e^{-\alpha \cdot T_s}) \quad (I-3)$$

La **Figure I-24** présente un exemple de calcul de la valeur de P_{lim} pour 2012 et 2017.

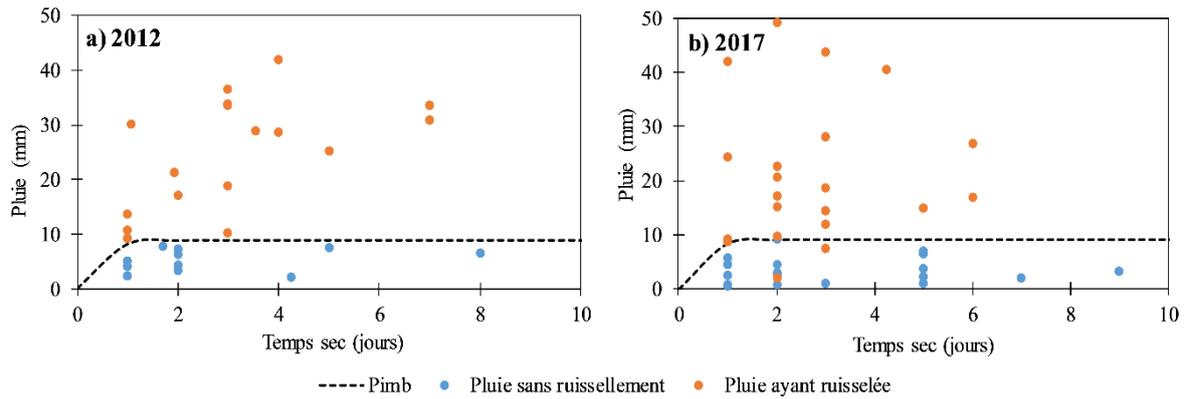


Figure I-24. Principe de détermination de la pluie d'imbibition sur le bassin versant de Tougou. La valeur d'asymptote (ligne en trait discontinu noir) se positionne à 8 mm pour l'année 2012 dans le panel (a), tandis qu'elle se situe à 9 mm en 2017 (b). Cette approche de détermination de la pluie d'imbibition est proposée par Bergaoui et al. (1998).

Le paramètre α , qui définit le temps mis (en jours) pour atteindre l'asymptote $P_{L,sec}$, a été ajusté graphiquement à la valeur 2,5. Pour l'ensemble de la période 2004-2018, la valeur obtenue de P_{lim} est de **8,54 mm** ($\pm 0,45$ mm).

I-3.6.4. Aptitude des sols à l'infiltration sur le bassin versant de Tougou

L'aptitude à l'infiltration des sols sur le bassin versant de Tougou a été évaluée par Mounirou (2012) et est résumée dans le **Tableau I-3**.

Tableau I-3. Propriétés hydrodynamiques de surface sur différents états de surface sur le bassin versant de Tougou.

Etats de surface	Type de sol	Travail du sol (labour)	Ksat (mm.h ⁻¹)	Ksat ^a (mm.h ⁻¹)	Da (g.cm ⁻³)	Porosité (%)
	Sablo limoneux	léger	21 - 25		1,40 - 1,46	45 - 47
Sol cultivé	Sablonneux	moyen	30 - 33	15 - 35	1,36 - 1,44	46 - 49
	Sablo gravillonnaire	léger	17 - 20		1,46 - 1,48	44 - 45
Sol dégradé	Argileux sec	-	2 - 2,5	2 - 4	1,58 - 1,61	39 - 40
	Graveleux (dur)	-	3 - 3,5	3 - 5	1,88 - 1,94	27 - 29
	Sableux	-	14 - 16	10 - 20	1,66 - 1,70	36 - 37

Les conductivités hydrauliques à saturation (Ksat) ont été mesurées par le double anneau de Müntz. Les valeurs de Ksat^a sont des valeurs rapportées sur des conditions similaires par Casenave & Valentin (1992). Le tableau a été adapté de Mounirou (2012).

Dans le cadre nos travaux de terrain, nous avons conduit en 2017 une campagne de mesure des conductivités hydrauliques sur le bassin versant de Tougou. La localisation des sites de mesures est donnée en **Annexe 1.3**. Les mesures ont été effectuées au double-anneau de Müntz

(Reynolds and Topp, 2008). La **Figure I-25** compare les distributions des valeurs de la conductivité hydraulique à saturation (K_{SAT}) obtenues suivant les états de surface.

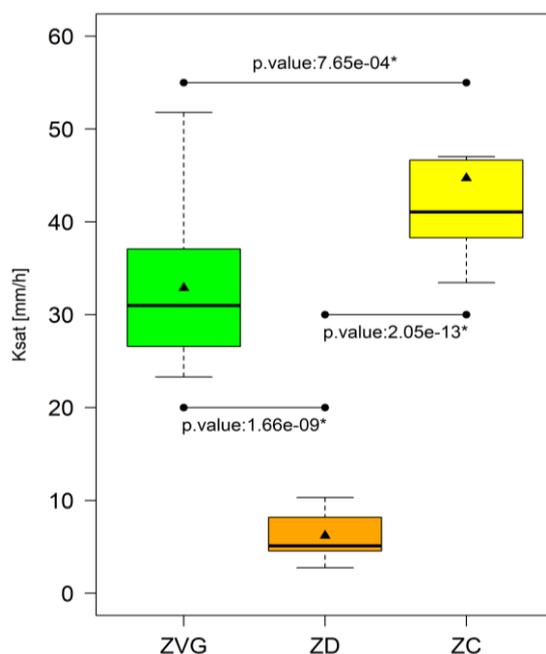


Figure I-25. Distribution des valeurs de conductivité hydraulique à saturation (K_{SAT}) mesurées en 2017. Les barres horizontales à l'intérieur de chaque boîte à moustache indiquent la médiane et les triangles noirs indiquent la moyenne.

Les valeurs sont de l'ordre $32,9 (\pm 8,2) \text{ mm.h}^{-1}$ en végétation naturelle, $6,2 (\pm 2,3) \text{ mm.h}^{-1}$ sur les sols nus et dégradés, $44,7 (\pm 10,8) \text{ mm.h}^{-1}$ sur les sols cultivés (cf. **Annexe 1.3**). Les différences entre les moyennes sont significatives (test non-paramétrique de Mann-Whitney au seuil $\alpha = 5\%$, p -valeurs $< 0,001$). La dispersion des valeurs de K_{SAT} est plus importante dans le cas des zones cultivées, en raison des différents types de travail du sol qui peuvent y être retrouvés (labour léger ou moyen) ou de la nature du substrat sous-jacent (sablo-limoneux, sableux ou gravillonnaire).

Les valeurs ici mesurées sont similaires aux valeurs de K_{SAT} rapportées par Casenave & Valentin (1989) et également par Mounirou (2012) pour les sols cultivés et dégradés (**Tableau I-3**). Sur des sols du Sahel Burkinabé, recouverts de croûtes de dessiccation (que l'on retrouve sur les sols cultivés et la végétation naturelle), Thiombiano et al. (2000) rapportent des valeurs de K_{SAT} de 28 mm.h^{-1} , tandis que Niang (2006) rapporte des valeurs de 25 à 50 mm.h^{-1} . Sur les croûtes d'érosion (retrouvées généralement sur les sols dégradés), K_{SAT} a pu être estimé à 2 - 3 mm.h^{-1} toujours selon Niang (2006), pour les sols du Sahel Burkinabé, et à $6,8 \text{ mm.h}^{-1}$ (Esteves and Lapetite, 2003), voire 10 mm.h^{-1} sur les sols du Niger (Malam Abdou, 2014). Toujours au Niger, des valeurs de 45 mm.h^{-1} (Malam Abdou, 2014) et de 61 mm.h^{-1} (Vandervaere, 1995)

ont été mesurées sur les sols cultivés. Pour les jachères, qui se rapprochent des sols en végétation naturelle, K_{SAT} a été estimé à 48 mm.h^{-1} (Malam Abdou, 2014). En définitive, ces valeurs témoignent de l'aptitude à l'infiltration (et donc, au ruissellement) qui reste assez clairement différenciée suivant les modalités d'états de surface que nous avons retenus.

I-4. Synthèse

Le climat Sahélien se caractérise par la forte variabilité des précipitations et l'aridité de son climat. Durant la période 1970-1990, les conditions de surface du sol ont été modifiées, entraînant un paradoxe hydrologique qui s'est traduit par une hausse des coefficients d'écoulement. Si aujourd'hui les tendances du climat font penser à un retour aux conditions antérieures en termes de cumul annuel des pluies, l'intensification et la modification du régime des pluies maintiennent ce paradoxe, malgré un apparent reverdissement des sols.

À travers la modélisation hydrologique, plusieurs cas d'étude ont pu projeter, à des degrés différents, un risque majeur de baisse des écoulements et de raréfaction de la ressource en eau, qui reste de première nécessité pour les populations. La plupart des projections, qui s'appuient sur de multiples expériences de modélisation, ont toutefois progressivement souligné l'importance de la prise en compte de la dynamique environnementale du milieu, qui semble être occultée jusqu'alors. Le problème se pose d'autant plus pour le cadre sahélien où les observations de l'hydrologie passée nous enseignent l'importance (sinon même la nécessité) de coupler le climat et la dynamique des états de surface pour une meilleure compréhension des écoulements.

Dans sa deuxième partie, ce chapitre nous a permis également de produire une description exhaustive du bassin versant de Tougou. Sur ce bassin, la végétation naturelle, abondante autour des années 1950, a été progressivement réduite de moitié autour de 1973, pour disparaître quasiment de nos jours. Les sols cultivés ont connu une expansion importante. En raison des sécheresses de la période 1970-1990, de la surexploitation des sols cultivés, une lèpre érosive a progressé depuis les années 1973 ; elle est aujourd'hui récupérée par les paysans pour la mise en culture.

Dans le chapitre qui suivra, nous actualiserons l'état des connaissances sur les trajectoires d'évolution des états de surface sur le bassin versant de Tougou par une analyse diachronique sur la période de 1952 à 2017. À cet effet, des cartes du bassin seront établies, en complément de celles de 1952 et 1973 déjà disponibles.

Chapitre II. DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DES ETATS DE SURFACE SUR LE BASSIN VERSANT DE TOUGOU

« Nous abusons de la terre car nous la considérons comme une commodité qui nous appartient. Mais si nous la regardons comme une communauté à laquelle nous appartenons, alors nous apprendrons à l'utiliser avec amour et respect »

Aldo Léopold (1887-1948)



II-1. Introduction

La dynamique des états de surface est un indicateur de l'évolution des ressources naturelles. Comprendre comment évolue du paysage au gré de l'interaction des facteurs de transformation et en évaluer les conséquences sur les écosystèmes et sur la société est nécessaire. D'une part, pour développer des stratégies de planification ; d'autre part, pour mettre en œuvre une politique efficace de gestion durable des ressources naturelles (Verburg et al., 2013).

Cette dynamique englobe l'ensemble des changements qualitatifs et quantitatifs qui vont s'opérer au sein des modalités (ou classes) d'états de surface, par le biais de conversions naturelles ou anthropiques. Elle prend une dimension spatiale et temporelle, et peut être modélisée afin de se projeter, ce qui pourrait permettre de disposer d'informations utiles pour la maîtrise et la planification de l'espace (Fisher et al., 2005; Diello, 2007). Dès les années 1980, sur les paysages sahéliens, l'analyse de la dynamique du paysage a surtout reposé sur des observations de terrain (Marchal, 1983; Valentin, 1992; Koussoubé, 2007), puis sur l'emploi des photographies aériennes (Marchal, 1983; Sawadogo et al., 2008; Millogo et al., 2018) et plus récemment sur la télédétection (Lamachère and Puech, 1995; Diello, 2007; Ghram-Messedi and Delaître, 2007; Ruelland et al., 2008; Ouedraogo et al., 2010; Ruelland et al., 2010, 2011; Traoré et al., 2019). La modélisation vient alors en complément, en s'appuyant sur différents facteurs (sociaux, culturels, économiques, géographiques) pour décrire et reproduire les interactions entre l'homme et son environnement et les traduire en effets sur l'évolution des états de surface (Agarwal et al., 2002; Verburg et al., 2004).

Dans le Sahel ouest-africain, la pression anthropique est accrue sur les ressources naturelles, imposée par la nécessité de répondre aux besoins alimentaires des populations (Serdeczny et al., 2017). En raison du manque de capital et du faible niveau de mécanisation de l'agriculture conduite sur des sols pauvres et marginaux (Zougmoré et al., 2010; Nyamekye et al., 2018), les agriculteurs ont dû compenser en étendant les surfaces de culture. La (mise en) jachère, système traditionnel de restauration de la fertilité des sols, a été raccourcie voire même abandonnée (Marchal, 1983; Barbier et al., 2009; Kagambega et al., 2011; Tong et al., 2020). Les pratiques de gestion des sols inadaptées et l'agriculture essentiellement pluviale ont contribué à limiter les rendements (Reenberg, 2001; Fox and Rockström, 2003; Doto et al., 2015). De plus, la végétation naturelle a progressivement disparu et les sols, exposés à l'érosion éolienne et hydrique et sujets à l'encroûtement, ont subi une dégradation physique, perpétuant ainsi un cercle vicieux d'improductivité (Ouedraogo et al., 2010).

Dans le Nord du Burkina Faso, la province de Yatenga a été gravement affectée par la dégradation des terres. En dépit de la migration des populations entre 1970 et 1990 pendant les périodes de sécheresses, la province présente toujours des densités de population élevées, allant de 70 à 150 habitants/km² (Marchal, 1983; Sawadogo et al., 2008; Zouré, 2019). Les agriculteurs de cette région ont adopté, au début des années 1990, un large éventail de stratégies d'adaptation basées sur l'information climatique (Zougmore et al., 2014; Zongo et al., 2016) et les pratiques de gestion et de conservation des sols (Nyamekye et al., 2018; Zouré et al., 2019), ce qui a permis d'améliorer la productivité et d'augmenter les superficies cultivées. Toutefois, une évaluation quantitative et spatialement explicite de la dynamique d'évolution du milieu ainsi la projection de cette dynamique restent encore à envisager.

Dans ce chapitre, nous nous proposons de cartographier, quantifier et modéliser la dynamique spatio-temporelle des états de surface sur le bassin versant de Tougou. Des cartes d'états de surface à l'échelle du bassin versant ont été produites en 1952 et en 1973 par Marchal (1983) grâce à des photographies aériennes couplées à des relevés de terrain, ce qui constitue une base d'information sur l'évolution du bassin au cours de la période 1952-1973. Après 1973, nous ne disposons plus de cartes des états de surface au niveau du bassin versant de Tougou. De plus, la question de projection de l'évolution du paysage de Tougou (par la modélisation) n'a pas encore été abordée dans la littérature, pas plus d'ailleurs qu'elle ne l'a été dans le contexte du Sahel Burkinabé ou du Sahel Ouest Africain en général.

Les perspectives poursuivies se situent donc à deux niveaux : d'abord, développer une meilleure connaissance et compréhension des schémas typiques de changement d'états de surface dans le temps et dans l'espace des paysages sahéliens ; ensuite, produire des informations critiques aux décideurs pour le développement de stratégies de planification de l'espace. Sur ce dernier point d'ailleurs, l'échéance du court terme 2050 semble s'imposer, en conformité avec les stratégies nationales de développement durable (GWP/AO, 2010; Kabore et al., 2019) et les politiques de gestion des terres dégradées (MEDD/BF, 2012; Koudougou et al., 2017) en vigueur au Burkina Faso.

Nos objectifs de recherche peuvent être ainsi résumés : (1) actualiser la chronique de cartes d'états de surface du bassin versant de Tougou ; (2) conduire une analyse diachronique caractérisant les transitions d'états de surface observées ; (3) modéliser et projeter les états de surface de façon spatialement distribuée à l'horizon 2050, à partir de facteurs environnementaux et des projections sur la population.

II-2. Cartographie et de modélisation des états de surface

II-2.1. Notions sur la télédétection

II-2.1.1. Généralités

La télédétection est une technique qui, par l'acquisition d'images, permet d'obtenir de l'information à la surface de la terre sans être en contact direct avec celle-ci (Richards, 2013). Pour ce faire, la télédétection s'appuie sur la mesure du rayonnement électromagnétique provenant des objets, qui émettent naturellement ou réfléchissent des rayonnements spécifiques en fonction de leurs caractéristiques. La **Figure II-1** décrit le processus de télédétection.

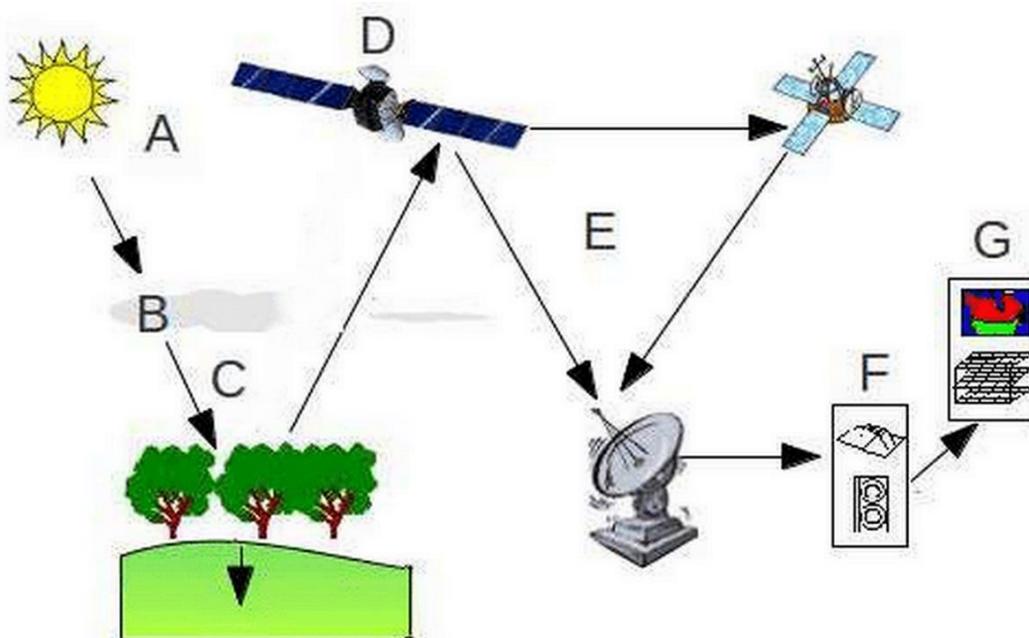


Figure II-1. Le processus de la télédétection, en sept étapes. (A) Source d'énergie, ici le soleil. (B) Interaction entre le rayonnement et l'atmosphère. (C) Interaction avec la cible. La nature de cette interaction dépend des caractéristiques du rayonnement et des propriétés de la surface de la cible. Une part du rayonnement est réfléchi et retransmis au capteur. (D) Une fois l'énergie diffusée ou émise par la cible, elle doit être captée à distance par un capteur pour être enregistrée. (E) Transmission, réception et traitement à une station de réception où l'information est transformée en image (numérique ou photographique). (F) Interprétation et analyse : une interprétation visuelle et/ou numérique de l'image traitée permet d'extraire l'information que l'on désire obtenir sur la cible. (G) Application : l'information extraite est utilisée pour mieux comprendre la cible, ou dans diverses applications. La figure est adaptée de El Merabet (2013).

La **Figure II-2** présente le spectre électromagnétique et les plages des différentes longueurs d'onde qui composent la lumière.

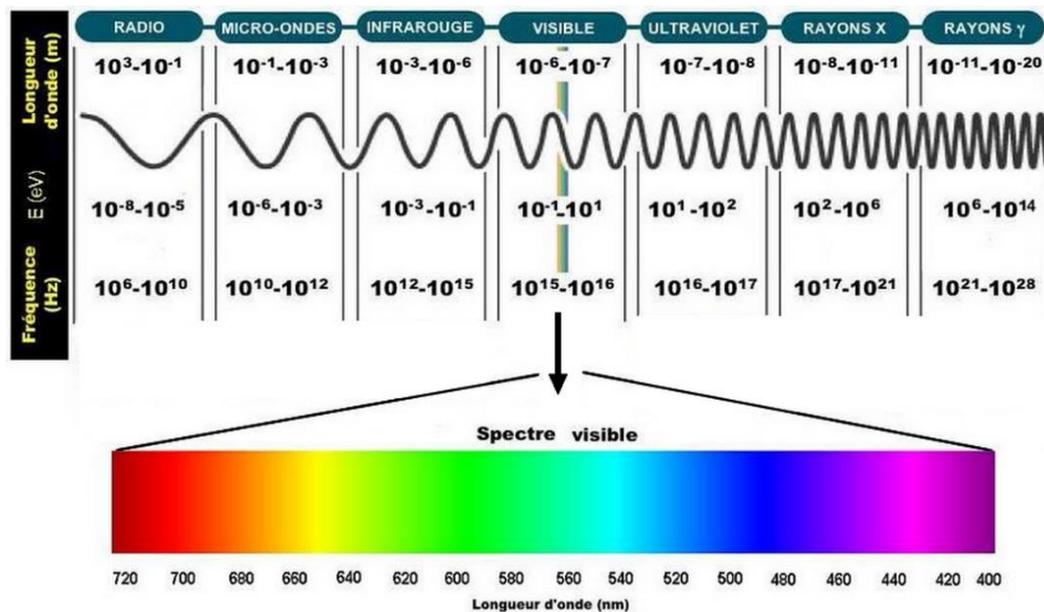


Figure II-2. Spectre électromagnétique : les longueurs d'onde sont croissantes de la droite vers la gauche, tandis que les fréquences, inversement proportionnelles, sont croissantes de la gauche vers la droite ; le domaine du visible est compris entre 400 nm (violet) et 720 nm (rouge). La figure est tirée de Pellion (2008).

Il s'étend sur une large plage de longueurs d'onde (de l'ordre du picomètre à plusieurs milliers de kilomètres), que le principe de la télédétection utilise. Les plus petites longueurs d'onde se situent dans l'ultraviolet, au-delà de la partie du spectre visible (Maimouni et al., 2011). La lumière que les yeux peuvent déceler se trouve dans le spectre visible, qui représente une petite partie de l'ensemble du spectre électromagnétique. Une grande partie du reste du rayonnement qui nous entoure est invisible à l'œil nu, mais il peut cependant être perçu par les capteurs qu'emploie la télédétection (Pellion, 2008).

Le rayonnement incident à la surface du sol est soit absorbé, soit réfléchi, suivant la valeur de l'albédo de la surface recevant ce rayonnement. L'albédo varie d'un objet à l'autre, mais aussi d'une longueur d'onde à l'autre pour le même objet. Le niveau de rayonnement réfléchi pour un objet, un matériau ou une surface, va adopter (suivant la longueur d'onde) un profil typique, exprimé sous forme de réflectance (valeur adimensionnelle comprise entre 0% et 100%). (Richards, 2013; Khan et al., 2018). La **Figure II-3** présente à titre d'exemple des profils typiques de réflectance pour le sol, l'eau et la végétation.

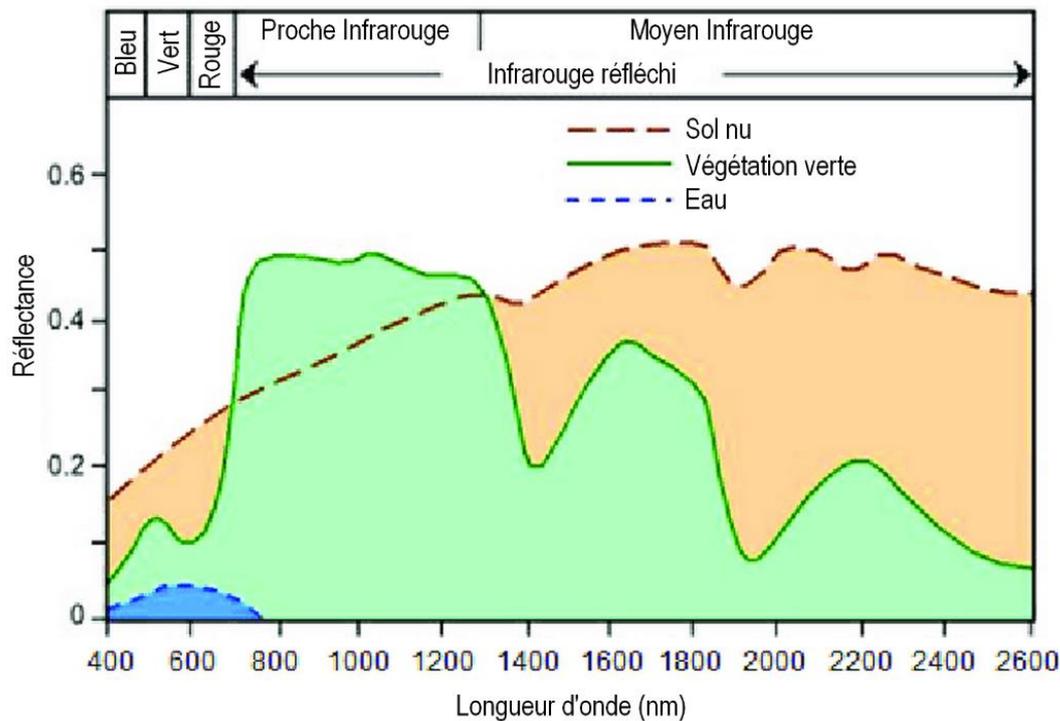


Figure II-3. Profils typiques de réflectance pour le sol, l'eau et la végétation : les longueurs d'onde considérées vont du bleu (400 nm) à l'infrarouge (2600 nm). La figure est adaptée de Khan et al. (2018).

II-2.1.2. Imagerie satellitaire : focus sur le programme Landsat

À ce jour, plus de 1000 satellites de télédétection ont été lancés dans l'espace. Les capteurs dont ont été équipés ces satellites ont connu des évolutions techniques notables, depuis le spectral jusqu'à l'hyperspectral (avec des centaines de bandes spectrales). Les résolutions spatiales et spectrales ont été progressivement améliorées. Les fréquences de passage sur les mêmes positions d'observation ont été raccourcies de l'ordre de quelques mois à tous les jours. Aussi, de plus en plus des données de télédétection sont disponibles de manière libre et totalement ouverte. Le **Tableau II-1** présente une synthèse des satellites de télédétection couramment utilisés en application ainsi que leurs caractéristiques.

Tableau II-1. Synthèse de capteurs utilisés en télédétection. Adapté de Zhu et al. (2018).

Mission (Pays)	Années de lancement	Capteurs	Longueur de fauchée (km)	Fréquence de passage (jours)	Canaux	Résolution spatiale (m)
Landsat (Etats-Unis)	1972, 1975, 1978, 1982, 1984,1993, 1999,2013, 2020	P, M	185, 183	16	7–11	15, 30, 60, 100, 120
SPOT (Etats-Unis)	1986, 1990, 1993, 1998, 2002, 2012	Spectro-radiométrie	60	1-3	P, B, V, R, PIR	2,5, 5, 10, 20
ERS (ESA)	1991, 1995	Radiométrie IR, SAR	5-500	3-336	SAR	6-30
RADARSAT (Canada)	1995, 2007, 2018	SAR	5-500	1	SAR	3-100
MODIS (Etats-Unis)	1999, 2002	Spectro-radiométrie	2330	1	36	250-1000
IKONOS (Etats-Unis)	1999	Spectro-radiométrie	11,3	3	P, B, V, R, PIR	0,8-3,2
QuickBird (Etats-Unis)	2000, 2001	Spectro-radiométrie	16,8-18	2,4-5,9	P, B, V, R, PIR	0,61-2,62
GeoEye (Etats-Unis)	2008	Spectro-radiométrie	15,2	8,3	P, B, V, R, PIR	0,41-1,65
WorldView (Etats-Unis)	2007, 2009, 2014, 2016	Spectro-radiométrie, Altimétrie laser	13,1-17,6	<1-3	P + 8M	0,34-1,84
Sentinel 1-6 (ESA)	2014, 2015, 2016, 2017, 2021	Radar, Superspectral	250-290	10-27	12-21 (PIR, SWIR, C, S, X)	5-60

Missions satellites : SPOT (Système Probatoire d'Observation de la Terre) - ERS (European Remote-Sensing Satellite) – MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer). ESA : European Space Agency. Les dates de lancement font référence aux années au cours desquelles différentes missions d'un programme satellitaire ont été lancées. Capteurs : P (Panchromatique) et M (Multispectral) – IR (Infrarouge) – SAR (Synthetic Aperture Radar). La fauchée correspond à la longueur de portion de la surface de la terre observée par un satellite lors d'une prise de vue. Canaux : P (Panchromatique), B (Bleu), V (Vert), R (Rouge), PIR (Proche Infrarouge), SWIR (Short Wavelength Infrared).

Parmi les capteurs existants, ceux de la mission Landsat présentent un intérêt particulier. Du fait de sa base historique couvrant la surface de la terre depuis les années 1972, de l'accessibilité ouverte aux données et de la résolution appréciable des images fournies, Landsat a été pendant longtemps considéré comme un standard en télédétection. Les missions offrent des observations de réflectance TOA (*Top Of Atmosphere, au-dessus de l'atmosphère*) pour une large gamme de surfaces (neige, sol, eau, végétation). Les images acquises se prêtent à diverses applications dans de nombreux domaines : cartographie et analyse des plans d'eau, phénologie de la végétation, agriculture et rendements, suivi des forêts, température et albédo de surface, évapotranspiration, hydrologie, etc. (Wulder et al., 2019). Le **Tableau II-2** présente les générations de capteurs Landsat qui se sont succédées depuis 1972. Le dernier en date, Landsat 8, est opérationnel depuis Février 2013. Le lancement de la mission Landsat 9, qui est en préparation depuis 2015, est prévu pour 2020 (Wulder et al., 2019).

Tableau II-2. Description des capteurs Landsat.

Landsat 1-3 (MSS) et 4-5 (MSS)		Landsat 4 et 5 (TM)		Landsat 7 (ETM+)		Landsat 8 (OLI/TIRS)	
1972-1983 (1-3) 1975-2013 (4-5)		1975-2013		Depuis 1999		Depuis 2003	
Fréquence de Passage : 18 jours		Fréquence de Passage : 16 jours		Fréquence de Passage : 16 jours		Fréquence de Passage : 16 jours	
Résolution : 60m		Résolution : 30m, 120m (TIR)		Résolution : 30m, 15m (P), 60m (TIR)		Résolution : 30m, 15m (P), 30m (C), 100m (TIR1, TIR2)	
Bandes	λ (μm)	Bandes	λ (μm)	Bandes	λ (μm)	Bandes	λ (μm)
4 (G)	0,5-0,6	1 (B)	0,45–0,52	1 (B)	0,45–0,52	1 (UV)	0,43–0,45
5 (R)	0,6-0,7	2 (V)	0,52–0,60	2 (V)	0,52–0,60	2 (B)	0,45–0,51
6 (PIR)	0,7-0,8	3 (R)	0,63–0,69	3 (R)	0,63–0,69	3 (V)	0,53–0,59
7 (PIR)	0,8-1,10	4 (PIR)	0,76–0,90	4 (PIR)	0,77–0,90	4 (R)	0,64–0,67
		5 (SWIR)	1,55–1,75	5 (SWIR)	1,55–1,75	5 (PIR)	0,85–0,88
		7 (SWIR2)	2,08–2,35	7 (SWIR2)	2,09–2,35	6 (SWIR1)	1,57–1,65
				8 (P)	0,52-0,70	7 (SWIR2)	2,11-2,29
						8 (P)	0,50-0,68
						9 (C)	1,36-1,38
		6 (TIR)	10,40–12,50	6 (TIR)	10,40–12,50	10 (TIR1)	10,60-11,19
						11 (TIR2)	11,50-12,51

MSS: Multispectral Scanner. TM: Thematic Mapper. ETM+: Enhanced Thematic Mapper Plus. OLI/TIRS: Operational Land Imager/Thermal Infrared Sensor. Bandes: UV (Ultraviolet) – B (Bleu) – V (Vert) – R (Rouge) – PIR (Proche Infrarouge) – SWIR1,2 (Shortwave Infrared 1,2) – P (Panchromatique) – C (Cirrus) – TIR1,2 (Thermal Infrared 1,2).

Dans le cadre de cette recherche, nous avons utilisé les images Landsat pour produire des cartes des états de surface par la télédétection.

II-2.1.3. Approches de classification des images satellitaires

Le but de la classification d'images est d'étiqueter, de façon automatique, l'ensemble des pixels d'une image satellitaire en différents thèmes ou classes. Cela peut être fait en analysant le profil spectral d'un pixel, ou son évolution temporelle ou encore en procédant à une combinaison des deux approches. Il existe principalement deux approches de classification : l'approche *non supervisée* et l'approche *supervisée* (Richards, 2013).

Dans la classification *non supervisée*, l'opérateur définit un nombre de clusters à générer, puis le classificateur agrège automatiquement les pixels de l'image, de manière à produire le nombre de clusters initialement choisi, tout en minimisant une fonction d'erreur sur plusieurs itérations (Richards, 2013). Ensuite, c'est à l'analyste que revient la tâche d'assigner un état de surface à chaque cluster. Les algorithmes de classification non supervisée les plus utilisés sont notamment les algorithmes de partitionnement *K-moyennes* (*K-means*), *ISODATA* (*Iterative Self Organizing Data Analysis*), la *classification hiérarchisée* et les *modèles mixtes* (Richards, 2013).

Dans la classification *supervisée*, l'analyste guide la procédure de classification en identifiant des *zones d'entraînement* des classes qui font l'objet de la classification (Lillesand et al., 2015). Les informations extraites de ces zones d'entraînement servent à apprendre aux algorithmes de reconnaissance à identifier automatiquement les classes. Il est admis que les approches supervisées donne des résultats plus précis que les approches non supervisées (Lillesand et al., 2015).

Dans le cadre de cette thèse, nous avons eu recours à la classification *supervisée* pour la cartographie des états de surface du bassin versant de Tougou.

II-2.1.4. Algorithmes de classification supervisée

Les algorithmes de classification supervisée peuvent être rangés en deux grands groupes : les algorithmes *paramétriques* et *non paramétriques*.

Les algorithmes *paramétriques* sont basés sur la théorie statistique et s'appuient sur des paramètres de distribution (moyenne, variance) pour conduire la classification. Au cœur de tous ces algorithmes, se trouve l'hypothèse que la signature spectrale des éléments au sein d'une

classe d'états de surface est normalement distribuée (Richards, 2013). Cette hypothèse ne se vérifie cependant pas dans toutes les applications pratiques, ce qui peut conduire à des erreurs sur les classes à variance élevée. Mais, en dépit de ces considérations, le *Maximum de Vraisemblance (MV)*, un algorithme paramétrique, reste l'un des classificateurs les plus utilisés en télédétection pour la reconnaissance des états de surface dans divers contextes (Foerster et al., 2012), dont le milieu sahélien (Schmidt et al., 2016; Tong et al., 2017).

Les classificateurs *non paramétriques* ne font aucune hypothèse sur la nature de la distribution statistique des profils spectraux des classes d'états de surface. Dans cet ensemble, on peut notamment citer les *réseaux de neurones artificiels (RNA)*, les *machines à vecteurs de support (MVS)* et les *arbres décisionnels (AD)*.

Dans cette recherche, nous avons choisi de recourir au **maximum de vraisemblance (MV)**, un **classificateur paramétrique** pour conduire la classification supervisée.

II-2.2. Modélisation des états de surface

II-2.2.1. Approches de modélisation et de prédiction des états de surface

Il existe différentes approches de modélisation des états de surface dans la littérature. Nous choisirons ici de présenter un aperçu synthétique inspiré par Noszczyk (2019), qui catégorise ces approches de modélisation en cinq (05) groupes : les *modèles basés sur les agents*, les *modèles à réseaux de neurones artificiels*, les *automates cellulaires*, les *modèles économétriques* et les *chaînes de Markov*.

- **La modélisation basée sur les agents (MBA)** se définit comme étant '*une simulation numérique dans laquelle un certain nombre de décideurs (agents) interagissent dans un espace via des règles prescrites*' (Bah et al., 2006). Le MBA se compose de deux éléments principaux : un espace de simulation et un ensemble d'agents représentant la prise de décision humaine. En général, la mise en œuvre des MBA reste limitée à des échelles locales (Brown et al., 2014; Dang and Kawasaki, 2016).
- **Les réseaux de neurones artificiels (RNA)** sont des algorithmes constitués en couches de neurones simulant les structures du cerveau humain. Les « neurones » d'un RNA reçoivent un signal d'entrée des neurones d'une couche précédente et les transmettent aux neurones de la couche suivante via leurs connexions. La mise en œuvre de l'ensemble du réseau est effectuée par des algorithmes d'apprentissage (Yonaba et al., 2010; Park and Lek, 2016).

- **Les automates cellulaires (AC)** sont définis comme étant « *des systèmes constitués de cellules dans une grille à n dimensions (où $n > 1$)* ». Un AC se compose de cinq éléments, qui sont : la *grille d'espace*, les *états des cellules*, les *règles de transition*, le *pas de temps* d'évolution temporelle et le *voisinage* (Iacono et al., 2015; Dang and Kawasaki, 2016). La *cellule* représente un élément discret dont l'état change à l'épreuve d'un ensemble de règles déterministes, dans une transition locale qui est fonction de son état actuel et des cellules adjacentes (Schweitzer et al., 2011). Cette approche simple de modélisation spatiale fait la réputation des AC, surtout en matière de modélisation des états de surface. En outre, ils intègrent déjà par définition une dimension spatiale (Lagarias, 2012). Cependant, il y a lieu de signaler l'absence de lien théorique clair entre les règles de transition et les agents réels de prise de décision (Brown et al., 2014). Les modèles AC sont aussi sensibles à la résolution spatiale. Cette dépendance à l'échelle complique le transfert des paramètres du modèle entre diverses études de cas (Veldkamp et al., 2001).
- **Les modèles économétriques (ME)** sont basés sur le principe de l'utilité foncière (en termes monétaires ou autres) des états de surface (Lantman et al., 2011). En outre, ils supposent que les propriétaires fonciers les utilisent et s'investissent de manière à maximiser leur utilité et les bénéfices escomptés (Dang and Kawasaki, 2016). Un exemple de modèle de ce type est le SALU (*Sahelian Land Use Model*), mis en œuvre sur la partie sahélienne du Burkina Faso (Stéphanne and Lambin, 2001), puis à plus large échelle sur plusieurs pays soudano-sahéliens dont le Sénégal, le Niger, le Tchad, le Mali et la partie Nord du Nigéria (Taylor et al., 2002; Stephenne and Lambin, 2004). Un inconvénient de ces modèles réside dans le fait qu'ils ne tiennent pas compte de la dimension spatiale des processus (Verburg et al., 2003). De plus, les résultats des modèles économiques sont dérivés de l'hypothèse selon laquelle le gain économique est le principal moteur des changements observés sur la distribution spatiale des états de surface, ce qui ne se vérifie pas toujours (Dang and Kawasaki, 2016).
- **La chaîne de Markov (CM)** est une approche quantitative qui utilise des matrices de probabilité de transition pour représenter les changements entre les catégories d'états de surface (Lantman et al., 2011). En supposant la stationnarité (c'est-à-dire que le rythme des changements dans le temps reste le même), la matrice de transition représente les probabilités de transformation des terres d'une catégorie vers une autre. Le processus de Markov implique l'hypothèse qu'un état futur ne peut être émulé que sur la base de

l'état précédent (Lantman et al., 2011; Dang and Kawasaki, 2016), en vertu de l'équation II-1 :

$$X_{t+1} = f(X_t) \quad (\text{II-1})$$

Où X_{t+1} représente un état de surface à la date $t + 1$ et X_t représente le même état de surface à la date t . En règle générale, la CM est surtout utilisée pour projeter les nouvelles surfaces occupées dans les classes d'occupation du sol (Iacono et al., 2015). Pour arriver à une allocation spatiale de ces quantités, les CM sont le plus souvent associées aux automates cellulaires, pour donner lieu aux *Automates Cellulaires – Chaînes de Markov* (AC-CM) (Singh et al., 2015).

II-2.2.2. Outils logiciels pour la modélisation/prédiction des états de surface

Le **Tableau II-3** présente une liste non exhaustive d'outils de modélisation des états de surface.

Tableau II-3. Synthèse de quelques outils de modélisation et de prédiction des états de surface.

Exemples de modèles	Référence	Approches
LUPAS (<i>Land Use Planning and Analysis System</i>)	(Ismail, 2002)	AC, MBA
PLM (<i>Patuxent Landscape Model</i>)	(Voinov et al., 1999)	AC-CM, ME
GEM (<i>General Ecosystem Model</i>)	(Fitz et al., 1996)	ME
CLUE (<i>Conversion of Land Use and its Effects</i>)	(Veldkamp and Fresco, 1996)	AC
LucSim (<i>Land Use Change Simulation</i>)	(Antoni, 2018)	AC
IDRISI's LCM (<i>Land Change Modeler</i>)	(Eastman, 2006)	AC-CM, RNA
DINAMICA EGO	(Soares-Filho et al., 2002)	AC-CM, RNA
SALU (<i>SAhelian Land Use model</i>)	(Stéphenne and Lambin, 2001)	ME, AC
GEOMOD	(Pontius et al., 2001)	AC-CM
LandShift	(Alcamo and Schaldach, 2006)	AC
SLEUTH (<i>Slope, Land use, Exclusion, Urban, Transportation</i>)	(Clarke et al., 1997)	AC
FLUS (<i>Future Land Use Simulation</i>)	(Liu et al., 2017)	RNA

AC : Automate cellulaire. CM : Chaîne de Markov. MBA : Modélisation Basée sur les Agents. RNA : Réseaux de Neurones Artificiels. ME : Modèles économétriques.

II-2.2.3. Approche retenue : Land Change Modeler et Perceptron Multicouche

Dans le cadre de cette thèse, parmi les outils disponibles, nous avons retenu le module *Land Change Modeler* (LCM) de IDRISI pour la modélisation de l'évolution des états de surface sur le bassin versant de Tougou. Ce choix est principalement motivé par deux raisons : d'abord, parce qu'il s'agit d'un environnement de travail mature et abouti, développé depuis 2006, disposant de nombreuses références d'utilisation et d'une large communauté active

d'utilisateurs ; ensuite, parce qu'il permet de mettre en œuvre une approche de modélisation basée sur les réseaux de neurones à travers le Perceptron Multicouche (PMC). L'avantage des approches basées sur les réseaux de neurones est la possibilité d'intégrer de nombreux facteurs de nature diversifiée dans une seule opération ; mais aussi d'apprendre et de reproduire plusieurs transitions d'états de surface de façon simultanée (Dang and Kawasaki, 2016), ce qui constitue une supériorité par rapport aux autres approches de modélisation.

Le LCM (Eastman, 2006) est un environnement intégré de modélisation et de projection des états de surface. En analysant la dynamique historique des états de surface, le système définit un modèle empirique de relations entre les transitions observées et un ensemble de variables explicatives. Les cartes futures sont ensuite obtenues par projection et allocation spatiale des changements prévus.

Le PMC peut être mis en œuvre dans le LCM par diverses approches, parmi lesquelles le *perceptron multicouche* (PMC), présenté en **Figure II-4**.

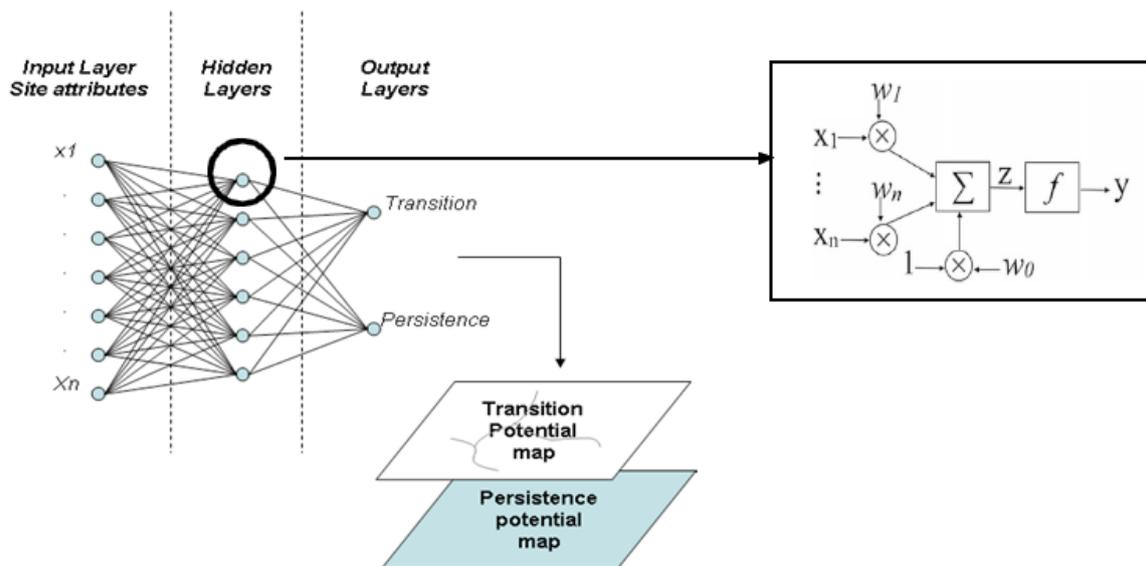


Figure II-4. Représentation descriptive du perceptron multicouche (PMC). Est présentée ici la variante la plus commune qui se compose de 3 couches, constituées de neurones interconnectés ; chaque liaison se caractérise par un poids à ajuster lors de la procédure d'apprentissage. La figure est adaptée de Eastman & Toledano (2018).

Le PMC est un type de réseau de neurones qui se décline en trois couches : une couche d'entrée (*input layer*), une couche intermédiaire ou *cachée* (*hidden layer*) et une couche de sortie (*output layer*). La couche d'entrée comporte autant de neurones que de variables explicatives pour modéliser un processus, tandis que la couche de sortie a autant de neurones que de processus à modéliser. Cela permet à la structure d'ensemble de pouvoir modéliser simultanément

différents processus, à la condition qu'ils soient linéairement séparables (Eastman and Toledano, 2018). Nous présentons une description détaillée de la mise en œuvre du LCM en 5 étapes : (1) l'identification des transitions et variables explicatives ; (2) l'entraînement (calibration) du PMC ; (3) la définition des potentiels de transition ; (4) la projection des changements d'occupation du sol ; (5) la projection de cartes d'occupation du sol.

La 1^{ère} phase est l'identification des transitions et des variables explicatives. En entrée, on dispose de deux cartes d'états de surface à des dates différentes. La durée séparant les dates doit être suffisamment grande pour permettre d'observer des conversions significatives d'états de surface, typiquement de 5 à 10 ans (Verburg et al., 2004). Les deux cartes d'états de surface sont examinées, pixel par pixel, afin d'identifier les zones de **transition** (conversion d'un état de surface vers un autre) et les zones de **persistance** (état de surface resté le même). Ensuite, l'analyste propose et fournit une série de variables spatiales qui sont susceptibles d'expliquer les transitions. Ces facteurs peuvent être environnementaux, sociaux, économiques ou climatiques : par exemple, le relief, les pentes, les types de sol, la végétation, la proximité au réseau hydrographique, la pluviométrie, etc. (Agarwal et al., 2002). Il est à préciser qu'à ce stade, les variables sont temporellement figées. Aussi, seules celles présentant une certaine variabilité spatiale sont d'intérêt pour la phase d'apprentissage.

La 2^{ème} phase est celle d'entraînement (calibration) du PMC par la suite, il est procédé à l'entraînement du réseau de neurones. Pour cela, un certain nombre de zones ayant connues des transitions ou de persistances sont échantillonnées. Sur cet échantillon, une part des transitions observées (50% par défaut) est utilisée pour l'apprentissage du PMC, tandis que le reste servira à sa validation. Les nœuds des couches intermédiaires sont essentiels à cette étape, car ils confèrent au PMC la capacité à utiliser les effets d'interaction entre les données d'entrée (Eastman, 2006; Eastman and Toledano, 2018).

Chaque neurone du PMC fonctionne suivant le modèle du *perceptron*, qui fait référence à un mode de fonctionnement décrit par la **Figure II-4**. Lors d'une passe avant (*forward pass* ou *feed forward*), en supposant $i = 0, 1, \dots, n$ entrées et $\{w_i\}$ des poids affectés aux entrées x_i (correspondant aux données d'entrées), chaque neurone de la couche intermédiaire reçoit en entrée une sommation pondérée des $(x_i \cdot w_i)$. Cette sommation est transmise à une fonction d'activation f , dont le résultat sera un réel compris entre 0 et 1. Cette fonction d'activation peut prendre plusieurs formes (forme d'escalier ou fonction de *Heaviside*, linéaire, sigmoïde ou logistique), conformément à l'**équation II-2** (Park and Lek, 2016) :

$$y = f(z), f(z) = \begin{cases} 1, z \geq 0 \\ 0, z < 0 \end{cases} \begin{matrix} (Heaviside) \\ z \text{ (Linéaire)} \end{matrix}, z = \sum_{i=0}^n w_i x_i \quad (\text{II-2})$$

$$\frac{1}{1 + e^{-z}} \text{ (sigmoïde)}$$

Le résultat de la fonction d'activation de chaque neurone de la couche intermédiaire sera transmis aux neurones de la couche de sortie, en passant de nouveau par une pondération par de nouveaux poids $\{w_i\}$. La réponse groupée des neurones de sortie définira alors la réponse (ou prédiction) du modèle. Une évaluation de l'erreur commise entre la réponse et la valeur observée est alors effectuée et, si cette erreur est plus grande qu'un certain seuil, une *passé retour* (*backward pass*) est effectuée pour ajuster les poids du réseau, ce qui termine l'itération courante (Eastman, 2006; Park and Lek, 2016). Les itérations continuent ainsi jusqu'à ce que le réseau ait '*appris*' (ou assimilé) les caractéristiques de toutes les transitions/persistances à reproduire. Le but de l'entraînement du réseau est d'obtenir les poids appropriés pour que les connexions entre la couche d'entrée, la couche intermédiaire et la couche de sortie soient optimales (Mas et al., 2014a).

La 3^{ème} étape constitue en la définition des potentiels de transition. Le *potentiel de transition* désigne une valeur de probabilité en 0 et 1 qui exprime la susceptibilité (*suitability*) que présente un pixel de l'espace à passer d'un état de surface vers un autre (Eastman and Toledano, 2018). À l'issue de cette étape, une carte exprimant le potentiel de transition de tous les pixels de l'espace est produite, terminant ainsi la phase de calibration du PMC.

La 4^{ème} étape est la projection des changements d'occupation du sol. Pour projeter la distribution des états de surface à une date future, il faut d'abord déterminer les superficies totales occupées par chacun des états de surface modélisés à cette date, puis faire l'allocation de ces changements sur les états de surface dans l'espace. Ces nouvelles superficies sont définies par des besoins et des contraintes : par exemple, une partie supplémentaire de l'espace sera mise en culture en fonction de l'augmentation de la population (besoin), mais limitée par la disponibilité des terres marginales encore non développées ou par des zones protégées (contrainte). Pour déterminer ces nouvelles superficies, l'approche classique s'appuie sur le principe de stochasticité de la chaîne de Markov. L'idée étant que, l'évolution connue par les états de surface entre les deux dates ultérieures (ayant servi à la calibration) va se répercuter dans le futur. Ainsi, une tabulation croisée entre les deux dates historiques permet de générer

une matrice de transition des états de surface (Iacono et al., 2015). La même matrice de transition est reconduite sur la période future, tel qu'illustré par la **Figure II-5**.

$$\begin{array}{ccc}
 \begin{pmatrix} EDS_1, t_0 \\ EDS_2, t_0 \\ EDS_3, t_0 \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} 0,1 & 0,2 & 0,7 \\ 0,3 & 0,2 & 0,5 \\ 0,4 & 0,2 & 0,4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} EDS_1, t_1 = 0,1 \cdot EDS_1, t_0 + 0,3 \cdot EDS_2, t_0 + 0,4 \cdot EDS_3, t_0 \\ EDS_2, t_1 = 0,2 \cdot EDS_1, t_0 + 0,2 \cdot EDS_2, t_0 + 0,2 \cdot EDS_3, t_0 \\ EDS_3, t_1 = 0,7 \cdot EDS_1, t_0 + 0,5 \cdot EDS_2, t_0 + 0,4 \cdot EDS_3, t_0 \end{pmatrix} \\
 \begin{array}{ccc} \uparrow & \uparrow & \uparrow \\ \text{Etats de surface à } t_0 & \text{Matrice de probabilité de transition} & \text{Etats de surface à } t_1 \end{array}
 \end{array}$$

Figure II-5. Principe de projection des états de surface (EDS) d'une date t_0 à une date t_1 à partir d'une matrice de probabilité de transition.

La 5^{ème} (et dernière) phase est la production des cartes prédictives d'états de surface. Les nouvelles superficies des états de surface à la date future ayant été estimées, la dernière étape va consister à l'allocation spatiale, qui sera effectuée sur la base des cartes de potentiels de transition. Ainsi donc, chaque état de surface sera alloué en priorité aux endroits où les potentiels de transition vers cet état sont les plus élevés, tout en décréant au fur et à mesure le total à allouer pour cet état de surface. À l'issue de cette étape, une carte des états de surface pour la date future est obtenue, sous l'hypothèse d'un scénario *Business-As-Usual* (BAU). Cette trajectoire d'évolution suppose que les tendances d'évolution passées se maintiennent dans le futur. Si on souhaite par contre projeter l'évolution du paysage sous l'angle de scénarios spécifiques, ces résultats peuvent être rapidement obtenus en altérant la matrice de probabilité.

II-3. Méthodologie pour la cartographie et la projection des états de surface du bassin versant de Tougou

II-3.1. Modalités d'états de surface retenues

Dans le cadre de cette recherche, pour définir les modalités d'états de surface à prendre en considération, nous avons eu recours aux travaux antérieurs conduits sur le bassin du Nakanbé (Mahé et al., 2005; Diello et al., 2006; Diello, 2007; Paturel et al., 2017). Dans ces travaux, les auteurs identifient les principaux modes de transformation du milieu : **la dégradation climatique et anthropique des sols**, avec encroûtement et dénudation des sols (sous l'effet conjugué des actions de l'homme et du climat) ; **la mise en culture**, par le défrichage de la végétation naturelle, pour la création de nouvelles surfaces cultivées ; **la mise en jachère**, qui consiste à ne pas mettre en valeur un champ au cours d'une ou de plusieurs saisons successives afin de permettre au sol de se régénérer. Elle tend toutefois à disparaître (Marchal, 1983;

Sawadogo et al., 2008; Barbier et al., 2009; Tong et al., 2020) ; **la restauration des sols**, qui consiste en l'application de techniques de récupération des terres dégradées ; **la construction d'aménagements hydro-agricoles** et **l'urbanisation**.

Sur la base de ces modes de transformation du milieu, l'analyse des paysages typiquement ruraux et sahéliens permet de décliner principalement trois types d'états de surface : les **sols en végétation naturelle**, les **sols cultivés**, les **sols nus et dégradés**. À ces différents types, on peut ajouter les **plans d'eau**, si présents, incluant les étendues d'eau naturelles et artificielles (Diello, 2007). La **Planche II-1** présente ces états de surface. Ces clichés ont été produits sur la base photographiques de terrain conduites en Mai 2017 sur le bassin versant de Tougou. **Les sols nus et dégradés (Planche II-1a)** sont caractérisés par une absence de végétation et un recouvrement gravillonnaire. Leur état de compaction limite l'infiltration et favorise le ruissellement. **Les sols cultivés (Planche II-1b)** présentent l'intégration de l'agroforesterie. **Les sols en végétation naturelle (Planche II-1c)** sont caractérisés par un tapis herbacé (qui perdure en saison sèche) et une strate dominante arborée à arbustive.



Planche II-1. États de surface sur le bassin versant de Tougou. (a) Sols nus et dégradés. (b) Sols cultivés. (c) Sols en végétation naturelle. Les clichés résultent des prises de vues de terrain effectuées en Mai 2017.

Il importe de préciser que, même à l'intérieur de chacune de ces modalités, se retrouvent diverses facettes qui traduisent la variabilité naturelle des paysages ruraux sahéliens. Cependant, l'avantage d'utiliser ces classes d'états de surface est qu'elles sont plus faciles à appréhender et qu'elles sont mesurables dans le temps et dans l'espace. Enfin, une autre caractéristique digne d'intérêt, qui mérite d'être relevée, est que ces classes d'états de surface sont intégrables dans un modèle hydrologique de façon à apprécier l'impact de leur dynamique sur l'hydrologie du milieu, ce qui constitue du reste l'objectif ultime de ces travaux.

Une description plus détaillée de la géomorphologie, des types de sols, et recouvrement de végétation sur ces états de surface est fournie dans le **Tableau II-4**.

Tableau II-4. Description des états de surface sur le bassin versant de Tougou.

	Sols nus et dégradés	Sols cultivés	Végétation naturelle
Géomorphologie	Relief résiduel, butte ou plateau cuirassé, haut à moyenne pente de glacis	Haut à moyenne pente de glacis, réseau de drainage	Moyenne pente de glacis, réseau de drainage
Obstruction au ruissellement	Faible	Moyenne (cultures et travail du sol)	Moyenne (densité de végétation)
Végétation (Recouvrement)	Dominante arbustive (7,1% ± 6,8%)	Arbustive, arborée et steppe herbeuse (11,6% ± 11,0%)	Arbustive et arborée (23,4% ± 15,75%)
Mésosofaune	Faible	Moyenne	Moyenne à forte
Sols	Lithosols sur cuirasse (butte et plateau cuirassé), texture limoneuse – FTLI et lithosols sur cuirasse (haut de pente), texture limoneuse à limono-sableuse	FTLI et FTLTC à texture sableuse, sablo-argileuse et sablo-limoneuse. HPGS (réseau de drainage) à texture limono-argileuse	FTLI et FTLTC à texture sableuse, sablo-argileuse et sablo-limoneuse. HPGS (en réseau de drainage) à texture limono-argileuse
Croûtes superficielles	G, G + ERO	ERO, G, DES	ERO, RUI, DEC, DES

Les éléments de description présentés ont été obtenus par investigation sur 78 positions choisies aléatoirement sur le bassin versant (dont 21 en zone dégradée, 39 en zone cultivée et 18 en végétation naturelle) en 2017. L'appréciation de l'obstruction au ruissellement, du recouvrement de la végétation, de l'activité méso-faunique et des croûtes ont été tirés des fiches d'observation méthodologique de Casenave & Valentin (1989). Les notations FTLI, FTLTC et HPGS (types de sols) signifient respectivement Ferrugineux Tropical Lessivé et Induré, Ferrugineux Tropical Lessivé à Tâches et Concrétions, Hydromorphe à Pseudogley de Surface.

En ce qui concerne la typologie des croûtes superficielles relevées sur nos états de surface, elles se classent en 2 grands groupes : les *croûtes structurales*, qui résultent d'une réorganisation *in situ* des éléments qui les constituent, et les *croûtes de dépôt*, qui sont constituées d'éléments qui ont subi un transport (Mounirou, 2012). Les croûtes de dessiccation (DES) et gravillonnaires (G) font partie des croûtes structurales (Casenave and Valentin, 1989). On y retrouve :

- *la croûte de dessiccation (DES)* : elle se constitue par l'affleurement d'un micro-horizon sableux, unique, légèrement pris en masse, très fragile, pouvant atteindre plusieurs dizaines de millimètres d'épaisseur. Ce type de croûte recouvre fréquemment les micro-buttes sableuses enherbées.
- *la croûte gravillonnaire (G)* : son organisation se distingue par l'inclusion d'éléments grossiers (de la taille des gravillons jusqu'à celle des galets à hauteur de 40%).

Les croûtes d'érosion (ERO), de ruissellement (RUI) et de décantation (DEC) font partie des croûtes de dépôts (Casenave and Valentin, 1989). On y retrouve :

- *la croûte d'érosion (ERO)* : elle est constituée d'un micro-horizon mince et dur, argileux lisse, souvent craquelé. Elles se développent sur les sols argileux et limoneux ;
- *la croûte de ruissellement (RUI)* : composée de micro-horizons de sables qui alternent avec de l'argile très compacte. Elle se forme dans des zones de ruissellement ;
- *la croûte de décantation (DEC)* : caractérisée par un tri granulométrique vertical très net : les sables se trouvent à la base et l'argile au sommet. Elle se forme lors de la décantation des sédiments (flaques, mares) et se craquelle en séchant.

II-3.2. Dynamique saisonnière des états de surface

Dans les paysages sahéliens, la surface du sol est soumise à des fluctuations saisonnières. La **Planche II-2** illustre cette dynamique saisonnière sur les états de surface du bassin de Tougou.

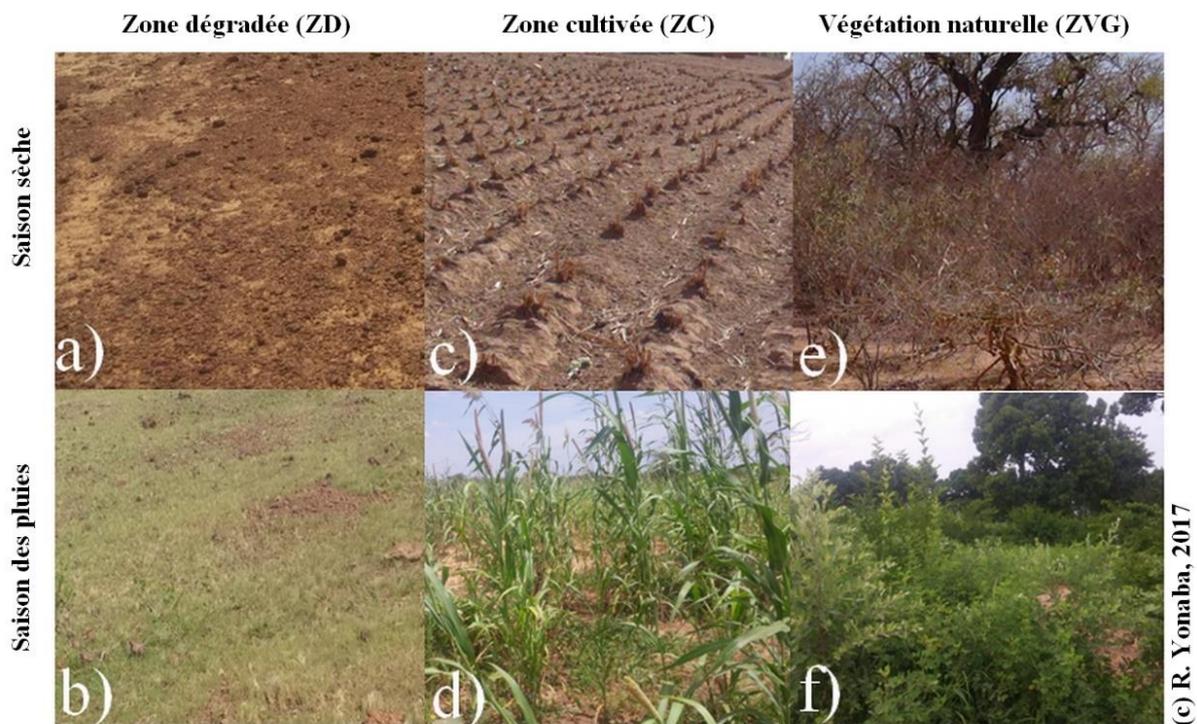


Planche II-2. Dynamique de la végétation sur les états de surface du bassin versant de Tougou. (a, b) Zones dégradées en saison sèche et saison des pluies. (c, d) Zones cultivées en saison sèche et saison des pluies. (e, f) Zones en végétation naturelle en saison sèche et saison des pluies. Les photos proviennent de prises de vue de terrain effectuées en Mai 2017 (pour les clichés de saison sèche) et en Août 2017 (pour les clichés de saison des pluies).

Les **sols dégradés (ZD)** présentent une couverture végétale stérile tout au long de la saison sèche (**Planche II-2a**), mais développent de petites touffes d'herbe verte en début de saison des

pluies (**Planche II-2b**). Les sols cultivés (ZC) sont également nus en surface pendant la saison sèche ; par contre, ils présentent une rugosité de surface plus importante que les sols dégradés (ZD) en raison des bourgeons de tiges séchés et alignés présents en surface (**Planche II-2c**), mais leur aspect reste assez similaire à celui des sols dégradés (ZD). En saison des pluies, les sols cultivés (ZC) portent les tiges de cultures sur la période de Juillet à Octobre (**Planche II-2d**).

La végétation naturelle (ZVG), constituée d'arbustes et arbres, perdure tout au long de l'année, avec toutefois des fluctuations dans l'intensité de la verdure, qui reste faible en saison sèche (**Planche II-2e**) mais qui augmente en intensité en saison des pluies (**Planche II-2f**). Il apparaît qu'en saison des pluies, il s'avère délicat de discriminer les zones cultivées (ZC) de la végétation naturelle (ZVG), en raison de l'abondance de la végétation dans les deux cas.

Cette dynamique saisonnière est susceptible de provoquer des erreurs d'interprétation lorsqu'elle n'est pas correctement prise en compte (Ruelland et al., 2008; Forkuor, 2014; Forkuor et al., 2015; Liu et al., 2015). Sur une image satellitaire, des confusions peuvent être facilement faites pendant la saison sèche entre les sols cultivés et dégradés, ou pendant la saison des pluies entre les sols cultivés et la végétation naturelle.

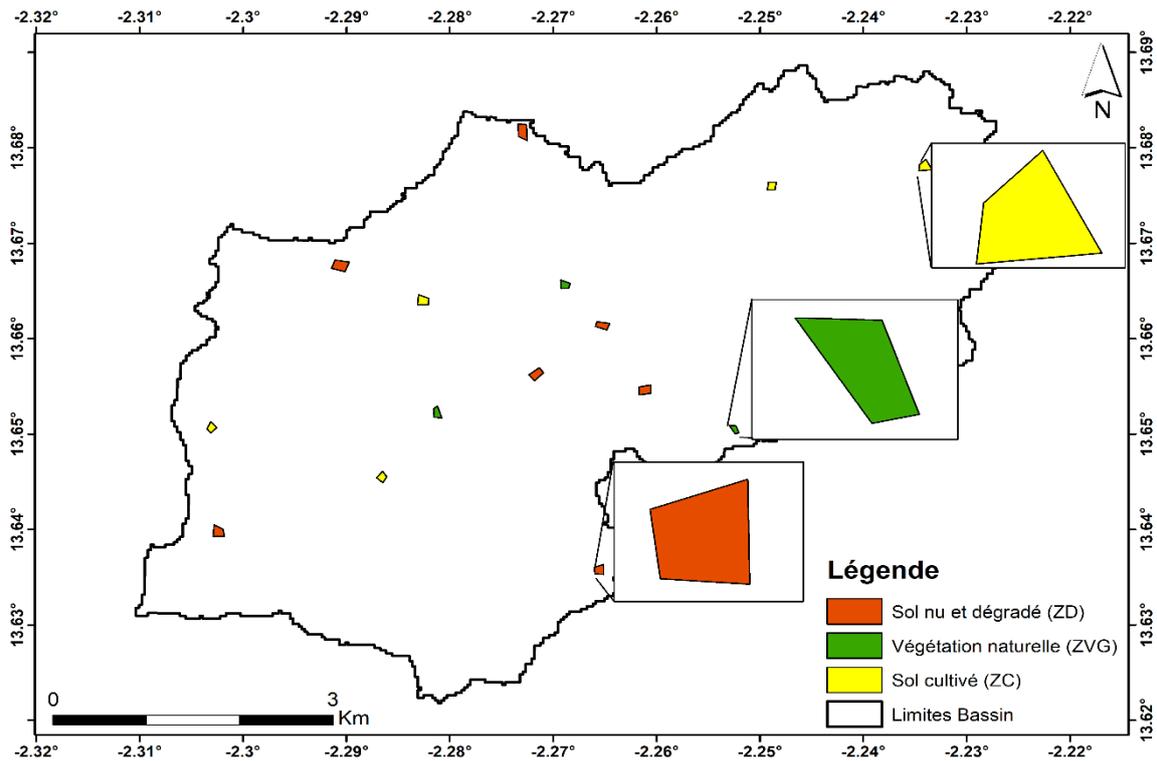
Lors de la classification supervisée des images satellitaires, deux approches d'interprétation des images sont généralement employées, l'une s'appuyant sur des images satellitaires mono-date, et l'autre sur les images multi-dates (Zoungrana et al., 2015). L'approche *mono-date* consiste à effectuer la classification supervisée sur une image prise à une date précise de l'année. Si la date est bien choisie, la discrimination des classes est optimale, dépendamment de la résolution à laquelle l'image est fournie et de la technique de traitement à laquelle l'analyste aura recours. L'approche *multi-dates* s'appuie plutôt sur une chronique d'images satellitaires prises chacune sur différents mois de la même année pour effectuer la classification supervisée. Il peut s'agir par exemple d'un ensemble de 12 images satellitaires (soit une image par mois) dans le meilleur des cas. L'utilisation d'images multi-dates a été suggérée comme étant plus efficace pour optimiser la précision des cartes par télédétection (Zoungrana et al., 2015). En effet, les images multi-dates permettent d'intégrer l'évolution des stades phénotypiques de la végétation dans la classification supervisée, ce qui est utile pour discriminer la végétation des cultures saisonnières (Karlson et al., 2015). Toutefois, les images multi-temporelles posent le problème de chaîne de traitement plus longue, mais aussi de la difficulté de souvent trouver une chronique temporelle non altérée par les nuages (surtout en saison des pluies) sur la zone d'intérêt, ce qui constitue

une limite à leur utilisation (Forkuor et al., 2015). De plus, lorsque les contrastes visuels ne sont pas suffisamment prononcés, ne serait-ce que sur quelques mois de l'année, les images multi-dates sont susceptibles de produire des résultats même moins précis que les images mono-date (Langley et al., 2001).

C'est la raison pour laquelle **nous avons choisi de recourir à une approche de cartographie mono-date dans cette recherche**, avec en prélude la détermination d'une période optimale sur laquelle choisir nos images. Dans cette perspective, une analyse du profil saisonnier des états de surface a été réalisée sur les années 2015, 2016 et 2017 afin d'identifier une fenêtre temporelle optimale pour la discrimination des états de surface. Cette analyse a été effectuée sur 15 sites d'entraînement, répartis sur l'emprise du bassin et représentatifs des états de surface retenus, sélectionnés lors d'une campagne de terrain en Mai 2017. Ces sites ont été retenus en considérant les critères suivants :

- l'aspect de la surface du sol doit être homogène pour l'état de surface considéré sur le site d'entraînement. Ce site doit couvrir, en termes d'espace, un minimum de 100 m x 100 m, ce qui correspond à un recouvrement d'une fenêtre de 3 x 3 pixels au minimum sur une image satellitaire de résolution 30m (Stehman, 2014) ;
- l'aspect de la surface du sol du site d'entraînement doit avoir été invariant sur une longue période, d'au moins 3 décennies. Pour ce point en particulier, l'aide des autochtones du village de Tougou a été déterminante. Ce critère nous permet d'avoir des sites dits '*pseudo invariants radiométriques*', qui serviront à la classification sur les images anciennes (Bouvet, 2014).

Une attention particulière a été portée à la sélection de sites présentant différents aspects (classe de pente, position géomorphologique, type de sol) pour le même type d'état de surface afin d'assurer une meilleure représentativité et couvrir au mieux sa variabilité naturelle. 3 sites d'entraînement ont été sélectionnés en végétation naturelle (6 ha au total), 7 sites d'entraînement sur les sols dégradés (10 ha au total) et 5 sites d'entraînement sur les sols cultivés (12 ha au total). La **Carte II-1** indique l'emplacement des sites d'entraînement sélectionnés sur le bassin versant du Tougou, sur fond de réflectance sur imagerie satellitaire Landsat.



Carte II-1. Localisation des 15 sites d'entraînement sur le bassin versant de Tougou.

36 images satellitaires Landsat-8 OLI (*Operational Land Imager*) pour les années 2015 à 2017, présentées dans le **Tableau II-5**, ont été téléchargées sur la plateforme *EarthExplorer* de l'USGS (*United States Geological Survey*, <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

Tableau II-5. Dates d'acquisition des images Landsat-8 OLI utilisées dans l'analyse de la dynamique saisonnière à Tougou.

2015		2016		2017	
Dates d'acquisition	WRS2	Dates d'acquisition	WRS2	Dates d'acquisition	WRS2
9/1/2015	196/51	12/1/2016	196/51	14/1/2017	196/51
10/2/2015	196/51	13/2/2016	196/51	15/2/2017	196/51
14/3/2015	196/51	16/3/2016	196/51	3/3/2017	196/51
15/4/2015	196/51	17/4/2016	196/51	4/4/2017	196/51
17/5/2015	196/51	19/5/2016	196/51	6/5/2017	196/51
18/6/2015	196/51	4/6/2016	196/51	7/6/2017	196/51
4/7/2015	196/51	22/7/2016	196/50	25/7/2017	196/51
21/8/2015	196/51	23/8/2016	196/51	10/8/2017	196/51
22/9/2015	196/51	8/9/2016	196/51	11/9/2017	196/51
24/10/2015	196/51	10/10/2016	196/51	29/10/2017	196/51
9/11/2015	196/51	11/11/2016	196/51	14/11/2017	196/51
11/12/2015	196/51	29/12/2016	196/51	16/12/2017	196/51

WRS2 : Coordonnées de la tuile d'image dans le système Worldwide Reference System (Système de Référence Mondial).

Ces images sont de type SR (*Surface Reflectance*). Il s'agit d'images satellitaires de second niveau de traitement (*Level-2*), qui ont déjà subi des opérations de traitement de correction atmosphérique par algorithme *LEDAPS* pour les images Landsat TM et ETM+ (USGS, 2018a) et par algorithme *LaSRC* pour les images Landsat OLI (USGS, 2018b). Ces images SR fournissent des données de réflectance, qui traduisent directement les propriétés de surface du sol et ont une interprétation physique plus proche de notre réalité. Ensuite, puisque la correction atmosphérique est appliquée à la source d'acquisition des images, cela permet d'avoir à la sortie un cadre homogène d'interprétation (Young et al., 2017).

Deux indices radiométriques ont été sélectionnés pour leur potentiel à représenter les traits biophysiques du milieu en contexte aride et semi-aride. Il s'agit de l'indice de végétation normalisé NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), qui représente le niveau d'abondance de végétation, calculé suivant l'équation II-3, et l'indice de brillance du sol (BI, *Brightness Index*) représentant l'albédo de surface du sol, calculé selon l'équation II-4. Ces deux indices permettent de suivre l'évolution biophysique de chaque état de surface dans une projection plan d'axes *sol* et *végétation* (Belghith, 2003; Ghram-Messedi and Delaître, 2007; Ruelland et al., 2008; Maimouni et al., 2011).

$$NDVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_R}{\rho_{PIR} + \rho_R} \quad (II-3)$$

$$BI = \sqrt{\rho_V^2 + \rho_R^2 + \rho_{PIR}^2} \quad (II-4)$$

avec ρ_{PIR} , ρ_R and ρ_V correspondant à la réflectance de surface du sol dans les bandes Proche Infrarouge (PIR, bande OLI5), Rouge (R, bande OLI4) et Vert (V, bande OLI3) respectivement. Les indices NDVI et BI ont été calculés pour chaque état de surface et pour chaque mois sur les années 2015 à 2017. L'analyse des profils d'évolution de chaque indice a permis d'identifier une période optimale dans l'année permettant une meilleure discrimination des états de surface.

II-3.3. Cartographie des états de surface du bassin versant de Tougou

II-3.3.1. Données satellitaires pour la production des cartes d'états de surface

L'analyse de la dynamique saisonnière a permis d'identifier la période de fin de récolte à allant de mi-October à début Novembre comme étant la période optimale pour discriminer les états de surface (cf. **section II-4.1**). Ainsi, pour la cartographie de ces états de surface, des images

Landsat SR ont été acquises depuis la plateforme *EarthExplorer* de l'USGS, à différentes dates. Ces dates ont été choisies de sorte à disposer d'une carte du bassin versant de Tougou par pas de temps de 10 ans, afin de capter les variations significatives dans la dynamique environnementale. Cependant, il n'a pas toujours été possible de respecter cette contrainte en raison de la disponibilité d'images d'archive de qualité. Nous avons donc retenu en définitive les années 1986, 1999, 2009 et 2017. Le **Tableau II-6** présente les caractéristiques des images sélectionnées pour la cartographie des états de surface sur le bassin versant de Tougou.

Tableau II-6. Caractéristiques des images Landsat SR sélectionnées pour la cartographie des états de surface.

Dates d'acquisition	Mission Landsat	Capteur	Bandes utilisées
09/11/1986	Landsat 5	TM	1-5, 7
20/10/1999	Landsat 7	ETM+	1-5,7
08/11/2009	Landsat 5	TM	1-5,7
29/10/2017	Landsat 8	OLI	2-7

TM: Thematic Mapper. ETM+: Enhanced Thematic Mapper Plus. OLI : Operational Land Imager. Pour les capteurs TM/ETM+, la bande InfraRouge thermique (bande 6) a été ignorée. Pour les capteurs OLI-8, les bandes d'Aérosol (bande 1), Panchromatique (bande 8), Cirrus (bande 9), InfraRouge thermique (bandes 10 et 11) ont également été ignorées.

Pour cette étape, les images SR (*Level-2*) présentent l'avantage d'être rééquilibrées entre capteurs et donc comparables. La suite des traitements a été effectuée sous le logiciel ENVI v5.3 (*Harris Geospatial Solutions*).

II-3.3.2. Séparabilité des classes d'état de surface

Les profils spectraux des états de surface sont présentés en **Figure II-6**.

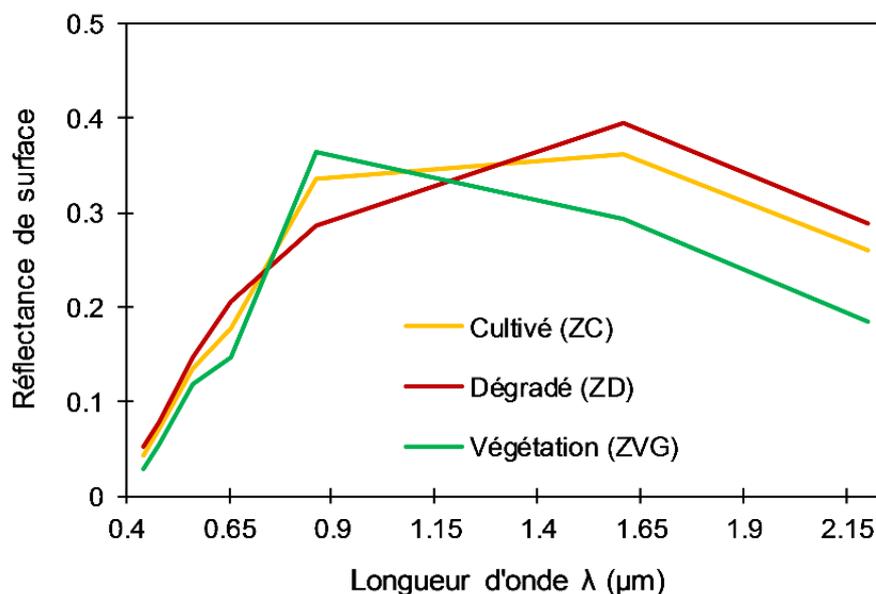


Figure II-6. Profils spectraux des états de surface cultivé, dégradé et en végétation naturelle sur le bassin versant de Tougou.

Ces profils ont été évalués sur une image satellitaire Landsat 8 OLI SR, résolution 30 m, prise en Octobre 2017. La végétation naturelle se caractérise par un pic de réflectance autour des longueurs d'onde de 0,9 μm (rouge). Les zones de cultures présentent des pics plus prononcés sur les longueurs d'onde 1,40 μm – 1,65 μm , tandis que les sols dégradés affichent une réflectance plus haute sur la même plage.

La séparabilité des profils spectraux a été évaluée à l'aide des distances de *Jeffries-Matusita* (JM) et de la *Divergence Transformée* (DT). Il s'agit de statistiques dont la valeur est comprise entre 0 (séparabilité faible) et 2 (séparabilité nette). La littérature propose un seuil minimal très satisfaisant de 1,90 (séparabilité très satisfaisante) pour chacune des deux distances (Richards, 2013). Le **Tableau II-7** présente les résultats de l'évaluation de la séparabilité des classes.

Tableau II-7. Séparabilité des états de surface sur les images Landsat de 1986, 1999, 2009 et 2017.

Dates des images	Etats de surface	Jeffries-Matusita (JM)			Divergence transformée (DT)		
		ZD	ZC	ZVG	ZD	ZC	ZVG
1986	ZD	-	1,8923	1,9352	-	1,8949	2,0000
	ZC	1,8923	-	1,9394	1,8949	-	1,9603
	ZVG	1,9352	1,9394	-	2,0000	1,9603	-
1999	ZD	-	1,9978	1,9997	-	1,9997	2,0000
	ZC	1,9978	-	1,9912	1,9997	-	1,9997
	ZVG	1,9997	1,9912	-	2,0000	1,9999	-
2009	ZD	-	1,9383	1,9991	-	1,9927	2,0000
	ZC	1,9383	-	1,9473	1,9927	-	1,9996
	ZVG	1,9991	1,9473	-	2,0000	1,9996	-
2017	ZD	-	1,9988	1,9996	-	2,0000	2,0000
	ZC	1,9988	-	1,9882	2,0000	-	2,0000
	ZVG	1,9996	1,9882	-	2,0000	2,0000	-

Pour toutes les paires d'état de surface, les valeurs de JM et DT se situent toutes **au-dessus** du **seuil minimal requis de 1,90** ce qui indique la séparabilité satisfaisante des classes. Toutefois, on peut lire des valeurs de séparabilité de 1,8923 entre les sols dégradés (ZD) et cultivés (ZC) sur l'image de 1986, légèrement en dessous de la valeur limite, mais qui ont été jugées acceptables.

II-3.3.3. Classification supervisée des états de surface

L'algorithme de *maximum de vraisemblance* (MV) a été utilisé pour la classification supervisée des états de surface sur le bassin versant de Tougou pour les années 1986, 1999, 2009 et 2017. Ce classificateur paramétrique suppose que, pour chaque classe et dans chaque bande, les

valeurs de réflectance sont normalement distribuées. Ensuite, pour chacun des pixels de l'image à classer, la probabilité qu'il appartienne à une classe spécifique est évaluée, puis le pixel est associé à la classe qui présente la probabilité la plus élevée, suivant l'équation II-5 (Richards, 2013) :

$$g_i(x) = \ln p(w_i) - \frac{1}{2} \ln \left| \sum_i \right| - \frac{1}{2} (x - m_i)^T \sum_i^{-1} (x - m_i) \quad (\text{II-5})$$

où i représente une classe, x est un vecteur de dimension n (correspondant au nombre de bandes présentes dans l'image), $p(w_i)$ est la probabilité d'occurrence d'une classe, $|\sum_i|$ est le déterminant de la matrice de covariance des données d'une classe i , \sum_i^{-1} est l'inverse de la matrice de covariance d'une classe, m_i le vecteur moyen d'une classe (Richards, 2013).

Sur les classifications brutes obtenues, un filtre de majorité/minorité a ensuite été utilisé en post-traitement pour lisser les résultats de classification (Huang et al., 2014).

II-3.3.4. Evaluation de la précision des cartes d'états de surface

L'évaluation de la précision des classifications a ensuite été effectuée au moyen d'une matrice de confusion. Cette matrice emploie un échantillon de points de contrôle pris sur le terrain que l'on oppose à la classification. Les points de contrôle au sol ont été obtenus à l'aide d'un échantillonnage aléatoire stratifié (Olofsson et al., 2014). Le nombre minimum total de points de validation à considérer a été évalué selon l'équation II-6 (Olofsson et al., 2014) :

$$N \approx \left(\frac{\sum_i W_i \sqrt{PU_i(1 - PU_i)}}{S(\hat{\delta})} \right)^2 \quad (\text{II-6})$$

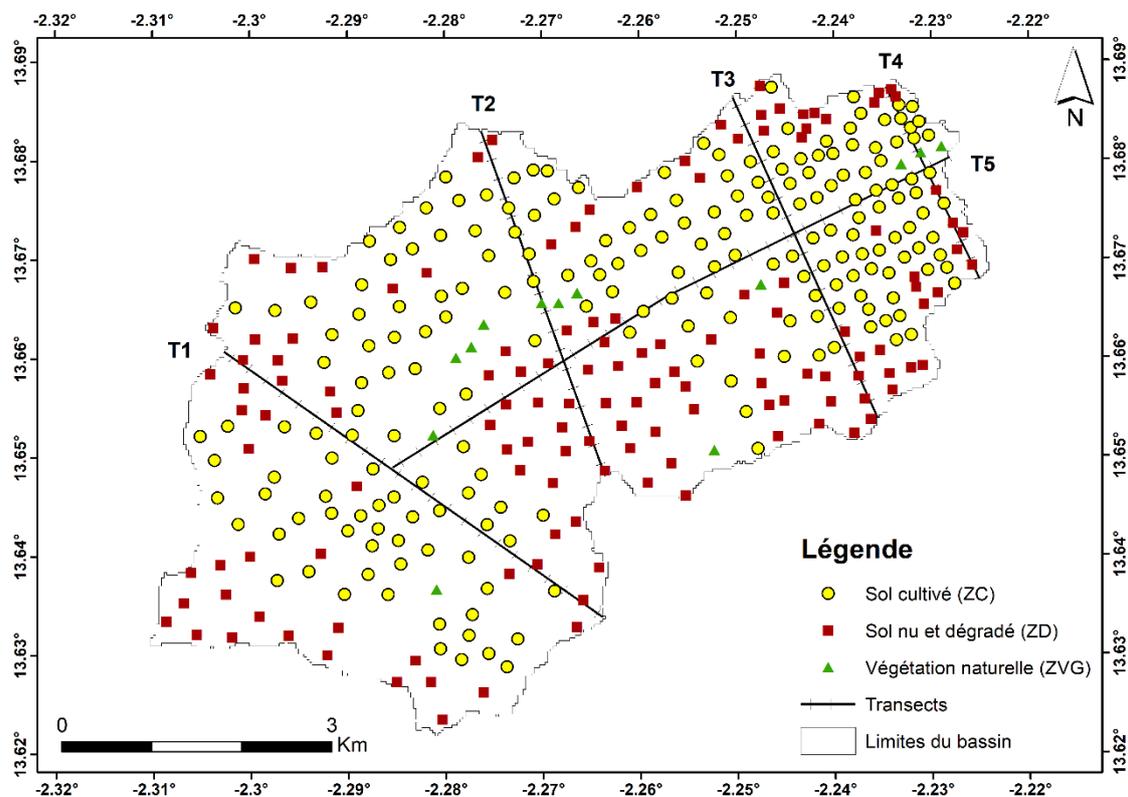
où N est la taille totale de l'échantillon de points de validation à collecter, i désigne une classe d'état de surface donnée ; W_i est la proportion de l'espace occupée par la classe i sur la carte à valider ; PU_i est la précision utilisateur souhaitée pour la classe i , que nous avons fixée à 80% ; $S(\hat{\delta})$ est l'erreur standard sur la précision globale que l'on souhaite atteindre et que nous avons fixée à 3,5% après quelques itérations pour avoir une taille d'échantillon qui puisse être investigué dans des délais raisonnables (Olofsson et al., 2014). Le total obtenu pour N est 171 points, que nous avons considéré comme étant un minimum à atteindre pour la validation des cartes. Mais en pratique, ce nombre a été dépassé à chaque fois.

Les points de validation ont été répartis par état de surface proportionnellement à superficie occupée sur les cartes. Pour la végétation naturelle, qui présente les plus faibles taux d'occupation de l'espace à toutes les dates, nous nous sommes assurés de disposer au minimum de 20 points de contrôle au sol (Congalton and Green, 2019). La répartition de nos points de contrôle pour la validation de la classification des années 1986, 1999, 2009 et 2017 est présentée dans le **Tableau II-8**.

Tableau II-8. Répartition des points de contrôle (vérité terrain) pour la validation de la classification supervisée.

Année	ZVG	ZD	ZC	Total
1986	23	71	104	198
1999	23	73	108	204
2009	25	85	112	222
2017	27	86	115	228

Pour la validation de la classification de l'année 2017, les points de contrôle au sol ont été collectés sur le terrain à l'aide d'un GPS Garmin Etrex-20 (précision planimétrique ≈ 3 m). La localisation de ces points de contrôle est donnée sur la **Carte II-2**.



Carte II-2. Répartition spatiale des points de contrôle (228) pour la validation des classifications supervisées. Un total de 5 transects de validation, présentés sur la figure, ont été également inspectés sur terrain.

Pour l'année 2009, une image satellite de Google Earth a été utilisée pour l'échantillonnage aléatoire stratifié des points de contrôle par interprétation visuelle (Rembold et al., 2000).

Pour la validation des cartes des années 1986 et 1999, étant donné que les images des années antérieures à 2002 n'étaient pas disponibles sur la zone d'étude via la Timeline de Google Earth, nous nous sommes appuyé sur le projet *Timelapse* de Google Earth (accessible à <https://earthengine.google.com/timelapse/>, Herwig, 2017) pour exporter des images à haute résolution et géoréférencées pour les années 1986 et 1999, à l'aide de scripts disponibles sur la plateforme *Google Earth Engine* (GEE, Gorelick et al., 2017). Ces images ont servi de support pour l'identification visuelle des points de contrôle présentés sur la **Carte II-2**.

L'évaluation de la précision des classifications supervisées des images Landsat a été ensuite faite à l'aide de matrices de confusion, dont un exemple typique est présenté en **Tableau II-9**.

Tableau II-9. Notation d'une matrice de confusion typique pour la validation d'une classification.

		Référence						Total
		<i>1</i>	<i>2</i>	...	<i>k</i>	...	<i>q</i>	
Classification	<i>1</i>	N_{11}	N_{12}	...	N_{1k}	...	N_{1q}	N_{1+}
	<i>2</i>	N_{21}	N_{22}	...	N_{2k}	...	N_{2q}	N_{2+}

	<i>k</i>	N_{k1}	N_{k2}	...	N_{kk}	...	N_{kq}	N_{k+}

	<i>q</i>	N_{q1}	N_{q2}	...	N_{qk}	...	N_{qq}	N_{q+}
Total		N_{+1}	N_{+2}	...	N_{+k}	...	N_{+q}	N

Les décomptes sont effectués en termes de nombre de pixels N_{ij} . Cette table est adaptée de Stehman (2014).

Les matrices de confusion ont permis d'évaluer des indicateurs de précision des classifications supervisées, notamment la *précision globale* PG (**équation II-7**), correspondant à la proportion de points de contrôle correctement classés ; la *précision utilisateur* par classe PU_k (**équation II-8**), correspondant à la proportion de points de contrôle classés dans un état de surface et qui le sont réellement sur le terrain ; la *précision producteur* par classe PP_k (**équation II-9**), correspondant à la proportion de points de contrôle issus d'un état de surface sur le terrain et correctement classés dans le même état de surface sur la carte (Stehman, 2014; Congalton and Green, 2019).

$$PG = \sum_{i=1}^q N_{ii}/N \quad (\text{II-7})$$

$$PU_k = N_{kk}/N_{+k} \quad (\text{II-8})$$

$$PP_k = N_{kk}/N_{k+} \quad (\text{II-9})$$

L'indice Kappa (κ), mesurant le niveau d'accord entre la classification et les points de contrôle au sol, a également été évalué pour chaque classification, suivant l'équation **II-10** (Congalton and Green, 2019) :

$$\kappa = \frac{N \sum_{i=1}^q N_{ii} - \sum_{i=1}^q (N_{i+} \cdot N_{+i})}{N^2 - \sum_{i=1}^q (N_{i+} \cdot N_{+i})} \quad (\text{II-10})$$

L'ensemble de ces indices (PG, PU, PP, Kappa) prennent des valeurs comprises entre 0 (indiquant le désaccord) et 1 (indiquant l'accord parfait). Pour ce qui est de l'indice Kappa, une valeur supérieure à 0,80 est jugée satisfaisante (Stehman, 2014; Congalton and Green, 2019).

II-3.3.5. Validation formelle des cartes d'états de surface sur terrain

Afin de fournir un niveau de validation supplémentaire par opposition avec la vérité terrain, la carte de 2017 a fait l'objet d'un second niveau de validation de terrain par l'investigation de transects, qui sont présentés sur la **Carte II-2**. Il s'agit de 4 transects transversaux (T1 à T4), reliant les limites du bassin d'un versant à l'autre et 1 transect longitudinal (T5). L'idée à ce niveau est de valider les cartes sous l'angle des distributions spatiales des patches d'états de surface. Les transects sélectionnés présentent des longueurs allant de 2,38 km (T4) à 7,10 km (T5) et ont été investigués sur terrain à l'aide d'un GPS (*Garmin Etrex-20*, précision planimétrique ≈ 3 m). Les distributions des patches d'états de surface (nature, longueur et succession) sur la carte classée de 2017 et sur le terrain ont été comparées à l'aide du test non-paramétrique de Wilcoxon signé et du test du signe (au seuil $\alpha = 5\%$). L'hypothèse nulle H_0 de ces tests est celle d'égalité entre les paires de longueurs des patches d'états de surface rencontrés le long d'un transect parcouru.

II-3.3.6. Evaluation de l'incertitude sur l'estimation des surfaces

Les cartes produites par les algorithmes de classification supervisée sont inévitablement entachées d'erreurs ou d'incertitudes qui sont liées aux données fournies, au jugement de l'analyste, aux hypothèses effectuées par les algorithmes eux-mêmes. Aussi, l'estimation de l'incertitude autour des résultats est une étape critique dans tout travail de recherche, qui vient compléter les résultats issus de la chaîne de traitement. Dans le cadre de cette recherche, l'incertitude d'estimation sur les taux d'espace occupés par chaque état de surface sur le bassin versant de Tougou aux années 1986, 1999, 2009 et 2017 a été évaluée en s'appuyant sur la méthodologie proposée par Olofsson et al. (2014). Étant donnée une classe k , l'intervalle de confiance $IC_{\widehat{A}_k}$ autour de la proportion d'aire \widehat{A}_k occupée par un état de surface est donné par l'équation II-11:

$$IC_{\widehat{A}_k} = 2 \cdot z_\alpha \sqrt{\sum_{i=1}^q \left(\frac{\widehat{p}_{ij} N_{i+}}{N_{ij}} \right)^2 \frac{N_{ij}/N_{i+} (1 - N_{ij}/N_{i+})}{N_{i+} - 1}} \quad (\text{II-11})$$

où z_α est la statistique Z au niveau de confiance α ; N_{ij} est le nombre de points de contrôle dans la cellule (i, j) dans la matrice de confusion ; N_{i+} est le total marginal de points de contrôle sur l'ensemble de la classe. Le terme \widehat{p}_{ij} est un estimateur sans biais de la proportion de l'aire occupée par un état de surface et est donné par l'équation II-12 :

$$\widehat{p}_{ij} = \left(\frac{N_{i+}^2}{N} \right) N_{ij} \quad (\text{II-12})$$

Pour un intervalle de confiance à 95%, soit $z_{0,95} = 1,96$, la proportion d'aire occupée par l'état de surface k est estimée par \widehat{A}_k donné par l'équation II-13 :

$$\widehat{A}_k = \left(\frac{N_{k+}}{N} \right) \pm z_{0,95} IC_{\widehat{A}_k} \quad (\text{II-13})$$

II-3.4. Modélisation des états de surface du bassin versant de Tougou

La modélisation des états de surface a été intégralement conduite sous l'environnement IDRISI TerrSet v15.31 (Clark Labs). Au préalable, une analyse des changements d'états de surface sur la période 1986-2017 a été effectuée, en incluant une évaluation des gains, pertes et des changements nets par état de surface (Pontius, 2002; Pontius et al., 2004, 2017). Pour un état

de surface donné qui évolue entre deux dates, le **gain** correspond à l'ensemble des superficies qui ont évolué d'un autre état de surface vers l'état considéré. La **perte** correspond, à l'opposé, à l'ensemble des superficies qui ont évolué de l'état considéré vers d'autres états de surface. Ainsi donc, pour un état de surface qui évolue entre deux dates, la variation résultant du **gain** diminué de la **perte** est qualifiée de **changement net**.

Pour la modélisation des états de surface, le schéma général de travail que nous avons adopté est présenté en **Figure II-7**.

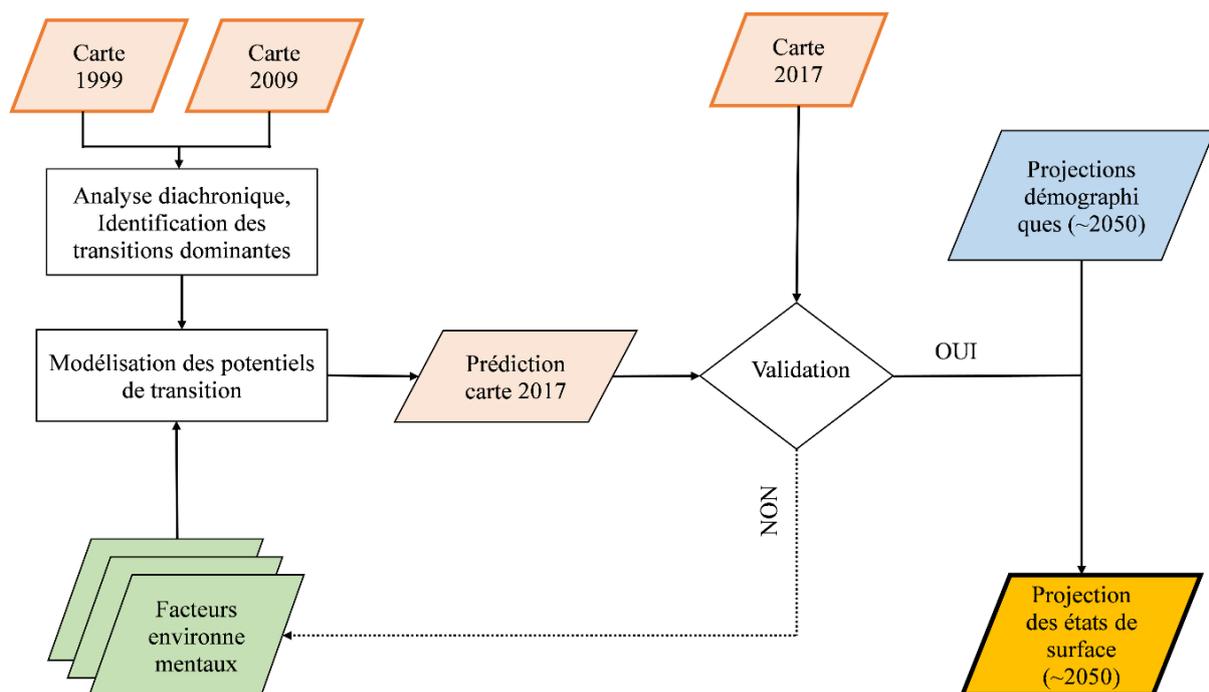


Figure II-7. Diagramme de modélisation des états de surface adopté dans cette recherche. L'ensemble de la procédure a été effectuée sous le module Land Change Modeler (LCM) de IDRISI TerrSet v15.31 (Clark Labs).

Les images 1999 et 2009 ont été choisies pour effectuer la calibration du PMC. Afin de valider la capacité du modèle à se projeter dans le futur à partir de changements identifiés sur une période passée, nous simulons la carte de 2017 qui est ensuite comparée à la carte de référence établie par la classification supervisée pour la même année. Cela permet, après validation, de se projeter sur à des dates futures après 2017.

II-3.4.1. Transitions, variables et calibration du modèle

Les transitions d'états de surface ont été analysées sur la période 1999-2009 pour sélectionner les transitions dominantes à inclure dans la procédure de modélisation. La **Figure II-8** récapitule les transitions considérées dans cette recherche sur le bassin versant de Tougou.

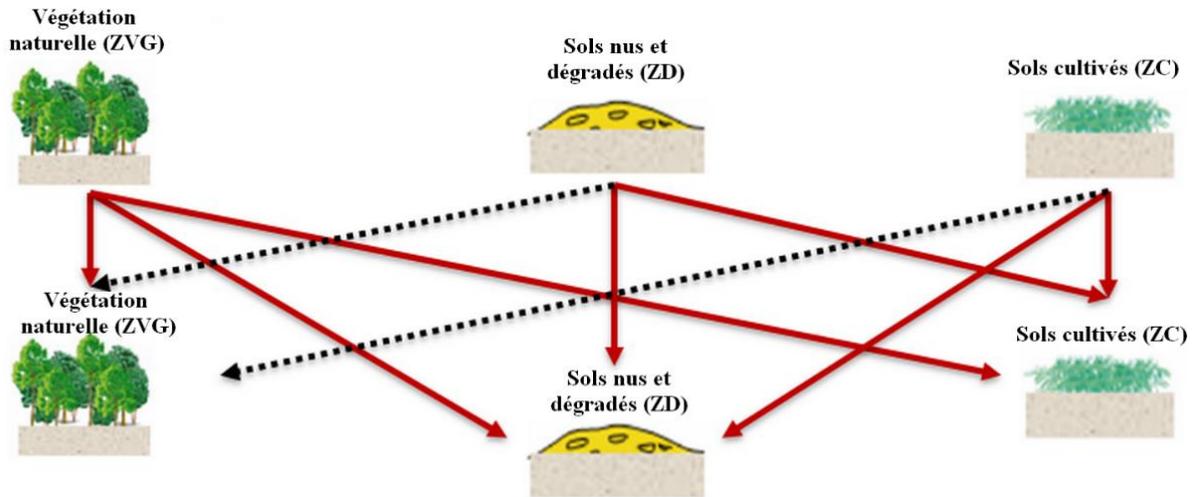


Figure II-8. Transitions considérées dans la modélisation des états de surface du bassin versant de Tougou. Les transitions en traits rouges solides représentent les transitions prises en considération dans la modélisation. Les transitions en traits noirs discontinus ont été ignorées, car jugées minoritaires ou absentes.

Sur la période 1999-2009, les conversions de sols dégradés vers la végétation naturelle (dégradation des sols) ou de sols cultivés vers la végétation naturelle (régénération ou reprise de végétation) n'ont pas été significatives sur les cartes. En conséquence, ces deux types de transition n'ont pas été prises en compte dans l'ensemble des transitions à modéliser.

9 variables environnementales ont ensuite été sélectionnées sur la base de la littérature, comme facteurs explicatifs des changements d'états de surface. Il s'agit de : l'altitude, la pente, le type de sol, la distance au réseau hydrographique, la distance aux hameaux d'habitation, la distance aux pistes principales, la distance aux sols cultivés, la distance aux sols dégradés et la distance à la végétation (Agarwal et al., 2002; Brown et al., 2014). Ces variables sont présentées sur la **Figure II-9**.

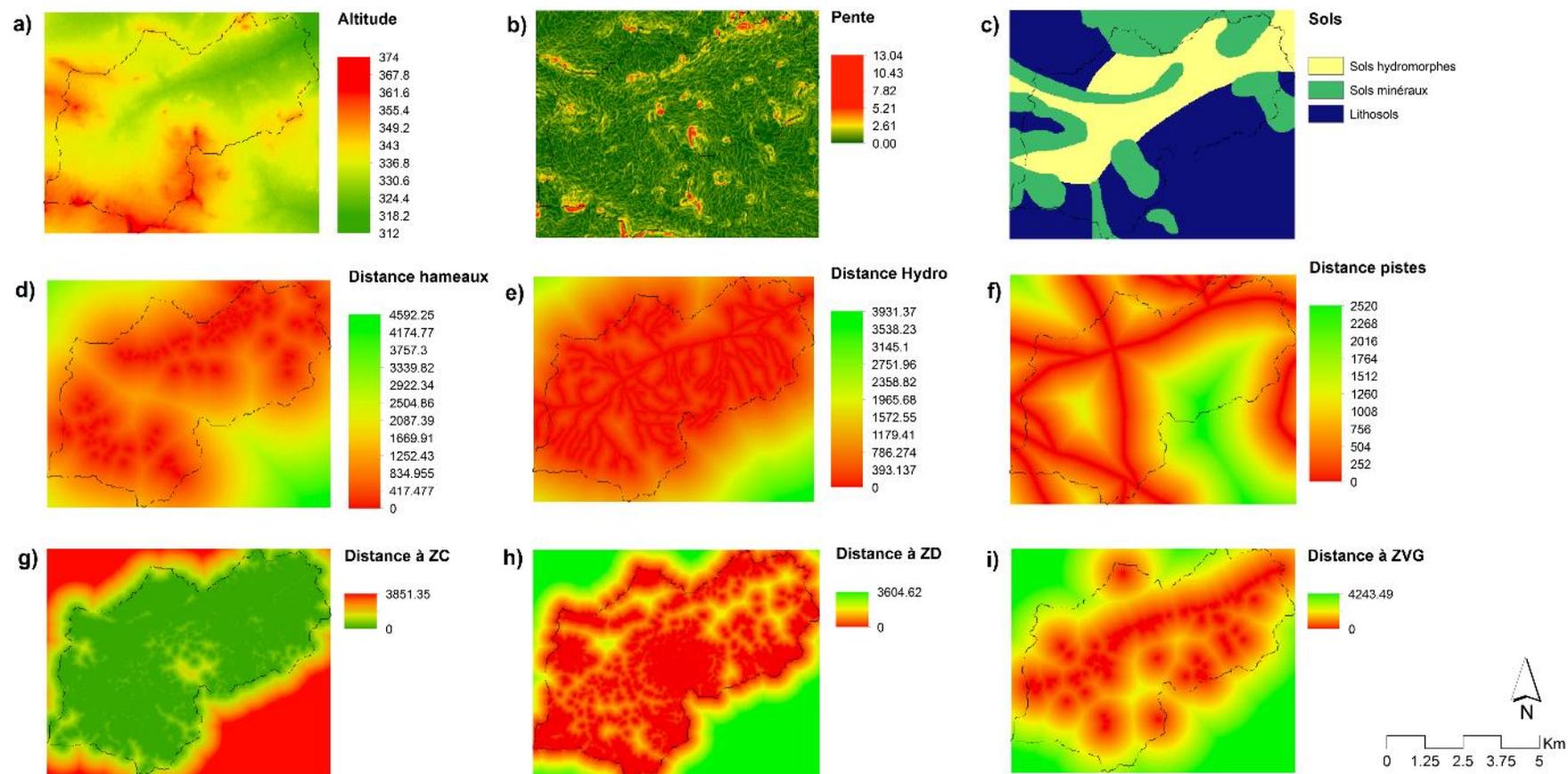


Figure II-9. Variables de calibration du PMC sur Tougou. (a) Altitude, dérivée depuis le MNT ASTER GDEM v3, résolution 30 m (Spacesystems, 2019). (b) Pentés, calculée à partir des altitudes via le module Pente de ESRI ArcGIS. (c) Type de sols, convertie au format raster, résolution 30 m. (d) Distance aux hameaux d'habitation. La position des hameaux d'habitation a été obtenue par inspection visuelle de l'imagerie Google Earth, en résolution 30 m. (e) Distance au réseau hydrographique, résolution 30 m. (f) Distance aux pistes principales, résolution 30 m. (g) Distance aux sols cultivés (en 2017), résolution 30 m. (h) Distance aux sols nus et dégradés (en 2017), résolution 30 m. (i) Distance aux zones de végétation naturelle (en 2017), résolution 30 m. Les distances ont été calculées à partir de l'outil Distance Euclidienne de ESRI ArcGIS.

Toutes les variables ont été considérées comme statiques, à l'exception des distances aux zones cultivées, dégradées et à la végétation naturelle, qui ont été considérées comme étant dynamiques. Par conséquent, ces variables sont recalculées à chaque pas de temps de simulation (1 an). Le pouvoir explicatif des variables, qui quantifie le niveau de corrélation entre les variables et les transitions observées, a été évalué à l'aide de la statistique V de Cramer, calculée suivant l'équation **II-14** (Cramér, 2016) :

$$V = \sqrt{\frac{\chi^2/n}{\min(k-1, r-1)}} \quad (\text{II-14})$$

où χ^2 représente la statistique de khi-deux ; n est un nombre d'échantillons ; k et r correspondent respectivement aux nombres de lignes et de colonnes d'une table de contingence. Le test de χ^2 , sur lequel le test de Cramer est basé, permet d'évaluer si une relation existe entre une variable et une transition observée. Toutefois, le test de χ^2 ne permet pas mesurer la force de relation. De plus, la statistique χ^2 n'est pas bornée et n'est pas adaptée à la mesure de la taille d'effet, puisque sensible à la taille d'échantillon (Cohen, 2013). La statistique de Cramer est un test post- χ^2 permettant de mieux cerner la taille d'effet, tout en évaluant la force de la relation entre une variable et une transition observée. Elle est bornée et renvoie une valeur V comprise entre 0 (association faible) et 1 (association forte). Une valeur $V > 0,40$ indique que la variable considéré possède une liaison forte avec une transition observée, tandis qu'une valeur $0,15 < V < 0,40$ indique que la variable possède une liaison faible avec la transition observée (Eastman, 2015). Cependant, ces seuils ne garantissent pas forcément la pertinence de la variable en question. L'appréciation est en définitive laissée à l'analyste, qui peut décider de l'inclure en dépit d'un pouvoir explicatif faible ($V < 0,15$), sur la base de sa connaissance du contexte (Abuelaish, 2018; Beygi Heidarlou et al., 2019).

Après inclusion des variables et la phase d'entraînement, les potentiels de transition sont générés à partir du PMC calibré. Le taux de précision du modèle est alors évalué à travers la mesure de son aptitude (*skill*), notée S et calculée selon l'équation **II-15**, dont le résultat varie de -1 (faible précision du modèle) à +1 (haute précision) (Mas et al., 2014b) :

$$S = \frac{A - E_A}{1 - E_A}, E_A = \frac{1}{T + P} \quad (\text{II-15})$$

avec S étant l'aptitude du modèle, A la précision atteinte par le modèle, E_A la précision souhaitée, T le nombre de transitions à modéliser, P le nombre de persistances considérées. La carte simulée par le PMC pour l'année 2017 a été validée par deux approches :

- **La première approche évalue le niveau de précision** de la carte simulée pour 2017. À cet effet, elle utilise des variantes de la statistique kappa (κ): κ_{loc} , qui exprime la capacité du modèle à prédire avec justesse l'emplacement où les changements se produisent ; κ_{std} , correspondant à l'indice standard Kappa, qui quantifie le niveau d'accord entre la carte simulée et celle de référence ; κ_{no} qui définit la précision globale de la simulation. Ces trois variantes de Kappa traduisent une simulation parfaite lorsqu'elles sont égales à 1, satisfaisante et très satisfaisante lorsqu'elles sont respectivement supérieures à 0,70 et à 0,8 (Megahed et al., 2015; Tiné et al., 2019).
- **La seconde méthode quantifie de façon explicite les erreurs de simulation.** À cet effet, la carte simulée est comparée à la carte de référence dans une approche *pixel à pixel* pour identifier les cas suivants : *succès nul* (le modèle ne prédit pas de changement et il ne s'en est pas produit en réalité) ; *hits* (le modèle a prédit un changement qui s'est réellement produit) ; *échecs* (le modèle ne prédit pas de changement, mais un changement s'est produit en réalité) et les *fausses alertes* (le modèle a prédit un changement qui ne n'est pas produit en réalité). En définitive, l'erreur totale de prédiction est évaluée comme étant la somme des *échecs* et des *fausses alertes* (Pontius et al., 2017).

II-3.4.2. Projection des états de surface à l'horizon 2050

La projection des états de surface a été effectuée à l'horizon futur proche de 2050. Dans le cas du bassin versant du Tougou, à l'instar de la plupart des paysages sahéliens, il est déjà largement admis que le principal moteur de la transformation du paysage est la pression humaine (Raynaut, 2001; Stéphane and Lambin, 2001; Diello, 2007; Sawadogo et al., 2008; Ouedraogo et al., 2010). Nous avons cherché à prédire les superficies occupées par les sols cultivés sur la base des projections de la population.

À ce titre, la population future du bassin, à l'horizon 2050 a été estimée sur la base du taux moyen d'accroissement de la période 1999-2009 (la plus proche de la période de calibration du PMC) fixé à 2,56%, cf. **section I-3.2.1** (INSD, 2008). La population projetée obtenue pour cet horizon est de 16 148 habitants, soit une densité de 437 habitants/km². Cette évolution de la population sur le bassin a été utilisé pour extrapoler les superficies cultivées, sur la base d'un

modèle de croissance logistique. En effet, si l'on considère une année de référence t_0 , à laquelle les sols cultivés occupent un taux d'espace $S_{(t_0,zc)}$, ceux-ci vont évoluer progressivement vers $S_{(t,zc)}$ à l'année t , avec $t > t_0$ puis tendre vers une valeur maximale $S_{max,zc} = 1$, qui correspond à un état de saturation. Nous admettons ici, sur la base de travaux antérieurs (Mahé et al., 2005; Diello et al., 2006; Diello, 2007; Paturel et al., 2017), que la croissance de $S_{(t,zc)}$ est fonction de la taille de la population à la date t . Elle évolue de manière logistique lorsque $t \rightarrow \infty$, vers la limite $S_{max,zc} = 1$. Il est à préciser ici que la saturation maximale à 100% est théorique, car certaines aires du bassin peuvent être difficilement converties en surface cultivées : les pistes, les formations rocheuses, etc. Ces surfaces occupent toutefois une très faible portion du bassin versant (moins de 2%), ce qui nous autorise à les négliger.

Le modèle logistique ainsi développé est calibré sur les données de population et les surfaces cultivées observés sur les cartes de 1986, 1999, 2009 et 2017. La formulation de la fonction logistique ajustée est donnée par l'**équation II-16** (Diello, 2007) :

$$S_{(t,zc)} = \frac{S_{max,zc}}{1 + C \times \exp(-r \times (P_{(t)} - P_{(t_0)}))} \quad (\text{II-16})$$

où $S_{(t,zc)}$ est la superficie cultivée à une date t sur le bassin; $P_{(t)}$ est la population sur le bassin à la même date t , $P_0 = 3,086$ est la population (en milliers) sur le bassin à la date de départ $t_0 = 1986$; $S_{max,zc} = 1$ est le taux maximal de l'espace occupé par les sols cultivés à saturation, C et r sont les paramètres du modèle logistique, calibrés à 1,23002 et 0,18585 (respectivement) par régression non-linéaire sous Minitab v19 (Minitab, 2019).

Nous supposons ensuite que les superficies en végétation naturelle restent stables après 2017 jusqu'en 2050, conformément à ce qui a déjà été observé sur la période 2009-2017. En effet, sur les cartes de 2009 et de 2017, il apparaît que la végétation naturelle s'est maintenue le long de l'axe de drainage principal, là où le développement des zones cultivées n'est plus possible. Ainsi le taux de superficie en végétation naturelle pour l'horizon 2050 a été fixé à 2,5%, similaire à la valeur occupée en 2017. Cette hypothèse permet alors de déduire les superficies occupées par les sols dégradés aux dates futures. Ces taux étant introduits dans le PMC calibré, nous produisons, après allocation, des cartes d'états de surface du bassin versant de Tougou pour l'horizon 2050.

II-4. Résultats

II-4.1. Cartographie des états de surface et analyse diachronique

II-4.1.1. Identification d'une période optimale pour la cartographie mono-date

Les profils temporels de NDVI et de BI ont permis de caractériser la dynamique saisonnière des états de surface sur les années 2015 à 2017, présentés sur la **Figure II-10**.

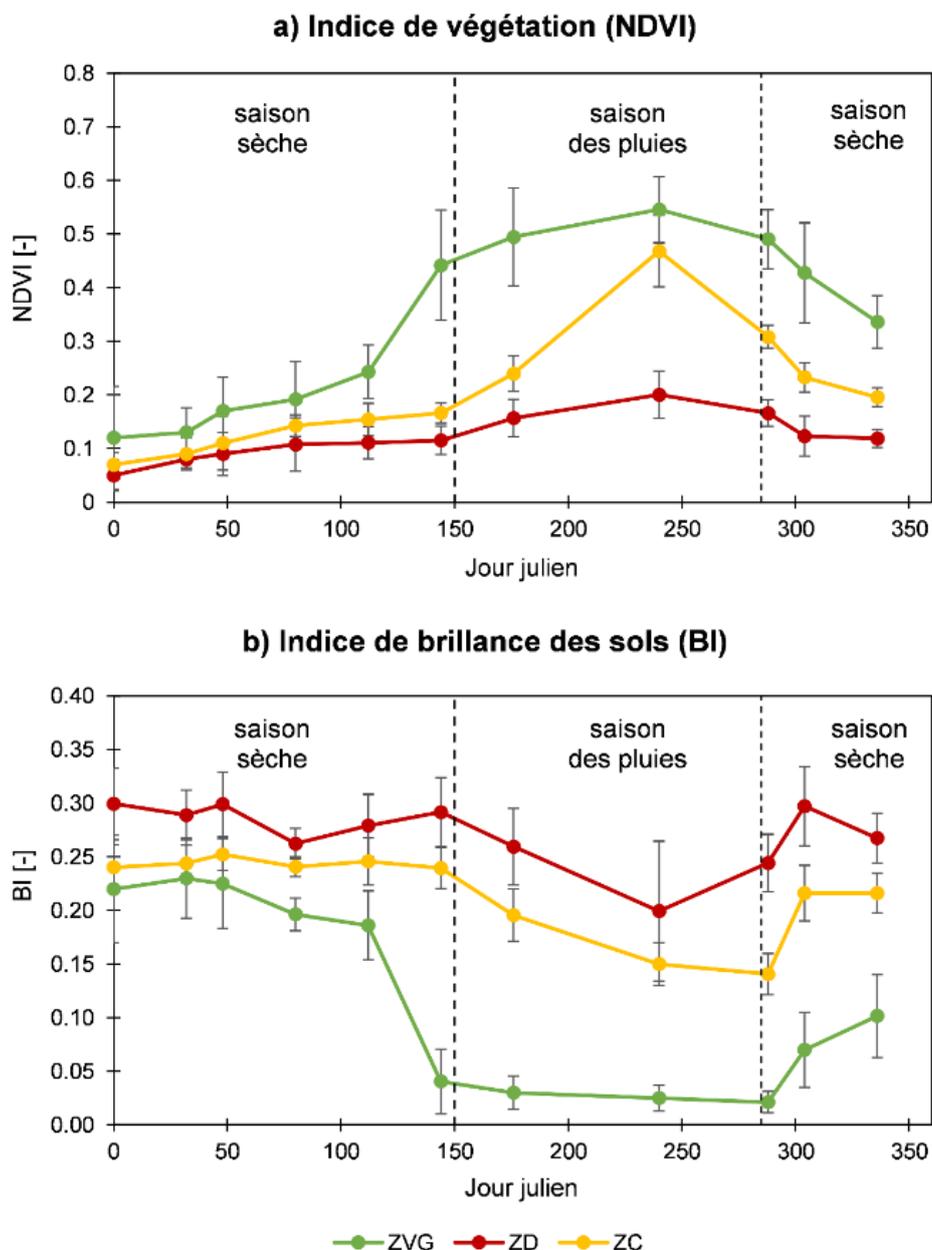


Figure II-10. Profils saisonniers des indices biophysiques sur le bassin versant de Tougou. (a) profil du NDVI par état de surface (b) Profil de l'indice de brillance de sol BI par état de surface. Les points représentent les valeurs moyennes des indices sur les années 2015 à 2017. Les barres d'erreur représentent l'écart-type des valeurs observées sur l'ensemble des pixels de la classe considérée sur les années 2015 à 2017.

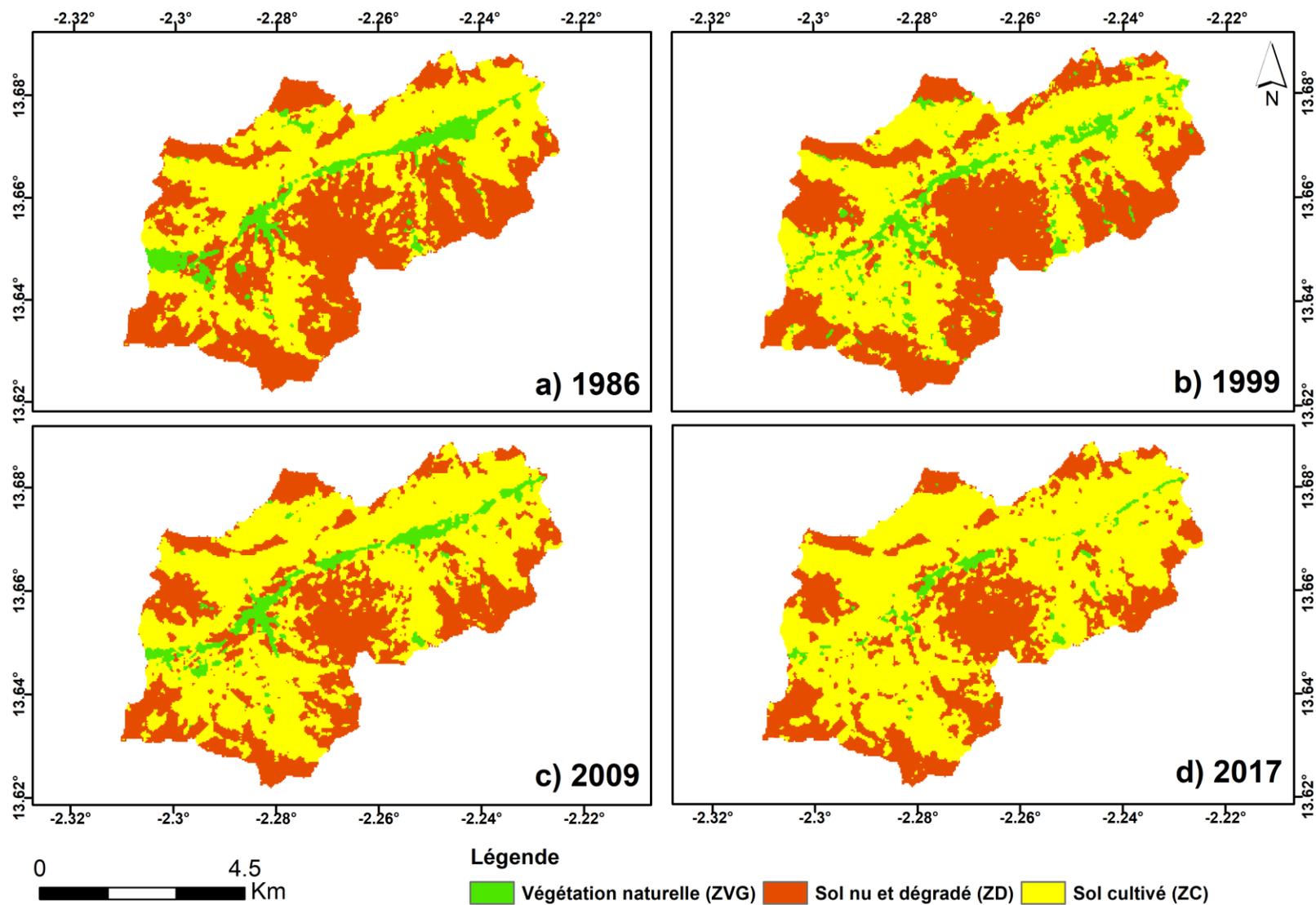
De façon générale, sur la végétation naturelle (ZVG), le NDVI évoluent en moyenne de 0,12 ($\pm 0,09$) en Janvier (1-32^e jour), vers 0,54 ($\pm 0,06$) en Août-Septembre (240^e jour), puis diminue vers 0,33 ($\pm 0,05$) en Décembre (336^e jour). Les superficies cultivées (ZC) présentent un profil similaire, avec des valeurs significativement plus faibles : 0,07 ($\pm 0,02$) en Janvier (1-32^e jour), vers un maximum de 0,47 ($\pm 0,06$) en Septembre (240^e jour), puis une baisse à 0,19 ($\pm 0,02$) en Décembre (336^e jour). Sur les sols dégradés (ZD), le NDVI évolue de 0,05 ($\pm 0,03$) en Janvier (1-32^e jour) vers 0,20 ($\pm 0,05$) le 240^e jour, en Septembre, puis est réduit à 0,10 ($\pm 0,02$) en Décembre, soit le 336^e jour (**Figure II-10a**).

En ce qui concerne la brillance du sol (BI), sur les sols dégradés (ZD), l'indice atteint en moyenne 0,29 ($\pm 0,03$) en Janvier (1-32^e jour), puis diminue à 0,19 ($\pm 0,06$) en Septembre (240^e jour), pour remonter autour de 0,27 ($\pm 0,02$) en Décembre (336^e jour). Les zones cultivées (ZC) affichent des valeurs plus faibles, mais à profil similaire en comparaison, avec des valeurs de $0,14 \pm (0,02)$ observées en fin Octobre (288^e jour). Sur la végétation naturelle (ZVG), l'indice BI passe de 0,22 ($\pm 0,05$) en Janvier (1-32^e jour) vers 0,03 ($\pm 0,01$) en Septembre (240^e jour) puis remonte à 0,10 ($\pm 0,04$) en Décembre, vers le 336^e jour (**Figure II-10b**).

L'analyse des variations saisonnières NDVI et BI montre que les sols dégradés (ZD), les sols cultivés (ZC) et la végétation naturelle (ZVG) n'évoluent pas de manière significative tout au long de la saison sèche (de Janvier à Mai). Cependant, en début de saison des pluies, entre Juin et début Septembre, une différence significative est observée entre la végétation naturelle, les sols cultivés et les sols dégradés. Mais au cours de la même période, les images satellitaires sont souvent sujettes à une couverture nuageuse, qui gêne l'interprétation. La période plus sèche qui suit, entre la mi-October et le début du mois de Novembre (soit le 285^e jour et le 305^e jour) apparaît alors intéressante car des différences notables sont perçues entre les états de surface. Cette période correspond généralement à la phase post-récolte sur les sols cultivés du bassin versant du Tougou (Barbier et al., 2009; Mounirou, 2012; Zouré, 2019). Les résidus de tiges coupées encore verts restent présents sur les champs cultivés, ce qui permet de maintenir une valeur de NDVI plus élevée et des valeurs de BI plus faibles en comparaison aux sols dégradés (ZD). En conséquence, la période post-récolte sur le bassin versant du Tougou, semble être une fenêtre idéale pour une discrimination optimale entre les états de surface.

II-4.1.2. Cartes d'états de surface du bassin de Tougou de 1986 à 2017

Les cartes du bassin versant de Tougou aux années 1986, 1999, 2009 et 2017 sont présentées sur la **Carte II-3**.



Carte II-3. Cartes des états de surface du bassin versant de Tougou sur 1986-2017. (a) 1986. (b) 1999. (c) 2009. (d) 2017.

La validation des cartes par les matrices de confusion est résumée dans le **Tableau II-10**.

Tableau II-10. Evaluation de la précision des classifications supervisées du bassin versant de Tougou.

Années	1986			1999			2009			2017		
	ZVG	ZD	ZC									
PC	198			204			222			228		
PU	0,71	0,94	0,89	0,72	0,91	0,93	0,74	0,91	0,93	0,83	0,93	0,92
PP	0,74	0,87	0,92	0,78	0,93	0,90	0,80	0,92	0,90	0,70	0,95	0,94
PG	0,884			0,897			0,896			0,917		
Kappa	0,800			0,824			0,824			0,857		

EDS : Etats de surface. PC : total de points de contrôle au sol. PU : Précision Utilisateur. PP : Précision producteur. PG : Précision globale.

La valeur de PG varie entre 88,4% et 91,7% sur l'ensemble des classifications. L'indice Kappa (κ) obtenu est supérieur au seuil de 0,8 révélant alors un accord très satisfaisant entre les classifications et les points de contrôle (Stehman, 2014; Congalton and Green, 2019). Le **Tableau II-11** présente les résultats de l'investigation des transects pour la validation de la carte de 2017.

Tableau II-11. Statistiques d'investigation des transects T1 à T5 pour la validation terrain en 2017.

Transects	Lt (m)	EDS	Lcfc (m)	Lterrain (m)	ϵ_r (%)	p-valeur (tests statistiques)	
						Signe	Wilcoxon signé
T1	5135	ZD	3068	3163	-3,0%	0,508	1,000
		ZVG	-	-	-		
		ZC	2067	1972	4,8%		
T2	4117	ZD	2288	2367	-3,3%	0,727	0,888
		ZVG	198	185	7,0%		
		ZC	1631	1565	4,2%		
T3	3926	ZD	1359	1430	-5,0%	0,668	0,916
		ZVG	-	-	-		
		ZC	2567	2496	2,8%		
T4	2385	ZD	836	854	-2,1%	1,000	1,000
		ZVG	71	82	-13,4%		
		ZC	1478	1449	2,0%		
T5	7103	ZD	3393	3457	-1,9%	0,18	0,547
		ZVG	66	55	20,0%		
		ZC	3644	3591	1,5%		

'Lt' : longueur totale du transect. 'Lcfc' et 'Lterrain' : longueurs cumulées des patches d'état de surface rencontrés le long des transects sur la classification de 2017 et sur terrain (respectivement). ' ϵ_r ' : écart relatif entre Lcfc et Lterrain, calculé par

$\varepsilon_r = (l_{cfc} - l_{terrain})/l_{terrain}$. La similarité des distributions des patches d'état de surface le long des transects est évaluée par les tests du signe et de Wilcoxon signé, au seuil $\alpha = 5\%$.

Les erreurs relatives (ε_r) le long des transects sur les différents états de surface évoluent entre -13,4% et +20,0%. Les tests du signe et de Wilcoxon signé (au seuil $\alpha=5\%$) ont permis de conclure à l'absence de différence significatives entre la distribution des états de surface relevée le long des transects et sur la carte de 2017.

II-4.1.3. Quantification des états de surface de 1986 à 2017

La répartition des états de surfaces en 1986, 1999, 2009 et 2017 sur le bassin versant de Tougou est indiquée dans le **Tableau II-12**.

Tableau II-12. Répartition de l'espace par états de surface sur le bassin versant de Tougou entre 1986 et 2017.

Années	1986		1999		2009		2017	
	Surface (ha)	Surface (%)	Surface (ha)	Surface (%)	Surface (ha)	Surface (%)	Surface (ha)	Surface (%)
Etats de surface								
ZVG	253,44	6,7	251,10	6,6	217,62	5,7	93,60	2,5
ZD	1778,13	46,9	1695,33	44,8	1378,08	36,4	1274,04	33,6
ZC	1756,71	46,4	1841,85	48,6	2192,58	57,9	2420,64	63,9
<i>Total</i>	<i>3788,28</i>	<i>100,0</i>	<i>3788,28</i>	<i>100,0</i>	<i>3788,28</i>	<i>100,0</i>	<i>3788,28</i>	<i>100,0</i>

Entre 1986 et 2017, la végétation naturelle (ZVG) est passée de 6,7 à 2,5% de la superficie totale du bassin versant (taux de diminution annuel de 0,14%). Les sols nus et dégradés (ZD) sont également passés de 46,9 à 33,6% (taux de diminution annuel de 0,43%). Les superficies cultivées (ZC) sont passées de 46,4 à 63,9% (taux d'accroissement annuel de 0,57%).

Le taux d'évolution annuel n'est pas constant sur les différentes périodes. La croissance annuelle des sols cultivés (ZC), qui a été de 0,2% de 1986 à 1999, est passée à 0,9% de 1999 à 2009, puis à 0,8% de 2009 à 2017. Les sols dégradés (ZD) ont subi un taux de diminution annuel plus faible de 0,2% de 1986 à 1999, puis de 0,8% de 1999 à 2009, et enfin de 0,4% de 2009 à 2017. La superficie totale de la végétation naturelle (ZVG) est restée quasiment constante de 1986 à 1999, puis a connu un taux de décroissance annuel de 0,1% de 1999 à 2009, qui s'est aggravé (soit 0,4%/an) entre 2009 à 2017. À partir de 1999, la superficie cultivée (ZC) couvrait une part importante du paysage du bassin versant (soit 48,6%) et s'est même accrue en 2017, année au cours de laquelle elle a atteint 63,9% du bassin versant.

Le **Tableau II-13** indique les marges d'incertitude estimées sur les taux d'occupation de l'espace du bassin pour les différents états de surface. Cette incertitude est exprimée sous la forme d'intervalles de confiance à 95 % et est noté $IC_{0,95}$.

Tableau II-13. Taux estimés d'état de surface et incertitudes sur le bassin versant de Tougou entre 1986 et 2017.

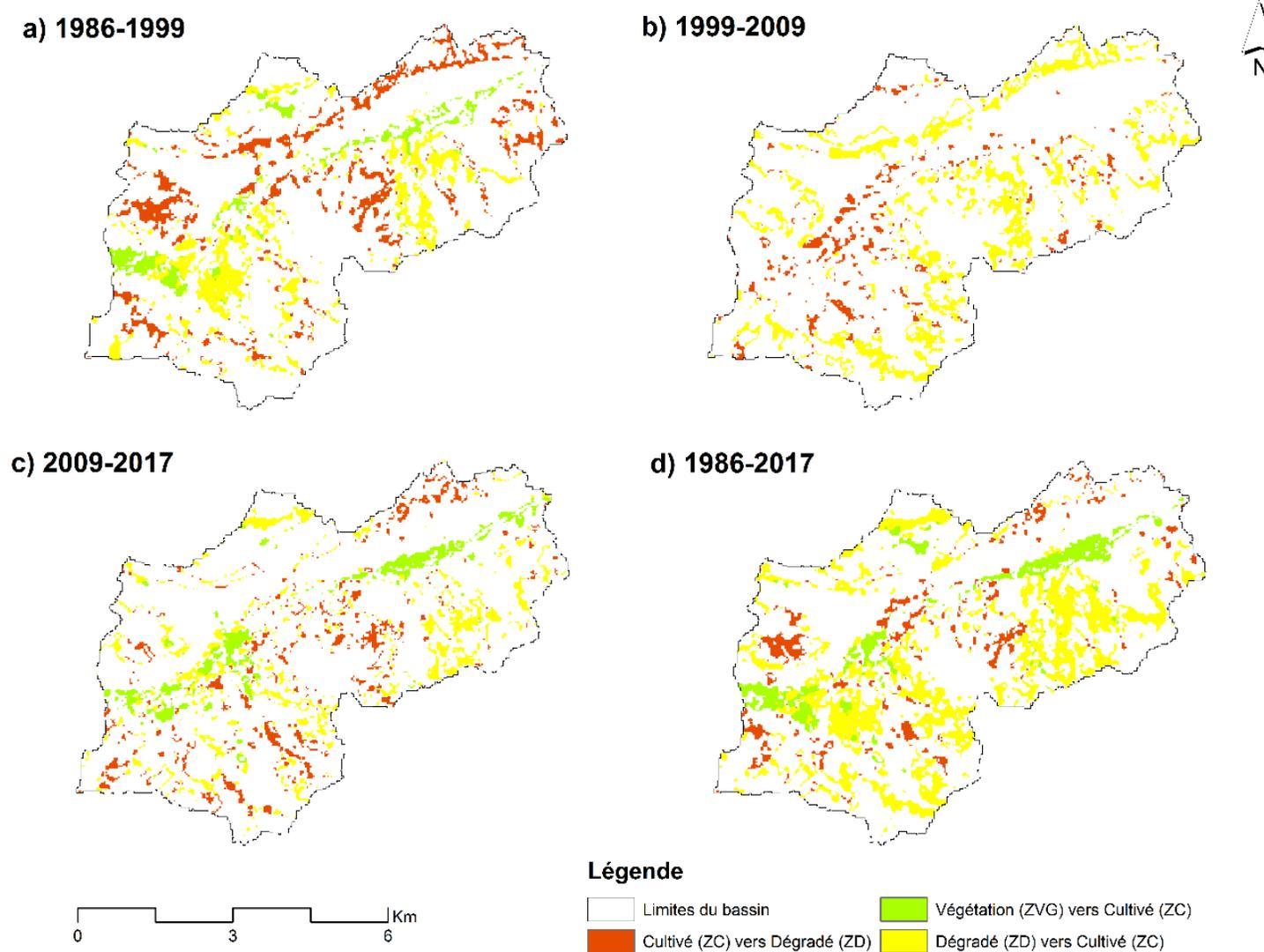
Années	1986		1999		2009		2017	
	Etat de surface	Surface (%) $IC_{0,95}$ (%)						
ZVG	6,7	± 3,5	6,6	± 3,3	5,7	± 3,7	2,5	± 1,7
ZD	46,9	± 7,5	44,8	± 8,0	36,4	± 8,7	33,6	± 7,7
ZC	46,4	± 7,8	48,6	± 6,9	57,9	± 6,2	63,9	± 4,4

Les incertitudes sont entre 1,7% (en 2017) et 3,5% (en 1986) pour la végétation naturelle (ZVG), mais elles restent acceptables relativement au faible taux occupé par cet état de surface sur le bassin versant tout entier. Pour les zones dégradées (ZD) et cultivées (ZC), les incertitudes évoluent respectivement entre 7,5% et 8,7% et entre 4,4% et 7,8% ; elles sont donc relativement plus faibles, ce qui peut être interprété comme le signe d'une meilleure aptitude à cartographier ces états de surface.

II-4.1.4. Dynamique spatio-temporelle des états de surface entre 1986 et 2017

La **Carte II-4** présente la distribution spatiale des transformations du paysage au cours des différentes périodes sur le bassin versant. De 1986 à 1999, la conversion en surface cultivée (ZC) s'est produite principalement sur le versant sud du bassin. La conversion de la zone de végétation naturelle (ZVG) aux sols cultivés (ZC), bien que relativement faible, est restée circonscrite le long du cours d'eau principal du bassin (**Carte II-4a**). Au cours de la période suivante (1999-2009), la végétation naturelle (ZVG) est restée plutôt stable, tandis que la conversion des sols dégradés (ZD) en sols cultivés (ZC) a été la transformation majeure du paysage, répartie presque également sur les versants Nord et Sud du bassin versant (**Carte II-4b**). De 2009 à 2017, l'intensité de la transformation du paysage est devenue relativement faible et dispersée dans l'espace (**Carte II-4c**). Dans l'ensemble, de 1986 à 2017 (**Carte II-4d**), on peut observer que la majeure partie de l'extension des superficies cultivées (ZC) s'est produite sur le versant Sud du bassin versant.

Des détails supplémentaires sur l'ensemble de la chronique 1952 à 2017 sont présentés en **Annexe 2.1**.



Carte II-4. Localisation des transitions dominantes sur le bassin versant de Tougou entre 1986 et 2017. (a) Période 1986-1999. (b) Période 1999-2009. (c) Période 2009-2017. (d) Période 1986-2017. Les espaces sur fond blanc sont les zones de persistance, où l'état de surface est resté inchangé sur la période.

II-4.2. Modélisation prédictive des états de surface à l'horizon 2050

II-4.2.1. Evaluation des variables de modélisation

Le **Tableau II-14** récapitule les valeurs du V de Cramér pour les variables de modélisation.

Tableau II-14. Valeurs de la statistique V (Cramér, 2016) pour les variables considérées dans la modélisation.

Variables	V_{ZVG}	V_{ZD}	V_{ZC}	V_{global}
Altitude	0,3070	0,3209	0,4117	0,3464
Pente	0	0,1045	0,2559	0,1525
Type de sol	0	0,1724	0,2284	0,1525
Distance au réseau hydrographique	0	0,4089	0,3748	0,3073
Distance aux hameaux d'habitation	0	0,1415	0,3149	0,2023
Distance aux pistes	0	0,1826	0,2008	0,1591
Distance aux zones cultivées	0	0,0835	0,6219	0,3608
Distance aux sols dégradés	0	0,2019	0,7084	0,4132
Distance à la végétation naturelle	0	0,5641	0,2325	0,3448

Les valeurs V_{global} pour l'ensemble des variables sont supérieures au seuil de 0,15 (Eastman, 2015). Ces variables ont donc un pouvoir explicatif des transitions observées et ont été prises en compte dans la modélisation.

Les variables de proximité, telles que la distance aux sols cultivés, dégradés et à la végétation naturelle (**Figure II-9g**, **Figure II-9h**, **Figure II-9i**) présentent le pouvoir explicatif le plus élevé ($V_{global} = 0,3608 - 0,4132$). Cela peut s'expliquer par le fait que les conversions d'états de surface ont généralement tendance à se produire à proximité des états de surface existants. L'altitude (**Figure II-9a**) présente un pouvoir explicatif également élevé ($V_{global} = 0,3464$) et pourrait s'expliquer par le fait que l'emplacement et la progression des états de surface est influencé par la position géomorphologique.

La distance aux cours d'eau (**Figure II-9e**) présente également un pouvoir explicatif élevé ($V_{global} = 0,3073$), car la conversion vers les sols cultivés (ZC) se produit plus souvent près des cours d'eau et des axes d'écoulement. La distance aux hameaux (**Figure II-9d**) a été jugée d'une importance relative ($V_{global} = 0,2023$) car à Tougou, comme dans la plupart des systèmes de culture sahéliens, la pratique du « *champ de case* » est omniprésente (Marchal, 1977, 1983; Diello, 2007; Koussoubé, 2007).

La pente (**Figure II-9b**), le type de sol (**Figure II-9c**) et la distance aux pistes (**Figure II-9f**) présentent un lien modéré ($V_{global} = 0,1525 - 0,1591$). L'existence de ce lien peut être attribué

au fait que les conversions en zones cultivées ont une probabilité d'occurrence plus élevée en s'éloignant des pistes, sur les pentes faibles à modérées (moyen à bas de pente de glacis).

II-4.2.2. Calibration et validation du modèle PMC

Le PMC a été calibré à l'aide de cartes de 1999 et de 2009. Le taux de précision obtenu est de 78,51%, avec une mesure d'aptitude globale $S = 0,7493$ pour toutes les transitions modélisées. L'évaluation de la mesure d'aptitude est présentée dans le **Tableau II-15**.

Tableau II-15. Aptitude du modèle PMC à reproduire les transitions et persistances observées sur 1999-2009.

Transformation		Mesure d'aptitude
Transitions	Végétation (ZVG) vers Dégradé (ZD)	0,6690
	Végétation (ZVG) vers Cultivé (ZC)	0,7328
	Dégradé (ZD) vers Cultivé (ZC)	0,6692
	Cultivé (ZC) vers Dégradé (ZD)	0,7473
Persistances	Végétation (ZVG)	0,7544
	Dégradé (ZD)	0,8246
	Cultivé (ZC)	0,8280
Aptitude globale		0,7493

La mesure d'aptitude (skill) évolue entre 0 (nulle) à 1 (excellente). Elle est jugée satisfaisante lorsque $S > 0,6$ (Mas et al., 2014b; Eastman, 2015).

Ces valeurs sont jugées satisfaisantes car supérieures à 0,6 (Mas et al., 2014b; Eastman, 2015) et montrent une aptitude équitable du PMC à reproduire l'ensemble des transitions et les persistances (Mas et al., 2014b; Beygi Heidarlou et al., 2019).

La carte simulée de 2017 a été générée à l'aide de la matrice de probabilité de transition dérivée des quantités de changements observées entre 2009 et 2017, conformément à Amato et al. (2018). Cette matrice est présentée dans le **Tableau II-16**.

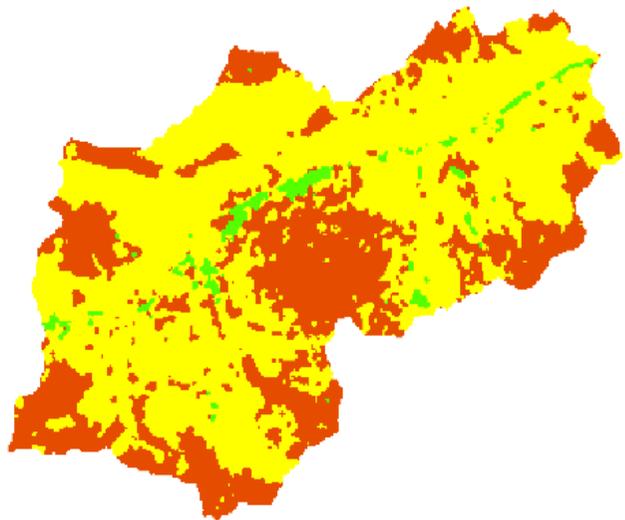
Tableau II-16. Matrice de probabilité de transition pour la période 2009-2017 sur le bassin versant de Tougou.

Etat de surface	ZVG	ZD	ZC
ZVG	0,3424	0,0120	0,6456
ZD	0,0029	0,7932	0,2038
ZC	0,0069	0,0813	0,9118

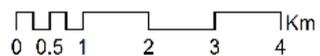
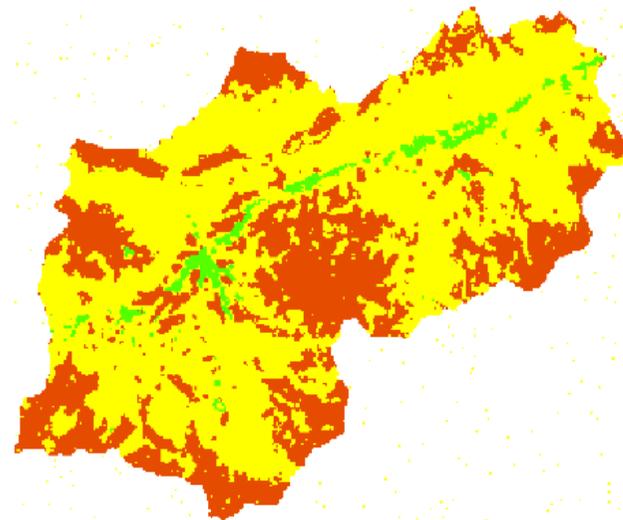
Les probabilités de transition sont calculées sur la base d'une tabulation croisée entre 2009 et 2017. Les totaux marginaux sur l'horizontale sont tous égal à 1 (ou 100%).

La **Carte II-5** compare la carte de 2017 établie par la classification supervisée à celle simulée par le PMC.

a) Carte de référence 2017



b) Carte simulée de 2017



Légende



Carte II-5. Cartes des états de surface en 2017 sur le bassin versant de Tougou. (a) Carte de référence obtenue par la télédétection. (b) Carte simulée par le perceptron multicouche (PMC) calibré sur la période 1999-2009.

La comparaison fournit les valeurs $\kappa_{std} = 72,55\%$ et $K_{loc} = 73,17\%$, jugées satisfaisantes (Beygi Heidarlou et al., 2019). K_{no} , traduisant la précision globale de la carte simulée, a été évalué à 80,26%, valeur jugée satisfaisante (Megahed et al., 2015; Tiné et al., 2019).

Le **Tableau II-17** présente les résultats de la procédure de validation *pixel à pixel* de la prédiction ferme, mesurant les *succès nuls*, les *hits*, les *échecs* et les *fausses alertes*.

Tableau II-17. Validation pixel à pixel des probabilités de transition du PMC.

Validation pixel à pixel	Valeur
Succès nuls	88,67%
Hits	3,28%
Échecs	6,72%
Fausses alertes	1,33%
Erreur globale (Échecs + Fausses alarmes)	8,05%

L'erreur globale de simulation, calculée comme étant la somme des *échecs* et des *fausses alertes*, est de 8,05%, une valeur jugée acceptable (Pontius et al., 2017).

Sur la carte simulée (**Carte II-5b**), les superficies de la végétation naturelle (ZVG), des sols dégradés (ZD) et cultivés (ZC) sont de 102,60 ha, 1265,94 ha et 2419,74 ha, contre respectivement 93,60 ha, 1274,04 ha, 2420,64 ha sur la carte de référence (**Carte II-5a**). Les erreurs relatives dans l'estimation de la taille des superficies sont de +9,62% pour la végétation naturelle (ZVG), de -0,64% pour les sols dégradés (ZD) et de -0,04% pour les zones cultivées (ZC). L'erreur relative pour la catégorie de végétation naturelle (ZVG) est relativement plus élevée (+9,62%). Les sols dégradés (ZD) et les zones cultivées (ZC), occupant les plus grandes parties du paysage, sont moins sujets aux erreurs de simulation et affichent plutôt des erreurs relatives plus faibles. Bien qu'elle soit acceptable, la valeur absolue positive de l'erreur relative de la superficie en végétation naturelle (ZVG) dénote une légère tendance à la surestimation de cet état de surface par le modèle. L'examen visuel de la carte simulée indique que notre modèle PMC prédit souvent la végétation naturelle au lieu d'un sol cultivé, probablement en raison des erreurs de commission ou d'omission intervenant lors de la classification supervisée. Cependant, les cartes obtenues peuvent être considérées comme étant suffisamment précises en raison des valeurs obtenues pour les indicateurs de validation.

L'**Annexe 2.2** présente des détails supplémentaires sur la calibration du PMC.

II-4.2.3. Projection des états de surface à l'horizon 2050

Pour la projection des états de surface à l'horizon 2050, l'estimation des superficies occupées par les sols cultivés a été projetée à partir de la population et est résumée sur la **Figure II-11**.

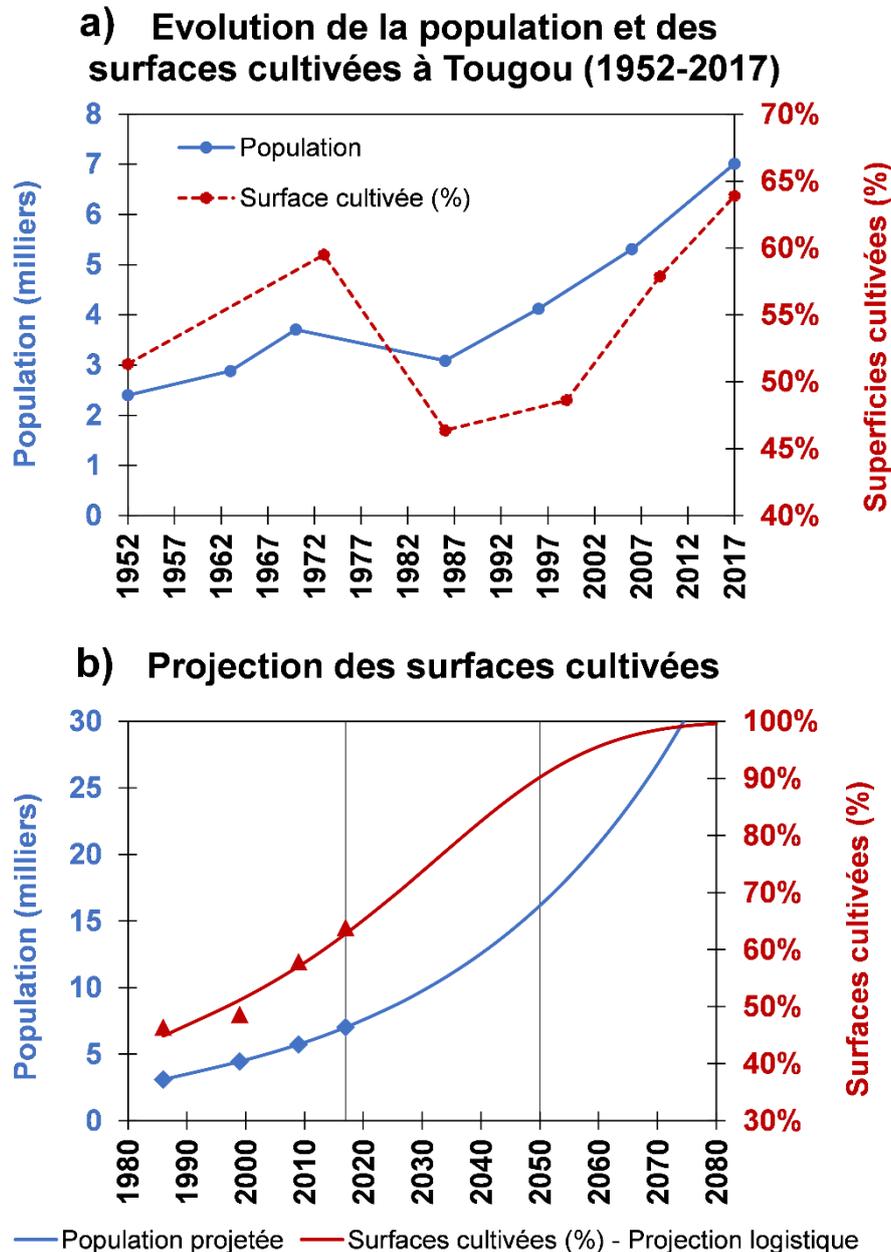


Figure II-11. Projection des superficies cultivées sur la base de l'évolution de la population à l'horizon 2050. (a) L'évolution de la population et des surfaces cultivées est comparée entre 1952 et 2017 sur le bassin versant de Tougou. (b) Le modèle logistique est ajusté sur les superficies cultivées observées entre 1986 et 2009 et les données de population à ces mêmes dates, puis est utilisé pour la projection des superficies cultivées à l'horizon 2050. La saturation du bassin en superficies cultivées est atteinte vers 2070 (~99% de superficies cultivées). En 2050, pour une population projetée à 16 148 habitants, les superficies cultivées sont estimées à ~90,2% de l'espace.

L'allure d'évolution de la population semble se conformer à celle des superficies cultivées sur le bassin versant de Tougou, comme l'indique la **Figure II-11a**. Le modèle de croissance géométrique, qui reste le modèle de projection en vigueur pour les perspectives démographiques (INSD, 2008) a été calibré sur les données de population de 1996-2006 et a permis de projeter la population de Tougou à 16 148 habitants en 2050 (**Figure II-11b**) suivant une croissance géométrique. Cette projection de la population a permis d'estimer par le modèle logistique d'évolution des superficies cultivées, calibré sur 1986-2017 (cf. **équation II-16**), les superficies cultivées à divers horizons jusqu'en 2050 (**Figure II-11b**). Il est à remarquer que la saturation du bassin est atteinte en 2070, où les surfaces cultivées couvrent ~99% du bassin versant. Les superficies des états de surface projetées après 2017 sont présentées sur la **Figure II-12**.

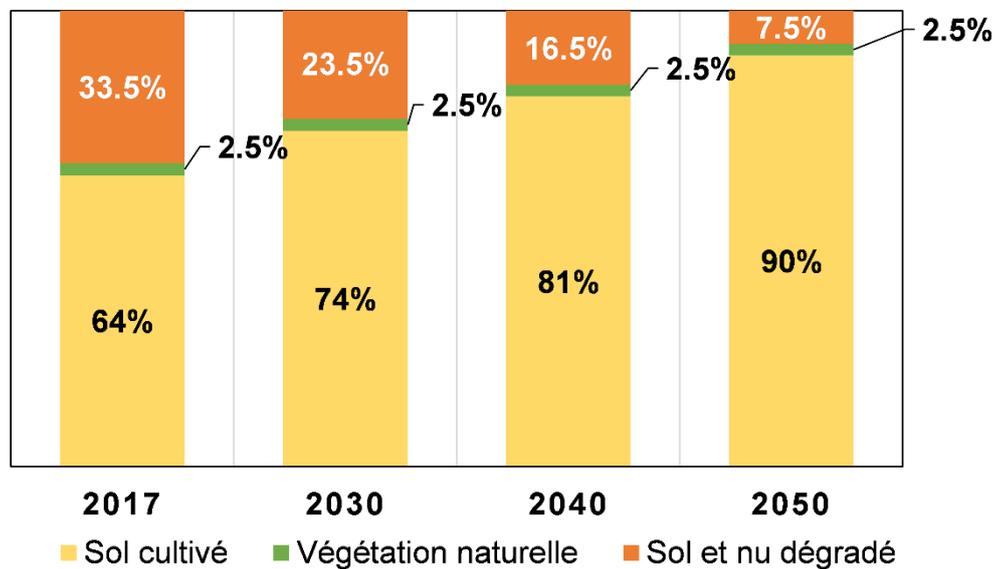
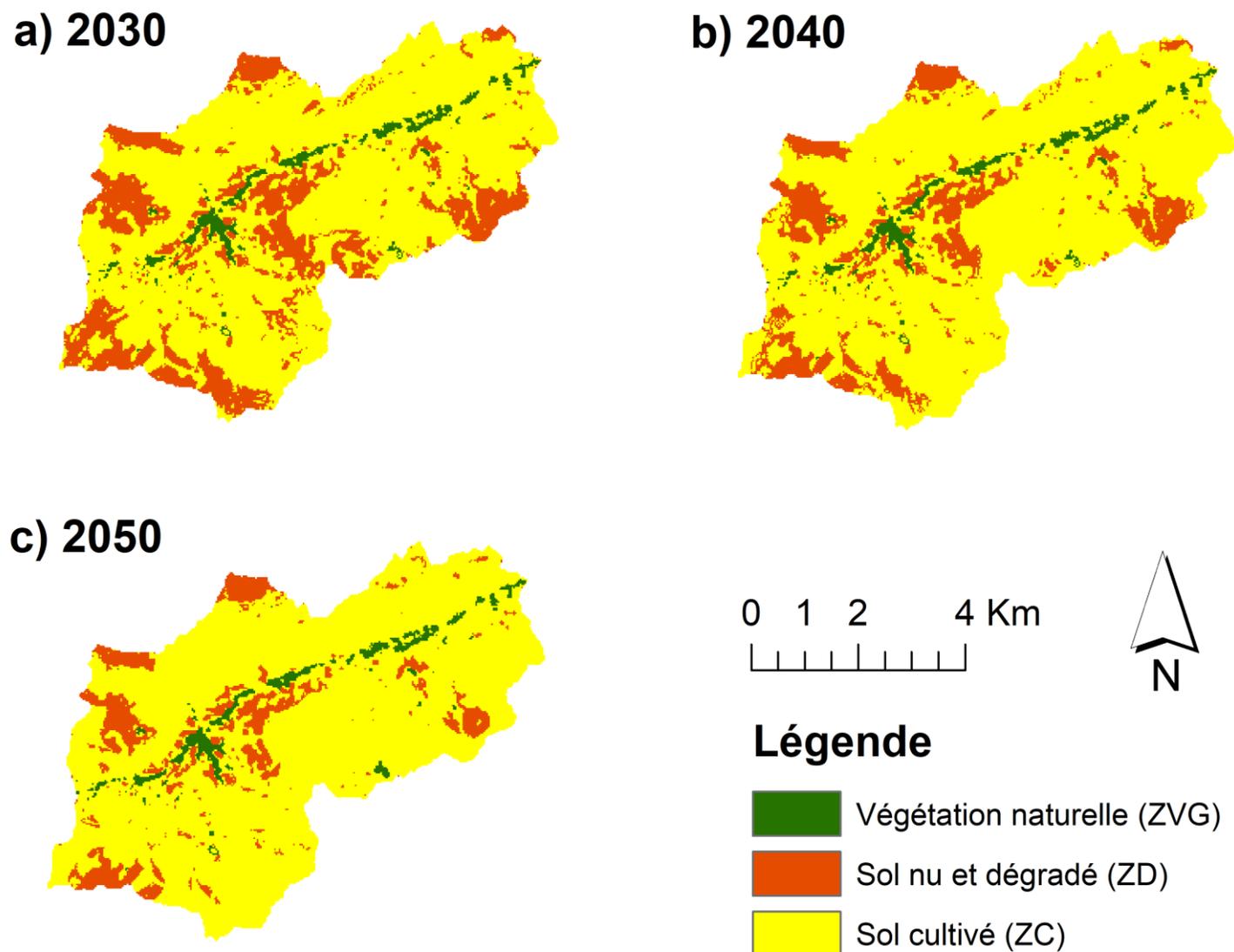


Figure II-12. Répartition des états de surface en taux d'occupation du bassin à l'horizon 2050.

La **Figure II-12** permet de mettre en évidence le taux quasiment constant jusqu'en 2050 de la superficie de végétation naturelle (ZVG), à 2,5%. Les sols dégradés (ZD) évoluent de 33,4% en 2017 à 24,3% en 2030 et à 7,2% en 2050. Les sols cultivés (ZC) passent de 63,9% (en 2017) à 73,7% en 2030 puis à 90,2% en 2050. Ainsi, de 2017 à 2050, les sols dégradés (ZD) vont connaître une nette diminution, d'environ 26,2% de la superficie du bassin, ce qui contribuera à une expansion des zones cultivées (ZC) en réponse à la pression démographique.

La **Carte II-6** présente les cartes des états de surface projetées pour les années 2030 (**Carte II-6a**), 2040 (**Carte II-6b**) et 2050 (**Carte II-6c**).



Carte II-6. Projection des états de surface sur le bassin versant de Tougou à l'horizon 2050. (a) 2030, (b) 2040, (c) 2050.

II-5. Discussion

II-5.1. Cartographie et modélisation des états de surface sur le bassin versant de Tougou

Cette recherche a analysé, à l'échelle du bassin versant du Tougou, les changements d'états de surface entre 1986 et 2017 et de projeter ces états de surface à l'horizon 2050. Les cartes d'états de surface ainsi produites constituent une importante contribution à la connaissance et à la compréhension de la dynamique du paysage du bassin versant de Tougou.

Entre 1952 et 1973, une perte importante de végétation naturelle dans le paysage s'est produite (de 46 à 29%), contribuant ainsi à l'augmentation des terres cultivées (de 51 à 59%) et à l'expansion des sols dégradés (de 3 à 12%). L'augmentation des terres cultivées, à ce stade, peut être liée à la croissance démographique et à l'augmentation de la pression anthropique qui a conduit à la conversion des zones en végétation naturelle en des zones cultivées. De plus, la baisse des précipitations annuelles et les épisodes de sécheresses observées au début des années 1970 pourraient expliquer l'accroissement des sols dégradés au cours de la même période.

Entre 1973 et 1986, les principaux changements d'état de surface observés peuvent s'expliquer par les sécheresses sévères survenues dans la région, lesquelles ont occasionné une migration massive des populations hors du Plateau du Yatenga (Marchal, 1983; Sawadogo et al., 2008; Ouedraogo et al., 2010). Le manque de main-d'œuvre disponible a entraîné une réduction des superficies cultivées (de 59 à 46%). En sens inverse, la végétation naturelle a quasiment disparue (passant de 29 à 7%), tandis qu'une extension importante des sols dégradés (de 12 à 46%) s'est produite. Des dynamiques similaires ont également été observées dans différentes régions du Burkina Faso. Sur le Plateau de Ziga, situé dans la province du Yatenga, une perte de végétation naturelle de 17 à 3% a été enregistrée entre 1952 et 1984, ainsi qu'une augmentation des sols dégradés de 13 à 25%.

Malgré la reprise des précipitations au début des années 1990 sur la région sahélienne (Lebel and Ali, 2009; Nicholson et al., 2018), la végétation naturelle a également été réduite entre 1986 et 2017 (de 7,0 à 2,5%). Il est intéressant de remarquer que, à l'opposé de cette tendance, il n'a pas été observé de reverdissement significatif dans cette recherche sur le bassin versant du Tougou entre 1986 et 2017. Cependant, dans d'autres endroits sur Plateau du Yatenga, le reverdissement a été signalé après les périodes de sécheresse : entre 1987 et 1993 dans le Nord du Yatenga (Totté, 1996) ainsi que sur le Plateau de Ziga (Sawadogo et al., 2008).

La principale transition, qui s'est produite dans le bassin versant du Tougou entre 1986 et 2017, reste la conversion des sols dégradés (de 47 à 34%) en zones cultivées, qui ont augmenté (de 46 à 64%). Cette tendance est le résultat du large éventail d'initiatives orientées vers la récupération et la conservation des sols et impulsée par le Gouvernement, en collaboration avec des Organisations Non Gouvernementales (ONG). Ces initiatives ont été entreprises en réponse à l'état critique de dégradation des terres et de stress écologique atteint dans les années 1980, qui constituait un facteur limitant pour la production agricole. Des politiques ont été élaborées et mises en œuvre, l'accent étant mis sur la conservation, la protection et la restauration des terres (Bazame et al., 2019). En 1984, l'introduction de la Réforme Agraire et Foncière (RAF) a permis de sécuriser la propriété de la terre par les agriculteurs, ce qui a favorisé leur adhésion à l'adoption des techniques de conservation des eaux et des sols. En 1992, le « Programme National de Gestion des Terroirs (PNGT), relayé par la suite par l'initiative « *Bois de Village* » en 1997, a permis de restaurer les terres dégradées, de protéger les ressources naturelles et d'introduire l'agroforesterie sur près de 110 000 hectares (MECV/BF, 2007; Bazame et al., 2019). Ces initiatives ont concerné principalement la partie Nord du pays (Sawadogo et al., 2008; Sawadogo, 2011; Nyamekye et al., 2018).

La modélisation des états de surface effectuée dans cette recherche constitue une nouvelle application pour le cadre du Sahel Burkinabé et même, de façon plus large, sur l'espace du Sahel Ouest-Africain. De plus, alors que les approches traditionnelles pour prévoir les quantités de changements sont généralement basées sur les chaînes de Markov (Mas et al., 2014a; Iacono et al., 2015), cette recherche a exploré une autre direction, à savoir la pression démographique en tant que prédicteur de l'évolution des superficies cultivées. Cette approche a déjà donné des résultats satisfaisants dans des travaux antérieurs sur le bassin du Nakanbé (Diello et al., 2006; Diello, 2007; Paturel et al., 2017) et au sens plus large dans le cadre du Burkina Faso (Ouedraogo et al., 2010; Knauer et al., 2017).

Dans cette recherche, la projection s'est limitée au court terme (futur proche 2050), en raison de la nature empirique et statistique du modèle employé. Pour autant, nous reconnaissons les limites théoriques de notre cadre de modélisation prédictive des états de surface, car certains facteurs n'ont pas été pris en compte, en raison de l'échelle de travail. C'est par exemple, le facteur climatique, en tant que contrainte à l'agriculture (pluviale dans notre contexte), qui n'a pas été inclus lors de la projection en 2050. Ce choix s'est tout naturellement imposé à nous car, dans la phase de calibration, c'est la variabilité spatiale de la variable qui est exploitée lors de l'apprentissage du PMC. Dans le cadre du bassin versant de Tougou, cette variabilité spatiale

a été jugée négligeable (Mounirou, 2012). De plus, pour la projection, l'hypothèse qui prévaut est celle d'un maintien des conditions de la période ayant servi à la calibration, ce qui nous semble d'ailleurs conforme aux projections du climat sur le cadre du Sahel Ouest Africain pour l'horizon 2050 (Sylla et al., 2016a; Monerie et al., 2017; Todzo et al., 2020). Toutefois, pour une modélisation des états de surface conduite à des échelles plus grandes (région, pays, grands bassins transfrontaliers ou échelle globale), il est pertinent, voire impératif, d'inclure les facteurs climatiques.

II-5.2. Implications pour les politiques et les stratégies

Les résultats obtenus dans cette recherche pourraient constituer des éléments incitatifs pour l'aide à la décision dans la formulation de stratégies de gestion de l'espace. La cartographie a permis de quantifier la dynamique du paysage (en termes de localisation, de taux, de configuration et de quantité des changements). La modélisation peut être considérée comme une approche qui, combiné aux scénarios d'aménagement de l'espace et aux pratiques de conservation des sols, pourrait servir de plaidoyer pour initier des actions de récupération des sols dégradés.

Cette recherche a mis en évidence la disparition de la végétation naturelle, qui a été réduite à une portion congrue du bassin versant de Tougou (2,5% en 2017), ce qui reste un enjeu majeur à prendre en considération pour les stratégies futures. Dans les systèmes fonciers sahéliens, la population est fortement tributaire des services écosystémiques de la végétation tels que le bois, le carbone, l'approvisionnement du bétail (Brandt et al., 2016). Une stratégie durable doit donc privilégier la protection et la restauration de la végétation naturelle.

Enfin, la dynamique des états de surface identifiée dans cette recherche et sa tendance projetée est susceptible d'affecter les processus d'érosion des sols et de séquestration du carbone (Maïga-Yaleu et al., 2013, 2015), qui affectent à leur tour la qualité des sols dans le contexte. Ces enjeux doivent être pris en compte dans l'élaboration de stratégies, car ils impactent directement sur les rendements agricoles. La promotion de stratégies adéquates de gestion des sols pourrait contribuer davantage à garantir l'état physique et la qualité chimique des sols de la région pour une agriculture plus productive et pour la sécurité alimentaire.

II-6. Synthèse

Dans cette recherche, la dynamique des états de surface a été analysée à l'échelle de l'unité physique du bassin versant du Tougou. Les principaux résultats obtenus ont fourni des informations intéressantes sur les principaux défis auxquels les communautés locales pourraient être confrontées dans un proche avenir.

Une analyse intégrée des changements d'états de surface du paysage de Tougou entre 1952 et 2017 a été réalisée avec de nouvelles cartes dérivées de la classification supervisée sur des données satellitaires Landsat. En prélude à cette analyse, la variation saisonnière des états de surface a été étudiée à l'aide d'indices radiométriques biophysiques. La fenêtre temporelle correspondant à la période post-récolte, de fin Octobre à début Novembre, s'est avérée optimale pour la cartographie des états de surface.

L'analyse de la dynamique des états de surface a révélé la forte intensité de la relation entre l'homme et son environnement. Au cours de la période 1952-1973, les populations ont principalement ciblé la végétation naturelle pour la transformer en zones cultivées. Puis, en raison de la dégradation accélérée des terres induite par les épisodes de sécheresses des années 1970 à 1990, une augmentation importante des sols dégradés a été mise en évidence. À la fin des années 1980, la végétation naturelle a diminué de 6,7 à 2,5%, les sols dégradés sont passés de 46,9 à 33,6% tandis que les terres cultivées sont passées de 46,4 à 63,9% de la superficie du bassin versant. Les sols dégradés sont alors devenus le principal contributeur à l'expansion des zones cultivées, les agriculteurs du bassin versant de Tougou ayant fortement adopté des pratiques de conservation des sols.

Afin de mieux comprendre les tendances possibles du paysage, un cadre de modélisation a été développé dans cette recherche, en prenant appui sur l'évolution de la population comme un élément moteur de la demande en surfaces cultivées. Les cartes d'états de surface projetées en 2030 et 2050 ont révélé une augmentation de 16,5% (à l'horizon 2030) et de 26,3% (à l'horizon 2050) des surfaces cultivées, par rapport à l'année de référence 2017. Une telle expansion des zones cultivées devrait atteindre un seuil de saturation au cours des prochaines années, ce qui montre la nécessité d'élaborer des stratégies idoines pour une meilleure planification de l'espace. Par conséquent, les actions visant à accroître la production agricole par la conservation des sols, l'intensification de l'agriculture, couplées à la gestion de la ressource en eau et à la protection/restauration de la végétation naturelle s'avèrent impératives.

Chapitre III. MODELISATION HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU AVEC INTEGRATION DE LA DYNAMIQUE ENVIRONNEMENTALE

Videz votre esprit, soyez informe, comme l'eau. Si vous mettez de l'eau dans une tasse, elle devient la tasse. Si vous mettez de l'eau dans une bouteille, elle devient la bouteille. Si vous la mettez dans une théière, elle devient la théière. L'eau peut couler ou s'écraser. Soyez eau, mon ami »

Bruce Lee (1940-1973), *Longstreet*, 1971



III-1. Introduction

La dynamique spatio-temporelle des états de surface influence de manière significative le cycle de l'eau (Diello, 2007; Zipper et al., 2018). De l'ensemble des composantes de ce cycle, la sensibilité du ruissellement à la dynamique des états de surface a été mise en évidence (Descroix et al., 2018). Comprendre, quantifier et projeter les changements hydrologiques résultant de la dynamique des états de surface a été identifié comme étant une axe majeur de recherche pour l'hydrologie à nos jours (Blöschl et al., 2019). Cet axe de recherche semble s'inscrire avec encore plus de pertinence en contexte sahélien.

Les changements dans la réponse hydrologique dues à la dynamique des états de surface sont couramment évalués à l'aide de modèles hydrologiques, à base physique et spatialement distribués. Ces modèles permettent d'intégrer la variabilité spatiale dans les données entrées et dans les processus simulés (Rathjens et al., 2014). Lors de la simulation du cycle hydrologique par un modèle, conduite en général sur plusieurs années, une couche **statique** d'états de surface est en général utilisée. Cette donnée d'entrée indique l'état de l'organisation spatiale du paysage à un instant donné. De fait, l'utilisation de cette seule et unique couche d'états de surface entraîne non seulement une certaine stationnarité dans la réponse du modèle (Pai and Saraswat, 2011; Koch et al., 2012; Wagner et al., 2016). De plus, elle ne permet pas non plus de refléter la dynamique d'évolution spatiale et temporelle du paysage (Marhaento et al., 2019). L'utilisation d'une telle couche statique d'états de surface est susceptible d'entraîner une sous-paramétrisation du modèle, dont les paramètres pourraient ne plus traduire la réalité physique lors des simulations (Arnold et al., 2015; Moriasi et al., 2019).

Rathjens et al. (2014) suggèrent qu'une représentation dynamique de l'occupation du sol pourrait permettre une représentation plus réaliste des processus à l'échelle du bassin versant, et donc améliorer la capacité prédictive des modèles (Pai and Saraswat, 2011). De nos jours, les progrès de la télédétection permettent de disposer aisément d'une chronique d'évolution du paysage (Verburg et al., 2006). Toutefois, en dépit de cette opportunité, le couplage entre la dynamique des états de surface et les modèles hydrologiques est encore peu pratiqué (Koch et al., 2012; Wagner et al., 2016; Moriasi et al., 2019; Wagner et al., 2019).

Ce chapitre se focalise sur la question de la modélisation hydrologique avec la prise en compte de la dynamique des états de surface, sur le cas du bassin versant de Tougou. Nous débutons par la présentation de généralités sur la modélisation et en proposant une classification des modèles hydrologiques. Puis, nous procédons au choix du modèle hydrologique qui sera utilisé

pour notre recherche. Une brève description de ce modèle est présentée du point de vue des processus et équations et une plus grande attention est donnée à l'intégration dynamique des états de surface dans ce modèle. La troisième partie du chapitre sera dédiée à la méthodologie et aux résultats de la mise en œuvre de ce modèle hydrologique pour la période 2004 à 2018 à travers deux scénarios : le premier scénario qui intègre des états de surface statiques tout au long de la simulation (*Static Land Use*, SLU) et le second qui intègre, de façon dynamique, ces mêmes états de surface (*Dynamic Land Use*, DLU). Les deux scénarios seront comparés, du point de vue de leurs aptitudes à représenter l'hydrologie du bassin versant, ce qui devrait nous permettre d'identifier des paramètres optimaux pour la simulation des processus et du bilan hydrologique du bassin versant de Tougou.

III-2. Modélisation hydrologique

Il existe, dans la littérature, de nombreux modèles hydrologiques ayant chacun ses spécificités, ses limites et ses domaines d'application. De nouveaux modèles, évolutions ou combinaisons de modèles existants, continuent de naître. Selon Ambroise (1999), il existerait '*presque autant de modèles hydrologiques que d'hydrologues*'. Nous devons donc considérer cette prolifération comme le reflet de la complexité de la discipline qui fait qu'il n'existe virtuellement aucun modèle qui soit universel. Nous proposons une classification des différents types de modèles rencontrés dans la littérature, puis nous mentionnons quelques modèles hydrologiques '*populaires*' à but de documentation. Ensuite, nous effectuons le choix d'un modèle répondant à nos objectifs de recherche et en tenant compte des données disponibles, qui restent rares en Afrique de l'Ouest (Le Barbé et al., 2002).

III-2.1. Classification des modèles hydrologiques

Les premiers développements et efforts de classification des modèles hydrologiques remontent à la décennie 1980 (Refsgaard and Storm, 1990). Selon Singh (1995), un modèle se caractérise par 5 éléments constitutifs : la *géométrie du système* (bassin versant), les *données d'entrée*, les *lois ou équations traduisant les processus*, l'*état initial et les conditions aux limites du système* et les *sorties*. Trois critères peuvent être retenus pour la classification des modèles hydrologiques, à savoir : la manière dont les processus sont décrits, l'échelle spatiale, l'échelle temporelle (Singh, 1995; Karambiri, 2003; Anctil et al., 2005).

III-2.1.1. Classification des modèles suivant la description des processus

Suivant le *niveau de description des processus*, le modèle peut être **déterministe**, **stochastique** ou **mixte**. Dans un modèle **déterministe**, les variables d'entrée et les paramètres du système sont supposées être parfaitement déterminés ou déterminables. À l'opposé, dans un modèle **stochastique**, les paramètres et les variables sont associés à des distributions de probabilité (Karambiri, 2003; Anctil et al., 2005).

Une autre classification des modèles peut être effectuée toujours sous l'angle de la *description des processus*, en se focalisant cette fois sur les approches mises en œuvre pour décrire les processus d'écoulement. Ainsi, on distingue en premier lieu les **modèles dérivés des données**, qui peuvent être des modèles *empiriques* (lesquels vont établir des relations entre les variables d'entrée et de sortie sans tenir compte des lois et processus internes du bassin versant), les modèles à base d'*hydrogramme unitaire*, les modèles de *régression et d'auto-régression linéaire* et les modèles *non linéaires* basés sur les réseaux de neurones (Gineste, 1998; Anctil et al., 2005). En second lieu, on retrouve les **modèles dérivés des processus**, qui peuvent être des modèles *physiques* ou *conceptuels*. Les modèles *physiques*, à la différence des modèles empiriques (Gineste, 1998; Karambiri, 2003; Anctil et al., 2005), s'appuient sur la connaissance physique du système et sur les lois de la physique pour tenter de décrire les mécanismes des écoulements internes au bassin versant. Les modèles *conceptuels* constituent une classe intermédiaire entre les modèles empiriques et physiques, qui reposent sur une certaine conceptualisation du fonctionnement du système, tout en faisant intervenir des relations empiriques pour le décrire (Ambroise, 1999; Karambiri, 2003).

III-2.1.2. Classification des modèles suivant la représentation de l'espace

Suivant la manière dont le modèle représente l'espace de modélisation, on peut faire la distinction entre les modèles **globaux** et les modèles **distribués**.

Dans un modèle **global**, le bassin versant est considéré comme une entité unique. Des relations empiriques relient les entrées aux sorties sans forcément être développées à partir de lois physiques. Les équations impliquées ne prennent pas en compte la variabilité spatiale des processus, des données d'entrée, des conditions aux limites et des caractéristiques géométriques du bassin versant (Singh, 1995; Gnouma, 2006).

Le modèle **distribué** prend explicitement en compte la variabilité spatiale des processus et/ou des variables d'entrée et/ou des conditions aux limites et/ou des caractéristiques du bassin

versant (Gnouma, 2006; Rathjens et al., 2014). Toutefois, les modèles distribués sont sujets au problème de sur-paramétrisation (Gnouma, 2006).

Entre les modèles globaux et les modèles distribués, il existe une classe intermédiaire de modèles dits *semi-distribués*. Concernant ces derniers, certains des composants sont globalisés en sous-classes à travers lesquelles la variabilité spatiale du système s'exprime. Ces sous-classes sont conceptualisées différemment suivant les modèles : des sous-bassins (Beven and Kirkby, 1979), des *unités de réponses hydrologiques* (Arnold et al., 1998), ou des *hydrotopes* (Krysanova et al., 1998).

III-2.1.3. Classification des modèles suivant la discrétisation temporelle

Les modèles hydrologiques peuvent être classés suivant la manière dont ils opèrent dans le temps. Certains modèles sont dits *événementiels* et vont uniquement simuler les processus hydrologiques pour des événements particuliers (typiquement des épisodes de crues). Ils sont forcés par les événements de pluies et imposent de spécifier des informations sur l'état initial du bassin, notamment les conditions d'humidité antécédente du sol avant la pluie (Karambiri, 2003). D'autres modèles, dits *continus* vont simuler la réponse hydrologique en continu sur une période plus ou moins longue englobant des périodes de temps sec. Ces modèles permettent de suivre l'évolution des variables d'état et des sorties sur un plus long terme (Anctil et al., 2005), ce qui implique nécessairement d'intégrer des processus tels que l'évapotranspiration, qui peuvent être négligés dans le cas des modèles événementiels (Gnouma, 2006).

III-2.2. Revue de quelques modèles hydrologiques

Nous proposons dans le **Tableau III-1** une sélection non exhaustive de quelques modèles hydrologiques, se focalisant sur les modèles distribués ou semi-distribués, à but de documentation.

Tableau III-1. Liste de quelques modèles hydrologiques.

Modèle	Référence	Processus	Caractéristiques	Echelle
HBV (<i>Hydrologiska Byrans Vattenavdelning model</i>)	(Bergstrom, 1976)	R, E	Semi-distribué, conceptuel, continu,	BV
HEC-HMS (<i>Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modelling System</i>)	(USACE, 2000)	R, E, S	Distribué, évènementiel, continu, à base physique	BV
KINEROS (<i>KINematic runoff and EROSION model</i>)	(Woolhiser et al., 1990; Smith et al., 1995)	R, E, S	Semi-distribué, évènementiel	Parcelle, BV
mHM (<i>mesoscale Hydrologic Model</i>)	(Samaniego et al., 2010)	R, E, Q	Distribué, continu et évènementiel, à base physique	BV
PRMS (<i>Precipitation Runoff Modelling System</i>)	(Leavesley, 1984)	R, E	Distribué, évènementiel	Parcelle, BV
SWAT (<i>Soil Water Assessment Tool</i>)	(Arnold et al., 1998; Srinivasan et al., 1998)	R, E, S, Q	Semi-distribué, continu ou évènementiel, à base physique	Parcelle, BV
SWIM (<i>Soil and Water Integrated Model</i>)	(Krysanova et al., 1998)	R, E, S, Q	Semi-distribué, continu ou évènementiel, à base physique	BV
TOPMODEL (<i>TOPography based hydrological MODEL</i>)	(Beven and Kirkby, 1979)	R, E, S, Q	Distribué, continu	BV
VIC (<i>Variable Infiltration Capacity</i>)	(Liang et al., 1994)	R	Semi-distribué, conceptuel, continu	BV
WaSIM (<i>Water flow and balance SIMulation model</i>)	(Schulla and Jasper, 2007)	R, E	Déterministe, distribué, à base physique	BV
WATEM/SEDEM (<i>Water and Tillage Erosion Model/Sediment Delivery Model</i>)	(Van Oost et al., 2000)	R, E	Distribué	Parcelle, BV
WEPP (<i>Water Erosion Prediction Project</i>)	(Laflen et al., 1991)	R, E, S	Distribué, continu	Parcelle, Versant, BV

Processus simulés : R = Ruissellement, E = Erosion (pertes en sols), S (production, transport de sédiments), Q = Qualité de l'eau (nutriments). BV = Bassin Versant. Cette table est adaptée de Pandey et al. (2016).

III-2.3. Eléments de choix du modèle hydrologique

Avec le nombre croissant de modèles hydrologiques présentant des niveaux de sophistication de plus en plus élevés et des applications sur des bassins allant de l'échelle parcellaire (de l'ordre de quelques dizaines de m²) à la méso-échelle, le choix d'un modèle devient une tâche critique qui doit reposer sur des objectifs de recherche bien définis (Karambiri, 2003).

Dans le contexte du Sahel et plus largement de l'Afrique de l'Ouest, plusieurs modèles et approches ont été expérimentés pour la simulation des écoulements. Ces applications se sont faites avec des modèles hydrologiques globaux et conceptuels, tels que GR2M (Ardoin-Bardin, 2004; Diello et al., 2006; Karambiri et al., 2011; Paturel et al., 2017) ou GR4J (Vissin, 2007; Ruelland et al., 2010; Bodian et al., 2018) ; des modèles semi-distribués et distribués tels que KINEROS (Karambiri, 2003; Gal et al., 2017), HEC-RAS (Massazza et al., 2019), WaSIM (Yira et al., 2017), WEPP et WATEM/SEDEM (Schmengler, 2011), EUROSEM (Visser et al., 2005), SWAT (Sintondji, 2005; Hiepe, 2008; Angelina et al., 2015; Chaibou Begou et al., 2016; Sittichok et al., 2016; Poméon et al., 2018), SWIM (Aich et al., 2015). Il importe également de noter qu'assez rapidement le besoin de coupler les modèles hydrologiques aux cartes produites par la télédétection est apparu, au vu de l'importance du rôle des états de surface sur l'hydrodynamique du contexte sahélien (Lamachère and Puech, 1995).

Dans le cadre de la présente recherche, il nous est apparu que le modèle qui pourrait idéalement convenir devrait présenter un certain nombre de caractéristiques. L'objectif premier de cette recherche étant de mettre en évidence l'impact de la dynamique des états de surface sur les processus hydrologiques, en particulier sur le ruissellement, le modèle à retenir doit donner la possibilité d'intégrer de manière explicite la variabilité spatio-temporelle des données d'entrée, ce qui implique qu'il soit *distribué* ou, tout au moins, *semi-distribué*. Le modèle en question devrait aussi s'adapter à la taille de l'espace sur laquelle la modélisation doit être mise en place, qui est ici l'unité du *bassin versant*, de l'ordre de 37 km²

Dans le contexte sahélien, il a été montré que les conditions d'humidité antérieure expliquent et conditionnent fortement la réponse hydrologique des bassins lors d'un événement pris dans la saison (Casenave and Valentin, 1992; Karambiri, 2003; Niang, 2006; Mounirou, 2012). Aussi, le modèle à retenir doit être capable de fonctionner en *continu*, intégrant aussi bien la simulation des processus hydrologiques lors des événements que sur les périodes inter-événements. Il y a également nécessité de recourir à un modèle à *base physique* pour pouvoir tenir compte des caractéristiques hydrodynamiques et hydrologiques des états de surface pour

représenter les processus physiques de production et de transfert des écoulements sur le bassin versant.

Le **degré de complexité** constitue également un point important à prendre en considération dans le choix d'un modèle hydrologique. Déjà, les modèles distribués et à base physique sont souvent indexés pour leur complexité de mise en œuvre, le volume de données d'entrée important et le grand nombre de paramètres qu'ils proposent, qui sont souvent difficilement mesurables sur le terrain (Karambiri, 2003; Anctil et al., 2005; Gnouma, 2006; Daniel et al., 2011). Ils sont aussi sujets aux problèmes de sur-paramétrisation (Her and Chaubey, 2015) et d'équifinalité des paramètres (Abbaspour et al., 2015). Il y a donc nécessité de trouver un compromis dans le choix du modèle, de sorte qu'il puisse produire des sorties à la fois proches des réalités physiques et, en fin de compte, assez simple à mettre en œuvre (Karambiri, 2003). Il importe de mentionner qu'un modèle qui bénéficie d'une communauté d'utilisateurs actifs et de nombreuses publications dans le contexte, serait un atout considérable. En effet, une base de connaissance est déjà consolidée à laquelle l'on pourrait avoir recours en cas de difficulté de mise en œuvre, et permettre ainsi de bâtir une expertise locale sur le modèle en question. De plus, les résultats de divers cas d'application et dans divers contextes peuvent permettre, dans une perspective de régionalisation, de transférer des paramètres d'un contexte à l'autre. Il s'agit là d'une possibilité intéressante pour résoudre les problèmes de calage et de validation sur les bassins non jaugés ou sur les zones sur lesquelles l'on ne dispose que d'observations limitées, comme cela est souvent le cas sur les bassins en contexte aride et semi-aride (Mengistu et al., 2019).

En définitive, nous avons sélectionné le modèle agro-éco-hydrologique **SWAT** (*Soil & Water Assessment Tool*), développé par Arnold et al. (1998). SWAT est un modèle fonctionnant à l'échelle du bassin versant, utilisé pour simuler les aspects quantitatifs et qualitatifs des eaux de surface et souterraines, prédire l'impact hydrologique et environnemental de différents schémas d'utilisation des sols, des pratiques de gestion des terres et du changement climatique.

III-3. Présentation du modèle agro-éco-hydrologique SWAT

III-3.1. Evolution du modèle et des domaines d'application de SWAT

Le modèle SWAT (Arnold et al., 1998) se présente aujourd'hui comme l'un des modèles hydrologiques les plus utilisés. Développé depuis près de 20 ans par l'USDA-ARS (*United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service*), le modèle présente une

architecture modulaire composée de différents codes spécialisés par processus, développés et améliorés sur de nombreuses années (Arnold et al., 2012b).

Le modèle SWAT est disponible en code source ouvert et compte à son actif une documentation fournie (Neitsch et al., 2011; Arnold et al., 2012a). De plus, de nombreux outils permettant l'interfaçage avec les systèmes d'information géographique sont disponibles (**ArcSWAT**, Winchell et al., 2010 et **QSWAT**, Dile et al., 2016), ainsi que des bibliothèques d'interfaçage en langage de programmation R (**SwatplusR**, Schürz, 2019), des couplages avec des modèles simulant les processus hydrogéologiques (**SWAT-MODFLOW**, Kim et al., 2008), des outils pour intégrer la simulation des lacs et réservoirs (**WET**, Nielsen et al., 2017), des programmes de calibration automatique (**SWAT-CUP**, Abbaspour et al., 2007), des plateformes web pour le partage et la collaboration de données de modélisation (**SWATShare**, Rajib et al., 2016 ; **SWATOnline**, McDonald et al., 2019), et une communauté active d'utilisateurs (**SWAT-user**, <https://groups.google.com/d/forum/swatuser>).

La base de données de publications SWAT (https://www.card.iastate.edu/swat_articles/) fait état de près de 3 184 références entre 1999 et 2019, dont près de 1 712 (soit 54%) ont été publiées entre 2015 et 2019. L'évolution du nombre de publications SWAT est présenté en **Figure III-1**.

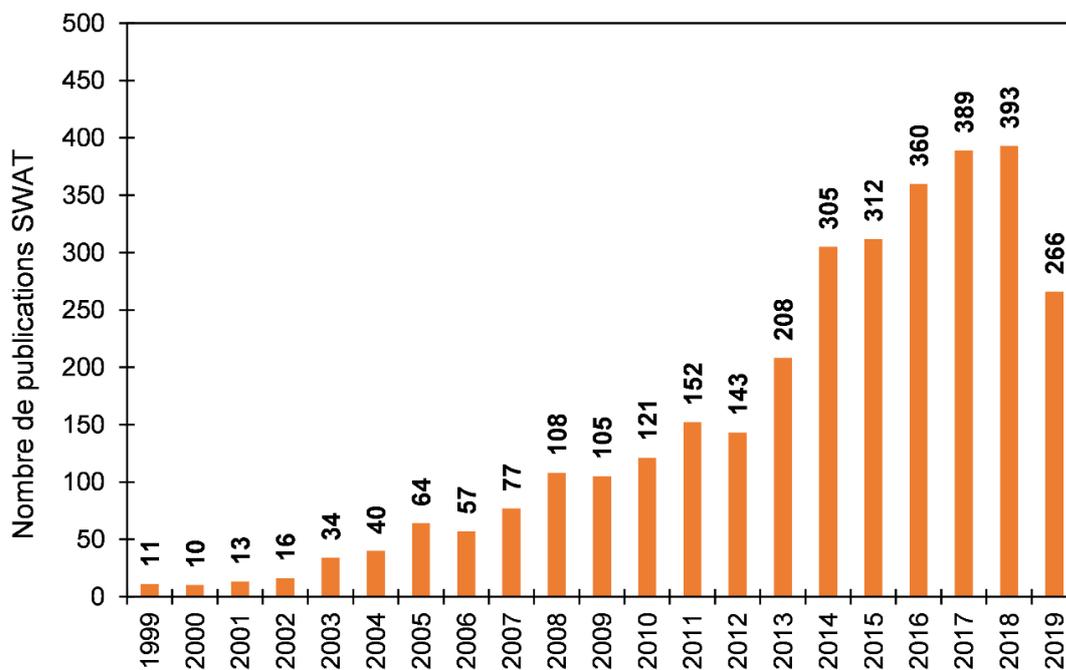


Figure III-1. Evolution des publications SWAT (1999-2019). Source : CARD/IASTATE

Sur l'ensemble de ces références relevées au cours de la période 2000-2020, nous avons identifié près de 80 cas d'applications du modèle SWAT sur le cadre africain, majoritairement en Afrique de l'Ouest, du Centre et de l'Est. Si ce nombre reste très faible relativement au total (~3% des publications identifiées), il est toutefois en hausse progressive. Ces cas d'application ont été conduits dans des contextes très différents, avec une capacité remarquable du modèle à s'adapter à différents environnements tout en produisant des résultats satisfaisants. Il est important de relever que les objectifs de modélisation poursuivis sont variés : simulation de la réponse hydrologique et évaluation de la ressource en eau (Schuol and Abbaspour, 2006; Schuol et al., 2008a, 2008b; Sintondji et al., 2013, 2014; Krysanova and White, 2015; Chaibou Begou et al., 2016; Sittichok et al., 2016; Badou et al., 2018; Poméon et al., 2018); estimation de l'évapotranspiration (Andam-Akorful et al., 2015) ; évaluation de l'impact des changements climatiques et environnementaux sur la réponse hydrologique (Cornelissen et al., 2013; Faramarzi et al., 2013; Sood et al., 2013; Angelina et al., 2015; Awotwi et al., 2015; Akpoti et al., 2016; Yira et al., 2017; Op de Hipt et al., 2018; Abubakari et al., 2019) ; évaluation de la ressource en eau souterraine (Obuobie, 2008) ; prédiction et simulation de l'impact des crues et inondations (Markantonis et al., 2018) ; simulation du transport solide, de l'érosion, de la perte des sols et du transfert des polluants (Bossa et al., 2012b; Diwediga et al., 2018) ; simulations des scénarios de management des cycles et pratiques culturales avec impact sur les rendements de culture (Bossa et al., 2012a).

III-3.2. Mise en œuvre, équations du bilan et des processus hydrologiques

III-3.2.1. Discrétisation semi-distribuée dans le modèle SWAT

Le modèle SWAT, qui est semi-distribué, opère en continu et simule les processus hydrologiques à partir d'équations à base physique. Le modèle considère le bassin versant comme un domaine, qui est divisé en sous-bassins, eux-mêmes subdivisés en unités de réponse hydrologique (URH), qui constituent les éléments primaires de calcul sur lesquels les processus hydrologiques sont simulés. Les URH sont considérées comme homogènes en termes de réponse hydrologique. La **Figure III-2** présente les niveaux organisationnels du bassin dans le modèle SWAT.

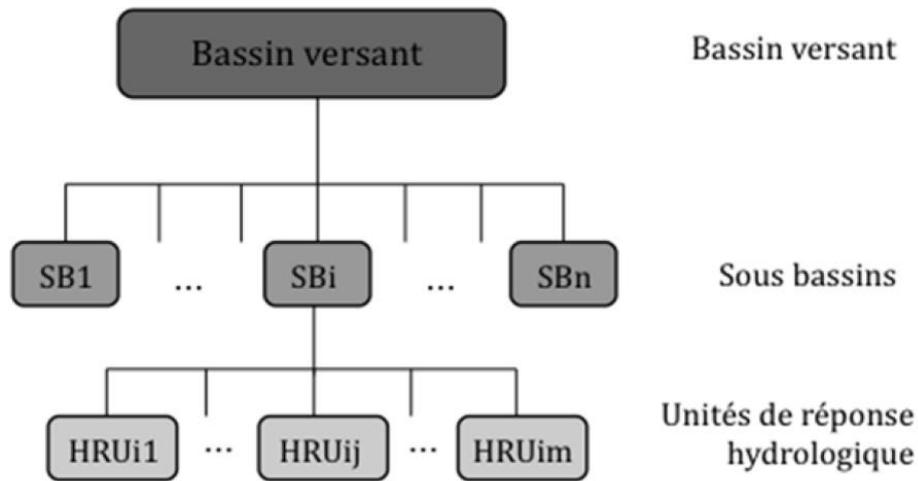


Figure III-2. Niveaux organisationnels du modèle SWAT. La figure est tirée de Lang et al. (2011).

Les limites du bassin versant sont déterminées à partir de la topographie du terrain, le plus souvent représentée par un modèle numérique de terrain. Les sous-bassins sont spatialement reliés, de sorte que le flux contenu dans un sous bassin amont s’écoule entièrement vers le sous bassin aval en allant vers l’exutoire. Chaque sous bassin contient une branche de réseau hydrographique qui assure son drainage. L’ensemble des branches sont connectées par SWAT afin de former le réseau hydrographique à l’échelle du bassin versant.

Les sous bassins sont divisés en URH sur la base de l’homogénéité de l’utilisation du sol ou de l’état de surface, du type de sol et des caractéristiques de pente. Si les sous-bassins sont connectés les uns aux autres, il n’existe pas d’interaction entre les URH. L’organisation spatiale du bassin versant en URH définit le caractère semi-distribué du modèle SWAT (Arnold et al., 1998; Gassman et al., 2007). Les sorties du modèle sont calculées séparément pour chaque URH et additionnées dans chaque sous bassin. Une fois que les valeurs ont été déterminées au niveau des sous bassins, SWAT s’appuie alors sur les relations spatiales entre les sous-bassins via son module de routage, afin d’incorporer les données calculées au réseau hydrographique global (Arnold et al., 1998; Lang et al., 2011; Neitsch et al., 2011).

III-3.2.2. Equations du bilan et processus hydrologiques

Le bilan hydrologique est calculé par SWAT en deux phases : une première phase, dite *terrestre* (*land phase*), dans laquelle les quantités d’eau, de sédiments, pesticides qui seront apportées au réseau hydrographique dans le sous-bassin sont déterminées ; cette phase correspond à la formation du ruissellement.

La seconde phase, dite de **routing** (*routing phase*), est celle lors de laquelle le mouvement de l'eau et des différents éléments sera modélisé à travers le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire du bassin versant (Neitsch et al., 2011). Cette seconde phase correspond à la production de l'écoulement.

La simulation de la phase terrestre, qui peut être effectuée aux pas de temps (annuel, mensuel, journalier ou infra-journalier selon les cas), est basée sur le bilan en eau défini par l'équation **III-1** :

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (P_{day} - Q_{surf} - E_a - w_{seep} - Q_{gw}) \quad (III-1)$$

où SW_t désigne le stock en eau du sol à la fin d'un pas de temps, SW_0 le stock d'eau initial, P_{day} la précipitation tombée au cours du pas de temps considéré, Q_{surf} le ruissellement de surface, ETR l'évapotranspiration réelle, w_{seep} est la percolation et Q_{gw} l'écoulement de retour (*return flow*) issue de la zone non saturée et qui contribue à l'écoulement total transporté en cours d'eau.

Le bilan hydrologique conceptualisé dans le modèle SWAT est présenté sur la **Figure III-3**.

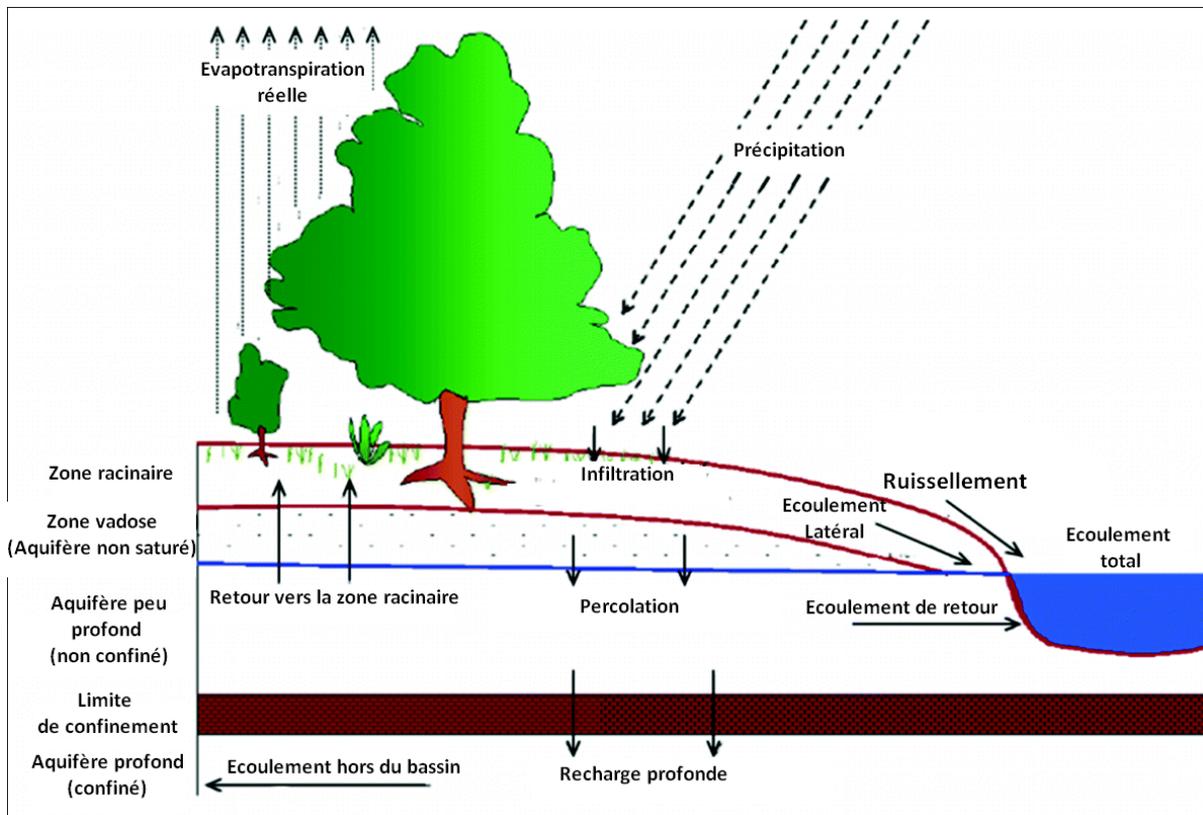


Figure III-3. Bilan hydrologique du modèle SWAT. La figure est adaptée de Husain et al. (2020).

Lorsque la pluie tombe, une part est retenue par le couvert végétal (interception par la canopée) ou par la surface de sol dans des dépressions. L'eau retenue par interception dans la canopée contribuera à l'évapotranspiration. L'eau accumulée à la surface du sol va s'infiltrer tandis que l'excédent ruisselle. L'eau ruisselante à la surface du sol (*surface runoff*) va s'acheminer vers les cours d'eau tandis que l'eau infiltrée (*infiltration*) peut être retenue dans les premiers centimètres de la surface du sol et plus tard reprise par évaporation (reprise évaporatoire). La partie résiduelle de l'eau infiltrée contribue à la saturation du sol dans la zone racinaire, ou à l'écoulement total par le biais de l'écoulement latéral (*lateral flow*), encore appelé écoulement hypodermique (Neitsch et al., 2011).

Le réservoir sol constitue le lieu où l'essentiel des processus d'échanges verticaux prend place. Dans le modèle SWAT, elle est subdivisée en couches qui vont permettre d'inclure l'hétérogénéité entre les différents horizons de sol. Au-dessus, on retrouve la zone racinaire alimentée par l'eau infiltrée et qui la restitue aux plantes via leur système racinaire. Puis, juste en dessous, une seconde couche qui constitue un aquifère non saturé (la zone *vadose*) qui sert de transition entre la zone racinaire et la couche inférieure, qui elle est l'aquifère profond. La zone *vadose*, prolongement d'un aquifère peu profond, et qui contribue à l'écoulement total transporté dans les chenaux à travers l'écoulement de retour (*return flow*, Q_{gw}). En dessous de l'aquifère peu profond se trouve un aquifère profond, confiné et réalimenté par la recharge profonde (Neitsch et al., 2011).

L'évapotranspiration (qui inclut l'évaporation, la transpiration par les végétaux et la reprise évaporatoire) est calculée en fonction de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et de l'indice foliaire (LAI, *Leaf Area Index*), qui est un indicateur de la demande en eau des plantes. Dans le modèle SWAT, le calcul de l'ETP se fait par les équations de Penman-Monteith (Allen et al., 1998), Priestley-Taylor (Priestley and Taylor, 1972) ou Hargreaves (Hargreaves and Samani, 1985). Subsidiairement, l'analyste peut fournir en entrée ses propres données d'ETP (Arnold et al., 2012a). En utilisant la précipitation, SWAT simule le volume d'eau ruisselé sur chaque URH par la méthode du *Curve Number* (CN) du *Soil Conservation Service* (Mishra and Singh, 2003) définie par l'équation III-2 :

$$Q_{surf} (mm) = \frac{(P_{day} - I_a)^2}{P_{day} - I_a + S} \quad (III-2)$$

dans laquelle Q_{surf} est l'écoulement de surface, P_{day} la hauteur de pluie tombée, I_a l'abstraction initiale (interception de la pluie par la canopée et dans les dépressions de surface), S un paramètre de rétention, variable en fonction du type de sol, de l'état de surface et de la pente du terrain. Le *Curve Number* (CN) est un paramètre adimensionnel qui est relié au paramètre S par l'équation III-3 :

$$CN = \frac{25400}{S + 254} \quad (III-3)$$

Une fois que SWAT a déterminé les volumes d'eau ruisselés, les charges de sédiments, de nutriments et de pesticides qui vont alimenter le réseau hydrographique dans le sous bassin, la phase suivante (phase de routage) se résumera au transport. À ce stade, le modèle conserve les débits massiques de ces éléments en cours d'eau, tout en modélisant tous les processus de leur transformation lors de leur acheminement dans l'eau.

III-3.3. Mise à jour dynamique des états de surface avec le module LUP

III-3.3.1. Création des URH

SWAT, en tant que modèle semi-distribué, simule les processus hydrologiques à l'échelle des URH. Les URH constituent une combinaison unique et homogène obtenue par superposition des types de sol, des classes de pente et des états de surface (ou occupation du sol), ainsi que cela apparaît sur la **Figure III-4**.

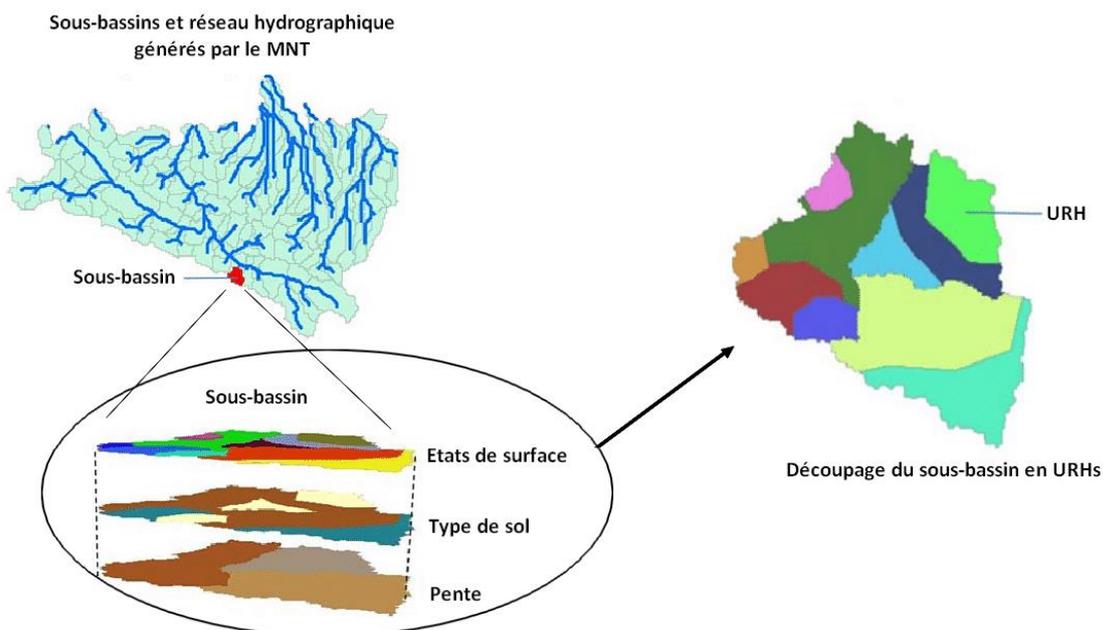


Figure III-4. Création des URH dans le modèle SWAT. La figure est adaptée de Zhang et al. (2017).

Si l'on considère par exemple le cas d'un sous bassin versant comportant 3 types d'états de surface, 4 types de sol et 5 classes de pente, l'ensemble des combinaisons possibles donne $3 \times 4 \times 5 = 60$ URH pour le sous-bassin. Ce caractère multiplicateur de la génération des URH va induire un temps de calcul plus élevé, d'autant plus grand dans le cas des grands bassins versants. Aussi, la possibilité est donnée à l'analyse de réduire ces combinaisons en agrégeant certaines d'entre elles, par le biais de seuils (*thresholds*). Ces seuils permettent d'ignorer des URH se situant en deçà d'un certain taux de recouvrement du sous-bassin et de les agréger aux URH dominantes dans chaque sous bassin (Winchell et al., 2010).

Le modèle SWAT permet de suivre une variable nommée **HRU_FR** qui représente le taux de recouvrement d'une URH donnée dans un sous bassin. Par exemple, une valeur **HRU_FR** de 0,15 indique que l'URH correspondante occupe 15% de la superficie du sous-bassin dans lequel elle se situe. C'est cette variable **HRU_FR** qui va être exploitée dans nos travaux afin d'effectuer la mise à jour dynamique des états de surface lors de la simulation.

III-3.3.2. Module Land use UPdate (LUP) de SWAT

Depuis la version 2009 de SWAT, un module dénommé LUP (*Land use UPdate*) permet de mettre à jour la répartition des états de surface lors de la simulation (Arnold et al., 2012a). Le **Figure III-5** présente une description du processus de mise à jour des états de surface.

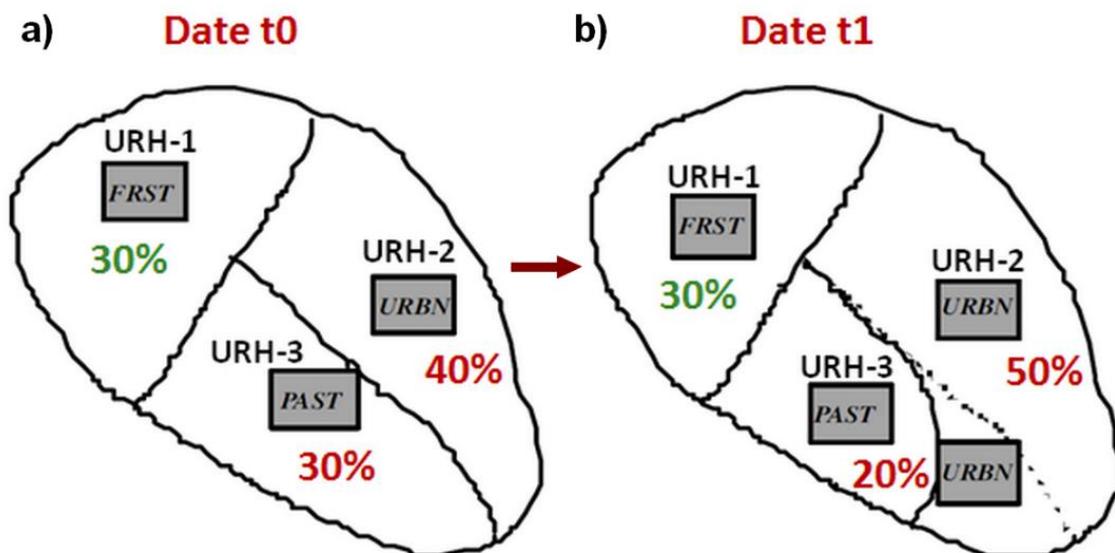


Figure III-5. Répartition des états de surface sur un sous bassin hypothétique à deux dates. Le sous bassin comporte 3 unités de réponse hydrologique (URH), de type forêt (FRST) pour URH-1, zone urbaine (URBN) pour URH-2 et pâturage (PAST) pour URH-3, occupant respectivement 30%, 40%, 30% de l'aire du sous bassin à la date t_0 , et évoluant vers 30%, 50% et 20% de l'aire du sous-bassin à la date t_1 . Ces taux représentent des fractions **HRU_FR** qui vont évoluer au cours de la simulation. La figure est adaptée de Pai & Saraswat (2011).

Considérons par exemple un sous bassin qui se compose de 3 URH, que nous nommerons URH-1, URH-2 et URH-3, correspondant respectivement à des états de surface de types « forêt » (FRST), « zone urbaine » (URBN) et « pâturage » (PAST) et à deux années différentes t_0 et t_1 . Supposons que, à la date t_0 (**Figure III-5a**), les URH occupent respectivement 30%, 40% et 30% du sous bassin versant et que, en passant à la date t_1 , du fait de l'urbanisation, les mêmes URH occupent désormais respectivement 30%, 50% et 20% de l'espace du sous bassin versant (**Figure III-5b**). Ainsi, URH-3 qui était initialement (à la date t_0) un état de surface de type pâturage (PAST) est devenu (à la date t_1) une combinaison de 20% de pâturage (PAST) et 10% de zone urbaine (URBN). En conséquence, la valeur de la variable **HRU_FR** pour les URH-1, URH-2 et URH-3 qui était de 0,3, 0,4 et 0,3 (à la date t_0) passe respectivement aux valeurs de 0,3, 0,5 et 0,2 (à la date t_1). Cette redistribution est effectuée à l'échelle du sous bassin, sous la contrainte que la somme des fractions **HRU_FR** reste toujours égale à 1 (ou 100%), conformément à l'**équation III-4** :

$$\sum_{i=1}^n HRU_FR_{i,SB_j} = 1, i \in \{1, 2, \dots, n\} \quad (\text{III-4})$$

où SB_j désigne un sous-bassin versant j , n étant le nombre total des URH présentes dans ce sous bassin SB_j . Pour activer le module LUP de SWAT lors d'une simulation, deux fichiers au moins doivent être fournis dans le dossier *TxtInOut* de l'arborescence du modèle :

- un fichier nommé *lup.dat*, qui liste l'ensemble des dates auxquelles doit être mise à jour la distribution des URH par sous bassin, suivant la fréquence souhaitée. Dans le fichier *lup.dat*, à chaque actualisation, l'identifiant d'un fichier auxiliaire est indiqué (par exemple, *update1.dat*) à chaque date d'actualisation.
- Ce fichier auxiliaire, à placer près de *lup.dat*, doit fournir les valeurs de fractions **HRU_FR** pour toutes les URH présentes sur le bassin en veillant à ce que, pour chaque sous bassin, la contrainte fournie par l'**équation III-4** soit respectée. Entre deux dates d'actualisation toutefois, la distribution des URH reste statique.

Les syntaxes de ces fichiers sont spécifiées dans la documentation SWAT (Neitsch et al., 2011).

III-3.4. Objectifs de modélisation hydrologique de cette thèse

Nous partons de l'hypothèse de travail que l'intégration dynamique des états de surface, lors de la simulation de l'hydrologie, permet de représenter avec davantage de précision l'évolution temporelle des processus hydrologiques, plutôt que dans le cas d'une représentation statique.

À cet effet, nous disposons de données d'écoulement collectées à l'exutoire du bassin versant de Tougou sur la période 2004-2018, tout comme des cartes d'états de surface, produites par la télédétection (cf. **chapitre II**) pour les années 1999, 2009 et 2017.

III-4. Méthodologie pour la modélisation hydrologique du bassin versant de Tougou

La démarche générale adoptée pour la modélisation hydrologique est présentée en **Figure III-6**.

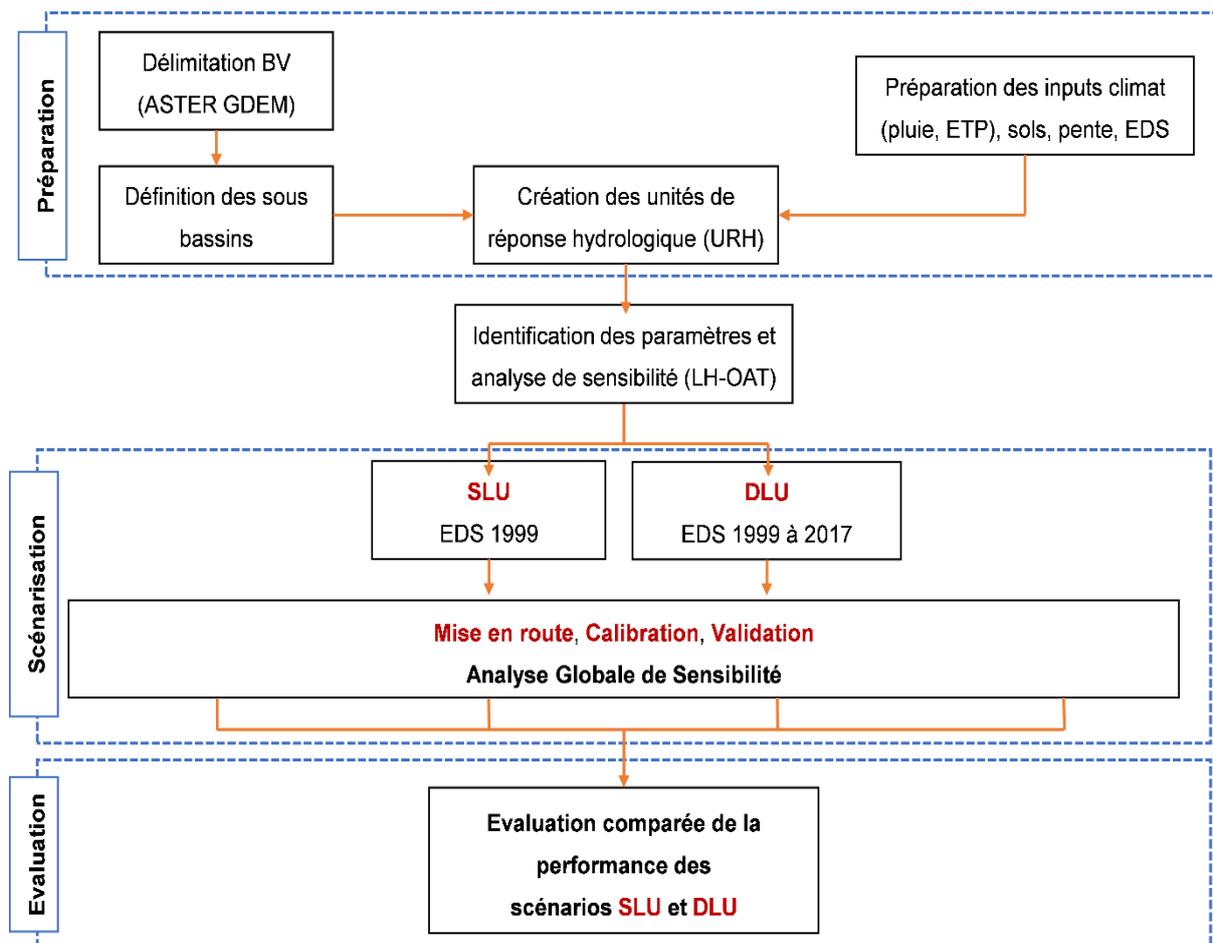


Figure III-6. Démarche générale de modélisation adoptée dans le cadre de cette étude. EDS = Etat de Surface. SLU = Static Land Use (scénario statique). DLU = Dynamic Land Use (scénario dynamique).

Deux scénarios de modélisation sont considérés afin d'évaluer la valeur ajoutée de l'intégration de la dynamique spatio-temporelle des états de surface sur la modélisation hydrologique :

- Un premier scénario nommé **SLU** (*Static Land Use*) correspondant à un scénario dans lequel la couche d'états de surface est unique et statique tout au long de la simulation. Dans notre cas d'étude, il s'agira de la carte d'état de surface de **1999**.

- Un second scénario nommé **DLU** (*Dynamic Land Use*) correspondant à un scénario dans lequel la simulation commence avec les états de surface de **1999**. En cours de simulation, ceux-ci sont remplacés par les états de surface de **2009**, puis de **2017** lorsque l'on se rapproche de la fin de la simulation. Cette transition dynamique est assurée au moyen du module LUP de SWAT.

III-4.1. Données d'entrée de modélisation

Le **Tableau III-2** présente l'ensemble des données d'entrée qui ont été utilisées pour la préparation du modèle SWAT sur le bassin versant de Tougou.

Tableau III-2. Sources des données d'entrées du modèle SWAT.

Donnée d'entrée	Description	Caractéristiques	Source
Altitude	MNT ASTER GDEMv3	30x30m	(Spacesystems, 2019)
	(cf. Carte I-1)		
Pente	Dérivé du MNT (cf. Carte I-2a)	30x30 m	
Sols	Carte des sols IGB (1:1000000)	Rééchantillonnée à 30x30m (Carte I-3)	(IGB, 2002)
	(cf. Carte I-3)		
Etats de surface	Photographies aériennes, relevés de terrain	1952, 1973	(Marchal, 1983)
	Classification supervisée d'images Landsat	1986, 1999, 2009, 2017	cf. section II-4.1.2
Pluie	Observations journalières à la station synoptique de Ouahigouya	1952-2017	ANAM
	Observations journalières sur le bassin versant de Tougou	2004-2018	Monitoring
Température	Observations minimales et maximales journalières à la station synoptique de Ouahigouya	1961-2017	ANAM
ETP	Observations journalières à la station synoptique de Ouahigouya	1961-2017	ANAM
Ecoulement	Observations journalières à l'exutoire du bassin versant de Tougou	2004-2018	Monitoring

MNT = Modèle Numérique de Terrain. IGB = Institut Géographique du Burkina. ANAM = Agence Nationale de Météorologie du Burkina. ETP = Evapotranspiration potentielle.

III-4.1.1. Pas de temps de modélisation, données de calage et périodes

Sur le bassin versant de Tougou, les écoulements sont collectés par événement et les hydrogrammes sont suivis à pas de temps infra-horaire (variant de 1 à 5 minutes). Toutefois, sur la période 2004 à 2018 (en y incluant deux années de lacunes d'observation enregistrées en 2013 et 2014), les données de débit ne sont pas systématiquement disponibles pour l'échelle infra-horaire. S'y ajoute le fait que les données de pluie qui accompagnent les observations de débit sont fournies sur de nombreuses années de façon cumulative pour un événement (sans hyétogramme), les pluviographes et pluviomètres automatiques n'ayant pas systématiquement fonctionné sur toutes les campagnes.

Un compromis doit donc être trouvé en ce qui concerne le pas de temps à choisir pour la modélisation, mais également s'agissant du type de données sur lequel effectuer le calage du modèle. Le pas de temps retenu devrait permettre de disposer d'observations de façon homogène et continue sur la période de calage ou de validation, mais être aussi explicite que possible relativement aux processus hydrologiques étudiés. Dans l'étude du cas qui retient notre attention, suivant la disponibilité des données, nous souhaitons nous limiter aux flux hydrologiques (écoulement, recharge, évapotranspiration), sans toutefois nous intéresser aux processus d'érosion, de sédiments ou aux polluants, pesticides et autres questions relatives à la qualité de l'eau. De plus, nous cherchons à mettre en évidence l'impact de la dynamique des états de surface sur l'écoulement. Cet impact ne saurait être perçu sur les hydrogrammes événementiels, mais pourrait être perçu sur les volumes d'eau écoulés.

Au regard de ces contraintes et objectifs, il nous a semblé indiqué pour mener à bien la présente étude de conduire la simulation **au pas de temps journalier**. Par conséquent, les données d'écoulement observées qui serviront à effectuer le calage du modèle sont les lames d'eau ruisselées par événement pluvieux. Pour chaque événement observé sur la période 2004-2018, les hydrogrammes disponibles ont été dépouillés. La fin du ruissellement direct a été identifiée au changement de pente lors de la décrue des hydrogrammes afin de séparer l'écoulement de base du volume d'eau ruisselée par écoulement direct (Mounirou, 2012). Pour certains événements qui se situent à cheval sur deux journées, les volumes d'eau ruisselés ont été attribués à la date d'occurrence de l'événement de pluie afin de respecter le pas de temps journalier fixé pour la modélisation. La lame d'eau ruisselée L_r pour l'événement est alors fournie par l'équation III-5 :

$$L_{r(mm)} = \frac{V_{(m^3)}}{S_{(km^2)} \cdot 1000} \quad (III-5)$$

où L_r est la lame d'eau ruisselée (en mm), V le volume d'eau de l'écoulement direct (en m^3) passé à l'exutoire pour un événement de pluies, S la superficie du bassin (37 km^2) et 1000 un facteur de conversion.

En raison des lacunes relevées sur les séries d'observations pour les années 2013 et 2014, nous avons opté d'effectuer la **calibration** du modèle sur la **période 2006-2012** (soit 7 années), tandis que la **validation** sera effectuée sur la période **2015-2018** (soit 4 années). Ce partage correspond approximativement à un ratio 65/35 (soit 65% des observations pour la calibration contre 35% des observations pour la validation), proche du ratio 70/30 recommandé par certains auteurs (Klemeš, 1986; Refsgaard, 1997). Ainsi, une période de 2 années, antérieure à la calibration, soit la période **2004-2005**, a été définie pour la **mise en route du modèle**. Cette phase permet d'initialiser les différents niveaux de réservoirs du modèle et de minimiser les éventuels effets de conditions initiales (Harmel et al., 2018).

III-4.1.2. Données de pluie et d'évapotranspiration potentielle

Les données climatiques qui ont servi d'entrée pour le modèle sont les données de pluie et d'évapotranspiration potentielle, à pas de temps de journalier.

Les données de pluie sur la période 2004-2018 sont collectées sur le bassin versant de Tougou lors de chaque campagne à plusieurs postes sur le bassin versant. Il a été observé que la variabilité spatiale de la pluie sur le bassin est en général faible (Mounirou, 2012) et aussi que la pluie moyenne sur le bassin est proche de celle observée au poste situé au centre du bassin (poste PA3). Nous avons retenu ce seul poste dans le modèle, en y renseignant la série de pluies moyennes journalières sur le bassin sur la période 2004-2018.

Les données d'ETP à pas de temps journalier utilisées dans le modèle sont issues de la station synoptique la plus proche, Ouahigouya, située à 22 km de Tougou et gérée par l'Agence Nationale de Météorologie du Burkina (ANAM). Ces données d'ETP sont calculées par la méthode de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) sur la période 1961-2017. Pour l'année 2018, les données mesurées à une station météo compacte *Lufft* de type *WS501-UMB* (installée en 2017 sur le bassin versant de Tougou) ont été utilisées pour calculer l'ETP par la méthode de Penman-Monteith (Allen et al., 1998), en suivant la procédure décrite par Zotarelli et al. (2010).

III-4.1.3. Données sur les états de surface du bassin versant de Tougou

La **Figure III-7** récapitule les taux de répartition de la surface du bassin entre les sols dégradés (ZD), les sols cultivés (ZC) et la végétation naturelle (ZVG) sur le bassin versant de Tougou, observées sur les cartes, au titre des années 1999, 2009 et 2017.

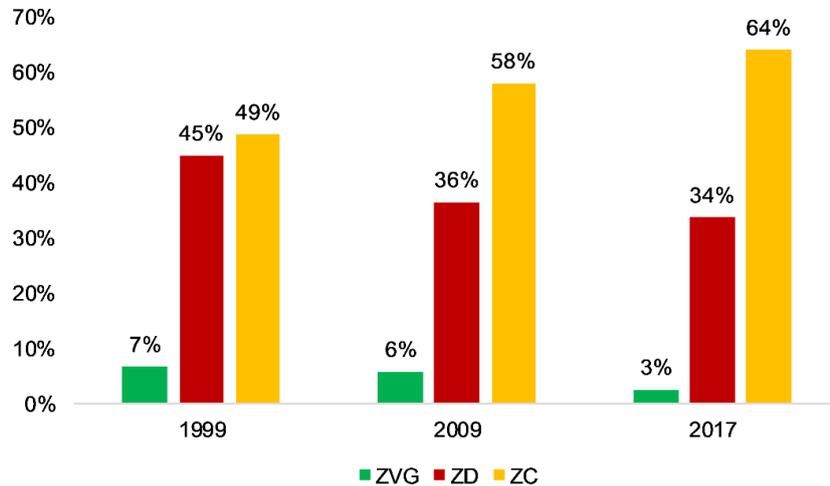


Figure III-7. Taux de répartition des états de surface sur le bassin versant de Tougou entre 1999 et 2017. ZD = Sol nu/dégradé. ZC = Sol cultivé. ZVG = Végétation naturelle.

Le scénario **SLU** a été simulé en utilisant les états de surface de 1999 sur la période 2006-2012 (calibration) et 2015-2018 (validation). Dans le scénario **DLU**, les états de surface ont été actualisés en suivant la chronologie décrite dans le **Tableau III-3**.

Tableau III-3. Mise en œuvre de l'intégration dynamique des états de surface.

Années	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018
Période	Mise en route		Calibration						Lacunes		Validation				
Mise à jour des états de surface (LUP)	EDS 1999		EDS 2009						EDS 2017						

Ce schéma d'actualisation permet de prendre en considération l'évolution spatio-temporelle des états de surface dans la simulation : la mise en route du modèle est effectuée sur les années 2004 et 2005 avec les états de surface de 1999, ce qui permet d'initialiser les niveaux initiaux des différents réservoirs du modèle. La calibration est ensuite effectuée sur la période 2006-2012 avec les états de surface de 2009, puis la validation est effectuée sur la période 2015-2018 avec

les états de surface de 2017. Cette succession des couches d'états de surface permet ainsi d'évaluer l'impact de cette dynamique sur le bilan hydrologique, en particulier sur les écoulements, mais aussi d'en évaluer l'effet sur les paramètres obtenus en calage du modèle (Wagner et al., 2016).

Une correspondance a été établie entre nos modalités d'états de surface et la nomenclature des classes d'occupation du sol supportée par le modèle SWAT (**Tableau III-4**) dans la mise en œuvre du modèle. Cette nomenclature prédéfinie permet à SWAT de lier nos états de surface à des catégories d'états de surface aux propriétés prédéfinies.

Tableau III-4. Correspondance entre états de surface et codes SWAT.

Etats de surface	Codes SWAT	Description
Végétation naturelle (ZVG)	FRST	Forêt mixte
Sol nu et dégradé (ZD)	BARR	Sol sans couverture végétale, dégradé
Sol cultivé (ZC)	AGRL	Sol cultivé

La description des codes d'occupation du sol est tirée de la documentation SWAT (Neitsch et al., 2011).

III-4.1.4. Données sur les types de sols du bassin versant de Tougou

La couche des types de sols sur le bassin versant de Tougou, produite par le BUNASOLS, présentée en **section I-3.1.6 (Carte I-3)**, n'intègre pas d'informations sur les propriétés hydriques des sols (texture, structure, profils, conductivités, porosité, rugosité de surface, etc.) qui sont nécessaires en entrée à la modélisation. Aussi, nous avons reclassé la couche des données de sol du BUNASOLS dans la codification des couches de sols de la FAO (FAO/UNESCO, 1974) (**Tableau III-5**).

Tableau III-5. Correspondance entre type de sol IGB et nomenclature FAO.

Types de sol (IGB, 2002)	Codes 'usersoil' de SWAT	Unité de sol dominante (FAO/UNESCO, 1974)
Sols hydromorphes (à tâches et concrétions)	Re36-1a-1687	Régosol eutrique (Re), associé aux Arénosols luviques (Ql), à texture sablo-limoneuse
Sols peu évolués (sols d'érosion sur cuirasse ferrugineuse)	Re33-1a-1677	Régosol eutrique (Re), associé aux Luvisols ferriques (Lf), à texture sablo-limoneuse
Sols minéraux bruts (sols régiques sur matériau gravillonnaire)	I-Lf-1255	Lithosol (I), associé aux Luvisols ferriques (Lf), à texture limoneuse

Cette correspondance a été effectuée sur la base de la description des unités de sol fournies dans l'*Atlas des Sols d'Afrique* (Jones et al., 2013), ainsi que sur la base de la reconnaissance des unités de sols présents sur le bassin (Marchal, 1983; Koussoubé, 2007; Mounirou, 2012).

III-4.1.5. Données sur le relief et les pentes du bassin versant de Tougou

La **Figure III-8** présente une vue en perspective d'élévation du bassin versant de Tougou, produite à partir du modèle numérique de terrain ASTER GDEM v3 (Spacesystems, 2019).

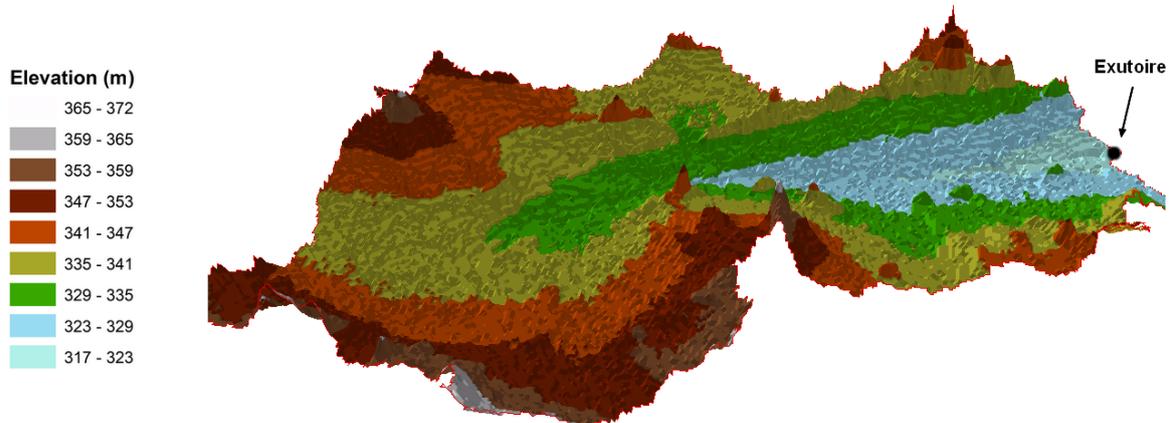


Figure III-8. Vue en perspective du relief sur le bassin versant de Tougou. Les données de relief proviennent du modèle numérique de terrain ASTER GDEM v3, feuille N13W003, résolution 30 m (Spacesystems, 2019) découpé sur les limites du bassin versant de Tougou et triangulées (Triangle Irregular Network, TIN) pour affichage en perspective sous ArcScene.

Les pentes du terrain naturel ont été subdivisées en trois classes de pentes, sur la base des recommandations de Jahn et al. (2006) : les pentes allant de 0 à 2% (pied de versant), couvrant 72% de l'aire du bassin ; les pentes allant de 2 à 4% (pente faible), couvrant 24% du bassin ; et les pentes allant de 4 à 17% (pentes modérées à fortes), couvrant 4% de la superficie du bassin.

III-4.2. Mise en place du cadre physique de modélisation

III-4.2.1. Définition des sous-bassins hydrologiques

Avec le modèle SWAT, la discrétisation du bassin versant en sous-bassins est d'intérêt lorsque des données observées sont disponibles à plusieurs stations, permettant ainsi à l'analyste de calibrer et valider le modèle de façon simultanée sur ces stations (Chaibou Begou et al., 2016). Dans le cadre de la présente recherche, nous disposons de données d'écoulements collectées à l'exutoire du bassin versant de Tougou sur les périodes 2004-2012 et 2015-2018. Cela nous a conduit à considérer l'ensemble du bassin comme un seul sous bassin.

III-4.2.2. Création des URH

Le **Tableau III-6** présente la répartition du bassin versant de Tougou en 21 URH sur les cartes d'états de surface de 1999 à 2017.

Tableau III-6. Evolution des fractions HRU_FR pour les différentes occupations de l'espace de 1999 à 2017.

N° URH	URH	HRU_FR 1999	HRU_FR 2009	HRU_FR 2017
1	FRST/I-Lf-1255/2-4	1,73%	0,49%	0,64%
2	FRST/I-Lf-1255/0-2	0,73%	0,66%	0,22%
3	FRST/Re33-1a-1677/2-4	0,08%	0,16%	0,23%
4	FRST/Re33-1a-1677/0-2	1,01%	0,09%	0,11%
5	FRST/Re36-1a-1687/2-4	0,24%	1,88%	0,18%
6	FRST/Re36-1a-1687/0-2	7,39%	3,45%	1,45%
7	BARR/I-Lf-1255/4-9999	5,03%	2,68%	3,06%
8	BARR/I-Lf-1255/0-2	3,72%	4,65%	2,02%
9	BARR/I-Lf-1255/2-4	0,72%	0,63%	2,11%
10	BARR/Re33-1a-1677/2-4	8,91%	7,55%	4,73%
11	BARR/Re33-1a-1677/0-2	4,71%	3,47%	5,99%
12	BARR/Re33-1a-1677/4-9999	0,78%	0,92%	0,71%
13	BARR/Re36-1a-1687/4-9999	1,25%	2,06%	1,97%
14	BARR/Re36-1a-1687/2-4	7,14%	6,51%	5,18%
15	BARR/Re36-1a-1687/0-2	5,79%	2,13%	3,24%
16	AGRL/I-Lf-1255/2-4	11,54%	14,68%	16,68%
17	AGRL/I-Lf-1255/0-2	6,11%	5,78%	4,84%
18	AGRL/Re33-1a-1677/0-2	6,02%	13,49%	7,82%
19	AGRL/Re33-1a-1677/2-4	5,14%	0,98%	7,06%
20	AGRL/Re36-1a-1687/2-4	7,35%	11,13%	4,84%
21	AGRL/Re36-1a-1687/0-2	14,62%	16,60%	26,92%
Total		100,00%	100,00%	100,00%

Les codes présents dans la colonne URH représentent, suivant la nomenclature SWAT : état de surface/ type de sol/ classe de pente. Les fractions (HRU_FR) correspondent aux taux d'espace occupé par l'URH sur le bassin versant. Ces taux évoluent entre 1999, 2009 et 2017. Pour chaque année (1999, 2009, 2017), la somme des fractions HRU_FR est égale à 1.

III-4.3. Calibration et validation du modèle SWAT

III-4.3.1. Choix des paramètres et analyse de sensibilité

Sur la base d'une revue d'applications du modèle SWAT dans le contexte ouest-africain, sur des bassins allant de 100 à 2500 km² (Schuol and Abbaspour, 2006; Bossa et al., 2012b, 2012a; Cornelissen et al., 2013; Sood et al., 2013; Chaibou Begou et al., 2016; Poméon et al., 2018), nous avons identifié un jeu de 14 paramètres qui sont présentés dans le **Tableau III-7**.

Tableau III-7. Paramètres sélectionnés pour l'analyse de sensibilité LH-OAT du modèle SWAT du bassin versant de Tougou.

N°	Paramètre	Description	Intervalle	Unité
1	CN2	Paramètre <i>Curve Number</i> (SCS, 1972)	25 - 98	-
2	SOL_AWC	Taux de rétention en eau du sol disponible	0 - 1	-
3	ESCO	Facteur de compensation de la reprise évaporatoire	0 - 1	-
4	EPCO	Facteur de compensation de la reprise d'eau par les plantes	0 - 1	-
5	CH_N2	Rugosité de Manning pour le drain principal	0,01 - 0,3	[s.m ^{-1/3}]
6	CH_K2	Conductivité hydraulique effective pour le drain principal	0 - 300	[mm.h ⁻¹]
7	REVAPMN	Seuil de déclenchement de la ré-évaporation	0 - 500	[mm]
8	OV_N	Rugosité de Manning pour le ruissellement de surface	0,01 - 30	[s.m ^{-1/3}]
9	SOL_K	Conductivité hydraulique à saturation du sol	0 - 300	[mm.h ⁻¹]
10	ALPHA_BF	Facteur d'écoulement de base (baseflow)	0 - 1	[j ⁻¹]
11	RCHRG_DP	Fraction de l'infiltration qui alimente l'aquifère profond	0 - 1	-
12	GW_REVAP	Coefficient de ré-évaporation de l'eau souterraine	0,02 - 0,2	-
13	GW_DELAY	Temps de recharge de l'aquifère	0 - 500	[j]
14	CANMX	Interception par la canopée	0 - 100	[mm H ₂ O]

Pour chaque paramètre, 30 simulations ont été effectuées sur la période 2006-2018 pour l'analyse de sensibilité LH-OAT sous SWAT-CUP (Abbaspour et al., 2007).

Les intervalles initiaux pour les paramètres ont été définis sur la base de la documentation de SWAT (Neitsch et al., 2011; Arnold et al., 2012b). Les rugosités de Manning (OV_N, CH_N2) ont été sélectionnés sur la base des tables de rugosité fournies dans Chow et al. (2008). L'analyse de sensibilité vise à identifier les paramètres du modèle qui sont susceptibles d'avoir une forte influence sur la simulation (Abbaspour et al., 2007). Dans le cadre de nos travaux, l'analyse de sensibilité a été conduite à l'aide du logiciel SWAT-CUP (*Calibration Uncertainty Program*, Abbaspour et al., 2007), en suivant la procédure LH-OAT (*Latin Hypercube One factor at A Time*), qui consiste à modifier un seul paramètre à la fois sur un intervalle prédéfini de valeurs, tout en maintenant les autres constants, puis à répéter l'opération pour les autres paramètres (Van Griensven, 2005; Hiepe, 2008). Cela permet d'évaluer l'influence isolée de chaque paramètre sur la simulation. L'avantage de cette approche réside dans la simplicité de sa mise en œuvre ; cependant, elle ne permet pas de quantifier les effets d'interaction entre les paramètres (Van Griensven, 2005). Le **Tableau III-8** présente les résultats de l'analyse de sensibilité LH-OAT, conduite au seuil $\alpha = 5\%$.

Tableau III-8. Analyse de sensibilité LH-OAT des paramètres du modèle SWAT retenus.

Paramétrisation	Scénario SLU		Scénario DLU	
	t-Stat	p-valeur	t-Stat	p-valeur
(r) SOL_AWC	24,267	0,0000	24,054	0,0000
(r) OV_N	29,997	0,0000	27,953	0,0000
(v) ESCO	-12,071	0,0000	-11,557	0,0000
(r) CN	-8,303	0,0000	-7,801	0,0000
(v) EPCO	5,822	0,0001	5,901	0,0001
(r) SOL_K	-5,319	0,0001	-3,759	0,0024
(v) RCHRG_DP	-3,747	0,0024	2,155	0,0505
(v) REVAPMN	-3,659	0,0029	1,973	0,0702
(v) CH_K2	-3,069	0,0090	1,414	0,1808
(v) ALPHA_BF	-3,015	0,0100	2,106	0,0552
(v) CH_N	-2,923	0,0119	2,537	0,0248
(r) CANMX	0,174	0,8647	0,000	1,0000
(v) GW_DELAY	0,000	1,0000	3,474	0,0041
(v) GW_REVAP	0,000	1,0000	2,326	0,0369

La colonne 'paramétrisation' indique le mode de mise à jour du paramètre lors de la calibration dans SWAT-CUP. 3 modes sont ainsi proposés : le mode **relatif** (r), où la valeur en cours du paramètre est multipliée à chaque simulation par $(1 + x)$, x étant la valeur spécifiée en regard ; le mode **valeur** (v), où la valeur en cours du paramètre est remplacée par une nouvelle valeur prise dans l'intervalle spécifié en regard ; le mode **absolu** (a) (ici, non utilisé), où la valeur en cours du paramètre est incrémentée par une valeur spécifiée (Abbaspour et al., 2007, 2015). Les colonnes 't-Stat' et 'p-valeur' présentent les résultats d'application du test T de student, dont l'hypothèse nulle H_0 est celle de non sensibilité du paramètre (indiqué en gras) pour $p\text{-valeur} < \alpha = 5\%$.

Il apparaît que les paramètres CANMX, GW_DELAY, GW_REVAP ne sont pas sensibles en scénario SLU ($p\text{-valeur} > \alpha$), tandis que les paramètres RCHRG_DP, CH_K2, ALPHA_BF, CANMX et REVAPMN ne sont pas sensibles en scénario DLU ($p\text{-valeur} > \alpha$). En définitive, le paramètre CANMX (interception par la canopée) a été éliminé, étant non sensible dans les deux scénarios. Ce constat n'est pas surprenant au vu de la faible présence de végétation naturelle sur le bassin versant de Tougou sur la période de simulation.

III-4.3.2. Fonction objective, calage et validation du modèle

La calibration du modèle dans les deux scénarios (SLU et DLU) a été conduite sous SWAT-CUP (Abbaspour et al., 2007) en utilisant l'algorithme *Sequential Uncertainty Fitting* (SUFI-2, Abbaspour et al., 2004). Cet algorithme d'optimisation permet d'identifier un intervalle réduit et optimal autour de chaque paramètre du modèle permettant de produire des valeurs simulées les plus proches possibles des observés. Il permet également de définir l'incertitude autour des paramètres et sur les prédictions du modèle, sous la forme d'une bande de confiance

à 95% autour des valeurs simulées, à laquelle nous nous référerons par la suite par la notation 95PPU.

La procédure de calibration se décrit comme suit : initialement, l'ensemble des paramètres sélectionnés par l'analyse pour la calibration possède une valeur par défaut qu'il hérite des propriétés ou du paramétrage des données d'entrées fournies au modèle (type de sol, occupation du sol, etc). Pour réaliser une itération, l'analyste fournit, pour chaque paramètre, un intervalle dans lequel la valeur du paramètre va être modifiée, afin de rechercher la valeur optimale possible pour ce paramètre qui puisse permettre de simuler des sorties proches des observations. L'algorithme d'optimisation *SUFI-2* utilise une procédure d'échantillonnage dénommée '*Latin Hypercube Sampling*', qui consiste à diviser l'intervalle fourni pour chaque paramètre en n petits sous-segments, n correspondant au nombre de simulations à effectuer. Pour chaque paramètre, l'un des sous-segments est aléatoirement choisi et sa valeur centrale est retenue, afin de constituer, avec l'ensemble des autres valeurs de paramètre, un jeu complet (*parameter set*). Ce jeu servira à effectuer une simulation. La procédure est répétée n fois, constituant ainsi une itération complète. En sortie de cette itération, les simulations optimales sont identifiées grâce à une fonction objectif, ce qui permet de circonscrire pour chaque paramètre un intervalle plus fin que celui initialement donné par l'analyste et qui servira de départ à l'itération suivante. Selon Abbaspour et al. (2004, 2017), un maximum de 5 itérations de 200 à 300 simulations est en général suffisant pour atteindre une calibration satisfaisante.

Pour nos travaux, nous avons effectué un total de **3 itérations de 200 simulations chacune** ; il est à préciser qu'à la 4^e itération, les intervalles optimaux autour des paramètres sensibles n'ont plus affiché de changement significatif.

La fonction objective que nous avons utilisé est le KGE (*Kling-Gupta Efficiency*), proposée par Gupta et al. (2009) puis reprise par Kling et al. (2012) et dont l'expression est donnée par l'**équation III-6** :

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\gamma - 1)^2} \quad \text{(III-6)}$$

où r est le coefficient de corrélation de Pearson, $\beta = \mu_s/\mu_0$ le rapport des moyennes des valeurs simulées μ_s et observées μ_0 et $\gamma = CV_s/CV_0$ le ratio des coefficients de variation des valeurs simulées CV_s et observées CV_0 . De par sa formulation, l'indice KGE est borné entre $-\infty$ et 1. Sur cette échelle, une valeur négative ($KGE < 0$) correspond à une performance pauvre du modèle ; la valeur $KGE = 0$ correspond à une situation dans laquelle le modèle est juste

équivalent à la moyenne des observations (situation qui reste non optimale) et la valeur $KGE = 1$ correspond à une situation optimale (Gupta et al., 2009; Kling et al., 2012). Ainsi l'avantage du KGE réside dans sa capacité à optimiser de façon simultanée trois aspects de la capacité prédictive du modèle : la corrélation, le biais et la variabilité (Bennett et al., 2013; Thiemiig et al., 2013; Fowler et al., 2018; Pulighe et al., 2019). Le second avantage du KGE est que sa valeur correspond au minimum des valeurs prises par ses trois composantes, ce qui en fait un indice facile à interpréter (Gupta et al., 2009; Kling et al., 2012). L'interprétation des valeurs de l'indice KGE peut être effectuée suivant les seuils proposés dans le **Tableau III-9**.

Tableau III-9. Table d'interprétation des valeurs des indices KGE et PBIAS.

Valeur KGE	Valeur PBIAS	Performance du modèle
$KGE \geq 0,90$	$PBIAS \leq \pm 5\%$	Excellent / très performant
$0,90 \geq KGE \geq 0,75$	$\pm 5\% \leq PBIAS \leq \pm 10\%$	Performant
$0,75 \geq KGE \geq 0,50$	$\pm 10\% \leq PBIAS \leq \pm 15\%$	Satisfaisant / Acceptable
$0,50 \geq KGE \geq 0$	$PBIAS \geq \pm 15\%$	Peu performant / Pauvre / Non satisfaisant

Les seuils fournis dans cette table sont adaptés de Kling et al. (2012), Thiemiig et al. (2013) pour le KGE, et de Moriasi et al. (2007, 2015) pour le PBIAS. Ces seuils sont valables pour le pas de temps journalier.

III-4.4. Evaluation des scénarios SLU et DLU

III-4.4.1. Comparaison des sorties brutes

Afin d'évaluer la similarité entre les sorties obtenues par les scénarios SLU et DLU, les valeurs de KGE calculées pour les sorties des scénarios SLU et DLU, en calibration et en validation. En plus, afin de quantifier la tendance du modèle à la surestimation ou à la sous-estimation, le pourcentage de biais (PBIAS) a également été évalué suivant l'équation III-7 (Moriasi et al., 2007) :

$$PBIAS (\%) = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \cdot 100 \quad (III-7)$$

La valeur obtenue est optimale pour $PBIAS = 0$, tandis que des valeurs positives indiquent un biais de sous-estimation par le modèle et des valeurs négatives un biais de surestimation. L'appréciation de la performance du modèle suivant la valeur obtenue pour l'indice PBIAS pour une simulation au pas de temps journalier peut être effectuée suivant les directives fournies dans le **Tableau III-9**.

Les incertitudes reportées par les différents scénarios SLU et DLU ont également été comparées à travers les indices *r-factor* (compris entre 0 et $+\infty$) et *p-factor* (compris entre 0 et 1), proposés

par Abbaspour et al. (2004). L'indice *r-factor* représente l'épaisseur de l'enveloppe 95PPU (bande à 95% de confiance autour des prédictions du modèle), définie par l'équation III-8 (Abbaspour et al., 2004, 2017) :

$$r_factor = \frac{\frac{1}{n} \sum_{t_i=1}^n (x_s^{t_i, 97,5\%} - x_s^{t_i, 2,5\%})}{\sigma_0} \quad (\text{III-8})$$

où $x_s^{t_i, 97,5\%}$ et $x_s^{t_i, 2,5\%}$ représentent les limites (haute et basse) de la bande 95PPU, respectivement calculés aux seuils 97,5% et 2,5% de la distribution cumulée de la variable, au temps t et à la simulation numéro i ; n étant le nombre de valeurs observées, σ_0 étant l'écart-type présent dans les données observées. L'indice *p-factor*, quant à lui, représente le pourcentage des observations qui se retrouvent dans cette enveloppe d'incertitude. L'objectif est donc de maximiser le *p-factor*, sans pour autant définir une bande d'incertitude, *r-factor*, qui soit trop grande devant la variabilité présente dans la série des observations. Les valeurs satisfaisantes de *p-factor* > 0,7 et *r-factor* < 1,5 sont proposées à titre indicatif par Abbaspour et al. (2015).

III-4.4.2. Comparaison de l'écoulement journalier, mensuel et annuel

Les valeurs simulées pour les écoulements sous les scénarios SLU et DLU ont été comparées aux valeurs observées à l'échelle journalière, mensuelle et annuelle. Pour chaque échelle de comparaison, les pentes de régression linéaire entre les sorties SLU et les observations, et les sorties DLU et les observations, ont été évaluées. Les valeurs d'écoulements moyens journaliers classés ont été établies afin de quantifier les erreurs relatives (équation III-9) d'estimation de différents quantiles sous l'angle des scénarios SLU et DLU.

$$\varepsilon (\%) = \frac{Q_{sim} - Q_{obs}}{Q_{obs}} \cdot 100 \quad (\text{III-9})$$

où ε est l'erreur relative d'estimation, Q_{sim} une valeur simulée (en scénario SLU ou DLU) et Q_{obs} une valeur observée. Le niveau de significativité de la différence entre les valeurs observées et les scénarios a également été évalué au moyen du test T de Student pour les valeurs appariées (test paramétrique), au seuil $\alpha = 5\%$, pour les valeurs journalières et mensuelles (Santos et al., 2018). Pour ce qui est de l'échelle annuelle, du fait de la plus petite taille de l'échantillon (13 valeurs), nous avons eu recours aux alternatives non paramétriques qui sont le test du signe et le test de Wilcoxon signé, au seuil $\alpha = 5\%$. Pour ces deux types de tests,

l'hypothèse nulle H_0 est celle de l'égalité entre les moyennes (les médianes) simulés et les observés, suivant que le test est paramétrique (non-paramétrique).

III-4.4.3. Comparaison des écoulements générés par des extrêmes de pluie

Nous avons quantifié les erreurs de prédiction en scénarios SLU et DLU sur les écoulements générés par différents quantiles de pluies journalières maximales (Q_{px}). Pour cela, les quantiles de pluie ont été définis, et les valeurs d'écoulement associés ont été récupérés sur les sorties de simulations en scénario SLU et DLU, puis comparées aux valeurs correspondantes observées. Cette approche a ici été préférée à l'approche celle des valeurs de pluie au-dessus d'un seuil (*Peak Over Threshold*) car permettant de cibler des quantiles de pluies liées à des durées de retour spécifiques et utilisées dans le calcul d'ouvrages hydrauliques, hydrologiques et l'aménagement de périmètres.

La détermination des quantiles de pluies extrêmes est largement influencée par la taille de l'échantillon. Il est suggéré une taille minimale d'échantillon de 15-25 valeurs comme étant suffisante pour ajuster les paramètres des lois statistiques pour les extrêmes (Hosking et al., 1985). Sur les données de pluie observée à Tougou, la période 2004-2018 produit une série de 15 valeurs de pluies journalières maximales. Nous avons estimé que cette série était de taille faible pour dériver des quantiles de pluie extrêmes. Aussi, nous nous sommes référés à la station de Ouahigouya, sur laquelle une série de pluie journalières maximales plus large peut être constituée. La période 1990-2017 (soit 28 valeurs) a ainsi été retenue. Cette série est présentée sur la **Figure III-9**.

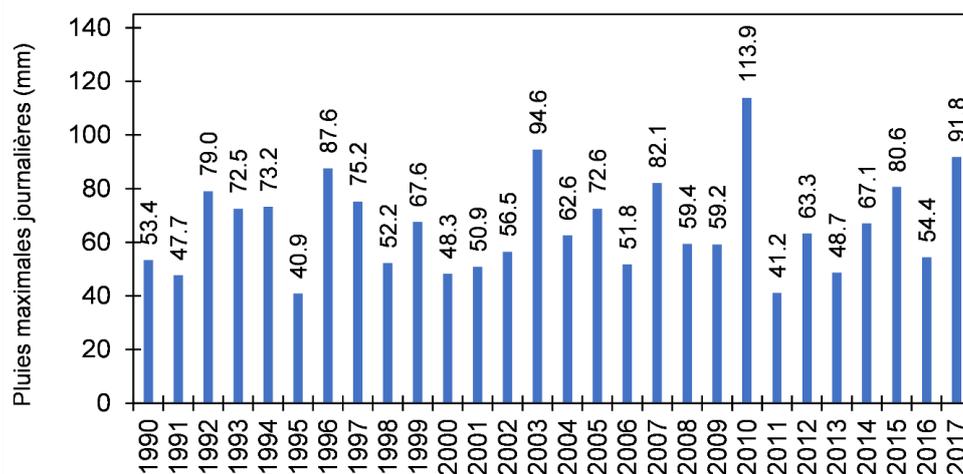


Figure III-9. Pluies journalières maximales (P_{jmax}) sur la période 1990-2017 à la station de Ouahigouya. Le caractère stationnaire de la série a été validé au test de Dickey-Fuller Augmenté au seuil $\alpha = 5\%$ (p -valeur = 0,561). La série ne présente pas de tendance significative (test de Mann-Kendall au seuil $\alpha = 5\%$, p -valeur = 0,511).

Le caractère stationnaire de la série ainsi constituée a été vérifié au moyen du test de Dickey-Fuller Augmenté (Dickey and Fuller, 1979) au seuil $\alpha = 5\%$ (p-valeur = 0,561). L'hypothèse nulle H_0 formulée par ce test est celle *du caractère stationnaire de la série*.

Différentes distributions statistiques ont été ajustées à la distribution des valeurs de P_{jmax} à travers l'outil XLSTAT v2016.02 (Addinsoft, 2016) en utilisant la méthode des moments (Hosking et al., 1985). La loi de Weibull à 3 paramètres a été retenue car elle représente le mieux la distribution des observations (validée par le test de Kolmogorov-Smirnov, au seuil $\alpha = 5\%$, p-valeur = 0,939). La fonction de distribution cumulée de cette loi (pour une variable X) est donnée par l'équation **III-10** (Teimouri and Gupta, 2013) :

$$F_X(x) = 1 - \exp \left[- \left(\frac{x - \mu}{\beta} \right)^\lambda \right] \quad \text{(III-10)}$$

où $\lambda = 1,937$ est le paramètre de forme, $\beta = 36,280$ le paramètre d'échelle et $\mu = 33,948$ le paramètre de position. Les paramètres ajustés ont permis de définir les valeurs P_{jmax} calculées par la fonction quantile de la loi de Weibull à 3 paramètres, définie par l'équation **III-11** (Teimouri and Gupta, 2013) :

$$Q_{(p,\lambda,\beta,\mu)} = \lambda \cdot (-\ln(1 - p))^{1/\beta} + \mu \quad \text{(III-11)}$$

où Q_p est le quantile de pluie correspondant à une probabilité au non dépassement p donnée, λ , β et μ sont les paramètres d'ajustement de la loi. Les différents quantiles de pluies estimés pour des durées de retour allant de 2 à 100 ans sont présentés dans le **Tableau III-10**.

Tableau III-10. Quantiles de pluies journalières maximales sur le bassin versant de Tougou.

Durée de retour	Probabilité au non dépassement	Quantiles P_{jmax} (mm)
2	0,50	64,0
5	0,80	80,3
10	0,90	89,7
50	0,98	107,3
100	0,99	113,8

L'erreur relative ε de prédiction de l'écoulement généré par les quantiles P_{jmax} entre les scénarios SLU, DLU et les valeurs observées ont été comparées, selon l'équation **III-12** :

$$\varepsilon (\%) = \frac{Q_{px,sim} - Q_{px,obs}}{Q_{px,obs}} \cdot 100 \quad \text{(III-12)}$$

où ε est l'erreur relative, $Q_{px,sim}$ l'écoulement généré par un quantile de pluie extrême en scénario SLU ou DLU et $Q_{px,obs}$ l'écoulement observé correspondant.

III-5. Résultats

III-5.1. Paramètres calibrés du modèle SWAT en scénarios SLU et DLU

Le **Tableau III-11** présente les paramètres calibrés par ordre de sensibilité globale décroissante.

Tableau III-11. Résultats de la calibration du modèle SWAT sur la période 2006-2012 en scénarios SLU et DLU.

Paramétrisation	Valeur initiale	Valeurs optimales (SLU)	Rang	Valeurs optimales (DLU)	Rang
(r) CN2	± 30%	-0,0693 (-0,249 ; 0,057)	1	-0,0787 (-0,249 ; 0,057)	1
(v) EPCO	0 - 1	0,2005 (0,091 ; 0,402)	2	0,2036 (0,091 ; 0,402)	2
(r) SOL_K	± 30%	0,2211 (-0,157 ; 0,272)	3	-0,0232 (-0,157 ; 0,272)	3
(v) GW_DELAY	0 - 500	27,5619 (25,203 ; 53,799)	4	52,5839 (25,203 ; 53,799)	4
(v) RCHRG_DP	0 - 1	0,2317 (0,078 ; 0,239)	5	0,3566 (0,078 ; 0,239)	5
(v) GW_REVAP	0,02 - 0,2	0,1409 (0,065 ; 0,156)	6	0,0948 (0,065 ; 0,156)	6
(r) OV_N	± 30%	-0,2994 (-0,595 ; 0,152)	7	-0,3038 (-0,595 ; 0,152)	7
(v) CH_K2	0 - 300	65,1285 (23,662 ; 114,299)	8	50,1734 (23,662 ; 114,299)	8
(r) SOL_AWC	0 - 0,5	0,3466 (0,326 ; 0,405)	9	0,3707 (0,326 ; 0,405)	9
(v) REVAPMN	0 - 500	259,901 (247,69 ; 416,06)	10	344,085 (247,69 ; 416,06)	10
(v) CH_N2	0,01 - 0,3	0,2357 (0,175 ; 0,287)	11	0,178 (0,175 ; 0,287)	12
(v) ALPHA_BF	0 - 1	0,493 (0,367 ; 0,790)	12	0,3791 (0,367 ; 0,790)	11
(v) ESCO	0 - 1	0,9973 (0,966 ; 1,000)	13	0,9879 (0,966 ; 1,000)	13

La colonne 'paramétrisation' indique le mode de mise à jour du paramètre lors de la calibration dans SWAT-CUP : le mode **relatif (r)**, où la valeur en cours du paramètre est multipliée par $(1 + x)$, x étant la valeur spécifiée en regard ; le mode **valeur (v)**, où la valeur en cours du paramètre est remplacée par une nouvelle valeur prise dans l'intervalle spécifié en regard (Abbaspour et al., 2007, 2015). La colonne 'valeurs optimales' présente les valeurs optimisées des paramètres pour les deux scénarios, associées à la bande de confiance à 95% (95PPU) sur les valeurs simulées. Les 13 paramètres sont rangés par ordre de sensibilité décroissante, spécifiée par la colonne 'Rang', allant de 1 (plus sensible) à 13 (moins sensible).

Le scénario DLU affiche un CN2 plus faible qu'en scénario SLU, ce qui laisse supposer un potentiel d'écoulement plus important en SLU. Le paramètre SOL_K, traduisant la conductivité hydraulique, est plus important en SLU qu'en DLU. Pour l'eau souterraine, le paramètre RCHRG_DP est plus important en scénario DLU, indiquant une part plus importante de l'eau infiltrée de la zone racinaire vers l'aquifère profond (recharge) dans ce scénario. Les paramètres GW_REVAP et REVAPMN en SLU traduisent une susceptibilité plus prononcée (qu'en DLU) à la ré-évaporation de l'aquifère profond vers la zone racinaire. Le paramètre ALPHA_BF en DLU traduit une récession plus rapide (qu'en SLU) de l'écoulement de base et donc une

rétenion plus faible de l'eau dans l'aquifère. En récapitulatif, le scénario SLU conceptualise le bassin versant de Tougou avec un potentiel d'écoulement plus important, qui laisse place à peu d'infiltration et à des échanges conséquemment réduits entre l'eau souterraine et l'eau de surface. Le scénario DLU, à l'opposé, présente une aptitude à l'écoulement plus faible, avec une infiltration et une recharge profonde plus importante que le scénario SLU et une plus faible sensibilité à la reprise évaporatoire de l'eau stockée. Les résultats de l'analyse globale de sensibilité à l'issue de la calibration sont présentés dans le **Tableau III-12**.

Tableau III-12. Analyse globale de sensibilité des paramètres du modèle SWAT.

Paramètre	Scénario SLU		Paramètre	Scénario DLU	
	t-Stat	p-valeur		t-Stat	p-valeur
(r) CN2	4,311	0,0000	(r) CN2	2,903	0,0041
(v) EPCO	2,444	0,0154	(v) EPCO	2,565	0,0111
(r) SOL_K	2,317	0,0216	(r) SOL_K	2,258	0,0251
(v) GW_DELAY	1,666	0,0974	(v) GW_DELAY	1,766	0,0791
(v) RCHRG_DP	1,496	0,1365	(v) RCHRG_DP	1,470	0,1434
(v) GW_REVAP	1,297	0,1961	(v) GW_REVAP	1,280	0,2021
(r) OV_N	1,291	0,1983	(r) OV_N	1,274	0,2043
(v) CH_K2	0,802	0,4238	(v) CH_K2	0,846	0,3985
(r) SOL_AWC	0,747	0,4560	(r) SOL_AWC	0,799	0,4254
(v) REVAPMN	0,637	0,5247	(v) REVAPMN	0,599	0,5498
(v) CH_N2	0,337	0,7366	(v) ALPHA_BF	0,369	0,7128
(v) ALPHA_BF	0,248	0,8040	(v) CH_N2	0,281	0,7789
(v) ESCO	0,041	0,9675	(v) ESCO	0,164	0,8698

La valeur t-Stat est la statistique du test T de Student. La p-valeur associée permet d'évaluer la sensibilité du modèle au paramètre, au seuil $\alpha = 5\%$. Une p-valeur inférieure au seuil conduit au rejet de l'hypothèse H_0 qui est celle de non sensibilité du paramètre (Abbaspour et al., 2007). Les paramètres mentionnés en gras sont significatifs. Dans les deux scénarios, en tenant compte de l'ensemble des paramètres et de leurs interactions, les 3 premiers paramètres, soit CN2, EPCO et SOL_K sont les plus sensibles (p-valeur < 5%). Toutefois, les autres paramètres sont importants afin de fixer les valeurs idéales pour représenter correctement les processus.

Pour les deux scénarios, les paramètres CN2, EPCO et SOL_K se sont révélés être globalement les plus sensibles, tout en conservant le même rang. Les autres paramètres ont toutefois perdu en sensibilité, probablement en raison des effets d'interaction ; mais ces paramètres restent tout aussi importants car ils permettent de fixer les propriétés adéquates sur les URH pour simuler les processus et le bilan hydrologique dans chaque scénario.

III-5.2. Evaluation de la performance du modèle en scénarios SLU et DLU

Le **Tableau III-13** présente les valeurs des critères d'évaluation du modèle, obtenus en calibration et en validation pour les scénarios SLU et DLU.

Tableau III-13. Critères statistiques d'ajustement des scénarios SLU et DLU aux observés.

Echelle de temps	Critères	Scénario SLU		Scénario DLU	
		Calibration	Validation	Calibration	Validation
Valeurs journalières	KGE	0,84	0,86	0,95	0,94
	PBIAS (%)	-14,30	-7,30	-2,30	2,90
	p-factor	0,62	0,79	0,71	0,86
	r-factor	0,48	0,47	0,55	0,60
Valeurs mensuelles	KGE	0,82	0,92	0,83	0,90
	PBIAS (%)	-14,30	-7,50	-2,40	2,70
	p-factor	0,72	0,88	0,72	0,94
	r-factor	0,97	1,00	1,02	1,26

Les valeurs journalières correspondent aux sorties brutes du modèle SWAT en scénarios SLU et DLU. Les valeurs mensuelles ont été obtenues en agrégeant les sorties (par simple sommation sur les mois) à pas de temps journalier.

Sur les valeurs journalières, les valeurs obtenues pour la fonction objective (KGE) sont de 0,84 et 0,86 en calibration et en validation (respectivement) avec le scénario SLU. Ces valeurs traduisent une bonne performance du modèle en scénario SLU. En comparaison, le scénario DLU présente des valeurs KGE respectives de 0,95 et 0,94 qui sont sensiblement meilleures que celles obtenues en SLU, avec le même nombre d'itérations. Ces valeurs traduisent la qualité très performante du modèle en scénario DLU. Sur les valeurs mensuelles, les scénarios SLU et DLU sont tous performants en calibration pour le KGE (0,82 contre 0,83 respectivement), et deviennent très performants en validation (0,92 contre 0,90 respectivement).

Sur les valeurs journalières, le scénario SLU présente un biais de surestimation (PBIAS) acceptable en calibration (-14,30%), mais nettement élevé en comparaison avec celui obtenu en scénario DLU, qui est de -2,30%, et par conséquent, jugé très satisfaisant. Un constat similaire peut être portée en ce qui concerne les valeurs mensuelles, toujours en calibration (-14,3% en SLU contre -2,40% en DLU pour le PBIAS). Sur la période de validation, en scénario SLU, le PBIAS est positif (surestimation) et satisfaisant SLU (-7,30% en journalier et mensuel) ; en DLU, il est négatif (sous-estimation), mais reste très satisfaisant (2,90% en journalier et 2,70% en mensuel).

En ce qui concerne les incertitudes, le *p-factor* (pourcentage d'observations enveloppés dans la bande d'incertitude 95PPU), le score obtenu en DLU en calibration et en validation (respectivement 0,71 et 0,86) est supérieur à celui obtenu en SLU (respectivement 0,62 et 0,79) sur les valeurs journalières. Sur les valeurs mensuelles, le constat est similaire sur les deux scénarios : 0,72 et 0,94 pour le scénario DLU contre 0,72 et 0,88 en scénario SLU

(respectivement en calibration et en validation). Ces résultats indiquent que la bande d'incertitude 95PPU, définie par le scénario DLU se positionne de façon à englober d'avantage d'observations qu'en SLU. Cependant, pour ce qui est du *r-factor*, les deux scénarios présentent une bande 95PPU d'épaisseur acceptable car inférieure à 1,7 (Abbaspour et al., 2015).

Nous avons également comparé les valeurs prises par l'indice KGE et PBIAS sur chacune des années de la période de calibration et de validation, tel que présenté en **Figure III-10**.

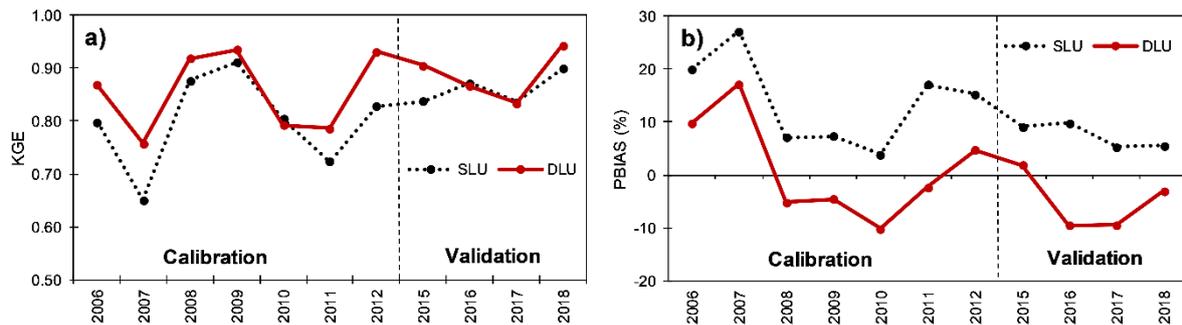


Figure III-10. KGE et PBIAS annuels pour les scénarios SLU et DLU. (a) Comparaisons des valeurs annuelles de KGE en scénario SLU et DLU. Les valeurs SLU sont significativement plus faibles que celles obtenues en DLU au test de Wilcoxon signé unilatéral à gauche (H_0 : le KGE moyen en DLU < KGE moyen en SLU) au seuil $\alpha = 5\%$ (p -valeur = 0,009). (b) Comparaisons des valeurs annuelles de PBIAS en scénario SLU et DLU. Les valeurs DLU sont significativement plus faibles que celles obtenues en SLU au test de Wilcoxon signé unilatéral à droite (H_0 : le PBIAS moyen en DLU > PBIAS moyen en SLU) au seuil $\alpha = 5\%$ (p -valeur = 0,002).

Les séries de valeurs ont été comparées au moyen du test de Wilcoxon signé unilatéral à gauche (H_0 : le KGE moyen en DLU < KGE moyen en SLU), au seuil $\alpha = 5\%$ (p -valeur = 0,009), concluant ainsi que les valeurs KGE en SLU sont significativement plus faibles que celles obtenues en DLU. Pour le PBIAS, le test de Wilcoxon signé unilatéral à droite (H_0 : le PBIAS moyen en DLU > PBIAS moyen en SLU), au seuil $\alpha = 5\%$, produit une p -valeur de 0,002 ; ce qui permet de conclure que le PBIAS est significativement plus faible en DLU qu'en scénario SLU.

III-5.3. Evaluation comparée de la simulation de l'écoulement

III-5.3.1. Comparaison des sorties journalières

Les résultats obtenus pour les scénarios SLU et DLU au pas de temps journalier sont présentés sur la **Figure III-11**.

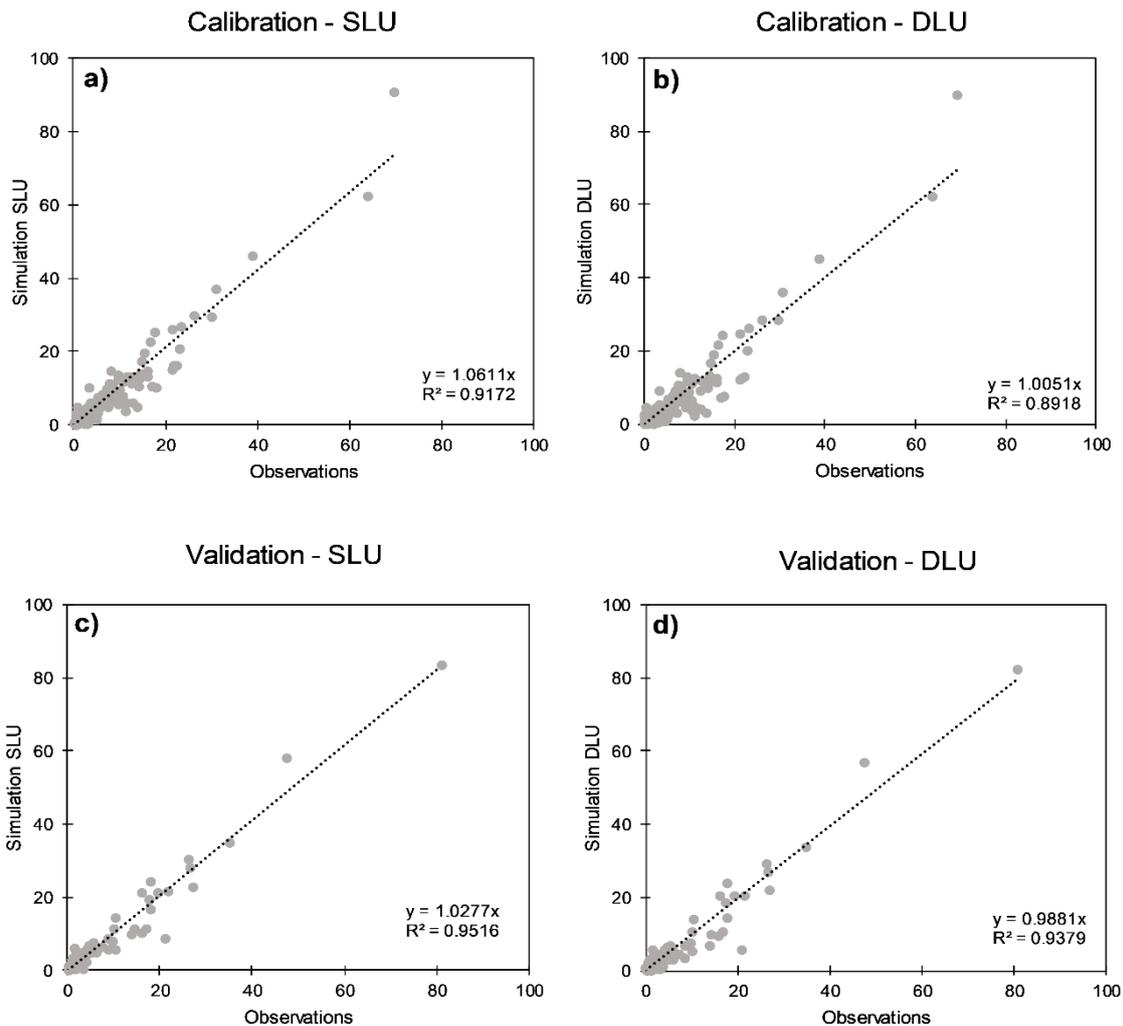


Figure III-11. Comparaison des scénarios DLU et SLU aux observations journalières en calage et validation. (a) Calibration en scénario SLU. (b) Calibration en scénario DLU. (c) Validation en scénario SLU. (d) Validation en scénario DLU. Le nombre d'événements considérés est de 165 en calage contre 85 en validation pour les deux scénarios. Le scénario DLU présente des pentes plus proches de l'unité (1:1) que le scénario SLU, ce qui est révélateur d'un meilleur ajustement aux observations.

Pour les deux scénarios, les performances semblent très appréciables. Cependant, pour le scénario SLU, les pentes d'ajustement obtenues en calibration et en validation sont respectivement de 1,0611 ($R^2 = 0,9172$) et 1,0277 ($R^2 = 0,8918$), tandis qu'elles sont respectivement de 1,0051 ($R^2 = 0,9516$) et de 0,9881 ($R^2 = 0,9379$) en scénario DLU. Ces valeurs de pente, plus proche de l'unité pour le scénario DLU, semblent indiquer pour ce scénario un meilleur ajustement des données simulées aux données observées au pas de temps journalier.

La comparaison des valeurs simulées par les scénarios DLU et SLU aux valeurs observées par le test T apparié au seuil $\alpha = 5\%$ produit une p-valeur = 0,024 entre SLU et Observations, contre

une p-valeur de 0,207 entre *DLU* et *Observations*. L'hypothèse nulle H_0 (absence de différence entre la simulation et les observations) est donc rejetée pour la comparaison *SLU* et *Observations*, tandis que nous concluons à une absence de différence significative entre les sorties *DLU* et les *observations*.

L'écoulement moyen journalier sur la période 2006-2018 a été comparé au moyen des courbes de valeurs classées et présentées sur la **Figure III-12**.

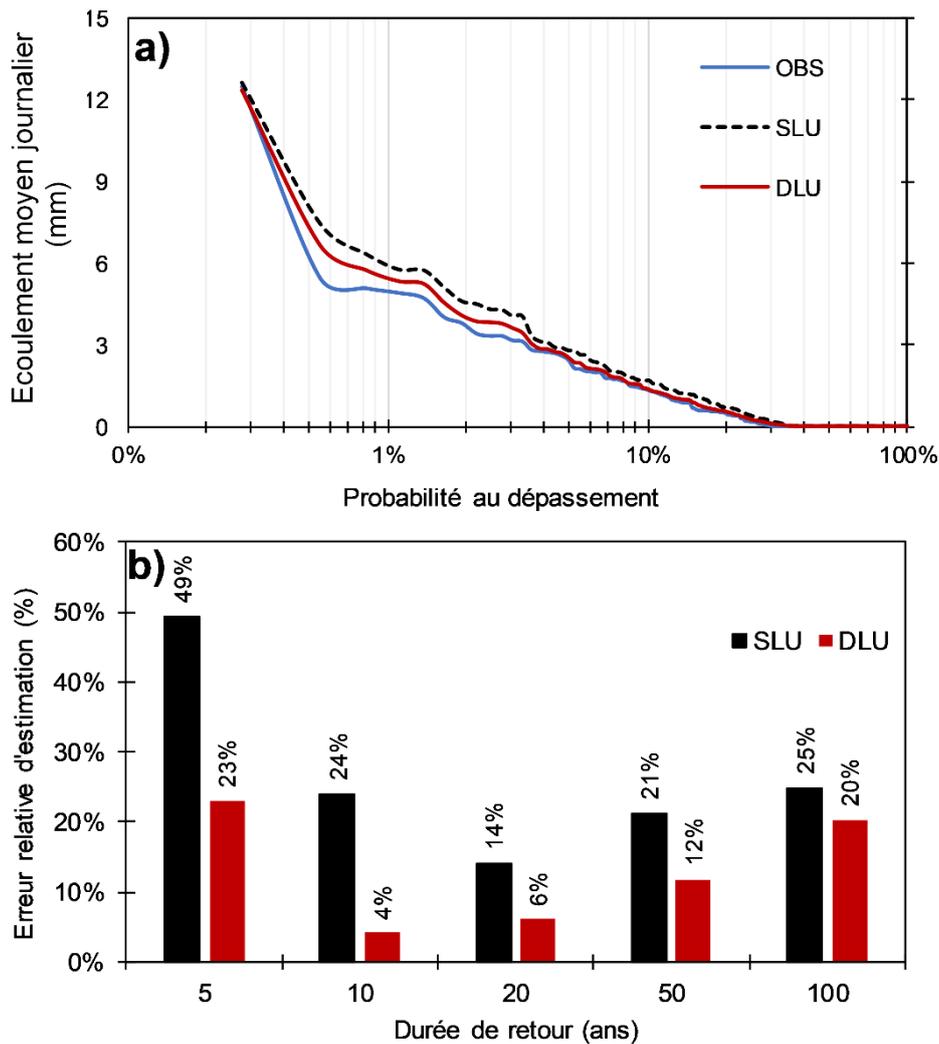


Figure III-12. Adéquation de l'écoulement journalier moyen entre les observés et les simulés. (a) Courbe de valeurs classées, montrant une meilleure correspondance entre le scénario DLU et les observations. (b) Erreurs relatives d'estimation entre les observations et les scénarios SLU et DLU pour quelques durées de retour. Cette erreur relative d'estimation de l'écoulement moyen journalier est de l'ordre de 14 à 49% en scénario SLU contre 4 à 23% en scénario DLU.

L'erreur relative d'estimation de l'écoulement moyen journalier a été établie pour des durées de retour spécifiques (entre 5 et 100 ans). En scénario SLU, l'erreur relative varie entre 14 et 49%, tandis qu'elle est significativement plus faible en scénario DLU (4 à 23%).

III-5.3.2. Comparaison des valeurs mensuelles d'écoulement

Au pas de temps mensuel, les valeurs agrégées pour les scénarios SLU et DLU sont présentées sur la **Figure III-13**.

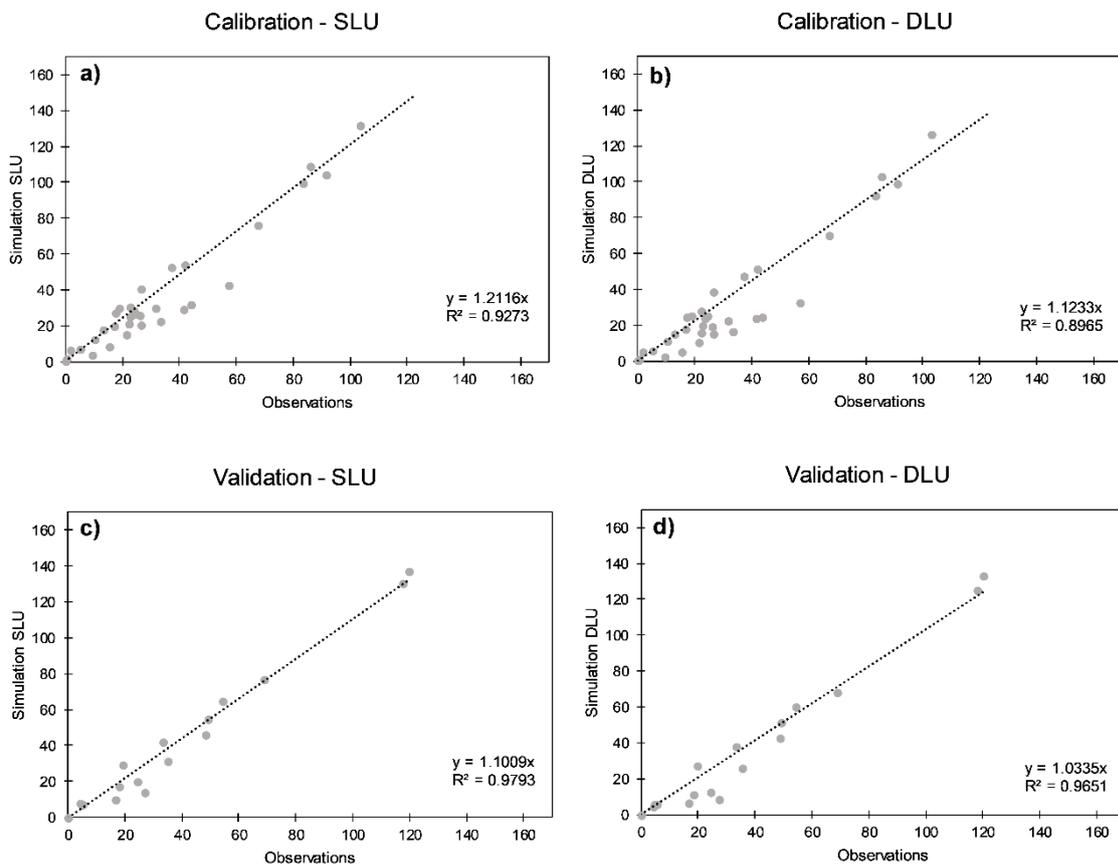


Figure III-13. Comparaison des scénarios DLU et SLU aux observations mensuelles en calage et validation. (a) Calibration en scénario SLU. (b) Calibration en scénario DLU. (c) Validation en scénario SLU. (d) Validation en scénario DLU. Le nombre de valeurs considérées est de 35 en calibration contre 20 en validation pour les deux scénarios. Le scénario DLU présente des pentes plus proches de l'unité (1:1) que le scénario SLU, indiquant un meilleur ajustement aux observations.

Pour les deux scénarios, les performances restent toujours relativement bonnes. Pour le scénario SLU, la pente d'ajustement obtenue est de 1,2116 en calibration ($R^2 = 0,9273$) pour 1,1009 en validation ($R^2 = 0,9793$) ; contre respectivement 1,1296 ($R^2 = 0,8965$) et 1,0352 ($R^2 = 0,9651$) en scénario DLU. Ces valeurs, obtenues en scénario DLU, indiquent un ajustement légèrement meilleur.

La comparaison des valeurs simulées aux valeurs observées a été effectuée au moyen du test T de Student pour des valeurs appariées, au seuil $\alpha = 5\%$. La comparaison *SLU-Observations* donne une p-valeur = 0,019 (rejet de H_0), ce qui atteste de la présence d'une différence

significative. La comparaison *DLU-Observations* renvoie une p-valeur = 0,915 (non rejet de H_0), ce qui indique l'absence de différence significative. En définitive, le scénario DLU produit des valeurs qui semblent plus se rapprocher des observations que celles du scénario SLU, pour le pas de temps mensuel.

La **Figure III-14** présente les profils d'écoulement mensuel pour les scénarios SLU, DLU et les observations, en superposition avec la pluie tombée.

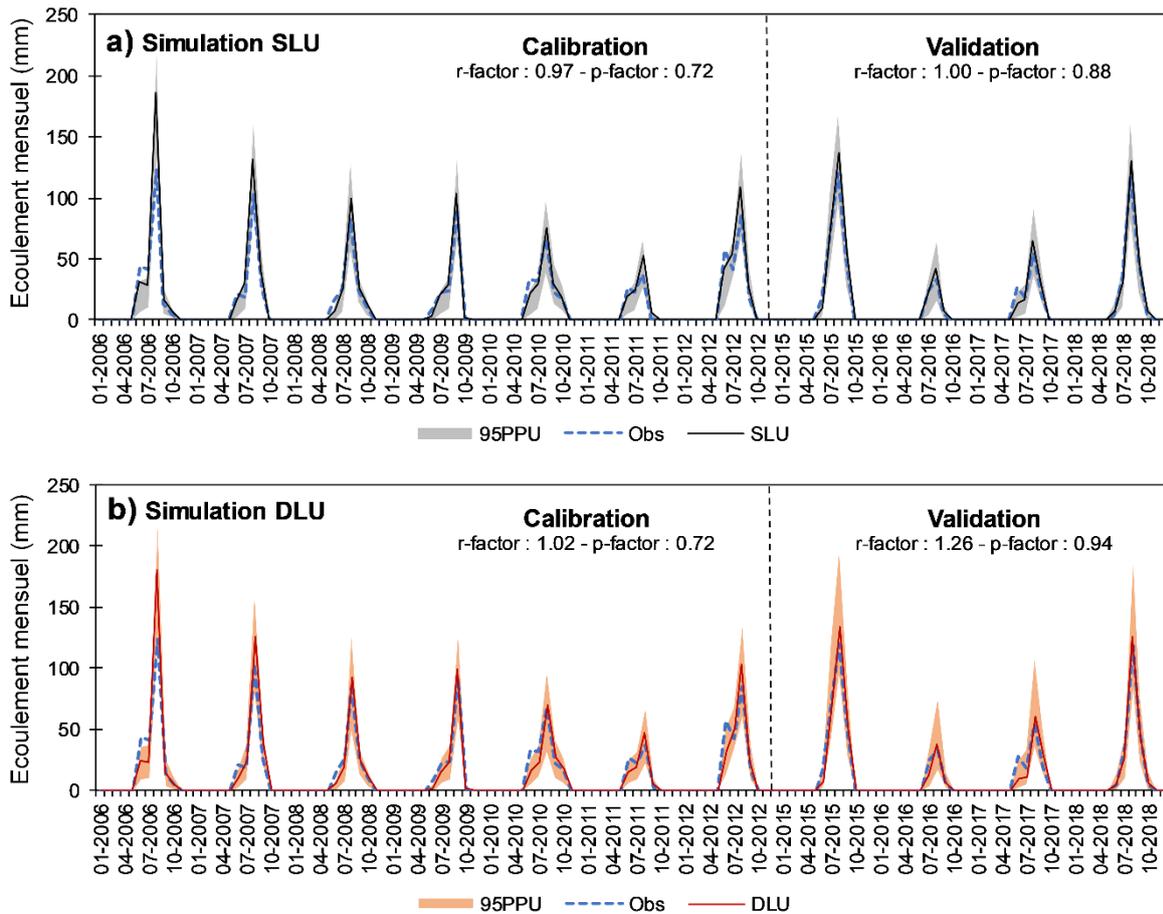


Figure III-14. Écoulement mensuel (observé et simulé) à Tougou sur la période 2006-2018. Les bandes d'incertitudes à 95% (95PPU) autour des valeurs simulées en scénarios SU et DLU sont représentées en vert sur les panels (a) et (b). Ces bandes enveloppent 72% et 88% des observations (p-factor) en calibration et en validation respectivement pour le scénario SLU ; contre 72% et 94% des observations en scénario DLU. L'épaisseur de la bande 95PPU (r-factor) est plus importante en scénario DLU (1,02 et 1,26 en calibration et validation respectivement) qu'en SLU (0,97 et 1,00).

Le scénario SLU présente une surestimation plus importante que le scénario DLU qui, pour sa part, reste plus proche des observations.

La **Figure III-15** présente les valeurs observées du profil d'écoulement moyen mensuel sur la période 2006-2018, en comparaison avec les scénarios SLU et DLU.

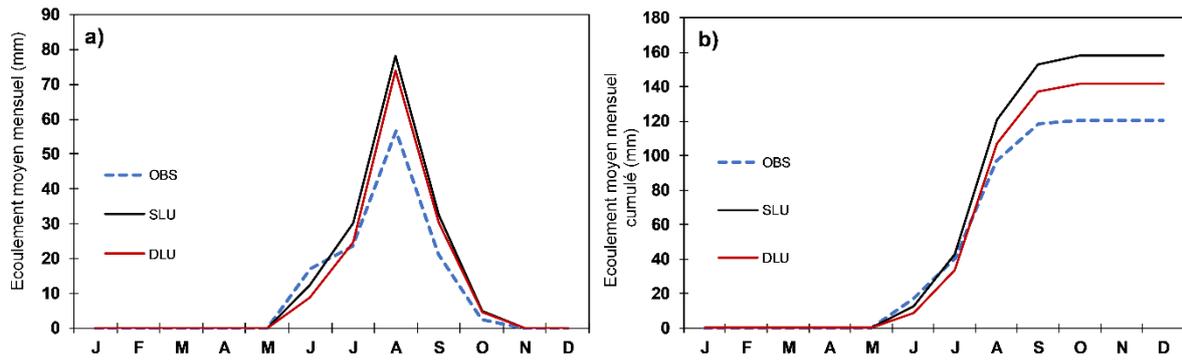


Figure III-15. Ecoulement moyen mensuel observé et simulé sur la période 2006-2018. (a) Comparaison des profils moyens mensuels d'écoulement. (b) Comparaison des cumuls des moyennes mensuelles.

La surestimation semble plus importante en scénario SLU, d'Août à fin Septembre.

III-5.3.3. Comparaison des valeurs annuelles d'écoulement

L'écoulement annuel est présenté sur la **Figure III-16** pour la période 2006-2018.

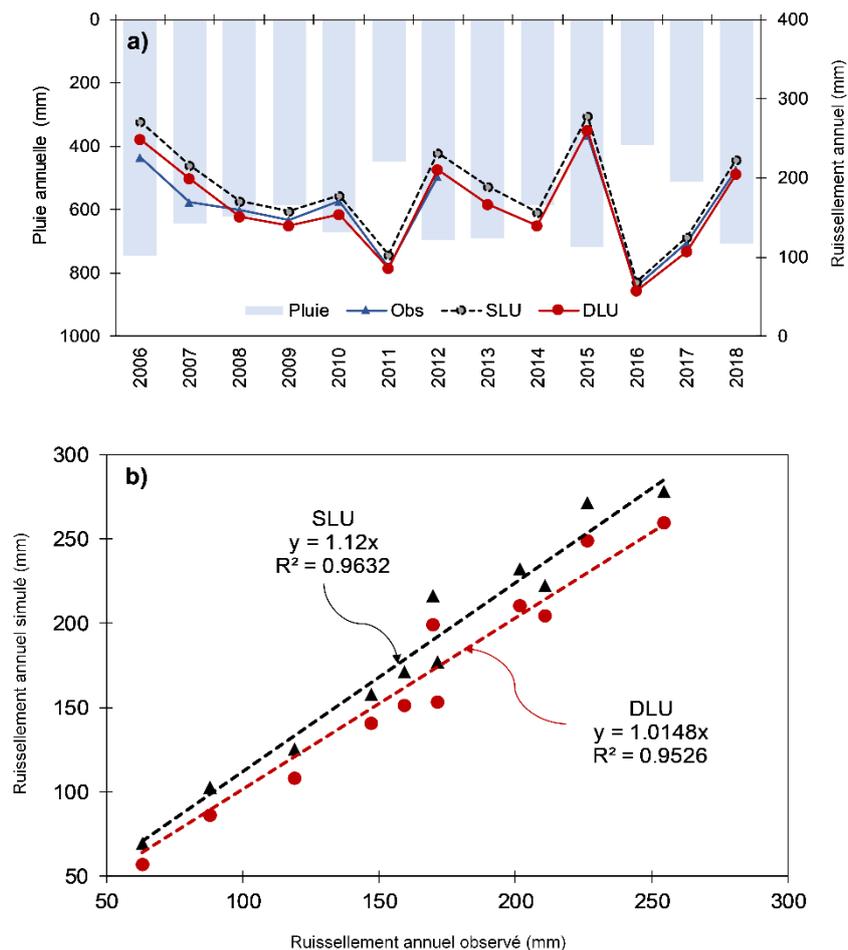


Figure III-16. Ecoulement annuel simulé (SLU, DLU) et observé sur la période 2006-2018. (a) Comparaison des valeurs annuelles. (b) Régression des simulées contre observés. La pente en scénario SLU est de 1,12 contre 1,0148 en DLU.

L'écoulement interannuel moyen observé est de $164,7 \pm 58,4$ mm, contre $182,5 \pm 62$ mm en SLU et $163,7 \pm 60,2$ mm en DLU. De façon générale, il apparaît que l'écoulement est proportionnel à la pluie annuelle cumulée. Les années 2006, 2012, 2015 et 2018 présentent les cumuls de pluie les plus élevés (années humides) et entraînent les écoulements les plus importants (**Figure III-16a**). La comparaison des scénarios indique que le scénario DLU est plus proche des observés sur la majorité des années, alternant entre une surestimation et une sous-estimation. Par contre, le scénario SLU surestime, de façon systématique, l'écoulement observé sur toute la période (**Figure III-16b**).

La comparaison statistique des séries des valeurs annuelles d'écoulement SLU et DLU observées, a été effectuée avec les tests du signe et de Wilcoxon signé au seuil $\alpha = 5\%$. La comparaison *SLU-Observations* produit une p-valeur de 0,001 et de 0,004 pour les deux tests (rejet de l'hypothèse nulle H_0), ce qui indique la présence de différences significatives entre les séries. La comparaison *DLU-Observations* produit aux deux tests des p-valeurs de 0,549 et de 0,824 (non rejet de l'hypothèse nulle H_0), ce qui permet de conclure à des différences non significatives entre les séries, donc à une meilleure adéquation entre les sorties du scénario DLU et les observations. La **Figure III-17** compare les écarts relatifs entre les observés et les simulés, qui est de l'ordre 4 à 27% en SLU contre -10 à 17% en DLU.

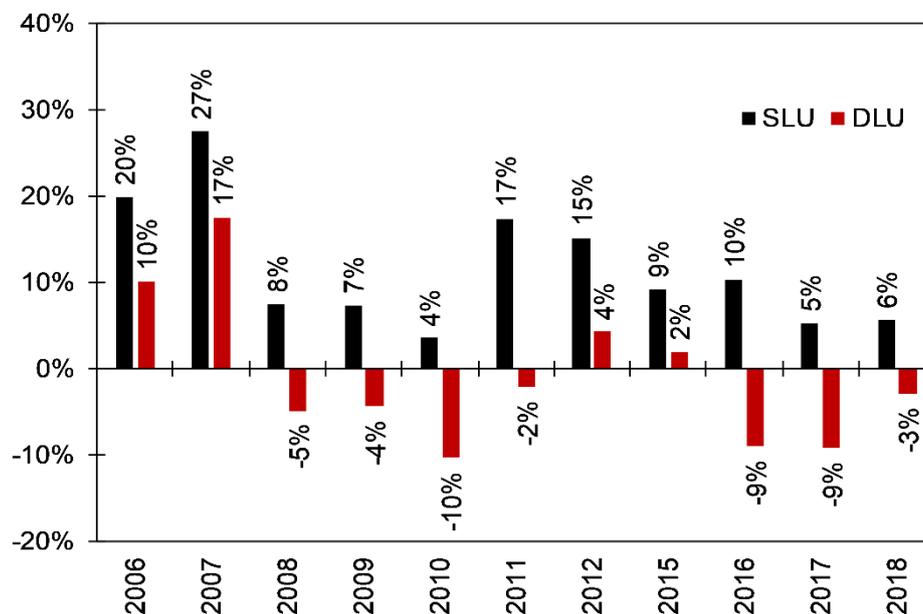


Figure III-17. Erreur relative entre l'écoulement moyen annuel simulé et observé. Les erreurs sont de l'ordre de 4 à 27% en scénario SLU, contre -10 à 17% en scénario DLU. Le scénario DLU présente une tendance à la surestimation et à la sous-estimation sur la période de calage, qui semble se compenser ; tandis que le scénario SLU affiche une tendance systématique à la surestimation. Toutefois, en période de validation (2015-2018), le scénario DLU est plus performant que le scénario SLU.

III-5.3.4. Écoulement généré par des extrêmes de pluie

L'écoulement généré par les quantiles de pluies journalières maximales P_{jmax} à la station de Ouahigouya sur la période 1990-2017, noté Q_{px} a été déterminé sur les valeurs simulées par les deux scénarios et sur les observations. Les erreurs relatives sur Q_{px} pour les deux scénarios sont présentées sur la **Figure III-18**.

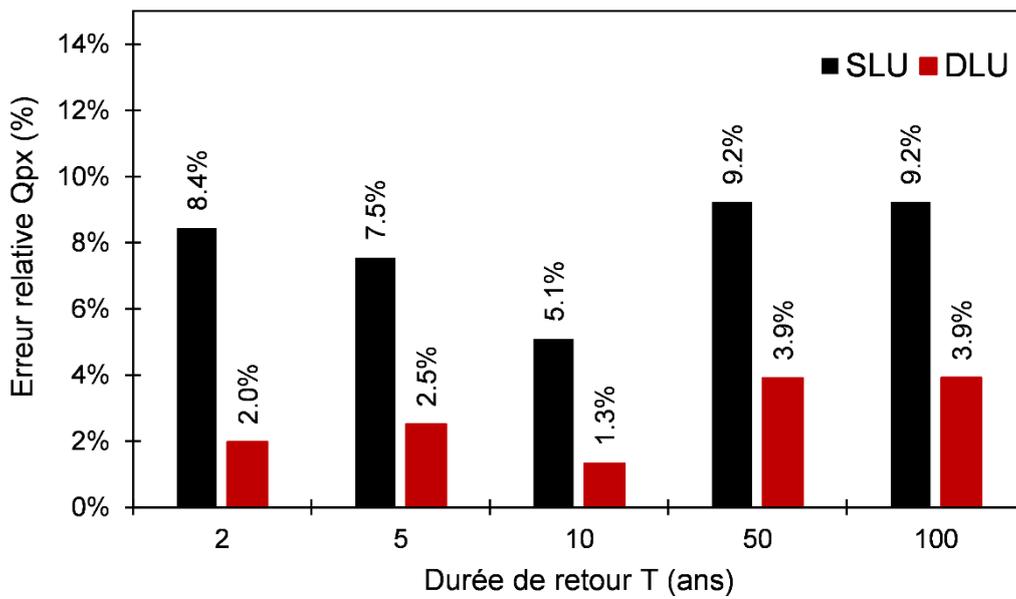


Figure III-18. Erreur d'estimation de l'écoulement généré par les extrêmes de pluie. Les durées de retour évoluent de 2 à 75 ans. De façon systématique, les deux scénarios surestiment l'écoulement observé produit par les extrêmes de précipitation. L'erreur relative sur l'écoulement simulé en SLU évolue entre 5,1 et 9,2%, tandis qu'elle est de l'ordre de 1,3 à 3,9% en DLU.

Ces erreurs évoluent entre 5,1 et 9,2% en scénario SLU, contre 1,3 à 3,9% en scénario DLU. Les valeurs d'erreur obtenues en DLU étant systématiquement plus faibles, ce scénario semble minimiser le risque de surestimation de l'écoulement généré par les extrêmes de pluie.

III-5.4. Comparaison du bilan hydrologique

Le bilan hydrologique estimé par les deux scénarios de modélisation (SLU et DLU) est présenté sur la **Figure III-19**.

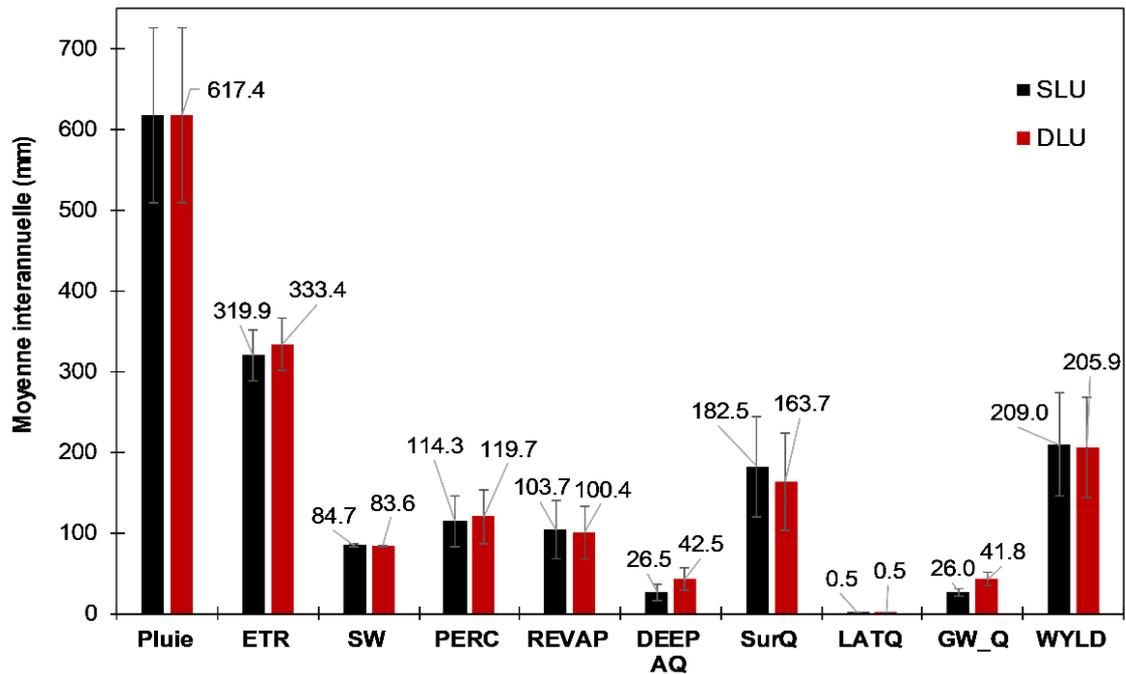


Figure III-19. Balance hydrologique comparée des scénarios SLU et DLU sur la période 2006-2018 du bassin versant de Tougou. ETR = Evapotranspiration réelle, SW = Stock d'eau présent dans le sol (dans la zone racinaire), PERC = Percolation (eau infiltrée dans le sol), REVAP = Ré-évaporation, eau quittant l'aquifère pour remonter en zone vadose et combler le déficit hydrique des plantes, DEEP_AQ = recharge profonde, SurQ = Ecoulement, LATQ = écoulement hypodermique, WYLD = SURQ + LATQ + écoulement souterrain). Les barres d'erreur indiquent l'écart-type sur le flux hydrologique considéré.

La comparaison montre que les flux hydrologiques sont différemment affectés par la dynamique des états de surface. L'évapotranspiration réelle (ETR) est plus importante en DLU (**333,4** contre **319,9 mm**), tandis que le stock d'eau présent dans le sol (SW) reste sensiblement le même pour les deux scénarios (**84,7** en SLU contre **83,6 mm** en DLU). Le scénario SLU présente une percolation (PERC) légèrement plus faible (**114,3** contre **119,7 mm**), une ré-évaporation (REVAP) plus importante (**103,7** contre **100,4 mm**). En conséquence, la recharge profonde (DEEP_AQ) est plus faible en scénario SLU (**26,5** contre **42,5 mm**).

L'écoulement (SURQ) est plus important en scénario SLU (**182,5** contre **163,7 mm**), tandis que l'écoulement souterrain (GW_Q) est plus important en scénario DLU (**41,8** contre **26,0 mm**). Ces différences semblent se compenser sur l'écoulement total (WYLD) qui reste du même ordre sur les deux scénarios (**209 mm** en SLU contre **205,9 mm** en DLU).

Le scénario DLU, dans lequel l'évolution des états de surface (qui se traduit par l'extension des sols cultivés) est explicitement intégrée au modèle, va produire un ruissellement de surface (SURQ) plus faible, une évapotranspiration réelle (ETR) et une percolation (PERC) plus

élevées, en comparaison avec le scénario SLU. En outre, le scénario DLU produit également une recharge profonde (DEEP_AQ) et un écoulement souterrain (GW_Q) plus importants que le scénario SLU.

Il est intéressant à ce stade de nous focaliser sur quelques processus pour lesquels nous disposons de données de comparaison, notamment l'écoulement. L'écoulement moyen interannuel évalué sur les valeurs observées est de $164,7 \pm 58,4$ mm. En scénario SLU, la valeur moyenne de l'écoulement simulée est de $182,5 \pm 62$ mm (soit un écart relatif de +10,8%), tandis qu'en DLU, cette valeur moyenne est plus proche des valeurs observées, $163,7 \pm 60,2$ mm (soit un écart relatif de -0,6%). Le scénario DLU, qui autorise la mise à jour des états de surface lors de la simulation reproduit mieux l'écoulement observé en moyenne, tandis que le scénario SLU présente une nette tendance à la surestimation.

III-5.5. Comparaison du potentiel d'écoulement suivant état de surface

Le potentiel d'écoulement, représenté par le *CurveNumber* (CN) calibré par le modèle et suivant les états de surface, est présenté sur la **Figure III-20**.

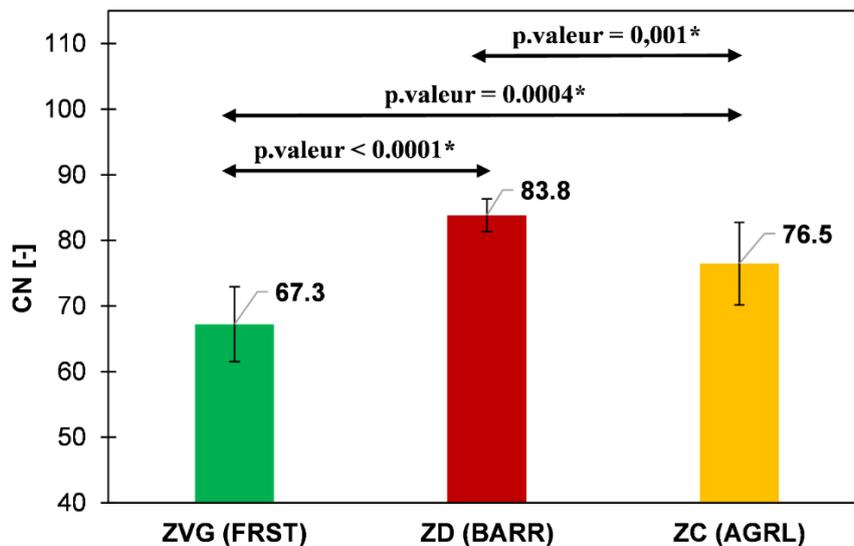


Figure III-20. Comparaison du potentiel d'écoulement des états de surface de Tougou. Le potentiel est traduit par le Curve Number (CN) de la méthode SCS (Mishra and Singh, 2003). Les sols dégradés présentent le potentiel d'écoulement le plus élevé (CN = $83,8 \pm 2,5$), suivi des sols cultivés (CN = $76,5 \pm 6,3$) et la végétation naturelle (CN = $67,3 \pm 5,7$). Les p-valeurs sont évaluées au moyen du test T de Student unilatéral (au seuil $\alpha = 5\%$). Les astérisques indiquent les différences significatives.

Le *Curve Number* (CN) est issu la méthode SCS que le modèle SWAT implémente comme fonction de répartition du ruissellement et de l'infiltration (Mishra and Singh, 2003).

La valeur calibrée par le modèle pour les sols dégradés (ZD) est de $83,8 \pm 2,5$. Ce type d'état de surface présente l'aptitude à l'écoulement la plus élevée. Aussi, une diminution de l'espace occupé sur le bassin en sols dégradés (ce qui a d'ailleurs été observé sur la période 1999-2017 sur le bassin versant de Tougou) devrait se traduire par une baisse globale du potentiel d'écoulement à l'échelle du bassin.

Les sols en végétation naturelle (ZVG) présentent un CN de $67,3 \pm 5,7$. Cette valeur est significativement plus faible que celle des sols cultivés (test T de Student unilatéral au seuil $\alpha = 5\%$, p-valeur = 0,0004) et celle des sols dégradés (test T de Student unilatéral au seuil $\alpha = 5\%$, p-valeur < 0,0001). Aussi, elle est associée à une variabilité plus importante, en raison de la nature diversifiée du recouvrement végétal à la surface de ce type d'état de surface, sur laquelle les processus de génération de ruissellement sont également plus complexes (Gal et al., 2017). Une réduction de la végétation naturelle correspond donc à une hausse des écoulements. Toutefois, cet état de surface représente la plus faible portion de l'espace occupé sur le bassin versant de Tougou (soit 6 à 2,5% entre 2000 et 2017), ce qui masque donc son effet sur la réponse globale du bassin.

Les sols cultivés (ZC) présentent un CN de $76,5 \pm 6,3$, soit un potentiel d'écoulement intermédiaire entre celui des sols dégradés (ZD) et la végétation naturelle (ZVG). Il est d'ailleurs à mentionner que cette valeur de CN est significativement plus faible que celle des sols dégradés (test T de Student unilatéral au seuil $\alpha = 5\%$, p-valeur = 0,001). Ainsi, si l'augmentation des sols cultivés (ZC) se fait aux dépens de la végétation naturelle, cela se traduirait par une hausse des écoulements à l'échelle du bassin. Toutefois, si elle se fait aux dépens des sols dégradés, une baisse de l'écoulement est à prévoir à l'échelle du bassin.

III-6. Discussion

Dans ce chapitre, deux scénarios de modélisation hydrologique, mis en œuvre sur le bassin versant de Tougou, ont été comparés : l'un intégrant une répartition statique des états de surface tout au long de la simulation (celle de l'année 1999), l'autre intégrant la dynamique des états de surface observée entre 1999 et 2017 (DLU).

En 1999, sur le bassin versant de Tougou, les sols dégradés (ZD) représentaient 44,8% de l'aire du bassin, tandis que les sols cultivés (ZC) et la végétation naturelle (ZVG) occupaient respectivement 48,6% et 6,6% de l'espace. En 2017, la végétation naturelle diminue à 2,5% de l'espace (soit une réduction de 4,1%), tandis que les sols dégradés ont chuté à 33,6% (réduction

de 11,2%), ce qui a contribué à une expansion globale des sols cultivés de l'ordre de 15,3% sur la période. Ainsi donc, la conversion majeure qui s'est produite sur le bassin est celle correspondante au passage des sols dégradés (ZD) aux sols cultivés (ZC). Cette conversion a été monotone sur toute la période de simulation (2004-2018) et se traduit par une baisse du potentiel d'écoulement du bassin versant.

Pour le scénario SLU, dans lequel la part d'états de surface dégradés est importante (44,8% de l'aire du bassin), les valeurs calibrées des paramètres du modèle reflètent une aptitude à l'écoulement élevée. En scénario DLU par contre, avec la réduction progressive des sols dégradés et la hausse des sols cultivés, le modèle calibré traduit un potentiel d'écoulement plus faible que celui obtenu en SLU. Ce constat peut s'expliquer par le changement intervenu dans la variabilité spatiale des états de surface sur le bassin et qui a été uniquement prise en compte en scénario DLU, comme le suggèrent Kumar et al. (2020).

Les deux scénarios de modélisation (SLU, DLU) qui ont ici été comparés présentent des performances satisfaisantes en calage et en validation. Toutefois, le biais dans la représentation de certains processus tels que le ruissellement est sensiblement plus élevé à différentes échelles de temps (journalière, mensuelle, annuelle) en scénario SLU qu'en scénario DLU. Cela semble corroborer l'hypothèse selon laquelle l'intégration de la dynamique des états de surface, dans la mesure où elle est significative sur la période de simulation, permet de mieux représenter l'évolution temporelle des processus hydrologiques. Ce résultat conforte l'idée que le modèle est particulièrement sensible à la couche d'états de surface fournie en entrée, dans la mesure où la dynamique qu'elle subit va même conditionner l'aptitude du modèle à bien reproduire les flux hydrologiques avec plus ou moins d'incertitude. À priori, les résultats obtenus avec le scénario statique (SLU) semblent appréciables (en termes de critères d'ajustement). Cela est d'ailleurs un résultat révélateur du problème d'équifinalité souvent évoqué avec les modèles distribués, à savoir qu'il existe plusieurs combinaisons distinctes de paramètres susceptibles de produire les sorties escomptées (Abbaspour et al., 2015).

Sur le bassin versant de Tougou, des travaux antérieurs ont spécifiquement porté sur l'estimation de certaines composantes du bilan, notamment la recharge et l'évapotranspiration réelle. En utilisant les données de fluctuation de niveau piézométrique de l'aquifère de Tougou, collectées via un dispositif à base de piézomètres, Koïta et al. (2017) ont pu évaluer la recharge profonde, sur la période 2010-2015, à **40,5 mm** (soit à environ 6,6% de la pluie annuelle). La valeur renvoyée par le scénario SLU sur la période 2006-2018 correspond à **26,5 mm** (soit 4,3%

de la pluie moyenne), contre une valeur de **42,5 mm** (soit 6,5% de la pluie annuelle) obtenue en scénario DLU. Il semble donc que ce processus est mieux représenté (en moyenne) dans le cas où la prise en compte de la dynamique des états de surface est intégrée dans le modèle. Cette dynamique d'ailleurs, dans le cas du bassin versant de Tougou, favorise la recharge à travers l'augmentation des superficies cultivées observée entre 1999 et 2017, selon Zouré et al. (2019).

Pour l'évapotranspiration réelle (ETR), les valeurs obtenues sur les simulations (SLU et DLU) sont du même ordre de grandeur que les valeurs rapportées par Niang (2006) qui situe l'ETR à **1 à 2 mm/j** dans le contexte du Sahel Burkinabé. Sompougou (2008) a estimé l'ETR sur le bassin versant de Tougou à **343-350 mm** (en 2004-2005), tandis que Koïta et al. (2017) l'ont estimé à **323-350 mm/an** sur la période 2010-2015. Il est à noter cependant que le scénario SLU affiche une tendance à sous-estimer l'ETR annuelle (**319,9 mm**), tandis qu'en scénario DLU, la valeur obtenue reste plus proche (**333,4 mm**) des estimations antérieures. Cette valeur d'ETR plus importante en DLU est probablement liée aux superficies cultivées plus importantes (qu'en SLU).

Wagner et al. (2016) ont montré que la représentation dynamique des états de surface permettait une simulation plus précise des flux hydrologiques en particulier lorsque les états de surface présentent une évolution non linéaire sur la période de simulation. Dans le cas où l'évolution des différents états de surface reste linéaire, une représentation statique pourrait produire des résultats tout aussi appréciables. Sur le cas du bassin versant de Tougou, entre 2004 et 2018 (la période de simulation), les sols cultivés ont connu une augmentation monotone et quasiment linéaire (augmentation), aux dépens des sols dégradés. Sans toutefois s'opposer à ces résultats, la présente étude a mis en évidence que dans ce cas de figure, au-delà de la performance satisfaisante que présentent les deux scénarios (SLU et DLU), il subsiste tout de même des différences perceptibles dans la manière dont ils représentent les processus hydrologiques. Cela pourrait s'expliquer par les changements intervenus dans la distribution des états de surface, jugés significatifs à l'échelle du bassin versant de Tougou.

Dans cette recherche, la fréquence à laquelle les états de surface ont été actualisés est d'environ 10 ans, en moyenne. Wagner et al. (2019) montrent à ce sujet qu'il n'est d'ailleurs pas nécessaire d'effectuer une mise à jour très fréquente des états de surface, en raison du fait que sur une période de temps courte, les changements observés peuvent ne pas être significatifs sur le ruissellement. Ces auteurs préconisent une mise à jour par pas de temps de 5 à 10 ans comme étant optimale, pour deux raisons : la première est qu'un tel intervalle de temps est suffisant

d'une manière générale pour que se produisent des variations dans le paysage susceptibles d'affecter significativement l'hydrologie ; la seconde est que cet intervalle de temps permet de s'affranchir également de l'erreur ou l'incertitude inhérente aux cartes d'états de surface, qui peut induire des bruits conséquents affectant l'interprétation hydrologique, lorsque les mises à jour d'état de surface sont très rapprochées.

Le module LUP de SWAT a été utilisé dans plusieurs études. Dans la majorité des cas, il a été rapporté des améliorations notables dans la simulation des processus hydrologiques en comparaison d'une utilisation d'états de surface statiques : de l'ordre de 2,9% sur l'estimation des débits de crue (Koch et al., 2012) ; de 13% et 15% respectivement sur la prédiction du ruissellement et de l'écoulement souterrain (Pai and Saraswat, 2011) ; de 1,2 à 12% sur les débits journaliers (Lamparter et al., 2018) ; de 36% et 40% sur le ruissellement et les sédiments respectivement (Moriasi et al., 2019). Il a également été rapporté une amélioration des indicateurs de performance (NSE, PBIAS, KGE) en calage et en validation du modèle avec des états de surface dynamique implémentés via le module LUP de SWAT (Teklay et al., 2019). Par contre, Lee et al. (2019) n'observent pas d'améliorations significative sur les indicateurs de performance avec des états de surface dynamiques, mais notent une meilleure représentation du profil temporel du ruissellement, de l'écoulement de base et de la recharge, plus cohérents avec les observations.

Il est également à mentionner toutefois que la mise en place des fichiers nécessaires à l'activation du module LUP de SWAT est une tâche qui peut devenir fastidieuse, surtout dans le cas des bassins comprenant de multiples sous-bassins et conséquemment, des centaines voire milliers d'URH. Aussi, le risque d'introduire des erreurs lors des opérations est grand, si la tâche est faite manuellement. Des efforts ont été orientés vers l'automatisation de ce processus à travers le développement d'outils. Nous pourrions mentionner entre autres LUPSA (Koch et al., 2012), SWAT2009_LUC ou SWAT_LUU (Pai and Saraswat, 2011), SWAT_LUC (Lee et al., 2019) et SWAT-LUT (Moriasi et al., 2019). De tels outils faciliteront à l'avenir, la transition vers des approches de modélisation couplées et intégrées prenant en compte à la fois le climat et les états de surface dans la simulation des processus hydrologiques.

III-7. Synthèse

Dans cette étude, nous avons exploité la dynamique des états de surface pour forcer un modèle hydrologique sur la période 2004-2018. Deux situations de modélisation ont été retenues pour comparaison : l'une utilisant une répartition des états de surface statique, constituant la

démarche classique de modélisation hydrologique ; l'autre intégrant la dynamique spatio-temporelle des états de surface. Les résultats ont permis de montrer que dans les deux cas, les performances obtenues sont appréciables. Toutefois, le scénario intégrant la dynamique des états de surface permet une meilleure représentation temporelle de l'évolution des flux du bilan hydrologique (notamment les écoulements).

L'impact des états de surface sur les écoulements a été mis en exergue dans ce chapitre. En effet, les états de surface de 1999 (en scénario statique) ont conduit à calibrer le modèle avec une propension accrue à l'écoulement ; ce qui s'est traduit par une surestimation systématique des écoulements et, par voie de conséquence, une sous-estimation de l'infiltration et de la recharge. Par contre, en situation dynamique, les différentes variations qui se sont produites dans le paysage du bassin versant de Tougou (réduction des sols dégradés et hausse des sols cultivés) ont pu être intégrées et ont permis de refléter la réduction de l'aptitude à l'écoulement du bassin qui a été observée.

Les résultats obtenus apportent des perspectives nouvelles dans la mise en œuvre des modèles hydrologiques, surtout en ce qui concerne le cas des bassins évolutifs. Aussi, retiendrons-nous en définitive que le scénario dynamique est un scénario de travail optimal et que les paramètres calibrés pour ce scénario traduisent également, de façon optimale, l'hydrologie du bassin versant de Tougou. Il serait intéressant en perspective d'identifier les tailles de bassins versant et les hauteurs de changements dans la distribution des états de surface pour lesquelles cette approche d'intégration dynamique des états de surface devient critique pour une modélisation réussie.

Dans le chapitre qui suivra, nous allons porter notre attention à l'évaluation de l'impact conjugué de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface sur la réponse hydrologique du bassin versant de Tougou. Un tel axe de travail nécessite, par définition, de conduire l'analyse sur une période plus longue. Le focus sera donc porté sur la période passée et sur les projections futures attendues. Les résultats obtenus devront nous permettre de quantifier les contributions relatives de chacun de ces facteurs à l'écoulement et de fournir des éléments d'information utiles pour la compréhension de l'hydrologie des petits bassins du contexte sahélien.

**Chapitre IV. IMPACTS DE LA VARIABILITE
CLIMATIQUE ET DE LA DYNAMIQUE DES ETATS DE
SURFACE SUR LES ECOULEMENTS DU BASSIN
VERSANT DE TOUGOU**

*« Quand je vois la mémoire, je vois le passé,
Quand je vois les pensées, je vois le présent,
Quand je vois les intentions, je vois le futur.*

*Quand je vois la connaissance, je vois le passé,
Quand je vois la compréhension, je vois le présent,
Quand je vois la sagesse, je vois le futur »*

Matshona Dhliwayo (1982)



IV-1. Introduction

Autour des années 1970, la zone du Sahel a subi un grave déficit pluviométrique, considéré comme étant la plus grande sécheresse du 20^{ème} siècle (Albergel, 1987; Hulme, 2001; Karambiri, 2003). Les effets induits par cette période de sécheresse se sont exprimés de manière contrastée suivant les contextes éco-climatiques. Dans la zone soudano-guinéenne, le déficit de la pluviométrie a été logiquement suivi par une baisse des écoulements (Amogu et al., 2010; Descroix et al., 2012). Cependant, dans la zone sahélienne, le constat observé a été celui d'une hausse des écoulements sur certains hydrosystèmes (Descroix et al., 2009). Ce constat a été d'abord observé sur de petits bassins versants du Burkina Faso (Albergel, 1987), puis sur plusieurs autres bassins du Sahel ouest-africain, sur les affluents de la rive droite du fleuve Niger (Mahé et al., 2003), sur le bassin versant du Nakanbé (Mahé et al., 2005, 2010), à l'Ouest de la Mauritanie (Mahé and Paturel, 2009), à l'Est du Nigéria (Mahé et al., 2011), dans la région du Gourma au Mali (Gardelle et al., 2010), sur le Plateau de Fakara au Niger (Amogu et al., 2015) et le bassin d'Agoufou au Mali (Gal et al., 2017).

Ce comportement antagonique, qui s'est traduit par la hausse des coefficients d'écoulement en dépit de la baisse de la pluviométrie, est qualifié de « *paradoxe hydrologique du Sahel* ». Il a été expliqué par la modification profonde de l'hydrodynamisme de surface, induite par l'action conjuguée de la péjoration du climat et de la pression anthropique accrue sur les états de surface. Ces facteurs ont conduit à la perte importante de végétation naturelle et à un état de dégradation physique accrue des sols (Amogu et al., 2010; Descroix and Diedhiou, 2012; Amogu et al., 2015). L'ensemble de ces modifications a ainsi contribué à favoriser le ruissellement aux dépens de l'infiltration (Descroix et al., 2013, 2018).

La complexité de l'hydrologie du contexte sahélien s'exprime donc à travers de multiples questions non encore élucidées à nos jours. Parmi ces interrogations, la question de savoir lequel des deux facteurs que sont la variabilité du climat et l'action anthropique se trouve à l'origine de la modification du bilan et des processus hydrologiques, reste une grande question à résoudre. Si la dynamique des états de surface (à travers l'augmentation des superficies cultivées et la perte de végétation naturelle) a pu être associée à la hausse des écoulements sur les bassins ruraux au Sahel (Mahé and Paturel, 2009; Karambiri et al., 2011; Amogu et al., 2015; Gal et al., 2017), d'autres études ont pu mettre évidence le fait que l'attribution des changements observés reste mitigée, et probablement sans réponse unique valable pour tous les contextes (Aich et al., 2015).

Dans cette optique, la modélisation hydrologique reste une approche de choix permettant de tester différents scénarios à même de quantifier les contributions relatives des facteurs que sont le climat et la dynamique des états de surface sur les écoulements. Toutefois, encore peu de cas de modélisation hydrologique à ce jour ont été dédiés à cet exercice (Séguis et al., 2004; Ardoin-Bardin, 2004; Mahé et al., 2005; Diello, 2007; Aich et al., 2015; Gal et al., 2017; Paturel et al., 2017). La plupart de ces études font cas de nombreuses difficultés, notamment la disponibilité des données qui constitue un facteur limitant (Mahé and Paturel, 2009) ; mais également de la difficulté qu'ont les modèles à représenter certains processus hydrologiques spécifiques au cadre Sahélien (Karambiri, 2003; Visser et al., 2005; Schmengler, 2011).

Pourtant, le développement de la résilience des écosystèmes du contexte sahélien repose sur la gestion maîtrisée de la ressource en eau, qui à son tour nécessite une connaissance solide de la réponse hydrologique. Cela constitue un véritable enjeu pour la région ouest-africaine, dont la capacité d'adaptation face aux changements prévus pour le climat, reste faible (IPCC, 2014b). Les modèles climatiques convergent pour un réchauffement et une hausse de l'évapotranspiration potentielle sur l'ensemble de la zone sahélienne (Diedhiou et al., 2018; Almazroui et al., 2020). Quant à l'évolution de la précipitation, les prévisions restent mitigées (Dosio et al., 2019, 2020), ce qui laisse planer de grandes incertitudes sur l'impact global du climat sur le cycle hydrologique (Yira et al., 2017).

Le **chapitre III** nous a permis de mettre en évidence la plus-value de l'intégration de la dynamique des états de surface dans la modélisation hydrologique, qui se traduit notamment par une quantification plus rigoureuse et une meilleure représentation temporelle des processus hydrologiques. Il nous a également permis de disposer d'un jeu de paramètres optimaux pour la simulation des écoulements sur le bassin versant de Tougou à l'aide du modèle SWAT.

Dans ce présent **chapitre IV**, nous utiliserons ces paramètres, associés aux cartes d'états de surface de 1952, 1973, 1986 et 1999 pour reconstituer la réponse hydrologique du bassin sur la période historique. Les résultats obtenus seront comparés à la réponse hydrologique future, toujours obtenue à l'aide du modèle hydrologique SWAT, intégrant de façon dynamique les états de surface projetés en 2050 (établies dans le **chapitre II**) et associés aux projections de modèles climatiques. Cette comparaison permettra de faire ressortir l'impact de la dynamique des états de surface sur les écoulements dans le cas du bassin versant de Tougou et de quantifier sa contribution, tout comme celle de la variabilité climatique sur le bilan hydrologique.

IV-2. Méthodologie pour l'évaluation des impacts de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface

Afin de pouvoir comparer l'évolution de la réponse hydrologique entre la période historique et la période future (proche) et quantifier la manière dont le climat et la dynamique des états de surface affectent respectivement cette évolution, deux simulations du cycle hydrologique ont été effectuées avec le modèle hydrologique SWAT.

La **première simulation** concerne la période **1952-2005** : pour cette période dite *historique*, nous sommes remontés aux cartes d'états de surface dressées par Marchal (1983), soit 1952 et 1973. L'année 2005 correspond à la fin de la période historique telle que perçue par les modèles climatiques. La **seconde simulation** effectuée couvre la période **2031-2050** qui correspond à un futur proche (horizon 2050) pour lequel nous disposons de cartes projetées des états de surface sur le bassin versant de Tougou (cf. **chapitre II**).

La **Figure IV-1** présente le schéma de travail adopté pour la simulation hydrologique en période historique (1952-2005).

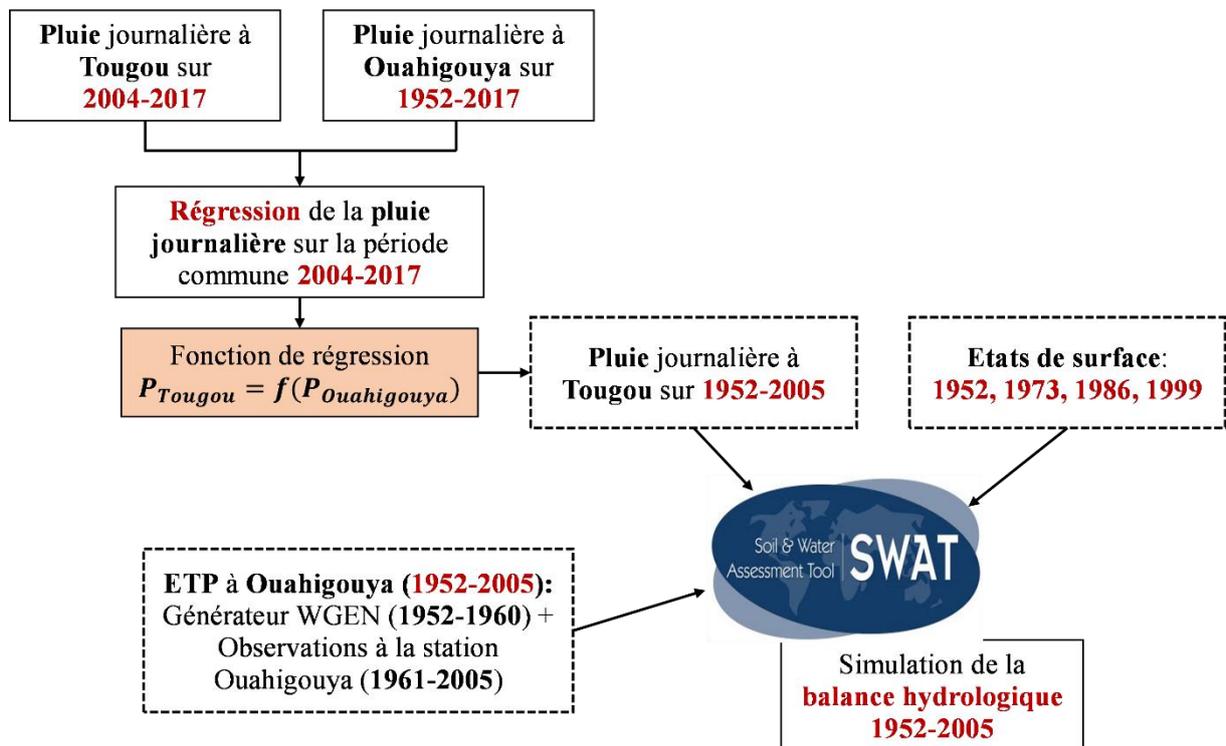


Figure IV-1. Diagramme méthodologique pour la reconstitution des écoulements sur le bassin versant de Tougou sur la période 1952-2005 (période historique). Les données à la station de Ouahigouya sont fournies par l'Agence Nationale de la Météorologie (ANAM) du Burkina Faso.

Pour la simulation en période 1952-2005, il n'existe pas de données de pluies disponibles à la station de Tougou (sauf pour les années 2004 et 2005). Toutefois, des observations de pluies sont disponibles à la station de Ouahigouya sur la période **1952-2017** (fournies par l'ANAM). Ainsi, sur la période commune aux deux stations (soit la période **2004-2017**), une relation de correspondance a été établie et a permis d'estimer les pluies journalières à Tougou sur la période **1952-2005** à partir des observations de pluies journalières disponibles à Ouahigouya.

Pour ce qui est de l'évapotranspiration (ETP), les observations à la station de Ouahigouya sont disponibles sur la période **1961-2005**, calculées par la méthode de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) et qui ont été complétées à l'aide du générateur stochastique WGEN (Richardson and Wright, 1984) du modèle SWAT pour la période **1952-1960**. La chronique ainsi constituée sur **1952-2005** a été directement attribuée à la station de Tougou en supposant que les conditions climatiques des deux localités sont similaires du point de vue de l'ETP.

En ce qui concerne l'occupation du sol, les états de surface de **1952, 1973, 1986 et 1999** ont été intégrés à la simulation afin de tenir compte de la dynamique des états de surface sur la période historique.

La **Figure IV-2** présente le schéma de travail adopté pour la simulation hydrologique en période future (**2031-2050**).

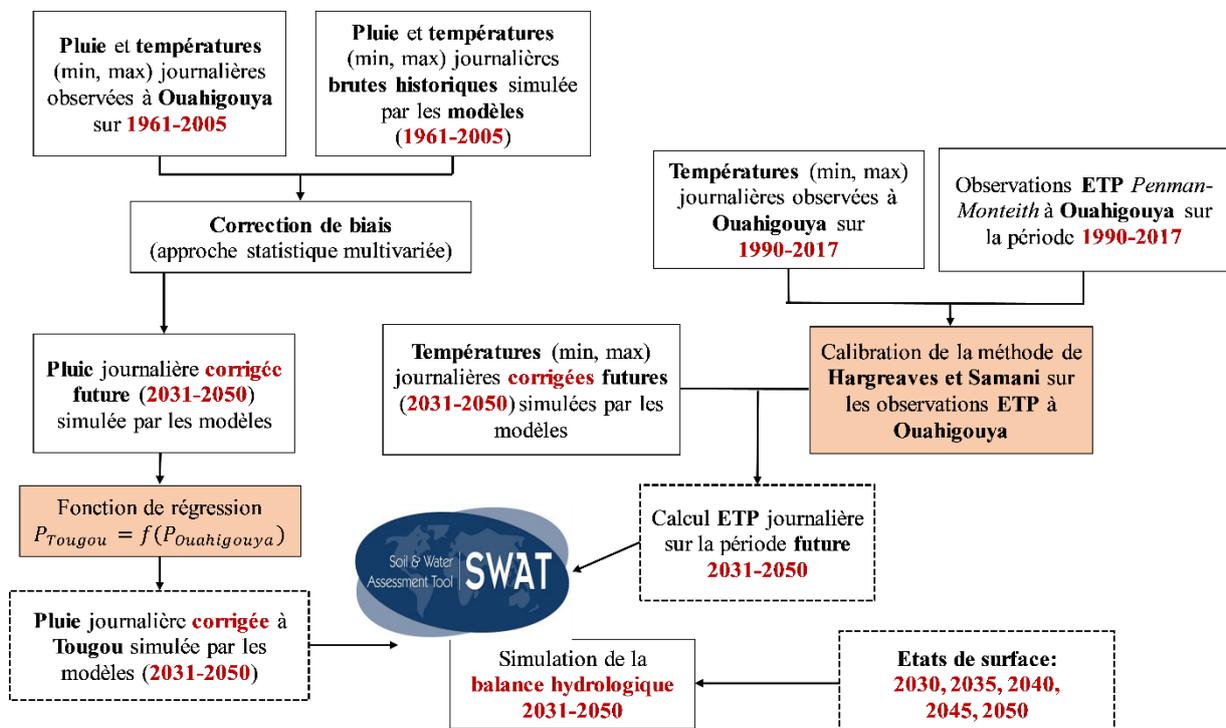


Figure IV-2. Diagramme méthodologique pour la simulation hydrologique de la période historique 2031-2050.

Pour cette période, les modèles climatiques régionaux (RCM) issus du package *CORDEX-Africa*, qui ont reproduit au mieux le climat historique observé à Ouahigouya, ont été identifiés et sélectionnés afin de constituer un ensemble multi-modèle (EMM). Les biais présents sur certaines sorties de ces modèles (notamment la pluie, les températures minimales et maximales journalières), ont été mis en évidence et débiaisés au moyen d'une méthode de correction statistique multivariée (Cannon, 2018a). Les données corrigées ont permis d'extraire la pluie simulée corrigée par les modèles à la station de Ouahigouya pour la période future **2031-2050**. Ces séries de pluies ont subi une seconde correction par la fonction de régression établie entre les stations de Ouahigouya et de Tougou, afin de disposer d'une chronique journalière de pluie pour la période future **2031-2050** à la station de Tougou.

Pour l'ETP de la période future, il nous a fallu recourir à un modèle de calcul simple qui s'appuie sur un minimum de données. Ainsi, la méthode de Hargreaves & Samani (1985) a été utilisée pour le calcul de l'ETP journalière. Cette méthode a été retenue en raison du fait qu'elle nécessite peu de données et qu'elle a déjà montrée de bonnes performances à estimer l'ETP en zone sahélienne au Burkina Faso (Ibrahim, 2012; Zouré, 2019). En utilisant les données de températures disponibles à la station de Ouahigouya, la formule de *Hargreaves et Samani* a été calibrée et validée sur la période **1990-2017**. Cette période a été retenue en raison du fait qu'elle est plus proche de la période future sur laquelle l'extrapolation sera effectuée ; en outre, cette période est complète et ne présente pas de lacunes dans les observations. La calibration, effectuée par régression non linéaire sur la période **1990-2007** (soit 18 années) a été ensuite validée sur la période **2008-2017** (soit 10 années). La formulation calibrée a été ensuite utilisée pour générer les ETP journalières de la période future **2031-2050** sur la base des températures simulées corrigées par les RCM de l'EMM.

Pour intégrer la dynamique des états de surface sur la simulation en période future, les **états de surface projetés** de **2030, 2040 et 2050** (cf. **Chapitre II**) ont été intégrés (de façon dynamique) au modèle SWAT, afin de simuler le bilan hydrologique de la période **2031-2050**.

IV-2.1. Données climatiques sur la période historique 1952-2005

IV-2.1.1. Correction de station sur la précipitation entre Ouahigouya et Tougou

Les données de précipitations journalières sur le bassin versant de Tougou sont disponibles à partir de 2004 et ne permettent donc pas à la simulation hydrologique sur la période historique (1952-2005). Toutefois, nous disposons de données observées à la station de Ouahigouya

(située à 22 km de Tougou) pour la période **1952-2017**. Si les deux localités présentent des climats similaires (Koussoubé, 2007; Mounirou, 2012; Zouré, 2019), la précipitation journalière à Tougou ne peut pas être directement substituée à celle de Ouahigouya sans un ajustement spécifique.

Sur la période commune aux deux séries d'observations (à Ouahigouya et à Tougou), soit **2004-2017** (14 années), la **Figure IV-3** compare les pluies journalières.

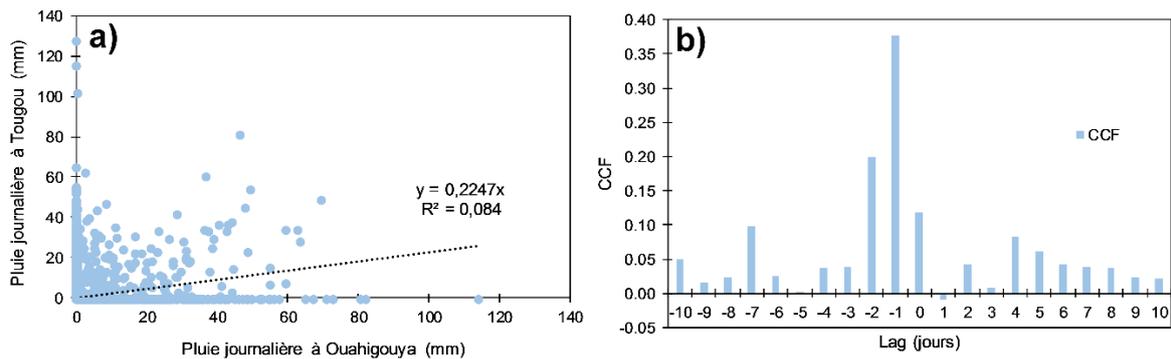


Figure IV-3. Comparaison de la pluie journalière entre Ouahigouya et Tougou sur la période 2004-2017. (a) Comparaison de la pluie journalière ($R^2 = 0,084$). (b) Lag de corrélation croisé, maximal pour un décalage (lag) de 1 jour (CCF = 0,37).

La corrélation entre ces séries est très faible, voire inexistante, à en juger par le coefficient de détermination $R^2 = 0,084$. Ce constat est plus apparent pour les événements forts, notamment ceux dont la hauteur pluviométrique est supérieure à 60 mm (**Figure IV-3a**). Il apparaît également que l'occurrence de la plupart des événements n'est pas synchrone, avec un décalage (lag de corrélation) de 1 à 2 jours entre Ouahigouya et Tougou (**Figure IV-3b**). La **Figure IV-4** permet de mettre en évidence des biais entre les cumuls moyens mensuels de pluies aux deux stations.

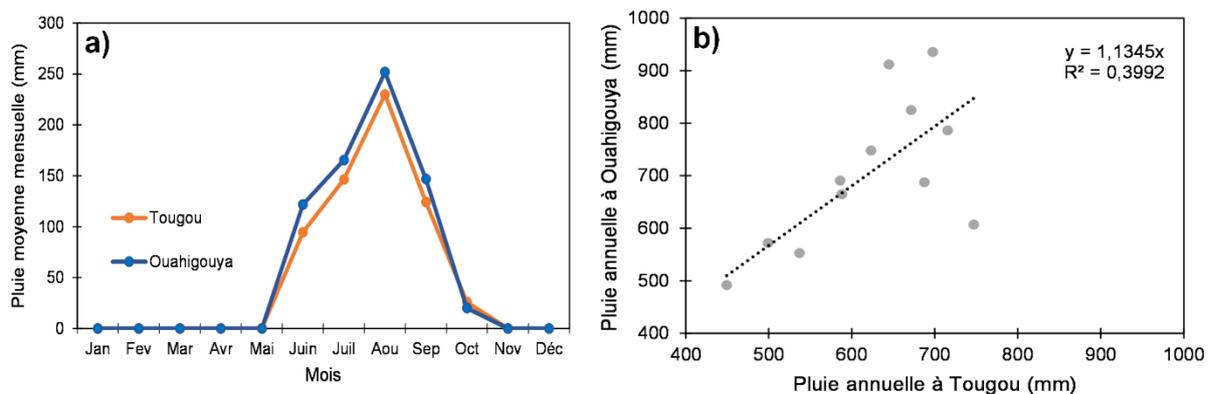


Figure IV-4. Comparaison des cumuls de pluies entre Ouahigouya et Tougou sur la période 2004-2017. (a) Pluie moyenne mensuelle. (b) Comparaison des cumuls annuels de pluies entre Ouahigouya et Tougou.

Le biais observé évolue de -5,8 mm, soit -22,6% (en octobre) à 27,2 mm, soit +28,8% (en juin) par rapport à Tougou (**Figure IV-4a**), avec une pluie moyenne mensuelle en général plus élevée à Ouahigouya que à Tougou. Sur les cumuls annuels de pluies enregistrées (**Figure IV-4b**), la pluie annuelle à Ouahigouya est plus importante (comme en atteste le coefficient positif de pente de la droite d'ajustement de **1,1345**), avec un biais de l'ordre de -140,4 mm, soit -18,8% (en 2006) à 267,1 mm, soit +41,4% (en 2007) par rapport à Tougou.

La **Figure IV-5** compare les pluies décadaires entre Ouahigouya et Tougou sur la période 2004-2017.

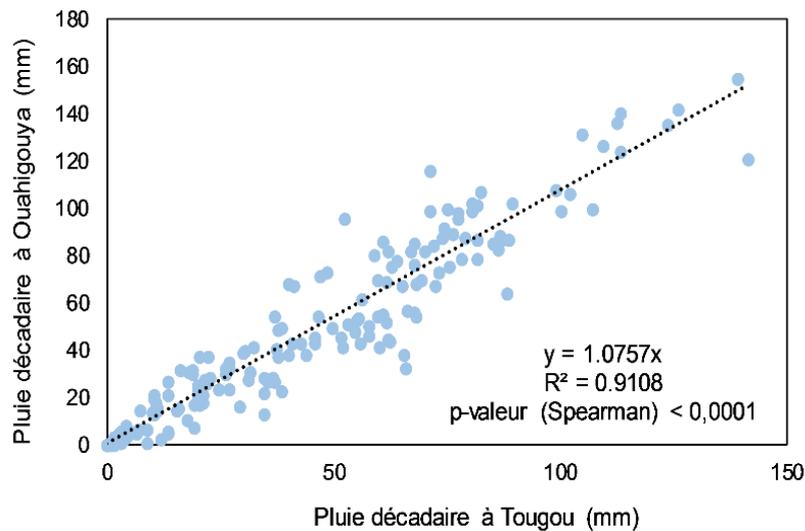


Figure IV-5. Corrélation entre les pluies décadaires à Ouahigouya et à Tougou sur la période 2004-2017. La corrélation est significative ($R^2 = 0,9108$, test de corrélation de Spearman, $\alpha = 5\%$, p-valeur < 0,0001).

Il existe donc une corrélation significative entre les pluies décadaires aux deux stations ($R^2 = 0,9108$; test de corrélation de Spearman au seuil $\alpha = 5\%$, p-valeur < 0,0001). Aussi, il est possible d'estimer la pluie décadaire à Tougou à partir de celle observée à Ouahigouya, en s'appuyant sur des coefficients correctifs qui seront calculés sur la période **2004-2017**. Les coefficients correctifs ont été déterminés par l'**équation IV-1** :

$$Cf_i = \frac{\bar{P}_{d,i}^T}{\bar{P}_{d,i}^O} \quad (\text{IV-1})$$

où Cf_i est un coefficient correctif de la pluie pour la décade i , $\bar{P}_{d,i}^T$ et $\bar{P}_{d,i}^O$ représentent respectivement les pluies moyennes décadaires observées à Tougou et à Ouahigouya pour la décade i . Par suite, la pluie journalière corrigée à une date j donnée située dans la décade i est donnée par l'**équation IV-2** :

$$\bar{P}_{j,i}^T = P_{j,i}^O \cdot C f_i \quad (\text{IV-2})$$

où $P_{j,i}^O$ est une valeur de la pluie journalière observée à Ouahigouya au jour j situé dans la décade i , $\bar{P}_{j,i}^T$ la valeur corrigée à la même date correspondante à Tougou. L'application des coefficients correctifs à la série des valeurs de pluies journalières enregistrées à Ouahigouya permet d'obtenir une série de pluies corrigées à la station de Tougou, présentée en **Figure IV-6**.

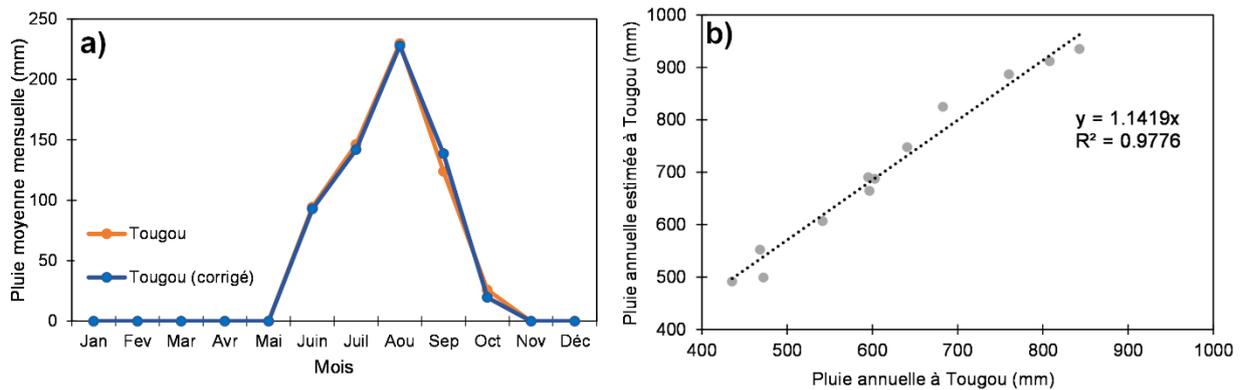


Figure IV-6. Comparaison entre la pluie corrigée et les observations à Tougou sur la période 2004-2017. (a) Comparaison des moyennes mensuelles de pluie corrigée et observée à Tougou.. (b) Cumuls annuels de pluie corrigée et observée à Tougou.

Sur la période **2004-2017**, le profil moyen mensuel (**Figure IV-6a**) et le cumul annuel (**Figure IV-6b**) présentent des biais réduits, de l'ordre de -4,4 mm, soit -3,0% (en juillet) à 14,7 mm, soit +11,8% (en septembre) pour les valeurs mensuelles ; sur les valeurs annuelles, ces biais évoluent de 27,1 mm, soit 5,4% (en 2004) vers 142 mm, soit 17,2% (en 2010). Le coefficient de détermination a été amélioré et est passé de $R^2 = 0,084$ à $R^2 = 0,150$ sur les valeurs journalières et de $R^2 = 0,3992$ à $R^2 = 0,9776$ sur les valeurs annuelles.

IV-2.1.2. Définition de sous-périodes pour l'évaluation d'impact

Les coefficients de correction décennaux définis en **section IV-2.1.1** ont été appliqués à la série des pluies journalières observées à Ouahigouya sur la période **1952-2005**, afin de produire une série de pluies journalières estimées à Tougou sur la même période. Le profil annuel ainsi obtenu pour les pluies à Tougou est présenté en **Figure IV-7**.

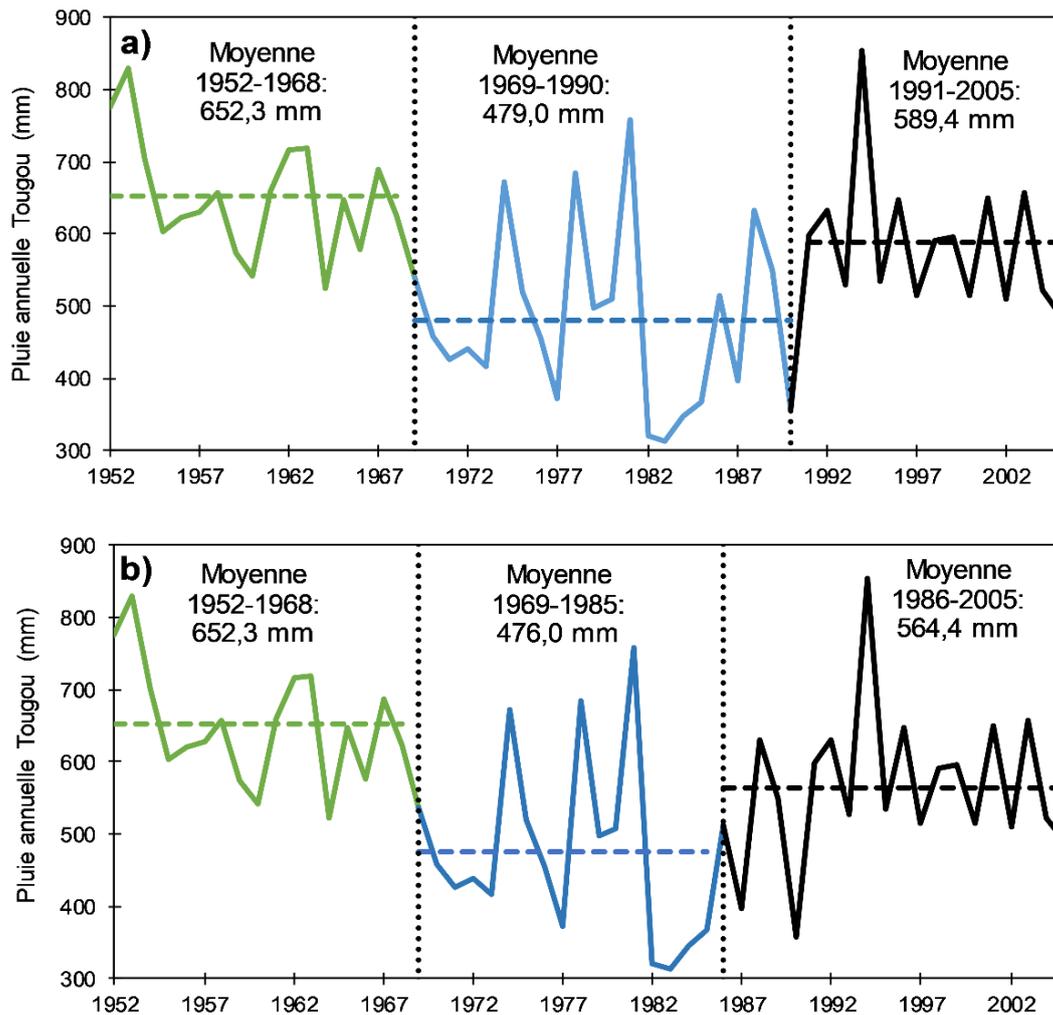


Figure IV-7. Définition de sous-périodes pour l'évaluation des impacts du climat et de la dynamique des états de surface. (a) Sous-périodes définies par les tests de détection de rupture. (b) Sous-périodes réajustées afin de disposer de la période 1986-2005 comme période de référence (baseline).

Ce profil présente, dans le temps, une allure similaire au comportement des pluies rapporté dans la majeure partie de la zone ouest-africaine du Sahel sur la même période, avec une réduction sensible et une variabilité accrue à partir de la décennie 1970 (Albergel, 1987; Karambiri et al., 2011; Kaboré et al., 2017; Sidibe et al., 2018). Ce caractère de non stationnarité du régime des pluies annuelles nous a conduit à rechercher des points de rupture sur la série des pluies annuelles à Tougou entre 1952 et 2005. Deux tests statistiques de segmentation ont été utilisés à cette fin :

- La procédure de segmentation des séries hydrométéorologiques (Hubert et al., 1989), associé au test *post-hoc* de comparaison multiple de Scheffé (1953), pour évaluer si les

points de rupture identifiés sont significatifs (au seuil de 1%). Cette procédure a été appliquée avec le logiciel *Khronostat* (Boyer, 2002);

- la méthode de segmentation dynamique de Auger & Lawrence (1989), appliquée avec le package R *changeoint* (Killick and Eckley, 2014).

Ces deux tests ont permis d'identifier les années **1968** et **1990** comme étant des années de rupture (**Figure IV-7a**). Les sous-périodes ainsi obtenues sont les périodes **1952-1968** (avec une pluie moyenne de 652,3 mm), puis **1969-1990** (pour une pluie moyenne de 479 mm) et **1991-2005** (pour une pluie moyenne de 589,4 mm). On remarquera également par ailleurs la variabilité accrue de la pluviométrie sur la période déficitaire **1969-1990** (**Figure IV-7a**).

Afin de pouvoir inscrire nos résultats dans un cadre de comparaison plus large, la dernière sous-période a été modifiée de manière à la faire correspondre à la période de référence **1986-2005** en vigueur dans le cinquième (5)^e et dernier rapport en date du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) (Riede et al., 2016). En définitive, les sous-périodes que nous avons retenues sont les suivantes (**Figure IV-7b**) :

- une première période, notée **P1**, *1952-1968*, avec une pluie moyenne de **652,3 mm** ;
- une seconde période notée **P2**, *1969-1985*, avec une pluie moyenne de **476,0 mm** ;
- une troisième période notée **BASE**, *1986-2005*, avec une pluie moyenne de **564,4 mm**.

IV-2.1.3. Données d'évapotranspiration potentielle (ETP)

L'ETP employée pour la simulation a été fournie par une combinaison de valeurs produites par le générateur stochastique WGEN du modèle SWAT (Neitsch et al., 2011) pour la période **1952-1960** (en raison du manque d'observations avant 1961). Cette série générée a été complétée avec les valeurs journalières à la station de Ouahigouya pour la période **1961-2005**, (que nous désignerons par l'acronyme ETP-PM).

La **Figure IV-8** présente les données d'ETP-PM de la période **1952-2005**. Les profils mensuels (**Figure IV-8a**) indiquent que l'ETP-PM mensuelle atteint un pic de 222,7 mm en Mars en période P1 contre 212,7 mm en période P2. Ce même pic est atteint au mois de Mai sur la période BASE (215,2 mm). Ces valeurs retombent autour de 129 mm à 148 mm au mois d'Août. Les cumuls annuels indiquent une ETP-PM plus importante en période de BASE, soit **2128,2 mm**.

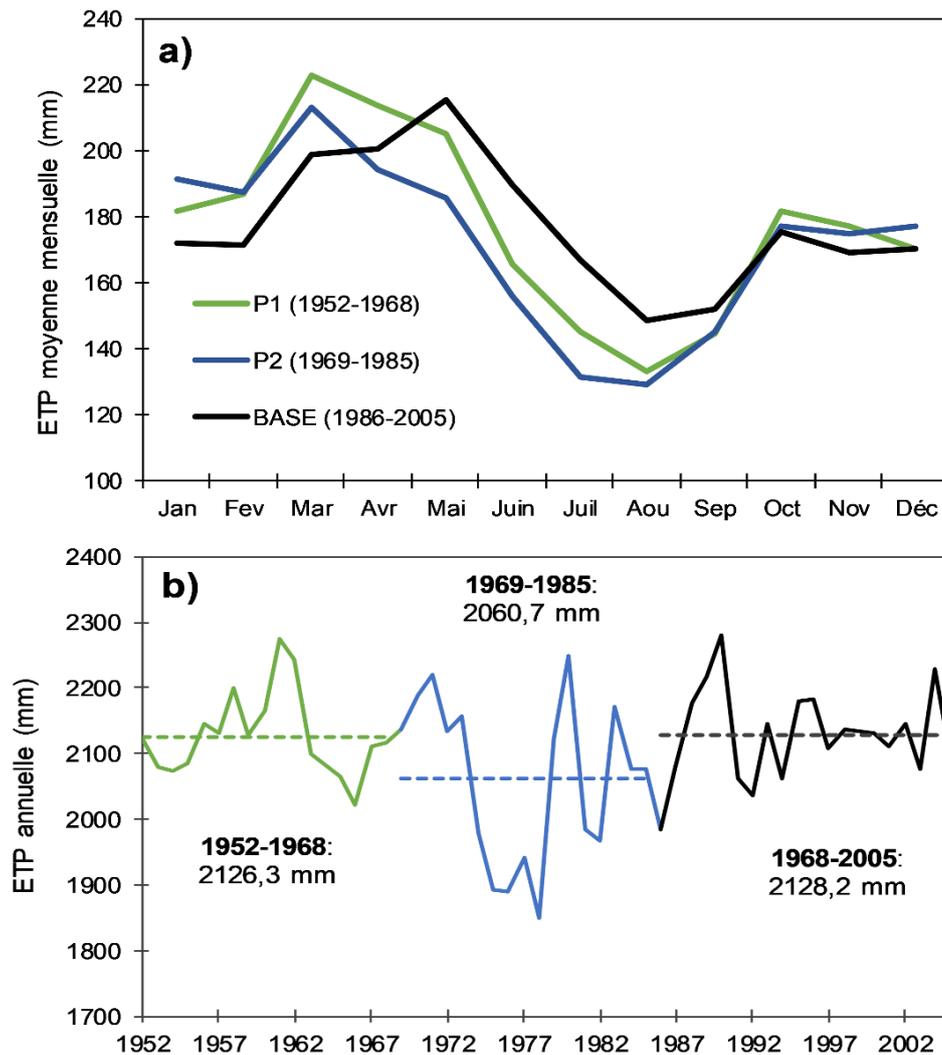


Figure IV-8. Evapotranspiration potentielle Penman-Monteith (ETP-PM) à Ouahigouya sur la période 1952-2005. (a) Profil des ETP-PM moyennes mensuelles suivant les sous-périodes P1 (1952-1968), P2 (1969-1985) et BASE (1986-2005). (b) Cumul annuel d'ETP-PM suivant les mêmes sous-périodes.

IV-2.2. Données climatiques sur la période future 2031-2050

Pour la simulation de la réponse hydrologique sur la période future, dans le cadre de cette étude, les sorties des modèles climatiques régionaux (RCM) de *CORDEX-Africa* ont été extraites pour la cellule couvrant la localité de Ouahigouya et le bassin versant de Tougou. Dans de nombreuses études locales d'impact, les RCM de *CORDEX-Africa* ont montré des aptitudes satisfaisantes à reproduire le climat et les précipitations sur le Sahel (Klutse et al., 2016; Akinsanola et al., 2018; Gibba et al., 2019). Dans le cadre de la présente étude, nous avons retenu 20 RCM de *CORDEX-Africa* présentés dans le **Tableau IV-1**.

Tableau IV-1. Liste des modèles régionaux CORDEX retenus dans l'étude.

RCMs		Caractéristiques GCM (forçage)	Modèles
RCA4 - Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SHMI) - Suède	CM5A-MR	Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) – France	CM5A-MR RCA4
	CNRM-CM5	Centre National de Recherche Météorologiques - France	CNRM-CM5 RCA4
	CSIRO-Mk3.6.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization	CSIRO-Mk3.6.0 RCA4
	CanESM2	Canadian Center for Climate Modelling and Analysis – Canada	CanESM2 RCA4
	EC-EARTH	Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI) – Pays-Bas	EC-EARTH RCA4
	ESM2M	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) – Etats-Unis	ESM2M RCA4
	HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre - Angleterre	HadGEM2-ES RCA4
	MIROC5	The University of Tokyo Center for Climate System Research - Japon	MIROC5 RCA4
	MPI-ESM-LR	Max-Planck-Institute for Meteorology (MPI-M) - Allemagne	MPI-ESM-LR RCA4
	NorESM1	Norwegian Climate Centre - Norvège	NorESM1 RCA4
CCLM4 - Climate Limited-area Modelling Community (CLMcom) - Allemagne	CNRM-CM5	Centre National de Recherche Météorologiques - France	CNRM-CM5 CCLM4
	EC-EARTH	Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI) – Pays-Bas	EC-EARTH CCLM4
	HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre - Angleterre	HadGEM2-ES CCLM4
	MPI-ESM-LR	Max-Planck-Institute for Meteorology (MPI-M) - Allemagne	MPI-ESM-LR CCLM4
REMO2009 - Climate Service Center (GERICS) - Allemagne	EC-EARTH	Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI) – Pays-Bas	EC-EARTH REMO2009
	HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre - Angleterre	HadGEM2-ES REMO2009
	MPI-ESM-LR	Max-Planck-Institute for Meteorology (MPI-M) - Allemagne	MPI-ESM-LR REMO2009
RACMO22T - Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI) – Pays-Bas	EC-EARTH	Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI) – Pays-Bas	EC-EARTH RACMO22T
	HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre - Angleterre	HadGEM2-ES RACMO22T
HIRHAM5 - Danish Meteorological Institute (DMI) - Danemark	EC-EARTH	Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI) – Pays-Bas	EC-EARTH HIRHAM5

Pour l'ensemble des 20 sorties RCM listées, la résolution spatiale est de 0,44° (soit 50 km), à pas de temps journalier. Les sorties sont disponibles sur la période historique (1951-2005) et la période future (2006-2100), sous les scénarios d'émission RCP4.5 et RCP8.5.

Les variables du climat prises en compte dans notre travail sont la précipitation (*pr*), les températures maximales (*tasmax*) et minimales (*tasmin*), au pas de temps journalier, et à résolution spatiale de 0,44° (soit 50 km). Les données climatiques simulées par les RCM sélectionnés ne représentent pas forcément de manière fidèle le climat local et peuvent présenter des biais souvent non négligeables, surtout sur la précipitation. Aussi, une correction statistique des biais est possible et nécessaire dès lors que l'on dispose d'observations à une station de référence (Gudmundsson et al., 2012; Hakala et al., 2019). Pour les besoins de cette étude, nous avons adopté la démarche présentée sur la **Figure IV-9**.

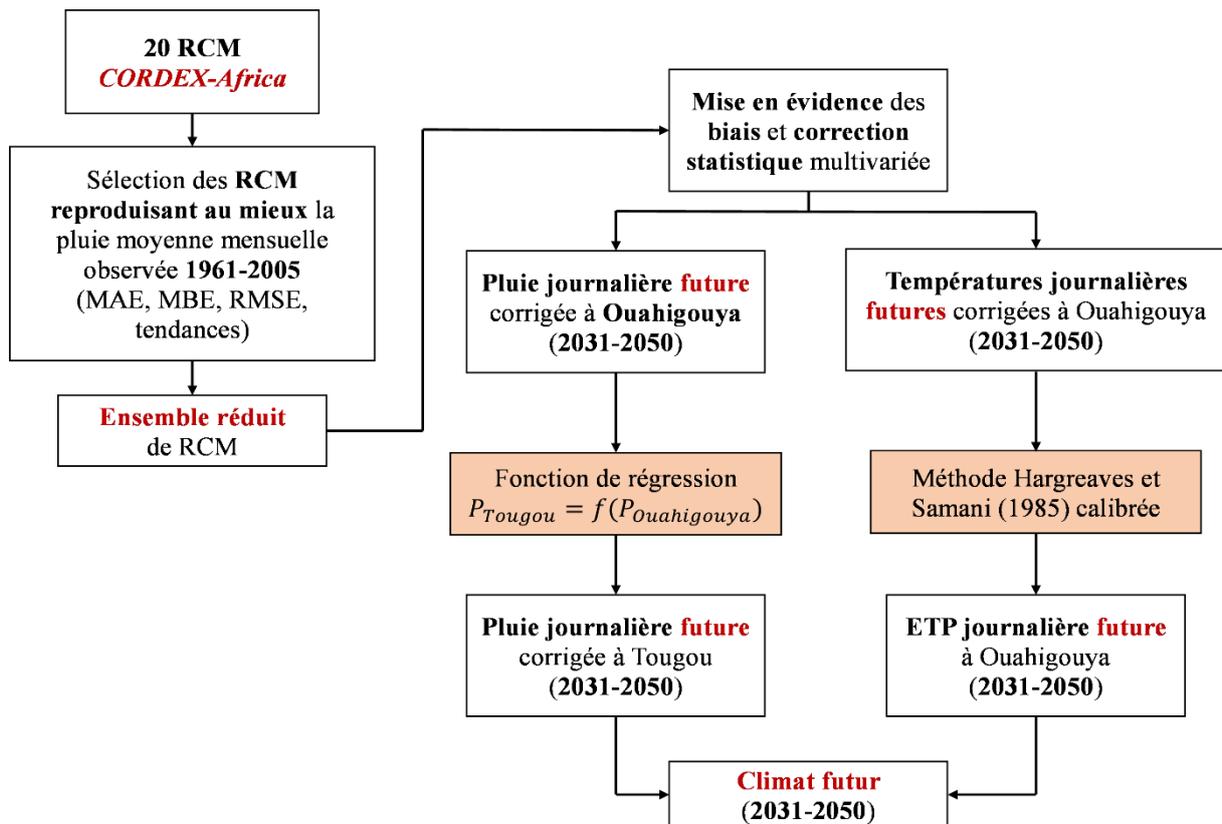


Figure IV-9. Diagramme méthodologique de traitement des données pour l'obtention du climat futur 2031-2050 à Tougou. Pour la sélection des modèles RCM représentant au mieux la pluie moyenne mensuelle observée, les critères MAE, MBE, RMSE renvoient à des indicateurs de biais qui sont présentés plus en détail en section IV-2.2.1 de ce chapitre.

Ainsi, une première étape de pré-filtrage au cours de laquelle les RCM représentant le mieux le profil moyen mensuel de précipitation observée à Ouahigouya, ont été retenus sur la base d'un ensemble d'indicateurs statistiques. Ces RCM filtrés ont permis de constituer un ensemble multi-modèle (EMM) pour lequel les biais existants sur la précipitation, les températures et l'ETP ont été quantifiés, puis corrigés au moyen d'une méthode statistique. En effet, l'avantage de s'appuyer sur un ensemble plutôt que sur un modèle unique est de mieux quantifier les

incertitudes liés à la projection du climat futur, en formulant des prévisions qui résultent du vote moyen de plusieurs modèles, ce qui rendrait les décisions prises plus robustes dans le cas où plusieurs modèles s'accordent sur la même issue (Monerie et al., 2017; Nikiema et al., 2017; Hakala et al., 2019).

Dans ces travaux, la correction de biais a été mise en œuvre sur la période **1961-2005**, en raison de la disponibilité des données de pluie, température et ETP à Ouahigouya. Les données futures projetées par l'EMM ont été corrigées pour la précipitation en ce qui concerne la station de Tougou.

IV-2.2.1. Définition d'un ensemble multi-modèle pour la projection du climat

La **Figure IV-10** présente le profil moyen mensuel de la précipitation pour les 20 RCM *CORDEX-Africa* comparés aux observations à Ouahigouya, sur la période **1961-2005**.

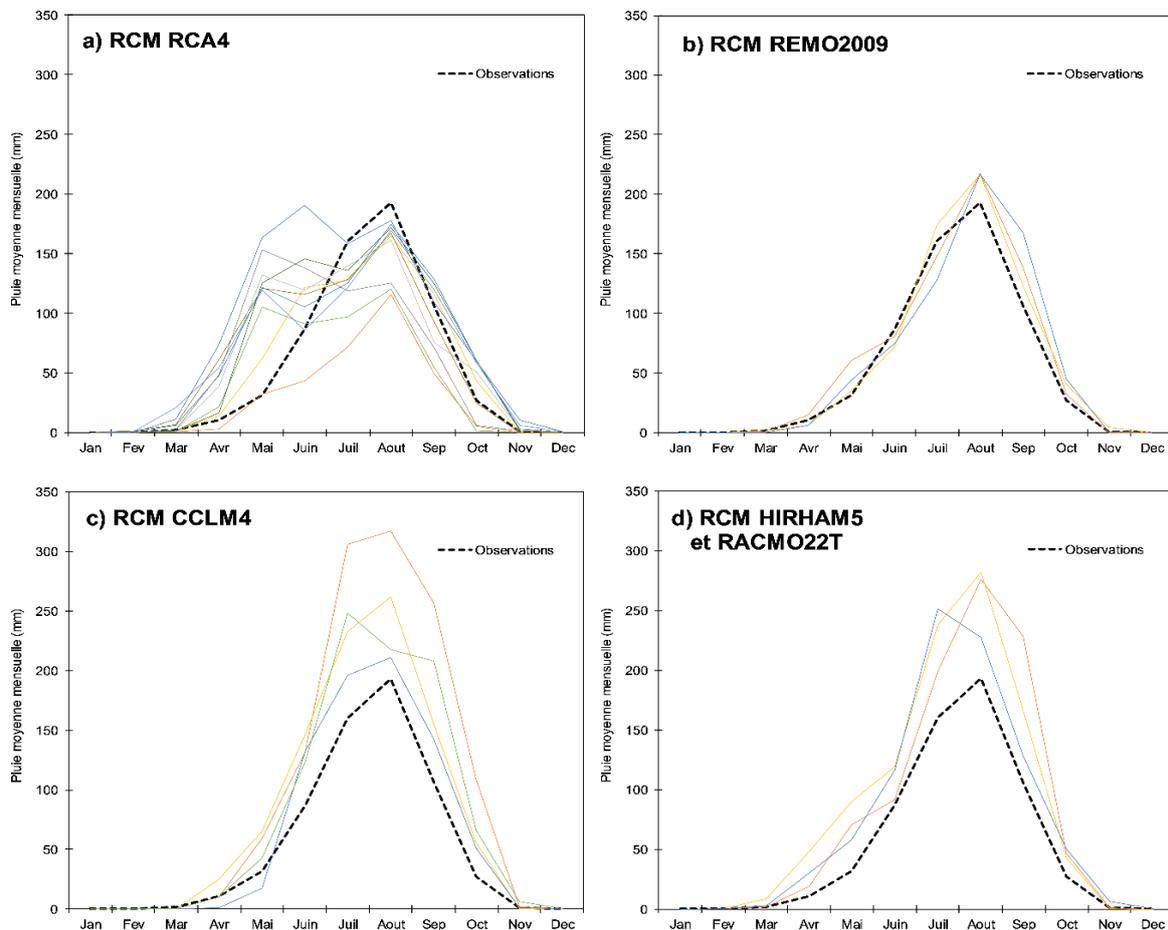


Figure IV-10. Profils moyens mensuel de la précipitation simulée par les RCM *CORDEX-Africa* à Ouahigouya (1961-2005). (a) Cas des 10 RCM issus du RCA4. (b) Cas des 3 RCM issus de REMO2009. (c) Cas des 4 RCM issus de CCLM4. (d) Cas des RCM issus de HIRHAM5 (1 RCM) et RACMO22T (2 RCM).

La majorité des RCM issus du **RCA4** présentent un profil bimodal (**Figure IV-10a**), avec un premier pic en Mai ou en Juin et un second en Août. Les RCM issus de **REMO2009** (**Figure IV-10b**) simulent de façon satisfaisante la précipitation observée à Ouahigouya, avec une légère surestimation du pic de précipitations au mois d’Août ; s’agissant des RCM issus de **CCLM4** (**Figure IV-10c**), de HIRHAM5 et RACMO22T (**Figure IV-10d**), le constat est similaire, mais le profil reste moins bien représenté qu’avec les RCM de **REMO2009** (**Figure IV-10b**).

Pour constituer notre ensemble multi-modèle représentant au mieux la pluie moyenne mensuelle observée à Ouahigouya, des indices permettant de quantifier les biais entre les moyennes mensuelles observées et simulées par les RCM ont été évalués sur la période **1961-2005**. Il s’agit de l’*erreur de biais moyen* (MBE), de l’*erreur de biais absolu* (MAE) et l’*erreur quadratique moyenne* (RMSE), données respectivement par les **équations IV-3, IV-4, IV-5** (Akinsanola and Ogunjobi, 2017) :

$$MBE_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{i,k}^{sim} - P_{i,k}^{obs}) \quad (IV-3)$$

$$MAE_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_{i,k}^{sim} - P_{i,k}^{obs}| \quad (IV-4)$$

$$RMSE_k = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{i,k}^{sim} - P_{i,k}^{obs})^2} \quad (IV-5)$$

où $P_{i,k}^{sim}$ et $P_{i,k}^{obs}$ représentent respectivement la pluie moyenne simulée et observée pour le mois $i \in \{1, \dots, 12\}$, $n = 12$ (le nombre de mois dans l’année). L’indice k représente un modèle RCM considéré dans l’ensemble des 20 RCM. La valeur optimale pour ces trois indices est de **0**. La préférence a été donnée aux RCM qui minimisent simultanément ces trois indices d’erreur.

La capacité des RCM à reproduire la tendance observée sur les pluies annuelles a été utilisée comme critère supplémentaire de sélection à l’aide du test statistique de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975) au seuil $\alpha = 5\%$, avec correction d’autocorrélation (Yue et al., 2002) ; cette procédure a été effectuée avec le package R *modifiedmk* (Patakamuri, 2018). Le **Tableau IV-2** résume les biais présentés chaque RCM en comparaison aux observés de pluie à Ouahigouya, ainsi que les tendances sur les cumuls annuels.

Tableau IV-2. Biais et tendances observées sur la pluie simulée à Ouahigouya (1961-2005) par les RCM CORDEX-Africa.

N°	Modèle	Pluie mensuelle (1961-2005)			Pluie annuelle (1961-2005)			
		MBE	MAE	RMSE	tau	p-valeur	Pente de Sen	Tendance
	Observations				-0.021	0.8476	-0.45	N.S.
1	CM5A-MR RCA4	-24.9	25.0	40.3	0.013	0.9114	0.13	N.S.
2	CNRM-CM5 CCLM4	47.7	48.2	75.6	0.263	0.0113	8.54	↑
3	CNRM-CM5 RCA4	2.7	13.1	19.1	0.295	0.0044	2.85	↑
4	CSIRO-Mk3-6-0 RCA4	28.0	30.9	53.0	0.142	0.1786	2.16	N.S.
5	CanESM2 RCA4	-10.5	25.4	38.9	0.051	0.6345	0.58	N.S.
6	EC-EARTH CCLM4	26.9	27.4	38.7	0.002	0.9919	0.06	N.S.
7	EC-EARTH HIRHAM5	26.3	26.4	45.9	-0.123	0.2448	-2.35	N.S.
8	EC-EARTH RACMO22T	31.5	31.6	44.6	-0.104	0.3266	-3.05	N.S.
9	EC-EARTH RCA4	8.4	20.8	33.3	0.021	0.8476	0.16	N.S.
10	EC-EARTH REMO2009	6.2	9.7	15.1	-0.055	0.6060	-1.32	N.S.
11	ESM2M RCA4	13.9	21.7	35.2	-0.036	0.7386	-0.68	N.S.
12	HadGEM2-ES CCLM4	11.1	15.5	22.1	0.091	0.3899	2.55	N.S.
13	HadGEM2-ES RACMO22T	21.1	21.1	32.3	0.220	0.0338	6.25	↑
14	HadGEM2-ES RCA4	8.6	22.5	35.2	0.161	0.1267	2.56	N.S.
15	HadGEM2-ES REMO2009	4.5	8.0	11.2	0.356	0.0006	9.95	↑
16	MIROC5 RCA4	11.6	22.0	33.2	0.408	0.0001	4.75	↑
17	MPI-ESM-LR CCLM4	25.4	25.8	42.7	-0.087	0.4126	-1.70	N.S.
18	MPI-ESM-LR RCA4	12.8	21.7	33.0	-0.063	0.5507	-0.86	N.S.
19	MPI-ESM-LR REMO2009	5.3	5.3	5.3	-0.085	0.4243	-1.98	N.S.
20	NorESM1 RCA4	3.8	3.8	3.8	0.049	0.6490	0.64	N.S.

Les tendances ont été évaluées par le test de Mann-Kendall ($\alpha = 5\%$) avec correction d'autocorrélation (Yue et al., 2002). La tendance est non significative (N.S.) pour les p-valeurs $\geq \alpha=5\%$. Elle est en hausse (↑) pour une pente de Sen positive et une p-valeur $< \alpha$. La série des observations ne présente pas de tendance significative, la préférence est donc exprimée pour les modèles qui n'en présentent pas non plus. Les modèles du RCA4 ont été éliminés en raison du double pic qu'ils présentent sur les profils moyens mensuels. Les modèles HadGEM2-ES|REMO2009 et MPI-ESM-LR|REMO2009 ont été également éliminés, en raison des données non complètes pour les scénarios d'émission RCP4.5 et RCP8.5. En définitive, les modèles retenus sont ceux indiqués en gras, sur fond de trame coloré et constituent notre ensemble multi-modèle (EMM) de 5 RCM.

En définitive, l'EMM constitué se compose des 5 RCM qui sont : EC-EARTH (CCLM4), EC-EARTH (RACMO22T), EC-EARTH (REMO2009), HadGEM2-ES (CCLM4) et MPI-ESM-LR (CCLM4). La Figure IV-11 présente le profil moyen mensuel des pluies pour l'EMM obtenu.

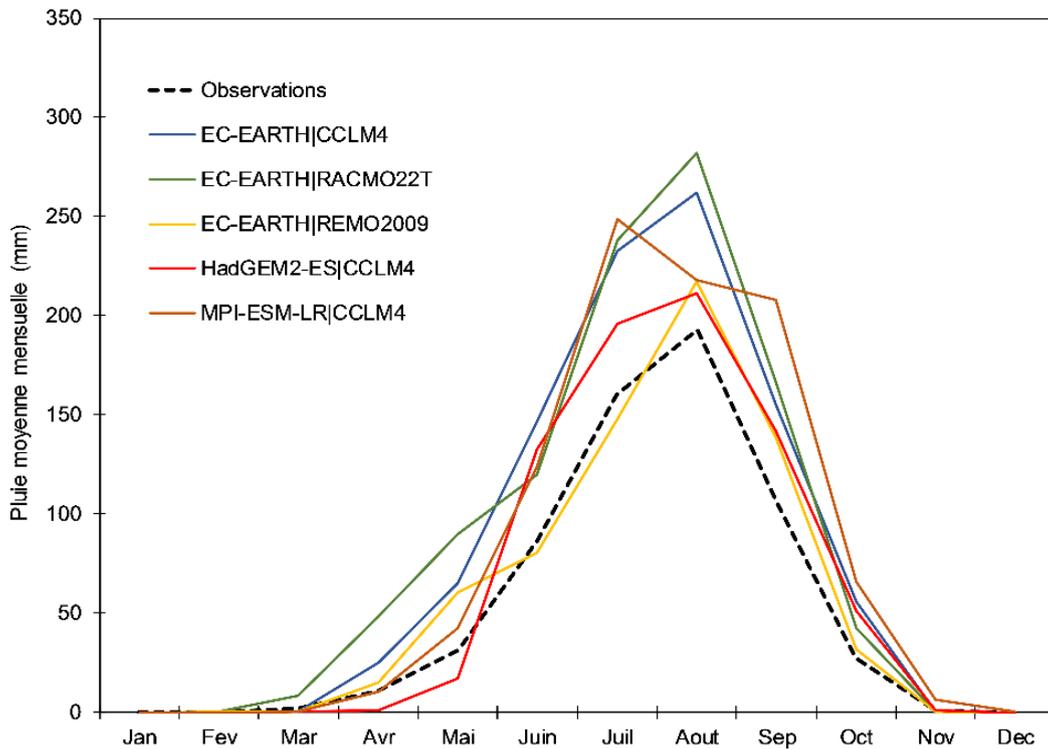


Figure IV-11. Pluie moyenne mensuelle à Ouahigouya simulée par l'ensemble multi-modèle (EMM) en période 1961-2005.

Cet ensemble reproduit de façon satisfaisante le climat moyen mensuel de la période 1961-2005, avec toutefois une tendance à surestimation du pic de pluie du mois d'Août (de l'ordre de 9,4 à 46,9%). Une correction de biais sera ensuite appliquée sur ces sorties.

IV-2.2.2. Correction statistique des biais

Les biais présents dans les sorties des modèles sont généralement corrigés par des méthodes statistiques (Badou et al., 2018; Hakala et al., 2019). Ces méthodes varient en niveau de complexité suivant le nombre d'aspects de la distribution statistique des variables qu'elles corrigent (Ibrahim et al., 2014; Maraun, 2016). Parmi ces méthodes, le *quantile mapping* (**QM**), encore appelé « *quantile-quantile* » (QQ), est très largement répandu. Cette méthode utilise des fonctions de transfert pour ajuster la distribution statistique des simulations à celles des observations, tout en offrant l'avantage de corriger également les fréquences des jours pluvieux (Tazen, 2015; Hakala et al., 2019).

Toutefois, la méthode **QM** est susceptible de modifier les tendances présentes dans les sorties des modèles, en induisant des distorsions lors de la correction statistique. En conséquence, la tendance d'évolution et le signal de changement du climat présents dans les sorties brutes du modèle climatique peuvent être perdues lors de la correction (Maraun, 2016). Pour résoudre ce

problème, une nouvelle génération de méthodes de correction de biais ont vu le jour, qualifiés de « *trend preserving* », qui conservent les tendances présentes dans les sorties brutes. Entre autres, nous pouvons citer les méthodes : ISI-MIP (*Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project*, Hempel et al., 2013), ISIMIP3 (Lange, 2019), SDM (*Scaled Distribution Mapping*, Switanek et al., 2017), QDM (*Quantile Delta Mapping*, Cannon et al., 2015).

Parmi ces méthodes, la méthode **QDM**, une variante de la méthode **QM**, est conçue pour éviter la détérioration des tendances qui apparaît comme un artefact statistique de la méthode **QM** (Cannon et al., 2015). Étant donné une variable du climat donnée (pluie, température, etc.), la méthode **QDM** est implémentée en trois étapes :

- **Étape 1** : le changement relatif $\Delta_m(t)$ entre la période historique et une date future t est calculé par l'équation **IV-6** (Cannon et al., 2015) :

$$\Delta_m(t) = \frac{x_{m,p}(t)}{F_{m,h}^{-1}[\tau_{m,p}(t)]} \quad (\text{IV-6})$$

Où l'indice m désigne les valeurs issues d'un modèle climatique, l'indice p désigne la période future, tandis que l'indice h désigne la période historique. La valeur $x_{m,p}(t)$ est une valeur simulée par le modèle climatique à la date future t , $F_{m,h}^{-1}$ est la fonction de distribution cumulée inversée des données simulées par le modèle sur la période historique. $\tau_{m,p}(t)$ est la valeur quantile correspondant à $x_{m,p}(t)$ et est donnée par l'équation **IV-7** (Cannon et al., 2015) :

$$\tau_{m,p}(t) = F_{m,p}[x_{m,p}(t)] \quad (\text{IV-7})$$

où $F_{m,p}$ représente la fonction de distribution cumulée des données simulées sur la période future. Il convient de noter, à ce stade, que le changement $\Delta_m(t)$ est ici exprimé de façon relative dans l'équation **IV-6** et est applicable à des variables de type *précipitation*. Pour les températures, $\Delta_m(t)$ est calculé de manière absolue selon l'équation **IV-8** (Cannon et al., 2015) :

$$\Delta_m(t) = x_{m,p}(t) - F_{m,h}^{-1}[\tau_{m,p}(t)] \quad (\text{IV-8})$$

- **Étape 2** : la valeur future projetée $x_{m,p}(t)$ est corrigée en une valeur $\hat{x}_{o:m,h,p}(t)$ par une transformation **QM**, donnée par l'équation **IV-9** (Cannon et al., 2015) :

$$\hat{x}_{o:m,h:p}(t) = F_{o,h}^{-1}[\tau_{m,p}(t)] \quad (\text{IV-9})$$

où l'indice o désigne la série des observations et $F_{o,h}^{-1}$ est la fonction de distribution cumulée inversée des données observées sur la période historique.

- **Étape 3** : le changement $\Delta_m(t)$ (calculé par l'équation IV-6 ou l'équation IV-8) est réintroduit sur la valeur corrigée $\hat{x}_{o:m,h:p}(t)$ pour produire une valeur simulée projetée et corrigée pour le modèle, notée $\hat{x}_{m,p}(t)$; cette valeur présente le même écart relatif avec sa valeur correspondante en période historique $x_{m,o}(t)$ qu'avant correction. Pour la précipitation, cette correction est réintroduite de façon multiplicative ($\Delta_m(t)$ est un changement relatif), conformément à l'équation IV-10 (Cannon et al., 2015) :

$$\hat{x}_{m,p}(t) = \hat{x}_{o:m,h:p}(t) \cdot \Delta_m(t) \quad (\text{IV-10})$$

Pour la température, la correction est additive ($\Delta_m(t)$ est un changement absolu), comme illustré par l'équation IV-11 (Cannon et al., 2015) :

$$\hat{x}_{m,p}(t) = \hat{x}_{o:m,h:p}(t) + \Delta_m(t) \quad (\text{IV-11})$$

Un second trait spécifique aux méthodes de correction réside dans leur caractère univarié. La correction est portée indépendamment sur chaque variable du climat (pluie, température) qui, pourtant, sont souvent soumises à un lien de dépendance structurelle, puisque ces données caractérisent les conditions du climat dans le même espace géographique (Guo et al., 2019; François et al., 2020). Aussi, la correction de biais conduite de manière univariée pourrait ne pas reproduire les interrelations entre les différentes variables (Meyer et al., 2019). Pour tenir compte de ces inter-relations, des méthodes de corrections multivariées ont été développées, telles que MRQNBC (*Multivariate Recursive Quantile Nesting Bias Correction*, Mehrotra & Sharma, 2016), MBC (*Multivariate Bias Correction*, Cannon, 2016, 2018a), R²D² (*Rank Resampling for Distribution and Dependences*, Vrac, 2018), TSQM (*Two-Stage Multivariate Quantile Mapping*, Guo et al., 2019), dOTC (*Dynamical Optimal Transport Correction*, Robin et al., 2019). Dans la présente étude, nous avons utilisé la correction **MBC** (Cannon, 2016, 2018a), qui se base sur la transformation d'une fonction de densité de probabilité à N dimensions (N représentant le nombre de variables à corriger simultanément). **MBC** combine la méthode **QDM** précédemment décrite, associée à des rotations orthogonales aléatoires pour faire correspondre les distributions multivariées des modèles aux valeurs observées ; ces rotations sont effectuées de manière itérative jusqu'à convergence (Cannon, 2018a).

L'application de la méthode de correction *MBCn* a été effectuée dans notre étude en prenant en considération le **caractère saisonnier** du **climat**, ce qui nous a conduit à effectuer les corrections **séparément pour chaque mois** de l'année, afin de préserver les biais saisonniers (Ibrahim, 2012; Ibrahim et al., 2014).

Dans cette étude, la correction multivariée *MBCn* a été appliquée à l'aide du package R *MBC* (Cannon, 2018b). Pour la période historique **1961-2005**, une validation croisée (*k-fold cross-validation*) a été effectuée afin d'éviter un sur-ajustement des données simulées aux observations sur la période historique (Maraun, 2016). Cette validation croisée a été implémentée comme indiqué dans le **Tableau IV-3**.

Tableau IV-3. Jeux de calibration/validation pour la correction de biais multivariée (6-fold cross-validation).

Périodes	Jeu n°1	Jeu n°2	Jeu n°3	Jeu n°4	Jeu n°5	Jeu n°6
1952-1960	C	C	C	C	C	V
1961-1969	C	C	C	C	V	C
1970-1978	C	C	C	V	C	C
1979-1987	C	C	V	C	C	C
1988-1996	C	V	C	C	C	C
1997-2005	V	C	C	C	C	C

Nous avons donc opté de découper la période historique en **6 sous-périodes** (de 9 années chacune), ce qui permet de définir différents jeux de calibration/validation. Par exemple, le jeu n°1 consiste à calibrer la correction multivariée *MBC* sur les cinq premières sous périodes, soit 1952-1996, et à la valider sur la dernière sous-période, soit 1997-2005 ; pour les jeux suivants, la période de validation, qui reste toujours d'une durée de 9 années, est déplacée sur 1988-1996, 1979-1987, 1970-1978, 1961-1969 et 1952-1960, les autres années servant à la calibration à chaque fois. Les sorties définitives pour chaque variable sont les valeurs moyennées des différentes calibrations effectuées sur l'ensemble des 6 jeux.

La méthode *MBCn* calibrée sur la période historique a ainsi permis de corriger les sorties de chaque RCM sur la période future 2031-2050 pour la pluie, les températures minimales et maximales journalières.

IV-2.2.3. Calcul de l'évapotranspiration potentielle sur la période future

L'ETP journalière sur la période future **2031-2050** a été calculée à partir de la méthode de Hargreaves & Samani (1985) qui s'appuie sur les valeurs journalières de températures minimales et maximales. Cette méthode présente l'avantage d'être simple d'application et

nécessite peu de données en entrée. Elle donne des estimations satisfaisantes de l'ETP-PM en particulier dans les conditions climatiques de la zone sahélienne (Zouré, 2019) et pour le Burkina Faso en général (Ibrahim, 2012; Djaman et al., 2016; Ndiaye et al., 2017). La formulation de l'ETP calculée par la méthode de *Hargreaves et Samani* (H-S), que nous désignerons par la suite par l'appellation ETP_{HS} , est donnée par l'équation IV-12 :

$$ETP_{HS} = 0,0135 \cdot k_{rs} \left(\frac{R_a}{\lambda} \right) (T_x - T_n)^{0,5} (T + b) \quad (IV-12)$$

où k_{rs} est un coefficient généralement pris égal à **0,17** (Samani, 2004), R_a représente la radiation extraterrestre journalière, $\lambda = 2,45 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ est la constante de chaleur latente de vaporisation, T_x et T_n représentent respectivement les températures maximales et minimales journalières, $T = (T_x + T_n)/2$ la température moyenne journalière, b un coefficient d'ajustement égal à **17,8** dans la formulation originale de l'équation (Hargreaves and Samani, 1985; Allen et al., 1998; Raziei and Pereira, 2013; Djaman et al., 2016).

Les valeurs d' ETP_{HS} peuvent être ajustées en calibrant les coefficients k_{rs} et b si l'on dispose d'observations d'ETP obtenues par une méthode de référence, telle que celle de Penman-Monteith (Cobaner et al., 2017). La **Figure IV-12** présente les ETP annuelles observées à la station de Ouahigouya sur la période **1961-2017** (fournies par l'Agence Nationale de la Météorologie du Burkina – ANAM), ainsi que les valeurs calculées par la formule originale et non-calibrée de Hargreaves & Samani (1985).

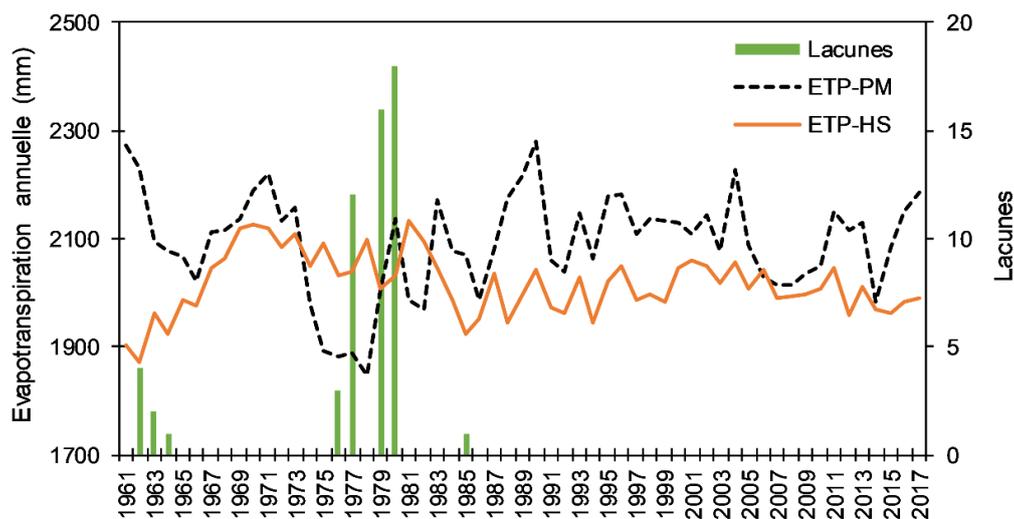


Figure IV-12. Evapotranspiration potentielle à Ouahigouya sur la période 1961-2017. ETP-PM : données mesurées à la station de Ouahigouya (source : ANAM). ETP-HS : valeurs calculées par la formule originale de Hargreaves & Samani (1985).

Quelques lacunes sont présentes dans la série des observations et disparaissent après 1990. Aussi, il apparaît que, après 1990, l'allure d'ETP-HS est similaire aux observations (ETP-PM), ce qui laisse penser qu'une calibration sur cette période serait plus efficace. De plus, la période **1990-2017** est celle qui est la plus proche de la période future (**2031-2050**) et qui présente probablement le plus de chances, par extrapolation, de représenter au mieux le climat futur. Ainsi donc, nous avons résolu d'effectuer la calibration de la formule d'ETP-HS sur la période **1990-2007** (18 années) puis de la valider sur la période **2008-2017** (10 années).

La calibration de l'ETP-HS a été effectuée par régression non-linéaire (Cobaner et al., 2017) à l'aide du package R *nlstools* (Baty et al., 2015) sur la période **1990-2007**, séparément pour la saison sèche (*Novembre à Avril*) et humide (*Mai à Octobre*) afin de tenir compte des biais saisonniers. Les observations restantes, sur la période **2008-2017** ont servi à la validation de l'équation calibrée. Le **Tableau IV-4** présente les coefficients ajustés ainsi que l'évaluation des biais avant et après calibration entre les séries ETP-HS et ETP-PM. Des détails supplémentaires concernant la procédure de calibration sont présentés en **Annexe 3**.

Tableau IV-4. Ajustement des ETP journalières par Hargreaves et Samani (1985) à Ouahigouya (1990-2017).

Paramètre	Formule non calibrée	Calibration (1990-2007)	Validation (2008-2017)
k_{rs}	0,17	0,150 (sèche) - 0,186 (humide)	
b	17,8	27,623 (sèche) - 15,001 (humide)	
R ²	0,224	0,334	0,359
RMSE	1,153	0,98	1,039
MAE	0,952	0,761	0,798
MBE	-0,207	-0,025	-0,010
Pente	0,887	0,974	0,972

L'ajustement des coefficients a permis de réduire, de manière sensible, l'erreur moyenne quadratique (RMSE), le biais moyen (MBE) et le biais moyen absolu (MAE), tandis que les pentes ont été significativement améliorées. Les valeurs calibrées des coefficients k_{rs} et b ont été obtenues par régression non linéaire sur les observations d'ETP-PM (1990-2017).

La **Figure IV-13** compare les valeurs mensuelles et annuelles ETP-HS aux valeurs ETP-PM sur la période de calibration et de validation.

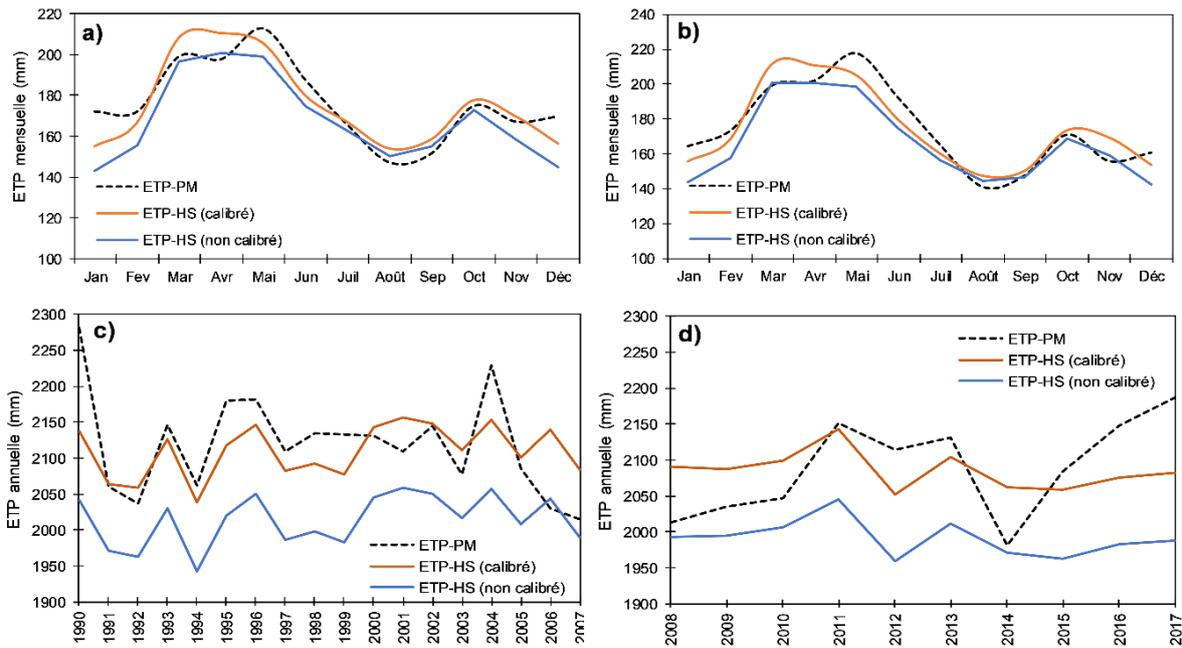


Figure IV-13. Comparaison entre les ETP-PM et ETP-HS sur la période 1990-2017. (a, b) Comparaison entre les moyennes mensuelles ETP-PM et ETP-HS avant et après calibration. (c, d) Comparaison des valeurs annuelles avant et après calibration.

Les valeurs ETP-HS non calibrées présentent des biais conséquents par rapports aux observations ETP-PM sur les pas de temps mensuels et annuels, qui sont réduits de manière significative après la calibration. Les coefficients ajustés pour l'ETP-HS ont été utilisés par la suite pour le calcul de l'ETP avec les températures (minimales et maximales) projetées par les modèles climatiques sur la période future **2031-2050**.

IV-2.3. Impacts de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements

Sur les bassins versants qui ne sont pas sujets à des prélèvements d'eau importants (diversion, régulation), l'écoulement peut être considéré comme étant une fonction des variables du climat (pluie, température, ETP, etc.) et des caractéristiques du bassin versant (sols, topographie, états de surface) (Chang et al., 2016). Dans cette étude, pour le cas du bassin versant de Tougou, nous considérons que sur la période de simulation, le sol et la topographie du bassin reste invariante. De plus, du fait de la nature intermittente des écoulements sur le bassin, nous considérons que l'impact de l'ETP sur l'écoulement est négligeable devant celui de la pluie (Mounirou, 2012; Zouré, 2019). Ainsi, nous pouvons retenir que le ruissellement de surface est principalement fonction du climat (la pluie) et des états de surface. Cette hypothèse s'inscrit dans le même esprit que les travaux de Mahé et al. (2005), Diello et al. (2006), Diello (2007),

Paturel et al. (2017) dans le cas du bassin de Nakanbé, ou d'autres bassins du même contexte (Vissin, 2007; Yira et al., 2017).

En supposant donc que ces facteurs sont indépendants, leurs conditions respectives aux écoulements de surface peuvent être estimées par une méthode de séparation consistant à faire changer un facteur à la fois, en maintenant l'autre constant (Mekonnen et al., 2018). C'est une approche qui reste simple à mettre en œuvre et qui a déjà été utilisée dans plusieurs cas d'étude et dans divers environnements (Yin et al., 2017; Woldesenbet et al., 2018; Berihun et al., 2019; Op de Hipt et al., 2019; Setti et al., 2020).

L'implémentation de cette approche de séparation se fait de la manière suivante : si l'on considère deux périodes p_1 et p_2 , caractérisées respectivement par des écoulements moyens annuels \bar{Q}_1 et \bar{Q}_2 , la variation ΔQ de l'écoulement entre les deux périodes est définie selon l'équation IV-13 :

$$\Delta Q = \bar{Q}_2 - \bar{Q}_1 = \Delta Q_{climat} + \Delta Q_{eds} + \Delta(climat \cdot eds) \quad (IV-13)$$

où ΔQ_{climat} et ΔQ_{eds} correspondent aux variations d'écoulement induites respectivement par le changement du climat et la dynamique des états de surface entre les deux périodes ; $\Delta(climat \cdot eds)$ est attribuable aux effets d'interaction (de premier ordre) entre les deux facteurs que sont le climat et les états de surface.

Pour distinguer les contributions respectives de ces facteurs, nous définissons différents scénarios de simulation dans lesquels nous faisons varier **un seul facteur à la fois** (soit le climat, soit les états de surface). Ainsi, pour les périodes p_1 et p_2 précédemment citées, 4 scénarios, décrits dans le **Tableau IV-5**, s'avèrent nécessaires.

Tableau IV-5. Scénarios pour la séparation des contributions relatives du climat et des états de surface.

Scénarios	Climat	Etats de surface	Réponses	Description
S0	p_1	p_1	Q_0	Situation de référence
S1	p_2	p_1	Q_1	$Q_0 +$ Effet du changement du climat
S2	p_1	p_2	Q_2	$Q_0 +$ Effet de la dynamique des états de surface
S3	p_2	p_2	Q_3	$Q_0 +$ Effet {climat + dynamique des états de surface + interaction climat + états de surface}

La variation totale de l'écoulement ΔQ entre les périodes p_1 et p_2 définie par l'équation IV-13 peut être alors redéfinie suivant l'équation IV-14 :

$$\Delta Q = Q_3 - Q_0 = \Delta Q_{climat} + \Delta Q_{eds} + \Delta(climat \cdot eds) \quad (IV-14)$$

Les contributions respectives de ces facteurs sont alors calculées suivant l'équation IV-15:

$$\begin{cases} \Delta Q_{climat} = Q_1 - Q_0 \\ \Delta Q_{eds} = Q_2 - Q_0 \end{cases} \quad (IV-15)$$

Les termes ΔQ_{climat} et ΔQ_{eds} ainsi obtenus permettent de déduire les contributions relatives η_{climat} et η_{eds} (exprimées sous forme de pourcentage), sans tenir compte des effets d'interaction, données par l'équation IV-16 :

$$\begin{cases} \eta_{climat}(\%) = 100 \cdot \frac{\Delta Q_{climat}}{\Delta Q_{climat} + \Delta Q_{eds}} \\ \eta_{eds}(\%) = 100 \cdot \frac{\Delta Q_{eds}}{\Delta Q_{climat} + \Delta Q_{eds}} \end{cases} \quad (IV-16)$$

Les contributions relatives η_{climat} et η_{eds} vérifient la contrainte de l'équation IV-17 :

$$\eta_{climat} + \eta_{eds} = 100\% \quad (IV-17)$$

Cette approche de séparation présente l'avantage d'être intuitive et simple à mettre en œuvre, ce qui facilite l'interprétation des contributions relatives obtenues (Mekonnen et al., 2018).

IV-2.4. Impact de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements générés par les pluies journalières maximales

Afin d'évaluer l'impact de la dynamique des états de surface sur les écoulements générés par les extrêmes de pluies, les quantiles de pluies journalières maximales (P_{jmax}) sur la période de référence BASE (1986-2005) et sur la période future (2031-2050) ont été déterminés. L'intérêt de cette analyse réside dans le fait que les quantiles P_{jmax} constituent la base de dimensionnement d'ouvrages hydrologiques ou de la conception d'aménagement de gestion de l'eau en hydrologie rurale (Gresillon et al., 1976).

La loi *Gamma* à 2 paramètres a été retenue à ce titre, car s'ajustant le mieux sur toutes les séries de pluies journalières maximales (P_{jmax}). La fonction de densité de probabilité de cette loi est donnée par l'équation IV-18 (Tazen, 2015; Benestad et al., 2019) :

$$f(x, k, \theta) = \frac{x^{k-1} \cdot e^{-\frac{x}{\theta}}}{\Gamma(k) \cdot \theta^k} \quad (\text{IV-18})$$

où k (paramètre de forme) et θ (paramètre d'échelle), positifs, représentent les paramètres de la loi et Γ est la fonction gamma d'Euler. La qualité de l'ajustement a été évaluée au moyen du test non paramétrique de Kolmogorov-Smirnov (au seuil $\alpha = 5\%$). Les valeurs $Pjmax$ correspondant à différentes durées de retour allant de 5 à 25 ans ont ainsi été déterminées sur la période de BASE (1986-2005) et future (2031-2050) pour les scénarios **RCP4.5** et **RCP8.5**.

Les écoulements simulés pour les valeurs de $Pjmax$, notés Qpx , ont été extraits des simulations dans la période de BASE, puis comparés à ceux obtenus dans les deux scénarios suivants :

- Une première simulation pour laquelle la dynamique des états de surface de la période **1986-2005** a été associée aux données climatiques de la période **2031-2050**, ce qui permet d'évaluer l'effet du changement climatique uniquement ;
- Une seconde simulation pour laquelle la dynamique des états de surface de la période **2031-2050** a été associée aux données climatiques de la même période, ce qui permet d'évaluer l'effet combiné du changement climatique et de la dynamique des états de surface.

La **Figure IV-14** présente le diagramme d'évaluation de l'impact du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements générés par les extrêmes de pluie (Qpx).

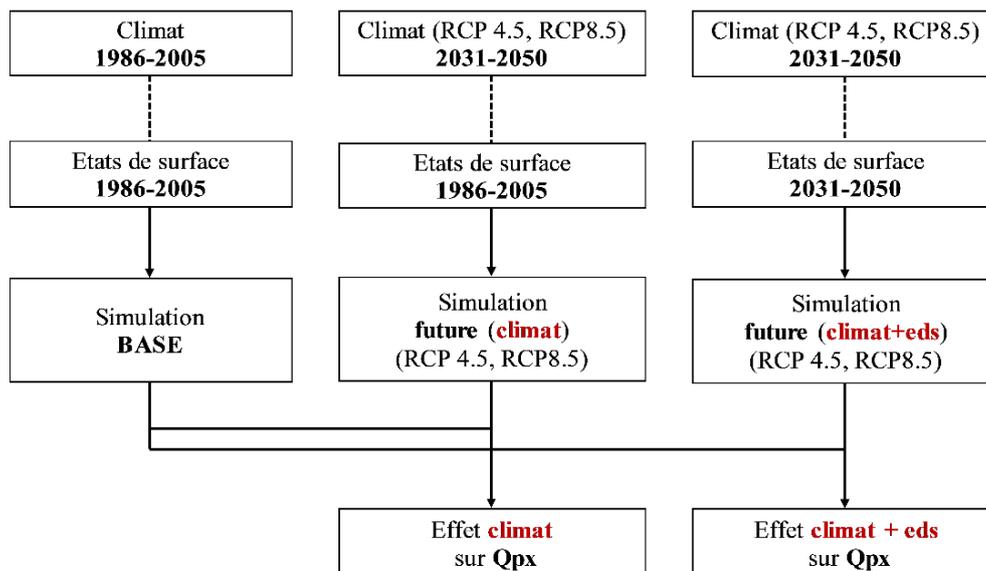


Figure IV-14. Diagramme d'évaluation de l'impact du climat et de la dynamique des états de surface sur l'écoulement généré par des extrêmes de pluie (Qpx) en période future (2031-2050).

IV-3. Résultats

IV-3.1. Correction des biais des modèles climatiques régionaux

IV-3.1.1. Correction des précipitations

La **Figure IV-15** présente les profils moyens mensuels de la précipitation observée et simulée en période historique (1961-2005) par les 5 RCM de l'ensemble multi-modèle (EMM).

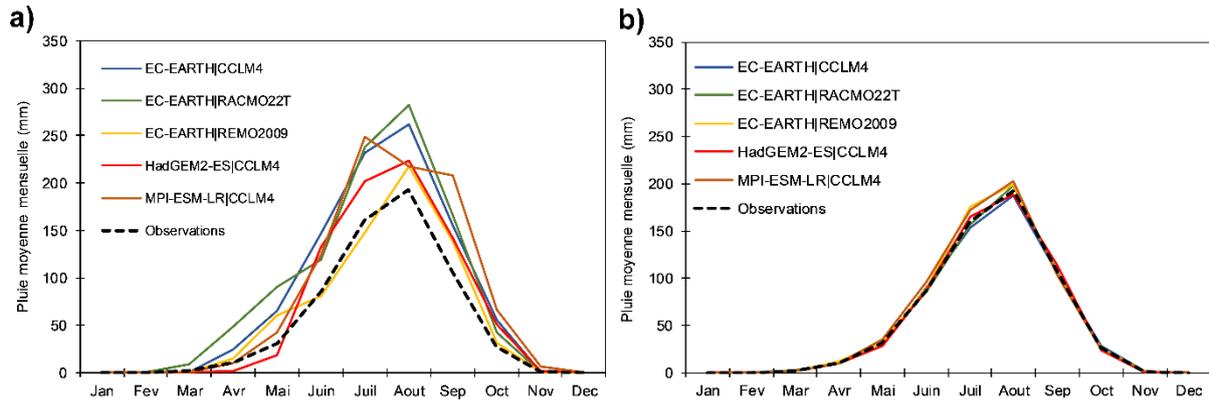


Figure IV-15. Correction de biais sur la précipitation moyenne mensuelle (1961-2005). (a) Pluie moyenne mensuelle observée et simulée avant correction. (b) Pluie moyenne mensuelle observée et simulée après correction.

Les modèles (sorties brutes et non corrigées) (**Figure IV-15a**) simulent de façon appréciable le profil unimodal de la pluie observée à Ouahigouya sur la période 1961-2005, toutefois avec des biais sur le cœur de la saison de pluie (JAS). Après correction, les biais sur la pluie mensuelle sont significativement réduits (**Figure IV-15b**). La **Figure IV-16** compare les distributions des cumuls annuels de pluie observés à la station de Ouahigouya et simulée par les modèles de l'EMM sur la période historique (1961-2005).

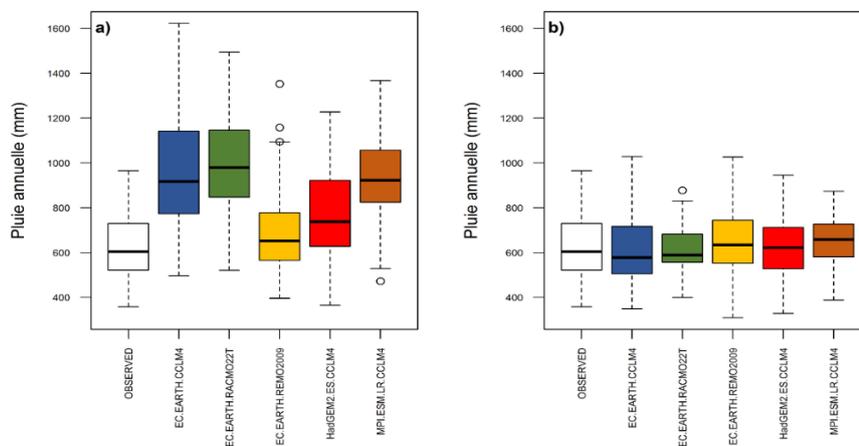


Figure IV-16. Correction des biais des pluies annuelles sur la période historique 1961-2005. (a) Données d'avant correction. (b) Données d'après correction.

Avant correction (**Figure IV-16a**), les différences entre les moyennes sont significatives (test d'ANOVA au seuil $\alpha = 5\%$, p-valeur $< 0,0001$). On observe également une forte dispersion sur les cumuls annuels de pluie simulés par rapport à ceux observés. Après correction (**Figure IV-16b**), les distributions deviennent quasiment similaires avec des différences peu significatives (test d'ANOVA au seuil $\alpha = 5\%$, p-valeur = 0,707).

IV-3.1.2. Correction des températures minimales

La **Figure IV-17** présente les profils moyens mensuels de températures minimales (*tasmin*) observées et simulées en période historique (1961-2005) par l'EMM.

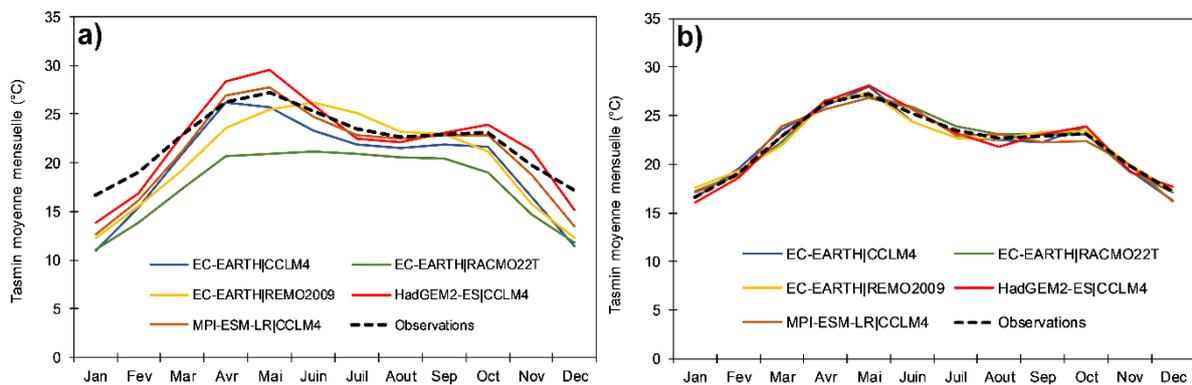


Figure IV-17. Correction de biais sur les températures minimales (*tasmin*) moyennes mensuelles (1961-2005). (a) Avant correction. (b) Après correction.

Les différences observées sont significatives avant correction (test ANOVA, $\alpha=5\%$, p-valeur $< 0,0001$) et deviennent non significatives après correction (test ANOVA, $\alpha=5\%$, p-valeur = 1,000). La **Figure IV-18** présente les distributions comparées des valeurs moyennes annuelles.

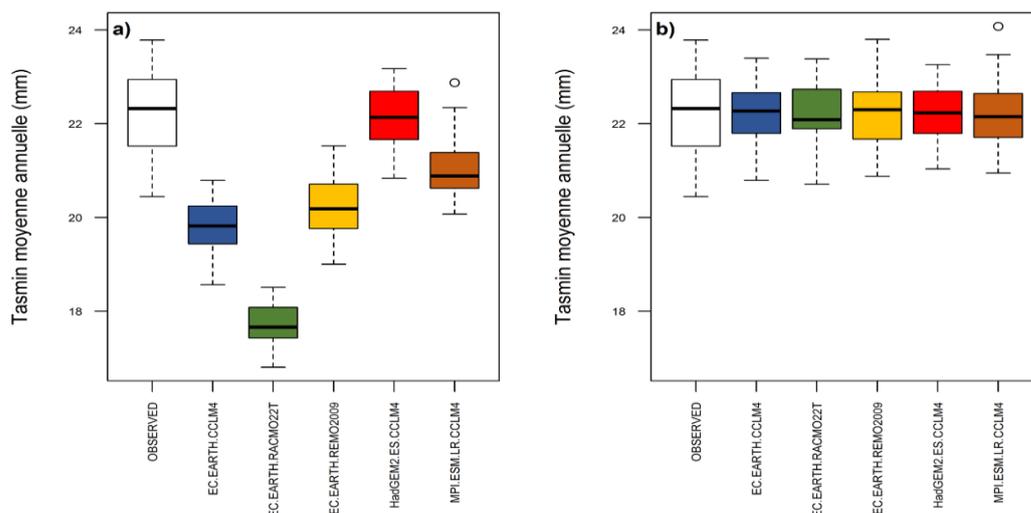


Figure IV-18. Correction des biais sur les températures minimales (*tasmin*) moyennes annuelles observées et simulées sur la période historique 1961-2005. (a) Avant correction. (b) Après correction.

IV-3.1.3. Correction des températures maximales

La **Figure IV-19** présente les profils moyens mensuels de températures maximales (*tasmax*) observées et simulées en période historique (1961-2005) par l'EMM avant et après correction.

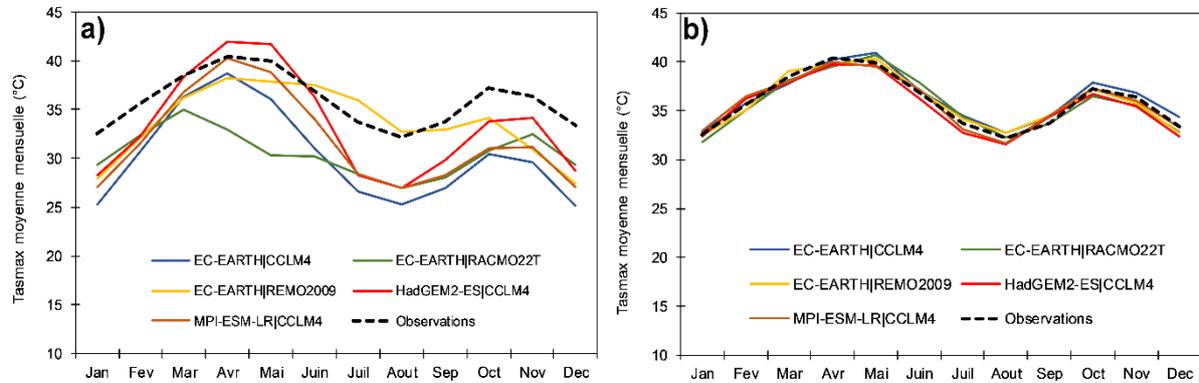


Figure IV-19. Correction de biais sur les températures maximales (*tasmax*) moyennes mensuelles (1961-2005). (a) Avant correction. (b) Après correction.

La correction de biais a conduit à une réduction significative des différences entre les observations et les températures maximales simulées par les modèles, comme l'illustre la **Figure IV-20**.

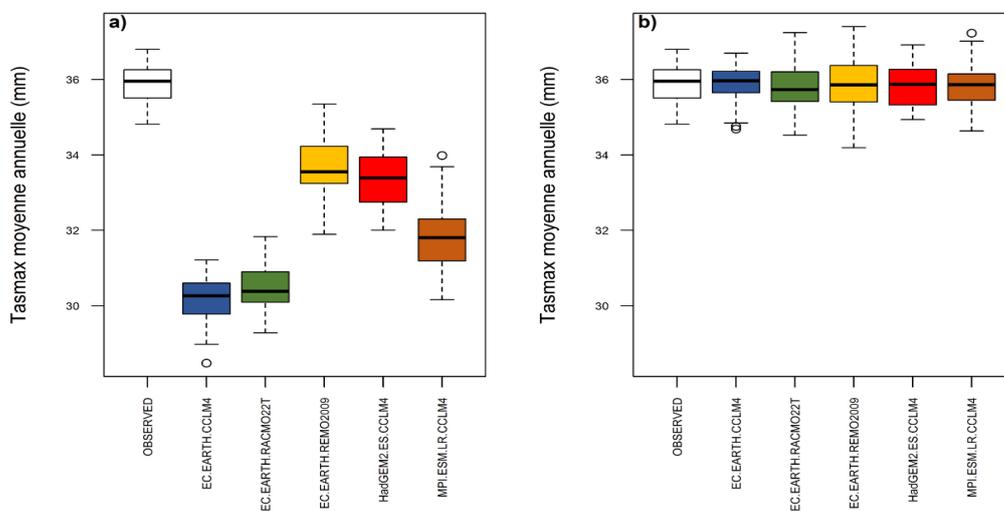


Figure IV-20. Correction des biais sur les températures maximales (*tasmax*) moyennes annuelles observées et simulées sur la période historique 1961-2005. (a) *tasmax* moyennes annuelles observées et simulées avant correction. (b) *tasmax* moyennes annuelles observées et simulées après correction.

La réduction significative des biais a été évaluée par un test d'ANOVA au seuil $\alpha = 5\%$ (avant correction, p-valeur <0,0001 ; après correction, p-valeur = 1,000).

IV-3.1.4. Correction de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Les valeurs de températures minimales et maximales simulées et corrigées par les RCM de l'EMM ont permis de calculer l'ETP par les RCM sur la période historique **1961-2005**. La **Figure IV-21** compare les profils moyens mensuels de l'ETP calculée par les RCM contre les observations.

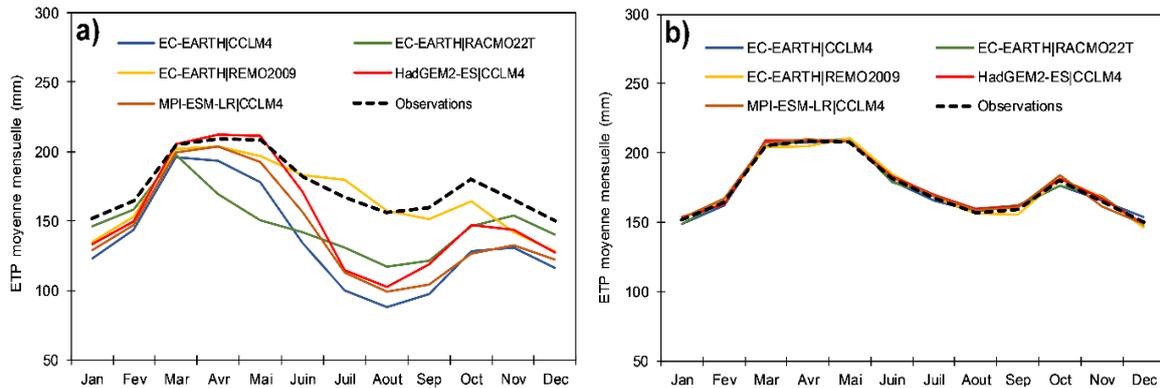


Figure IV-21. Correction de biais sur les ETP moyennes mensuelles (1961-2005). (a) ETP moyennes mensuelles observées et simulées avant correction. (b) ETP moyennes mensuelles observées et simulées après correction.

La correction de biais a permis une réduction sensible des anomalies présentes sur les valeurs d'ETP. La **Figure IV-22** compare les distributions des valeurs annuelles d'ETP, qui ne présentent plus de différences significatives après correction des biais (test d'ANOVA au seuil $\alpha=5\%$, p-valeur = 1,000).

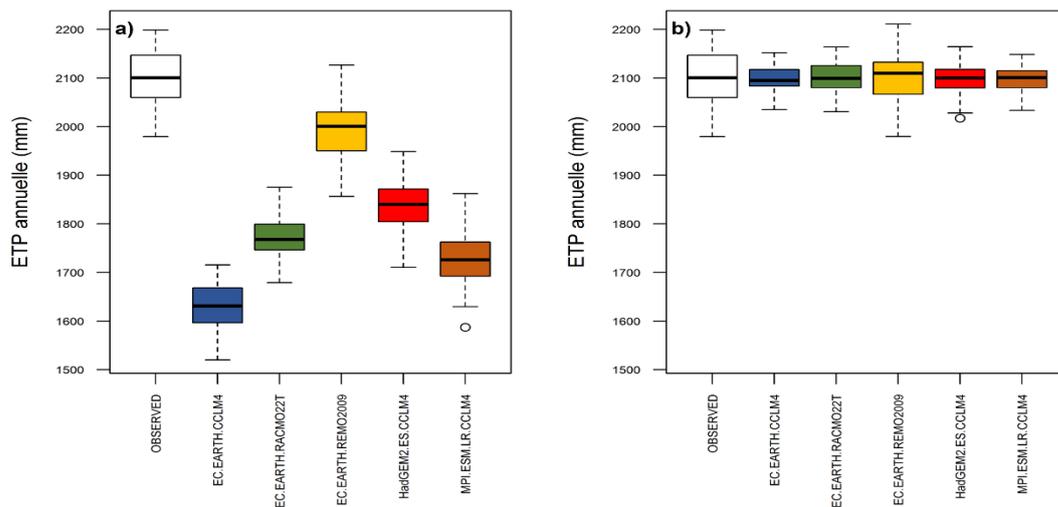


Figure IV-22. Correction des biais sur les ETP moyennes annuelles observées et simulées sur la période historique 1961-2005. (a) Avant correction. (b) Après correction.

IV-3.1.5. Pluie et ETP annuelles

La **Figure IV-23** présente l'évolution de la pluie et de l'ETP annuelles entre la période de référence **1986-2005** et le futur proche **2031-2050**, sous l'angle des scénarios RCP4.5 et RCP8.5.

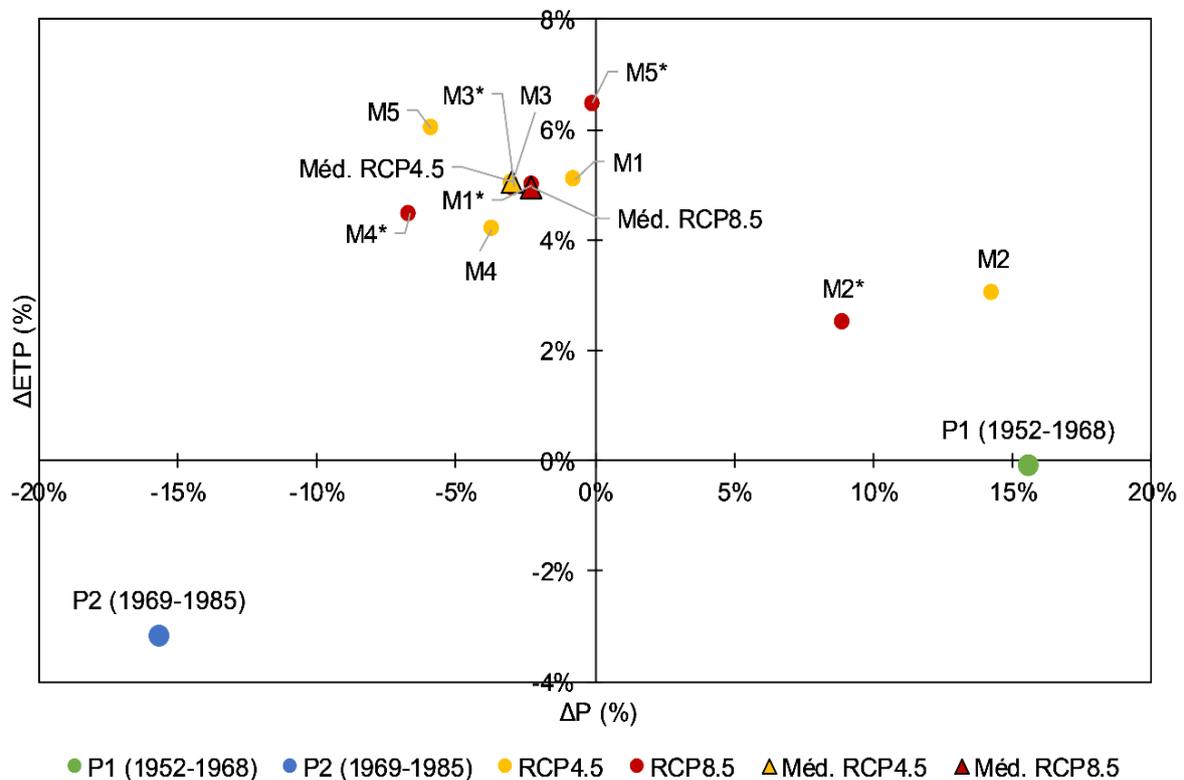


Figure IV-23. Evolution de la pluie et de l'ETP moyenne 2031-2050 en comparaison avec la période de référence 1986-2005. Les points P1 et P2 désignent les écarts relatifs avec la période de référence BASE (au centre de la figure). Les points figurant en jaune (M1 à M5), désignent les variations relatives projetées par les modèles en RCP4.5, tandis que les points en rouge, M1* à M5* désignent les variations relatives projetées par les modèles en RCP8.5. Les points Méd. RCP4.5 et Méd. RCP8.5 représentent respectivement la médiane des projections de l'EMM en RCP4.5 et RCP8.5. Légende des modèles : EC-EARTH/CCLM4 (M1), EC-EARTH/RACMO22T (M2), EC-EARTH/REMO2009 (M3), HadGEM2-ES/CCLM4 (M4), MPI-ESM-LR/CCLM4 (M5).

Le modèle EC-EARTH|RACMO22T est le seul modèle humide, qui prévoit une hausse de l'ETP (de l'ordre de 3,1% et 2,5% en RCP4.5 et RCP8.5 respectivement) avec une hausse importante de la pluie (de l'ordre de 14,3% et 8,9% en RCP4.5 et RCP8.5 respectivement), mais la médiane de l'EMM prévoit une baisse de la pluie annuelle (de l'ordre de 3% et 2,3% en RCP4.5 et RCP8.5 respectivement) et une hausse de l'ETP (de l'ordre de 5% et 4,9% en RCP4.5 et RCP8.5 respectivement). Ces résultats sont en accord avec les projections climatiques pour la partie ouest de la zone sahélienne (Monerie et al., 2017; Diedhiou et al., 2018; Dosio et al., 2019, 2020).

Le **Tableau IV-6** présente les valeurs moyennes de la pluie annuelle et de l'ETP annuelle sur la période historique, par comparaison avec les prévisions attendues sur le bassin versant de Tougou.

Tableau IV-6. Valeurs moyennes de la pluie et de l'ETP sur la période historique (1952-2005) et future (2031-2050) à Tougou.

Période	Pan (mm)	$\Delta P/P$ (%)	p-valeur (Mann-Whitney)	ETPan (mm)	$\Delta ETP/ETP$ (%)	p-valeur (Mann-Whitney)
P1 (19652-1968)	652,3		0,000	2126,3		0,259
P2 (1969-1985)	476,0	-27,0% (P1)	0,017	2060,7	-3,1% (P1)	0,143
BASE (1986-2005)	564,4	18,6% (P2)	0,004	2128,2	3,3% (P2)	0,775
RCP4.5	M1	-0,7% (BASE)	0,799	2236,7	5,1% (BASE)	0,000
	M2	14,3% (BASE)	0,049	2193,1	3,1% (BASE)	0,001
	M3	-3,0% (BASE)	0,620	2235,5	5,0% (BASE)	0,000
	M4	-3,7% (BASE)	0,449	2217,7	4,2% (BASE)	0,000
	M5	-5,9% (BASE)	0,461	2256,4	6,0% (BASE)	0,000
	Médiane	547,5	-3,0% (BASE)	<i>20% des modèles</i>	2235,5	5,0% (BASE)
RCP8.5	M1	-2,3% (BASE)	0,820	2234,5	5,0% (BASE)	0,000
	M2	8,9% (BASE)	0,127	2181,7	2,5% (BASE)	0,003
	M3	-2,9% (BASE)	0,301	2233,5	4,9% (BASE)	0,000
	M4	-6,7% (BASE)	0,583	2223,4	4,5% (BASE)	0,000
	M5	-0,1% (BASE)	0,779	2266,0	6,5% (BASE)	0,000
	Médiane	551,7	-2,3% (BASE)	<i>0% des modèles</i>	2233,5	4,9% (BASE)

Les colonnes $\Delta P/P$ et $\Delta ETP/ETP$ donnent les écarts-relatif entre la moyenne de la période courante et celle de la période indiquée en regard, entre parenthèses. La p-valeur du test de Mann-Whitney (au seuil $\alpha = 5\%$) permet de quantifier si l'écart relatif est significatif (en gras). Les lignes Méd. RCP4.5 et Méd. RCP8.5 indiquent les valeurs médianes pour les prédictions de l'EMM suivant les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Les notations M1 à M5 (respectivement M1* à M5*) désignent les RCM de l'EMM en RCP4.5 (respectivement en RCP8.5). Légende des modèles : EC-EARTH/CCLM4 (M1), EC-EARTH/RACMO22T (M2), EC-EARTH/REMO2009 (M3), HadGEM2-ES/CCLM4 (M4), MPI-ESM-LR/CCLM4 (M5).

L'évolution de la pluie annuelle à Tougou est similaire à celle rapportée sur la zone sahélienne. La période P1 (**1952-1968**) a été humide, caractérisée par une pluie moyenne de 652,3 mm, réduite à 476 mm sur la période P2 (**1969-1985**), soit une baisse relative de 27%. Sur la période BASE (**1986-2005**), une reprise à 564,4 mm est observée, soit une hausse relative de 18,6%.

L'ETP moyenne annuelle présente une baisse relative de 3,1% entre les périodes P1 et P2, puis une hausse de 3,3% entre P2 et BASE. Ces fluctuations observées sur l'ETP pourraient être attribuées à celles de l'albédo de surface. En effet, en utilisant des images satellitaires, Govaerts & Lattanzio (2008) observent sur la partie ouest de la zone sahélienne une hausse sensible de l'albédo de surface dans la décennie 1980, qui pourrait s'expliquer dans ce contexte, par la disparition de la végétation et le développement de l'encroûtement de surface sur les sols dégradés, ce qui aurait provoqué une baisse de la radiation nette et donc de l'ETP (Charney et

al., 1977; Allen et al., 1998). Ce lien pourrait donc expliquer la baisse observée sur l'ETP entre P1 et P2, puis sa reprise entre P2 et BASE.

L'évolution future de la pluie est incertaine. En RCP4.5, 4 modèles prévoient une baisse relative de la pluie de l'ordre de 0,7 à 5,9% (non significative) tandis qu'un seul modèle prévoit une hausse de 14,3% de la pluie, jugée significative (test de Mann-Whitney, $\alpha = 5\%$, p-valeur = 0,049). Ce même modèle prévoit une hausse de 8,9% de la pluie en scénario RCP8.5 (non significative) tandis que les 4 autres modèles annoncent une baisse relative de l'ordre de 0,1 à 6,7% de la pluie annuelle. Pour ce qui est de l'ETP, les prévisions des modèles sont plus unanimes. En RCP4.5, la hausse prévue de l'ETP est de l'ordre de 3,1 à 6%, tandis que la hausse se situe dans l'ordre de 2,5 à 6,5% en RCP8.5. Ces projections à la hausse pour l'ETP sont significatives sur 100% des modèles de l'EMM pour les deux scénarios. Les profils temporels de la pluie et de l'ETP sont présentés sur la **Figure IV-24**.

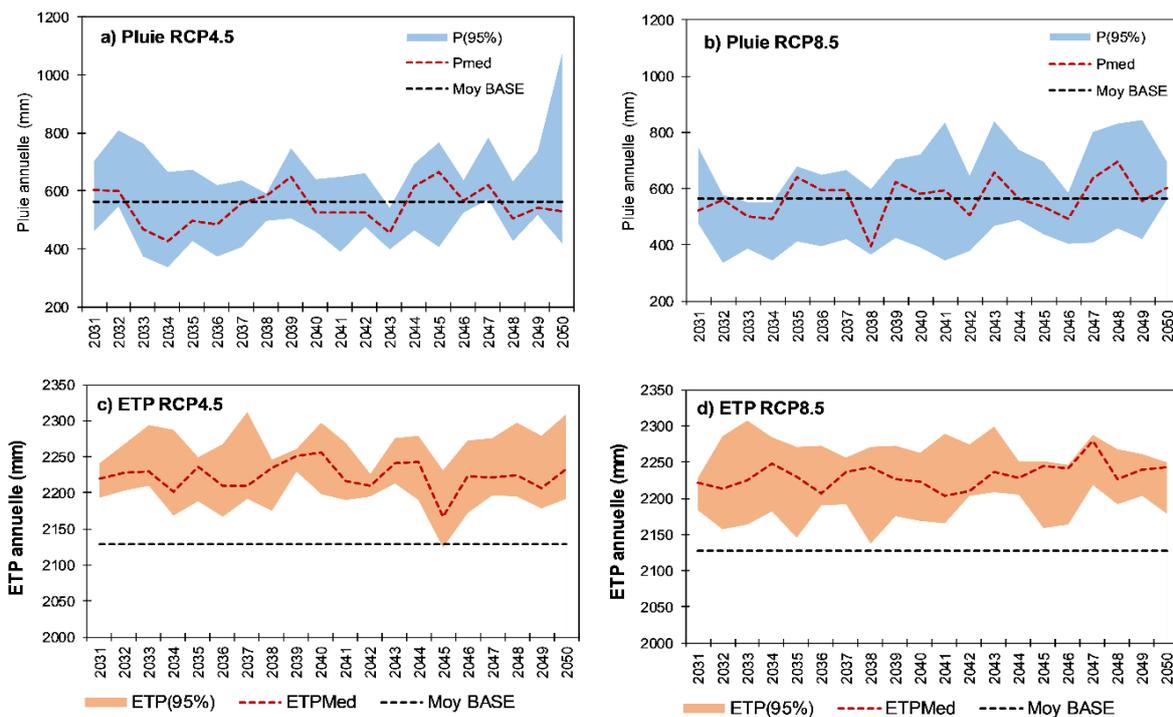


Figure IV-24. Profils temporels de la pluie et de l'ETP annuels en RCP4.5 et RCP8.5. (a) Evolution de la pluie 2031-2050 en RCP4.5. (b) Evolution de la pluie 2031-2050 en RCP8.5. (c) Evolution de l'ETP 2031-2050 en RCP4.5. (d) Evolution de l'ETP 2031-2050 en RCP8.5. La ligne en trait discontinu rouge indique la médiane des projection de l'EMM. La ligne en trait discontinu noir indique la valeur moyenne sur la période de référence BASE (1986-2005). Les bandes bleues (a,b) et oranges (c,d) représentent l'enveloppe à 95% de confiance des projections de l'EMM.

Pour la pluie, la moyenne de la période de BASE reste dans l'enveloppe des projections (bande de confiance à 95%) sur la période future **2031-2050** pour le profil RCP4.5 (**Figure IV-24a**) et

pour le profil RCP8.5 (**Figure IV-24b**), ce qui traduit l'évolution mitigée de la pluie, sans signal clair dominant. Pour l'ETP, un signal à la hausse, sans la moindre équivoque, est perceptible pour les scénarios RCP4.5 (**Figure IV-24c**) et RCP8.5 (**Figure IV-24d**).

IV-3.1.6. Evolution des moyennes mensuelles de la pluie et de l'ETP

Le **Tableau IV-7** présente l'évolution moyenne mensuelle de la précipitation pour les différentes périodes entre 1952 et 2005 et la période future 2031-2050.

Tableau IV-7. Pluviométrie moyenne mensuelle suivant les périodes historique (1952-2005) et future (2031-2050).

Mois	P1	P2	BASE	RCP4.5	RCP8.5	Δ P1- P2 (%)	Δ P2-BASE (%)	Δ BASE- RCP4.5 (%)	Δ BASE- RCP8.5 (%)
Jan	0,4	0,1	0,0	0,2	0,2				
Fév	0,6	0,0	0,0	0,1	0,1				
Mar	1,9	2,5	1,8	2,2	1,4				
Avr	7,5	13,5	7,7	10,9	7,0				
Mai	36,3	28,3	36,0	29,1	42,9	-22,0%	27,1%	-19,1%	19,2%
Juin	79,6	57,7	70,3	64,1	72,5	-27,5%	21,7%	-8,8%	3,1%
Juil	169,5	131,8	142,9	154,2	138,1	-22,2%	8,4%	7,9%	-3,3%
Août	213,7	144,6	186,7	172,0	177,5	-32,3%	29,1%	-7,9%	-4,9%
Sep	113,1	77,5	93,0	90,8	102,7	-31,5%	19,9%	-2,4%	10,4%
Oct	25,8	19,6	24,5	19,1	23,1	-23,8%	24,6%	-22,1%	-5,7%
Nov	2,8	0,1	1,6	0,0	0,6				
Déc	1,1	0,2	0,0	0,3	0,1				

Les colonnes préfixées ' Δ ' indiquent les variations relatives de la pluie moyenne mensuelles calculées entre Juin et Octobre.

Entre les périodes P1 et P2, on observe une baisse importante de la pluie mensuelle sur l'ensemble des mois de Juin à Octobre, de l'ordre de 22,0 à 32,3%. De la période P2 à la période de référence BASE, la hausse de la pluie observée va de 8,4 (en Juillet) à 29,1% (en Août). Pour la période future, le scénario RCP4.5 annonce une baisse de la pluie de l'ordre de 2,4 (en Septembre) à 22,1% (en Octobre), tandis que le scénario RCP8.5 prévoit une baisse de 3,3 à 5,7% pour les mois de Juillet, d'Août et d'Octobre, contre une hausse de l'ordre de 3,1 à 19,2% en Mai, Juin et Septembre. La **Figure IV-25** illustre les profils moyens mensuels de pluie sur différentes périodes.

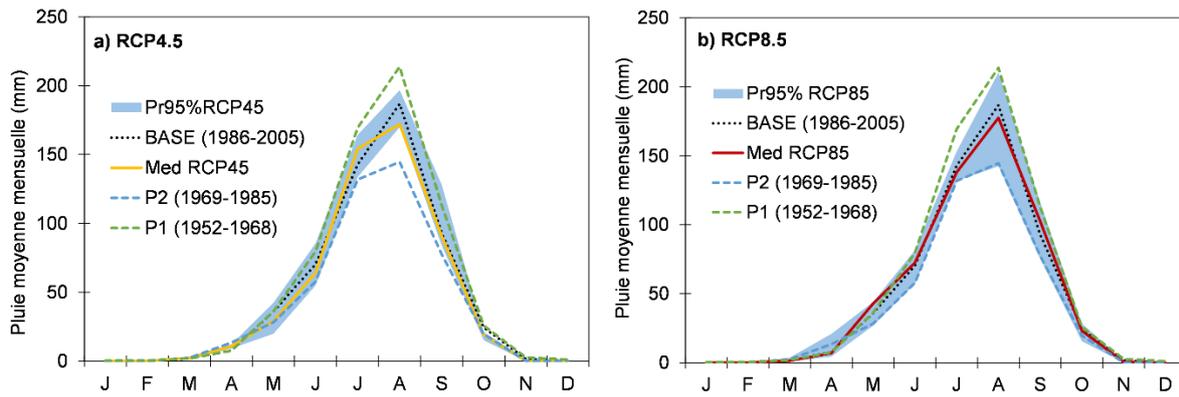


Figure IV-25. Comparaison de la pluie moyenne mensuelle en période historique (1952-2005) et future (2031-2050) à Tougou. (a) Prévission en RCP4.5. (b) Prévissions en RCP8.5. La bande bleue représente l'enveloppe à 95% de confiance de l'EMM.

Cela permet de situer la période de référence **1986-2005** dans l'enveloppe à 95% de confiance des prévisions RCP4.5 et RCP8.5 à Tougou, ce qui laisse supposer un changement projeté non significatif du profil moyen mensuel de la pluie.

Le **Tableau IV-8** et la **Figure IV-26** présentent l'évolution des moyennes mensuelles de l'ETP sur la période historique (**1952-2005**) et la période future (**2031-2050**).

Tableau IV-8. ETP moyenne mensuelle suivant les périodes, historique (1952-2005) et future (2031-2050).

Mois	P1	P2	BASE	RCP 4.5	RCP 8.5	Δ P1-P2 (%)	Δ P2-BASE (%)	Δ BASE-RCP4.5 (%)	Δ BASE-RCP8.5 (%)
Jan	181,4	191,4	171,8	166,4	165,4	5,5%	-10,3%	-3,1%	-3,7%
Fev	186,9	187,5	171,0	177,4	176,7	0,3%	-8,8%	3,7%	3,3%
Mar	222,7	212,7	198,6	217,7	219,4	-4,5%	-6,7%	9,7%	10,5%
Avr	213,8	193,9	200,4	220,5	221,7	-9,3%	3,3%	10,0%	10,6%
Mai	205,1	185,3	215,2	215,7	217,2	-9,7%	16,1%	0,2%	0,9%
Juin	165,5	155,8	189,7	191,4	190,7	-5,9%	21,8%	0,9%	0,5%
Juil	144,8	131,2	167,0	178,2	177,2	-9,4%	27,3%	6,8%	6,1%
Aout	132,8	129,0	148,3	165,3	165,1	-2,9%	15,0%	11,5%	11,3%
Sep	144,6	145,1	151,9	168,4	167,2	0,4%	4,6%	10,9%	10,1%
Oct	181,6	176,8	175,3	188,7	189,8	-2,7%	-0,9%	7,7%	8,3%
Nov	176,9	174,8	168,9	177,4	179,3	-1,2%	-3,4%	5,0%	6,2%
Dec	170,1	177,1	170,2	164,3	164,6	4,1%	-3,9%	-3,5%	-3,3%

Les colonnes P1, P2, BASE indiquent l'ETP moyenne mensuelle des périodes respectives 1952-1968, 1969-1985, 1986-2005.

Les colonnes RCP4.5 et RCP8.5 indiquent la médiane des projections RCP4.5 et RCP8.5 pour la moyenne mensuelle. Les colonnes préfixées 'Δ' indiquent les variations relatives de l'ETP moyenne mensuelles entre deux périodes.

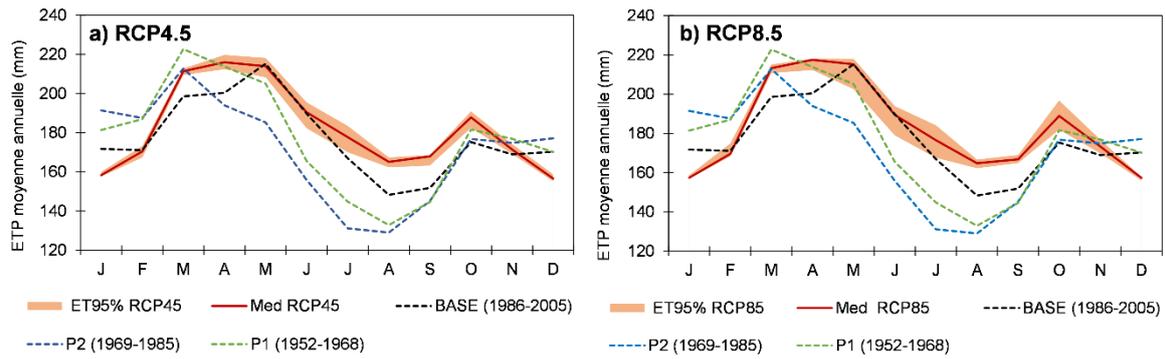


Figure IV-26. Comparaison de l'ETP moyenne mensuelle en période historique (1952-2005) et future (2031-2050) à Tougou. (a) RCP4.5. (b) RCP8.5. La bande orange représente l'enveloppe des prédictions à 95% de confiance obtenue sur l'EMM.

Pour les projections sur la période **2031-2050**, les modèles de l'EMM annoncent, par rapport à la période de BASE, une hausse de l'ETP sur les mois de Mars à Octobre de l'ordre de 0,2 à 11,5% pour le scénario RCP4.5, et jusqu'à 11,3% pour le scénario RCP8.5.

IV-3.2. Evolution de la réponse hydrologique

IV-3.2.1. Moyenne annuelle des termes du bilan hydrologique

L'évolution de la moyenne annuelle de termes du bilan hydrologique sur les périodes historiques (1952-2005) et la période future (2031-2050) est présentée sur la **Figure IV-27**.

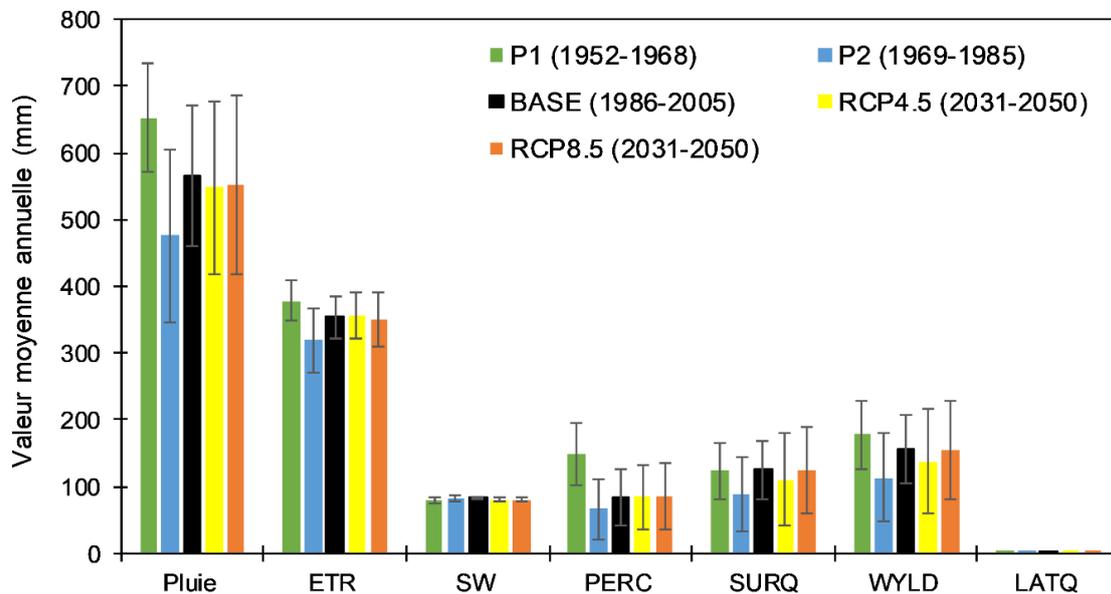


Figure IV-27. Termes du bilan hydrologique sur les périodes historique (1952-2005) et future (2031-2050) à Tougou. Les barres d'erreurs définissent l'écart-type. Légende : ETR = Evapotranspiration réelle, SW = Réserve en eau moyenne du sol, PERC = Infiltration profonde, SURQ = Ruissellement de surface, WYLD = Ecoulement total (surface, hypodermique et souterrain), LATQ = Ecoulement hypodermique.

Il apparaît que sur les différentes périodes, les composantes du bilan hydrologique sont sensibles aux fluctuations de la pluviométrie. La réserve en eau du sol (SW) reste constante en moyenne, tandis que la percolation (PERC) de la période P1 est significativement réduite, même si une reprise est perçue dès la période de référence BASE. L'écoulement (SURQ) de la période BASE est légèrement plus important que celui de la période P1, malgré la pluviométrie devenue plus faible. Sur la période future, l'écoulement est projeté en baisse en RCP4.5 et en hausse légère en RCP8.5. L'écoulement total (WYLD), est plus faible en période BASE que sur la période P1, en dépit du ruissellement de surface, plus important. Cette situation laisse entrevoir une baisse de l'écoulement souterrain, induite notamment par la baisse significative de l'infiltration profonde, lorsqu'on passe de la période P1 à la période de BASE.

Le **Tableau IV-9** présente les variations relatives des moyennes interannuelles des termes du bilan suivant les périodes, tout en évaluant leur caractère significatif d'une période à l'autre par le test non paramétrique de Mann-Whitney (au seuil $\alpha=5\%$).

Tableau IV-9. Variations relatives des termes du bilan hydrologique du bassin versant de Tougou suivant les périodes.

Termes du bilan	$\Delta(P1-P2)$	$\Delta(P2-BASE)$	$\Delta(P1-BASE)$	$\Delta(BASE-RCP4.5)$	$\Delta(BASE-RCP8.5)$
Pluie	-27.0%*	18.6%*	-13.5%*	-3.0%	-2.3%
ETR	-15.5%*	10.8%*	-6.4%*	0.2%	-1.3%
SW	2.5%	1.7%*	4.2%*	-2.6%*	-2.3%
PERC	-54.8%*	25.3%	-43.4%*	1.1%	0.1%
SURQ	-28.9%*	41.8%*	0.8%	-11.7%	0.6%
LATQ	-36.3%*	37.0%*	-12.7%*	-11.4%*	-0.3%*
WYLD	-39.4%	35.3%*	-18.0%	-23.0%	-23.8%

ETR = Evapotranspiration réelle, SW = Réserve en eau moyenne du sol, PERC = Infiltration profonde, SURQ = Ruissellement de surface, WYLD = Ecoulement total (surface, hypodermique et souterrain), LATQ = Ecoulement hypodermique. Les valeurs marquées par un astérisque (*) sont des variations relatives jugées significatives (test de Mann-Whitney au seuil $\alpha=5\%$). Pour l'EMM, la variation est considérée significative si au moins 3 modèles sur 5 sont significatifs pour le test de Mann-Whitney (au seuil $\alpha=5\%$).

La comparaison entre la période P1 et la période de BASE laisse percevoir une baisse relative de la pluie de 13,5%, qui se répercute sur l'ETR (6,4%), PERC (43,4%), LATQ (18,0%) et WYLD (12,7%). Cependant, le ruissellement de surface n'est pas affecté par la baisse de la pluviométrie, et semble même connaître une légère hausse (0,8%). L'explication plausible qui peut être ici fournie est celle du changement des conditions de production d'écoulement entre la période P1 (dominée par la végétation naturelle) et la période BASE (dominée par les sols cultivés et dégradés), cette dernière présentant un potentiel d'écoulement accru.

Entre la période de référence BASE (1986-2005) et la période future (2031-2050), il est prévu une baisse de la pluie sur la médiane des prévisions, de l'ordre de 3% (en RCP4.5) et de 2.3% (en RCP8.5). Cette baisse, relativement faible, va induire une réduction du même ordre d'amplitude sur l'ETR (1,3% en RCP 8.5), LATQ (23 à 28,8%). Pour le scénario RCP4.5 toutefois, une réduction importante du ruissellement de surface de l'ordre de 11,7%, est projetée, ce qui laisse penser d'emblée qu'un second facteur (ici, les états de surface) conditionne l'écoulement au-delà de la pluie. Mais également, il peut être avancé que le bassin évolue sur cette transition vers une situation présentant un potentiel d'écoulement plus faible, en comparaison à la période de référence (1986-2005). La **Figure IV-28** compare les distributions des valeurs annuelles des différents termes du bilan hydrologique du bassin versant de Tougou sur la période historique (1952-2005).

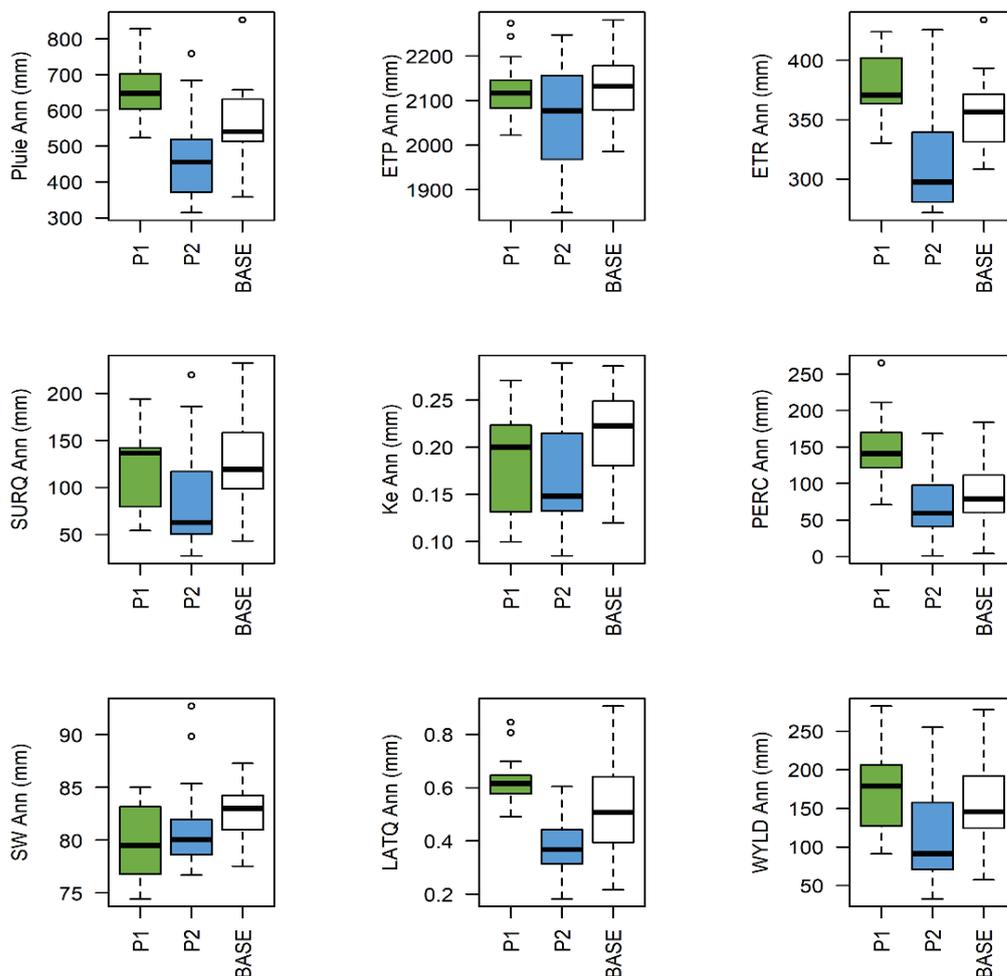


Figure IV-28. Comparaison des distributions des valeurs moyennes des termes de la balance hydrologique sur la période historique (1952-2005) à Tougou. ETR = Evapotranspiration réelle, SW = Réserve en eau moyenne du sol, PERC = Infiltration profonde, SURQ = Ruissellement de surface, WYLD = Ecoulement total (surface, hypodermique et souterrain), LATQ = Ecoulement hypodermique. Ke = Coefficient d'écoulement, avec $Ke = SURQ/Pluie$.

Entre les périodes P1 et P2, il est observé une baisse de l'ETR, de la percolation (PERC), de l'écoulement hypodermique (LATQ) et de l'écoulement (SURQ). Entre la période P2 et BASE, on observe une hausse (non significative) de ETR, PERC, LATQ et aussi sur la réserve en eau du sol (SW). L'écoulement (SURQ) observé en période BASE est plus important que celui de la période P1, ce qui se traduit par une hausse des coefficients d'écoulement. Ce constat est, du reste, parfaitement en phase avec le paradoxe sahélien observé sur la plupart des hydrosystèmes du contexte (Albergel, 1987; Mahé and Patrel, 2009; Amogu et al., 2010, 2015; Gal et al., 2017; Descroix et al., 2018).

La distribution des séries annuelles des termes du bilan entre la période BASE (1986-2005) et future 2031-2050 est présentée sur la **Figure IV-29**.

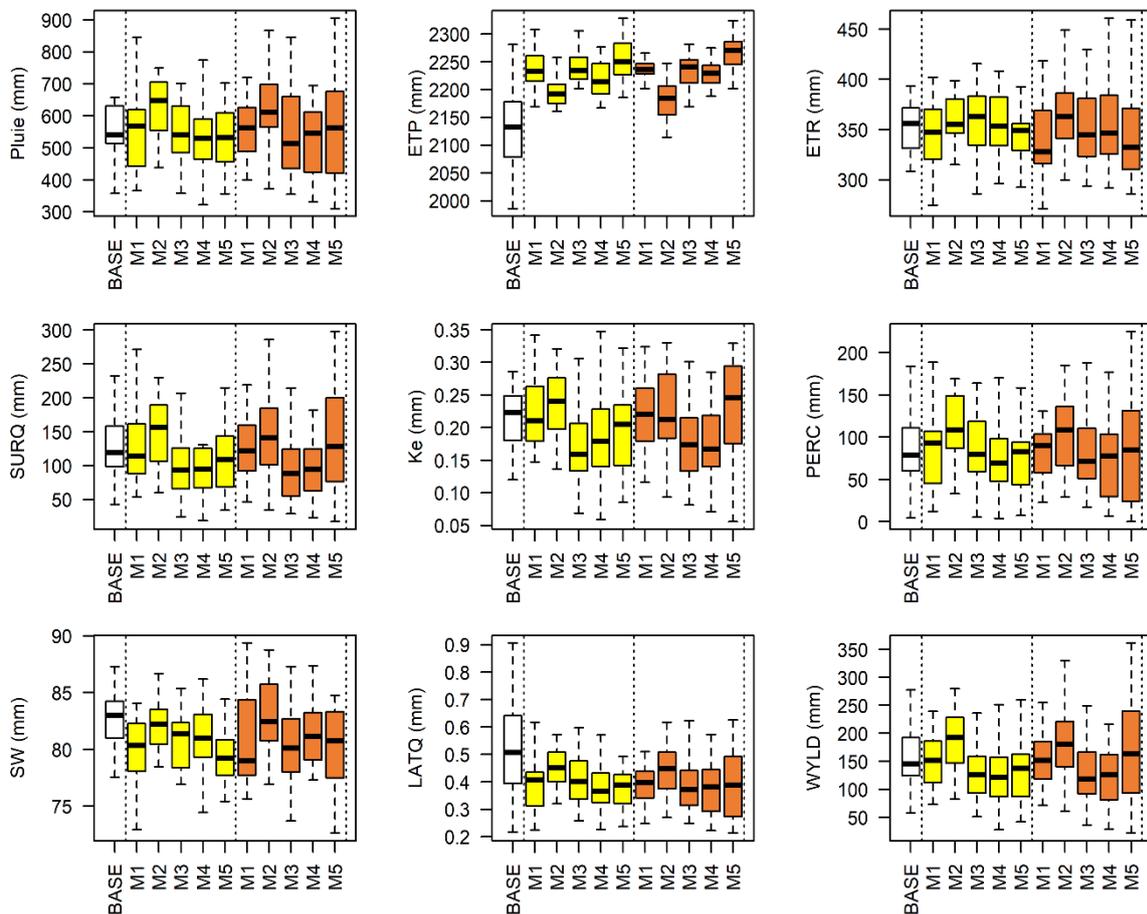


Figure IV-29. Comparaison des termes du bilan hydrologique sur la période future (2031-2050) à Tougou. Les colorations blanches, jaunes et marron désignent respectivement les périodes de BASE (1986-2005), RCP4.5 et RCP8.5.

Une légère tendance à la hausse est perceptible sur l'ETR, tandis que le ruissellement de surface (SURQ), les coefficients d'écoulements (Ke), de même que LATQ, WYLD sont projetés en baisse pour les deux scénarios.

IV-3.2.2. Evolution du ruissellement de surface et des coefficients d'écoulement

La **Figure IV-30** présente l'écoulement annuel sur la période **1952-2005** simulé sous différentes situations, en utilisant les états de surface statiques des années 1952, 1973, 1986 et 1999 (SLU 1952, SLU 1973, SLU 1986, SLU 1999 respectivement) en comparaison avec la situation où ces états de surface sont intégrés ensemble de manière dynamique (DLU).

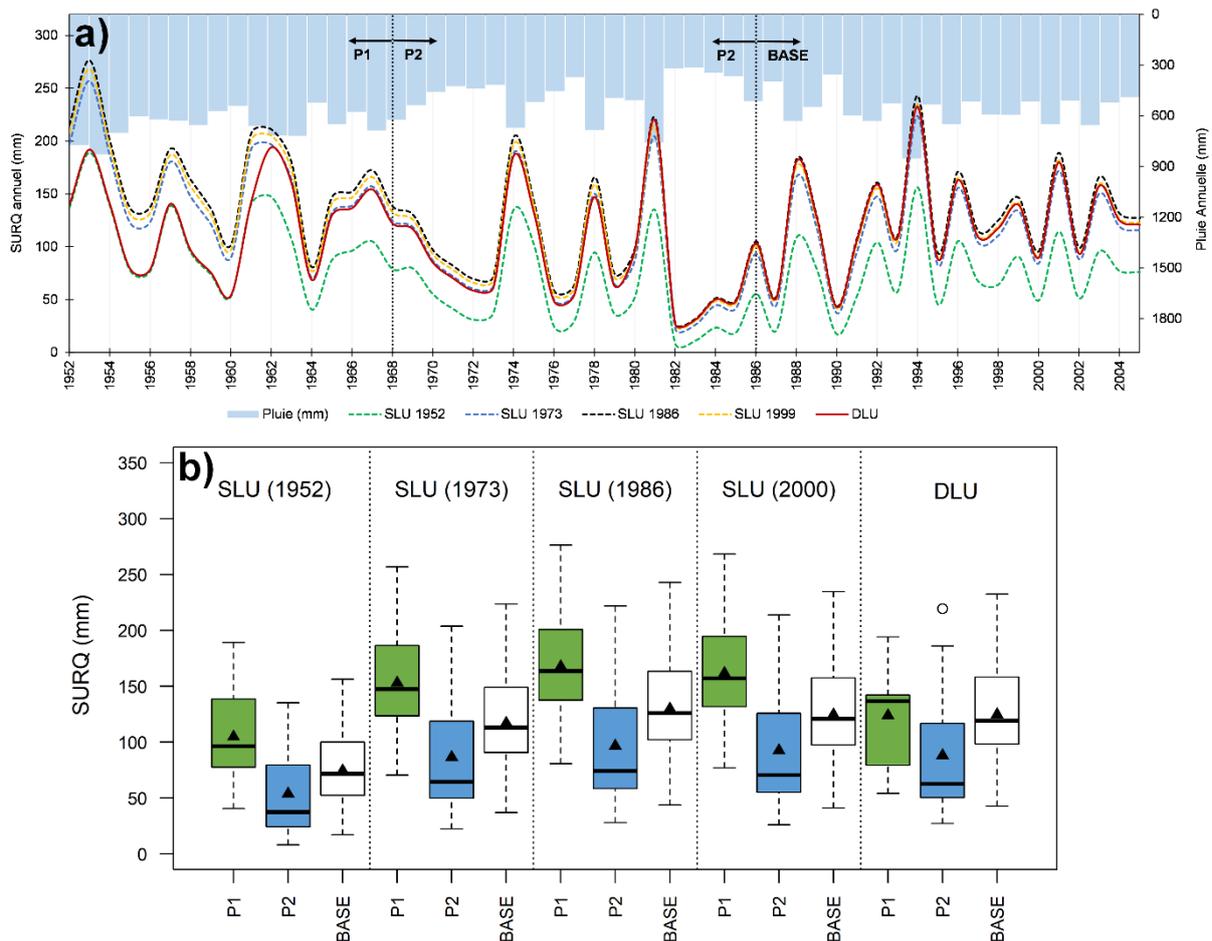


Figure IV-30. Écoulement annuel simulé en scénarios statiques (SLU) et dynamique (DLU) sur la période 1952-2005. (a) Écoulement annuel simulé avec les états de surface statiques de 1952 (SLU 1952), 1973 (SLU 1973), 1986 (SLU 1986), 1999 (SLU 1999) et avec les états de surface dynamiques (DLU). (b) Comparaison des distributions des valeurs annuelles du ruissellement de surface (SURQ) suivant les périodes P1 (1952-1968), P2 (1969-1985) et BASE (1986-2005) pour les scénarios statiques et dynamique.

Sur la **Figure IV-30a**, il apparaît qu'avec la distribution des états de surface statique de 1952 (SLU 1952), où la végétation naturelle est dominante, les valeurs d'écoulement moyen annuel obtenues sont les plus faibles. Le profil de l'écoulement annuel devient intermédiaire pour les états de surface de 1973 (SLU 1973) qui, comparativement, présentent plus de sols dégradés que ceux de 1952. Les valeurs les plus importantes d'écoulement sont obtenues pour les états

de surface de 1986 (**SLU 1986**) et de 1999 (**SLU 1999**) qui, comparés à ceux de 1973, présentent encore plus sols dégradés et moins de végétation naturelle. Par contre, en situation dynamique (**DLU**), le profil de l'écoulement annuel est proche de celui **SLU 1952** (entre 1952 et 1960), puis évolue vers celui de **SLU 1973** (entre 1969 et 1978), puis vers celui de **SLU 1986** (entre 1986 et 1995) et enfin celui de **SLU 1999** après 1996.

Sur la **Figure IV-30b**, les distributions des valeurs annuelles d'écoulement sur les périodes P1, P2 et BASE pour les différents cas de simulations sont comparées. Nous constatons que, toutes les fois que les états de surface sont considérés statiques (SLU 1952, SLU 1973, SLU 1986, SLU 2000), l'écoulement moyen en période BASE est plus faible que celui obtenu en période P1. Par contre en scénario DLU, où les états de surface sont dynamiques (1952, 1973, 1986, 1999), un paradoxe apparaît entre la période BASE (moyenne plus élevée) et P1 (moyenne quasiment égale), en dépit de la pluie moyenne annuelle qui baisse de 13,5% de sa valeur en P1. Ce constat rappelle le paradoxe déjà relevé plus haut sur la plupart des hydrosystèmes sahéliens, même s'il semble se manifester sur le bassin versant de Tougou dans des proportions plus modérées.

L'évolution temporelle de l'écoulement moyen annuel est présentée sur la **Figure IV-31**.

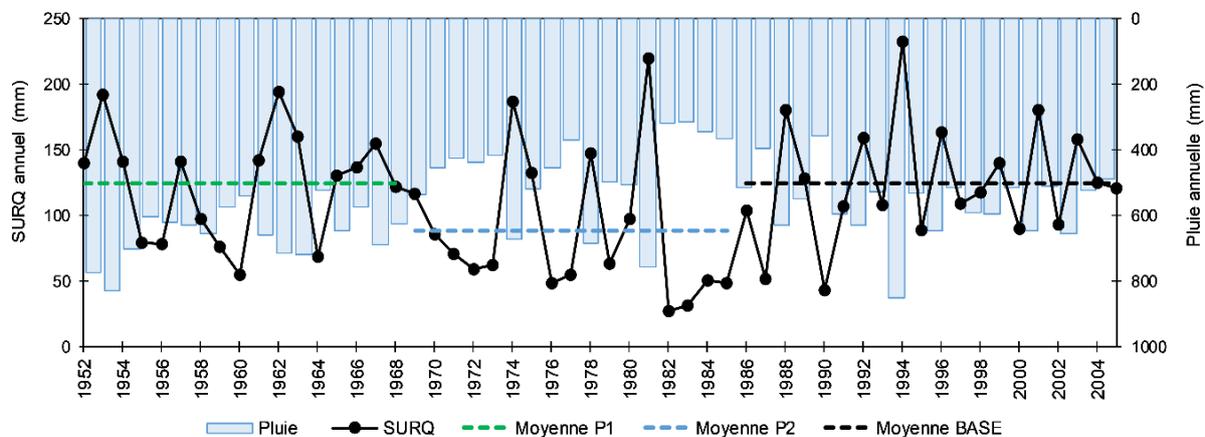


Figure IV-31. Écoulement moyen annuel du bassin versant de Tougou sur la période historique (1952-2005).

On observe que la période P1 présente un écoulement moyen annuel de 123,8 mm, qui est réduit à 88 mm en période P2 (baisse relative à P1 de 28,9%). Sur la période BASE, l'écoulement moyen annuel passe à 124,8 mm (hausse relative à P2 de 41,8%). Il apparaît également que la variabilité de l'écoulement devient plus importante sur la période P2 (1969-1985), probablement en réponse à celle de la pluie sur la même période.

Pour la période future (2031-2050), la **Figure IV-32** présente les profils temporels de l'écoulement moyen annuel en RCP4.5 et en RCP8.5, en comparaison avec l'écoulement moyen de la période de BASE.

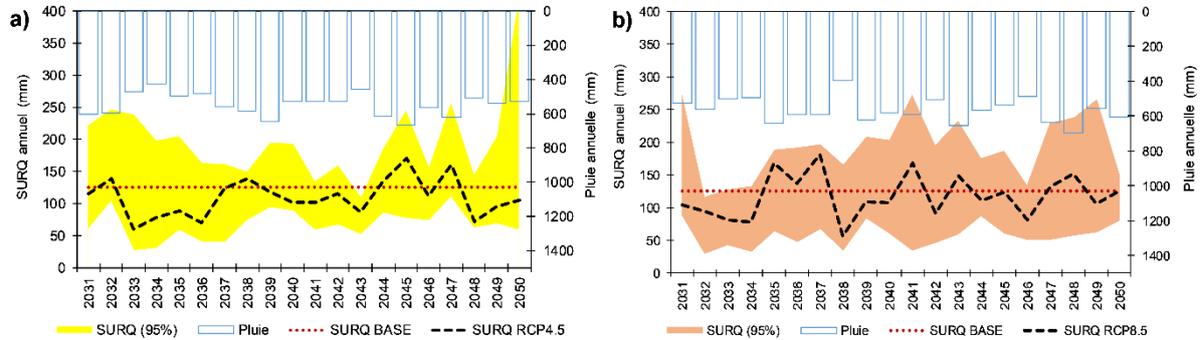


Figure IV-32. Écoulement annuel sur la période 2031-2050. (a) Écoulement projeté en RCP4.5. (b) Écoulement projeté en RCP8.5. Les bandes jaune (a) et orange (b) constituent la bande de confiance à 95% sur les prédictions de l'EMM. Le trait discontinu noir représente la médiane des projections de l'EMM, tandis que le trait discontinu rouge présente la moyenne pour l'écoulement annuel de la période de référence BASE (1986-2005).

Dans l'ensemble, l'écoulement moyen de la période BASE **1986-2005** reste dans l'intervalle de la bande de confiance à 95% de l'écoulement en période future, donc une variation peu significative de l'écoulement moyen, avec une tendance à la baisse sur la période future.

La sensibilité de l'écoulement moyen annuel à la pluie et à l'ETP est présenté en **Figure IV-33**.

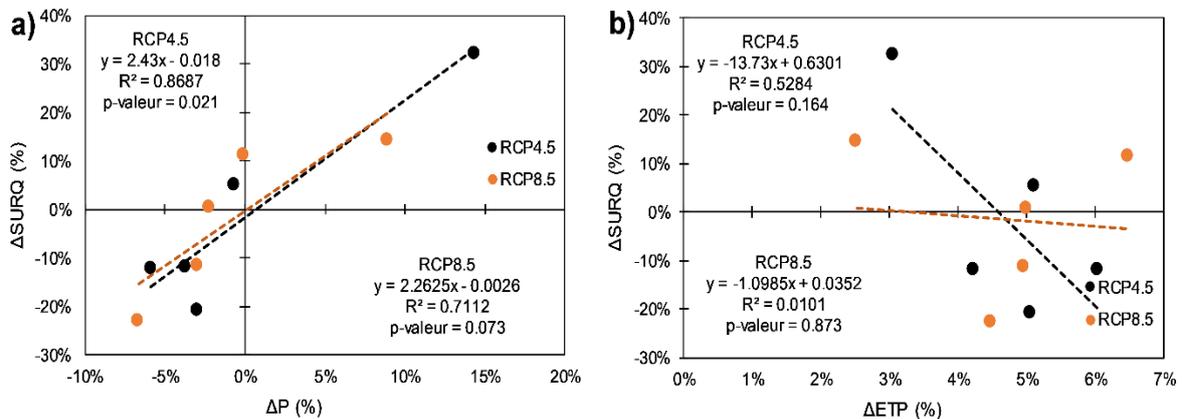


Figure IV-33. Sensibilité de l'écoulement à la pluie et à l'ETP sur la période 2031-2050. (a) Variation des écoulements en fonction de la pluie. (b) Variation des écoulements en fonction de l'ETP. Les différents points correspondent aux modèles de l'EMM. Les p-valeurs sont associées au test de corrélation de Pearson au seuil $\alpha=5\%$.

Il apparaît ici une quasi-dépendance des écoulements à la pluie. La corrélation entre l'ETP et l'écoulement (**Figure IV-33b**) est non significative (p-valeur : 0,150 en RCP4.5 et 0,848 en RCP8.5).

L'évolution de l'écoulement moyen mensuel est présenté sur la **Figure IV-34**.

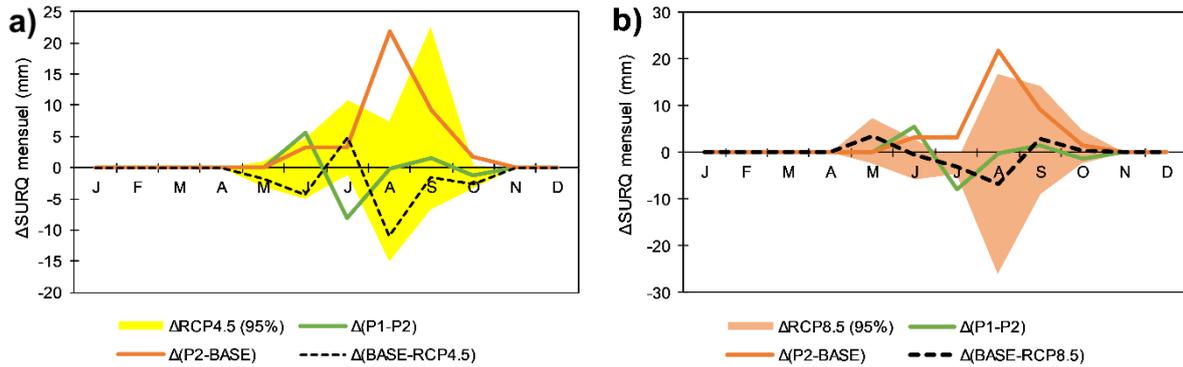


Figure IV-34. Variation relative de l'écoulement moyen mensuel entre périodes. (a) RCP4.5. (b) RCP8.5. Les bandes jaune (a) et orange (b) indiquent la bande de confiance à 95% des prédictions de l'EMM. La ligne en trait discontinu noir correspond à la valeur médiane des projections.

La transition P1→P2 est caractérisée par une hausse d'écoulement de 5,6 mm (soit 172%, en Juin) et une baisse de 8 mm (soit 22%, en Juillet) ; sur la transition P2→BASE, une hausse de l'écoulement moyen de l'ordre de 1,7 à 21,8 mm est visible sur les mois de Juin à Octobre (soit une hausse de 12 à 75%). La comparaison entre la période future (RCP4.5) et BASE met en évidence une baisse de l'écoulement moyen mensuel, marquée sur le mois d'Août (baisse de 10,9 mm, soit 19% pour la médiane RCP4.5 contre 15,1 mm, soit 12% pour la médiane RCP8.5). La **Figure IV-35** présente l'évolution des coefficients d'écoulement moyen mensuels.

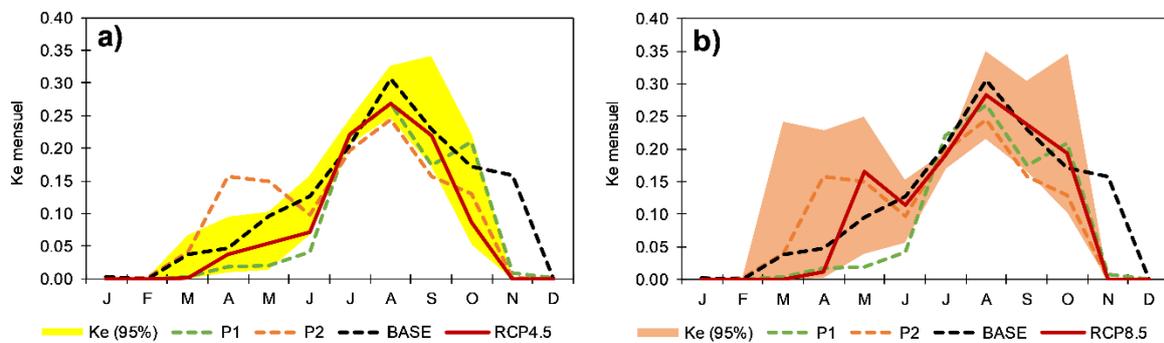


Figure IV-35. Coefficients d'écoulement moyens mensuels sur les différentes périodes à Tougou. (a) RCP4.5. (b) RCP8.5. Les bandes jaune (a) et orange (b) indiquent la bande de confiance à 95% des prédictions de l'EMM. La ligne en trait continu rouge correspond à la médiane des projections.

La période P1, dominée par la végétation naturelle, est caractérisée par les coefficients d'écoulement de l'ordre de 0,17 à 0,27 (JAS). En période P2, en raison de la baisse de la pluie, les coefficients d'écoulement sont réduits à des valeurs légèrement plus faibles, soit de l'ordre

de 0,16 à 0,24 (JAS). Sur la période suivante (BASE), ces coefficients augmentent de manière significative de l'ordre de 0,20 à 0,31 (JAS).

Entre la période BASE et la période future (2031-2050), les coefficients d'écoulement moyen mensuels sont en baisse sur la période JAS, passant à 0,22 à 0,27 pour le scénario RCP4.5 (Figure IV-35a), contre 0,19 à 0,28 pour le scénario RCP8.5 pour la période JAS (Figure IV-35b).

L'Annexe 4.1 présente des détails supplémentaires sur la relation entre la pluie et l'écoulement annuel suivant différentes périodes, tandis que les Annexes 4.2 et 4.3 présentent les tendances et changements relatifs projetés sur les flux hydrologiques.

IV-3.3. Séparation des effets de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements

Le Tableau IV-10 présente, suivant les différentes transitions entre périodes, les variations de la pluie ΔP et de l'écoulement ΔQ , ainsi que les contributions relatives des facteurs 'climat' (η_{climat}) et 'états de surface' (η_{eds}) à la variation ΔQ observée, obtenues par la méthode de séparation décrite en section IV-2.3.

Tableau IV-10. Contributions relatives du climat et des états de surface.

Transition	ΔP (mm)	ΔQ (mm)	ΔQ_{climat} (mm)	ΔQ_{eds} (mm)	$\Delta(\text{climat-eds})$ (mm)	η_{climat} (%)	η_{eds} (%)
P1→P2	-176,3	-35,8	-57,8	31,7	-9,7	-221,7%	121,7%
P2→BASE	88,4	36,8	29,3	5,1	2,4	85,1%	14,9%
P1→BASE	-87,9	1,0	-32,9	38,9	-5,0	-547,0%	647,0%
BASE→RCP4.5	-16,9	-14,6	-2,4	-13,1	0,9	-16,2%	-83,8%
BASE→RCP8.5	-12,7	0,8	13,4	-13,1	0,6	194,6%	-94,6%

La Figure IV-36 présente les contributions relatives du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements à Tougou suivant différentes périodes.

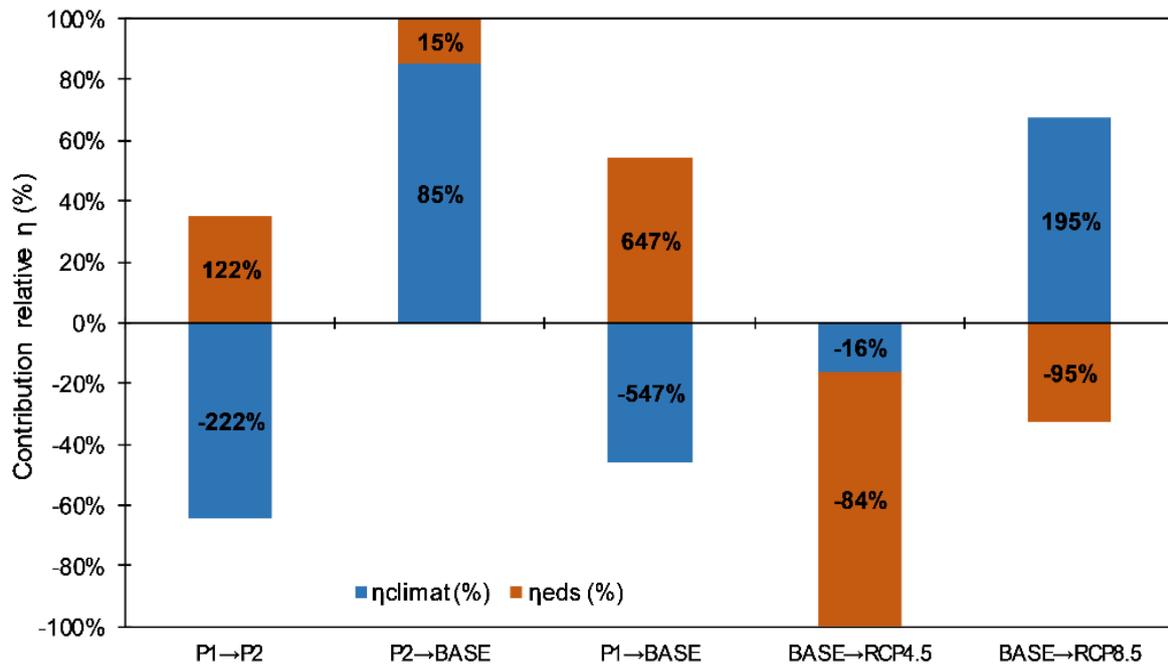


Figure IV-36. Contributions relatives du climat et des états de surface sur l'évolution de l'écoulement à Tougou. Les contributions relatives négatives indiquent que le facteur correspondant induit une baisse de l'écoulement, tandis que les contributions positives indiquent que le facteur contribue à la hausse de l'écoulement.

La transition P1→P2 correspond à une baisse de la pluie (176,3 mm, soit une baisse relative de 27%), qui s'est répercutée sur l'écoulement moyen annuel (35,8 mm, soit une baisse relative de 28,9%). La contribution relative du climat sur cette transition est plus importante que celle des états de surface (soit -221,7% contre 121,7%). Les signes de ces contributions respectives indiquent que, sur cette transition, la baisse de la pluie induit une baisse de l'écoulement (-57,8 mm), tandis que la dynamique des états de surface sur la période induit une augmentation de l'écoulement (+31,7 mm), qui reste toutefois plus faible que celle générée par le climat.

La transition P2→BASE correspond à une reprise de la pluviométrie (+88,4 mm), qui se traduit sur les écoulements (+38,8 mm), mais dans une proportion plus élevée que sur la transition P1→P2. Sur cette transition toutefois, le climat et les états de surface affectent l'écoulement dans le même sens (**Figure IV-36**), soit celui de la hausse des écoulements, dans les proportions respectives de 85,1% et 14,9%. Nous retiendrons donc qu'entre la période P2 et BASE, le bassin versant de Tougou a évolué vers un état de potentiel de ruissellement accru. La hausse observée sur l'écoulement reste toujours sous la dominance du climat.

La comparaison des périodes P1 et BASE offre une nouvelle perspective de l'évolution hydrologique du bassin versant de Tougou. Entre ces deux périodes, on note une réduction de

la pluie (87,9 mm, soit une baisse relative de 13,5%), mais qui correspond *paradoxalement* à une légèrement hausse de l'écoulement moyen annuel (+1 mm, soit une hausse relative de 0,8%). Entre ces deux périodes, la hausse de l'écoulement est la résultante d'une baisse induite par le climat ($\eta_{climat} = -547\%$) et d'une hausse plus importante induite par les états de surface ($\eta_{eds} = +647\%$) (**Figure IV-36**).

Ces résultats sont en cohérence avec la dynamique observée et attendue des états de surface du bassin versant de Tougou. La période P1 à P2 est une fenêtre temporelle dominée par la végétation naturelle, qui évolue de 46 vers 42%. Cet état de surface a un potentiel d'écoulement plus faible, ce qui favorise plutôt des processus tels que l'infiltration aux dépens du ruissellement. Entre 1968 et 1985, la conversion majeure est la perte de végétation naturelle (de l'ordre de 42,0 à 6,7%) et l'expansion des surfaces dégradées (de l'ordre de 6,0 à 46,9%). Ce phénomène a permis au bassin d'évoluer vers une situation de potentiel d'écoulement accru, en raison de la forte présence de sols dégradés. Entre 1986 et 2005, une partie des sols dégradés a été convertie en surfaces cultivées, qui présentent un potentiel d'écoulement intermédiaire entre les sols dégradés et la végétation naturelle.

La **Figure IV-36** montre également qu'entre la période de référence (BASE **1986-2005**) et la période future (**2031-2050**), une baisse de l'écoulement est projetée en RCP4.5 (14,6 mm, soit une baisse relative de 11,7%) contre une légère hausse en RCP8.5 (0,8 mm, soit une hausse relative de 0,6%). Ces projections sur les écoulements peuvent s'expliquer en partie par l'évolution de la pluviométrie : en effet, elle est projetée à la baisse (16,9 mm soit une baisse relative de 3% en RCP4.5 ; contre 12,7mm, soit une baisse relative de 2,3% en RCP8.5).

La séparation des effets du climat et des états de surface montre que les deux facteurs n'affectent pas l'évolution de l'écoulement sur la période future de la même manière. En scénario RCP4.5, les deux facteurs affectent l'écoulement dans le même sens, celui de la baisse. Cependant, le poids des états de surface est dominant sur celui du climat ($\eta_{eds} = -84\%$ contre $\eta_{climat} = -16\%$). En scénario RCP8.5 cependant, le climat tend à faire rehausser les écoulements (à l'opposé des états de surface) et devient dominant sur le contrôle des écoulements ($\eta_{climat} = +195\%$ contre $\eta_{eds} = -95\%$). Ces résultats peuvent s'expliquer d'une part, pour ce qui est de la dynamique des états de surface, par l'évolution projetée des sols cultivés (aux dépens des sols dégradés), et qui présentent un potentiel d'écoulement plus faible que ces derniers. L'évolution projetée pour les états de surface va donc occasionner une baisse de l'écoulement, qui s'observe sur les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Pour ce qui est du climat (plus précisément, de la pluie), la

moyenne est projetée en baisse relative de 3% en RCP4.5 pour la médiane de l'EMM entre 2031-2050 et 1986-2005 ; ce qui pourrait justifier sa contribution négative sur la moyenne de l'écoulement ($\eta_{climat} = -16\%$). En RCP8.5 cependant, si la pluie moyenne est également projetée en baisse relative, quoique plus modérée (2,3% pour la médiane RCP8.5 entre 2031-2050 et 1986-2005), l'écoulement moyen semble moins affecté, en dépit de la baisse induite par les états de surface. Ce constat pourrait s'expliquer par l'occurrence plus élevée des fortes pluies en scénario RCP8.5 (comparativement au RCP4.5), qui vont générer plus d'écoulements. Ce serait d'ailleurs la raison pour laquelle la contribution relative de la pluie sur l'écoulement est positive en RCP8.5 ($\eta_{climat} = +195\%$).

IV-3.4. Impact de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements générés par les pluies journalières maximales

Le **Tableau IV-11** présente, de façon détaillée, des quantiles obtenus en période BASE et en période future selon les différents modèles de l'EMM.

Tableau IV-11. Pluies journalières maximales à Tougou en périodes de référence BASE (1986-2005) et future (2031-2050).

Périodes	Paramètres de la loi Gamma		p-valeur (K-S)	Durée de retour T (ans)			
	k (forme)	θ (Echelle)		5	10	20	25
BASE	11,887	4,761	0,973	69,7	78,4	86,0	88,3
M1	30,213	2,093	0,512	72,7	78,4	83,3	84,8
M2	9,255	7,369	0,167	86,0	98,0	108,8	112,0
M3	4,059	12,742	0,498	71,2	86,1	99,9	104,1
M4	13,012	4,237	0,944	67,4	75,4	82,4	84,6
M5	15,003	3,682	0,921	66,7	74,1	80,6	82,6
Méd. RCP4.5				71,2	78,4	83,3	84,8
ΔMéd. RCP4.5				2,1%	0,0%	-3,2%	-4,0%
M1*	9,005	7,321	0,370	83,4	95,2	105,7	108,9
M2*	4,543	16,997	0,824	104,9	125,7	144,8	150,7
M3*	1,255	53,174	0,076	105,2	145,2	184,6	197,2
M4*	7,185	7,539	0,330	70,0	81,1	91,1	94,2
M5*	10,288	6,962	0,784	89,4	101,3	111,9	115,1
Méd. RCP8.5				89,4	101,3	111,9	115,1
ΔMéd. RCP8.5				28,2%	29,3%	30,0%	30,3%

La p-valeur associée indique la qualité de l'ajustement de la loi Gamma à 2 paramètres. Elle est calculée par le test de Kolmogorov-Smirnov (au seuil $\alpha = 5\%$). Les lignes préfixées 'Méd.' correspondent à la médiane des modèles de l'EMM. Les lignes préfixées ' Δ Méd.' indiquent la variation relative de la médiane des projections de l'EMM par rapport à la période de BASE (1986-2005).

En RCP4.5, les quantiles P_{jmax} ne connaissent pas de changement sensible, avec une variation relative de l'ordre de -4,0 à 2,1%. En RCP8.5, les quantiles P_{jmax} projetés sur la période future sont significativement plus élevés avec une hausse relative de l'ordre de 28,2 à 30,3%, croissante avec la durée de retour, illustré par la **Figure IV-37**.

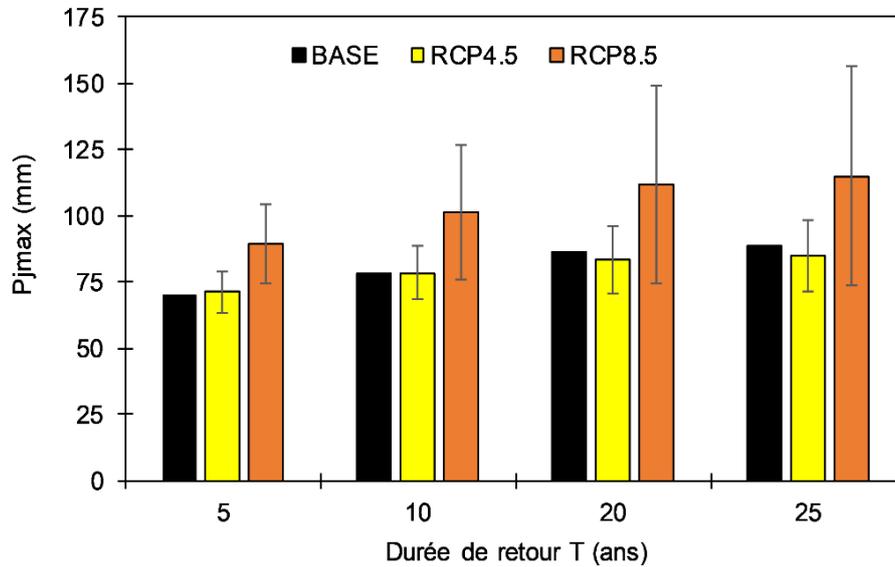


Figure IV-37. Quantiles P_{jmax} entre la période future (2031-2050) et la période de référence (1986-2005) à Tougou.

L'écoulement Q_{px} associé aux P_{jmax} , a été comparé entre les périodes BASE et la période future, tel que l'illustre la **Figure IV-38**.

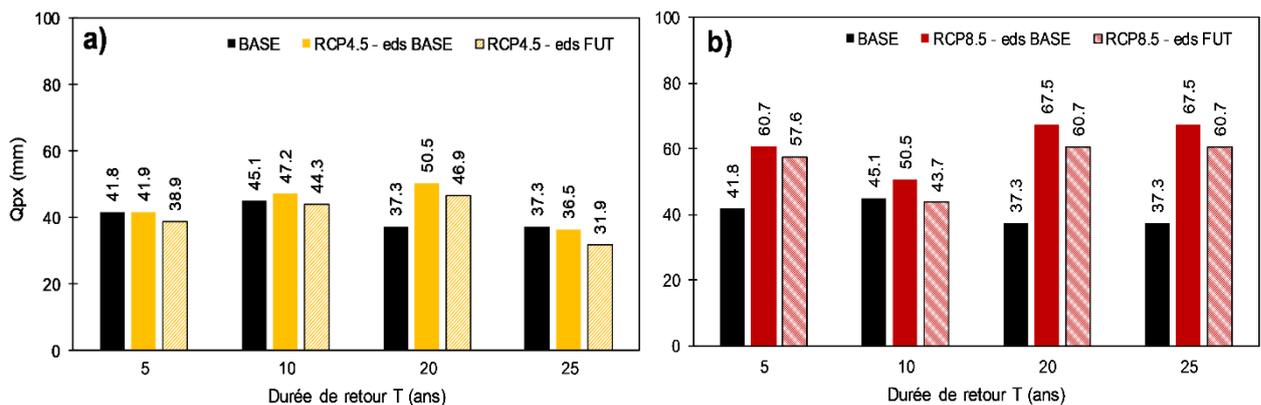


Figure IV-38. Ecoulement généré par les pluies journalières maximales (Q_{px}) en périodes de BASE et future. (a) Période de BASE vs RCP4.5. (b) Période de BASE vs RCP8.5.

Sur la **Figure IV-38**, la mention 'eds BASE' correspond à l'écoulement simulé avec le climat RCP4.5 (ou RCP8.5), associé aux états de surface de la période de référence BASE. La mention 'eds FUT' correspond à l'écoulement simulé avec le climat RCP4.5 (ou RCP8.5), associé aux états de surface projetés en période future 2031-2050.

Le **Tableau IV-12** présente les résultats de la séparation des effets du climat et de la dynamique des états de surface sur l'évolution des Q_{px} et suivant les durées de retour.

Tableau IV-12. Séparation des effets du climat et des états de surface sur les Q_{px} .

Scénario	Durée de retour T (ans)	5	10	20	25
RCP4.5	ΔQ_{px} (%)	-6,9%	-1,8%	25,7%	-14,5%
	ΔQ_{px} , climat (%)	0,2%	4,7%	35,4%	-2,1%
	ΔQ_{px} , eds (%)	-7,2%	-6,4%	-9,7%	-12,3%
RCP8.5	ΔQ_{px} (%)	37,8%	-3,1%	62,6%	62,6%
	ΔQ_{px} , climat (%)	45,2%	12,0%	81,0%	81,0%
	ΔQ_{px} , eds (%)	-7,4%	-15,1%	-18,4%	-18,4%

$\Delta Q_{px} = (Q_{px_{RCP,eds\ FUT}} - Q_{px_{BASE,eds\ BASE}}) / Q_{px_{BASE,eds\ BASE}}$: variation relative de Q_{px} entre la période de BASE (1986-2005) et future (2031-2050). $\Delta Q_{px, climat} = (Q_{px_{RCP,eds\ BASE}} - Q_{px_{BASE,eds\ BASE}}) / Q_{px_{BASE,eds\ BASE}}$: part de la variation relative de Q_{px} attribuable au climat. $\Delta Q_{px, eds} = \Delta Q_{px} - \Delta Q_{px, climat}$: part de la variation relative de Q_{px} attribuable à la dynamique des états de surface.

L'évolution des écoulements générés par les extrêmes de pluie (Q_{px}) est mitigée suivant les durées de retour en scénario RCP4.5, de l'ordre de -14,5 à 25,7%. Cette évolution est tantôt dominée par l'effet de la variabilité du climat (T = 20 ans), tantôt par celui de la dynamique des états de surface (T = 5, 10 et 25 ans). En RCP8.5, une hausse généralisée et plus importante des Q_{px} , sur toutes les durées de retour, est projetée, de l'ordre de -3,1 à 62,6%). Sur cette hausse, la dominance de l'effet du climat est observée (12 à 81%). Ce constat est concordant avec les valeurs de P_{jmax} plus importantes projetées en scénario RCP8.5.

IV-4. Discussion

IV-4.1. Impact de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface sur l'écoulement

Cette partie de notre étude aura permis de mettre en évidence l'impact de la dynamique des états de surface sur les différents processus hydrologique dans le cadre du bassin sahélien de Tougou à l'aide de la modélisation hydrologique. En période historique, trois sous-périodes distinctes ont été identifiées : une période d'avant sécheresse 1952-1968, une période de sécheresse 1969-1985 et une période post-sécheresse 1986-2005. L'évolution paradoxale de l'hydrologie a été mise en exergue dans la présente étude, lors de la comparaison entre les périodes d'avant (1952-1968) et d'après (1969-1985) sécheresse, qui a révélé une hausse de l'écoulement de l'ordre de 0,8% en dépit de la baisse de la pluie de l'ordre de 13,5%. Cette étude a montré que ce paradoxe hydrologique trouve son fondement dans la prise en compte,

de manière explicite, de la dynamique des états de surface qui s'est opérée au cours de la période considérée.

Des conclusions similaires ont été formulées par Gal et al. (2017), sur le cas du bassin d'Agoufou (au Mali), sur lequel l'impact des états de surface a été mis en évidence dans un cas de modélisation hydrologique. Selon ces auteurs, la hausse observée sur l'écoulement en période 1970-2005 est attribuable à la perte de végétation naturelle, à la densification du réseau de drainage du bassin et à la modification des propriétés hydrauliques de surface du sol. Plusieurs études (Casenave and Valentin, 1992; Karambiri et al., 2003; Mounirou et al., 2012, 2020) se sont d'ailleurs accordées sur le rôle dominant des conditions de surface dans la formation des écoulements en contexte sahélien. Séguis et al. (2004) montrent ainsi par exemple que les écoulements sur le bassin versant de Wankama au Niger ont connu une hausse de l'ordre de 30 à 70% entre les périodes 1950-1975 et 1975-1992, en raison de la perte de la végétation naturelle, remplacée par des sols cultivés.

Si de manière empirique, les études menées s'accordent sur le fait que l'écoulement reste contrôlé par le climat et les états de surface (Vissin, 2007; Diello, 2007; Mahé and Paturel, 2009; Amogu et al., 2010; Karambiri et al., 2011; Amogu et al., 2015; Gal et al., 2017), la question de la quantification des contributions relatives de chacun de ces facteurs sur les changements observés sur l'écoulement a, par contre, été très peu abordée. Dans la présente étude, par le biais de la modélisation hydrologique nous avons pu isoler les effets de chacun des facteurs sur l'écoulement. Le climat a tantôt contribué à la baisse de l'écoulement (en passant de la période d'avant sécheresse P1:1952-1968 à la période de sécheresse P2:1969-1985, $\eta_{cl} = -221,7\%$), tantôt à la hausse des écoulements (en passant de la période de sécheresse à la période post-sécheresse 1986-2005, $\eta_{cl} = +85,1\%$), tandis que les états de surface ont toujours contribué à la hausse des écoulements ($\eta_{lulc} = -121,7\%$ sur P1→P2 et $\eta_{lulc} = 14,9\%$ sur P2→BASE). Ces résultats sont en cohérence avec les synthèses sur l'évolution de l'hydrologie du Sahel (Descroix and Diedhiou, 2012; Descroix et al., 2018). En définitive, entre la période d'avant sécheresse P1 et la période d'après sécheresse BASE, l'impact des états de surface est plus important que celui de la variabilité du climat ($\eta_{lulc} = 647\%$ et $\eta_{cl} = -547\%$).

Pour la période future, les projections du climat dans cette étude annoncent une baisse de la pluie annuelle (-3% en RCP4.5 et -2,3% en RCP8.5 pour la médiane des modèles). Ces projections s'alignent avec les résultats de Mbaye et al. (2016), qui projettent une baisse de la pluie sur la partie ouest du Sahel. Kaboré/Bontogho et al. (2015) prévoient une baisse légère de

la pluie sur le bassin du Massili (au Burkina Faso) pour la période 2006-2050 en comparaison de la période 1975-2000. Sur le bassin du Nakanbé (au Burkina Faso), Tazen et al. (2013) prévoient une évolution de la pluie annuelle dans une plage de -3 à +10% entre les périodes 1971-2000 et 2011-2040. Badou et al. (2018), sur 4 sous-bassins au Nord Bénin, situés dans le bassin du Niger, identifient une hausse de la pluie (1,7 à 23,4%), mais avec des évolutions mitigées par endroits (-8,5 à 17,3%) pour l'horizon 2050. En définitive, la direction dans laquelle la pluie évoluera sur le Sahel Ouest-Africain ne fait pas encore consensus (Almazroui et al., 2020) et encore moins les impacts qui en résulteront sur les processus hydrologiques (Stanzel et al., 2018).

Pour ce qui est de la dynamique des états de surface, il est prévu une augmentation des sols cultivés sur le bassin versant de Tougou entre 2017 et 2050 qui, couplés à la baisse projetée sur la pluie, devrait se répercuter en une baisse des écoulements. Il convient de rappeler que cette baisse projetée de l'écoulement s'inscrit en comparaison avec une période de référence (1986-2005) pour laquelle les sols cultivés sont dominants (plus de 50% de l'aire du bassin) et la végétation naturelle quasiment nulle (moins de 5% de l'aire du bassin). Cette tendance à la baisse des écoulements moyens a été également rapportée sur l'Ouémé (au Bénin) et a été attribuée à l'influence du climat et de l'évolution de l'occupation du sol, sans toutefois pouvoir en dissocier les contributions respectives (Hiepe, 2008; Bossa et al., 2012a).

Il a cependant été observé une hausse des pluies journalières maximales pour le scénario d'émission RCP8.5. Cette intensification marquée de la pluie a déjà été rapportée dans la littérature (Panthou et al., 2014; Taylor et al., 2017; Panthou et al., 2018; Todzo et al., 2020). Nous avons observé dans cette étude que la hausse des quantiles de pluie journalière maximale sera responsable d'une hausse de l'écoulement (de l'ordre de 0,2 à 35,4% en RCP4.5 et de 12 à 81% en RCP8.5), dans des proportions plus importantes que l'effet réducteur généré par l'extension des sols cultivés (de l'ordre de 6,4 à 12,3% en RCP4.5 et de 7,4 à 18,4% en RCP8.5).

IV-4.2. Limites de l'étude

Il est opportun d'évoquer les limites de cette étude. Sur les données de pluies, la correction de station entre Ouahigouya et Tougou s'est appuyée sur les cumuls décennaux, sans considérer la répartition des pluies journalières à l'intérieur de la décennie. Si, en moyenne, sur les bilans mensuels et annuels, les différences restent faibles, les fluctuations à pas de temps journalier des flux tels que la réserve en eau du sol et l'ETR peuvent être moins bien représentés. Cette approche de correction a toutefois été nécessaire afin de reconstituer les données en période

historique pour Tougou. Aussi, notre hypothèse de relation stationnaire établie entre la pluie à Ouahigouya et à Tougou reste sujette à caution. Un moyen de lever cette limite serait de prolonger le suivi de la pluviométrie sur le bassin versant de Tougou (dans le futur immédiat) sur quelques années supplémentaires (une dizaine), afin de disposer d'une chronique plus longue. Cela permettrait alors de mettre en œuvre des méthodes de régression statistiques plus robustes pour mieux identifier des schémas récurrents au pas de temps journalier sur la pluie entre les deux localités.

Les données d'états de surface sur la période historique proviennent de deux sources distinctes : les cartes du bassin versant de Tougou en 1952 et 1973 établies par Marchal (1983); celles de 1986 et 1999 produites dans le cadre de la présente étude par le biais de la télédétection (cf. **chapitre II**). Il convient cependant de mentionner que ces cartes sont inévitablement entachées d'erreurs liées à la méthode de cartographie employée, à la résolution spatiale et à la chaîne de traitement à laquelle elles ont été soumises.

De plus, la simulation hydrologique en période historique et future a été conduite avec les paramètres calés sur la période d'observation (2004-2018). Les processus hydrologiques (ruissellement, évapotranspiration, écoulement hypodermique, infiltration profonde) que nous simulons en période historique et future sont évalués dans les proportions identiques à celles établies en période d'observation, et qui ne reflètent pas forcément une éventuelle rupture de comportement hydrologique... En d'autres termes, notre modèle continue de '*danser au son d'une mélodie sur laquelle il a été entraîné*' (Kirchner, 2006). Cette incapacité des modèles hydrologiques à s'adapter aux bassins évolutifs peut être corrigée par des protocoles consistant à faire varier les paramètres du modèle dans le temps (Diello, 2007; Thirel et al., 2015). Dans notre étude, nous avons plutôt opté pour l'intégration explicite de la dynamique des états de surface, en supposant leurs propriétés invariantes. Cette approche est, du reste, plus simple à mettre en œuvre et les changements observés sur les processus hydrologiques peuvent être intuitivement reliés aux variations des états de surface.

IV-5. Synthèse

Dans ce chapitre, la dynamique des états de surface observée sur le bassin versant de Tougou entre 1952 et 2005, associée aux données climatiques de la même période ont permis le forçage du modèle hydrologique SWAT calibré sur le bassin versant de Tougou sur la période 2004-2018. La simulation de la balance hydrologique a été effectuée sur trois sous-périodes correspondant à différentes situations éco-hydrologiques du bassin : une première période

d'avant sécheresse (1952-1968), une seconde période de sécheresse (1969-1985) et une troisième période post-sécheresse (1986-2005).

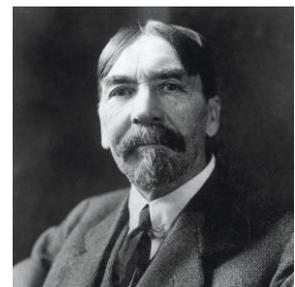
Entre ces trois périodes, l'impact du climat et des états de surface ont été isolés. Ainsi, entre la première et la seconde période, la diminution de la pluie baisse relative de 27%) a principalement contribué à la réduction des écoulements de 28,9% en moyenne annuelle ($\eta_{climat} = -221,7\%$) ; mais cette action a été tempérée par la perte importante de la végétation naturelle, remplacée par les sols dégradés, qui a occasionné une hausse des écoulements ($\eta_{eds} = +121,7\%$). Entre la seconde et la troisième période, la reprise de la pluie (+18,6%) et la progression des surfaces dégradées ont contribué à la hausse des écoulements de 41,8% ($\eta_{climat} = 85,1\%$ et $\eta_{eds} = 14,9\%$). La comparaison des périodes d'avant (1952-1968) et d'après (1986-2005) sécheresse a permis d'identifier une légère hausse des écoulements (+0,8%) malgré la baisse de la pluie (13,5%), à l'instar du paradoxe hydrologique rapporté sur la plupart des hydrosystèmes sahéliens. En définitive, sur la période historique, entre la période d'avant sécheresse dominée par la végétation naturelle, et la période post-sécheresse dominée par les sols cultivés, les états de surface semblent avoir une influence dominante sur l'écoulement ($\eta_{climat} = -547\%$, $\eta_{eds} = 647\%$). Ainsi, la conversion de la végétation naturelle en superficies cultivées a induit une hausse du potentiel d'écoulement du bassin versant de Tougou.

La période 1986-2005 ayant été retenue comme période de référence, l'écoulement futur a été simulé pour l'horizon proche 2031-2050. Un ensemble multi-modèle de 5 RCM, retenus pour leur capacité à reproduire de façon satisfaisante le climat historique de la zone, a été constitué. Cet ensemble projette une hausse significative de l'ETP (5 à 6%) et une baisse de la pluie (2,3 à 3%), entraînant la baisse des écoulements moyens en RCP4.5 (11,7%) mais une légère hausse en RCP8.5 (0,6%). La réduction des écoulements peut s'expliquer au niveau des états de surface par l'expansion des sols cultivés qui se fait aux dépens des sols dégradés. Toutefois, une intensification des pluies journalières maximales (observée en scénario RCP8.5) pourrait expliquer la hausse de l'écoulement généré par les quantiles de pluies journalières maximales, en dépit de l'effet réducteur provoqué par l'expansion des sols cultivés.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

« Le résultat de toute recherche qui se veut sérieuse, ne peut être que de créer deux nouvelles questions là où, auparavant, il n'en existait qu'une seule »

Thorstein Bunde Veblen (1857 – 1929)



Le Sahel est l'une des régions les plus profondément affectées par le climat et sa variabilité. Au cours de la seconde moitié du 20^e siècle, la région a connu une baisse significative de sa pluviométrie globale et des épisodes de sécheresse intense observés durant la période 1970 à 1985. Les conséquences de cette péjoration du climat ont profondément affecté l'environnement, tandis que l'hydrologie du contexte a connu une évolution paradoxale, mise en évidence depuis les années 1980 sur de petits hydrosystèmes (Albergel, 1987). Plusieurs travaux ont pu mettre en évidence que les écoulements au Sahel y sont fortement influencés par les conditions de surface du sol. L'évolution des états de surface, au-delà de la variabilité du climat, est alors apparu comme un paramètre déterminant pour la compréhension du ruissellement et, de façon plus large, des processus hydrologiques dans le contexte sahélien.

Notre recherche s'est inscrite dans cet esprit, avec pour objectif de mettre en évidence (et de quantifier) l'impact de la dynamique spatiale et temporelle des états de surface sur les écoulements. À ce titre, le bassin versant de Tougou, situé dans la partie sahélienne au Nord du Burkina Faso dans la province du Yatenga, a été retenu comme cadre d'étude.

Des cartes du paysage de Tougou de 1952 à 2017 ont été produites dans cette étude, représentant les modalités choisies d'états de surface que sont les sols cultivés, dégradés et la végétation naturelle. L'analyse de ces cartographies a permis d'établir les constats suivants :

- Entre 1952 et 1973, le bassin versant de Tougou a subi une perte importante de végétation naturelle (de 46 à 29%), au dépend des terres cultivées qui ont connu une augmentation (d'environ 51 à 59%) et des sols dégradés aussi en hausse (de 3 à 12%). Ces conversions révèlent que sur cette période, la végétation naturelle a constitué la cible préférentielle étendre les superficies cultivées (Marchal, 1983).
- Entre 1973 et 1986, il est observé une réduction des sols cultivés (de 59 à 46%) et de la végétation naturelle (de 29 à 7%), remplacés par les sols nus et dégradés (de 12 à 46%). Cette dynamique est le résultat des sécheresses intenses qui se sont produites sur la période. Le couvert végétal a également fait les frais de la péjoration climatique et les sols, devenus nus et exposés à l'action érosive des précipitations (plus rares mais plus intenses), se sont dégradés.
- De 1986 à 2017, avec le retour des conditions de précipitations plus favorables, la période a été marquée par une reprise plus marquée de l'emprise de l'homme sur l'environnement. On assiste à la hausse des surfaces cultivées (de 46 à 64%), à une réduction de la végétation naturelle (de 7 à 2%) et à la réduction des sols dégradés (46

à 32%). Au cours de cette période, on observera surtout une tendance inverse de la période 1952-1973, à savoir que l'expansion des sols cultivés se fait désormais par la récupération des sols dégradés. Un tel phénomène a été rendu possible grâce à plusieurs mesures d'adaptation : les pratiques de récupération et de conservation des sols (Nyamekye et al., 2018; Zouré et al., 2019), l'irrigation de complément (Doto et al., 2015), l'adoption de techniques de fertilisation et d'amendement des sols (Zougmoré et al., 2010).

Par la suite, le modèle hydrologique SWAT a été calibré sur les observations de la période 2004-2018 à Tougou. Deux scénarios, dont l'un avec des états de surface statiques et l'autre avec des états de surface dynamiques, ont été calibrés et comparés. Les résultats obtenus ont permis d'observer que le scénario statique présente une propension accrue aux écoulements ; tandis qu'en scénario dynamique, les écoulements et le bilan hydrologique sont mieux reproduits. La simulation du bilan hydrologique du bassin versant de Tougou sur la période historique 1952-2005 a permis d'établir les conclusions suivantes :

- La prise en compte de la dynamique des états de surface sur le bassin permet de reproduire le paradoxe hydrologique, qui n'est perceptible avec des états de surface statiques.
- L'effet de la dynamique des états de surface domine celle de la variabilité climatique sur la production des écoulements entre la période humide d'avant sécheresse (1952-1968) et la période de référence (1986-2005).

En termes de projection, les données climatiques projetées par un ensemble de 5 RCM corrigés, associées aux états de surfaces pour l'horizon 2050, ont permis de forcer le modèle hydrologique et de simuler le bilan sur la période 2031-2050. La comparaison des deux périodes (celle de référence 1986-2005 et celle future proche 2031-2050) a permis de projeter que :

- La hausse prévue de l'ETP (de l'ordre de 4,9 à 5%) et la légère baisse attendue de la pluie (de l'ordre de 2,3 à 3%), associées à la hausse prévue des sols cultivés (de 64% à 86%) résultent en une baisse de l'écoulement moyen en scénario RCP4.5 (11,7%) contre une légère hausse en scénario RCP8.5 (0,6%).
- La hausse projetée des pluies journalière maximale (en RCP8.5) est susceptible d'induire une hausse des écoulements générés, plus importante que l'effet réducteur des états de surface, à cause de l'augmentation des superficies cultivées (de 5,1 à 7,2%).

En matière de modélisation hydrologique, les résultats de cette étude laissent entrevoir des perspectives nouvelles et intéressantes, au moins à quatre niveaux :

- (1) L'impact de la dynamique des états de surface sur les écoulements est-il affecté par l'échelle ? Les travaux ici menés ont porté sur le bassin de Tougou (37 km²) et les résultats pourraient être différents sur des bassins plus grands, notamment sur le bassin du Nakanbé à Wayen (20800 km²), voire d'autres.
- (2) la configuration spatiale des états de surface affecte les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant (Marhaento et al., 2019) : qu'advierait-il de l'écoulement si des cultures venaient à être développées dans la partie en amont, à mi-pente sur les versants, ou si elles étaient concentrées dans le réseau de drainage ou à proximité de l'exutoire ? Ou au contraire, si l'on décidait de végétaliser les versants ? Les résultats attendus pourraient permettre de disposer d'indications utiles sur la façon d'aménager l'espace et pour la gestion des écoulements dans le cas de crues et d'inondations.
- (3) Le focus de la présente étude a porté sur les écoulements, mais il pourrait parfaitement être élargi aux questions d'érosion. Cet aspect n'a pu être abordé dans le cadre de cette étude, en la disponibilité de données. Toutefois, un approfondissement de cette thèse pourrait porter sur l'impact de la dynamique des états de surface sur l'érosion et le transport de sédiments.
- (4) Les travaux de caractérisation des états de surface au ruissellement laissent penser que, du fait des conditions de surface différenciées que présentent les sols dégradés, cultivés et la végétation naturelle, on pourrait également porter une certaine attention à leur capacité à influencer les processus de recharge (Koïta et al., 2017), par le biais d'une modélisation couplée entre la surface et le souterrain.

En définitive, les questions abordées dans cette thèse, tout comme les perspectives dégagées, demeurent complexes, car elles font appel à divers domaines de connaissances scientifiques. Mais, les réponses partielles que cette thèse a pu apporter nous auront permis de mieux comprendre les changements qui s'opèrent dans nos écosystèmes et leurs répercussions sur le cycle hydrologique ; et en même temps, elles nous auront mieux édifié sur les moyens de nous adapter de façon harmonieuse à notre environnement.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abbaspour, K.C., Johnson, C.A., van Genuchten, M.Th., 2004. Estimating Uncertain Flow and Transport Parameters Using a Sequential Uncertainty Fitting Procedure. *Vadose Zone J.* 3, 1340–1352. <https://doi.org/10.2136/vzj2004.1340>
- Abbaspour, K.C., Rouholahnejad, E., Vaghefi, S., Srinivasan, R., Yang, H., Kløve, B., 2015. A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. *J. Hydrol.* 524, 733–752. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.027>
- Abbaspour, K.C., Vaghefi, S., Srinivasan, R., 2017. A Guideline for Successful Calibration and Uncertainty Analysis for Soil and Water Assessment: A Review of Papers from the 2016 International SWAT Conference. *Water* 10, 6. <https://doi.org/10.3390/w10010006>
- Abbaspour, K.C., Vejdani, M., Haghighat, S., Yang, J., 2007. SWAT-CUP calibration and uncertainty programs for SWAT, in: MODSIM 2007 International Congress on Modelling and Simulation, Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand. pp. 1596–1602.
- Abubakari, S., Dong, X., Su, B., Hu, X., Liu, J., Li, Y., Peng, T., Ma, H., Wang, K., Xu, S., 2019. Modelling streamflow response to climate change in data-scarce White Volta River basin of West Africa using a semi-distributed hydrologic model. *J. Water Clim. Change* 10, 907–930. <https://doi.org/10.2166/wcc.2018.193>
- Abuelaish, B., 2018. Urban Land Use Change Analysis and Modeling: A Case Study of the Gaza Strip, in: Camacho Olmedo, M.T., Paegelow, M., Mas, J.-F., Escobar, F. (Eds.), *Geomatic Approaches for Modeling Land Change Scenarios*. Springer International Publishing, Cham, pp. 271–291. https://doi.org/10.1007/978-3-319-60801-3_13
- Addinsoft, 2016. XLSTAT: Data analysis and statistics software for Microsoft Excel. Addinsoft, Paris (France).
- Agarwal, C., Green, G.M., Grove, J.M., Evans, T.P., Schweik, C.M., 2002. A review and assessment of land-use change models: dynamics of space, time, and human choice. Citeseer.
- Aich, V., Liersch, S., Vetter, T., Andersson, J., Müller, E., Hattermann, F., 2015. Climate or Land Use?—Attribution of Changes in River Flooding in the Sahel Zone. *Water* 7, 2796–2820. <https://doi.org/10.3390/w7062796>
- Akinsanola, A.A., Ajayi, V.O., Adejare, A.T., Adeyeri, O.E., Gbode, I.E., Ogunjobi, K.O., Nikulin, G., Abolude, A.T., 2018. Evaluation of rainfall simulations over West Africa in dynamically downscaled CMIP5 global circulation models. *Theor. Appl. Climatol.* 132, 437–450. <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2087-8>
- Akinsanola, A.A., Ogunjobi, K.O., 2017. Evaluation of present-day rainfall simulations over West Africa in CORDEX regional climate models. *Environ. Earth Sci.* 76. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6691-9>
- Akinsanola, A.A., Ogunjobi, K.O., Gbode, I.E., Ajayi, V.O., 2015. Assessing the Capabilities of Three Regional Climate Models over CORDEX Africa in Simulating West African Summer Monsoon Precipitation. *Adv. Meteorol.* 2015, 1–13. <https://doi.org/10.1155/2015/935431>
- Akpoti, K., Antwi, E., Kabo-bah, A., 2016. Impacts of Rainfall Variability, Land Use and Land Cover Change on Stream Flow of the Black Volta Basin, West Africa. *Hydrology* 3, 26. <https://doi.org/10.3390/hydrology3030026>
- Alamou, E.A., Quenum, G.M.L., Lawin, E.A., Badou, D.F., Afouda, A.A., 2016. Variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie dans le bassin de l’Ouémé, Bénin. *Afr. Sci.* 12, 315–328.

- Albergel, J., 1987. Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface : application aux petits bassins du Burkina Faso, in: *The influence of climate change and climatic variability on the hydrologic regime and water resources*. pp. 355–365.
- Alcamo, J., Schaldach, R., 2006. *LandShift: Global Modelling to Assess Land Use Change*. *EnviroInfo* 2006, 20th.
- Ali, A., Lebel, T., 2009. The Sahelian standardized rainfall index revisited. *Int. J. Climatol.* 29, 1705–1714. <https://doi.org/10.1002/joc.1832>
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., others, 1998. *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56*. Fao Rome 300, D05109.
- Almazroui, M., Saeed, F., Saeed, S., Nazrul Islam, M., Ismail, M., Klutse, N.A.B., Siddiqui, M.H., 2020. Projected Change in Temperature and Precipitation Over Africa from CMIP6. *Earth Syst. Environ.* <https://doi.org/10.1007/s41748-020-00161-x>
- Amato, F., Tonini, M., Murgante, B., Kanevski, M., 2018. Fuzzy definition of Rural Urban Interface: An application based on land use change scenarios in Portugal. *Environ. Model. Softw.* 104, 171–187. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2018.03.016>
- Ambrizzi, T., Reboita, M.S., da Rocha, R.P., Llopart, M., 2019. The state of the art and fundamental aspects of regional climate modeling in South America: Climate modeling in South America. *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 1436, 98–120. <https://doi.org/10.1111/nyas.13932>
- Ambroise, 1999. Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2 - Modélisation systémique et dynamique. *Rev. Sci. Eau* 12, 125–153. <https://doi.org/10.7202/705346ar>
- Amitrano, D., Ciervo, F., Di Martino, G., Papa, M.N., Iodice, A., Koussoube, Y., Mitidieri, F., Riccio, D., Ruello, G., 2014. Modeling Watershed Response in Semiarid Regions With High-Resolution Synthetic Aperture Radars. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 7, 2732–2745. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2014.2313230>
- Amogu, O., Descroix, L., Yéro, K.S., Le Breton, E., Mamadou, I., Ali, A., Vischel, T., Bader, J.-C., Moussa, I.B., Gautier, E., Boubkraoui, S., Belleudy, P., 2010. Increasing River Flows in the Sahel? *Water* 2, 170–199. <https://doi.org/10.3390/w2020170>
- Amogu, O., Esteves, M., Vandervaere, J.-P., Malam Abdou, M., Panthou, G., Rajot, J.-L., Souley Yéro, K., Boubkraoui, S., Lapetite, J.-M., Dessay, N., Zin, I., Bachir, A., Bouzou Moussa, I., Faran Maïga, O., Gautier, E., Mamadou, I., Descroix, L., 2015. Runoff evolution due to land-use change in a small Sahelian catchment. *Hydrol. Sci. J.* 60, 78–95. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.885654>
- Anctil, F., Rousselle, J., Lauzon, N., 2005. *Hydrologie: Cheminement de l'eau*, Cours (Presses internationales Polytechnique). Presses internationales Polytechnique.
- Andam-Akorful, S.A., Ferreira, V.G., Awange, J.L., Forootan, E., He, X.F., 2015. Multi-model and multi-sensor estimations of evapotranspiration over the Volta Basin, West Africa: estimation of evapotranspiration over the Volta Basin. *Int. J. Climatol.* 35, 3132–3145. <https://doi.org/10.1002/joc.4198>
- Angelina, A., Gado Djibo, A., Seidou, O., Seidou Sanda, I., Sittichok, K., 2015. Changes to flow regime on the Niger River at Koulikoro under a changing climate. *Hydrol. Sci. J.* 60, 1709–1723. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.916407>
- Antoni, J.P., 2018. A Short Presentation of LucSim, in: Camacho Olmedo, M.T., Paegelow, M., Mas, J.-F., Escobar, F. (Eds.), *Geomatic Approaches for Modeling Land Change Scenarios*. Springer International Publishing, Cham, pp. 507–509. https://doi.org/10.1007/978-3-319-60801-3_37

- Anyamba, A., Tucker, C.J., 2005. Analysis of Sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981–2003. *J. Arid Environ.* 63, 596–614. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.03.007>
- Ardoïn-Bardin, S., 2004. Hydroclimatic variability and impacts on water resources of large hydrological catchments in sudanese-sahelian area (Theses). Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.
- Armand, R., 2009. Étude des états de surface du sol et de leur dynamique pour différentes pratiques de travail du sol : mise au point d'un indicateur de ruissellement (PhD Thesis).
- Arnold, J., Kiniry, J., Srinivasan, R., Williams, J., Haney, E., Neitsch, S., 2012a. Soil and Water Assessment Tool, Input/Output File Documentation, Version 2012. (No. Technical Report 439). Texas Water Research Institute.
- Arnold, J., Moriasi, D.N., Gassman, P.W., Abbaspour, K.C., White, M.J., Srinivasan, R., Santhi, C., Harmel, R.D., Griensven, A. van, Liew, M.W.V., Kannan, N., Jha, M.K., 2012b. SWAT: Model Use, Calibration, and Validation. *Trans. ASABE* 55, 1491–1508. <https://doi.org/10.13031/2013.42256>
- Arnold, J., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Williams, J.R., 1998. Large area hydrologic modeling and assessment Part I: model development. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 34, 73–89. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>
- Arnold, J., Youssef, M.A., Yen, H., White, M.J., Sheshukov, A.Y., Sadeghi, A.M., Moriasi, D.N., Steiner, J.L., Amatya, D.M., Skaggs, R.W., Haney, E.B., Jeong, J., Arabi, M., Gowda, P.H., 2015. Hydrological Processes and Model Representation: Impact of Soft Data on Calibration. *Trans. ASABE* 58, 1637–1660. <https://doi.org/10.13031/trans.58.10726>
- Auger, I.E., Lawrence, C.E., 1989. Algorithms for the optimal identification of segment neighborhoods. *Bull. Math. Biol.* 51, 39–54. <https://doi.org/10.1007/BF02458835>
- Awotwi, Kumi, Jansson, Yeboah, Nti, 2015. Predicting hydrological response to climate change in the White Volta catchment, West Africa. *J. Earth Sci. Clim. Change* 6, 1–7.
- Badou, D.F., Diekkrüger, B., Kapangaziwiri, E., Mbaye, M.L., Yira, Y., Lawin, E.A., Oyerinde, G.T., Afouda, A., 2018. Modelling blue and green water availability under climate change in the Beninese Basin of the Niger River Basin, West Africa. *Hydrol. Process.* 32, 2526–2542. <https://doi.org/10.1002/hyp.13153>
- Bah, A., Touré, I., Le Page, C., Ickowicz, A., Diop, A.T., 2006. An agent-based model to understand the multiple uses of land and resources around drillings in Sahel. *Math. Comput. Model.* 44, 513–534. <https://doi.org/10.1016/j.mcm.2005.02.014>
- Bambara, D., Bilgo, A., Hien, E., Masse, D., Thiombiano, A., Hien, V., 2013. Perceptions paysannes des changements climatiques et leurs conséquences socio environnementales à Tougou et Donsin. *climats sahélien et sahélo-soudanien du Burkina Faso. Bull. Rech. Agron. Bénin* 8–16.
- Bambara, D., Thiombiano, A., Hien, V., 2016. Climate change in north-sudanian and sub-sahelian zones of Burkina Faso: Comparison between producers' knowledge and scientific knowledge. *Rev. Ecol.*
- Barbier, B., Yacouba, H., Karambiri, H., Zoromé, M., Somé, B., 2009. Human vulnerability to climate variability in the Sahel: farmers' adaptation strategies in northern Burkina Faso. *Environ. Manage.* 43, 790–803. <https://doi.org/10.1007/s00267-008-9237-9>
- Baty, F., Ritz, C., Charles, S., Brutsche, M., Flandrois, J.-P., Delignette-Muller, M.-L., 2015. A Toolbox for Nonlinear Regression in R: The Package nlstools. *J. Stat. Softw.* 66, 1–21.
- Bazame, R., Tanrivermis, H., Kapusuz, Y.E., 2019. Land management and sustainable use of land resources in the case of Burkina Faso. *Land Degrad. Dev.* 30, 608–621. <https://doi.org/10.1002/ldr.3247>

- Beck, H.E., Zimmermann, N.E., McVicar, T.R., Vergopolan, N., Berg, A., Wood, E.F., 2018. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Sci. Data* 5. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214>
- Belghith, A., 2003. Les indicateurs radiométriques pour l'étude de la dynamique des écosystèmes arides (région de Zougrata, Sud-Est tunisien). *Sci. Chang. PlanétairesSécheresse* 14, 267–274. <https://doi.org/marieatrouvédoi>
- Benestad, R.E., Parding, K.M., Erlandsen, H.B., Mezghani, A., 2019. A simple equation to study changes in rainfall statistics. *Environ. Res. Lett.* 14, 084017. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab2bb2>
- Beniston, M., 2009. Changements climatiques et impacts: de l'échelle globale à l'échelle locale. PPUR presses polytechniques.
- Bennett, N.D., Croke, B.F.W., Guariso, G., Guillaume, J.H.A., Hamilton, S.H., Jakeman, A.J., Marsili-Libelli, S., Newham, L.T.H., Norton, J.P., Perrin, C., Pierce, S.A., Robson, B., Seppelt, R., Voinov, A.A., Fath, B.D., Andreassian, V., 2013. Characterising performance of environmental models. *Environ. Model. Softw.* 40, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2012.09.011>
- Bergaoui, M., Camus, H., Nouvelot, J.-F., 1998. Essai de modélisation du transport solide sur les microbassins versants de Tebaga (Tunisie centrale). *Sci. Chang. PlanétairesSécheresse* 9, 51–57.
- Bergstrom, S., 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. *SHMI RHO Norrköp.* 134.
- Berihun, M.L., Tsunekawa, A., Haregeweyn, N., Meshesha, D.T., Adgo, E., Tsubo, M., Masunaga, T., Fenta, A.A., Sultan, D., Yibeltal, M., Ebabu, K., 2019. Hydrological responses to land use/land cover change and climate variability in contrasting agro-ecological environments of the Upper Blue Nile basin, Ethiopia. *Sci. Total Environ.* 689, 347–365. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.06.338>
- Berthou, S., Kendon, E.J., Rowell, D.P., Roberts, M.J., Tucker, S., Stratton, R.A., 2019. Larger Future Intensification of Rainfall in the West African Sahel in a Convection-Permitting Model. *Geophys. Res. Lett.* 46, 13299–13307. <https://doi.org/10.1029/2019GL083544>
- Beven, K.J., Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrol. Sci. Bull.* 24, 43–69. <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
- Beygi Heidarlou, H., Banj Shafiei, A., Erfanian, M., Tayyebi, A., Alijanpour, A., 2019. Effects of preservation policy on land use changes in Iranian Northern Zagros forests. *Land Use Policy* 81, 76–90. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2018.10.036>
- Biasutti, M., 2019. Rainfall trends in the African Sahel: Characteristics, processes, and causes. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change* e591. <https://doi.org/10.1002/wcc.591>
- Biasutti, M., Giannini, A., 2006. Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophys. Res. Lett.* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL026067>
- Blöschl, G., Bierkens, M.F.P., Chambel, A., Cudennec, C., Destouni, G., Fiori, A., Kirchner, J.W., McDonnell, J.J., Savenije, H.H.G., Sivapalan, M., Stumpp, C., Toth, E., Volpi, E., Carr, G., Lupton, C., Salinas, J., Széles, B., Viglione, A., Aksoy, H., Allen, S.T., Amin, A., Andréassian, V., Arheimer, B., Aryal, S.K., Baker, V., Bardsley, E., Barendrecht, M.H., Bartosova, A., Batelaan, O., Berghuijs, W.R., Beven, K., Blume, T., Bogaard, T., Borges de Amorim, P., Böttcher, M.E., Boulet, G., Breinl, K., Brilly, M., Brocca, L., Buytaert, W., Castellarin, A., Castelletti, A., Chen, X., Chen, Yangbo, Chen, Yuanfang, Chiffard, P., Claps, P., Clark, M.P., Collins, A.L., Croke, B., Dathe, A., David, P.C., de Barros, F.P.J., de Rooij, G., Di Baldassarre, G., Driscoll, J.M., Duethmann, D., Dwivedi, R., Eris, E., Farmer, W.H., Feiccabrino, J., Ferguson, G., Ferrari, E., Ferraris,

- S., Fersch, B., Finger, D., Foglia, L., Fowler, K., Gartsman, B., Gascoïn, S., Gaume, E., Gelfan, A., Geris, J., Gharari, S., Gleeson, T., Glendell, M., Gonzalez Bevacqua, A., González-Dugo, M.P., Grimaldi, S., Gupta, A.B., Guse, B., Han, D., Hannah, D., Harpold, A., Haun, S., Heal, K., Helfricht, K., Herrnegger, M., Hipsey, M., Hlaváčiková, H., Hohmann, C., Holko, L., Hopkinson, C., Hrachowitz, M., Illangasekare, T.H., Inam, A., Innocente, C., Istanbuluoglu, E., Jarihani, B., Kalantari, Z., Kalvans, A., Khanal, S., Khatami, S., Kiesel, J., Kirkby, M., Knoben, W., Kochanek, K., Kohnová, S., Kolehkina, A., Krause, S., Kreamer, D., Kreibich, H., Kunstmann, H., Lange, H., Liberato, M.L.R., Lindquist, E., Link, T., Liu, J., Loucks, D.P., Luce, C., Mahé, G., Makarieva, O., Malard, J., Mashtayeva, S., Maskey, S., Mas-Pla, J., Mavrova-Guirguinova, M., Mazzoleni, M., Mernild, S., Misstear, B.D., Montanari, A., Müller-Thomy, H., Nabizadeh, A., Nardi, F., Neale, C., Nesterova, N., Nurtaev, B., Odongo, V.O., Panda, S., Pande, S., Pang, Z., Papacharalampous, G., Perrin, C., Pfister, L., Pimentel, R., Polo, M.J., Post, D., Prieto Sierra, C., Ramos, M.-H., Renner, M., Reynolds, J.E., Ridolfi, E., Rigon, R., Riva, M., Robertson, D.E., Rosso, R., Roy, T., Sá, J.H.M., Salvadori, G., Sandells, M., Schaeffli, B., Schumann, A., Scolobig, A., Seibert, J., Servat, E., Shafiei, M., Sharma, A., Sidibe, M., Sidle, R.C., Skaugen, T., Smith, H., Spiessl, S.M., Stein, L., Steinsland, I., Strasser, U., Su, B., Szolgay, J., Tarboton, D., Tauro, F., Thirel, G., Tian, F., Tong, R., Tussupova, K., Tyralis, H., Uijlenhoet, R., van Beek, R., van der Ent, R.J., van der Ploeg, M., Van Loon, A.F., van Meerveld, I., van Nooijen, R., van Oel, P.R., Vidal, J.-P., von Freyberg, J., Vorogushyn, S., Wachniew, P., Wade, A.J., Ward, P., Westerberg, I.K., White, C., Wood, E.F., Woods, R., Xu, Z., Yilmaz, K.K., Zhang, Y., 2019. Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) – a community perspective. *Hydrol. Sci. J.* 64, 1141–1158. <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1620507>
- Bodian, A., Dezetter, A., Diop, L., Deme, A., Djaman, K., Diop, A., 2018. Future Climate Change Impacts on Streamflows of Two Main West Africa River Basins: Senegal and Gambia. *Hydrology* 5, 21. <https://doi.org/10.3390/hydrology5010021>
- Boiffin, J., 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies (Thèse de Doctorat). INA Paris-Grignon.
- Bossa, A.Y., Diekkrüger, B., Giertz, S., Steup, G., Sintondji, L.O., Agbossou, E.K., Hiepe, C., 2012a. Modeling the effects of crop patterns and management scenarios on N and P loads to surface water and groundwater in a semi-humid catchment (West Africa). *Agric. Water Manag.* 115, 20–37. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2012.08.011>
- Bossa, A.Y., Diekkrüger, B., Igué, A.M., Gaiser, T., 2012b. Analyzing the effects of different soil databases on modeling of hydrological processes and sediment yield in Benin (West Africa). *Geoderma* 173–174, 61–74. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.01.012>
- Bouvet, M., 2014. Radiometric comparison of multispectral imagers over a pseudo-invariant calibration site using a reference radiometric model. *Remote Sens. Environ.* 140, 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.039>
- Boyer, J., 2002. *Khronostat : Logiciel d'analyse statistique de séries chronologique*. IRD - Maison des Sciences de l'Eau (UMR 5569 Hydrosociences Montpellier), Montpellier (France).
- Brandt, M., Hiernaux, P., Rasmussen, K., Mbow, C., Kergoat, L., Tagesson, T., Ibrahim, Y.Z., Wélé, A., Tucker, C.J., Fensholt, R., 2016. Assessing woody vegetation trends in Sahelian drylands using MODIS based seasonal metrics. *Remote Sens. Environ.* 183, 215–225. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.05.027>
- Brandt, M., Mbow, C., Diouf, A.A., Verger, A., Samimi, C., Fensholt, R., 2015. Ground-and satellite-based evidence of the biophysical mechanisms behind the greening Sahel. *Glob. Change Biol.* 21, 1610–1620. <https://doi.org/10.1111/gcb.12807>

- Brandt, M., Tucker, C.J., Kariryaa, A., Rasmussen, K., Abel, C., Small, J., Chave, J., Rasmussen, L.V., Hiernaux, P., Diouf, A.A., Kergoat, L., Mertz, O., Igel, C., Gieseke, F., Schöning, J., Li, S., Melocik, K., Meyer, J., Sinno, S., Romero, E., Glennie, E., Montagu, A., Dendoncker, M., Fensholt, R., 2020. An unexpectedly large count of trees in the West African Sahara and Sahel. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2824-5>
- BRGM, 2015. DEPJAU : Dépouillement des jaugeages. BRGM, Paris (France).
- Brown, D.G., Band, L.E., Green, K.O., Irwin, E.G., Jain, A., Lambin, E.F., Pontius, R.G.J., Seto, K.C., Turner, B.L., Verburg, P.H., 2014. *Advancing Land Change Modeling: Opportunities and Research Requirements*. National Academies Press, Washington, D.C. <https://doi.org/10.17226/18385>
- Budyko, M.I., 1961. The Heat Balance of the Earth's Surface. *Sov. Geogr.* 2, 3–13. <https://doi.org/10.1080/00385417.1961.10770761>
- Cannon, A.J., 2018a. Multivariate quantile mapping bias correction: an N-dimensional probability density function transform for climate model simulations of multiple variables. *Clim. Dyn.* 50, 31–49. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3580-6>
- Cannon, A.J., 2018b. MBC: Multivariate Bias Correction of Climate Model Outputs.
- Cannon, A.J., 2016. Multivariate Bias Correction of Climate Model Output: Matching Marginal Distributions and Intersample Dependence Structure. *J. Clim.* 29, 7045–7064. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0679.1>
- Cannon, A.J., Sobie, S.R., Murdock, T.Q., 2015. Bias Correction of GCM Precipitation by Quantile Mapping: How Well Do Methods Preserve Changes in Quantiles and Extremes? *J. Clim.* 28, 6938–6959. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>
- Casenave, A., Valentin, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *J. Hydrol.* 130, 231–249. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90112-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90112-9)
- Casenave, A., Valentin, C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne: influence sur l'infiltration. ORSTOM.
- Chaibou Begou, J., Jomaa, S., Benabdallah, S., Bazie, P., Afouda, A., Rode, M., 2016. Multi-Site Validation of the SWAT Model on the Bani Catchment: Model Performance and Predictive Uncertainty. *Water* 8, 178. <https://doi.org/10.3390/w8050178>
- Chang, J., Zhang, H., Wang, Y., Zhu, Y., 2016. Assessing the impact of climate variability and human activities on streamflow variation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 1547–1560. <https://doi.org/10.5194/hess-20-1547-2016>
- Charney, J., Quirk, W.J., Chow, S., Kornfield, J., 1977. A Comparative Study of the Effects of Albedo Change on Drought in Semi-Arid Regions. *J. Atmospheric Sci.* 34, 1366–1385. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1366:ACSOTE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1366:ACSOTE>2.0.CO;2)
- Charney, J., Stone, P.H., Quirk, W.J., 1975. Drought in the Sahara: A Biogeophysical Feedback Mechanism. *Science* 187, 434–435. <https://doi.org/10.1126/science.187.4175.434>
- Chen, L., Sela, S., Svoray, T., Assouline, S., 2013. The role of soil-surface sealing, microtopography, and vegetation patches in rainfall-runoff processes in semiarid areas: RAINFALL-RUNOFF PROCESSES IN SEMIARID AREAS. *Water Resour. Res.* 49, 5585–5599. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20360>
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 2008. *Applied hydrology*, [Nachdr.], internat. ed. 1988. ed, McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering. McGraw-Hill, New York.
- Clarke, K.C., Hoppen, S., Gaydos, L., 1997. A self-modifying cellular automaton model of historical urbanization in the San Francisco Bay area. *Environ. Plan. B Plan. Des.* 24, 247–261. <https://doi.org/10.1068/b240247>

- Cobaner, M., Citakoğlu, H., Haktanir, T., Kisi, O., 2017. Modifying Hargreaves–Samani equation with meteorological variables for estimation of reference evapotranspiration in Turkey. *Hydrol. Res.* 48, 480–497. <https://doi.org/10.2166/nh.2016.217>
- Cohen, A., 1983. Comparing Regression Coefficients Across Subsamples: A Study of the Statistical Test. *Sociol. Methods Res.* 12, 77–94. <https://doi.org/10.1177/0049124183012001003>
- Cohen, J., 2013. *Statistical power analysis for the behavioral sciences.*
- Collinet, J., 1988. *Comportement hydrodynamique et érosif de sols de l’Afrique de l’Ouest. Evolution des matériaux et des organisations sous simulations de pluies (PhD Thesis). Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg.*
- Congalton, R.G., Green, K., 2019. *Assessing the Accuracy of Remotely Sensed Data: Principles and Practices, Third Edition, 3rd ed. CRC Press.* <https://doi.org/10.1201/9780429052729>
- Cornelissen, T., Diekkrüger, B., Giertz, S., 2013. A comparison of hydrological models for assessing the impact of land use and climate change on discharge in a tropical catchment. *J. Hydrol.* 498, 221–236. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.016>
- Cramér, H., 2016. *Mathematical Methods of Statistics (PMS-9), Princeton Landmarks in Mathematics and Physics.*
- Dai, A., Lamb, P.J., Trenberth, K.E., Hulme, M., Jones, P.D., Xie, P., 2004. The recent Sahel drought is real. *Int. J. Climatol.* 24, 1323–1331. <https://doi.org/10.1002/joc.1083>
- Dang, A.N., Kawasaki, A., 2016. A Review of Methodological Integration in Land-Use Change Models: *Int. J. Agric. Environ. Inf. Syst.* 7, 1–25. <https://doi.org/10.4018/IJAEIS.2016040101>
- Daniel, E.B., Camp, J.V., LeBoeuf, E.J., Penrod, J.R., Dobbins, J.P., Abkowitz, M.D., 2011. Watershed Modeling and its Applications: A State-of-the-Art Review. *Open Hydrol. J.* 5, 26–50. <https://doi.org/10.2174/1874378101105010026>
- Dardel, C., Kergoat, L., Hiernaux, P., Mougin, E., Grippa, M., Tucker, C., 2014. Re-greening Sahel: 30 years of remote sensing data and field observations (Mali, Niger). *Remote Sens. Environ.* 140, 350–364. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.09.011>
- Descroix, L., Diedhiou, A., 2012. Etat des sols et évolution dans un contexte de changements climatiques.
- Descroix, L., Esteves, M., Souley Yéro, K., Rajot, J.-L., Malam Abdou, M., Boubkraoui, S., Lapetite, J.M., Dessay, N., Zin, I., Amogu, O., Bachir, A., Bouzou Moussa, I., Le Breton, E., Mamadou, I., 2011. Runoff evolution according to land use change in a small Sahelian catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 8, 1569–1607. <https://doi.org/10.5194/hessd-8-1569-2011>
- Descroix, L., Genthon, P., Amogu, O., Rajot, J.-L., Sighomnou, D., Vauclin, M., 2012. Change in Sahelian Rivers hydrograph: The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region. *Glob. Planet. Change* 98–99, 18–30. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.07.009>
- Descroix, L., Guichard, F., Grippa, M., Lambert, L., Panthou, G., Mahé, G., Gal, L., Dardel, C., Quantin, G., Kergoat, L., Bouaïta, Y., Hiernaux, P., Vischel, T., Pellarin, T., Faty, B., Wilcox, C., Malam Abdou, M., Mamadou, I., Vandervaere, J.-P., Diongue-Niang, A., Ndiaye, O., Sané, Y., Dacosta, H., Gosset, M., Cassé, C., Sultan, B., Barry, Aliou, Amogu, O., Nka Nnomo, B., Barry, Alseny, Paturel, J.-E., 2018. Evolution of Surface Hydrology in the Sahelo-Sudanian Strip: An Updated Review. *Water* 10, 748. <https://doi.org/10.3390/w10060748>
- Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., 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., 2009. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the

- boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *J. Hydrol.* 375, 90–102. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.012>
- Descroix, L., Moussa, I.B., Genthon, P., Sighomnou, D., Mahé, G., Mamadou, I., Vandervaere, J.-P., Gautier, E., Maiga, O.F., Rajot, J.-L., others, 2013. Impact of drought and land–use changes on surface–water quality and quantity: The Sahelian paradox. *Curr. Perspect. Contam. Hydrol. Water Resour. Sustain.* 2, 64.
- Descroix, L., Niang, A., Panthou, G., Bodian, A., Sané, Y., Dacosta, H., Abdou, M., Vandervaere, J.-P., Quantin, G., Léopold, A., others, 2015. Evolution récente de la pluviométrie en Afrique de l’Ouest à travers deux régions: la Sénégalie et le bassin du Niger moyen. *Climatologie* 12, 25–43.
- Diabri, P., 2007. Qualité de l’eau et niveau de comblement du barrage de Tougou (Burkina Faso).
- Diallo, D., Orange, D., Roose, E., 2008. Erosion et stockage du carbone sous l’effet de l’utilisation des terres en zone de savane soudanienne bassin de Djitiko (sud-Mali), in: Efficacité de la gestion de l’eau et de la fertilité des sols en milieux semi-arides : actes de la session 7 organisée par le réseau E-GCES au sein de la conférence ISCO de Marrakech (Maroc), AS.Actualité Scientifique. AUF ; IRD, pp. 164–174.
- Dickey, D.A., Fuller, W.A., 1979. Distribution of the Estimators for Autoregressive Time Series with a Unit Root. *J. Am. Stat. Assoc.* 74, 427–431. <https://doi.org/10.1080/01621459.1979.10482531>
- Diedhiou, A., Bichet, A., Wartenburger, R., Seneviratne, S.I., Rowell, D.P., Sylla, M.B., Diallo, I., Todzo, S., Touré, N.E., Camara, M., Ngatchah, B.N., Kane, N.A., Tall, L., Affholder, F., 2018. Changes in climate extremes over West and Central Africa at 1.5 °C and 2 °C global warming. *Environ. Res. Lett.* 13, 065020. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aac3e5>
- Diello, P., 2007. Interrelation climat-homme-environnement dans le Sahel Burkinabé: impacts sur les états de surface et la modélisation hydrologique (Thèse de Doctorat). Université de Montpellier II: Sciences et Techniques du Languedoc.
- Diello, P., Paturel, J.-E., Mahé, G., Barbier, B., Karambiri, H., Servat, E., 2006. Méthodologie et application d’une démarche de modélisation hydrologique prenant en compte l’évolution des états de surface en milieu sahélien d’Afrique de l’Ouest, in: Climate variability and change : hydrological impacts, Publication - AISH. AISH ; UNESCO, pp. 691–697.
- Dile, Y.T., Daggupati, P., George, C., Srinivasan, R., Arnold, J., 2016. Introducing a new open source GIS user interface for the SWAT model. *Environ. Model. Softw.* 85, 129–138. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2016.08.004>
- Diwediga, B., Le, Q.B., Agodzo, S.K., Tamene, L.D., Wala, K., 2018. Modelling soil erosion response to sustainable landscape management scenarios in the Mo River Basin (Togo, West Africa). *Sci. Total Environ.* 625, 1309–1320. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.12.228>
- Djaman, K., Irmak, S., Kabenge, I., Futakuchi, K., 2016. Evaluation of FAO-56 Penman-Monteith Model with Limited Data and the Valiantzas Models for Estimating Grass-Reference Evapotranspiration in Sahelian Conditions. *J. Irrig. Drain. Eng.* 142, 04016044. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0001070](https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0001070)
- Dosio, A., Jones, R.G., Jack, C., Lennard, C., Nikulin, G., Hewitson, B., 2019. What can we know about future precipitation in Africa? Robustness, significance and added value of projections from a large ensemble of regional climate models. *Clim. Dyn.* 53, 5833–5858. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04900-3>
- Dosio, A., Turner, A.G., Tamoffo Tchio, A., Sylla, M.B., Lennard, C., Jones, R., Terray, L., Nikulin, G., Hewitson, B., 2020. A tale of two futures: contrasting scenarios of future

- precipitation for West Africa from an ensemble of Regional Climate Models. *Environ. Res. Lett.* <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab7fde>
- Doto, C.V., 2016. L'irrigation de complément à partir de petits bassins individuels en zone sahélienne burkinabè : impact sur la production des exploitations agricoles familiales (PhD Thesis). 2iE.
- Doto, C.V., Hamma, Y., Dial, N., Rabah, L., Euloge, K.A., 2015. Mitigation effect of dry spells in Sahelian rainfed agriculture: Case study of supplemental irrigation in Burkina Faso. *Afr. J. Agric. Res.* 10, 1863–1873. <https://doi.org/10.5897/AJAR2015.9639>
- Dubreuil, P., Ruat, P., 1960. Etudes hydrologiques des petits bassins versants d' Afrique Occidentale Française : rapport préliminaire sur les résultats de la campagne 1959. ORSTOM.
- Dunne, T., Zhang, W., Aubry, B.F., 1991. Effects of Rainfall, Vegetation, and Microtopography on Infiltration and Runoff. *Water Resour. Res.* 27, 2271–2285. <https://doi.org/10.1029/91WR01585>
- Eastman, J., 2006. Tutorials for land change modeler (LCM). Idrisi 15 Andes Ed.
- Eastman, J.R., 2015. TerrSet: Geospatial Monitoring and Modeling Software. Clark Labs Clark Univ.
- Eastman, J.R., Toledano, J., 2018. A Short Presentation of the Land Change Modeler (LCM), in: Camacho Olmedo, M.T., Paegelow, M., Mas, J.-F., Escobar, F. (Eds.), *Geomatic Approaches for Modeling Land Change Scenarios*. Springer International Publishing, Cham, pp. 499–505. https://doi.org/10.1007/978-3-319-60801-3_36
- Eklundh, L., Olsson, L., 2003. Vegetation index trends for the African Sahel 1982-1999: NDVI TRENDS OVER THE SAHEL 1982-1999. *Geophys. Res. Lett.* 30. <https://doi.org/10.1029/2002GL016772>
- El Merabet, Y., 2013. Color image segmentation by combinig watershed-regions / watershed-lines and regions merging : Application to roof segmentation from orthophotoplan (Theses). Université de Technologie de Belfort-Montbéliard ; Université Ibn Tofail. Faculté des sciences de Kénitra.
- Esteves, M., Lapetite, J.M., 2003. A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment: a case study in Niger. *CATENA* 50, 255–271. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00136-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00136-4)
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G.A., Senior, C., Stevens, B., Stouffer, R.J., Taylor, K.E., 2015. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organisation. *Geosci. Model Dev. Discuss.* 8, 10539–10583. <https://doi.org/10.5194/gmdd-8-10539-2015>
- Famien, A.M., Janicot, S., Ochou, A.D., Vrac, M., Defrance, D., Sultan, B., Noël, T., 2018. A bias-corrected CMIP5 dataset for Africa using the CDF-t method – a contribution to agricultural impact studies. *Earth Syst. Dyn.* 9, 313–338. <https://doi.org/10.5194/esd-9-313-2018>
- FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC, 2012. Harmonized world soil database (version 1.2). FAO Rome Italy IIASA Laxenburg Austria.
- FAO/UNESCO, 1974. Légende des unités de sol de la FAO | Portail d'information sur les sols | Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture [WWW Document]. Portail Sols FAO. URL <http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/classification-des-sols/legende-fao/legende-des-unites-de-sol-de-la-fao/fr/> (accessed 3.10.20).
- Faramarzi, M., Abbaspour, K.C., Ashraf Vaghefi, S., Farzaneh, M.R., Zehnder, A.J.B., Srinivasan, R., Yang, H., 2013. Modeling impacts of climate change on freshwater availability in Africa. *J. Hydrol.* 480, 85–101. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.016>

- Feser, F., Rockel, B., von Storch, H., Winterfeldt, J., Zahn, M., 2011. Regional Climate Models Add Value to Global Model Data: A Review and Selected Examples. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 92, 1181–1192. <https://doi.org/10.1175/2011BAMS3061.1>
- Fisher, P., Comber, A.J., Wadsworth, R., 2005. Land use and land cover: contradiction or complement, in: *Re-Presenting GIS*. Chichester, England; Hoboken, NJ, pp. 85–98.
- Fitz, H.C., DeBellevue, E.B., Costanza, R., Boumans, R., Maxwell, T., Wainger, L., Sklar, F.H., 1996. Development of a general ecosystem model for a range of scales and ecosystems. *Ecol. Model.* 88, 263–295. [https://doi.org/10.1016/0304-3800\(95\)00112-3](https://doi.org/10.1016/0304-3800(95)00112-3)
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S.C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., others, 2014. Evaluation of climate models, in: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, pp. 741–866.
- Foerster, S., Kaden, K., Foerster, M., Itzerott, S., 2012. Crop type mapping using spectral-temporal profiles and phenological information. *Comput. Electron. Agric.* 89, 30–40. <https://doi.org/10.1016/j.compag.2012.07.015>
- Forkuor, G., 2014. Agricultural land use mapping in West Africa using multi-sensor satellite imagery (PhD Thesis). Universität Würzburg.
- Forkuor, G., Conrad, C., Thiel, M., Landmann, T., Barry, B., 2015. Evaluating the sequential masking classification approach for improving crop discrimination in the Sudanian Savanna of West Africa. *Comput. Electron. Agric.* 118, 380–389. <https://doi.org/10.1016/j.compag.2015.09.020>
- Fowler, K., Peel, M., Western, A., Zhang, L., 2018. Improved Rainfall-Runoff Calibration for Drying Climate: Choice of Objective Function. *Water Resour. Res.* 54, 3392–3408. <https://doi.org/10.1029/2017WR022466>
- Fox, P., Rockström, J., 2003. Supplemental irrigation for dry-spell mitigation of rainfed agriculture in the Sahel. *Agric. Water Manag.* 61, 29–50. [https://doi.org/10.1016/S0378-3774\(03\)00008-8](https://doi.org/10.1016/S0378-3774(03)00008-8)
- François, B., Vrac, M., Cannon, A.J., Robin, Y., Allard, D., 2020. Multivariate bias corrections of climate simulations: Which benefits for which losses? *Earth Syst. Dyn. Discuss.* 2020, 1–41. <https://doi.org/10.5194/esd-2020-10>
- Gal, L., Grippa, M., Hiernaux, P., Pons, L., Kergoat, L., 2017. The paradoxical evolution of runoff in the pastoral Sahel: analysis of the hydrological changes over the Agoufou watershed (Mali) using the KINEROS-2 model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 4591–4613. <https://doi.org/10.5194/hess-21-4591-2017>
- Gardelle, J., Hiernaux, P., Kergoat, L., Grippa, M., 2010. Less rain, more water in ponds: a remote sensing study of the dynamics of surface waters from 1950 to present in pastoral Sahel (Gourma region, Mali). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 309–324. <https://doi.org/10.5194/hess-14-309-2010>
- Gassman, P.W., Reyes, M.R., Green, C.H., Arnold, J.G., 2007. The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development, Applications, and Future Research Directions. *Trans. ASABE* 50, 1211–1250. <https://doi.org/10.13031/2013.23637>
- Ghram-Messedi, A., Delaître, É., 2007. Land surface changes in arid areas based on radiometric indexes and multitemporal classifications of Landsat TM images over the region of Menzel Habib (Southern Tunisia). *Sci. Chang. PlanétairesSécheresse* 18, 305–313.
- Gibba, P., Sylla, M.B., Okogbue, E.C., Gaye, A.T., Nikiema, M., Kebe, I., 2019. State-of-the-art climate modeling of extreme precipitation over Africa: analysis of CORDEX added-value over CMIP5. *Theor. Appl. Climatol.* 137, 1041–1057. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2650-y>

- Gineste, P., 1998. Contribution de l'imagerie satellitale radar ERS à la détection des zones saturées et à la modélisation hydrologique d'un petit bassin versant agricole par TOPMODEL. Ecole Natl. Génie Rural Eaux For. AgroParisTech Paris.
- Giorgi, F., Jones, C., Asrar, G.R., others, 2009. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorol. Organ. WMO Bull.* 58, 175.
- Gnouma, R., 2006. Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques: application au bassin versant de l'Yzeron. LGCIE INSA Lyon Lyon 448p.
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., Moore, R., 2017. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sens. Environ.* 202, 18–27. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>
- Goudou, D., Gué-Traoré, J., Ouédraogo, M., Segda, Z., Somé, L., P, S., B, S., Sissoko, K., Zougmore, R.B., Moussa, A.S., 2012. Village Baseline Study: Site Analysis Report for Yatenga – Tougou, Burkina Faso (Report).
- Govaerts, Y., Lattanzio, A., 2008. Estimation of surface albedo increase during the eighties Sahel drought from Meteosat observations. *Glob. Planet. Change* 64, 139–145. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.04.004>
- Gresillon, J.M., Herter, P., Lahaye, J.P., 1976. Note sur le dimensionnement des ouvrages évacuateurs de crues en Afrique de l'ouest sahélienne ou tropicale. Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques (CIEH), Ouagadougou.
- Gudmundsson, L., Bremnes, J., Haugen, J., Engen-Skaugen, T., 2012. Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations: a comparison of methods. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 3383–3390. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3383-2012>
- Guo, Q., Chen, J., Zhang, X., Shen, M., Chen, H., Guo, S., 2019. A new two-stage multivariate quantile mapping method for bias correcting climate model outputs. *Clim. Dyn.* 53, 3603–3623. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04729-w>
- Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *J. Hydrol.* 377, 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- GWP/AO, 2010. Inventaire des stratégies d'adaptation aux changements climatiques des populations locales et échanges d'expériences de bonnes pratiques entre les différentes régions au Burkina Faso. GWP/AO, Ouagadougou.
- Hakala, K., Addor, N., Teutschbein, C., Dakhlaoui, H., Seibert, J., 2019. *Hydrological Modeling of Climate Change Impacts*, 1st ed. Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781119300762>
- Hamelin, L.-E., 2005. Précisions au sujet des termes de débit, d'écoulement et de ruissellement en hydrologie. *Cah. Géographie Qué.* 2, 139–152. <https://doi.org/10.7202/020027ar>
- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1985. Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Appl. Eng. Agric.* 1, 96–99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- Harmel, R.D., Baffaut, C., Douglas-Mankin, K., 2018. Review and Development of ASABE Engineering Practice 621: “Guidelines for Calibrating, Validating, and Evaluating Hydrologic and Water Quality Models.” *Trans. ASABE* 61, 1393–1401. <https://doi.org/10.13031/trans.12806>
- Hempel, S., Frieler, K., Warszawski, L., Schewe, J., Piontek, F., 2013. A trend-preserving bias correction: the ISI-MIP approach. *Earth Syst. Dyn.* 4, 219–236. <https://doi.org/10.5194/esd-4-219-2013>
- Her, Y., Chaubey, I., 2015. Impact of the numbers of observations and calibration parameters on equifinality, model performance, and output and parameter uncertainty: Parameters,

- Observations, and Uncertainty. *Hydrol. Process.* 29, 4220–4237. <https://doi.org/10.1002/hyp.10487>
- Herrmann, S.M., Anyamba, A., Tucker, C.J., 2005. Recent trends in vegetation dynamics in the African Sahel and their relationship to climate. *Glob. Environ. Change* 15, 394–404. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2005.08.004>
- Herwig, C., 2017. A detailed view of Earth across space and time: our changing planet through a 32-year global Landsat and Sentinel-2 timelapse video, in: AGU Fall Meeting Abstracts.
- Hiepe, C., 2008. Soil degradation by water erosion in a sub-humid West-African catchment: a modelling approach considering land use and climate change in Benin (PhD Thesis). Universitäts-und Landesbibliothek Bonn.
- Hiernaux, P., Mougin, E., Diarra, L., Soumaguel, N., Lavenu, F., Tracol, Y., Diawara, M., 2009. Sahelian rangeland response to changes in rainfall over two decades in the Gourma region, Mali. *J. Hydrol.* 375, 114–127. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.005>
- Horton, R.E., 1933. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union* 14, 446. <https://doi.org/10.1029/TR014i001p00446>
- Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., Wood, E.F., 1985. Estimation of the Generalized Extreme-Value Distribution by the Method of Probability-Weighted Moments. *Technometrics* 27, 251–261. <https://doi.org/10.1080/00401706.1985.10488049>
- Huang, X., Lu, Q., Zhang, L., Plaza, A., 2014. New Postprocessing Methods for Remote Sensing Image Classification: A Systematic Study. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 52, 7140–7159. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2014.2308192>
- Hubert, P., Carbonnel, J.P., Chaouche, A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques — application à des séries de précipitations et de débits de l’afrique de l’ouest. *J. Hydrol.* 110, 349–367. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90197-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90197-2)
- Hulme, M., 2001. Climatic perspectives on Sahelian desiccation: 1973–1998. *Glob. Environ. Change* 11, 19–29. [https://doi.org/10.1016/S0959-3780\(00\)00042-X](https://doi.org/10.1016/S0959-3780(00)00042-X)
- Husain, M.K., Hayder, G., Mohd Sidek, L., Ahmed, A.N., Kushiar, K.F., 2020. Potential Evapotranspiration Estimation Methods for Water Balance Analysis Using SWAT: A Case Study of Kelantan River Basin, Kelantan, in: Mohd Sidek, L., Salih, G.H.A., Boosroh, M.H. (Eds.), *ICDSME 2019, Water Resources Development and Management*. Springer Singapore, Singapore, pp. 90–102. https://doi.org/10.1007/978-981-15-1971-0_9
- Iacono, M., Levinson, D., El-Geneidy, A., Wasfi, R., 2015. A Markov Chain Model of Land Use Change. *Tema J. Land Use Mobility and Environment, Energy and Mobility: Strategies for Consumptions’ Reduction-*. <https://doi.org/10.6092/1970-9870/2985>
- Ibrahim, B., 2012. Characterization of the rainy seasons in Burkina Faso under a climate change condition and hydrological impacts in the Nakanbé basin (Theses). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Ibrahim, B., Karambiri, H., Polcher, J., Yacouba, H., Ribstein, P., 2014. Changes in rainfall regime over Burkina Faso under the climate change conditions simulated by 5 regional climate models. *Clim. Dyn.* 42, 1363–1381. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1837-2>
- Ibrahim, M., Wisser, D., Ali, A., Diekkrüger, B., Seidou, O., Mariko, A., Afouda, A., 2017. Water Balance Analysis over the Niger Inland Delta-Mali: Spatio-Temporal Dynamics of the Flooded Area and Water Losses. *Hydrology* 4, 40. <https://doi.org/10.3390/hydrology4030040>
- IGB, 2002. Base de données d’Occupation des Terres (BDOT) 2002. Burkina Faso.

- INSD, 2008. Recensement général de la population et de l'habitation (RGPH) de 2006 du Burkina Faso-Résultats définitifs. INSD Ouagadougou, Burkina Faso.
- INSD, 1996. Recensement général de la population et de l'habitation (RGPH) de 1996 du Burkina Faso-Résultats définitifs. INSD Ouagadougou, Burkina Faso.
- IPCC, 2014a. The Physical Science Basis: Working Group Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.
- IPCC, 2014b. Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability: Working Group II contribution to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, New York, NY.
- IPCC, 2000. Special report on emissions scenarios. Intergov. Panel Clim. Change Spec. Rep. Clim. Change Camb. Univ. Press Camb. 570.
- Ismail, A., 2002. LUPAS (Land Use Planning and Analysis System): a tool for strategic agricultural land use planning.
- IWACO, 1993. Aperçu des mesures hydrologiques de quatre bassins versants au Burkina Faso (No. 7790).
- IWACO, 1990. Etude du bilan d'eau au Burkina Faso : Etudes de quatre bassins versants expérimentaux au Burkina Faso. Volume II, bassin de Tougou (No. 5494.2).
- Jaccon, G., 1986. Manuel d'hydrométrie : 5. Tracé de la courbe de tarage et calcul des débits, Initiations-Documentations Techniques. ORSTOM.
- Jahn, R., Blume, H., Asio, V., Spaargaren, O., Schad, P., 2006. Guidelines for Soil Description. Food and Agriculture Organization of the United Nations (Vol. 1). Rome.
- Jones, A., Breuning-Madsen, H., Brossard, M., Dampha, A., Deckers, J., Dewitte, O., Gallali, T., Hallett, S., Jones, R., Kilasara, M., Le Roux, P., Micheli, E., Montanarella, L., Spaargaren, O., Thiombiano, L., Van Ranst, E., Yemefack, M., Zougmore, R., 2013. Soil atlas of Africa, JRC soil atlas series. Publications Office of the European Union, Luxembourg, Luxembourg.
- Jung, T., Ferranti, L., Tompkins, A.M., 2006. Response to the Summer of 2003 Mediterranean SST Anomalies over Europe and Africa. *J. Clim.* 19, 5439–5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI3916.1>
- Kabore, P.N., Barbier, B., Ouoba, P., Kiema, A., Some, L., Ouedraogo, A., 2019. Perceptions du changement climatique, impacts environnementaux et stratégies endogènes d'adaptation par les producteurs du Centre-nord du Burkina Faso. *Vertigo*. <https://doi.org/10.4000/vertigo.24637>
- Kaboré, P.N., Ouedraogo, A., Sanon, M., Yaka, P., Some, L., 2017. Caractérisation de la variabilité climatique dans la région du Centre-Nord du Burkina Faso entre 1961 et 2015. *Climatologie*.
- Kaboré/Bontogho, P., Nikiema, M., Ibrahim, B., Helmschrot, J., 2015. Merging historical data records with MPI-ESM-LR, CanESM2, AFR MPI and AFR 44 scenarios to assess long-term climate trends for the Massili Basin in central Burkina Faso. *Int J Curr Eng Technol* 5, 1846–1852.
- Kagambega, F.W., Traore, S., Thiombiano, A., Boussim, J.I., 2011. Impact de trois techniques de restauration des sols sur la survie et la croissance de trois espèces ligneuses sur les «zipellés» au Burkina Faso. *Int. J. Biol. Chem. Sci.* 5.
- Karambiri, H., 2003. Crues et érosion hydrique au Sahel: étude et modélisation des flux d'eau et de matières sur un petit bassin versant pastoral au nord du Burkina Faso (Thèse de Doctorat). Université Paris VI : Pierre et Marie Curie.
- Karambiri, H., García Galiano, S.G., Giraldo, J.D., Yacouba, H., Ibrahim, B., Barbier, B., Polcher, J., 2011. Assessing the impact of climate variability and climate change on

- runoff in West Africa: the case of Senegal and Nakambe River basins. *Atmospheric Sci. Lett.* 12, 109–115. <https://doi.org/10.1002/asl.317>
- Karambiri, H., Ribolzi, O., Delhoume, J.P., Ducloux, J., Coudrain-Ribstein, A., Casenave, A., 2003. Importance of soil surface characteristics on water erosion in a small grazed Sahelian catchment. *Hydrol. Process.* 17, 1495–1507. <https://doi.org/10.1002/hyp.1195>
- Karambiri, H., Yacouba, H., Barbier, B., Mahé, G., Paturel, J.-E., 2009. Caractérisation du ruissellement et de l'érosion de la parcelle au bassin versant en zone sahélienne: cas du petit bassin versant de Tougou au nord du Burkina Faso, in: Joint International Convention of 8th IAHS Scientific Assembly and 37th IAH Congress, IAHS-AISH Publication. pp. 225–230.
- Karlson, M., Ostwald, M., Reese, H., Sanou, J., Tankoano, B., Mattsson, E., 2015. Mapping Tree Canopy Cover and Aboveground Biomass in Sudano-Sahelian Woodlands Using Landsat 8 and Random Forest. *Remote Sens.* 7, 10017–10041. <https://doi.org/10.3390/rs70810017>
- Kendall, M., 1975. *Multivariate analysis*. Charles Griffin & Company Ltd.
- Khan, M.J., Khan, H.S., Yousaf, A., Khurshid, K., Abbas, A., 2018. Modern Trends in Hyperspectral Image Analysis: A Review. *IEEE Access* 6, 14118–14129. <https://doi.org/10.1109/ACCESS.2018.2812999>
- Killick, R., Eckley, I.A., 2014. changepoint: An R Package for Changepoint Analysis. *J. Stat. Softw.* 58. <https://doi.org/10.18637/jss.v058.i03>
- Kim, N.W., Chung, I.M., Won, Y.S., Arnold, J.G., 2008. Development and application of the integrated SWAT–MODFLOW model. *J. Hydrol.* 356, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.02.024>
- Kirchner, J.W., 2006. Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology: GETTING THE RIGHT ANSWERS FOR THE RIGHT REASONS. *Water Resour. Res.* 42. <https://doi.org/10.1029/2005WR004362>
- Klemeš, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrol. Sci. J.* 31, 13–24. <https://doi.org/10.1080/02626668609491024>
- Kling, H., Fuchs, M., Paulin, M., 2012. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *J. Hydrol.* 424–425, 264–277. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.011>
- Klutse, N.A.B., Sylla, M.B., Diallo, I., Sarr, A., Dosio, A., Diedhiou, A., Kamga, A., Lamptey, B., Ali, A., Gbobaniyi, E.O., Owusu, K., Lennard, C., Hewitson, B., Nikulin, G., Panitz, H.-J., Büchner, M., 2016. Daily characteristics of West African summer monsoon precipitation in CORDEX simulations. *Theor. Appl. Climatol.* 123, 369–386. <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1352-3>
- Knauer, K., Gessner, U., Fensholt, R., Forkuor, G., Kuenzer, C., 2017. Monitoring Agricultural Expansion in Burkina Faso over 14 Years with 30 m Resolution Time Series: The Role of Population Growth and Implications for the Environment. *Remote Sens.* 9, 132. <https://doi.org/10.3390/rs9020132>
- Koch, F.J., Van Griensven, A., Uhlenbrook, S., Tekleab, S., Teferi, E., 2012. The Effects of land use change on hydrological responses in the choke mountain range (Ethiopia)-a new approach addressing land use dynamics in the model SWAT, in: *Managing Resources of a Limited Planet*. Presented at the International Congress on Environmental Modelling and Software, Sixth Biennial Meeting, International Environmental Modelling and Software Society (iEMSs), Leipzig, Germany.
- Koïta, M., Sandwidi, W.J.P., Dara, A.E., 2017. Recharge Estimation of Hard Rock Aquifers under Sahelian Climate Conditions Using Water Table Fluctuation: Case Study of

- Tougou Catchment, Burkina Faso. *J. Water Resour. Prot.* 09, 1428–1448. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2017.912092>
- Koudougou, S., Stiem-Bathia, L., Bary, H., Tall, F., 2017. Genre, foncier et gestion durable des terres au Burkina Faso (Working Paper), IASS. IASS, Potsdam. <https://doi.org/10.2312/iass.2017.024>
- Koussoubé, A., 2007. Dynamique du couvert végétal et de la production agricole du bassin versant de Tougou (au nord du Burkina Faso). *Mém. Dép. Géographie Univ. Ouagadougou* 135.
- Krysanova, V., Müller-Wohlfeil, D.-I., Becker, A., 1998. Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. *Ecol. Model.* 106. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(97\)00204-4](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(97)00204-4)
- Krysanova, V., White, M., 2015. Advances in water resources assessment with SWAT—an overview. *Hydrol. Sci. J.* 1–13. <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1029482>
- Kumar, E., Saraswat, D., Singh, G., 2020. Comparative Analysis of Bioenergy Crop Impacts on Water Quality Using Static and Dynamic Land Use Change Modeling Approach. *Water* 12, 410. <https://doi.org/10.3390/w12020410>
- Laflen, J.M., Lane, L.J., Foster, G.R., 1991. WEPP: A new generation of erosion prediction technology. *J. Soil Water Conserv.* 46, 34–38.
- Lagarias, A., 2012. Urban sprawl simulation linking macro-scale processes to micro-dynamics through cellular automata, an application in Thessaloniki, Greece. *Appl. Geogr.* 34, 146–160. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2011.10.018>
- Lamachère, J.-M., 1991. Aptitude au ruissellement et à l’infiltration d’un sol sableux après sarclage, in: *Soil water balance in the sudano-sahelian zone*, IAHS Publication. IAHS, pp. 109–119.
- Lamachère, J.-M., Puech, C., 1995. Télédétection et régionalisation de l’aptitude au ruissellement et à l’infiltration des sols en Afrique sahéenne et nord-soudanienne, in: *Régionalisation en hydrologie : application au développement*, Colloques et Séminaires. ORSTOM, pp. 205–228.
- Lamparter, G., Nobrega, R.L.B., Kovacs, K., Amorim, R.S., Gerold, G., 2018. Modelling hydrological impacts of agricultural expansion in two macro-catchments in Southern Amazonia, Brazil. *Reg. Environ. Change* 18, 91–103. <https://doi.org/10.1007/s10113-016-1015-2>
- Lang, M., Wellens, J., Tychon, B., 2011. ArcSWAT manuel d’utilisateur: Cas du bassin versant du Kou (Burkina Faso). *Struct. Reinf. Proj. Water Resour. Manag. Capacity Agric. Basin Kou*.
- Lange, S., 2019. Trend-preserving bias adjustment and statistical downscaling with ISIMIP3BASD (v1.0). *Geosci. Model Dev.* 12, 3055–3070. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-3055-2019>
- Langley, S.K., Cheshire, H.M., Humes, K.S., 2001. A comparison of single date and multitemporal satellite image classifications in a semi-arid grassland. *J. Arid Environ.* 49, 401–411. <https://doi.org/10.1006/jare.2000.0771>
- Lantman, J. van S., Verburg, P.H., Bregt, A., Geertman, S., 2011. Core principles and concepts in land-use modelling: A literature review, in: *Land-Use Modelling in Planning Practice*. Springer, Dordrecht, pp. 35–57.
- Le Barbé, L., Lebel, T., Tapsoba, D., 2002. Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *J. Clim.* 15, 187–202. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0187:RVIWAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0187:RVIWAD>2.0.CO;2)
- Leavesley, G.H., 1984. *Precipitation-runoff modeling system: User’s manual*. US Department of the Interior.

- Lebel, T., Ali, A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *J. Hydrol.* 375, 52–64. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.030>
- Leblanc, M.J., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S.O., Loireau, M., Cappelaere, B., 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Glob. Planet. Change* 61, 135–150. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.08.011>
- Lee, D., Han, J.H., Park, M.J., Engel, B.A., Kim, J., Lim, K.J., Jang, W.S., 2019. Development of advanced web-based SWAT LUC system considering yearly land use changes and recession curve characteristics. *Ecol. Eng.* 128, 39–47. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2019.01.001>
- L'Hôte, Y., Mahé, G., Somé, B., Triboulet, J.P., 2002. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrol. Sci. J.* 47, 563–572. <https://doi.org/10.1080/02626660209492960>
- Liang, X., Lettenmaier, D.P., Wood, E.F., Burges, S.J., 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.* 99, 14415. <https://doi.org/10.1029/94JD00483>
- Lillesand, T., Kiefer, R.W., Chipman, J., 2015. Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Sons.
- Liu, J., Heiskanen, J., Aynekulu, E., Pellikka, P., 2015. Seasonal variation of land cover classification accuracy of Landsat 8 images in Burkina Faso. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* 40, 455.
- Liu, X., Liang, X., Li, X., Xu, X., Ou, J., Chen, Y., Li, S., Wang, S., Pei, F., 2017. A future land use simulation model (FLUS) for simulating multiple land use scenarios by coupling human and natural effects. *Landsc. Urban Plan.* 168, 94–116. <https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2017.09.019>
- Mahé, G., 2006. The impacts of land use/land cover change and climate variability on the hydrology of the Sahel. *IAHS Publ.* 308, 679.
- Mahé, G., Barbier, B., Dieulin, C., Dezetter, A., Diello, P., Karambiri, H., Paturel, J.-E., Rouché, N., 2012. Impact climatique et anthropique sur les écoulements en milieu semi-aride: cas du Sahel et du Burkina-Faso.
- Mahé, G., Diello, P., Paturel, J.-E., Barbier, B., Karambiri, H., Dezetter, A., Dieulin, C., Rouché, N., 2010. Baisse des pluies et augmentation des écoulements au Sahel : impact climatique et anthropique sur les écoulements du Nakambe au Burkina Faso. *Sécheresse* 21, 330–332.
- Mahé, G., Leduc, C., Amani, A., Paturel, J.-E., Girard, S., Servat, E., Dezetter, A., 2003. Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau. *IAHS Publ.* 215–222.
- Mahé, G., Lienou, G., Bamba, F., Paturel, J., Adeaga, O., Descroix, L., Mariko, A., Olivry, J., Sangare, S., Ogilvie, A., Clanet, J., 2011. The Niger River and climate change over 100 years. *Hydro-Climatol. Var. Change* 131–137.
- Mahé, G., Lienou, G., Descroix, L., Bamba, F., Paturel, J.E., Laraque, A., Meddi, M., Habaieb, H., Adeaga, O., Dieulin, C., Chahnez Kotti, F., Khomsi, K., 2013. The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment: How climate and human changes impacted river regimes in Africa. *Hydrol. Process.* 27, 2105–2114. <https://doi.org/10.1002/hyp.9813>
- Mahé, G., Paturel, J.-E., 2009. 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 538–546. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.05.002>
- Mahé, G., Paturel, J.-E., Servat, E., Conway, D., Dezetter, A., 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *J. Hydrol.* 300, 33–43. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.028>

- Maïga-Yaleu, S., 2014. Etude géochimique de l'eau de ruissellement du bassin versant de Tougou (bassin supérieur du Nakanbé) au nord du Burkina Faso (PhD Thesis). 2iE/UO-Pr. JKZ.
- Maïga-Yaleu, S., Guiguemde, I., Yacouba, H., Karambiri, H., Ribolzi, O., Bary, A., Ouedraogo, R., Chaplot, V., 2013. Soil crusting impact on soil organic carbon losses by water erosion. *CATENA* 107, 26–34. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.03.006>
- Maïga-Yaleu, S.B., Chivenge, P., Yacouba, H., Guiguemde, I., Karambiri, H., Ribolzi, O., Bary, A., Chaplot, V., 2015. Impact of sheet erosion mechanisms on organic carbon losses from crusted soils in the Sahel. *CATENA* 126, 60–67. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.11.001>
- Maimouni, S., Bannari, A., El-Harti, A., El-Ghmari, A., 2011. Potentiels et limites des indices spectraux pour caractériser la dégradation des sols en milieu semi-aride. *Can. J. Remote Sens.* 37, 285–301. <https://doi.org/10.5589/m11-038>
- Malam Abdou, M., 2014. Etats de surface et fonctionnement hydrodynamique multi-échelles des bassins sahéliens; études expérimentales en zones cristalline et sédimentaire (PhD Thesis). Grenoble.
- Mann, H.B., 1945. Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica* 13, 245. <https://doi.org/10.2307/1907187>
- Manning, R., Griffith, J.P., Pigot, T., Vernon-Harcourt, L.F., 1890. On the flow of water in open channels and pipes.
- Maraun, D., 2016. Bias Correcting Climate Change Simulations - a Critical Review. *Curr. Clim. Change Rep.* 2, 211–220. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0050-x>
- Marcel, J.J., 1837. Vocabulaire Français-Arabe des dialectes vulgaires Africains; D'Alger, de Tunis, de Marok et d'Égypte. Hingray.
- Marchal, J.-Y., 1983. Yatenga: nord Haute-Volta: la dynamique d'un espace rural Soudano-Sahélien, Travaux et Documents de l'ORSTOM. ORSTOM.
- Marchal, J.-Y., 1977. Système agraire et évolution de l'occupation de l'espace au Yatenga (Haute Volta). *Cah. ORSTOM Sér. Sci. Hum.* 14, 141–149.
- Marhaento, H., Booij, M.J., Rientjes, T.H.M., Hoekstra, A.Y., 2019. Sensitivity of Streamflow Characteristics to Different Spatial Land-Use Configurations in Tropical Catchment. *J. Water Resour. Plan. Manag.* 145, 04019054. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WR.1943-5452.0001122](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WR.1943-5452.0001122)
- Markantonis, V., Farinosi, F., Dondeynaz, C., Ameztoy, I., Pastori, M., Marletta, L., Ali, A., Carmona Moreno, C., 2018. Assessing floods and droughts in the Mékrou River basin (West Africa): a combined household survey and climatic trends analysis approach. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 18, 1279–1296. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-1279-2018>
- Mas, J.-F., Kolb, M., Paegelow, M., Camacho Olmedo, M.T., Houet, T., 2014a. Modelling Land use/cover changes: a comparison of conceptual approaches and softwares. *Environ. Model. Softw.* 51, 94–111. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2013.09.010>
- Mas, J.-F., Pérez-Vega, A., Ghilardi, A., Martínez, S., Loya-Carrillo, J.O., Vega, E., 2014b. A Suite of Tools for Assessing Thematic Map Accuracy. *Geogr. J.* 2014, 1–10. <https://doi.org/10.1155/2014/372349>
- Massazza, G., Tamagnone, P., Wilcox, C., Belcore, E., Pezzoli, A., Vischel, T., Panthou, G., Housseini Ibrahim, M., Tiepolo, M., Tarchiani, V., Rosso, M., 2019. Flood Hazard Scenarios of the Sirba River (Niger): Evaluation of the Hazard Thresholds and Flooding Areas. *Water* 11, 1018. <https://doi.org/10.3390/w11051018>
- Mazzucato, V., Niemeijer, D., 2009. Population Growth and the Environment in Africa: Local Informal Institutions, the Missing Link*. *Econ. Geogr.* 78, 171–193. <https://doi.org/10.1111/j.1944-8287.2002.tb00182.x>

- Mbaye, M.L., Haensler, A., Hagemann, S., Gaye, A.T., Moseley, C., Afouda, A., 2016. Impact of statistical bias correction on the projected climate change signals of the regional climate model REMO over the Senegal River Basin. *Int. J. Climatol.* 36, 2035–2049. <https://doi.org/10.1002/joc.4478>
- Mbow, C., Brandt, M., Ouedraogo, I., de Leeuw, J., Marshall, M., 2015. What Four Decades of Earth Observation Tell Us about Land Degradation in the Sahel? *Remote Sens.* 7, 4048–4067. <https://doi.org/10.3390/rs70404048>
- Mbow, C., Mertz, O., Diouf, A., Rasmussen, K., Reenberg, A., 2008. The history of environmental change and adaptation in eastern Saloum–Senegal—Driving forces and perceptions. *Glob. Planet. Change* 64, 210–221. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.09.008>
- McDonald, S., Mohammed, I.N., Bolten, J.D., Pulla, S., Meechaiya, C., Markert, A., Nelson, E.J., Srinivasan, R., Lakshmi, V., 2019. Web-based decision support system tools: The Soil and Water Assessment Tool Online visualization and analyses (SWATOnline) and NASA earth observation data downloading and reformatting tool (NASAaccess). *Environ. Model. Softw.* 120, 104499. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.104499>
- McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J., others, 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales, in: *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*. Boston, pp. 179–183.
- MECV/BF, 2007. Situation des forêts classées du Burkina Faso et plan de réhabilitation. Ministère de l'Environnement et du Cadre de Vie (Burkina Faso), Ouagadougou.
- MEDD/BF, 2012. Stratégie et Plan d'Actions de l'Initiative Grande Muraille Verte au Burkina Faso. Ouagadougou.
- Megahed, Y., Cabral, P., Silva, J., Caetano, M., 2015. Land Cover Mapping Analysis and Urban Growth Modelling Using Remote Sensing Techniques in Greater Cairo Region—Egypt. *ISPRS Int. J. Geo-Inf.* 4, 1750–1769. <https://doi.org/10.3390/ijgi4031750>
- Mehrotra, R., Sharma, A., 2016. A Multivariate Quantile-Matching Bias Correction Approach with Auto- and Cross-Dependence across Multiple Time Scales: Implications for Downscaling. *J. Clim.* 29, 3519–3539. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0356.1>
- Mekonnen, D.F., Duan, Z., Rientjes, T., Disse, M., 2018. Analysis of combined and isolated effects of land-use and land-cover changes and climate change on the upper Blue Nile River basin's streamflow. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 6187–6207. <https://doi.org/10.5194/hess-22-6187-2018>
- Mengistu, A.G., van Rensburg, L.D., Woyessa, Y.E., 2019. Techniques for calibration and validation of SWAT model in data scarce arid and semi-arid catchments in South Africa. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 25, 100621. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100621>
- Meyer, J., Kohn, I., Stahl, K., Hakala, K., Seibert, J., Cannon, A.J., 2019. Effects of univariate and multivariate bias correction on hydrological impact projections in alpine catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23, 1339–1354. <https://doi.org/10.5194/hess-23-1339-2019>
- Millogo, D., Nikiema, A., Koulibaly, B., Zombre, N.P., 2018. Analyse de l'évolution de l'occupation des terres à partir de photographies aériennes de la localité de Loaga dans la province du Bam, Burkina Faso. *Int. J. Biol. Chem. Sci.* 11, 2133. <https://doi.org/10.4314/ijbcs.v11i5.16>
- Minitab, 2019. Minitab. Minitab, LLC, State College, Pennsylvania, USA.
- Mishra, S.K., Singh, V.P., 2003. SCS-CN Method, in: *Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology*, Water Science and Technology Library. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 84–146. https://doi.org/10.1007/978-94-017-0147-1_2

- Monerie, P.-A., Sanchez-Gomez, E., Boé, J., 2017. On the range of future Sahel precipitation projections and the selection of a sub-sample of CMIP5 models for impact studies. *Clim. Dyn.* 48, 2751–2770. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3236-y>
- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Liew, M.W.V., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L., 2007. Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Trans. ASABE* 50, 885–900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Moriasi, D.N., Gitau, M.W., Pai, N., Daggupati, P., 2015. Hydrologic and Water Quality Models: Performance Measures and Evaluation Criteria. *Trans. ASABE* 58, 1763–1785. <https://doi.org/10.13031/trans.58.10715>
- Moriasi, D.N., Pai, N., Steiner, J.L., Gowda, P.H., Winchell, M., Rathjens, H., Starks, P.J., Verser, J.A., 2019. SWAT-LUT: A Desktop Graphical User Interface for Updating Land Use in SWAT. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* 55, 1102–1115. <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12789>
- Mortimore, M., Turner, B., 2005. Does the Sahelian smallholder’s management of woodland, farm trees, rangeland support the hypothesis of human-induced desertification? *J. Arid Environ.* 63, 567–595. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.03.005>
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *J. Hydrol.* 318, 200–214. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.06.014>
- Mounirou, L.A., 2012. Etude du ruissellement et de l’érosion à différentes échelles spatiales sur le bassin versant de Tougou en zone sahélienne du Burkina Faso: quantification et transposition des données (Thèse de Doctorat). Montpellier 2.
- Mounirou, L.A., Yacouba, H., Karambiri, H., Paturol, J.-E., Mahé, G., 2012. Measuring runoff by plots at different scales: Understanding and analysing the sources of variation. *Comptes Rendus Geosci.* 344, 441–448. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.08.004>
- Mounirou, L.A., Zouré, C.O., Yonaba, R., Paturol, J.-E., Mahé, G., Niang, D., Yacouba, H., Karambiri, H., 2020. Multi-scale analysis of runoff from a statistical perspective in a small Sahelian catchment under semi-arid climate. *Arab. J. Geosci.* 13. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5141-2>
- Ndiaye, P.M., Bodian, A., Diop, L., Djaman, K., 2017. Évaluation de vingt méthodes d’estimation de l’évapotranspiration journalière de référence au Burkina Faso. *Physio-Géo* 129–146. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.5369>
- Neitsch, S., Arnold, J., Kiniry, J.R., Williams, J.R., 2011. Soil and Water Assessment Tool theoretical documentation: Version 2009. Texas Water Resources Institute, Texas, USA.
- Niang, D., 2006. Fonctionnement hydrique de différents types de placages sableux dans le sahel burkinabè 167. <https://doi.org/10.5075/epfl-thesis-3667>
- Niang, I., Ruppel, O., Abdrabo, M., Essel, A., Lennard, C., Padgham, J., Urquhart, P., 2014. Africa Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change ed VR Barros et al. Cambridge Univ Press, Cambridge, UK.
- Nicholson, S.E., 2013. The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability. *ISRN Meteorol.* 2013, 1–32. <https://doi.org/10.1155/2013/453521>
- Nicholson, S.E., Funk, C., Fink, A.H., 2018. Rainfall over the African continent from the 19th through the 21st century. *Glob. Planet. Change* 165, 114–127. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.12.014>

- Nielsen, A., Bolding, K., Hu, F., Trolle, D., 2017. An open source QGIS-based workflow for model application and experimentation with aquatic ecosystems. *Environ. Model. Softw.* 95, 358–364. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.06.032>
- Nikiema, P.M., Sylla, M.B., Ogunjobi, K., Kebe, I., Gibba, P., Giorgi, F., 2017. Multi-model CMIP5 and CORDEX simulations of historical summer temperature and precipitation variabilities over West Africa. *Int. J. Climatol.* 37, 2438–2450. <https://doi.org/10.1002/joc.4856>
- Nikulin, G., Jones, C., Giorgi, F., Asrar, G., Büchner, M., Cerezo-Mota, R., Christensen, O.B., Déqué, M., Fernandez, J., Hänsler, A., van Meijgaard, E., Samuelsson, P., Sylla, M.B., Sushama, L., 2012. Precipitation Climatology in an Ensemble of CORDEX-Africa Regional Climate Simulations. *J. Clim.* 25, 6057–6078. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00375.1>
- Nka Nnomo, B., Oudin, L., Karambiri, H., Paturel, J.E., Ribstein, P., 2015. Trends in floods in West Africa: analysis based on 11 catchments in the region. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 4707–4719. <https://doi.org/10.5194/hess-19-4707-2015>
- Noszczyk, T., 2019. A review of approaches to land use changes modeling. *Hum. Ecol. Risk Assess. Int. J.* 25, 1377–1405. <https://doi.org/10.1080/10807039.2018.1468994>
- Nouaceur, Z., 2020. La reprise des pluies et la recrudescence des inondations en Afrique de l'Ouest sahélienne. *Physio-Géo* 89–109. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.10966>
- Nyamekye, C., Thiel, M., Schönbrodt-Stitt, S., Zoungrana, B., Amekudzi, L., 2018. Soil and Water Conservation in Burkina Faso, West Africa. *Sustainability* 10, 3182. <https://doi.org/10.3390/su10093182>
- Obuobie, E., 2008. Estimation of groundwater recharge in the context of future climate change in the White Volta River Basin, West Africa (PhD Thesis). Universitäts- und Landesbibliothek Bonn.
- Okonkwo, C., 2014. An advanced review of the relationships between Sahel precipitation and climate indices: A wavelet approach. *Int. J. Atmospheric Sci.* 2014. <https://doi.org/10.1155/2014/759067>
- Olivry, J.-C., 2002. Synthèse des connaissances hydrologiques et potentiel en ressources en eau du fleuve Niger. World Bank Niger Basin Auth. Provisional Rep. 160.
- Olofsson, P., Foody, G.M., Herold, M., Stehman, S.V., Woodcock, C.E., Wulder, M.A., 2014. Good practices for estimating area and assessing accuracy of land change. *Remote Sens. Environ.* 148, 42–57. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.015>
- Olsson, L., Eklundh, L., Ardö, J., 2005. A recent greening of the Sahel—trends, patterns and potential causes. *J. Arid Environ.* 63, 556–566. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.03.008>
- Op de Hipt, F., Diekkrüger, B., Steup, G., Yira, Y., Hoffmann, T., Rode, M., 2018. Modeling the impact of climate change on water resources and soil erosion in a tropical catchment in Burkina Faso, West Africa. *CATENA* 163, 63–77. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.11.023>
- Op de Hipt, F., Diekkrüger, B., Steup, G., Yira, Y., Hoffmann, T., Rode, M., Näschen, K., 2019. Modeling the effect of land use and climate change on water resources and soil erosion in a tropical West African catchment (Dano, Burkina Faso) using SHETRAN. *Sci. Total Environ.* 653, 431–445. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.10.351>
- Ouedraogo, I., Savadogo, P., Tigabu, M., Cole, R., Oden, P.C., Ouadba, J.-M., 2011. Trajectory Analysis of Forest Cover Change in the Tropical Dry Forest of Burkina Faso, West Africa. *Landsc. Res.* 36, 303–320. <https://doi.org/10.1080/01426397.2011.564861>
- Ouedraogo, I., Savadogo, P., Tigabu, M., Cole, R., Odén, P.C., Ouadba, J.-M., 2009. Is rural migration a threat to environmental sustainability in Southern Burkina Faso? *Land Degrad. Dev.* 20, 217–230. <https://doi.org/10.1002/ldr.910>

- Ouedraogo, I., Tigabu, M., Savadogo, P., Compaoré, H., Odén, P.C., Ouadba, J.M., 2010. Land cover change and its relation with population dynamics in Burkina Faso, West Africa. *Land Degrad. Dev.* n/a-n/a. <https://doi.org/10.1002/ldr.981>
- Ouedraogo, M., 2001. Contribution à l'étude de l'impact et de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest : analyse des conséquences d'une sécheresse persistante : normes hydrologiques et modélisation régionale (PhD Thesis). Université Montpellier 2 ; IRD.
- Paeth, H., Hall, N.M.J., Gaertner, M.A., Alonso, M.D., Moumouni, S., Polcher, J., Ruti, P.M., Fink, A.H., Gosset, M., Lebel, T., Gaye, A.T., Rowell, D.P., Moufouma-Okia, W., Jacob, D., Rockel, B., Giorgi, F., Rummukainen, M., 2011. Progress in regional downscaling of west African precipitation. *Atmospheric Sci. Lett.* 12, 75–82. <https://doi.org/10.1002/asl.306>
- Pai, N., Saraswat, D., 2011. SWAT2009_LUC: A Tool to Activate the Land Use Change Module in SWAT 2009. *Trans. ASABE* 54, 1649–1658. <https://doi.org/10.13031/2013.39854>
- Pandey, A., Himanshu, S.K., Mishra, S.K., Singh, V.P., 2016. Physically based soil erosion and sediment yield models revisited. *CATENA* 147, 595–620. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.08.002>
- Panthou, G., Lebel, T., Vischel, T., Quantin, G., Sane, Y., Ba, A., Ndiaye, O., Diongue-Niang, A., Diopkane, M., 2018. Rainfall intensification in tropical semi-arid regions: the Sahelian case. *Environ. Res. Lett.* 13, 064013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aac334>
- Panthou, G., Vischel, T., Lebel, T., 2014. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel: Recent trends of extreme rainfall in the West African Sahel. *Int. J. Climatol.* 34, 3998–4006. <https://doi.org/10.1002/joc.3984>
- Paré, S., Söderberg, U., Sandewall, M., Ouadba, J.M., 2008. Land use analysis from spatial and field data capture in southern Burkina Faso, West Africa. *Agric. Ecosyst. Environ.* 127, 277–285. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2008.04.009>
- Park, Y.-S., Lek, S., 2016. Artificial Neural Networks, in: *Developments in Environmental Modelling*. Elsevier, pp. 123–140. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63623-2.00007-4>
- Patakamuri, S., 2018. modifiedmk: Modified Versions of Mann Kendall and Spearman's Rho Trend Tests.
- Paturel, J.E., Mahé, G., Diello, P., Barbier, B., Dezetter, A., Dieulin, C., Karambiri, H., Yacouba, H., Maiga, A., 2017. Using land cover changes and demographic data to improve hydrological modeling in the Sahel: Improving hydrological modelling in the Sahel. *Hydrol. Process.* 31, 811–824. <https://doi.org/10.1002/hyp.11057>
- Paturel, J.-E., Ouedraogo, M., Servat, E., Mahe, G., Dezetter, A., Boyer, J.-F., 2003. The concept of rainfall and streamflow normals in West and Central Africa in a context of climatic variability. *Hydrol. Sci. J.* 48, 125–137. <https://doi.org/10.1623/hysj.48.1.125.43479>
- Paturel, J.E., Servat, E., Delattre, M.O., Lubes-Niel, H., 1998. Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Hydrol. Sci. J.* 43, 937–946. <https://doi.org/10.1080/02626669809492188>
- Pellion, D., 2008. Modélisation, fabrication et évaluation avalanche photodiodes polarized in Geiger mode for the single photon in astrophysics applications. (Theses). Université Paul Sabatier - Toulouse III.
- Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B.E., Séguis, L., Maia, A., 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided

- data analysis and screening. *J. Hydrol.* 279, 224–243. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00181-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00181-1)
- Peugeot, C., Moussa, I., Cappelaere, B., Dardel, C., Demarty, J., Descroix, L., Favreau, G., Grippa, M., Hiernaux, P., Kergoat, L., others, 2015. Observed long-term land cover vs climate impacts on the West African hydrological cycle: lessons for the future? *Forest* 20, 40.
- Peyrille, P., 2006. Etude idéalisée de la mousson ouest-africain à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnel (PhD Thesis).
- Poméon, T., Diekkrüger, B., Springer, A., Kusche, J., Eicker, A., 2018. Multi-Objective Validation of SWAT for Sparsely-Gauged West African River Basins—A Remote Sensing Approach. *Water* 10, 451. <https://doi.org/10.3390/w10040451>
- Pontius, R.G., Cornell, J.D., Hall, C.A.S., 2001. Modeling the spatial pattern of land-use change with GEOMOD2: application and validation for Costa Rica. *Agric. Ecosyst. Environ.* 85, 191–203. [https://doi.org/10.1016/S0167-8809\(01\)00183-9](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(01)00183-9)
- Pontius, R.G., Krithivasan, R., Sauls, L., Yan, Y., Zhang, Y., 2017. Methods to summarize change among land categories across time intervals. *J. Land Use Sci.* 12, 218–230. <https://doi.org/10.1080/1747423X.2017.1338768>
- Pontius, R.G., Shusas, E., McEachern, M., 2004. Detecting important categorical land changes while accounting for persistence. *Agric. Ecosyst. Environ.* 101, 251–268. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2003.09.008>
- Pontius, R.G.J., 2002. Statistical methods to partition effects of quantity and location during comparison of categorical maps at multiple resolutions. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 68, 1041–1050.
- Potts, M., Henderson, C., Campbell, M., 2013. The Sahel: A Malthusian Challenge? *Environ. Resour. Econ.* 55, 501–512. <https://doi.org/10.1007/s10640-013-9679-2>
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Mon. Weather Rev.* 100, 81–92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2)
- Pulighe, G., Bonati, G., Colangeli, M., Traverso, L., Lupia, F., Altobelli, F., Dalla Marta, A., Napoli, M., 2019. Predicting Streamflow and Nutrient Loadings in a Semi-Arid Mediterranean Watershed with Ephemeral Streams Using the SWAT Model. *Agronomy* 10, 2. <https://doi.org/10.3390/agronomy10010002>
- Rajib, M.A., Merwade, V., Kim, I.L., Zhao, L., Song, C., Zhe, S., 2016. SWATShare – A web platform for collaborative research and education through online sharing, simulation and visualization of SWAT models. *Environ. Model. Softw.* 75, 498–512. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.10.032>
- Rathjens, H., Dörnhöfer, K., Oppelt, N., 2014. IRSeL—An approach to enhance continuity and accuracy of remotely sensed land cover data. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation* 31, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.02.010>
- Rauch, M., Bliefernicht, J., Laux, P., Salack, S., Waongo, M., Kunstmann, H., 2019. Seasonal Forecasting of the Onset of the Rainy Season in West Africa. *Atmosphere* 10, 528. <https://doi.org/10.3390/atmos10090528>
- Raynaud, C., 2001. Societies and nature in the Sahel: ecological diversity and social dynamics. *Glob. Environ. Change* 11, 9–18. [https://doi.org/10.1016/S0959-3780\(00\)00041-8](https://doi.org/10.1016/S0959-3780(00)00041-8)
- Raziei, T., Pereira, L.S., 2013. Estimation of ETo with Hargreaves–Samani and FAO-PM temperature methods for a wide range of climates in Iran. *Agric. Water Manag.* 121, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2012.12.019>
- Reenberg, A., 2001. Agricultural land use pattern dynamics in the Sudan–Sahel—towards an event-driven framework. *Land Use Policy* 18, 309–319. [https://doi.org/10.1016/S0264-8377\(01\)00020-5](https://doi.org/10.1016/S0264-8377(01)00020-5)

- Refsgaard, J.C., 1997. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *J. Hydrol.* 198, 69–97. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03329-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03329-X)
- Refsgaard, J.C., Storm, B., 1990. Construction, Calibration And Validation of Hydrological Models, in: Abbott, M.B., Refsgaard, Jens Christian (Eds.), *Distributed Hydrological Modelling*, Water Science and Technology Library. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 41–54. https://doi.org/10.1007/978-94-009-0257-2_3
- Rembold, F., Carnicelli, S., Nori, M., Ferrari, G.A., 2000. Use of aerial photographs, Landsat TM imagery and multidisciplinary field survey for land-cover change analysis in the lakes region (Ethiopia). *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation* 2, 181–189. [https://doi.org/10.1016/S0303-2434\(00\)85012-6](https://doi.org/10.1016/S0303-2434(00)85012-6)
- Reynolds, W., Topp, C., 2008. Soil Water Analyses: Principles and Parameters, in: Carter, M.R., Gregorich, E.G. (Eds.), *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Canadian Society of Soil Science ; CRC Press, [Pinawa, Manitoba] : Boca Raton, FL.
- Richards, J.A., 2013. *Remote Sensing Digital Image Analysis*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-30062-2>
- Richardson, C.W., Wright, D.A., 1984. WGEN: A model for generating daily weather variables.
- Riede, J.O., Posada, R., Fink, A.H., Kaspar, F., 2016. What’s on the 5th IPCC Report for West Africa?, in: Yaro, J.A., Hesselberg, J. (Eds.), *Adaptation to Climate Change and Variability in Rural West Africa*. Springer International Publishing, Cham, pp. 7–23. https://doi.org/10.1007/978-3-319-31499-0_2
- Robin, Y., Vrac, M., Naveau, P., Yiou, P., 2019. Multivariate stochastic bias corrections with optimal transport. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23, 773–786. <https://doi.org/10.5194/hess-23-773-2019>
- Roehrig, R., Bouniol, D., Guichard, F., Hourdin, F., Redelsperger, J.-L., 2013. The Present and Future of the West African Monsoon: A Process-Oriented Assessment of CMIP5 Simulations along the AMMA Transect. *J. Clim.* 26, 6471–6505. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00505.1>
- Roose, E., 1976. Use of the universal soil loss equation to predict erosion in West Africa, in: *Soil Erosion : Prediction and Control*. Soil Conservation Society of America, pp. 60–74.
- Roth, C.H., 2004. A framework relating soil surface condition to infiltration and sediment and nutrient mobilization in grazed rangelands of northeastern Queensland, Australia. *Earth Surf. Process. Landf.* 29, 1093–1104. <https://doi.org/10.1002/esp.1104>
- Rowell, D.P., Senior, C.A., Vellinga, M., Graham, R.J., 2016. Can climate projection uncertainty be constrained over Africa using metrics of contemporary performance? *Clim. Change* 134, 621–633. <https://doi.org/10.1007/s10584-015-1554-4>
- Ruelland, D., Dezetter, A., Puech, C., Ardoin-Bardin, S., 2008. Long-term monitoring of land cover changes based on Landsat imagery to improve hydrological modelling in West Africa. *Int. J. Remote Sens.* 29, 3533–3551. <https://doi.org/10.1080/01431160701758699>
- Ruelland, D., Levvasseur, F., Tribotté, A., 2010. Patterns and dynamics of land-cover changes since the 1960s over three experimental areas in Mali. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation* 12, S11–S17. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2009.10.006>
- Ruelland, D., Tribotte, A., Puech, C., Dieulin, C., 2011. Comparison of methods for LUCC monitoring over 50 years from aerial photographs and satellite images in a Sahelian catchment. *Int. J. Remote Sens.* 32, 1747–1777. <https://doi.org/10.1080/01431161003623433>

- Samani, Z., 2004. Discussion of “History and Evaluation of Hargreaves Evapotranspiration Equation” by George H. Hargreaves and Richard G. Allen. *J. Irrig. Drain. Eng.* 130, 447–448. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2004\)130:5\(447.2\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2004)130:5(447.2))
- Samaniego, L., Kumar, R., Attinger, S., 2010. Multiscale parameter regionalization of a grid-based hydrologic model at the mesoscale: multiscale parameter regionalization. *Water Resour. Res.* 46. <https://doi.org/10.1029/2008WR007327>
- Santos, C., Almeida, C., Ramos, T., Rocha, F., Oliveira, R., Neves, R., 2018. Using a Hierarchical Approach to Calibrate SWAT and Predict the Semi-Arid Hydrologic Regime of Northeastern Brazil. *Water* 10, 1137. <https://doi.org/10.3390/w10091137>
- Sawadogo, H., 2011. Using soil and water conservation techniques to rehabilitate degraded lands in northwestern Burkina Faso. *Int. J. Agric. Sustain.* 9, 120–128.
- Sawadogo, H., Zombre, N.P., Bock, L., Lacroix, D., 2008. Evolution de l’occupation du sol de Ziga dans le Yatenga (Burkina Faso) à partir de photographies aériennes. *Téledétection* 8, 59–73.
- Scheffé, H., 1953. A method for judging all contrasts in the analysis of variance. *Biometrika* 40, 87–110. <https://doi.org/10.1093/biomet/56.1.229>
- Schmengler, A., 2011. Modeling soil erosion and reservoir sedimentation at hillslope and catchment scale in semi-arid Burkina Faso (PhD Thesis). Universitäts- und Landesbibliothek Bonn.
- Schmidt, M., König, K., Hahn, K., Zizka, G., Wittig, R., 2016. Restoration of bare incrustated soils in the Sahel region of Burkina Faso. *Flora Veg. Sudano-Sambesica* 13. <https://doi.org/10.21248/fvss.13.10>
- Schulla, J., Jasper, K., 2007. Model description wasim-eth. *Inst. Atmospheric Clim. Sci. Swiss Fed. Inst. Technol. Zür.*
- Schuol, J., Abbaspour, K.C., 2006. Calibration and uncertainty issues of a hydrological model (SWAT) applied to West Africa. *Adv. Geosci.* 9, 137–143.
- Schuol, J., Abbaspour, K.C., Srinivasan, R., Yang, H., 2008a. Estimation of freshwater availability in the West African sub-continent using the SWAT hydrologic model. *J. Hydrol.* 352, 30–49. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.12.025>
- Schuol, J., Abbaspour, K.C., Yang, H., Srinivasan, R., Zehnder, A.J.B., 2008b. Modeling blue and green water availability in Africa. *Water Resour. Res.* 44. <https://doi.org/10.1029/2007WR006609>
- Schürz, C., 2019. SWATplusR: Running SWAT2012 and SWAT+ Projects in R. <https://doi.org/10.5281/zenodo.3373859>
- Schweitzer, C., Priess, J.A., Das, S., 2011. A generic framework for land-use modelling. *Environ. Model. Softw.* 26, 1052–1055. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2011.02.016>
- Séguis, L., Cappelaere, B., Milési, G., Peugeot, C., Massuel, S., Favreau, G., 2004. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment: Climatic and anthropogenic effects on Sahelian runoff. *Hydrol. Process.* 18, 3401–3413. <https://doi.org/10.1002/hyp.1503>
- Serdeczny, O., Adams, S., Baarsch, F., Coumou, D., Robinson, A., Hare, W., Schaeffer, M., Perrette, M., Reinhardt, J., 2017. Climate change impacts in Sub-Saharan Africa: from physical changes to their social repercussions. *Reg. Environ. Change* 17, 1585–1600. <https://doi.org/10.1007/s10113-015-0910-2>
- Setti, S., Maheswaran, R., Radha, D., Sridhar, V., Barik, K.K., Narasimham, M.L., 2020. Attribution of Hydrologic Changes in a Tropical River Basin to Rainfall Variability and Land-Use Change: Case Study from India. *J. Hydrol. Eng.* 25, 05020015. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001937](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001937)
- Sidibe, M., Dieppois, B., Eden, J., Mahé, G., Paturel, J.-E., Amoussou, E., Anifowose, B., Lawler, D., 2019. Interannual to Multi-decadal streamflow variability in West and

- Central Africa: Interactions with catchment properties and large-scale climate variability. *Glob. Planet. Change* 177, 141–156. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.04.003>
- Sidibe, M., Dieppois, B., Mahé, G., Paturel, J.-E., Amoussou, E., Anifowose, B., Lawler, D., 2018. Trend and variability in a new, reconstructed streamflow dataset for West and Central Africa, and climatic interactions, 1950–2005. *J. Hydrol.* 561, 478–493. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.024>
- Siebert, A., 2016. Analysis of the future potential of index insurance in the West African Sahel using CMIP5 GCM results. *Clim. Change* 134, 15–28. <https://doi.org/10.1007/s10584-015-1508-x>
- Siébou, P., Christ Thierry Stephen, C.Z., Djibril, Y., Stephen, M.C., P.V. Vara, P., Tiatité, N., Souleymane, F., Hamidou, T., P. Stewart, Z., 2019. Typology of Farms and Farmers' Perception of the Effects of Soil and Water Conservation Practices in Northern Burkina Faso. *J. Agric. Crops* 251–265. <https://doi.org/10.32861/jac.512.251.265>
- Sighomnou, D., Descroix, L., Genthon, P., Mahé, G., Moussa, I.B., Gautier, E., Mamadou, I., Vandervaere, J.-P., Bachir, T., Coulibaly, B., Rajot, J.-L., Issa, O.M., Abdou, M.M., Dessay, N., Delaitre, E., Maiga, O.F., Diedhiou, A., Panthou, G., Vischel, T., Yacouba, H., Karambiri, H., Paturel, J.-E., Diello, P., Mougin, E., Kergoat, L., Hiernaux, P., 2013. The Niger River Niamey flood of 2012: The paroxysm of the Sahelian paradox? *Sécheresse* 3–13. <https://doi.org/10.1684/sec.2013.0370>
- Singh, S.K., Mustak, Sk., Srivastava, P.K., Szabó, S., Islam, T., 2015. Predicting Spatial and Decadal LULC Changes Through Cellular Automata Markov Chain Models Using Earth Observation Datasets and Geo-information. *Environ. Process.* 2, 61–78. <https://doi.org/10.1007/s40710-015-0062-x>
- Singh, V.P. (Ed.), 1995. Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado.
- Sintondji, L.O., Zokpodo, B., Ahouansou, D.M., Vissin, E., Agbossou, E.K., 2014. Modelling the water balance of ouémé catchment at the saveoutlet in Benin: contribution to the sustainable water resource management. *Int. J. AgriScience* 4, 74–88.
- Sintondji, L.O.C., 2005. Modelling the rainfall runoff process in the Upper Ouémé catchment (Terou in Bénin Republic) in a context of global change: extrapolation from the local to the regional scale, *Berichte aus der Geowissenschaft*. Shaker, Aachen.
- Sintondji, O.L., Dossou-Yovo Elliott, R., Agbossou, E.K., 2013. Modelling the hydrological balance of the Okpara catchment at the Kaboua outlet in Benin. *Int. J. AgriScience* 3, 182–197.
- Sittichok, K., Djibo, A.G., Seidou, O., Saley, H.M., Karambiri, H., Paturel, J., 2016. Statistical seasonal rainfall and streamflow forecasting for the Sirba watershed, West Africa, using sea-surface temperatures. *Hydrol. Sci. J.* 1–11. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.944526>
- Smith, R., Goodrich, D., Woolhiser, D., Unkrich, C., 1995. KINEROS-A kinematic runoff and erosion model. *Comput. Models Watershed Hydrol*. Vijay P Singh.
- Soares-Filho, B.S., Coutinho Cerqueira, G., Lopes Pennachin, C., 2002. DINAMICA—a stochastic cellular automata model designed to simulate the landscape dynamics in an Amazonian colonization frontier. *Ecol. Model.* 154, 217–235. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(02\)00059-5](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(02)00059-5)
- Sompougdou, T.R., 2008. Evaluation du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant de Tougou (bassin supérieur du Nakambé) Burkina Faso.
- Sood, A., Muthuwatta, L., McCartney, M., 2013. A SWAT evaluation of the effect of climate change on the hydrology of the Volta River basin. *Water Int.* 38, 297–311. <https://doi.org/10.1080/02508060.2013.792404>

- Spacesystems, N., 2019. ASTER Global Digital Elevation Model V003. <https://doi.org/10.5067/ASTER/ASTGTM.003>
- Srinivasan, R., Ramanarayanan, T.S., Arnold, J., Bednarz, S.T., 1998. Large area hydrologic modeling and assessment Part II: Model Application. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 34, 91–101. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05962.x>
- Stanzel, P., Kling, H., Bauer, H., 2018. Climate change impact on West African rivers under an ensemble of CORDEX climate projections. *Clim. Serv.* 11, 36–48. <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2018.05.003>
- Stehman, S.V., 2014. Estimating area and map accuracy for stratified random sampling when the strata are different from the map classes. *Int. J. Remote Sens.* 35, 4923–4939. <https://doi.org/10.1080/01431161.2014.930207>
- Stephenne, N., Lambin, E.F., 2004. Scenarios of land-use change in Sudano-sahelian countries of Africa to better understand driving forces. *GeoJournal* 61, 365–379. <https://doi.org/10.1007/s10708-004-5053-9>
- Stéphenne, N., Lambin, E.F., 2001. A dynamic simulation model of land-use changes in Sudano-sahelian countries of Africa (SALU). *Agric. Ecosyst. Environ.* 85, 145–161. [https://doi.org/10.1016/S0167-8809\(01\)00181-5](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(01)00181-5)
- Switanek, M.B., Troch, P.A., Castro, C.L., Leuprecht, A., Chang, H.-I., Mukherjee, R., Demaria, E.M.C., 2017. Scaled distribution mapping: a bias correction method that preserves raw climate model projected changes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 2649–2666. <https://doi.org/10.5194/hess-21-2649-2017>
- Sylla, M.B., Elguindi, N., Giorgi, F., Wisser, D., 2016a. Projected robust shift of climate zones over West Africa in response to anthropogenic climate change for the late 21st century. *Clim. Change* 134, 241–253. <https://doi.org/10.1007/s10584-015-1522-z>
- Sylla, M.B., Faye, A., Klutse, N.A.B., Dimobe, K., 2018. Projected increased risk of water deficit over major West African river basins under future climates. *Clim. Change* 151, 247–258. <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2308-x>
- Sylla, M.B., Nikiema, P.M., Gibba, P., Kebe, I., Klutse, N.A.B., 2016b. Climate change over West Africa: Recent trends and future projections, in: *Adaptation to Climate Change and Variability in Rural West Africa*. Springer, pp. 25–40.
- Tappan, G., McGahuey, M., 2007. Tracking environmental dynamics and agricultural intensification in southern Mali. *Agric. Syst.* 94, 38–51. <https://doi.org/10.1016/j.agsy.2005.07.011>
- Taylor, C.M., Belušić, D., Guichard, F., Parker, D.J., Vischel, T., Bock, O., Harris, P.P., Janicot, S., Klein, C., Panthou, G., 2017. Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations. *Nature* 544, 475–478. <https://doi.org/10.1038/nature22069>
- Taylor, C.M., Lambin, E.F., Stephenne, N., Harding, R.J., Essery, R.L.H., 2002. The Influence of Land Use Change on Climate in the Sahel. *J. Clim.* 15, 3615–3629. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3615:TIOLUC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3615:TIOLUC>2.0.CO;2)
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 93, 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Tazen, F., 2015. Simulation et optimisation du fonctionnement du barrage de Boura en zone soudanienne du Burkina Faso (These). Institut d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE), Ouagadougou.
- Tazen, F., Diarra, A., Kabore, R.F.W., Ibrahim, B., Bologo/Traoré, M., Traoré, K., Karambiri, H., 2019. Trends in flood events and their relationship to extreme rainfall in an urban area of Sahelian West Africa: The case study of Ouagadougou, Burkina Faso. *J. Flood Risk Manag.* 12. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12507>

- Tazen, F., Paturel, J.-E., Karambiri, H., 2013. Impacts des changements globaux sur les ressources en eau dans la zone sahélienne en Afrique de l'Ouest, in: IAHS-AISH Publication. Presented at the Climate and Land Surface Changes in Hydrology, International Association of Hydrological Sciences, Gothenburg, Sweden, pp. 99–104.
- Teimouri, M., Gupta, A.K., 2013. On the three-parameter Weibull distribution shape parameter estimation. *J. Data Sci.* 11, 403–414.
- Teklay, A., Dile, Y.T., Setegn, S.G., Demissie, S.S., Asfaw, D.H., 2019. Evaluation of static and dynamic land use data for watershed hydrologic process simulation: A case study in Gummara watershed, Ethiopia. *CATENA* 172, 65–75. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.08.013>
- Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., De Roo, A., 2013. Hydrological evaluation of satellite-based rainfall estimates over the Volta and Baro-Akobo Basin. *J. Hydrol.* 499, 324–338. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.07.012>
- Thiombiano, L., Delhoume, J., Degoumois, Y., Gathelier, R., Bakiono, G., Kaboré, O., 2000. Variabilité du comportement hydrodynamique des sols selon trois états de surface caractéristiques du Sahel burkinabé. *Sci. Tech. CNRST Ouagadougou* 24, 7–21.
- Thirel, G., Andréassian, V., Perrin, C., Audouy, J.-N., Berthet, L., Edwards, P., Folton, N., Furusho, C., Kuentz, A., Lerat, J., Lindström, G., Martin, E., Mathevet, T., Merz, R., Parajka, J., Ruelland, D., Vaze, J., 2015. Hydrology under change: an evaluation protocol to investigate how hydrological models deal with changing catchments. *Hydrol. Sci. J.* 60, 1184–1199. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.967248>
- Tiné, M., Perez, L., Molowny-Horas, R., Darveau, M., 2019. Hybrid spatiotemporal simulation of future changes in open wetlands: A study of the Abitibi-Témiscamingue region, Québec, Canada. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinformation* 74, 302–313. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.10.001>
- Todzo, S., Bichet, A., Diedhiou, A., 2020. Intensification of the hydrological cycle expected in West Africa over the 21st century. *Earth Syst. Dyn.* 11, 319–328. <https://doi.org/10.5194/esd-11-319-2020>
- Tong, X., Brandt, M., Hiernaux, P., Herrmann, S., Rasmussen, L.V., Rasmussen, K., Tian, F., Tagesson, T., Zhang, W., Fensholt, R., 2020. The forgotten land use class: Mapping of fallow fields across the Sahel using Sentinel-2. *Remote Sens. Environ.* 239, 111598. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111598>
- Tong, X., Brandt, M., Hiernaux, P., Herrmann, S.M., Tian, F., Prishchepov, A.V., Fensholt, R., 2017. Revisiting the coupling between NDVI trends and cropland changes in the Sahel drylands: A case study in western Niger. *Remote Sens. Environ.* 191, 286–296. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.030>
- Totté, M., 1996. Systèmes agraires, problématique de l'intensification agricole et télédétection. Exemples au Burkina Faso (PhD Thesis). Université Catholique de Louvain, Belgium.
- Traoré, F., Bonkougou, J., Compaoré, J., Kouadio, L., Wellens, J., Hallot, E., Tychon, B., 2019. Using Multi-Temporal Landsat Images and Support Vector Machine to Assess the Changes in Agricultural Irrigated Areas in the Mogtedo Region, Burkina Faso. *Remote Sens.* 11, 1442. <https://doi.org/10.3390/rs11121442>
- UNPD, 2013. World population prospects: the 2012 revision. *Popul. Div. Dep. Econ. Soc. Aff. U. N. Secr. N. Y.* 18.
- USACE, 2000. Hydrologic Modeling System HEC-HMS. Hydrologic Engineering Center (HEC).
- USGS, 2018a. Product Guide: Landsat 4-7 surface reflectance (LEDAPS) product guide. USGS USA.

- USGS, 2018b. Landsat 8 surface reflectance code (LaSRC) product. Available Online <https://landsat.usgs.gov/sites/default/files/documents/landsat8productguide.pdf> Accessed 26 Dec. 2018.
- Valentin, C., 1994. Sécheresse et érosion au Sahel. *Sci. Chang. Planétaires* 5, 191–198.
- Valentin, C., 1992. Cartographie et suivi des états de surface induits par les systèmes de culture, in: *Usage agricole de l'eau, Colloques et Séminaires*. ORSTOM, pp. 277–294.
- Valentin, C., Rajot, J.-L., Mitja, D., 2004. Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. *Agric. Ecosyst. Environ.* 104, 287–302. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.035>
- Van Griensven, A., 2005. Sensitivity, auto-calibration, uncertainty and model evaluation in SWAT2005. Unpubl. Rep. 25.
- Van Oost, K., Govers, G., Desmet, P., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landsc. Ecol.* 15, 577–589. <https://doi.org/10.1023/A:1008198215674>
- Van Vliet, N., Reenberg, A., Rasmussen, L.V., 2013. Scientific documentation of crop land changes in the Sahel: A half empty box of knowledge to support policy? *J. Arid Environ.* 95, 1–13.
- Vandervaere, J.-P., 1995. Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroutés (PhD Thesis).
- Veldkamp, A., Fresco, L.O., 1996. CLUE: a conceptual model to study the Conversion of Land Use and its Effects. *Ecol. Model.* 85, 253–270. [https://doi.org/10.1016/0304-3800\(94\)00151-0](https://doi.org/10.1016/0304-3800(94)00151-0)
- Veldkamp, A., Verburg, P.H., Kok, K., de Koning, G.H.J., Priess, J., Bergsma, A.R., 2001. The Need for Scale Sensitive Approaches in Spatially Explicit Land Use Change Modeling. *Environ. Model. Assess.* 6, 111–121. <https://doi.org/10.1023/A:1011572301150>
- Verburg, P.H., de Groot, W.T., Veldkamp, A.J., 2003. Methodology for Multi-Scale Land-Use Change Modelling: Concepts and Challenges, in: Dolman, A.J., Verhagen, A., Rovers, C.A. (Eds.), *Global Environmental Change and Land Use*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 17–51. https://doi.org/10.1007/978-94-017-0335-2_2
- Verburg, P.H., Erb, K.-H., Mertz, O., Espindola, G., 2013. Land System Science: between global challenges and local realities. *Curr. Opin. Environ. Sustain.* 5, 433–437. <https://doi.org/10.1016/j.cosust.2013.08.001>
- Verburg, P.H., Kok, K., Pontius, R.G., Veldkamp, A., 2006. Modeling Land-Use and Land-Cover Change, in: Lambin, E.F., Geist, H. (Eds.), *Land-Use and Land-Cover Change*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 117–135. https://doi.org/10.1007/3-540-32202-7_5
- Verburg, P.H., Schot, P.P., Dijst, M.J., Veldkamp, A., 2004. Land use change modelling: current practice and research priorities. *GeoJournal* 61, 309–324. <https://doi.org/10.1007/s10708-004-4946-y>
- Visser, S., Sterk, G., Karssenbergh, D., 2005. Modelling water erosion in the Sahel: application of a physically based soil erosion model in a gentle sloping environment. *Earth Surf. Process. Landf. J. Br. Geomorphol. Res. Group* 30, 1547–1566.
- Vissin, E., 2007. Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger (Theses). Université de Bourgogne.
- Voinov, A., Costanza, R., Wainger, L., Boumans, R., Villa, F., Maxwell, T., Voinov, H., 1999. Patuxent landscape model: integrated ecological economic modeling of a watershed. *Environ. Model. Softw.* 14, 473–491. [https://doi.org/10.1016/S1364-8152\(98\)00092-9](https://doi.org/10.1016/S1364-8152(98)00092-9)

- Vrac, M., 2018. Multivariate bias adjustment of high-dimensional climate simulations: the Rank Resampling for Distributions and Dependences ($R^2 D^2$) bias correction. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 3175–3196. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3175-2018>
- Wagner, P.D., Bhallamudi, S.M., Narasimhan, B., Kantakumar, L.N., Sudheer, K.P., Kumar, S., Schneider, K., Fiener, P., 2016. Dynamic integration of land use changes in a hydrologic assessment of a rapidly developing Indian catchment. *Sci. Total Environ.* 539, 153–164. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.08.148>
- Wagner, P.D., Bhallamudi, S.M., Narasimhan, B., Kumar, S., Fohrer, N., Fiener, P., 2019. Comparing the effects of dynamic versus static representations of land use change in hydrologic impact assessments. *Environ. Model. Softw.* 122, 103987. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.06.023>
- Wendling, V., Peugeot, C., Mayor, A.G., Hiernaux, P., Mougin, E., Grippa, M., Kergoat, L., Walcker, R., Galle, S., Lebel, T., 2019. Drought-induced regime shift and resilience of a Sahelian ecohydrosystem. *Environ. Res. Lett.* 14, 105005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab3dde>
- Wezel, A., Haigis, J., 2002. Fallow cultivation system and farmers' resource management in Niger, West Africa. *Land Degrad. Dev.* 13, 221–231. <https://doi.org/10.1002/ldr.499>
- Winchell, M., Srinivasan, R., Di Luzio, M., Arnold, J., 2010. ArcSWAT interface for SWAT 2009. User's Guide. Blackland Research Center Texas Agricultural.
- WMO, 2010. Manual on Stream Gauging, Volume II–Computation of Discharge.
- Woldesenbet, T.A., Elagib, N.A., Ribbe, L., Heinrich, J., 2018. Catchment response to climate and land use changes in the Upper Blue Nile sub-basins, Ethiopia. *Sci. Total Environ.* 644, 193–206. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.198>
- Woolhiser, D., Smith, R., Goodrich, D., 1990. KINEROS: A Kinematic Runoff and Erosion Model: Documentation and User Manual, ARS-77. US Dep. Agric. Agric. Res. Serv. 130.
- Wulder, M.A., Loveland, T.R., Roy, D.P., Crawford, C.J., Masek, J.G., Woodcock, C.E., Allen, R.G., Anderson, M.C., Belward, A.S., Cohen, W.B., Dwyer, J., Erb, A., Gao, F., Griffiths, P., Helder, D., Hermosilla, T., Hipple, J.D., Hostert, P., Hughes, M.J., Huntington, J., Johnson, D.M., Kennedy, R., Kilic, A., Li, Z., Lyburner, L., McCorkel, J., Pahlevan, N., Scambos, T.A., Schaaf, C., Schott, J.R., Sheng, Y., Storey, J., Vermote, E., Vogelmann, J., White, J.C., Wynne, R.H., Zhu, Z., 2019. Current status of Landsat program, science, and applications. *Remote Sens. Environ.* 225, 127–147. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.02.015>
- Yin, J., He, F., Xiong, Y.J., Qiu, G.Y., 2017. Effects of land use/land cover and climate changes on surface runoff in a semi-humid and semi-arid transition zone in northwest China. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 183–196. <https://doi.org/10.5194/hess-21-183-2017>
- Yira, Y., Diekkrüger, B., Steup, G., Bossa, A.Y., 2017. Impact of climate change on hydrological conditions in a tropical West African catchment using an ensemble of climate simulations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 2143–2161. <https://doi.org/10.5194/hess-21-2143-2017>
- Yobom, O., 2020. Climate change and variability: empirical evidence for countries and agroecological zones of the Sahel. *Clim. Change* 159, 365–384. <https://doi.org/10.1007/s10584-019-02606-3>
- Yonaba, H., Anctil, F., Fortin, V., 2010. Comparing Sigmoid Transfer Functions for Neural Network Multistep Ahead Streamflow Forecasting. *J. Hydrol. Eng.* 15, 275–283. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000188](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000188)
- Young, N.E., Anderson, R.S., Chignell, S.M., Vorster, A.G., Lawrence, R., Evangelista, P.H., 2017. A survival guide to Landsat preprocessing. *Ecology* 98, 920–932. <https://doi.org/10.1002/ecy.1730>

- Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., Cavadias, G., 2002. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrol. Process.* 16, 1807–1829. <https://doi.org/10.1002/hyp.1095>
- Zaré, A., Mahé, G., Paturel, J.-E., Barbier, B., 2017. Influence du Bani sur la variabilité saisonnière et interannuelle de la crue du fleuve Niger dans le delta intérieur au Mali. *Hydrol. Sci. J.* 62, 2737–2752. <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1148816>
- Zhang, Y., Hou, J., Gu, J., Huang, C., Li, X., 2017. SWAT-Based Hydrological Data Assimilation System (SWAT-HDAS): Description and Case Application to River Basin-Scale Hydrological Predictions: SWAT-HDAS: description and application. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 9, 2863–2882. <https://doi.org/10.1002/2017MS001144>
- Zhu, L., Suomalainen, J., Liu, J., Hyypä, J., Kaartinen, H., Haggren, H., 2018. A Review: Remote Sensing Sensors, in: Rustamov, R.B., Hasanova, S., Zeynalova, M.H. (Eds.), *Multi-Purposeful Application of Geospatial Data*. InTech. <https://doi.org/10.5772/intechopen.71049>
- Zipper, S.C., Motew, M., Booth, E.G., Chen, X., Qiu, J., Kucharik, C.J., Carpenter, S.R., Loheide II, S.P., 2018. Continuous separation of land use and climate effects on the past and future water balance. *J. Hydrol.* 565, 106–122. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.08.022>
- Zongo, B., Diarra, A., Barbier, B., Zorom, M., Karambiri, H., Ouédraogo, S., Toé, P., Hamma, Y., Dogot, T., 2019. Évaluation ex ante de l'irrigation de complément dans un contexte sahélien : couplage d'un modèle biophysique à un modèle économique d'exploitation agricole. <https://doi.org/10.25518/1780-4507.18056>
- Zongo, B., Diarra, A., Barbier, B., Zorom, M., Yacouba, H., Dogot, T., 2016. Farmers' perception and willingness to pay for climate information in Burkina Faso. *J. Agric. Sci.* 8, 175–187. <https://doi.org/10.5539/jas.v8n1p175>
- Zorom, M., Barbier, B., Gouba, E., Somé, B., 2018. Mathematical modelling of the dynamics of the socio-economic vulnerability of rural Sahelian households in a context of climatic variability. *Model. Earth Syst. Environ.* 4, 1213–1223. <https://doi.org/10.1007/s40808-018-0489-y>
- Zotarelli, L., Dukes, M.D., Romero, C.C., Migliaccio, K.W., Morgan, K.T., 2010. Step by step calculation of the Penman-Monteith Evapotranspiration (FAO-56 Method). *Inst. Food Agric. Sci. Univ. Fla.*
- Zougmore, R., Jalloh, A., Tioro, A., 2014. Climate-smart soil water and nutrient management options in semiarid West Africa: a review of evidence and analysis of stone bunds and zaï techniques. *Agric. Food Secur.* 3. <https://doi.org/10.1186/2048-7010-3-16>
- Zougmore, R., Mando, A., Stroosnijder, L., 2010. Benefits of integrated soil fertility and water management in semi-arid West Africa: an example study in Burkina Faso. *Nutr. Cycl. Agroecosystems* 88, 17–27. <https://doi.org/10.1007/s10705-008-9191-1>
- Zoungrana, B., Conrad, C., Amekudzi, L., Thiel, M., Da, E., Forkuor, G., Löw, F., 2015. Multi-Temporal Landsat Images and Ancillary Data for Land Use/Cover Change (LULCC) Detection in the Southwest of Burkina Faso, West Africa. *Remote Sens.* 7, 12076–12102. <https://doi.org/10.3390/rs70912076>
- Zouré, C., 2019. Etude des performances hydrologiques des techniques culturales dans un contexte de changement climatique en zone sahélienne du Burkina Faso (PhD Thesis). <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.12144.20480>
- Zouré, C., Queloz, P., Koïta, M., Niang, D., Fowé, T., Yonaba, R., Consuegra, D., Yacouba, H., Karambiri, H., 2019. Modelling the water balance on farming practices at plot scale: Case study of Tougou watershed in Northern Burkina Faso. *Catena* 173, 59–70. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.002>

LISTE DES CARTES

Carte I-1. Localisation du bassin versant de Tougou..	34
Carte I-2. Pentés du terrain naturel sur le bassin versant de Tougou.	39
Carte I-3. Répartition spatiale des types de sols sur le bassin versant de Tougou.	42
Carte II-1. Localisation des 15 sites d'entraînement sur le bassin versant de Tougou.	83
Carte II-2. Répartition spatiale des points de contrôle (228) pour la validation des classifications supervisées.	88
Carte II-3. Cartes des états de surface du bassin versant de Tougou sur 1986-2017..	100
Carte II-4. Localisation des transitions dominantes sur le bassin versant de Tougou entre 1986 et 2017..	105
Carte II-5. Cartes des états de surface en 2017 sur le bassin versant de Tougou..	108
Carte II-6. Projection des états de surface sur le bassin versant de Tougou à l'horizon 2050.	112

LISTE DES PLANCHES

Planche I-1. Vue de la cuvette du barrage de Tougou.....	41
Planche I-2. Formations végétales à Tougou.	43
Planche I-3. Equipements de mesure de la pluie et du climat.	52
Planche I-4. Photos des équipements pour le suivi des écoulements de surface.....	53
Planche I-5. Equipement de suivi de la ressource en eau souterraine.	54
Planche II-1. Etats de surface sur le bassin versant de Tougou.	78
Planche II-2. Dynamique de la végétation sur les états de surface du bassin versant de Tougou.	80

LISTE DES FIGURES

Figure i-1. Diagramme méthodologique des travaux de thèse.	6
Figure I-1. Glissement des isohyètes de pluies dans la zone du Sahel de 1950 à 2007.	11
Figure I-2. Schéma conceptuel de la mousson ouest africaine (MOA).....	12
Figure I-3. Tendances des séries temporelles d’amplitude de NDVI sur la période 1982-1999.	17
Figure I-4. Corrélacion linéaire du NDVI mensuel à la pluie mensuelle sur la période 1982- 2003.....	18
Figure I-5. Représentation des processus de dégradation des sols sahéliens.	19
Figure I-6. Evolution du régime hydrologique sur les tributaires principaux du Niger.	21
Figure I-7. Comparaison des niveaux de forçage radiatifs sur la période 2000-2300 suivant différents scénarios d’émission du GIEC.....	24
Figure I-8. Illustration d'un modèle climatique global (GCM) et régional (RCM) et des processus physiques impliqués.	25
Figure I-9. Domaines de réduction d'échelle du l'expérience CORDEX.	27
Figure I-10. Localisation du Sahel burkinabé (en fond grisé sur la carte).	32
Figure I-11. Pluie moyenne mensuelle à Ouahigouya sur la période 1961-2017.	35
Figure I-12. Températures et évapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle à Ouahigouya (1961-2017)..	36
Figure I-13. Indice de Précipitation Standardisé (IPS) à Ouahigouya (1961-2017).	37
Figure I-14. Distribution du relief sur le bassin versant de Tougou.....	38
Figure I-15. Réseau hydrographique du bassin versant de Tougou.	40
Figure I-16. Dynamique d'évolution de l'espace sur le bassin versant de Tougou entre 1952 et 1973.....	44
Figure I-17. Evolution des états de surface sur le bassin versant de Tougou de 1972 à 2002.	45
Figure I-18. Evolution de la population sur le bassin versant de Tougou entre 1952 et 2006.	47
Figure I-19. Plan d'instrumentation pour le suivi hydrométéorologique du bassin versant de Tougou de 2004 à 2018.....	51
Figure I-20. Courbes de tarage de la section de contrôle à l'exutoire BV0 du bassin versant de Tougou.	54
Figure I-21. Pluie annuelle et nombre d'événements à Ouahigouya et à Tougou (2004-2017).	55

Figure I-22. Pluie et écoulement moyens mensuels sur le bassin versant de Tougou (2004 - 2018).	57
Figure I-23. Régression linéaire Pluie-Ecoulement sur la période 2004-2018 à Tougou.	58
Figure I-24. Principe de détermination de la pluie d'imbibition sur le bassin versant de Tougou.	59
Figure I-25. Distribution des valeurs de conductivité hydraulique à saturation (K_{SAT}) mesurées en 2017.	60
Figure II-1. Le processus de la télédétection, en sept étapes.	65
Figure II-2. Spectre électromagnétique	66
Figure II-3. Profils typiques de réflectance pour le sol, l'eau et la végétation	67
Figure II-4. Représentation descriptive du perceptron multicouche (PMC).	74
Figure II-5. Principe de projection des états de surface (EDS) d'une date t_0 à une date t_1 à partir d'une matrice de probabilité de transition.	77
Figure II-6. Profils spectraux des états de surface cultivé, dégradé et en végétation naturelle sur le bassin versant de Tougou.	85
Figure II-7. Diagramme de modélisation des états de surface adopté dans cette recherche. ...	92
Figure II-8. Transitions considérées dans la modélisation des états de surface du bassin versant de Tougou.	93
Figure II-9. Variables de calibration du PMC sur Tougou.	94
Figure II-10. Profils saisonniers des indices biophysiques sur le bassin versant de Tougou. ...	98
Figure II-11. Projection des superficies cultivées sur la base de l'évolution de la population à l'horizon 2050.	110
Figure II-12. Répartition des états de surface en taux d'occupation du bassin à l'horizon 2050.	111
Figure III-1. Evolution des publications SWAT (1999-2019).	125
Figure III-2. Niveaux organisationnels du modèle SWAT.	127
Figure III-3. Bilan hydrologique du modèle SWAT.	128
Figure III-4. Création des URH dans le modèle SWAT.	130
Figure III-5. Répartition des états de surface sur un sous bassin hypothétique à deux dates.	131
Figure III-6. Démarche générale de modélisation adoptée dans le cadre de cette étude.	133
Figure III-7. Taux de répartition des états de surface sur le bassin versant de Tougou entre 1999 et 2017.	137
Figure III-8. Vue en perspective du relief sur le bassin versant de Tougou.	139

Figure III-9. Pluies journalières maximales (Pjmax) sur la période 1990-2017 à la station de Ouahigouya.	146
Figure III-10. KGE et PBIAS annuels pour les scénarios SLU et DLU.	151
Figure III-11. Comparaison des scénarios DLU et SLU aux observations journalières en calage et validation.	152
Figure III-12. Adéquation de l'écoulement journalier moyen entre les observés et les simulés.	153
Figure III-13. Comparaison des scénarios DLU et SLU aux observations mensuelles en calage et validation.	154
Figure III-14. Ecoulement mensuel (observé et simulé) à Tougou sur la période 2006-2018.	155
Figure III-15. Ecoulement moyen mensuel observé et simulé sur la période 2006-2018.	156
Figure III-16. Ecoulement annuel simulé (SLU, DLU) et observé sur la période 2006-2018.	156
Figure III-17. Erreur relative entre l'écoulement moyen annuel simulé et observé.	157
Figure III-18. Erreur d'estimation de l'écoulement généré par les extrêmes de pluie.	158
Figure III-19. Balance hydrologique comparée des scénarios SLU et DLU sur la période 2006-2018 du bassin versant de Tougou.	159
Figure III-20. Comparaison du potentiel d'écoulement des états de surface de Tougou.	160
Figure IV-1. Diagramme méthodologique pour la reconstitution des écoulements sur le bassin versant de Tougou sur la période 1952-2005 (période historique).	169
Figure IV-2. Diagramme méthodologique pour la simulation hydrologique de la période historique 2031-2050.	170
Figure IV-3. Comparaison de la pluie journalière entre Ouahigouya et Tougou sur la période 2004-2017.	172
Figure IV-4. Comparaison des cumuls de pluies entre Ouahigouya et Tougou sur la période 2004-2017.	172
Figure IV-5. Corrélation entre les pluies décadaires à Ouahigouya et à Tougou sur la période 2004-2017.	173
Figure IV-6. Comparaison entre la pluie corrigée et les observations à Tougou sur la période 2004-2017.	174
Figure IV-7. Définition de sous-périodes pour l'évaluation des impacts du climat et de la dynamique des états de surface. (a) Sous-périodes définies par les tests de détection de	

rupture. (b) Sous-périodes réajustées afin de disposer de la période 1986-2005 comme période de référence (baseline).	175
Figure IV-8. Evapotranspiration potentielle Penman-Monteith (ETP-PM) à Ouahigouya sur la période 1952-2005.	177
Figure IV-9. Diagramme méthodologique de traitement des données pour l'obtention du climat futur 2031-2050 à Tougou.	179
Figure IV-10. Profils moyens mensuel de la précipitation simulée par les RCM CORDEX-Africa à Ouahigouya (1961-2005).	180
Figure IV-11. Pluie moyenne mensuelle à Ouahigouya simulée par l'ensemble multi-modèle (EMM) en période 1961-2005.	183
Figure IV-12. Evapotranspiration potentielle à Ouahigouya sur la période 1961-2017.	187
Figure IV-13. Comparaison entre les ETP-PM et ETP-HS sur la période 1990-2017.	189
Figure IV-14. Diagramme d'évaluation de l'impact du climat et de la dynamique des états de surface sur l'écoulement généré par des extrêmes de pluie (Qpx) en période future (2031-2050).	192
Figure IV-15. Correction de biais sur la précipitation moyenne mensuelle (1961-2005).	193
Figure IV-16. Correction des biais des pluies annuelles sur la période historique 1961-2005.	193
Figure IV-17. Correction de biais sur les températures minimales (tasmin) moyennes mensuelles (1961-2005).	194
Figure IV-18. Correction des biais sur les températures minimales (tasmin) moyennes annuelles observées et simulées sur la période historique 1961-2005.	194
Figure IV-19. Correction de biais sur les températures maximales (tasmax) moyennes mensuelles (1961-2005).	195
Figure IV-20. Correction des biais sur les températures maximales (tasmax) moyennes annuelles observées et simulées sur la période historique 1961-2005.	195
Figure IV-21. Correction de biais sur les ETP moyennes mensuelles (1961-2005).	196
Figure IV-22. Correction des biais sur les ETP moyennes annuelles observées et simulées sur la période historique 1961-2005.	196
Figure IV-23. Evolution de la pluie et de l'ETP moyenne 2031-2050 en comparaison avec la période de référence 1986-2005.	197
Figure IV-24. Profils temporels de la pluie et de l'ETP annuels en RCP4.5 et RCP8.5.	199

Figure IV-25. Comparaison de la pluie moyenne mensuelle en période historique (1952-2005) et future (2031-2050) à Tougou.	201
Figure IV-26. Comparaison de l'ETP moyenne mensuelle en période historique (1952-2005) et future (2031-2050) à Tougou.	202
Figure IV-27. Termes du bilan hydrologique sur les périodes historique (1952-2005) et future (2031-2050) à Tougou.	202
Figure IV-28. Comparaison des distributions des valeurs moyennes des termes de la balance hydrologique sur la période historique (1952-2005) à Tougou.	204
Figure IV-29. Comparaison des termes du bilan hydrologique sur la période future (2031-2050) à Tougou.	205
Figure IV-30. Ecoulement annuel simulé en scénarios statiques (SLU) et dynamique (DLU) sur la période 1952-2005.	206
Figure IV-31. Ecoulement moyen annuel du bassin versant de Tougou sur la période historique (1952-2005).	207
Figure IV-32. Ecoulement annuel sur la période 2031-2050.	208
Figure IV-33. Sensibilité de l'écoulement à la pluie et à l'ETP sur la période 2031-2050. ...	208
Figure IV-34. Variation relative de l'écoulement moyen mensuel entre périodes.	209
Figure IV-35. Coefficients d'écoulement moyens mensuels sur les différentes périodes à Tougou.	209
Figure IV-36. Contributions relatives du climat et des états de surface sur l'évolution de l'écoulement à Tougou.	211
Figure IV-37. Quantiles Pjmax entre la période future (2031-2050) et la période de référence (1986-2005) à Tougou.	214
Figure IV-38. Ecoulement généré par les pluies journalières maximales (Qpx) en périodes de BASE et future.	214

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1. Statistiques récapitulatives de la pluie et du ruissellement sur le bassin versant de Tougou (2004-2018).	56
Tableau I-2. Coefficients d'écoulement moyens mensuels à Tougou (2004-2018).	57
Tableau I-3. Propriétés hydrodynamiques de surface sur différents états de surface sur le bassin versant de Tougou.	59
Tableau II-1. Synthèse de capteurs utilisés en télédétection. Adapté de Zhu et al. (2018).	68
Tableau II-2. Description des capteurs Landsat.	69
Tableau II-3. Synthèse de quelques outils de modélisation et de prédiction des états de surface.	73
Tableau II-4. Description des états de surface sur le bassin versant de Tougou.	79
Tableau II-5. Dates d'acquisition des images Landsat-8 OLI utilisées dans l'analyse de la dynamique saisonnière à Tougou.	83
Tableau II-6. Caractéristiques des images Landsat SR sélectionnées pour la cartographie des états de surface.	85
Tableau II-7. Séparabilité des états de surface sur les images Landsat de 1986, 1999, 2009 et 2017.	86
Tableau II-8. Répartition des points de contrôle (vérité terrain) pour la validation de la classification supervisée.	88
Tableau II-9. Notation d'une matrice de confusion typique pour la validation d'une classification.	89
Tableau II-10. Evaluation de la précision des classifications supervisées du bassin versant de Tougou.	101
Tableau II-11. Statistiques d'investigation des transects T1 à T5 pour la validation terrain en 2017.	101
Tableau II-12. Répartition de l'espace par états de surface sur le bassin versant de Tougou entre 1986 et 2017.	102
Tableau II-13. Taux estimés d'état de surface et incertitudes sur le bassin versant de Tougou entre 1986 et 2017.	104
Tableau II-14. Valeurs de la statistique V (Cramér, 2016) pour les variables considérées dans la modélisation.	106

Tableau II-15. Aptitude du modèle PMC à reproduire les transitions et persistances observées sur 1999-2009.	107
Tableau II-16. Matrice de probabilité de transition pour la période 2009-2017 sur le bassin versant de Tougou.	107
Tableau II-17. Validation pixel à pixel des probabilités de transition du PMC.	109
Tableau III-1. Liste de quelques modèles hydrologiques.	122
Tableau III-2. Sources des données d'entrées du modèle SWAT.	134
Tableau III-3. Mise en œuvre de l'intégration dynamique des états de surface.	137
Tableau III-4. Correspondance entre états de surface et codes SWAT.	138
Tableau III-5. Correspondance entre type de sol IGB et nomenclature FAO.	138
Tableau III-6. Evolution des fractions HRU_FR pour les différentes occupations de l'espace de 1999 à 2017.	140
Tableau III-7. Paramètres sélectionnés pour l'analyse de sensibilité LH-OAT du modèle SWAT du bassin versant de Tougou.	141
Tableau III-8. Analyse de sensibilité LH-OAT des paramètres du modèle SWAT retenus. .	142
Tableau III-9. Table d'interprétation des valeurs des indices KGE et PBIAS.	144
Tableau III-10. Quantiles de pluies journalières maximales sur le bassin versant de Tougou.	147
Tableau III-11. Résultats de la calibration du modèle SWAT sur la période 2006-2012 en scénarios SLU et DLU.	148
Tableau III-12. Analyse globale de sensibilité des paramètres du modèle SWAT.	149
Tableau III-13. Critères statistiques d'ajustement des scénarios SLU et DLU aux observés.	150
Tableau IV-1. Liste des modèles régionaux CORDEX retenus dans l'étude.	178
Tableau IV-2. Biais et tendances observées sur la pluie simulée à Ouahigouya (1961-2005) par les RCM CORDEX-Africa.	182
Tableau IV-3. Jeux de calibration/validation pour la correction de biais multivariée (6-fold cross-validation).	186
Tableau IV-4. Ajustement des ETP journalières par Hargreaves et Samani (1985) à Ouahigouya (1990-2017).	188
Tableau IV-5. Scénarios pour la séparation des contributions relatives du climat et des états de surface.	190
Tableau IV-6. Valeurs moyennes de la pluie et de l'ETP sur la période historique (1952-2005) et future (2031-2050) à Tougou.	198

Tableau IV-7. Pluviométrie moyenne mensuelle suivant les périodes historique (1952-2005) et future (2031-2050).	200
Tableau IV-8. ETP moyenne mensuelle suivant les périodes, historique (1952-2005) et future (2031-2050).....	201
Tableau IV-9. Variations relatives des termes du bilan hydrologique du bassin versant de Tougou suivant les périodes.....	203
Tableau IV-10. Contributions relatives du climat et des états de surface.	210
Tableau IV-11. Pluies journalières maximales à Tougou en périodes de référence BASE (1986-2005) et future (2031-2050).....	213
Tableau IV-12. Séparation des effets du climat et des états de surface sur les Qpx.	215

TABLE DES MATIERES

DEDICACE	I
REMERCIEMENTS	II
RESUME	V
ABSTRACT	VII
SOMMAIRE	IX
LISTE DES SIGLES, ACRONYMES ET ABREVIATIONS	XI
INTRODUCTION GENERALE	1
1. CONTEXTE ET CADRE GENERAL DE LA RECHERCHE	2
2. PROBLEMATIQUE ET HYPOTHESES DE RECHERCHE	3
3. OBJECTIFS DE LA THESE.....	5
4. APERÇU GLOBAL DE LA METHODOLOGIE	5
5. STRUCTURATION DU DOCUMENT DE THESE	8
CHAPITRE I. CADRE GENERAL DE LA RECHERCHE	9
I-1. INTRODUCTION	10
I-2. CADRE GENERAL DU SAHEL OUEST-AFRICAIN	10
<i>I-2.1. Climat et hydrologie dans le Sahel Ouest Africain</i>	<i>10</i>
I-2.1.1. Variabilité de la pluviométrie	10
I-2.1.2. Pression anthropique et évolution des sols cultivés.....	13
I-2.1.3. Evolution de la végétation : l'apparent reverdissement du Sahel.....	17
I-2.1.4. Modifications des états de surface	18
I-2.1.5. Conséquences sur l'hydrologie : le paradoxe du Sahel	20
<i>I-2.2. Projections climatiques sur la zone de Sahel</i>	<i>23</i>
I-2.2.1. Changement climatique et scénarios d'émission.....	23
I-2.2.2. Modèles climatiques	25
I-2.2.3. Projections de précipitation pour le Sahel Ouest Africain.....	27
I-2.2.4. Projections sur les températures et l'évapotranspiration potentielle	28
I-2.2.5. Répercussion sur les régimes hydrologiques	28
<i>I-2.3. Etats de surface, occupation du sol et modélisation hydrologique</i>	<i>29</i>
I-2.3.1. Etat de surface.....	29
I-2.3.2. Dynamique environnementale en modélisation hydrologique en contexte Sahélien	30

I-3. PRESENTATION DU CADRE D'ETUDE : LE BASSIN VERSANT DE TOUGOU	32
<i>I-3.1. Présentation du cadre physique du bassin versant de Tougou.....</i>	<i>33</i>
I-3.1.1. Localisation du bassin versant	33
I-3.1.2. Climat	35
I-3.1.3. Géologie et géomorphologie.....	38
I-3.1.4. Relief et pentes	38
I-3.1.5. Réseau hydrographique	40
I-3.1.6. Types de sols.....	41
I-3.1.7. Végétation.....	43
I-3.1.8. États de surface	44
<i>I-3.2. Populations et activités socio-économiques</i>	<i>46</i>
I-3.2.1. Populations et organisation sociale.....	46
I-3.2.2. Activités socio-économiques	48
<i>I-3.3. Tougou, un Observatoire pour la recherche au Sahel</i>	<i>49</i>
<i>I-3.4. Suivi hydrométéorologique du bassin versant de Tougou (2004-2018).....</i>	<i>51</i>
I-3.4.1. Suivi de la pluie et des paramètres météorologiques.....	51
I-3.4.2. Suivi des écoulements de surface	52
I-3.4.3. Suivi de la ressource en eau souterraine	54
<i>I-3.5. Comparaison de la pluie entre Ouahigouya et Tougou.....</i>	<i>55</i>
<i>I-3.6. Caractéristiques de la réponse hydrologique du bassin (2004-2018).....</i>	<i>56</i>
I-3.6.1. Synthèse des données de pluie et d'écoulement	56
I-3.6.2. Relation Pluie – Ecoulement	57
I-3.6.3. Pluie limite de ruissellement.....	58
I-3.6.4. Aptitude des sols à l'infiltration sur le bassin versant de Tougou.....	59
I-4. SYNTHESE.....	61
CHAPITRE II. DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DES ETATS DE SURFACE SUR LE BASSIN VERSANT DE TOUGOU.....	62
II-1. INTRODUCTION	63
II-2. CARTOGRAPHIE ET DE MODELISATION DES ETATS DE SURFACE	65
<i>II-2.1. Notions sur la télédétection.....</i>	<i>65</i>
II-2.1.1. Généralités.....	65
II-2.1.2. Imagerie satellitaire : focus sur le programme Landsat	67
II-2.1.3. Approches de classification des images satellitaires	70

II-2.1.4. Algorithmes de classification supervisée	70
II-2.2. <i>Modélisation des états de surface</i>	71
II-2.2.1. Approches de modélisation et de prédiction des états de surface	71
II-2.2.2. Outils logiciels pour la modélisation/prédiction des états de surface	73
II-2.2.3. Approche retenue : Land Change Modeler et Perceptron Multicouche	73
II-3. METHODOLOGIE POUR LA CARTOGRAPHIE ET LA PROJECTION DES ETATS DE SURFACE DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU	77
II-3.1. <i>Modalités d'états de surface retenues</i>	77
II-3.2. <i>Dynamique saisonnière des états de surface</i>	80
II-3.3. <i>Cartographie des états de surface du bassin versant de Tougou</i>	84
II-3.3.1. Données satellitaires pour la production des cartes d'états de surface	84
II-3.3.2. Séparabilité des classes d'état de surface	85
II-3.3.3. Classification supervisée des états de surface	86
II-3.3.4. Evaluation de la précision des cartes d'états de surface	87
II-3.3.5. Validation formelle des cartes d'états de surface sur terrain	90
II-3.3.6. Evaluation de l'incertitude sur l'estimation des surfaces	91
II-3.4. <i>Modélisation des états de surface du bassin versant de Tougou</i>	91
II-3.4.1. Transitions, variables et calibration du modèle	92
II-3.4.2. Projection des états de surface à l'horizon 2050	96
II-4. RESULTATS	98
II-4.1. <i>Cartographie des états de surface et analyse diachronique</i>	98
II-4.1.1. Identification d'une période optimale pour la cartographie mono-date	98
II-4.1.2. Cartes d'états de surface du bassin de Tougou de 1986 à 2017	99
II-4.1.3. Quantification des états de surface de 1986 à 2017	102
II-4.1.4. Dynamique spatio-temporelle des états de surface entre 1986 et 2017	104
II-4.2. <i>Modélisation prédictive des états de surface à l'horizon 2050</i>	106
II-4.2.1. Evaluation des variables de modélisation	106
II-4.2.2. Calibration et validation du modèle PMC	107
II-4.2.3. Projection des états de surface à l'horizon 2050	110
II-5. DISCUSSION	113
II-5.1. <i>Cartographie et modélisation des états de surface sur le bassin versant de Tougou</i>	113
II-5.2. <i>Implications pour les politiques et les stratégies</i>	115

II-6. SYNTHÈSE.....	116
---------------------	-----

CHAPITRE III. MODELISATION HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU AVEC INTEGRATION DE LA DYNAMIQUE ENVIRONNEMENTALE117

III-1. INTRODUCTION.....	118
III-2. MODELISATION HYDROLOGIQUE	119
<i>III-2.1. Classification des modèles hydrologiques</i>	<i>119</i>
III-2.1.1. Classification des modèles suivant la description des processus	120
III-2.1.2. Classification des modèles suivant la représentation de l'espace	120
III-2.1.3. Classification des modèles suivant la discrétisation temporelle	121
<i>III-2.2. Revue de quelques modèles hydrologiques</i>	<i>121</i>
<i>III-2.3. Eléments de choix du modèle hydrologique.....</i>	<i>123</i>
III-3. PRESENTATION DU MODELE AGRO-ECO-HYDROLOGIQUE SWAT	124
<i>III-3.1. Evolution du modèle et des domaines d'application de SWAT.....</i>	<i>124</i>
<i>III-3.2. Mise en œuvre, équations du bilan et des processus hydrologiques.....</i>	<i>126</i>
III-3.2.1. Discrétisation semi-distribuée dans le modèle SWAT	126
III-3.2.2. Equations du bilan et processus hydrologiques	127
<i>III-3.3. Mise à jour dynamique des états de surface avec le module LUP.....</i>	<i>130</i>
III-3.3.1. Création des URH	130
III-3.3.2. Module Land use UPdate (LUP) de SWAT.....	131
<i>III-3.4. Objectifs de modélisation hydrologique de cette thèse.....</i>	<i>132</i>
III-4. METHODOLOGIE POUR LA MODELISATION HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU	133
<i>III-4.1. Données d'entrée de modélisation.....</i>	<i>134</i>
III-4.1.1. Pas de temps de modélisation, données de calage et périodes.....	135
III-4.1.2. Données de pluie et d'évapotranspiration potentielle	136
III-4.1.3. Données sur les états de surface du bassin versant de Tougou	137
III-4.1.4. Données sur les types de sols du bassin versant de Tougou	138
III-4.1.5. Données sur le relief et les pentes du bassin versant de Tougou	139
<i>III-4.2. Mise en place du cadre physique de modélisation.....</i>	<i>139</i>
III-4.2.1. Définition des sous-bassins hydrologiques	139
III-4.2.2. Création des URH	139
<i>III-4.3. Calibration et validation du modèle SWAT</i>	<i>140</i>
III-4.3.1. Choix des paramètres et analyse de sensibilité	140

III-4.3.2. Fonction objective, calage et validation du modèle	142
III-4.4. <i>Evaluation des scénarios SLU et DLU</i>	144
III-4.4.1. Comparaison des sorties brutes	144
III-4.4.2. Comparaison de l'écoulement journalier, mensuel et annuel	145
III-4.4.3. Comparaison des écoulements générés par des extrêmes de pluie	146
III-5. RESULTATS	148
III-5.1. <i>Paramètres calibrés du modèle SWAT en scénarios SLU et DLU</i>	148
III-5.2. <i>Evaluation de la performance du modèle en scénarios SLU et DLU</i>	149
III-5.3. <i>Evaluation comparée de la simulation de l'écoulement</i>	151
III-5.3.1. Comparaison des sorties journalières.....	151
III-5.3.2. Comparaison des valeurs mensuelles d'écoulement.....	154
III-5.3.3. Comparaison des valeurs annuelles d'écoulement.....	156
III-5.3.4. Ecoulement généré par des extrêmes de pluie	158
III-5.4. <i>Comparaison du bilan hydrologique</i>	158
III-5.5. <i>Comparaison du potentiel d'écoulement suivant état de surface</i>	160
III-6. DISCUSSION.....	161
III-7. SYNTHÈSE	164

CHAPITRE IV. IMPACTS DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE ET DE LA DYNAMIQUE DES ETATS DE SURFACE SUR LES ECOULEMENTS DU BASSIN VERSANT DE TOUGOU..... 166

IV-1. INTRODUCTION	167
IV-2. METHODOLOGIE POUR L'EVALUATION DES IMPACTS DE LA VARIABILITE DU CLIMAT ET DE LA DYNAMIQUE DES ETATS DE SURFACE	169
IV-2.1. <i>Données climatiques sur la période historique 1952-2005</i>	171
IV-2.1.1. Correction de station sur la précipitation entre Ouahigouya et Tougou	171
IV-2.1.2. Définition de sous-périodes pour l'évaluation d'impact.....	174
IV-2.1.3. Données d'évapotranspiration potentielle (ETP).....	176
IV-2.2. <i>Données climatiques sur la période future 2031-2050</i>	177
IV-2.2.1. Définition d'un ensemble multi-modèle pour la projection du climat.....	180
IV-2.2.2. Correction statistique des biais	183
IV-2.2.3. Calcul de l'évapotranspiration potentielle sur la période future.....	186
IV-2.3. <i>Impacts de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements</i>	189

IV-2.4. <i>Impact de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements générés par les pluies journalières maximales</i>	191
IV-3. RESULTATS	193
IV-3.1. <i>Correction des biais des modèles climatiques régionaux</i>	193
IV-3.1.1. Correction des précipitations	193
IV-3.1.2. Correction des températures minimales.....	194
IV-3.1.3. Correction des températures maximales	195
IV-3.1.4. Correction de l'évapotranspiration potentielle (ETP).....	196
IV-3.1.5. Pluie et ETP annuelles	197
IV-3.1.6. Evolution des moyennes mensuelles de la pluie et de l'ETP	200
IV-3.2. <i>Evolution de la réponse hydrologique</i>	202
IV-3.2.1. Moyenne annuelle des termes du bilan hydrologique	202
IV-3.2.2. Evolution du ruissellement de surface et des coefficients d'écoulement ...	206
IV-3.3. <i>Séparation des effets de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements</i>	210
IV-3.4. <i>Impact de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface sur les écoulements générés par les pluies journalières maximales</i>	213
IV-4. DISCUSSION	215
IV-4.1. <i>Impact de la variabilité du climat et de la dynamique des états de surface sur l'écoulement</i>	215
IV-4.2. <i>Limites de l'étude</i>	217
IV-5. SYNTHÈSE	218
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	220
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	224
LISTE DES CARTES	254
LISTE DES PLANCHES.....	254
LISTE DES FIGURES.....	255
LISTE DES TABLEAUX	260
TABLE DES MATIERES	263
ANNEXES.....	269
ARTICLES.....	291

ANNEXES

Annexe 1. Mesures de terrain effectuées du bassin versant de Tougou	270
Annexe 2. Etats de surface, évolution paysagère et modélisation des états de surface.....	278
Annexe 3. Calcul de l'ETP par la méthode de Hargreaves et Samani (1985)	285
Annexe 4. Evolution du climat et des écoulements entre périodes historiques et future	288

Annexe 1. Mesures de terrain effectuées du bassin versant de Tougou

Annexe 1.1. Etablissement d'une courbe de tarage avec les jaugeages de 2017 et 2018

À l'exutoire du bassin versant de Tougou, une première courbe de tarage a été établie lors des travaux de IWACO dans le cadre du programme Bilan d'Eau (IWACO, 1990, 1993). En 2004, cette courbe de tarage a été actualisée pour le suivi hydrométéorologique en continu du bassin versant (Mounirou, 2012). La **Figure A1-1** présente ces deux courbes de tarages.

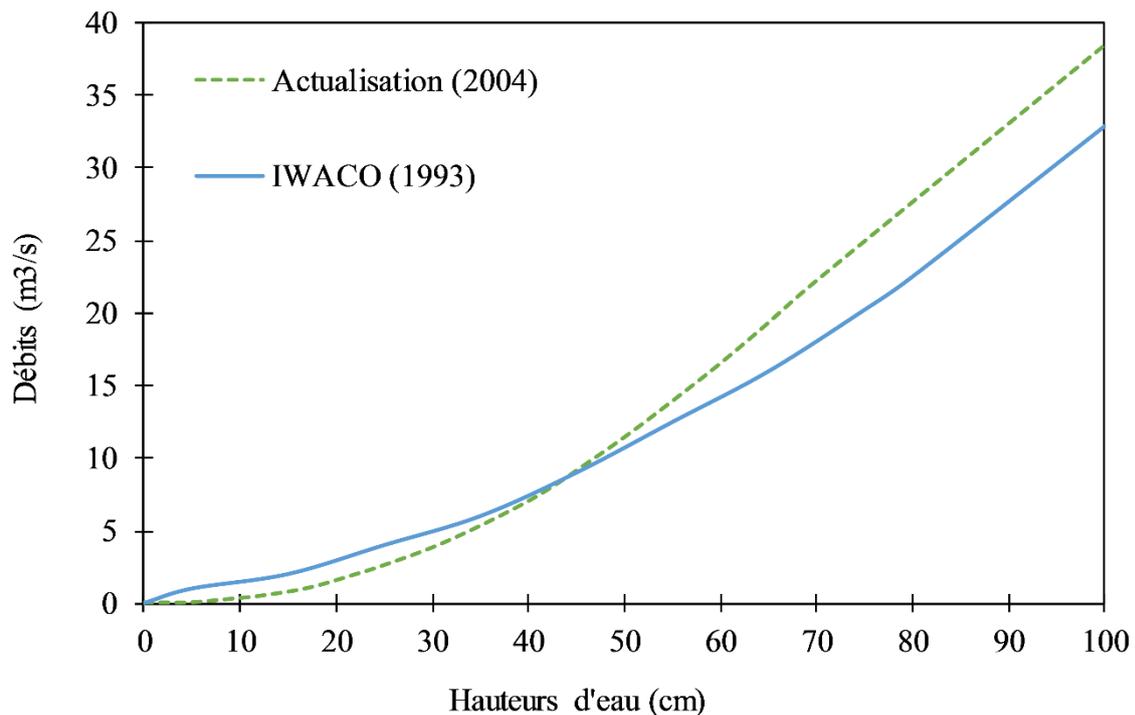


Figure A1-1. Anciennes courbes de tarage de l'exutoire du bassin versant de Tougou.

La section de mesure a connu par la suite quelques travaux en 2008 qui ont conduit à remplacer le radier submersible à l'exutoire par un dalot, ce qui a modifié la courbe de tarage (Mounirou, 2012). La **Figure A1-2** présente l'état de la section de l'exutoire (prise de vue de terrain effectuée en 2017).



Figure A1-2. Prise de vue de l'exutoire du bassin versant de Tougou, en fin de décrue de l'évènement du 27/08/2017.

Dans l'objectif d'actualiser la courbe de tarage, une campagne de jaugeages ont été effectués en 2017 et en 2018, à l'aide de deux instruments : un micro-moulinet SEBA F1 et un courantmètre OTT ADC, présentés sur la **Figure A1-3**.

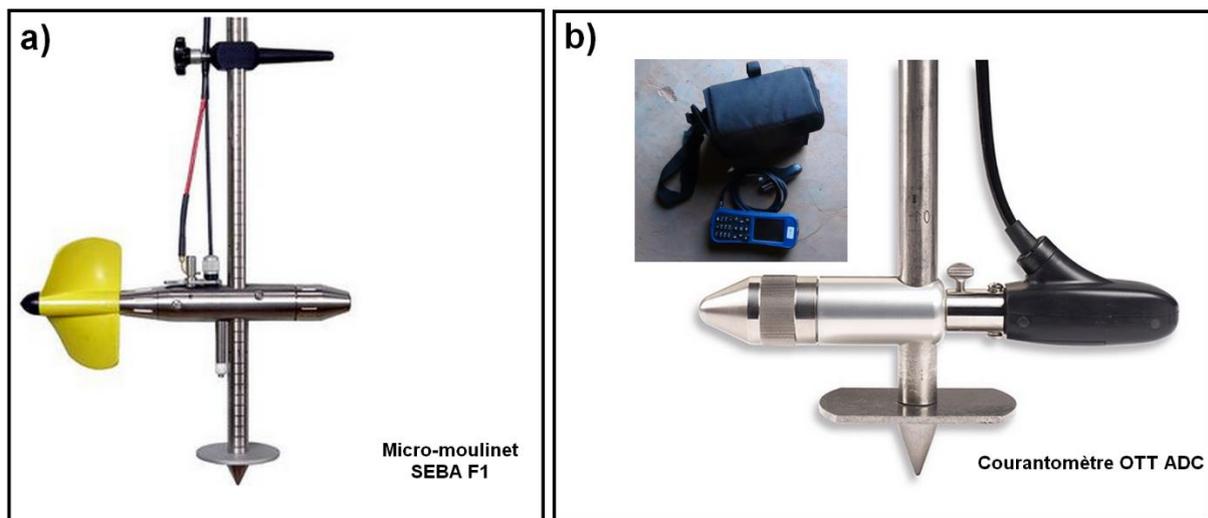


Figure A1-3. Equipements de mesure de vitesse d'écoulement par jaugeage. (a) Micro-moulinet SEBA F1. (b) Courantomètre OTT ADC. Ces deux équipements ont été utilisés sur des campagnes de jaugeages menées à Tougou en 2017 et 2018.

Les opérations de jaugeages permettent de faire l'estimation du débit moyen écoulé pour une hauteur d'eau donnée par la méthode d'exploration du champ de vitesse. Le protocole de mesure que nous avons établi sur terrain implique que lors du parcours d'un profil (toujours effectué de la rive gauche vers la rive droite), une station est effectuée tous les 2,5 m sur la largeur de la section (qui fait approximativement 25 m de large à plein bords) avec 2 à 3 points de mesure sur chaque verticale. Le profil est validé si pendant la mesure la hauteur d'eau observée a varié

d'au plus 3 cm. Le débit obtenu pour le profil réalisé est affecté à la hauteur d'eau moyenne observée entre le début et la fin du profil. Il a pu être noté qu'en général, les hauteurs d'eau varient assez vite lors de la montée des eaux, ce qui rend l'opération de jaugeage délicate. La décrue étant beaucoup plus lente, c'est en général ce moment ce qui est propice à la mesure.

Au total, 57 profils (27 au micro-moulinet et 30 au courantomètre) ont été jaugeés sur des gammes de hauteurs d'eau allant de 10 cm à 70 cm de hauteur d'eau lors des événements pluvieux de 2017 et 2018. Les jaugeages ont été dépouillés et les débits calculés avec le logiciel DEPJAU (BRGM, 2015). La fonction puissance a été ajustée sur les débits obtenus par le courantomètre et le micro-moulinet suivant les hauteurs d'eau observées (**Figure A1-4a**) et ont produit des ajustements satisfaisants (Micro-moulinet : $R^2 = 0,9684$ et courantomètre : $R^2 = 0,9720$). La forme des ajustements suggère que la section du cours d'eau de Tougou à l'exutoire est caractérisée par une relation univoque entre le débit Q et la hauteur d'eau H (Jacon, 1986).

Afin d'évaluer si ces deux ajustements sont statistiquement équivalents, les deux relations ont été linéarisées par une transformation logarithmique (**Figure A1-4b**). Les coefficients de régression linéaire obtenus ont été comparés statistiquement en conduisant une analyse des effets d'interaction (Cohen, 1983, 2013) à l'aide du logiciel Minitab (Minitab, 2019).

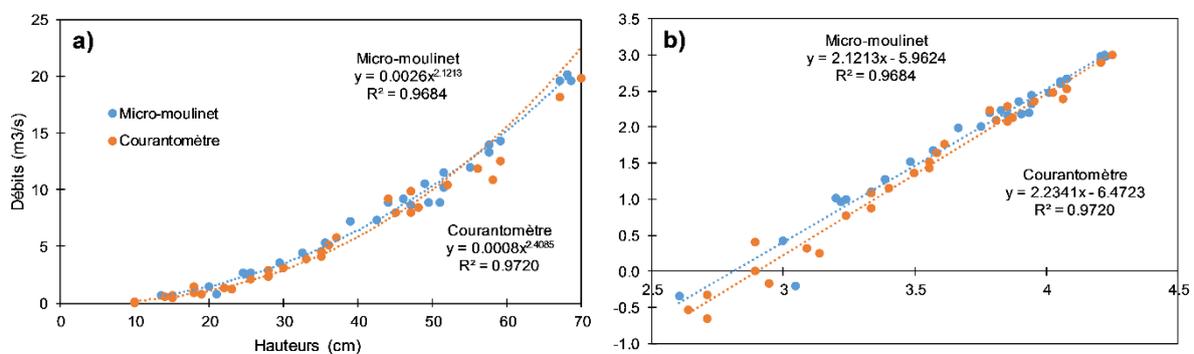


Figure A1-4. Ajustement des équations de tarage pour les jaugeages effectués au courantomètre et le micro-moulinet. (a) Ajustement de fonctions puissances. (b) Transformation bi-logarithmique des fonctions puissances ajustées.

Le **Tableau A1-1** présente les résultats obtenus de la comparaison des deux ajustements linéaires. Il apparaît que les différences observées entre les ordonnées à l'origine (p -valeur = 0,159) et les coefficients de pente (p -valeur = 0,257) ne sont pas statistiquement significatifs au test de Student (au seuil $\alpha = 5\%$). Nous en concluons que les deux ajustements (pour le micro-moulinet et le courantomètre) ne présentent pas de différences significatives.

Tableau A1-1. Comparaison des régressions au courantomètre et au micro-moulinet.

Terme	Différence	Erreur standard	t-Valeur	p-valeur
Constante de régression	-0,5100	0,3570	-1,43	0,159
Pente de régression	0,1127	0,0984	1,15	0,257

La colonne 'différence' indique la valeur de la différence entre les constantes de régression des deux ajustements linéaires ou entre les pentes de régression. La t-Valeur est la statistique du test T de Student (au seuil $\alpha = 5\%$) pour lequel la p-valeur est indiquée. La différence est significative pour une p-valeur inférieure au seuil.

Annexe 1.2. Extrapolation en hautes de eaux de la courbe de tarage

Lors des mesures de terrain, le niveau maximal d'eau jaugé était de 70 cm. Afin d'exploiter les relevés de hauteur obtenus par le thalimède et la station OTT PLS (*Pressure Level Sensor*), qui indiquent que ce niveau maximal a été souvent dépassé, une extrapolation de la courbe de tarage précédemment établie en hautes eaux est nécessaire, au niveau maximal 120 cm. Deux approches d'extrapolation ont été utilisées à cet effet : la méthode *logarithmique* et la méthode *débitance-pente*.

Annexe 1.2.1. Méthode logarithmique (Jacon, 1986)

La méthode logarithmique pour l'extrapolation des courbes de tarage est une approche simple qui consiste à linéariser la relation de type puissance $Q = aH^b$ que présente la courbe de tarage. Les séries de données mesurées $\{H, Q\}$ sont projetées dans le plan $\{\ln H, \ln Q\}$, sur lesquelles sont ensuite ajustées des droites de régression linéaire de type $\ln Q = b \ln H + \ln a$. La **Figure A1-5** présente les résultats obtenus sur les jaugeages effectués, pour lequel l'ajustement linéaire est satisfaisant (**Figure A1-5a**, $R^2 = 0,9684$). La relation obtenue permet de prolonger aux hautes eaux la relation $Q - H$, dans l'hypothèse que ce lien reste stationnaire pour les hautes eaux (**Figure A1-5b**).

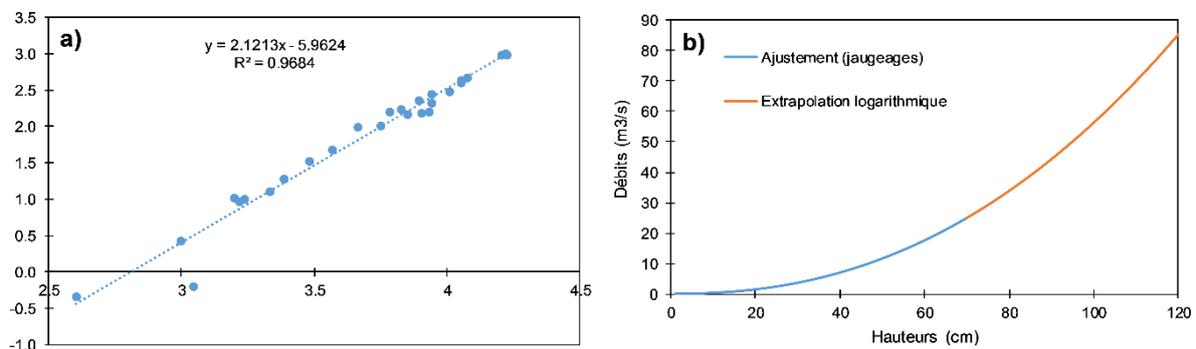


Figure A1-5. Extrapolation de la courbe de tarage en hautes eaux par la méthode logarithmique. (a) Ajustement logarithmique des jaugeages. (b) Extrapolation des débits entre 70 cm et 120 cm.

Annexe 1.2.2. Méthode débitance-pente (WMO, 2010)

La méthode débitance-pente est basée sur les équations du régime permanent et uniforme de Manning (Manning et al., 1890), définie par l'équation A1-1 :

$$Q = \frac{1}{n} A_{(y)} R_{(y)}^{2/3} S^{1/2} \quad (\text{A1-1})$$

où Q est le débit écoulé, $A_{(y)}$ la section mouillée qui dépend de la hauteur d'eau observée y , $R_{(y)}$ le rayon hydraulique de la section, S est la pente longitudinale du fond et n est le coefficient de rugosité de Manning de la section. L'équation A1-1 peut être redéfinie en introduisant la notion de débitance, notée $D_{(y)}$, présentée par l'équation A1-2:

$$Q = D_{(y)} S^{1/2} \quad (\text{A1-2})$$

La valeur de $D_{(y)}$ intègre plusieurs paramètres observés et mesurés : la rugosité de la section, la hauteur d'eau, la surface mouillée et le rayon hydraulique. La valeur de la pente, qui traduit le gradient d'énergie de l'écoulement n'est généralement pas disponible, mais peut être dérivée de l'équation A1-2. Deux courbes sont alors ajustées, l'une sur la série des valeurs $D_{(y)}$ et l'autre sur les valeurs de $S_{(y)}$ suivant le principe de la Figure A1-6.

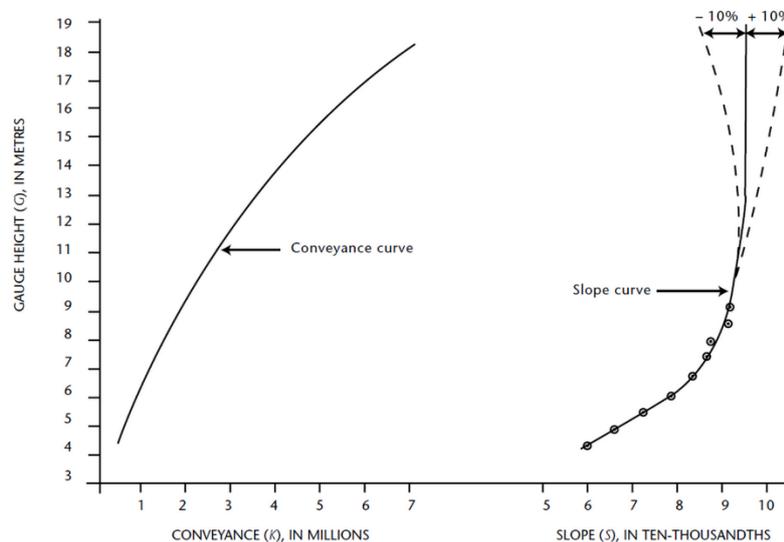


Figure A1-6. Illustration de la méthode Débitance-Pente. La figure est tirée de (WMO, 2010).

Ces deux courbes sont extrapolées avec l'idée que la pente S tend à vers la pente normale S_0 lorsque l'on évolue vers les hautes eaux. Le débit pour une hauteur d'eau particulière y à

extrapoler sera obtenu en multipliant les valeurs extrapolées correspondantes $D_{(y)}$ et $S_{(y)}^{1/2}$. Il est d'ailleurs intéressant de noter que les erreurs commises sur l'estimation de la rugosité de Manning n ont un effet minime, car le pourcentage d'erreur induit sur le calcul de la débitance D sera compensé par une erreur du même ordre et de signe opposé dans le calcul de $S^{1/2}$. La **Figure A1-7** présente l'application de la méthode *débitance-pente* appliquées aux jaugeages effectués à Tougou, avec des coefficients de détermination satisfaisants pour la fonction débitance ($R^2 = 0,9805$) et pente ($R^2 = 0,7668$).

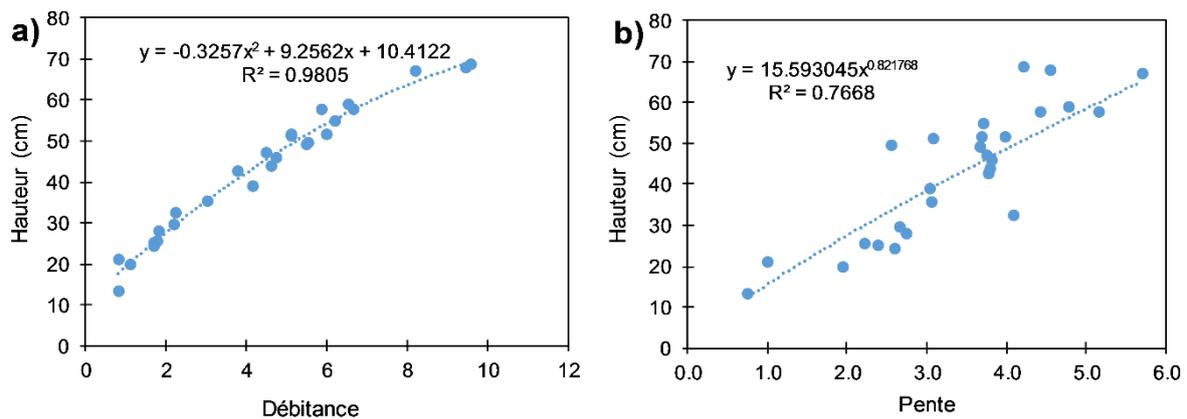


Figure A1-7. Application de la méthode débitance-pente aux jaugeages effectués à Tougou (2017 et 2018). (a) Relation hauteur-débitance. (b) Relation hauteur-pente.

La **Figure A1-8** présente l'extrapolation résultante en hautes eaux de la courbe de tarage entre 70 cm et 120 cm de hauteur d'eau.

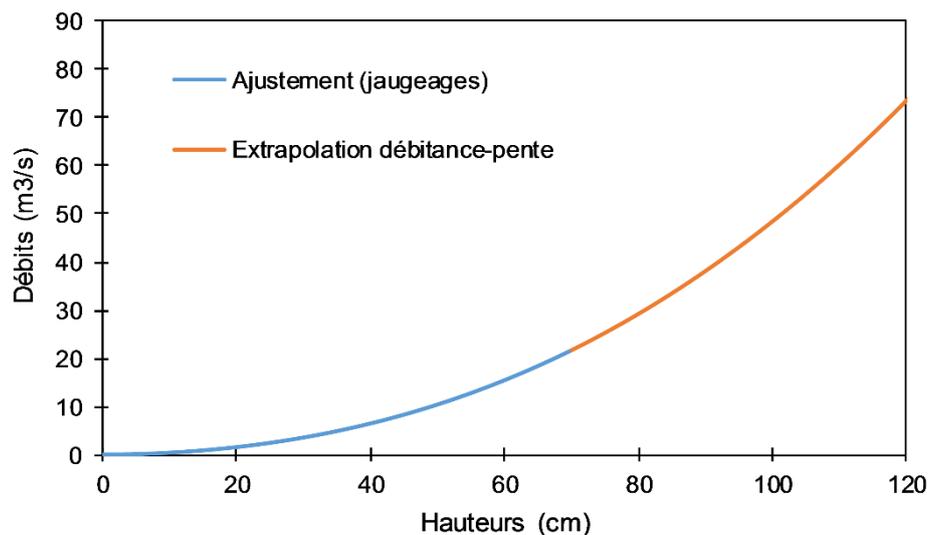


Figure A1-8. Extrapolation de la courbe de tarage par la méthode débitance-pente.

Annexe 1.2.3. Extrapolation retenue pour l'exutoire de Tougou

La **Figure A1-9** présente les courbes de tarage ajustées aux jaugeages effectués, ainsi que les extrapolations obtenues par les méthodes *logarithmique* et *débitance-pente*.

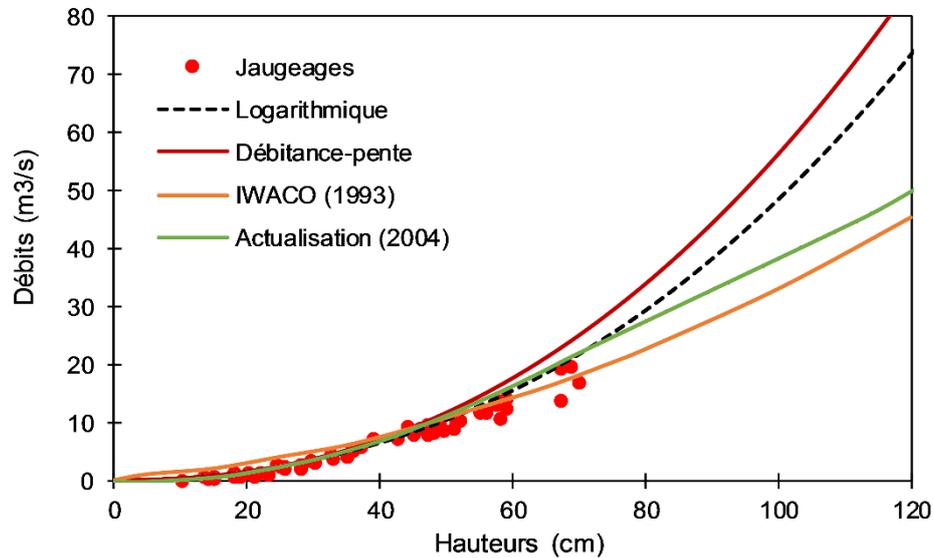


Figure A1-9. Comparaison des courbes de tarage de l'exutoire du bassin versant de Tougou.

La méthode *logarithmique* suppose que la section d'écoulement conserve le même profil transversal sur toute la gamme des hauteurs d'eau considérées. Elle nécessite une relation univoque entre le débit et la hauteur avec un contrôle aval permanent entre les moyennes et les hautes eaux (ce qui est ici le cas), mais le profil en travers de la section ne doit pas présenter de discontinuité de forme dans la tranche des hauteurs interpolées. Dans le cas de la section du cours d'eau de Tougou à l'exutoire, au-delà d'environ 70 cm à 80 cm, la section devient plus évasée (**Figure A1-2**) et des zones contributrices supplémentaires dans le champ d'inondation contribuent à alimenter la section (**Figure A1-9**). Nous retenons les résultats de cette dernière méthode, qui nous semblent plus en accord avec la réalité physique observée. La courbe de tarage de 2017 présente des débits plus importants en hautes eaux, ce qui peut être le fait de changements de conditions de ruissellement sur le bassin, mais aussi de la modification de section intervenue en 2008 (Mounirou, 2012).

Annexe 1.3. Mesures de conductivité hydraulique à saturation K_{SAT} en 2017

Les sites sur lesquels les mesures de conductivité hydraulique à saturation (K_{SAT}) ont été effectuées sont présentés en **Figure A1-10**. Un total de 15 sites a été investigué, à raison de trois (03) à quatre (04) mesures par sites, à l'aide du double anneau de Müntz.

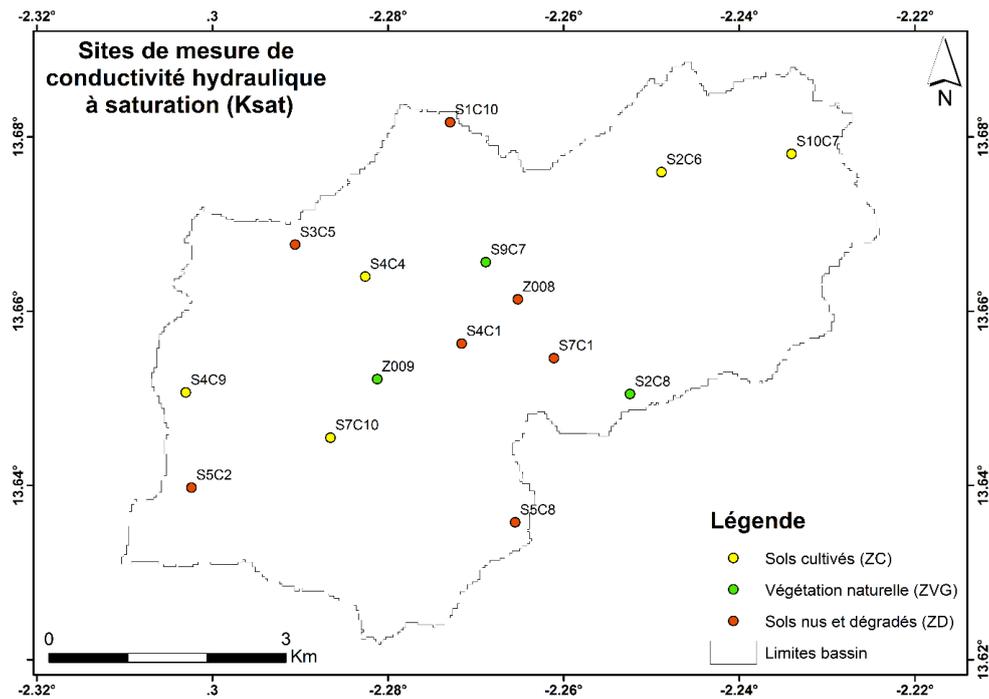


Figure A1-10. Localisation des sites de mesure de conductivité hydraulique Ksat sur le bassin versant de Tougou en 2017.

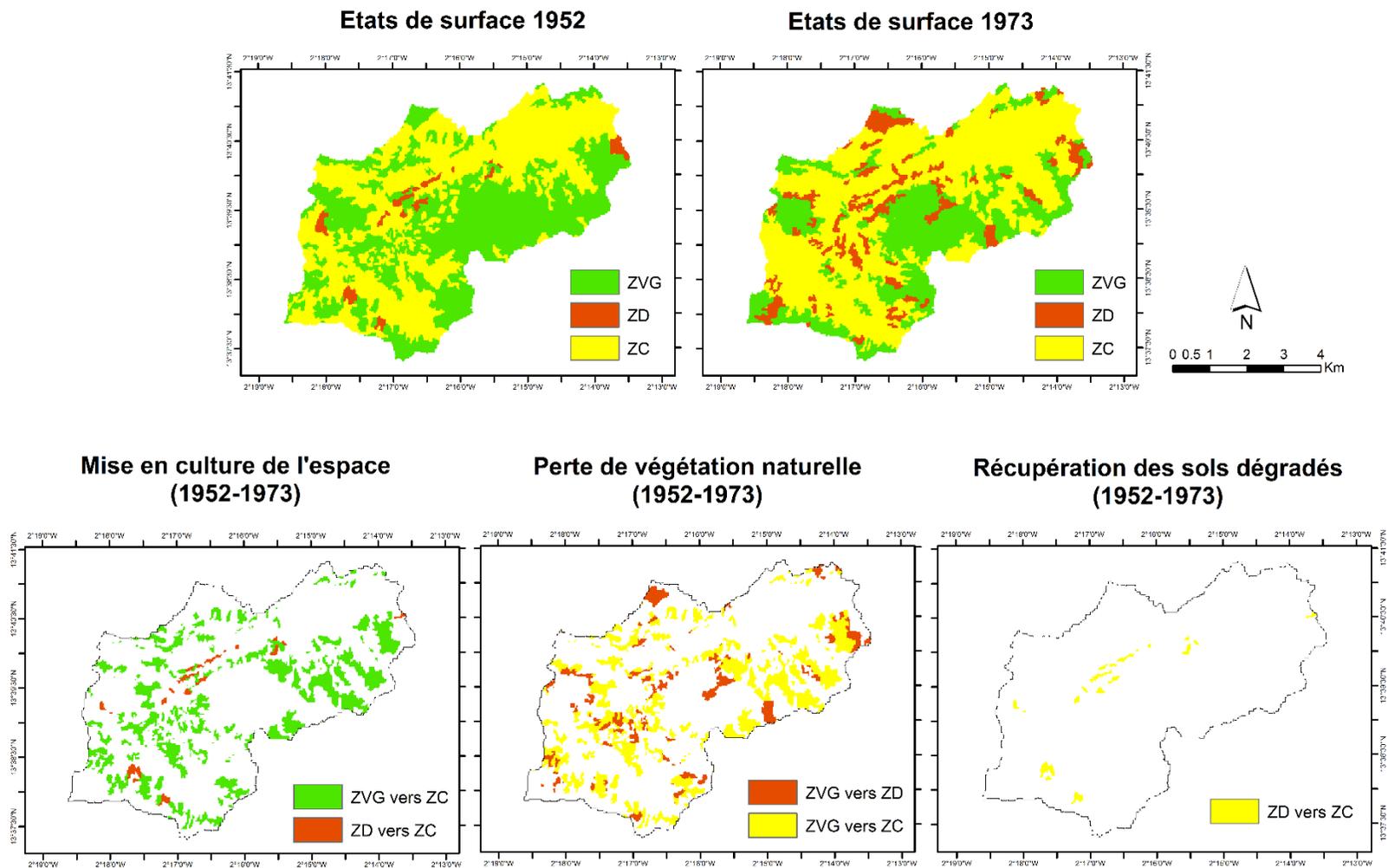
La détermination de la conductivité hydraulique à saturation sur l'ensemble de ces sites est présentée par la suite, pour les différents sites. Le récapitulatif des mesures est présenté en **Tableau A1-2**.

Tableau A1-2. Conductivités hydrauliques à saturation sur différents états de surface sur le bassin versant de Tougou.

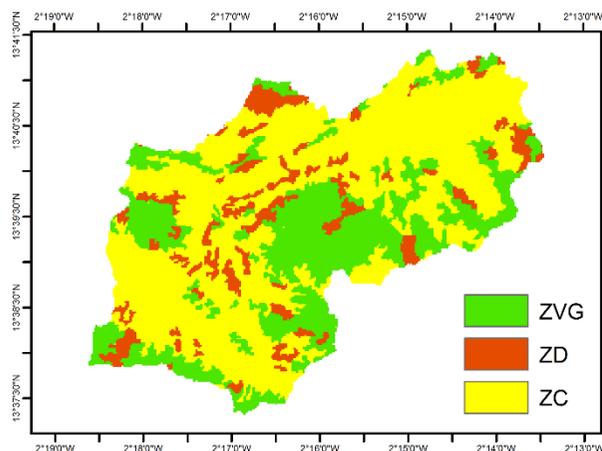
Code site	EDS	Conductivité hydraulique K _{SAT} (mm.h ⁻¹)				Moyenne ± écart-type
		Mesure 1	Mesure 2	Mesure 3	Mesure 4	
S2C8	ZVG	27,6	34,2	23,3	30,6	32,9 ± 8,2
S9C7	ZVG	25,0	38,4	31,0	38,3	
ZVG009	ZVG	25,6	51,8	35,9	-	
S1C10	ZD	10,3	8,7	5,1	5,0	6,2 ± 2,3
S3C5	ZD	7,5	8,3	5,1	4,6	
S5C2	ZD	4,8	6,2	2,8	3,4	
S5C8	ZD	5,0	3,8	9,3	8,0	
S7C1	ZD	6,2	3,8	3,9	4,9	
S4C1	ZD	8,0	2,8	9,9	9,2	
ZVG008	ZD	8,1	4,5	8,3	-	
S10C7	ZC	46,3	40,3	41,1	61,8	
S2C6	ZC	34,1	34,5	41,0	47,0	
S4C4	ZC	43,6	39,2	44,9	33,5	
S4C9	ZC	34,3	37,6	60,2	70,5	
S7C10	ZC	39,3	42,5	39,0	63,6	

Annexe 2. Etats de surface, évolution paysagère et modélisation des états de surface

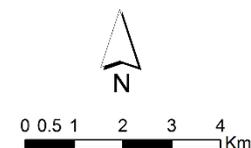
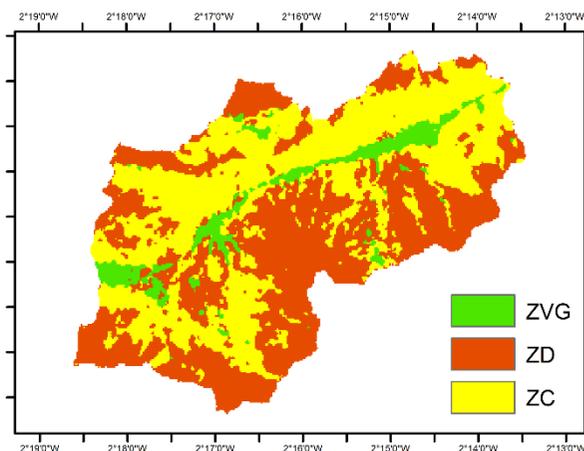
Annexe 2.1. Evolution paysagère du bassin versant de Tougou



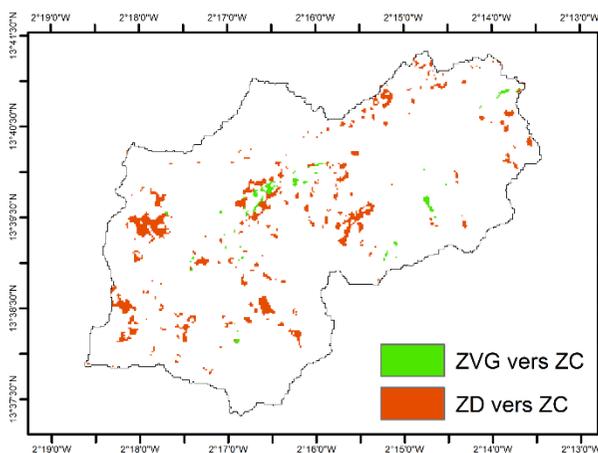
Etats de surface 1973



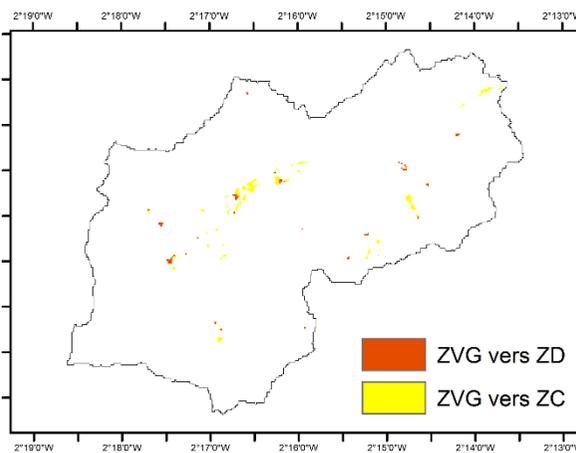
Etats de surface 1986



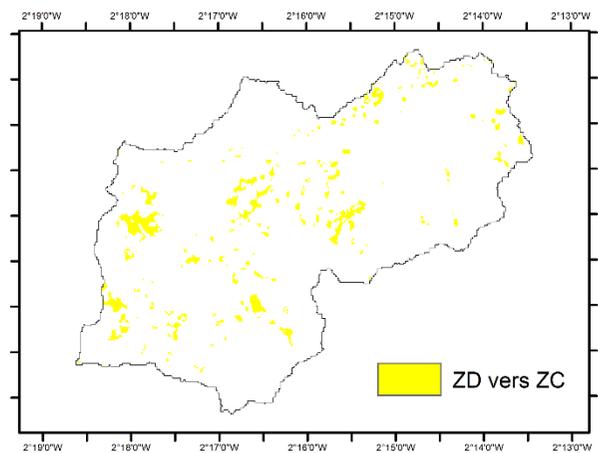
Mise en culture de l'espace (1973-1986)



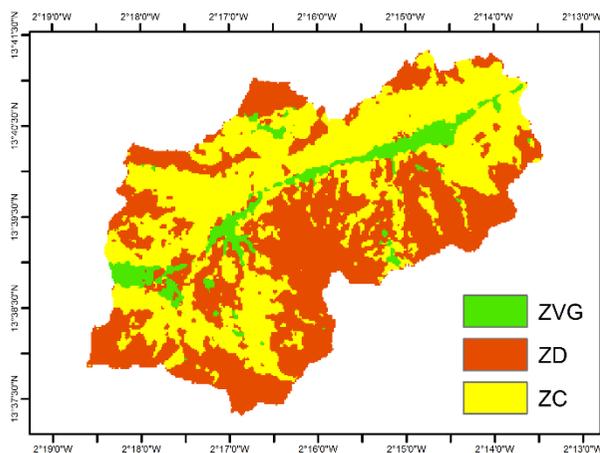
Perte de végétation naturelle (1973-1986)



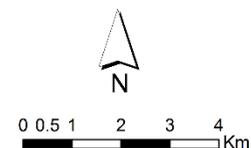
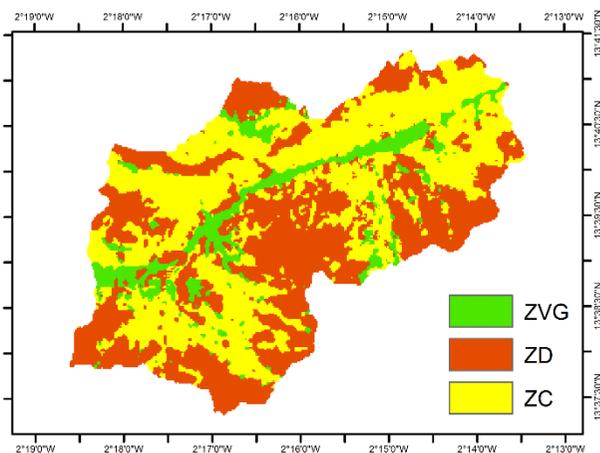
Récupération des sols dégradés (1973-1986)



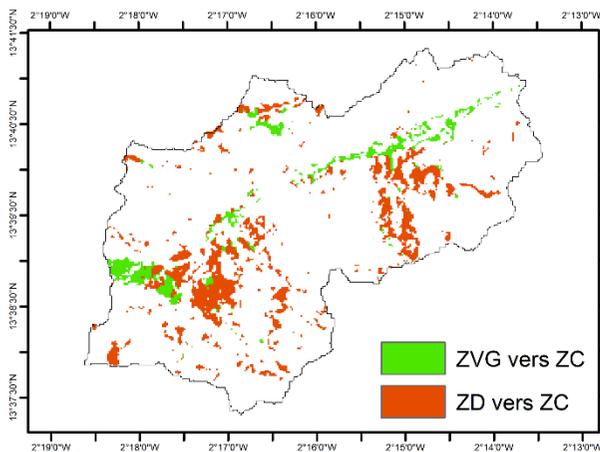
Etats de surface 1986



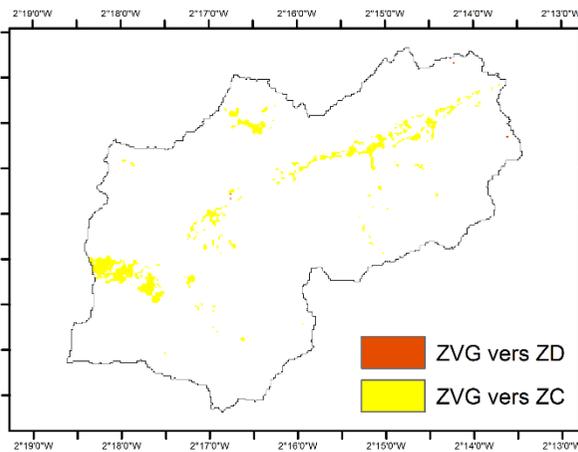
Etats de surface 1999



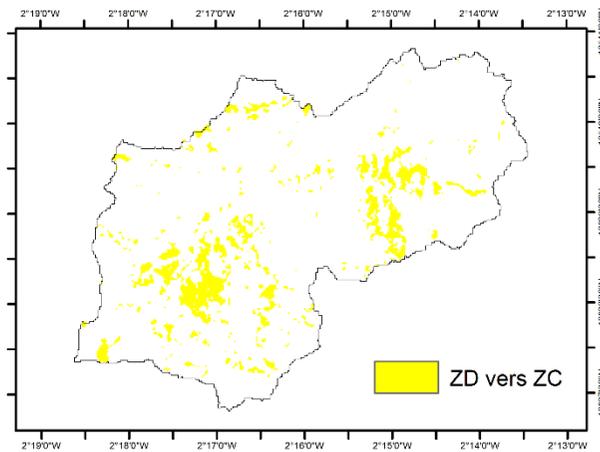
Mise en culture de l'espace (1986-1999)



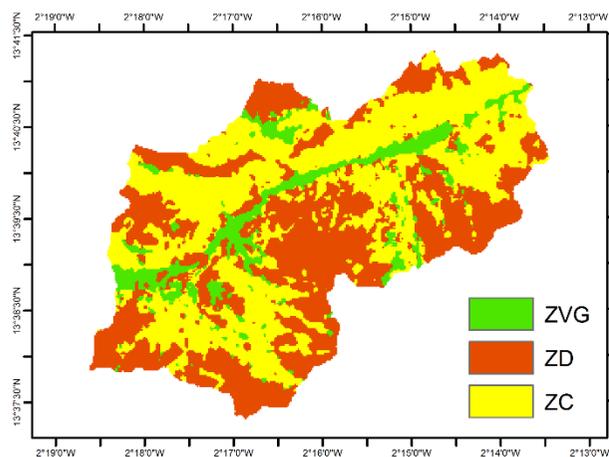
Perte de végétation naturelle (1986-1999)



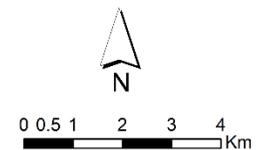
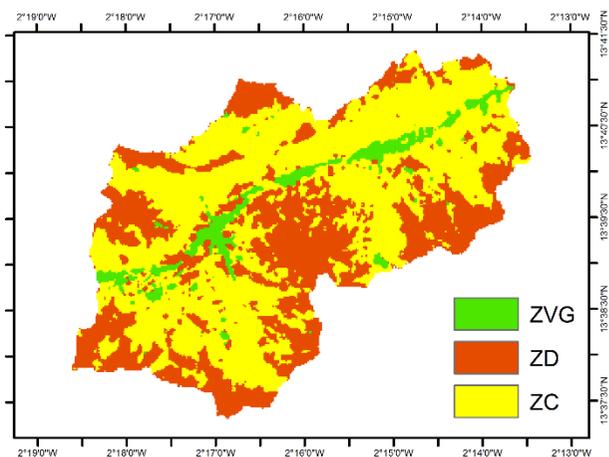
Récupération des sols dégradés (1986-1999)



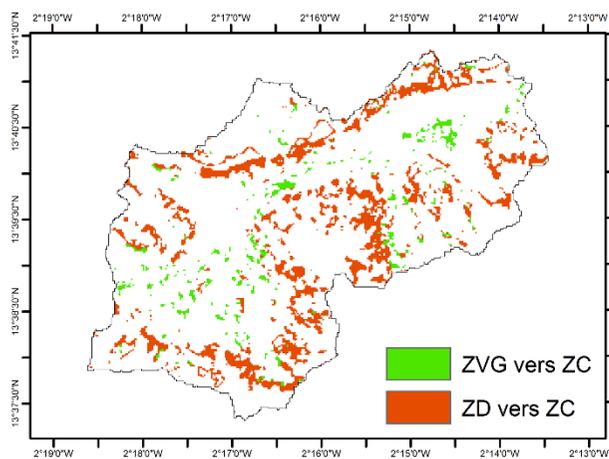
Etats de surface 1999



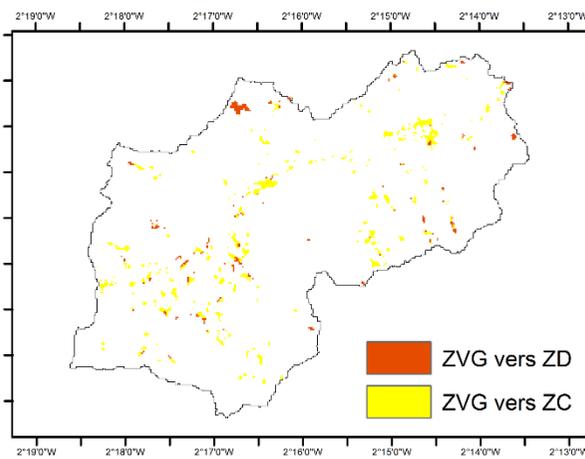
Etats de surface 2009



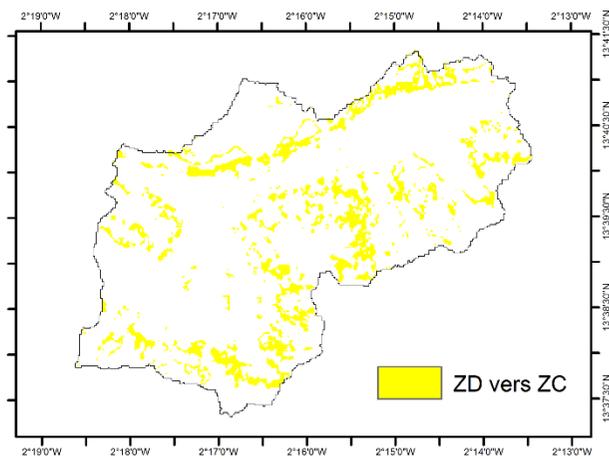
**Mise en culture de l'espace
(1999-2009)**



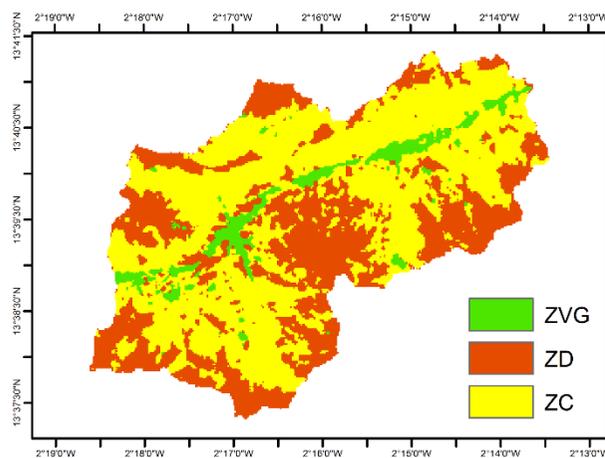
**Perte de végétation naturelle
(1999-2009)**



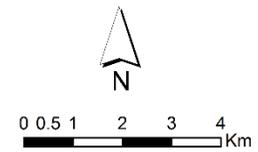
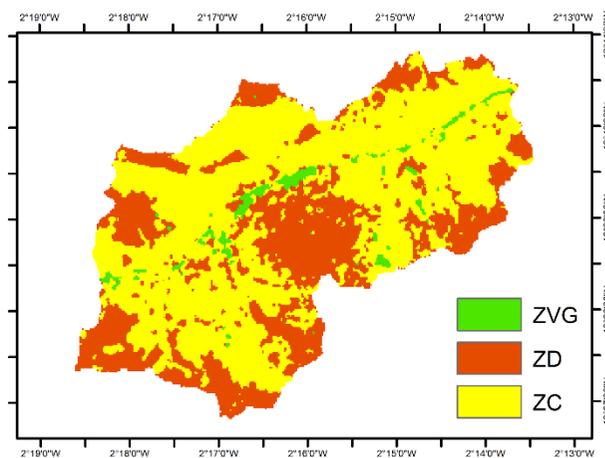
**Récupération des sols dégradés
(1999-2009)**



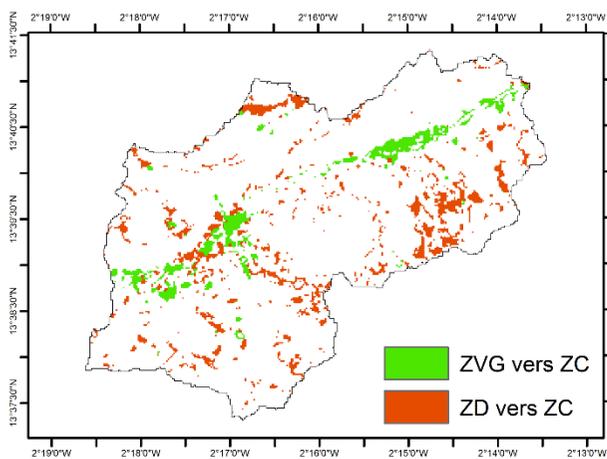
Etats de surface 2009



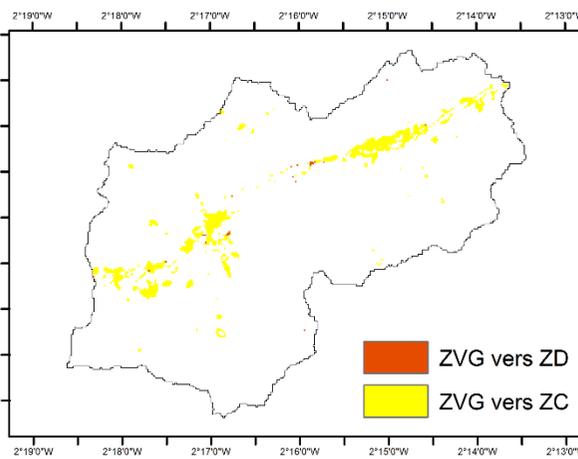
Etats de surface 2017



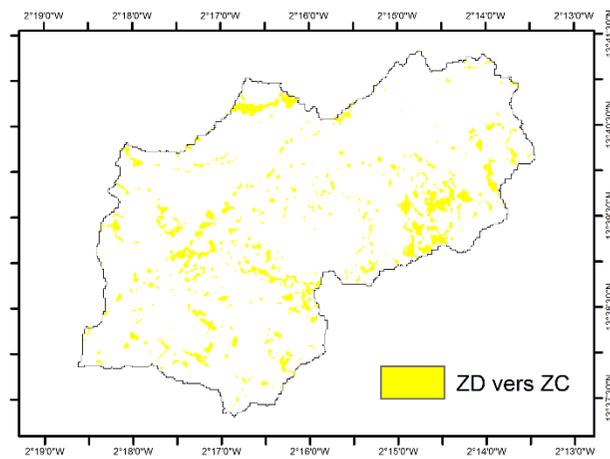
Mise en culture de l'espace (2009-2017)



Perte de végétation naturelle (2009-2017)



Récupération des sols dégradés (2009-2017)



Annexe 2.2. Modélisation des états de surface

Annexe 2.2.1. Corrélations entre variables et états de surface

Variable	EDS 1986			EDS 1999			EDS 2009			EDS 2017		
	ZC	ZD	ZVG									
Altitude	-0.21	0.27	-0.17	-0.23	0.28	-0.13	-0.17	0.26	-0.17	-0.22	0.28	-0.10
Distance aux hameaux	-0.45	-0.26	-0.13	-0.43	-0.28	-0.12	-0.48	-0.22	-0.11	-0.50	-0.22	-0.07
Distance au réseau hydrographique	-0.45	-0.25	-0.21	-0.48	-0.24	-0.18	-0.49	-0.21	-0.20	-0.53	-0.20	-0.12
Type de sol	0.37	0.07	0.22	0.40	0.06	0.17	0.38	0.06	0.21	0.41	0.07	0.10
Distance aux pistes	-0.23	0.02	-0.04	-0.18	-0.03	-0.02	-0.18	-0.01	-0.04	-0.16	-0.05	-0.02
Pente	-0.06	0.12	-0.07	-0.14	0.20	-0.05	-0.09	0.17	-0.06	-0.11	0.19	-0.03
Distance aux sols cultivés	-0.37	-0.32	-0.12	-0.38	-0.31	-0.12	-0.27	-0.26	-0.11	-0.47	-0.24	-0.07
Distance aux sols dégradés	-0.27	-0.37	-0.08	-0.27	-0.37	-0.09	-0.32	-0.33	-0.09	-0.34	-0.33	-0.06
Distance à la végétation naturelle	-0.08	-0.15	-0.37	-0.09	-0.17	-0.27	-0.09	-0.16	-0.33	-0.10	-0.16	-0.47

Annexe 2.2.2. Informations générales sur le modèle

Paramètres et performance du modèle PMC en calibration 1999-2009

Neurones de la couche d'entrée / intermédiaire / sortie	9 / 9 / 7
Nombre d'échantillons par classe	280
Taux d'apprentissage final	0.0010
Itérations	10000
Erreur RMS en entraînement / validation	0.2072 / 0.2106
Taux de précision	78.51%
Mesure d'aptitude	0.7493

Répartition de l'aptitude suivant les transitions (et persistances)

Classe	Mesure d'aptitude
Transition : Végétation → Dégradé	0.6690
Transition : Végétation → Dégradé	0.7328
Transition : Dégradé → Cultivé	0.6692
Transition : Cultivé → Dégradé	0.7473
Persistance : Végétation	0.7544
Persistance : Dégradé	0.8246
Persistance : Cultivé	0.8280
Aptitude globale	0.7493

Annexe 2.3.3. Poids des neurones par couche sur le PMC

Poids attribués aux neurones entre la couche d'entrée et intermédiaire

Neurones	h1	h2	h3	h4	h5	h6	h7	h8	h9
i1	4.5039	3.1200	-2.1451	1.7406	-1.9117	0.2111	-4.4723	3.2077	-0.9316
i2	-0.2990	-1.4472	3.9792	3.9303	2.0165	-6.6457	2.3420	-0.7201	-8.5508
i3	-0.0542	3.6791	1.6377	-0.2536	0.1817	-1.2808	1.2189	0.7521	1.1039
i4	-0.8352	5.7124	0.9034	1.4738	0.6194	-4.7053	1.5545	0.0467	-1.1304
i5	2.2164	-8.6794	14.7958	-9.3442	-2.2311	2.9640	1.4988	-1.7595	14.5500
i6	-16.5854	-8.2297	-2.7174	11.3599	15.0623	5.0899	3.5593	-15.6833	-2.1767
i7	0.8432	0.6028	-0.8791	-6.4294	-2.4209	2.5348	-0.5981	1.3179	2.7199
i8	6.8881	-1.9425	1.0796	-3.9245	1.2377	-5.6587	2.0249	10.5022	2.7296
i9	0.5958	-1.1026	-2.7471	-2.9781	-1.8487	2.2929	1.4006	2.8499	-10.2938

Les neurones i1 à i9 sont les neurones de la couche d'entrée (input layer) et les neurones h1 à h9 sont les neurones de la couche intermédiaire (hidden layer).

Poids attribués aux neurones entre la couche intermédiaire et de sortie

Neurones	o1	o2	o3	o4	o5	o6	o7
h1	-1.6112	-5.8937	1.7462	-8.0386	5.4266	-13.7048	-4.3542
h2	8.4715	-4.2156	-3.553	-7.9515	-5.1955	7.3604	-5.055
h3	-8.0028	-4.5116	-11.4204	-2.755	12.8981	-1.0666	-5.1725
h4	-10.2314	5.764	-4.0819	-3.5637	4.1674	0.2861	-6.1384
h5	2.0637	-0.7717	-9.2632	4.0126	-9.5438	7.7578	0.4498
h6	-8.8325	4.3	-0.3109	-1.782	-3.3837	-8.2583	1.9255
h7	-3.3679	-4.8683	2.6434	-8.262	-4.6943	-4.6669	1.9951
h8	5.2487	-5.995	0.7041	10.3785	-0.8779	6.2374	-10.9215
h9	-7.381	-6.2597	5.4439	3.2862	-1.5028	-4.0525	3.6258

Les neurones h1 à h9 sont les neurones de la couche intermédiaire (hidden layer) et les neurones o1 à o7 sont les neurones de la couche de sortie (output layer).

Annexe 3. Calcul de l'ETP par la méthode de Hargreaves et Samani (1985)

Annexe 3.1. Mode de calcul détaillé de l'ETP

La méthode de Hargreaves et Samani (1985) est une méthode d'estimation de l'évapotranspiration potentielle, qui peut généralement être substituée à la méthode de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) et dont la formulation est donnée par l'équation A3-1 :

$$ETP_{HS} = 0,0135k_{rs} \left(\frac{R_a}{\lambda} \right) (T_x - T_n)^{0,5} (T + b) \quad (A3-1)$$

où ETP_{HS} est l'ETP journalière, k_{rs} est un coefficient pris égal à **0,17** (Samani, 2004), R_a représente la radiation extraterrestre journalière, $\lambda = 2,45 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ est la constante de chaleur latente de vaporisation, T_x et T_n représentent respectivement les températures maximales et minimales journalières, $T = (T_x + T_n)/2$ la température moyenne journalière, b un coefficient d'ajustement pris égal à **17,8** (Hargreaves and Samani, 1985; Allen et al., 1998; Raziei and Pereira, 2013). La radiation extraterrestre journalière R_a a été calculée par l'équation A3-2 (Zotarelli et al., 2010) :

$$R_a = 24 \cdot \frac{60}{\pi} G_{sc} d_r ((\omega_s \sin \varphi \sin \delta) + (\cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s)) \quad (A3-2)$$

où $G_{sc} = 0,0820 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{jr}^{-1}$ est la constante solaire, φ est la latitude (exprimée en radians) du lieu considéré, d_r est l'inverse de la distance relative Terre-Soleil, ω_s est l'angle horaire d'heure de coucher de soleil, δ est la déclinaison solaire (exprimé en radians). L'inverse de la distance relative Terre-Soleil d_r est calculé par l'équation A3-3 (Zotarelli et al., 2010) :

$$d_r = 1 + 0,033 \cdot \cos \left(\frac{2\pi}{365} J \right) \quad (A3-3)$$

où J représente le numéro de jour de l'année pour lequel l'ETP est calculée et est compris entre 1 (correspondant au 1^{er} janvier) et 365 ou 366 (correspondant au 31 décembre). La déclinaison solaire δ est calculée par l'équation A3-4 (Zotarelli et al., 2010) :

$$\delta = 0,409 \sin \left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39 \right) \quad (A3-4)$$

L'angle horaire d'heure de coucher de soleil ω_s est donné par l'équation A3-5 (Zotarelli et al., 2010) :

$$\omega_s = \text{acos}(-\tan \varphi \cdot \tan \delta) \quad (A3-5)$$

Annexe 3.2. Résultats de calibration sur l'ETP observée à Ouahigouya (1961-2009)

La calibration des coefficients k_{RS} , n et b a été effectuée par régression non linéaire en utilisant le package *nlstools* (Baty et al., 2015). Pour la prise en compte des biais saisonniers, la calibration a été effectuée séparément pour la saison sèche (Novembre à Avril) et pluvieuse (Mai à Octobre). Les données ayant servi pour la calibration sont celles de la période 1990-2007 tandis que la validation a été effectuée sur la période 2008-2017 (**Tableau A3-1**).

Tableau A3-1. Calibration de la formule de Hargreaves et Samani (1985) sur la période 1990-2007 à Ouahigouya.

Saison	Paramètre	Valeur	Erreur standard	Statistique T	p-valeur
Sèche (Novembre à Avril)	k_{RS}	0,150	0,007077	21,19	$<2.10^{-16}$
	b	27,623	2,689991	10,27	$<2.10^{-16}$
Hivernale (Mai à Octobre)	k_{RS}	0,186	0,008257	22,47	$<2.10^{-16}$
	b	15,000	2,024439	7,409	$1,6.10^{-13}$

La distribution des résidus standardisés pour la **calibration en saison sèche (Figure A3-1)** est ensuite présentée. Ces résidus sont normalement distribués et présentent peu d'autocorrélation, permettant ainsi de valider la calibration.

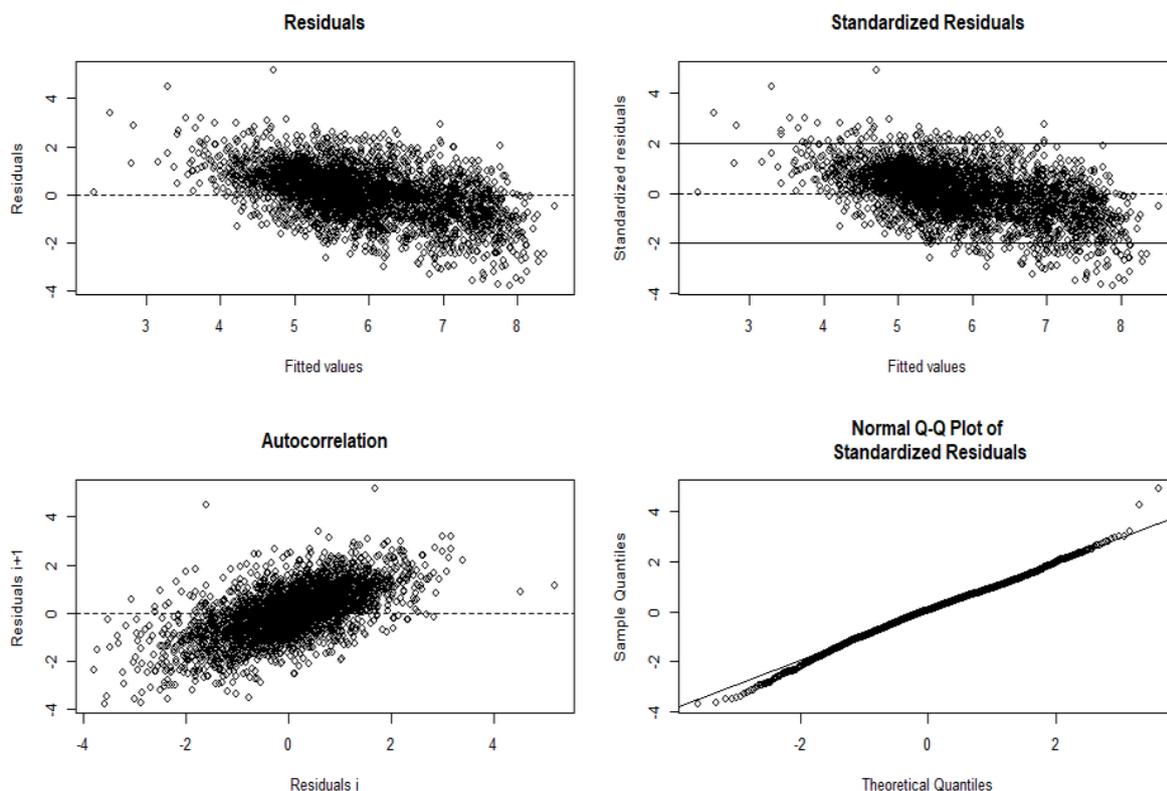


Figure A3-1. Résidus de calibration de Hargreaves et Samani (1985) en saison sèche sur 1990-2007 à Ouahigouya.

La distribution des résidus standardisés pour la **calibration en saison humide** est également présentée. Ces résidus sont aussi normalement distribués et présentent peu d'autocorrélation, permettant ainsi de valider la calibration (**Figure A3-2**).

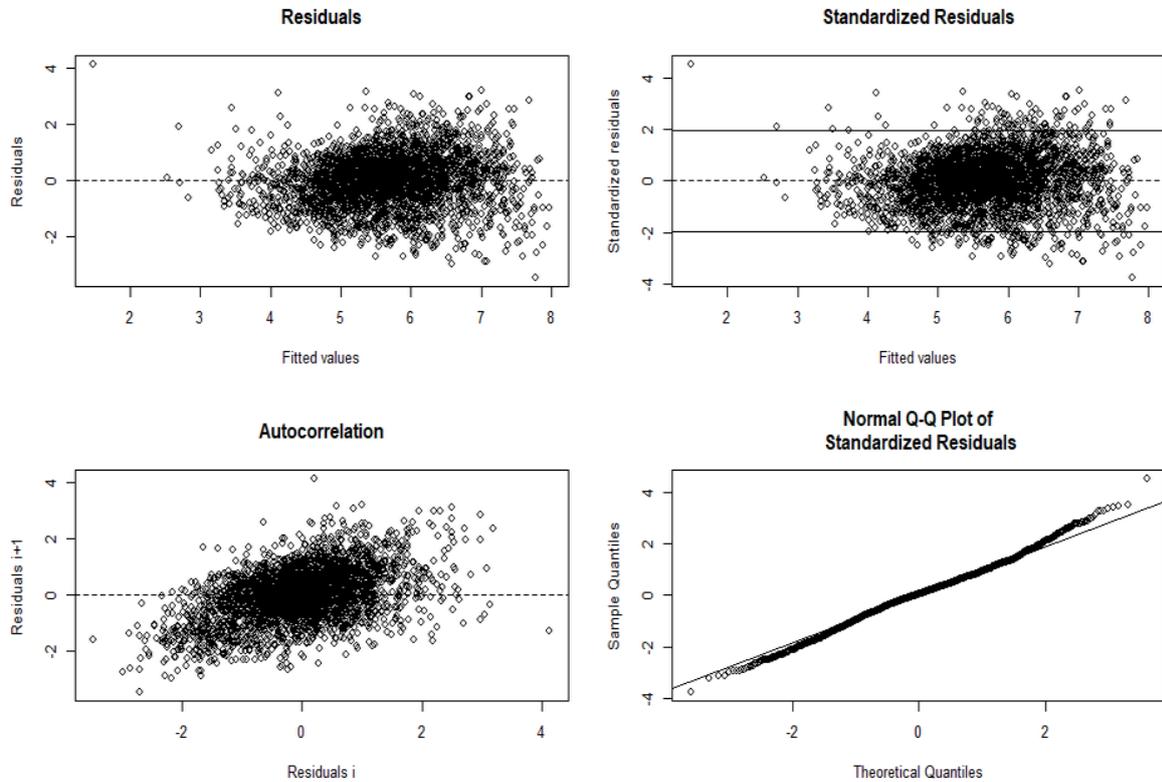
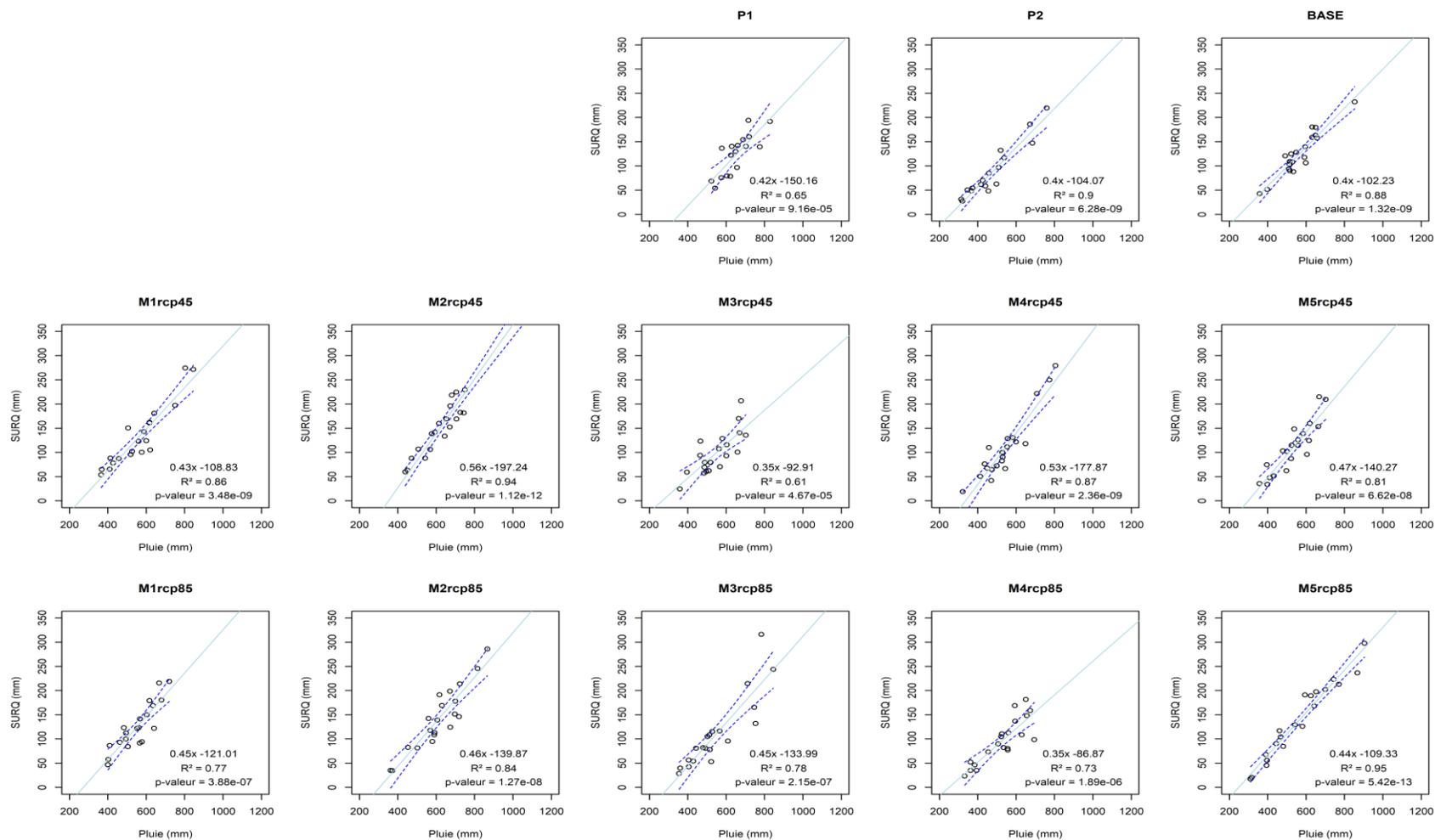


Figure A3-2. Résidus de calibration de Hargreaves et Samani (1985) en saison humide sur 1990-2007 à Ouahigouya.

Annexe 4. Evolution du climat et des écoulements entre périodes historiques et future

Annexe 4.1. Relation Pluie-Ecoulement



Annexe 4.2. Analyse de tendance sur les flux hydrologiques suivant les périodes

Les tendances sur les flux hydrologiques sont présentées dans le **Tableau A4-1**.

Tableau A4-1. Analyse des tendances sur les flux hydrologiques sur le bassin versant de Tougou entre 1952 et 2050.

p-valeurs - Test de Mann-Kendall (seuil $\alpha=5\%$)									
Périodes	Pluie	ETP	SURQ	ETR	SW	PERC	WYLD	LATQ	Ke
P1 (1952-1968)	0,620	0,964	0,964	0,001	0,053	0,822	0,444	0,499	0,620
P2 (1969-1985)	0,392	0,822	0,137	0,822	0,964	0,115	0,034	0,224	0,392
BASE (1986-2005)	1,000	0,675	0,889	0,780	0,441	0,726	0,025	0,529	1,000
M1 RCP45	0,529	0,327	0,069	0,726	0,675	0,184	0,327	0,010	0,529
M2 RCP45	0,042	0,529	0,124	0,441	0,944	0,006	0,036	0,441	0,042
M3 RCP45	0,834	0,484	1,000	0,624	1,000	0,834	0,529	0,780	0,834
M4 RCP45	0,624	0,484	0,944	0,780	0,780	0,263	0,726	0,624	0,624
M5 RCP45	0,093	0,441	0,124	0,025	0,142	0,059	0,069	0,363	0,093
M1 RCP85	0,529	0,124	1,000	0,889	0,834	0,069	0,069	1,000	0,529
M2 RCP85	0,080	0,080	0,624	0,142	0,484	0,036	0,059	0,726	0,080
M3 RCP85	0,010	0,726	0,030	0,008	0,050	0,008	0,002	0,108	0,010
M4 RCP85	0,834	0,675	0,401	0,093	0,327	1,000	0,780	0,294	0,834
M5 RCP85	0,124	0,184	0,327	0,069	0,017	0,208	0,162	0,363	0,124

ETP = évapotranspiration potentielle. SURQ = ruissellement. ETR = évapotranspiration réelle. SW = réserve en eau. PERC = percolation. WYLD = écoulement total. LATQ = écoulement latéral. Ke = coefficient d'écoulement, Ke = SURQ/Pluie.

Le **Tableau A4-2** présente les pentes de Sen pour les tendances significatives.

Tableau A4-2. Pentes de sen pour les tendances significatives au test de Mann-Kendall (au seuil $\alpha=5\%$).

Pentes de Sen (mm.an⁻¹) - Test de Mann-Kendall (seuil $\alpha=5\%$)									
Période	Pluie	ETP	SURQ	ETR	SW	PERC	WYLD	LATQ	Ke
P1 (1952-1968)				-4,743					
P2 (1969-1985)								-0,012	
BASE (1986-2005)								0,015	
M1 RCP45									-0,006
M2 RCP45	9,389					5,805	4,502	0,010	
M3 RCP45									
M4 RCP45									
M5 RCP45				2,416					
M1 RCP85									
M2 RCP85						4,099			
M3 RCP85	12,112		3,753	4,211		5,208	5,749	0,012	
M4 RCP85									
M5 RCP85					0,431				

Annexe 4.3. Variation relative des flux hydrologiques entre périodes

Le **Tableau A4-3** présente les variations relatives des flux hydrologiques entre périodes.

Tableau A4-3. Variations relatives des flux hydrologiques entre périodes sur le bassin versant de Tougou.

Variation relative entre périodes (%)									
Comparaison	Pluie	ETP	SURQ	ETR	SW	PERC	WYLD	LATQ	Ke
P1-P2	-27,0%	-3,1%	-28,9%	-15,5%	2,5%	-54,8%	-36,3%	-39,4%	-8,0%
P2-BASE	18,6%	3,3%	41,8%	10,8%	1,7%	25,3%	37,0%	35,3%	25,3%
P1-BASE	-13,5%	0,1%	0,8%	-6,4%	4,2%	-43,4%	-12,7%	-18,0%	15,3%
BASE-M1 (rcp4.5)	-0,7%	5,1%	5,3%	-3,2%	-3,7%	1,1%	4,2%	-23,0%	4,5%
BASE-M2 (rcp4.5)	14,3%	3,1%	32,4%	2,1%	-0,6%	38,6%	32,6%	-9,7%	12,8%
BASE-M3 (rcp4.5)	-3,0%	5,0%	-20,7%	1,1%	-2,6%	6,4%	-14,9%	-19,0%	-18,4%
BASE-M4 (rcp4.5)	-3,7%	4,2%	-11,7%	0,2%	-2,2%	-8,2%	-11,4%	-24,3%	-12,0%
BASE-M5 (rcp4.5)	-5,9%	6,0%	-11,9%	-2,3%	-4,4%	-12,0%	-11,4%	-27,1%	-7,9%
BASE-M1 (rcp8.5)	-2,3%	5,0%	0,6%	-3,3%	-2,3%	-2,0%	-0,3%	-23,8%	3,0%
BASE-M2 (rcp8.5)	8,9%	2,5%	14,3%	3,3%	-0,1%	24,5%	16,3%	-13,1%	3,0%
BASE-M3 (rcp8.5)	-2,9%	4,9%	-11,5%	-1,3%	-3,5%	3,0%	-8,9%	-21,9%	-13,3%
BASE-M4 (rcp8.5)	-6,7%	4,5%	-22,9%	0,7%	-1,9%	-13,6%	-21,0%	-26,2%	-19,0%
BASE-M5 (rcp8.5)	-0,1%	6,5%	11,3%	-4,1%	-3,8%	0,1%	9,0%	-24,2%	5,2%

Le niveau de signification de ces variations relatives a été évalué avec le test de Mann-Whitney (au seuil $\alpha = 5\%$), pour lequel les p-valeurs sont présentées dans le **Tableau A4-4**.

Tableau A4-4. Niveau de signification des variations relatives identifiées.

Niveau de signification – p-valeurs du test de Mann-Whitney (seuil $\alpha=5\%$)									
Comparaison	Pluie	ETP	SURQ	ETR	SW	PERC	WYLD	LATQ	Ke
P1-P2	0,000	0,259	0,018	0,000	0,290	0,000	0,003	0,000	0,394
P2-BASE	0,017	0,143	0,020	0,007	0,042	0,133	0,028	0,012	0,036
P1-BASE	0,004	0,775	0,892	0,022	0,007	0,000	0,257	0,036	0,085
BASE-M1 (rcp4.5)	0,799	0,000	0,862	0,429	0,003	0,947	0,799	0,021	0,799
BASE-M2 (rcp4.5)	0,049	0,001	0,108	0,478	0,327	0,043	0,035	0,314	0,165
BASE-M3 (rcp4.5)	0,620	0,000	0,072	0,529	0,024	0,718	0,142	0,046	0,020
BASE-M4 (rcp4.5)	0,449	0,000	0,149	0,904	0,038	0,327	0,149	0,007	0,096
BASE-M5 (rcp4.5)	0,461	0,000	0,289	0,341	0,000	0,583	0,355	0,004	0,341
BASE-M1 (rcp8.5)	0,820	0,000	0,947	0,289	0,081	0,989	0,862	0,009	0,779
BASE-M2 (rcp8.5)	0,127	0,003	0,383	0,301	0,862	0,157	0,174	0,192	0,698
BASE-M3 (rcp8.5)	0,301	0,000	0,102	0,512	0,004	0,820	0,165	0,017	0,052
BASE-M4 (rcp8.5)	0,583	0,000	0,056	0,989	0,114	0,602	0,072	0,005	0,018
BASE-M5 (rcp8.5)	0,779	0,000	0,565	0,134	0,014	0,947	0,718	0,013	0,301

Les valeurs en gras représentent les variations relatives significatives (p -valeur $< \alpha=5\%$).

ARTICLES

Articles produits dans le cadre de la présente thèse

Yonaba, R., Koïta, M., Mounirou, L.A., Tazen, F., Queloz, P., Biaou, A.C., Niang, D., Zouré, C.O., Karambiri, H., Yacouba, H., *Under Review*. Spatial and transient modelling of land use/land cover (LULC) dynamics in a Sahelian landscape under semi-arid climate in northern Burkina Faso. *Land Use Policy*.

Yonaba, R., Biaou, A.C., Koïta, M., Tazen, F., Mounirou, L.A., Zouré, C.O., Queloz, P., Karambiri, H., Yacouba, H., 2021. A dynamic land use/land cover input helps in picturing the Sahelian paradox : Assessing variability and attribution of changes in surface runoff in a Sahelian watershed. *Science of The Total Environment* 757, 143792. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143792>

Actes de colloques ou conférences

Yonaba, R., 2017. Caractérisation d'états de surface (EDS) en contexte Sahélien et semi-aride : cas du bassin versant de Tougou (au Nord du Burkina Faso), Poster. *Présenté aux Doctoriales 2iE*, Ouagadougou. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.29333.27368>

Yonaba, R., 2016. Modélisation de l'érosion hydrique à l'échelle du versant et du bassin versant dans un contexte sahélien : cas du bassin de Tougou au Nord du Burkina Faso, *Communication Orale. Présentée aux Doctoriales 2iE*, Ouagadougou. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.18883.02088>

Contributions aux publications

Mounirou, L.A., Zouré, C.O., **Yonaba, R.**, Paturel, J.-E., Mahé, G., Niang, D., Yacouba, H., Karambiri, H., 2020. Multi-scale analysis of runoff from a statistical perspective in a small Sahelian catchment under semi-arid climate. *Arabian Journal of Geosciences* 13. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5141-2>

Zouré, C., Queloz, P., Koïta, M., Niang, D., Fowé, T., **Yonaba, R.**, Consuegra, D., Yacouba, H., Karambiri, H., 2019. Modelling the water balance on farming practices at plot scale: Case study of Tougou watershed in Northern Burkina Faso. *Catena* 173, 59–70. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.002>

Zouré, C.O., Koïta, M., Niang, D., Baba, I.I., **Yonaba, R.**, Dara, A.E., Fow, T., Queloz, P., Karambiri, H., 2017. Relationship between soil water content and crop yield under sahelian climate conditions: case study of Tougou experimental site in Burkina Faso. *Journal of Advances in Physics* 13. <https://doi.org/10.24297/jap.v13i7.6681>

Résumé des Articles

Spatial and transient modelling of land use/land cover (LULC) dynamics in a Sahelian landscape under semi-arid climate in northern Burkina Faso

R. Yonaba^{a,*}, M. Koïta^a, L. A. Mounirou^a, F. Tazen^a, P. Queloz^b, A. C. Biaou^a, D. Niang^a, C. Zouré^a, H. Karambiri^a, H. Yacouba^a.

^a *Laboratory of Water, Hydrosystems and Agriculture (LEHSA), International Institute for Water and Environmental Engineering (2iE), 01 PO Box 594 Ouagadougou 01, Burkina Faso.*

^b *Institute of Territorial Engineering (INSIT), School of Management and Engineering Vaud (HEIG-VD), Yverdon-les-Bains, Switzerland.*

Sahelian landscapes have gone through rapid changes over the past decades under high pressure from an ever-growing population, climate hazards and land degradation. Understanding drivers of change and forecasting LULC dynamics in time and space are critical for sustainable land management. This research aimed at analyzing LULC patterns and forecasting future changes in the landscape at the watershed level in semi-arid climate in northern Burkina Faso. Three LULC categories (natural vegetation, degradation soils, and cultivated areas) were considered. Seasonal vegetation dynamics were assessed through the monitoring of radiometric indices over the years 2015, 2016 and 2017. The post-harvest period (October-November) was found to be optimal for single-date LULC mapping. Furthermore, LULC maps for 1986, 1999, 2009 and 2017 were produced through a supervised classification of Landsat satellite images. For land change modelling and prediction, a Multilayer Perceptron (MLP) neural network was calibrated between 1999 and 2009 and validated against 2017 reference map, then used to simulate prediction maps for 2030 and 2050, in conjunction with population growth forecasts. Analysis of LULC changes revealed degradation soils were the major contributor to cultivated areas expansion between 1986 and 2017. Land use maps predicted for 2030 and 2050 indicated an expected increase in cultivated areas of 10.4% and 22.7% respectively. These results highlight the strength of the human-environment relationship in the watershed and call for careful planning and conservation actions for a sustainable balance between sustainable agricultural production and natural resources conservation.

Keywords: LULC dynamics, Land change modelling, Multilayer Perceptron, Remote Sensing, Sahel.

A dynamic land use/land cover input helps in picturing the Sahelian paradox: Assessing variability and attribution of changes in surface runoff in a Sahelian watershed

Roland Yonaba^{a,*}, Angelbert Chabi Biaou^a, Mahamadou Koïta^a, Fowé Tazen^a, Lawani Adjadi Mounirou^a, Cheick Oumar Zouré^a, Pierre Queloz^b, Harouna Karambiri^a, Hama Yacouba^a.

^a *Laboratory of Water, Hydrosystems and Agriculture (LEHSA), International Institute for Water and Environmental Engineering (2iE), 01 PO Box 594 Ouagadougou 01, Burkina Faso.*

^b *Institute of Territorial Engineering (INSIT), School of Management and Engineering Vaud (HEIG-VD), Yverdon-les-Bains, Switzerland.*

In Sahelian landscapes, land use/land cover (LULC) dynamics and climate variability are already known to affect the water cycle. In its current practice however, hydrological modelling does not account for LULC changes. This issue pertains to rapidly evolving watersheds and might result in critical inaccuracies in the simulated processes. In this study, the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model was used to simulate surface runoff in the small Sahelian watershed of Tougou, which underwent significant LULC changes between 1952 and 2017. Based on rainfall/runoff data acquired from 2004 to 2018, the SWAT model was calibrated under two scenarios: a static land use scenario (SLU) using a single LULC map (in 1999) and a dynamic land use scenario (DLU) integrating 3 LULC maps (1999, 2009 and 2017). The DLU scenario estimated with higher accuracy surface runoff, deep aquifer infiltration and actual evapotranspiration processes. Based on the calibrated parameters, surface runoff was simulated during the historical period 1952-2003 under four scenarios with static LULC maps (in 1952, 1973, 1986 and 1999) opposed to a fifth scenario integrating these LULC maps dynamically. The DLU scenario was found to be more effective at picturing the so-called Sahelian paradox (i.e the increase in surface runoff despite the decrease in rainfall), reported in the literature for small watersheds in the Sahel. The analysis of variability revealed that fluctuations in surface runoff were both influenced by rainfall and LULC changes. Furthermore, the isolated contributions of climate variability and LULC changes on surface runoff showed that LULC conditions played a dominant role ($\eta_{lulc} = +393.1\%$) in the runoff increase over climate ($\eta_{cl} = -297\%$) during the historical period. These results highlight the importance of accounting for LULC dynamics in hydrological modelling and advocate the development of integrated modelling frameworks for hydrologists and water resource managers.

Article en ligne: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143792>

Keywords: Dynamic LULC input, Hydrological modelling, Surface runoff, SWAT model, Burkina Faso, Sahelian paradox.

Cartographie des états de surface sur le bassin versant de Tougou au Burkina Faso

Roland Yonaba^{a,*}, Harouna Karambiri^a, Angelbert Chabi Biaou^a, Dial Niang^a, Pierre Queloz^b, David Consuegra^b.

^a *Laboratory of Water, Hydrosystems and Agriculture (LEHSA), International Institute for Water and Environmental Engineering (2iE), 01 PO Box 594 Ouagadougou 01, Burkina Faso.*

^b *Institute of Territorial Engineering (INSIT), School of Management and Engineering Vaud (HEIG-VD), Yverdon-les-Bains, Switzerland.*

Le bassin versant de Tougou (37 km²), au climat semi-aride au Nord du Burkina Faso est, à l'instar du contexte sahélien, un milieu fragile soumis à la dégradation continue des ressources naturelles depuis plusieurs décennies. Cette situation qui résulte d'une combinaison de facteurs climatiques (changements climatiques globaux) et anthropiques (pression démographique, intensification de l'occupation des sols) induit une modification sévère des états de surface (EDS) qui s'encroûtent. L'infiltration devient limitée, à la faveur du ruissellement, accentuant les effets de l'érosion hydrique. La présente étude vise à identifier et appréhender les drivers de l'évolution spatio-temporelles des EDS (sols cultivés, sols nus et dégradés, sols en végétation naturelle) sur la période 1980 à 2015. Afin d'identifier les EDS sur ce bassin, trois (03) indices radiométriques caractéristiques des zones arides ont été calculés et spatialisés sur la base d'une image Landsat 8 MSS du 14/03/2015 de résolution spatiale 30 [m] : le NDVI, l'indice de rougeur (IR) et l'indice de brillance des sols (IB). Une classification non supervisée (ISODATA) conduite sur ces trois néocanaux a permis l'identification de 9 classes radiométriques. Afin d'agréger ces classes en EDS, 81 sites d'entraînements choisis de manière représentative sur le bassin, ont été visités et caractérisés en termes de géomorphologie, d'état de surface, de type de sol, de micro-organisations pelliculaires de surface, de développement mésofaunique et de sensibilité à l'érosion. Il apparait une bonne discrimination des sols dégradés (fiabilité à 95 %), et appréciable pour les sols cultivés (76 %) et en végétation naturelle (65 %). Par suite, des travaux de post-classification supervisée, validés par une matrice de confusion permettront de produire une cartographie définitive des EDS et d'étudier leur dynamique spatio-temporelle par analyse diachronique assortie à une modélisation par l'approche des automates cellulaires.

Mots-clés: Analyse diachronique, Dégradation des sols, Erosion hydrique, Etats de surface, Télédétection.



Caractérisation d'états de surface (EDS) en contexte Sahélien et semi-aride : cas du bassin de Tougou (au Nord du Burkina Faso)

R. YONABA^a, C. ZOURE^a, T. FOWE^a, P. QUELOZ^b, A. BIAOU^a, H. KARAMBIRI^a

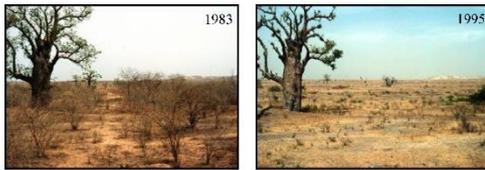
^aInstitut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE), Laboratoire Eau, Hydrosystèmes et Agriculture (LEHSA), Rue de la Science, 01 BP 594 Ouagadougou 01, Burkina Faso
^bHaute Ecole d'Ingénierie et de Gestion du Canton de Vaud (HEIG-VD), Avenue des Sports 20, 1401 Yverdon-les-Bains, Suisse

Le Sahel: un écosystème fragile

Le Sahel est un écosystème fragile, soumis depuis plusieurs décennies à une dégradation continue de ses ressources naturelles, en particulier ses sols (Hillel, 2002).



Dans ce contexte, les processus de génération du ruissellement (et de l'érosion) sont essentiellement contrôlés par l'organisation pelliculaire superficielle, les croûtes (Casenave and Valentin, 1989).



Land degradation in the Sahel (EROS Program, USGS)

La péjoration climatique (1970s) et la pression anthropique ont entraîné une profonde modification des conditions de surface du sol dans le Sahel

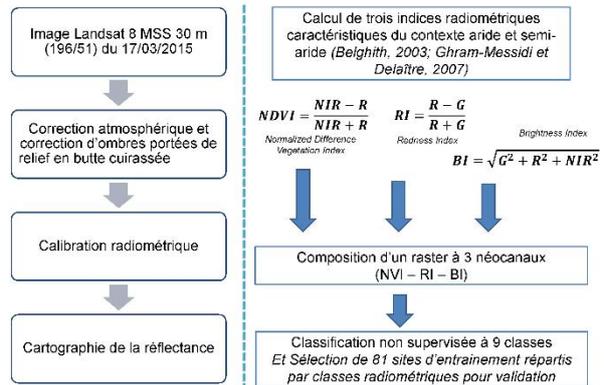
Comment redéfinir les états de surface du point de vue de leur influence sur la réponse hydrologique ? Comment ont-ils évolué en espace et en temps ?

Contexte d'étude

Bassin de Tougou, Nord du Burkina Faso, 37 km²
Climat semi-aride (400-600 mm/an)



Méthodologie



Calcul de trois indices radiométriques caractéristiques du contexte aride et semi-aride (Belghith, 2003; Ghram-Messidi et Delaître, 2007)

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R} \quad RI = \frac{R - G}{R + G} \quad BI = \sqrt{G^2 + R^2 + NIR^2}$$

Normalized Difference Vegetation Index, Radiance Index, Brightness Index

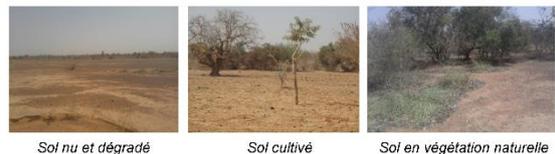
Composition d'un raster à 3 néocanaux (NVI - RI - BI)

Classification non supervisée à 9 classes Et Sélection de 81 sites d'entraînement répartis par classes radiométriques pour validation

Description des EDS

- Sols dégradés (31 sites sur 78 visés)**
 - Se retrouvent majoritairement en classes C1, C2, C3 CE
 - Géomorphologie : relief résidual, butte ou plateau cuirassé, Haut à moyenne de pente de glacia - Obstruction faible
- Végétation :**
 - Strate dominante arbustive - Recouvrement : 7,13 % - 8,63 %
 - Activité mesofaunique : faible (litholos) à moyenne (FTL)
- Sol à croûtes - G, G + ERO**
 - Litholos sur cuirasse (butte et plateau cuirassés), texture limoneuse
 - FTL et litholos sur cuirasse sur Haut de pente de glacia, texture limono-sableuse à limono-sableuse
- Sols cultivés (39 sites sur 78 visés)**
 - Se retrouvent majoritairement en classes C4, C6, C7, C9, C10
 - Géomorphologie : Haut à moyenne de pente de glacia secteur, réseau de drainage - Obstruction moyenne (du fait des aménagements et du travail du sol)
- Végétation :**
 - Strate dominante arbustive, arborée, savane stepicole, steppe herbacée - Recouvrement moyen : 11,66% ± 11,01 %
 - Activité mesofaunique : moyenne
- Sol à croûtes - DES, L300 (plus rare)**
 - FTL (Indus) et FTLC (Taches et Concrétions), texture sabreuse, sablo-sableuse et sablo-limoneuse
 - ou HPS (réseau de drainage), texture limono-argileuse
- Sols en végétation naturelle (8 sites sur 78 visés)**
 - Difficiles à discriminer; car ne sont pas majoritaires dans leurs classes d'occurrence
 - Géomorphologie : Haut à moyenne de pente de glacia, réseau de drainage - Obstruction moyenne (du fait de la densité de végétation)
- Végétation :**
 - Strate dominante arbustive, arborée - Recouvrement : 13,45 % - 15,75 %
 - Activité mesofaunique : moyenne à forte
- Sol à croûtes - ERO, RIL, DLC (dans le réseau de drainage), DES**
 - FTL (Indus) et FTLC (Taches et Concrétions), texture limoneuse, limono-sableuse, limono-argileuse
 - ou HPS (réseau de drainage), texture limono-argileuse

Agrégation en 3 classes d'EDS



Modélisation de l'érosion hydrique à l'échelle du versant et du bassin versant dans un contexte sahélien : cas du bassin de Tougou au Nord du Burkina Faso

Roland Yonaba^{a,*}, Harouna Karambiri^a, Angelbert Chabi Biaou^a, Dial Niang^a, Tazen Fowé^a, Pierre Queloz^b, David Consuegra^b.

^a *Laboratory of Water, Hydrosystems and Agriculture (LEHSA), International Institute for Water and Environmental Engineering (2iE), 01 PO Box 594 Ouagadougou 01, Burkina Faso.*

^b *Institute of Territorial Engineering (INSIT), School of Management and Engineering Vaud (HEIG-VD), Yverdon-les-Bains, Switzerland.*

Cette recherche se déroule sur la partie sahélienne du Burkina Faso, milieu fragile qui subit depuis plusieurs décennies une dégradation continue des ressources naturelles, plus particulièrement les sols. Cette dégradation résulte d'une combinaison de causes climatiques et anthropiques. L'une des conséquences est la sédimentation, processus par lequel les produits de diverses formes d'érosion sur le bassin versant sont transportés à la faveur des écoulements jusque dans les retenues et se déposent sur leur fond. Ce processus naturel, mais accéléré par les mauvais schémas d'occupation des terres et par la modification des états de surface sur le bassin versant, affecte de manière durable les petites retenues d'eau qui perdent leur capacité utile. C'est le cas de la retenue de Tougou (province du Yatenga, région du Nord au Burkina Faso) où nous constatons une dégradation de la qualité de l'eau stockée, son eutrophisation et une baisse de la capacité de stockage à cause de son envasement. Dans un tel contexte, une meilleure compréhension de la dynamique des processus de sédimentation de cette retenue s'avère nécessaire. C'est l'objectif recherché par cette étude qui vise à apprécier le niveau de comblement actuel et, à travers une modélisation à base physique, à prédire son évolution. En effet, la connaissance et le suivi du niveau de comblement de ces retenues d'eau constituent une clé d'exploitation, de prévision mais aussi de planification de la gestion des retenues d'eau et des activités agro-pastorales sur le bassin versant. Le modèle qui sera mis en oeuvre devra prendre en considération la phase liquide et solide (sédiments) des écoulements en provenance du bassin versant et permettra de simuler le processus de sédimentation, de caractériser sa dynamique afin d'identifier les facteurs les plus influents. Cela permettra la suite de proposer quelques solutions pour un meilleur contrôle de l'envasement de la retenue de Tougou.

Mots-clés: Barrage de Tougou, Envasement, Erosion, Modélisation, Sédimentation, Transport solide.

Multi-scale analysis of runoff from a statistical perspective in a small Sahelian catchment under semi-arid climate

Lawani Adjadi Mounirou¹, Cheick Oumar Zouré¹, **Roland Yonaba**¹, Jean-Emmanuel Paturol², Gil Mahé^é, Dial Niang¹, Hama Yacouba¹, Harouna Karambiri¹.

¹ *Laboratoire Eaux, HydroSystèmes et Agriculture (LEHSA), Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE), Rue de la Science, Ouagadougou 01 01-BP-594, Burkina Faso*

² *UMR 5569 HydroSciences Montpellier CC 57, Université de Montpellier, 163 rue Auguste Broussonnet, 34090 Montpellier, France*

In Sahelian and semi-arid regions, understanding the runoff processes and at different spatial scales is critical to assess sources of variation and further improve distributed modelling. In this study, through a multi-scale analysis, runoff measurements on different soil surface features and at different scales of observation were carried over 6 years of monitoring in a typical Sahelian landscape in Burkina Faso. Statistical and dimensional analyses were used to investigate significant differences in runoff response behaviour on plots of 1 m², 50 m² and 150 m², hydrologic units of 6 and 34 ha and the catchment of 37 km². Results showed that on both cultivated and bare soils, the runoff excess decreases as the area increases, under similar rainfall pattern and prior antecedent soil moisture conditions. On degraded soils, the processes of runoff generation on the plots of 50 and 150 m² are identical and significantly different from those observed on the unit plot (1 m²). A minimum plot length of 10 m was found to be sufficient to accurately estimate runoff on degraded soils. On cultivated soils, runoff is significantly different from one site to another because of the spatial variability of hydrodynamic properties of the soil. Such results show that the scale effect on runoff is related to the spatial heterogeneity of soils and is further intensified by the rainfall intensity. Such results highlight the value of quantification of runoff on homogeneous units, hence allowing an innovative approach to the problem of scale transfer.

Article en ligne: <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5141-2>

Keywords: Rainfall intensity, Runoff potential, Sahel, Soil spatial heterogeneity, Surface feature.

**Modelling the water balance on farming practices at plot scale: Case study of
Tougou watershed in Northern Burkina Faso**

C. Zouré^{a*}, P. Queloz^b, M. Koïta^a, D. Niang^a, T. Fowé^a, **R. Yonaba^a**, D. Consuegra^b, H. Yacouba^a, H. Karambiri^a

^a *Laboratoire Eaux, HydroSystèmes et Agriculture (LEHSA), Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE), Rue de la Science, Ouagadougou 01 01-BP-594, Burkina Faso*

^b *Institute of Territorial Engineering INSIT, School of Business and Engineering Vaud (HEIG-VD), University of Applied Sciences, Yverdon-les-Bains, Switzerland*

In the Sahel region, farmers have adopted various farming practices to improve agricultural yields in order to offset an increasingly variable climate regime and the extension of degraded land. This study analyses the functional behaviour of such three selected water-harvesting techniques (stone rows, zaï and half-moon) as compared to the traditional tillage method through a comprehensive experimental setup monitored during three consecutive growing seasons (2015–2017). The results indicate that these farming practices allow a runoff reduction by 25 to 100%. We propose a continuous model simulating the hydrological dynamics of the farming techniques at plot scale. This model is able to reproduce accurately the observed runoff ($R^2=0.73-0.95$), and gives an insight of the variability of the water storage for each type of techniques in response to the rainfall regime. It appears in particular that zaï and half-moons are able to mitigate the effect of dry spells by sustaining available water for crops over extended periods up to three weeks, whereas the direct seeding and stone row techniques rapidly leads to plant water deficit after five days. Even though water infiltration is essentially fostered by surface water retention during rainfall events, our observations suggest that the changes induced to the hydrological dynamics by farming practices also affect soil physical, chemical and biological properties. These effects help completing the explanation of crop yield improvements, but raise some questions of soil evolution and farming practice performances in the long run.

Article en ligne: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.10.002>

Keywords: Water harvesting techniques, Sahel, SCS-CN model, Water balance, Rainfall variability.

**Relationship between soil water content and crop yield under sahelian climate
conditions: case study of Tougou experimental site in Burkina Faso**

Cheick Oumar Zouré¹, Mahamadou Koïta¹, Dial Niang¹, Izza Issa Baba¹, **Ousmane Roland Yonaba¹**, Amagana Emmanuel Dara¹, Tazen Fowé¹, Pierre Queloz² and Harouna Karambiri¹

¹ *Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement, Ouagadougou, Burkina Faso, Rue de la science, BP 594 Ouagadougou 01*

² *Environmental Engineering & Geomatics Department, Institute of Geomatics, Environment Management, Construction and Monitoring of Civil Engineering Structures (G2C), School of Engineering and Management Vaud of Yverdon-les-Bains, Swiss*

This study aims at assessing the relationship between soil water stock and the yield of agricultural practices in Tougou catchment located in northern Burkina Faso. It is a region that has experienced a significant and continuous degradation of its natural resources, especially soils, due to the climate variability and the rapid increase of the population. Areas allocated to subsistence agriculture are increasing at the expense of pastoral land. This degradation causes a change in processes and mechanisms that control ecological systems. In order to provide solutions to this issue, some agricultural practices have been implemented to improve crop yield. This is particularly the case of traditional techniques: “zaï”, “stony line” and “half-moon”, which can significantly improve the soil infiltration capacity and yield. Daily monitoring of soil moisture and pressure in experimental plots based on these agricultural practices show that half-moon and Zaï provided good yield with 2180 kg/ha and 1070 kg/ha respectively compared to that of the control plot with about 480 kg/ha. These important yields are due in large part to the improvement of the retention capacity of these soils, thus giving to crops the necessary water need for their development even in drought periods.

Article en ligne: <https://doi.org/10.24297/jap.v13i7.6681>

Keywords: Water content, Yield, Agricultural practices, Crop, Sahelian climate, Tougou, Burkina Faso.
