



HAL
open science

Modélisation de l'évolution paradoxale de l'hydrologie sahélienne. Application au bassin d'Agoufou (Mali)

Laeticia Gal

► **To cite this version:**

Laeticia Gal. Modélisation de l'évolution paradoxale de l'hydrologie sahélienne. Application au bassin d'Agoufou (Mali). Interfaces continentales, environnement. Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier), 2016. Français. NNT: . tel-01631401

HAL Id: tel-01631401

<https://theses.hal.science/tel-01631401>

Submitted on 9 Nov 2017

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.



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :

Surfaces et Interfaces Continentales, Hydrologie

Présentée et soutenue par :

Laetitia Gal

le : jeudi 8 décembre 2016

Titre :

Modélisation de l'évolution paradoxale de l'hydrologie sahélienne
Application au bassin d'Agoufou (Mali)

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

Géosciences Environnement Toulouse (GET) - UMR5563 (CNRS/UPS/IRD)

Directeur(s) de Thèse :

Manuela Grippa - Physicienne adjointe CNAP (GET) - Directrice

Eric Mougin - Directeur de recherche CNRS (GET) - Co-directeur

Rapporteurs :

Gil Mahé - Directeur de recherche IRD (HSM) - Rapporteur

Frédérique Seyler - Directrice de recherche IRD (ESPACE-DEV) - Rapporteur

Membre(s) du jury :

David Labat - Professeur UPS (GET) - Président du jury

Denis Ruelland - Ingénieur de recherche IRD (HSM) - Examineur

Pere Quintana Segui - Chercheur (Observatori de l'Ebre) - Examineur

Laurent Kergoat - Chargé de recherche CNRS (GET) - Invité

Résumé

La région sahélienne est caractérisée, depuis la moitié du XX^{ème} siècle, par un déficit pluviométrique important marqué par de fortes sécheresses en 1972-73 et en 1983-84 qui ont eu des effets considérables sur l'écosystème, les ressources et la population locale. Les réponses hydrologiques induites par ce déficit se traduisent par des effets contrastés suivant la zone géographique considérée. Si dans la zone soudano-guinéenne, une baisse des écoulements de surface a été observée, la zone sahélienne, paradoxalement, a connu une augmentation de ces écoulements durant la même période.

La plupart des études visant à mieux comprendre cette évolution paradoxale ont été effectuées en milieu sahélien cultivé, où l'augmentation du ruissellement a souvent été attribuée au changement d'usage des sols suite aux besoins de la population croissante. Toutefois, ce même phénomène est aussi observable dans les zones majoritairement pastorales où les modifications d'usage des sols ne suffisent pas à expliquer les modifications hydrologiques observées.

Les objectifs de cette thèse consistent à étudier, au travers de la modélisation hydrologique, l'évolution conjointe des différents processus régissant l'hydrologie sahélienne et de hiérarchiser leurs impacts sur l'évolution du ruissellement de surface sur les 50 dernières années en milieu pastoral. Pour ce faire, le modèle de ruissellement KINEROS2, a été appliqué au bassin versant d'Agoufou. Ce bassin de type endoréique est situé dans la région du Gourma, au Mali et est instrumenté par le service d'observation AMMA-CATCH qui fournit une partie des données nécessaires au forçage et à l'évaluation du modèle.

La première partie de ces travaux a été dédiée à la quantification des changements survenus au cours des 50 dernières années sur ce bassin ainsi qu'au niveau de son exutoire, le lac d'Agoufou. Une cartographie des unités paysagères identifiées à partir d'images satellite et de photographies aérienne, a été réalisée pour les années 1956 et 2011. Cette cartographie a mis en évidence l'évolution des états de surface, marquée par l'érosion des sols peu profonds et la dégradation de la végétation de type brousse tigrée en faveur de l'extension des surfaces de sols nus (+35 km² entre 1956 et 2011) ainsi que par l'augmentation de la densité du réseau de drainage ($\times 1.5$) et par celle de la superficie du lac (534 m² en 1956 pour 2×10^6 m² en 2011). L'évolution du débit au cours du temps a été quantifiée à partir des variations de volume du lac établies via une relation entre les surfaces estimées par télédétection et les hauteurs d'eau mesurées in-situ. Cette relation a été couplée à une équation de bilan d'eau, prenant en compte les précipitations, l'évaporation et l'infiltration sur le lac pour quantifier les apports d'eau à l'exutoire. Nous avons ainsi mis en évidence l'évolution nette du coefficient de ruissellement du bassin qui est passé de 0% dans les années 1970 à 5.5 % dans les années 2000.

La deuxième partie de cette thèse a été consacrée à la modélisation hydrologique et à la réalisation de simulations de références et d'attribution des changements observés à différents facteurs. L'augmentation des surfaces de sols nus associée à une diminution de la végétation explique largement l'évolution de l'hydrologie de surface du bassin depuis les années 1960. Le développement du réseau de drainage et l'encroûtement des dunes jouent des rôles secondaires dans cette évolution. En

revanche, la variation du régime des pluies, tend à diminuer le ruissellement au cours du temps de plus de 34%.

Les mécanismes identifiés sur le bassin d'Agoufou montrent l'importance de la dynamique du système couplé végétation/érosion/réseau hydrique et de leurs rôles sur d'autres bassins Sahéliens où l'augmentation du ruissellement a été également mise en évidence.

Mots clés : Hydrologie, Modélisation, Sahel, Paradoxe, Ruissellement, Etat de surface, Agoufou, KINEROS-2

Abstract

Since the mid-twentieth century, the Sahel is characterized by a significant rainfall deficit marked by severe droughts in 1972-73 and 1983-84 that have significantly impacted ecosystems, resources and local population. The responses induced by this deficit result in opposite effects according to geographical area. If, in the Sudano-Guinean zone, a reduced surface runoff was observed, the Sahel experienced a paradoxical increase of surface runoff during the same period.

Most of the studies aiming at understanding this paradoxical situation have been performed in crop-dominated areas, where the runoff increase has been attributed to land use change following population growth. However, the same phenomenon is also observed in pastoral areas where land use change cannot explain the observed hydrological changes.

The objective of this thesis is to study the different processes governing Sahelian hydrology and prioritize their impact on the surface runoff evolution in pastoral areas by means of hydrological modeling. To do this, the KINEROS2 runoff model was applied to the Agoufou watershed. This endorheic watershed is located in the Gourma region, in Mali. It is instrumented by the AMMA-CATCH observatory, which provides most of the necessary data for forcing and evaluating the model.

The first part of this work was dedicated to the quantification of the changes occurred over the last 50 years on the Agoufou watershed and its outlet, the Agoufou lake. Land cover maps derived from satellite images and aerial photographs for 1956 and 2011 allowed estimating the changes in surface characteristics. Erosion of shallow soil and degradation of the tiger bush vegetation in favor of the bare soil extension (35 km² between 1956 and 2011) as well as increases in drainage density ($\times 1.5$) and in lake area (534 m² in 1956 to 2×10^6 m² in 2011) were the main changes observed. The discharge evolution over time was quantified from changes in lake's volume, computed via a relationship between the lake's surface estimated by remote sensing and in-situ water height data. This relationship was coupled to a water balance equation, taking into account precipitation, water evaporation and lake's bottom infiltration to quantify the water inflow to the lake. The runoff coefficient of the watershed was shown to increase from 0 % in the 1970s to 5.5% in the 2000s.

The second part of this thesis was dedicated to hydrological modeling in order to rank the impact of the surface changes highlighted above on runoff. Series of reference and attribution simulations were performed. The increase in bare soil surfaces associated with a decrease in vegetation largely explains the hydrological changes of the watershed since the 1960s. The development of the drainage network and the crusting of sandy dunes play a less important role on this evolution, while the evolution of daily precipitation reduces runoff over time by more than 34%, which contradicts the observed trend.

The mechanisms identified in the Agoufou watershed highlight the pivotal role of the dynamics of the coupled vegetation/erosion/drainage network system and their role in other Sahelian regions, where increased runoff was also observed.

Keywords: Hydrology, Modeling, Sahel, Paradox, runoff, surface conditions, Agoufou, KINEROS-2

Abréviations et Acronymes

AGWA	Automated Geospatial Water Assessment
ALMIP	AMMA Land surface Model Intercomparison Program
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AV	Area-Volume
CATCH	Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
CRU	Climate Research Unit
CSA	Contributive Source Area
BMN	Direction de la Météorologie Nationale du Mali
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations
GCP	Ground Control Points
HRU	Hydrologic Response Unit
HVA	Heigh-Volume-Area
IB	Images Brutes (images aériennes)
IBG	Images Brutes Géorectifiées (images aériennes géorectifiées)
IG	Images Géorectifiées (images SPOT et Corona)
IGN	Institut Géographique National
IGM	Institut Géographique du Mali
ILRI	International Livestock Research Institute
IR	Images de rectification (images aériennes déjà géorectifiées)
KINEROS-2 (K2)	KINematic runoff and EROSion model – version 2
LAI	Leaf Area Index (indice foliaire)
LCC	Land Cover Change
LUC	Land Use Change
LULCC	Land Use and Land Cover Change
MOA	Mousson Ouest Africaine
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MNT	Modèle Numérique de Terrain
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
SAR	Synthetic Aperture Radar
SO	Service d'Observation
SPI	Standard Precipitation index
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
STEP	Sahelian Transpiration, Evaporation and Productivity model
UP	Unités Paysagères
USDA	United States Department of Agriculture
WGS84	World Geodetic System 1984
ZCIT	Zone de Convergence InterTropicale
ZSA	Zones Semi-Arides

Sommaire

Remerciements	- 5 -
Résumé	- 8 -
Abstract.....	- 10 -
Abréviations et Acronymes	- 11 -
Sommaire	- 12 -
Introduction	- 14 -
Chapitre 1 - Contexte général	- 16 -
I. Le Sahel et son climat	- 16 -
1. Le Sahel, définition	- 16 -
2. Variabilité et changement climatique régionaux.....	- 17 -
2.1. Un climat soumis à la mousson ouest-africaine	- 17 -
2.2. Précipitations variables dans le temps et l'espace.....	- 18 -
2.3. Un réchauffement surtout printanier	- 20 -
II. Hydrologie et écosystèmes sahéliens	- 21 -
1. Les écosystèmes sahéliens	- 21 -
1.1. Végétation naturelle	- 21 -
1.2. Géomorphologie et substrat.....	- 23 -
1.3. Hydrographie et hydrogéologie.....	- 23 -
1.4. Population et activités économiques	- 24 -
2. Les processus hydrologiques: entre infiltration et ruissellement	- 25 -
2.1. Précipitations.....	- 26 -
2.2. Substrat.....	- 26 -
2.3. Couverture végétale.....	- 28 -
III. Le paradoxe sahélien, des causes incertaines	- 29 -
1. Définition du paradoxe hydrologique.....	- 29 -
2. Des explications diverses	- 30 -
2.1. Les facteurs anthropiques.....	- 30 -
2.2. Les facteurs climatiques	- 31 -
Chapitre 2 - Evolution paysagère du bassin d'Agoufou	- 34 -
I. Site d'étude et données.....	- 34 -
1. Le bassin d'Agoufou (Gourma, Mali).....	- 34 -
1.1. Contextes géographique et climatique	- 34 -
1.2. Hydrologie et économie	- 35 -
1.3. Géologie, topographie et états de surface.....	- 36 -
2. Un réseau d'instrumentation et de monitoring	- 37 -
2.1. Observations à long terme	- 37 -
2.2. Observations météorologiques	- 39 -
2.3. Suivi de l'hydrologie et du cycle de l'eau	- 40 -
2.4. Suivi de la végétation et du couvert	- 42 -
2.5. L'apport de la télédétection	- 43 -
II. Evolution du paysage d'Agoufou	- 43 -
1. Identification des unités paysagères (UP)	- 43 -
1.1. Systèmes de zones humides (H) :.....	- 44 -

1.2.	Systèmes sableux (S) :	- 44 -
1.3.	Affleurements (O) :	- 45 -
1.4.	Glacis d'érosion (G) :	- 46 -
2.	Cartographie et évolution du paysage.....	- 47 -
2.1.	Cartographie des unités paysagères	- 48 -
2.2.	Evolution du bassin d'Agoufou entre 1956 et 2011	- 50 -
Chapitre 3 - Evolution de l'apport en eau des bassins endoréiques non jaugés.....		- 56 -
Chapitre 4 - La modélisation au service de la compréhension hydrologique.....		- 73 -
I.	La modélisation hydrologique	- 73 -
1.	Généralités	- 73 -
2.	Classifications des modèles hydrologiques	- 74 -
2.1.	Classification selon le niveau de description des processus	- 74 -
2.2.	Classification selon la représentation de l'espace.....	- 74 -
2.3.	Classification selon le formalisme des processus	- 75 -
2.4.	Classification selon la discrétisation temporelle.....	- 75 -
II.	Un modèle, un objectif.....	- 76 -
1.	La modélisation en contexte semi-aride	- 76 -
2.	Objectifs de la modélisation du bassin d'Agoufou.....	- 77 -
3.	Etat de l'art des modèles de ruissellement	- 78 -
3.1.	Modèles globaux.....	- 78 -
3.2.	Modèles semi-distribués	- 80 -
3.3.	Modèles distribués	- 83 -
III.	KINEROS-2.....	- 89 -
1.	Un modèle schématique.....	- 89 -
1.1.	Les éléments de surface (les plans).....	- 90 -
1.2.	Les éléments du réseau hydrographique (les chenaux).....	- 91 -
2.	Les processus représentés	- 91 -
2.1.	Les précipitations.....	- 91 -
2.2.	Interception	- 91 -
2.3.	Infiltration	- 92 -
2.4.	Ruissellement.....	- 93 -
3.	L'interface AGWA.....	- 97 -
3.1.	Description.....	- 97 -
3.2.	Conception	- 97 -
Chapitre 5 – Les causes du paradoxe sahélien en milieu pastoral		- 104 -
Conclusions et Perspectives		- 144 -
Liste des figures.....		- 151 -
Liste des tableaux.....		- 155 -
Références.....		- 156 -
Liste des annexes.....		- 173 -
Annexes.....		- 174 -

Introduction

Au cœur des enjeux globaux liés aux changements climatiques et environnementaux, l'évolution du cycle hydrologique est devenue une préoccupation majeure des sociétés et des Etats. Les implications sur les ressources en eau et les écosystèmes en particulier, revêtent une grande importance dans de nombreuses régions du monde. Afin de mieux appréhender la tendance future de ces ressources, il est préalablement indispensable de connaître leur évolution passée et leur état actuel.

Les régions arides et semi-arides ont reçu un intérêt tout particulier en raison de leur grande sensibilité à ces changements (inondations, sécheresses). L'Afrique de l'Ouest est au premier rang des régions concernées par la question de l'impact des fluctuations climatiques sur les ressources en eau et de la gravité des crises qui y prennent place. Soumise à la pression liée à l'augmentation démographique et à une économie orientée en partie vers l'agriculture pluviale et l'élevage, la population a été la première touchée par les impressionnants changements auxquels la région a été confrontée ces dernières décennies. A ces problématiques climatiques, économiques et démographiques s'ajoute une complexité liée à des enjeux géopolitiques ou encore sociétaux.

Le Sahel, généralement défini comme une région bordée au nord par le Sahara (isohyètes 100-200 mm) et au sud par les zones plus humides soudano-guinéennes (isohyètes 600-700 mm), est, depuis les dernières décennies, l'objet de préoccupations majeures liées à ces enjeux. Zone de transition bioclimatique, cette région est caractérisée par une forte variabilité spatio-temporelle des pluies la rendant particulièrement sensible aux variations climatiques. Ces 50 dernières années, le Sahel a connu un déclin important des précipitations, qui a représenté le plus intense phénomène climatique multi-décennal de la planète. Les grandes sécheresses qui ont sévi en 1972-1973 et en 1983-1984 ont eu des impacts dramatiques sur l'écosystème, la ressource en eau et la population locale (famine, migration). Si la logique voudrait qu'une baisse des précipitations se traduise par une baisse de la ressource en eau, au Sahel paradoxalement, une augmentation nette des écoulements et des eaux de surface a été observée. Ce phénomène paradoxal, mis en évidence pour la première fois en 1987 par Albergel au Burkina Faso, soulève aujourd'hui encore de nombreux débats autour **des causes de l'évolution paradoxale de l'hydrologie sahélienne depuis plus de 50 ans**. Cette interrogation s'insère dans une problématique plus large qui oppose désertification et reverdissement du Sahel et en particulier celle autour de la résilience ou non des éco-hydrosystèmes de la région.

Pour répondre à cette question d'actualité, il est nécessaire de comprendre et d'identifier les processus hydrologiques en jeu dans cette évolution régionale. Avant de pouvoir les identifier, il est préalablement indispensable d'appréhender les mécanismes clés à plus fine échelle spatiale (bassin versant, parcelle etc.), ainsi que leurs interactions. Pour ce faire, la modélisation hydrologique est un outil privilégié pour la compréhension de la dynamique d'un bassin versant et des termes du cycle de l'eau. C'est à ces fins que de nombreux modèles hydrologiques ont été créés. Malgré la diversité des

approches et des outils développés, ils s'accordent en général, sur la nécessité d'un nombre important de données de forçage afin de représenter de manière réaliste les processus hydrologiques.

Cependant, les infrastructures généralement peu développées et le manque de mesures in-situ, rendent difficiles les études hydrologiques dans la région. La situation politique instable depuis quelques années ne fait que renforcer cette difficulté et compromet la disponibilité des données sur le long terme. Ces dernières sont cependant essentielles à l'évaluation et à l'utilisation de modèles hydrologiques. Le fossé existant entre besoin et réalité soulève une nouvelle problématique autour de la **modélisation des processus hydrologiques dans un contexte où les données sont limitées**.

Petit bassin versant endoréique situé dans le Sahel malien pastoral, Agoufou a été choisi comme site d'étude, notamment car il bénéficie de données terrain issues du service d'observation AMMA-CATCH. Ce dernier, installé sur différents pays d'Afrique de l'Ouest depuis plusieurs années, a permis le suivi des différentes composantes du bilan d'eau et de la végétation sur le long terme. Toutefois, malgré l'atout de cette source de données, une partie des informations nécessaires à la calibration et à la validation de modèles hydrologiques manque encore.

C'est dans le cadre des deux problématiques abordées précédemment que s'inscrit cette thèse. Ce travail s'est organisé autour de quatre axes de recherche: le premier axe s'attachera à identifier les causes préalablement avancées pour expliquer la situation hydrologique paradoxale du Sahel. Il s'articule autour des mécanismes hydrologiques en jeu dans la région ainsi qu'autour des débats qui entourent ce paradoxe. Le second axe se focalisera sur le bassin d'Agoufou afin de quantifier les changements survenus au cours des 50 dernières années sur le bassin lui-même ainsi qu'au niveau de son exutoire, le lac d'Agoufou. Le troisième axe, introduira le modèle hydrologique sélectionné pour répondre aux objectifs de cette étude après un état de l'art de modèles de ruissellement. Pour finir, le quatrième axe, s'intéressera à modéliser les impacts sur le ruissellement de surface des grands changements observés sur le bassin d'Agoufou entre la période pré-sécheresse (1960-1975) et la période actuelle (2000-2015). Ce dernier axe, construit autour de la traduction de changements écosystémiques en paramètres du modèle hydrologique, permettra de hiérarchiser et de quantifier les causes de l'évolution paradoxale de l'hydrologie sahélienne sur les 50 dernières années.

Chapitre 1 - Contexte général

I. Le Sahel et son climat

1. Le Sahel, définition

Mot dérivé de l'arabe "sahil" signifiant rivage, le Sahel désigne une bande d'Afrique dont les limites varient suivant les conceptions des auteurs. Généralement, le Sahel est considéré comme étant une zone de transition bioclimatique entre le domaine Saharien au nord et le domaine Soudanien au sud. D'Ouest en Est, cette bande s'étend de l'Atlantique à la mer rouge, recouvrant une dizaine de pays africains.

La zone sahélienne est communément délimitée en fonction de la pluviométrie moyenne dont les seuils sont généralement définis par les isohyètes 100-200 mm/an pour la limite nord et les isohyètes 600-700 mm/an pour la limite sud (Le Houerou 1997). Cependant, ces valeurs sont loin d'être immuables étant donné que la position de ces isohyètes moyens varie en fonction de la période de référence considérée. La Figure 1 représente cette variabilité et identifie le placement des isohyètes pour trois périodes hydrologiquement contrastées : une période humide 1950-1960, une période sèche 1970-1989 et une période d'alternance entre années humides et années sèches, 1990-2007 (Lebel & Ali 2009). De fait, si la période de référence est particulièrement humide, la ceinture sahélienne aura tendance à englober des latitudes plus élevées que dans le cas d'une période de référence particulièrement sèche.

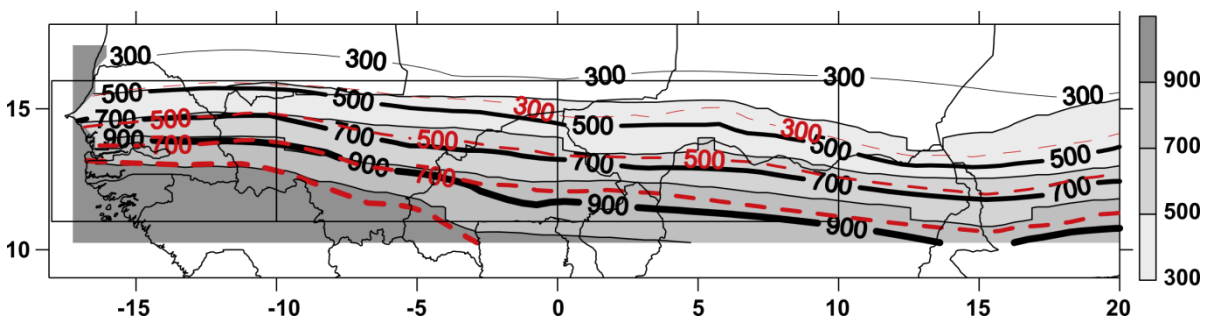


Figure 1: Variation des isohyètes entre la période 1950-1969 (ligne noire continue), 1970-1989 (ligne en pointillés rouges) et 1990-2007 (dégradé de gris). Figure extraite des travaux de Lebel et Ali (2009).

Si cette délimitation est aujourd'hui la plus adoptée, depuis le milieu des années 1960, différentes propositions ont été faites pour définir le Sahel, fonction de critères pluviométriques, hydrologiques, phytogéographiques ou encore géomorphologiques (Courel 1984). Certains auteurs ont proposé une nouvelle délimitation du Sahel s'appuyant par exemple sur les coefficients de variation des précipitations annuelles (Le Houérou 1996) ou d'un point de vue strictement hydrologique sur les caractéristiques de la région en terme de dégradation hydrographique (Desconnets et al. 1997). D'autres auteurs encore adoptent une approche plus politique dans la délimitation du Sahel, tel que défini par "l'espace CILSS" (Comité inter-États de lutte contre la sécheresse au Sahel; Ba, 1992) ou

une approche plus économique avec un Sahel correspondant à l'espace dans lequel les cultures pluviales sont possibles (Courel 1984). Malgré les différentes définitions du Sahel existantes dans la littérature, la définition communément admise sera considérée pour ce travail.

2. Variabilité et changement climatique régionaux

2.1. Un climat soumis à la mousson ouest-africaine

Le Sahel est caractérisé par un climat aride à semi-aride. La définition des zones arides et semi-arides donnée par Meigs (1952) est basée sur l'indice d'humidité du sol calculé à partir des précipitations moyennes mensuelles et de l'évaporation. Les zones arides sont distinguées des zones semi-arides par leur capacité ou non à intégrer une culture pluviale. Ce critère qualitatif est plus généralement quantifié par le ratio entre précipitation et évapotranspiration potentielle annuelles (P/ETP). Les précipitations représentent les entrées dans le système tandis que les sorties sont traduites par l'évapotranspiration (évaporation du sol et transpiration des plantes) (Le Houérou 1996). Ainsi, d'après le PNUE (Programme des Nations Unies pour l'Environnement; 1992), la région bioclimatique type "semi-aride" regroupe les zones où le ratio P/ETP est compris entre 0.2 et 0.45.

Le climat sahélien est régulé par le système de la Mousson Ouest Africaine (MOA) définie comme un vaste schéma de circulation saisonnier à basse latitude dû à des contrastes thermodynamiques entre le continent (en particulier le Sahara chaud et sec) et l'océan Atlantique tropical (Nicholson 2013). Dans un schéma simplifié, la mousson repose sur la migration saisonnière de la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT), définie comme la rencontre des circulations atmosphériques continentales et océaniques, vers sa localisation la plus septentrionale en Août. Cette zone de convergence, conjuguée aux flux solaires, induit des conditions thermodynamiques instables sur le continent ouest-africain, provoquant de fortes précipitations convectives (Sultan & Janicot 2000; Le Barbé et al. 2002). Ce sont ces systèmes convectifs à méso-échelle qui induisent la plus grande part des précipitations annuelles dans la zone sahélienne (Figure 2).

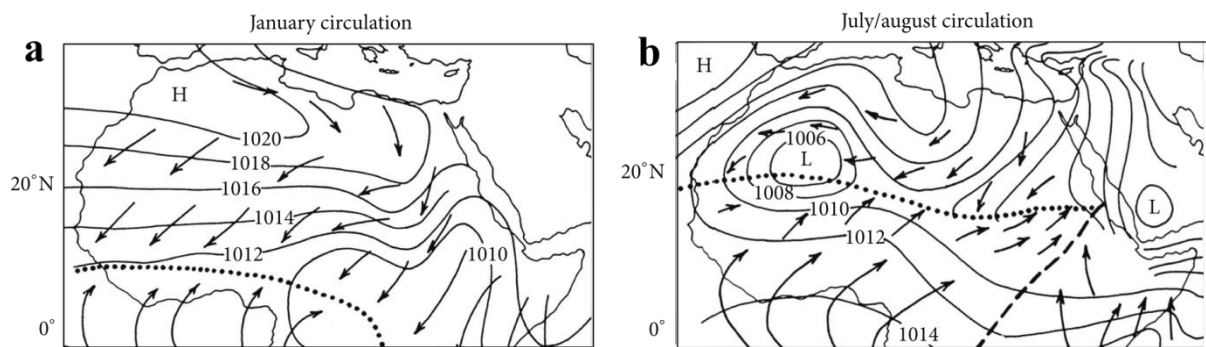


Figure 2: Schéma des vents de surface (flèches) et de la pression atmosphérique (en mbar) en Afrique de l'Ouest durant (a) l'hiver boréal (janvier) et (b) la mousson (Juillet-Aout). Figure extraite des travaux de Nicholson (Nicholson 2013).

Organisés en lignes de grain associés à de violents et intenses orages, ces systèmes pluvieux ont été largement étudiés dans le cadre du service d'observation AMMA-CATCH (Lebel et al. 2009). Si la

saisonnalité de la mousson est très régulière (varie de deux mois dans le nord du Sahel à cinq mois dans le sud), la distribution spatiale et temporelle des pluies est, quant à elle, très variable.

En réalité la mousson est un phénomène climatique bien plus complexe que présenté ici avec plusieurs autres éléments qui entrent en ligne de compte tels que le courant jet d'Est africain, le jet d'Est tropical, la dépression saharienne ou encore les ondes d'Est. Toutefois, pour les besoins de cette étude, il est uniquement nécessaire de retenir les échelles spatiales et temporelles de la variabilité climatique sahélienne qui vont impacter le fonctionnement éco-hydrologique de la région.

2.2. Précipitations variables dans le temps et l'espace

2.2.1. Variabilité dans le temps

Durant le 20^{ème} siècle, différentes régions du monde, et notamment le Sahel, ont été marqués par une forte variabilité climatique qui a entraîné des modifications hétérogènes de la pluviométrie locale (Narisma et al. 2007). Au Sahel, plusieurs études ont mis en évidence l'évolution des précipitations depuis les années 1901 (Figure 3), avec des périodes contrastées et des changements abrupts qui ont eu de fortes conséquences sur l'environnement, l'économie et la population locale (L'Hôte et al., 2002; Le Barbé and Lebel, 1997; Mahé and Paturel, 2009; Nicholson, 1979; Nicholson, 2013; Sircoulon, 1976; Vischel and Lebel, 2007).

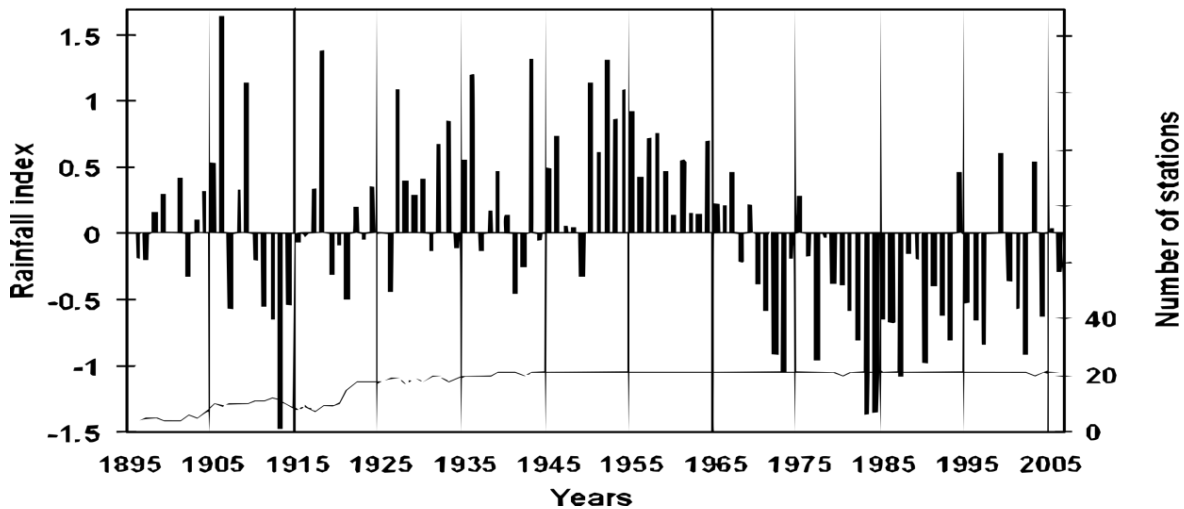


Figure 3: Indices de précipitation (SPI) sur le Sahel entre 1896 et 2006, et nombre de stations disponibles au cours de cette même période. Figure adaptée des travaux de l'Hôte et al.(2002) et de Mahé et Paturel (2009).

Une première période avant les années 1950 a été identifiée comme une période d'alternance entre années humides et années sèches, caractérisée par des épisodes de sécheresse dans les années 1910-20 et 1940 qui ont eu pour conséquence une famine sévère dans la région (L'Hôte et al. 2002; Nicholson 1979).

¹ SPI: Indice standardisé des précipitations: indicateur statistiques permettant de quantifier l'écart des précipitations annuelles par rapport aux précipitations moyennes de la période considérée ($SPI = (P - P_m) / \sigma$).

Une seconde période de 1950 à 1967 a été identifiée comme particulièrement humide. Cette modification climatique s'est accompagnée d'une extension rapide de l'agriculture et du développement de terres initialement marginales (Nicholson 1979). Cette période favorable a connu une rupture brutale à la fin des années 60, qui a marqué le début d'une longue sécheresse jusqu'au milieu des années 90 (Sircoulon 1976). La période 1970-80, caractérisée par un déficit pluviométrique généralisé à l'ensemble du Sahel, a été marquée par des années de sécheresse intense en 1972-73 et de nouveau en 1983-84 (Le Barbé & Lebel 1997; Bell & Lamb 2006; Dai et al. 2004; Nicholson et al. 2000; Le Barbé et al. 2002). Ces dernières ont entraîné, tout comme dans les années 40, famine et déplacement de la population. Cette sécheresse est reconnue comme étant "le bouleversement climatique régional le plus incontesté et le plus important" du 20ème siècle (L'Hôte et al. 2002; Dai et al. 2004).

Depuis les milieux des années 90 et jusqu'à nos jours, une reprise partielle des précipitations s'est amorcée de manière hétérogène sur la bande sahéenne, avec de nouveau une alternance entre années humides et années sèches (Panthou et al. 2014; Mahé & Paturel 2009; L'Hôte et al. 2002). En moyenne annuelle les précipitations n'ont pas retrouvé leurs valeurs passées (années 1950-60) mais certaines années tendent vers ces dernières (1994, 1999). Si le cumul annuel moyen reste déficitaire, le nombre d'événements extrêmes à l'échelle journalière a augmenté pendant les 15 dernières années (Panthou et al. 2014). Cette évolution a fait émerger de nouvelles problématiques locales telles que les inondations dévastatrices de Niamey par exemple (Cassé et al. 2015; Descroix et al. 2011).

2.2.2. Variabilité dans l'espace

Gradient latitudinal

Les moyennes annuelles dessinent un signal clair sur les dix dernières années avec un gradient latitudinal marqué entre le nord et le sud. En valeur relative, cette transition traduit un déficit pluviométrique moyen, entre les périodes 2001-2010 et 1950-1969 estimé à 20 % dans l'extrême sud et 10 % dans l'extrême nord (Lebel & Ali 2009; Biasutti 2013). Les travaux de Panthou et al. (2014) ont par ailleurs montré que l'augmentation du poids des événements extrêmes sur le cumul annuel était plus grande dans le nord que dans le sud.

Gradient longitudinal

Alors que la sécheresse des années 1970 et 1980 était plus ou moins uniformément ressentie sur la majeure partie de l'Afrique de l'Ouest avec un déficit annuel moyen des précipitations de l'ordre de 20% (et jusqu'à 40% localement), la période récente de 1990 à 2007 est caractérisée par une situation plus complexe. En effet, les travaux de Lebel et Ali (2009), représentés par la Figure 4, mettent en évidence, au-delà de la variabilité latitudinale, une variabilité longitudinale le long de la bande sahéenne d'Afrique de l'ouest durant cette période. Si la zone ouest (Figure 4a) semble toujours souffrir d'un déficit pluviométrique prononcé, la zone centrale et celle de l'Est (Figure 4b et c) semblent montrer des signes d'atténuation de ce déficit. La baisse du nombre d'événements pluvieux intenses au cœur de la mousson est la cause du déficit pluviométrique annuel. Les variations des fortes

précipitations contraste avec la distribution spatiale beaucoup plus lisse de leurs variations annuelles moyennes (Lebel & Ali 2009; Panthou et al. 2014).

Cette variabilité aussi bien spatiale que temporelle des précipitations, fait du Sahel une zone de forts enjeux pour les ressources hydriques et la population locale (agriculture, subsidence, conditions de vie etc.).

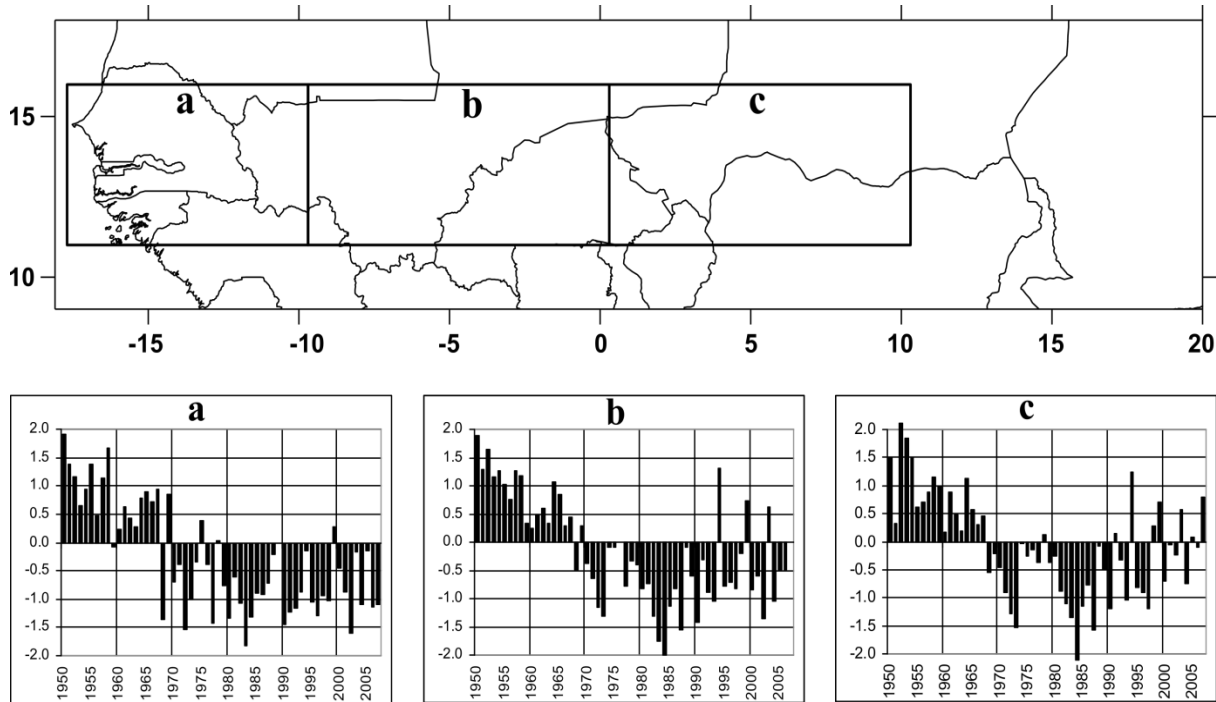


Figure 4: Division du Sahel en 3 zones: Ouest (a), Centre (b) et Est (c). Variabilité des anomalies des précipitations au Sahel établie d'après les données de stations de pluie réparties sur l'ensemble de la zone. Figure adaptée des travaux de Lebel et Ali (2009).

2.3. Un réchauffement surtout printanier

Le réchauffement climatique a fait l'objet de nombreuses études ces dernières décennies. Cependant, peu de travaux ont porté sur l'évolution des températures en zone sahélienne. Les travaux de Guichard et al. (2015) ont permis de combler ces lacunes en s'intéressant à l'évolution de la température de surface depuis les années 1950 sur l'ensemble de la zone sahélienne à l'aide de plusieurs jeux de données.

Les conclusions de cette étude montrent l'impact considérable du réchauffement multi-décennal sur l'Afrique de l'Ouest. Si ce dernier n'affecte que très peu les mois d'hiver, le printemps, l'été et l'automne sont à l'inverse particulièrement touchés (Figure 5). A l'échelle du Sahel, la tendance est dominée par un réchauffement important au printemps, avant le début des premières pluies, avec une hausse des températures sur les 60 dernières années de près de 2°C en moyenne et un réchauffement plus marqué durant la nuit.

Les conséquences premières de ce réchauffement se manifestent par un assèchement du sol plus rapide ainsi que par une pression hydrique plus intense pour la végétation.

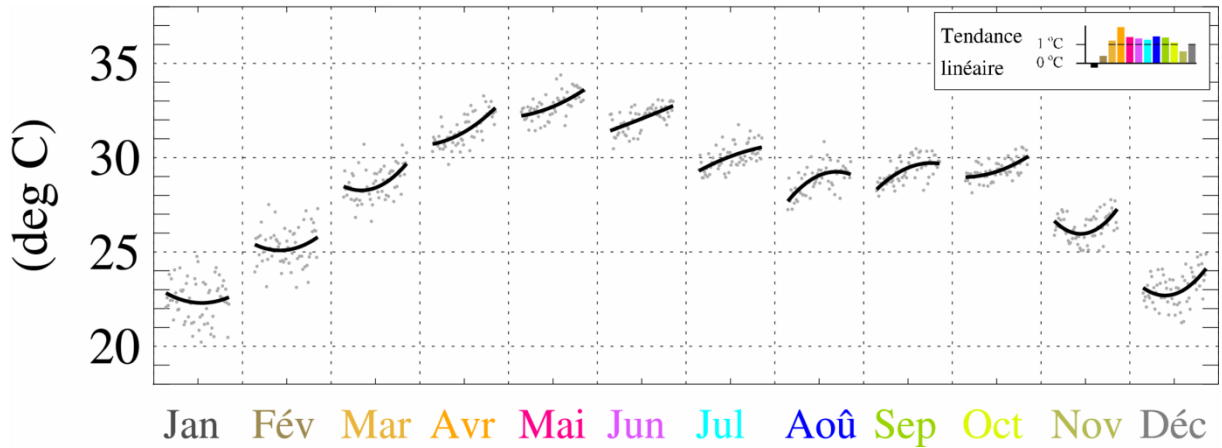


Figure 5: Réchauffement observé en fonction du mois de l'année avec les données CRU2, en moyenne sur la zone sahélienne de 1950 à 2009. Pour chacun des mois, les points gris correspondent à la série temporelle des valeurs moyennes mensuelles. Un ajustement quadratique est surajouté (lignes noires). La tendance linéaire par mois est indiquée en haut à droite du graphe avec des barres colorées. Figure extraite des travaux de Guichard et al. (2015).

II. Hydrologie et écosystèmes sahéliens

1. Les écosystèmes sahéliens

1.1. Végétation naturelle

La végétation sahélienne est souvent décrite comme une steppe à épineux, constituée d'une strate herbacée dominée par des plantes annuelles et d'un peuplement de ligneux éparse dont la densité augmente avec le gradient pluviométrique nord-sud (Hiernaux & Le Houérou 2006).

La strate herbacée est majoritairement constituée de graminées annuelles de petite taille avec une dynamique fortement marquée entre la saison sèche et la saison humide ainsi qu'une importante capacité de résilience. De manière générale, sa dynamique temporelle et spatiale dépend des précipitations annuelles et de la redistribution latérale des pluies imposée par l'état de la surface. Les herbacées pérennes sont relativement peu nombreuses et sont localisées aux extrémités sud et nord de la bande sahélienne (Hiernaux & Le Houérou 2006).

Le couvert ligneux est généralement épars au sein de la strate herbacée sauf dans les zones de dépression où il peut former des fourrés plus ou moins denses (Cisse 1986). En moyenne, la strate ligneuse se compose d'épineux de type *Acacia* dont la couverture n'excède pas 5 % (Tracol 2004). L'une des plus denses couvertures ligneuses, typique du milieu semi-aride, est couramment appelée "brousse tigrée". Son nom provient de sa forme caractérisée par une alternance entre sol nu et bandes de végétation denses, orientées perpendiculairement à la direction d'écoulement (Albergel 1987).

2 CRU: Climate Research Unit: Unité de recherche rattachée à l'université d'East Anglia en Angleterre. L'unité fournit des grilles de données, communément utilisées pour les études climatiques

La végétation sahélienne, particulièrement sensible aux variations climatiques, a été impactée aussi bien par les épisodes de sécheresses des années 1970 et 1980 que par la reprise partielle des précipitations depuis les années 1990 (Figure 6). Une étude sur l'évolution de la végétation simulée à partir de modèle de végétation STEP³ a permis de constater que les sécheresses ont raccourci le cycle moyen de la végétation herbacée et réduit son amplitude (Pierre et al. 2016). La reprise des précipitations s'est, quant à elle, apparentée à un "reverdissement" hétérogène sur le Sahel, également observé à partir des données satellites (Dardel, Laurent Kergoat, et al. 2014). Concernant les ligneux, si aucun changement clair n'a pu être observé dans les zones densément peuplées, les peuplements épars montrent une tendance globale positive estimée à environ 2 % sur la période 2000-2014 (Brandt et al. 2016). Cette même étude a également mis en évidence une diminution locale de la surface des forêts, indicatrice de l'extension continue des surfaces cultivées et du déboisement associé.

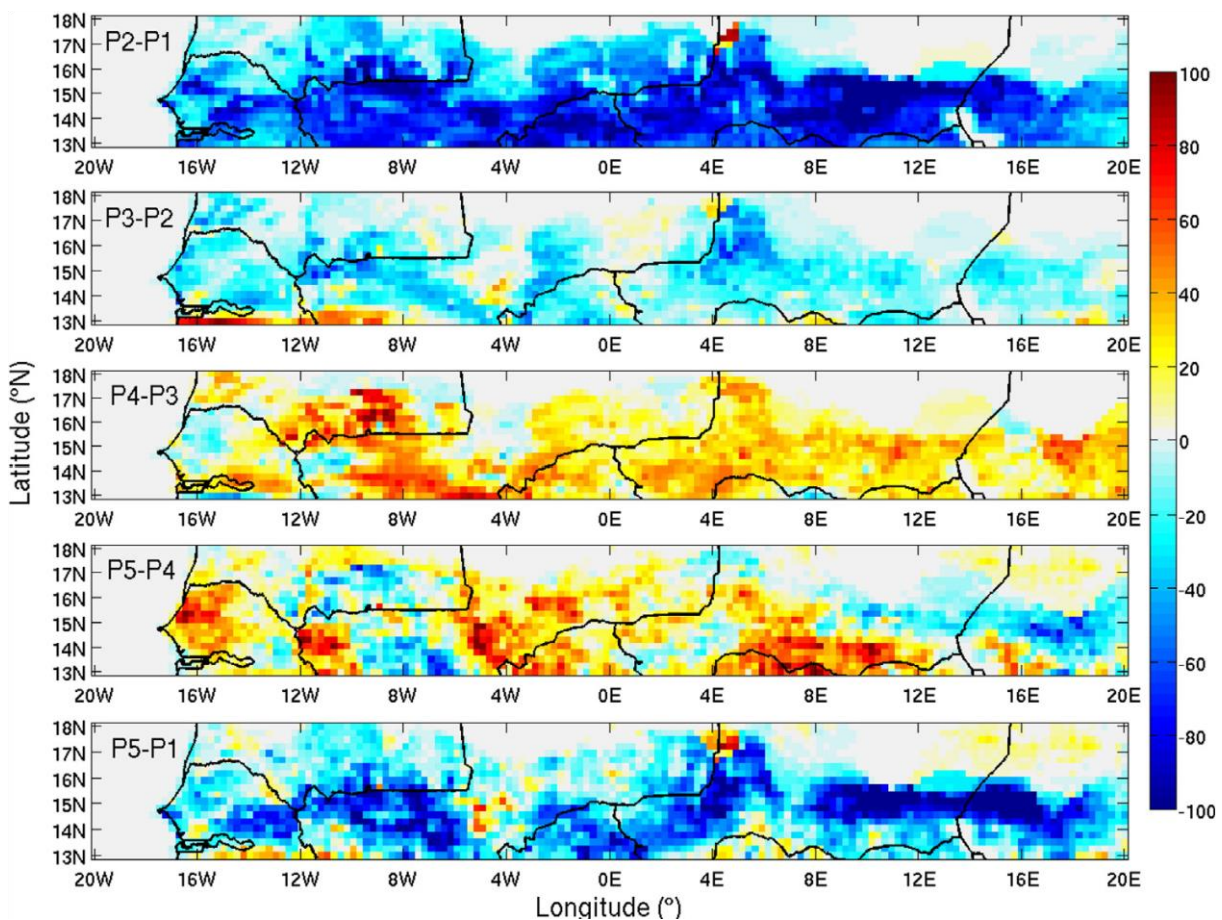


Figure 6: Masse totale moyenne de végétation ($g.m^{-2}$) simulée par le modèle STEP entre différentes périodes. P1:1960-1965, P2: 1970-1975, P3: 1980-1985, P4: 1990-1995 et P5: 2002-2007. Figure extraite des travaux de Pierre et al. (2016).

³ STEP: Sahelian Transpiration, Evaporation and Productivity model: Modèle plus explicité dans le Chapitre 2

1.2. Géomorphologie et substrat

La structure géologique de la région sahélienne est caractérisée par une fine couche sédimentaire reposant sur le craton stable ouest-africain du paléoprotérozoïque. La géologie de la région est définie principalement par quatre épisodes dont deux continentaux, qui se sont succédés depuis le Précambrien (Grimaud et al. 2014; Le Houérou 1989; Block 2015). Malgré une géologie assez uniforme sur l'ensemble de la région, le Sahel est caractérisé par une forte variabilité en termes de texture des sols.

Le paysage sahélien est ainsi constitué de trois grands types majeurs de substrat détaillés ci-dessous à partir des travaux de Penning de Vries et Djitéye (1982), de Le Houérou (1989) et de Hiernaux et Le Houérou (2006). 1) Les sols sableux, qui sont généralement organisés en systèmes dunaires et interdunaires orientés ENE-WSW, sont caractérisés par une forte capacité de rétention de l'eau qui font d'eux, un lieu privilégié du développement de la végétation. Cet ensemble recouvre la majeure partie du paysage sahélien (Figure 7). 2) Les sols superficiels, qui représentent des surfaces lessivées, contiennent peu d'éléments nutritifs pour la végétation. Le couvert y est plus clairsemé avec des surfaces importantes de sols nus. Le substrat est dominé par des affleurements rocheux de grès et de schistes du précambrien, issus des épisodes continentaux, auquel s'additionnent des sols détritiques ou latéritiques. 3). Les sols des bas fonds et des plaines alluviales, riches en argile, sont des récepteurs des eaux de ruissellement, et représentent des lieux privilégiés au développement de la strate ligneuse.

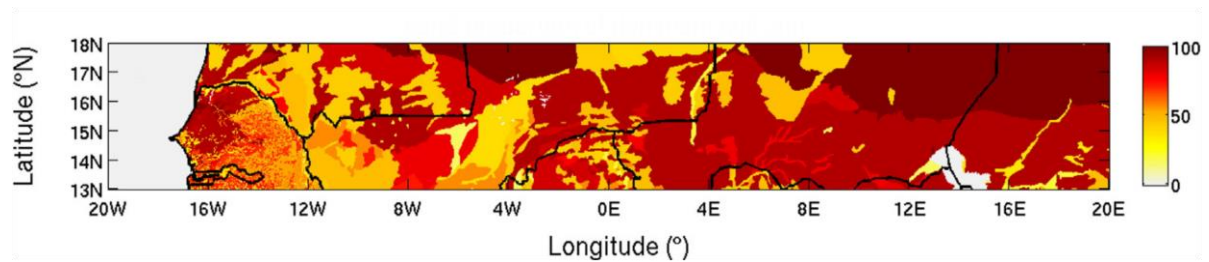


Figure 7: Proportion de sable (%) de l'unité de sol dominante en surface selon la base de données HWSD⁴. Carte extraite des travaux de Pierre et al. (2016).

En terme topographique, le Sahel se caractérise par un relief relativement faible avec des altitudes comprises entre 200 et 600 mètres à quelques exceptions près comme par exemple au Mali où le mont Hombori et l'Adrar des Ifoghas atteignent respectivement, 1155 m et 890 m.

1.3. Hydrographie et hydrogéologie

Le Sahel est traversé par quelques grands fleuves (Niger, Sénégal, Nil et Logone-Chari) mais se compose essentiellement de petits cours d'eau plus ou moins éphémères qui se mettent en place durant la saison des pluies. Les systèmes de la région peuvent être classés en deux groupes distincts: les systèmes exoréiques qui représentent les bassins contributifs à ces grands fleuves et les systèmes

⁴ HWSD: Harmonized World Soil Database

endoréiques, majoritaires dans la région, qui représentent des bassins versants clos où l'eau se concentre dans des dépressions de type mares ou lac qui ne durent généralement que quelques semaines (voire quelques mois) après la fin de la saison des pluies (Le Houerou 1980). Typiques du milieu semi-aride sahélien (Desconnets et al. 1997), ces systèmes concentrent les eaux de surface dans des dépressions caractérisées par une succession de courtes phases de remplissage durant la saison des pluies, et de longues phases de vidange. Ces points d'eau peuvent alimenter les réserves d'eau souterraines dans lesquelles puits peu profonds ou puisards peuvent pomper (Favreau et al. 2009; Joly 2006; Desconnets & Galle 1996). La plus ou moins grande pérennité du point d'eau durant et après la saison des pluies dépend de la puissance de colmatage argileux qui tapisse le fond (voir par exemple Martín-rosales and Leduc, 2003). A la fin de la saison des pluies, il ne reste alors que quelques points d'eau permanents.

Les eaux souterraines profondes sont généralement rares et les forages ne fournissent qu'une faible quantité d'eau. Ceci est dû à la structure géologique de la région, présentée précédemment, qui se caractérise par une couche sédimentaire ne permettant pas la présence de nappe phréatique de grande envergure (Le Houerou 1980). Les eaux de surface en zone sahélienne sont donc des ressources cruciales pour la population locale, aussi bien en termes de subsidence que pour les activités économiques telles que le pastoralisme ou l'agriculture. Leurs répartitions spatiales représentent une contrainte forte à l'occupation du territoire et leurs pérennités une source de sédentarisation.

1.4. Population et activités économiques

A l'exception des villes (Niamey, Hombori etc.), la population sahélienne est majoritairement nomade et s'articule autour de différents groupes ethniques suivant le pays considéré (les Moors, les Peulhs et les Touaregs sont les principaux groupes).

Les agro-systèmes sahéliens se caractérisent donc par la coexistence d'activités agricoles et d'élevage qui constituent les activités économiques prédominantes dans la région. Selon Djaby (2010), elles occupent plus de 80 % de la population sahélienne. L'activité agricole est définie par une culture de type pluviale et par conséquent soumise aux aléas climatiques. Afin de palier à cette vulnérabilité, l'activité agricole dominante au nord de la région se concentre sur la culture des céréales type Mil et Sorgo, particulièrement bien adaptées aux aléas de la distribution des pluies et des pratiques culturales (Hiernaux & Le Houérou 2006).

Entre 1950 et 2000, le Sahel a plus que triplé sa population (Raynaut 2001). Cette forte croissance démographique s'est accompagnée d'une forte demande en énergie et en nourriture, ce qui a conduit à un déboisement, localement intensif, et à l'expansion des terres cultivées (Banoïn & Guengant 1998; Mahé et al. 2010; Mahé et al. 2003). L'étude réalisée par Mahé et al. (2010) sur le Nakambé, montre une forte évolution de la végétation naturelle (70 % à moins de 20 % en 40 ans) au profit des zones de culture (25 % en 1950 pour 70 % en 2002) et des sols nus (augmentation brutale après les grandes sécheresses variant de 5 % à plus de 15 % entre 1972 et 2002; Figure 8a). Cette évolution est corrélée à l'évolution de la population sur le bassin (Figure 8b). Dans certaines régions telles qu'au Fakara ou au sud-ouest Niger, le déboisement ou défrichage a été estimé à plus de 50 % et localement, cette

estimation peut atteindre 80-87 % (Séguis et al. 2004; Leblanc et al. 2007). Malgré cela, les tendances globales sur la zone sahélienne, sont plus incertaines (Brandt et al. 2016)

Avec l'agriculture, l'élevage constitue une des plus importantes ressources du pays. Une grande partie de la région, notamment la zone comprise entre les isohyètes 300 et 100 mm, est à vocation essentiellement pastorale. Toutefois, l'augmentation démographique des dernières décennies a contribué à développer largement le secteur agricole et à étendre les surfaces cultivées aux secteurs anciennement tournés vers le pastoralisme (Raynaut 2001).

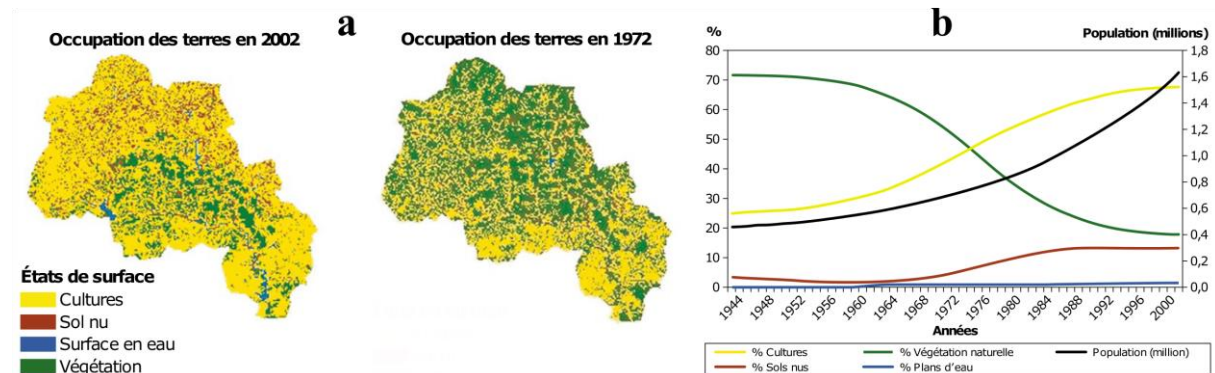


Figure 8: (a) Occupation du sol sur le Nakambe à Wayen, selon quatre classes prédéterminées entre 1972 et 2002. (b) Évolution de la population et de quatre classes d'occupation du sol sur ce même bassin. Figures adaptées de Mahé et al. (2010).

2. Les processus hydrologiques: entre infiltration et ruissellement

Depuis le début des années 50, les nombreuses campagnes de simulation de pluie associées à une étude pédologique détaillée des horizons superficiels sur différents bassins représentatifs du Sahel, ont permis de mettre en relation les paramètres caractéristiques de l'écoulement de surface et de l'infiltration et ceux représentatifs du milieu et de la physiographie des bassins (Dubreuil 1972; Casenave & Valentin 1989; Albergel 1987). Ces études ont pu également montrer que l'hydrologie de ces milieux est déterminée essentiellement par les conditions de surface des sols (caractéristiques physiques des premiers centimètres du sol) (Collinet 1988; Albergel 1987; Hernandez et al. 2000; Casenave & Valentin 1989; Chen et al. 2013).

La faible infiltrabilité de certains sols associée à la nature convective des précipitations entraîne un écoulement par dépassement de la capacité d'infiltration des sols (Peugeot et al. 2003; Descroix, Moussa, et al. 2012; Descroix et al. 2009; Leblanc et al. 2008), plus généralement connu sous le nom d'écoulement Hortonien (Horton 1933). Ce type d'écoulement peut être soit un écoulement concentré, soit, à l'inverse, un écoulement diffus ou en nappe (qui ne se cantonne pas à un chenal fixe). Ce dernier type d'écoulement caractérise les milieux semi-arides, souvent composés de sols à faible perméabilité (sols cuirassés, roches nu, formations endurees) ou encroutés et caractérisés par des précipitations particulièrement intenses ne permettant pas l'infiltration dans le sol (Chen et al. 2013; Joly 2006).

La génération de l'écoulement de surface n'est donc pas seulement reliée à la quantité et à la distribution des précipitations mais également aux caractéristiques du substrat (typologie des sols, encroûtement de surface, topographie), de la couverture végétale (Haas et al. 2011; Casenave & Valentin 1990; Dunne et al. 1991) et surtout aux nombreuses rétroactions qui les définissent et que nous allons tenter de mettre en évidence par la suite.

2.1. Précipitations

"Les effets de l'arrivée d'eau sur le sol, qui inaugure le cycle hydrologique et géodynamique... dépendent moins de la quantité d'eau tombée que de la manière dont elle tombe et de la qualité lithologique du sol" (Joly 2006).

L'intensité des précipitations affecte le ruissellement de surface et par définition le taux d'infiltration dans le sol. En effet, plus elles vont être intenses et plus la capacité d'infiltration du sol sera dépassée (Dunne et al. 1991; Cook 1946), et par conséquent, plus un écoulement de type Hortonien se met en place. De plus, les sols pauvres en matières organique et mal protégés par une végétation peu développée, ont tendance, sous l'effet de cette forte intensité, à subir des réorganisations superficielles importantes qui limitent encore l'infiltration. L'intensité des précipitations est donc un acteur majeur dans le partitionnement de la pluie entre infiltration et ruissellement.

2.2. Substrat

2.2.1. Typologie des sols

La typologie des sols représentatifs du paysage sahélien et leurs propriétés hydrodynamiques en font des zones essentielles au partitionnement des eaux de pluie entre ruissellement et infiltration. En fonction de leur composition texturale et de leur granulométrie, elles vont soit limiter, soit favoriser l'écoulement de surface. Une couverture sableuse va imposer une infiltration rapide de l'eau, contrairement à un sol limoneux argileux qui va imposer un cheminement lent de telle sorte que le sol va rapidement se saturer induisant un écoulement de surface qui va contribuer à lisser, encroûter et imperméabiliser le sol.

2.2.2. Encroûtement

La zone sahélienne est particulièrement soumise à l'encroûtement de surface, phénomène qui s'est renforcé depuis les épisodes de sécheresse des années 1970-80 (Valentin, 1994). Le type de croûtes diffère suivant les processus impliqués dans leur formation et la texture du sol sur lequel elles reposent (voir Figure 9a pour quelques exemples). Casenave et Valentin (1990) ont pu réaliser un travail détaillé des états de surface de la zone sahélienne en décrivant les différents types de croûtes rencontrés et les étapes de leur formation (Figure 9b). L'importance de ces croûtes dans les processus hydrologiques des zones semi-arides, a été démontré à de nombreuses reprises (Braud et al. 2001; Gascoin 2010; Peugeot et al. 1997).

Plusieurs travaux (Valentin & Janeau 1988; Valentin et al. 2004; Valentin 1994) ont ainsi mis en évidence que la concentration des eaux de ruissellement sur les croûtes d'érosion, contribue à creuser le sol et ainsi à former des ravines. Cette auto-accélération de la dégradation du sol crée des surfaces à

faible capacité d'infiltration favorisant l'écoulement. La variabilité spatiale et temporelle de ce phénomène, particulièrement marquée dans les zones semi-arides, est accentuée par l'impact des gouttes de pluie qui contribuent à la formation d'une croûte imperméabilisant le sol, autrement connu sous le nom d'effet "splash"⁵ (Blackburn et al. 1992; Joly 2006). La Figure 9b représente le détachement des particules par les gouttes de pluie pour différents types de croûte.

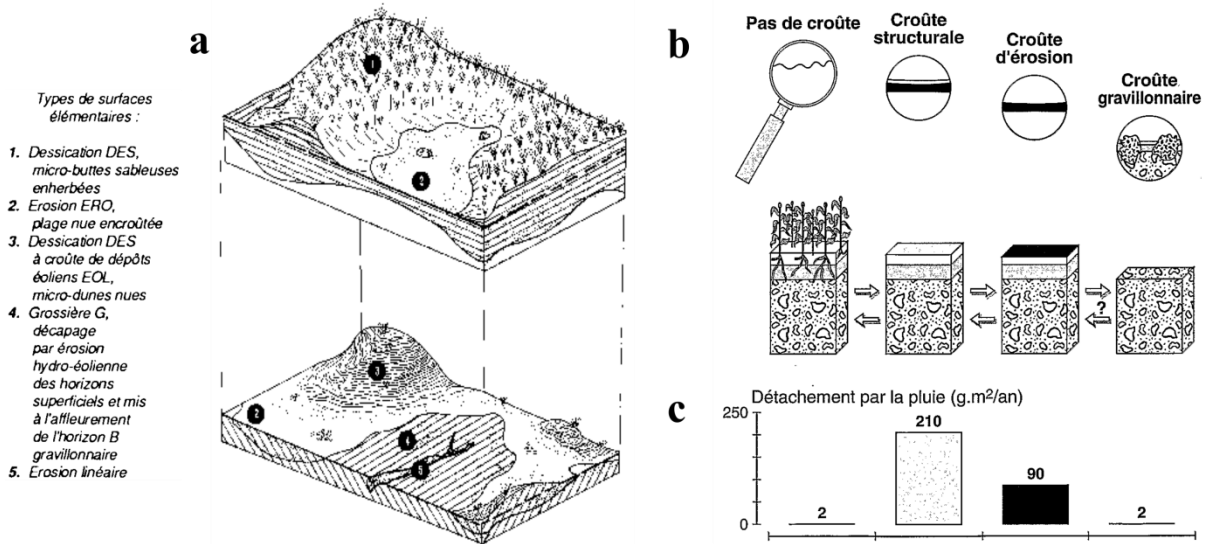


Figure 9: a) Schéma représentatif de la dégradation d'un paysage sahélien (Casenave & Valentin 1989). b) Evolution temporelle de l'encroûtement superficiel sur sol sahélien (Valentin 1994). c) Conséquences de l'encroûtement de surface sur l'érosion hydrique d'après les travaux de Valentin (Valentin 1994) et Collinet et Valentin (1979)

2.2.3. Topographie

La pente va jouer un rôle dans le partitionnement de l'eau entre infiltration et ruissellement de par son influence sur l'érosion. Dubreuil (1972) a mis en évidence, pour des petits bassins versants sahéliens, la corrélation entre augmentation du coefficient de ruissellement et pente.

Roose (1967) a observé au Sénégal que l'infiltration est corrélée négativement à la pente et qu'il suffit d'une légère inclinaison de la topographie (1.25 à 2 %), pour entraîner une augmentation considérable du ruissellement et de l'érosion. Dans la même idée, Casenave et Valentin (1990), au travers de leur étude le long de la bande sahélienne de l'ouest, ont démontré que plus la pente est faible et plus les processus de réorganisation superficielle sont importants. Plusieurs explications à cela ; dans un premier temps, sur les pentes fortes, l'érosion en nappe est suffisamment marquée pour transporter rapidement les particules détachées par la pluie et ainsi prévenir de l'encroûtement; dans un second temps, la densité et la profondeur des griffes d'érosion, présentant une meilleure infiltrabilité, croissent avec la pente.

⁵ Effet splash : Désagrégation plus ou moins accentuée de la surface du sol par dissipation de l'énergie cinétique des chutes de pluie (Collinet 1988)

2.3. Couverture végétale

Si les effets de la couverture végétale sur le partitionnement de l'eau entre infiltration et ruissellement sont restés longtemps confus (Dunne et al. 1991), les nombreuses études qui s'en sont suivies, ont permis de rendre compte du rôle prépondérant du couvert sur la régulation des processus hydrologiques de surface en zone semi-aride (Albergel 1987; Galle et al. 1999; Awessou 2011; Tongway et al. 2001; Collinet 1988; Peugeot et al. 1997; Blackburn et al. 1992; Collinet & Valentin 1979).

2.3.1. Une barrière contre l'érosion et l'encroûtement

Roose (1976), au travers de son étude en zone sahélienne, a mis en évidence le rôle de la couverture végétale sur la protection du sol contre l'érosion, travaux repris par la suite par de nombreux auteurs (Casenave & Valentin 1989; Valentin & Janeau 1988; Valentin 1994; Dunne et al. 1991).

La végétation intervient contre l'érosion hydrique de surface en protégeant les sols contre l'énergie des agents érosifs et en maintenant le sol afin d'empêcher l'ablation du substrat. Dans le premier cas, la végétation va jouer un rôle de protection contre la formation de croûte d'érosion mais également, contre l'énergie des gouttes de pluie par l'effet d'interception, réduisant ainsi l'effet "splash" (Dunne et al. 1991; Smith et al. 1999; Roose 1999). De plus, elle va réduire l'énergie du ruissellement en constituant un écran à la surface des sols, barrant le cheminement des filets d'eau, abaissant la vitesse d'écoulement, favorisant ainsi l'infiltration. Dans le second cas, la végétation permet de maintenir les sols sableux grâce à son système racinaire permettant ainsi la cohésion des sols et le renforcement de ses propriétés mécaniques (De Gironcourt 1912).

Certains auteurs ont par ailleurs observés, qu'une couverture arbustive ou une végétation basse peut offrir une protection supérieure à celle des arbres (Rey et al. 2004; Thompson et al. 2010; Chen et al. 2013).

2.3.2. Un lieu préférentiel d'infiltration

La végétation contribue à piéger une partie des sédiments érodés en amont créant des monticules qui favorisent l'infiltration. De plus, les macropores générés par les racines contribuent à augmenter la microfaune (tels que les termites qui font déboucher leurs galeries à la surface du sol, détruisant d'éventuelles pellicules et permettant l'ouverture d'une porosité fonctionnelle) et l'espace entre les éléments du sol, favorisant ainsi la conductivité du sol et donc la percolation. (Dunne et al. 1991; Galle et al. 1999).

Cela est particulièrement vrai dans le cas des systèmes de "brousse tigrée", végétation typique du paysage sahélien. Les barrières végétales ralentissent l'écoulement de surface en augmentant la rugosité du sol et en infiltrant la quasi totalité de l'eau qui traverse cette bande végétale (Leprun 1992; d'Herbès et al. 2001; Galle et al. 1999; Seghieri & Galle 1999; Hiernaux & Gérard 1999). Ces bosquets denses ont un taux d'infiltration pouvant varier de 30 % sur la zone pionnière (entrée du bosquet) à 100 % au cœur du bosquet (Seghieri & Galle 1999).

Le pourcentage de couvert végétal est donc une indication du degré de protection contre l'érosion des sols et du degré de ruissellement de surface attendu. Il est généralement corrélé positivement à l'infiltration et négativement à l'érosion. Le changement du couvert végétal, dû aux aléas climatiques et anthropiques dans la région, a donc une importance primordiale sur la régulation des processus de ruissellement, d'infiltration et d'érosion (Vásquez-Méndez et al. 2010; Albergel 1987; Souley Yero 2012; Dunne et al. 1991; Cappelaere et al. 2009; Casenave & Valentin 1992).

III. Le paradoxe sahélien, des causes incertaines

1. Définition du paradoxe hydrologique

Les réponses hydrologiques induites par le déficit pluviométrique des dernières décennies, se traduisent par des effets contrastés suivant la zone considérée. Si dans la zone soudano-Guinéenne, une baisse des écoulements de surface a été observée, la zone Sahélienne, paradoxalement, a connu une augmentation du ruissellement de surface durant la même période. Cette situation paradoxale, pouvant se résumer par "moins de pluie mais plus d'eau en surface", a été pour la première fois mise en évidence par Albergel (1987) sur un bassin au nord du Burkina Faso. Par la suite, la même constatation a été faite sur différents bassins d'Afrique de l'ouest (Mahé & Olivry 1999), au Niger (Mahé et al. 2003; Descroix, Moussa, et al. 2012; Mahé et al. 2005; Leduc et al. 2001), en Mauritanie (Mahé & Paturol 2009; Mahé et al. 2011) ou encore au Mali (Gardelle et al. 2010), donnant ainsi une dimension régionale à ce phénomène, couramment appelé "le Paradoxe Sahélien".

Plusieurs auteurs ont ainsi mis en évidence que l'hydrologie sahélienne a profondément évolué suite à la période de sécheresse des années 1970-80 (Haas et al. 2011; Leblanc et al. 2008; Mahé et al. 2003; Leduc et al. 2001; Descroix, Moussa, et al. 2012). Les études hydrologiques menées par Mahé et Paturol (2009) et Mahé et al. (2010; 2003; 2005; 2013) depuis une vingtaine d'années en Afrique de l'ouest, et par la suite par différents auteurs (Descroix et al. 2009; Mahé & Paturol 2009; Sighomnou et al. 2013), montrent que le coefficient d'écoulement a nettement augmenté sur certains hydro-systèmes du Sahel, en dépit de la diminution marquée de la pluviométrie. Mahé et Paturol (2009) par exemple (Figure 10) ont mis en évidence une augmentation du coefficient de ruissellement de l'ordre de 38 % sur le bassin du Dargol et de 108 % sur le bassin du Nakambe. Ces résultats sont en ligne avec des études antérieures qui avaient déjà remarqué qu'un accroissement important de l'écoulement été lié à la perte de la capacité d'infiltration des sols, due essentiellement au colmatage de surfaces initialement poreuses (Albergel 1987; Collinet 1988; Casenave & Valentin 1989; Casenave & Valentin 1992).

L'augmentation du ruissellement de surface a eu comme conséquence un accroissement généralisé de la surface des points d'eau dans les zones pastorales du centre et du nord du Sahel (Gardelle et al. 2010), une augmentation des niveaux de la nappe phréatique dans le sud-ouest Niger (Favreau et al. 2009; Descroix, Diedhiou, et al. 2012), liée directement à l'augmentation de l'alimentation des points d'eau (lieu d'infiltration privilégié) et des ravines, ainsi que des valeurs plus élevées de la crue sahélienne du fleuve Niger (Sighomnou et al. 2013).

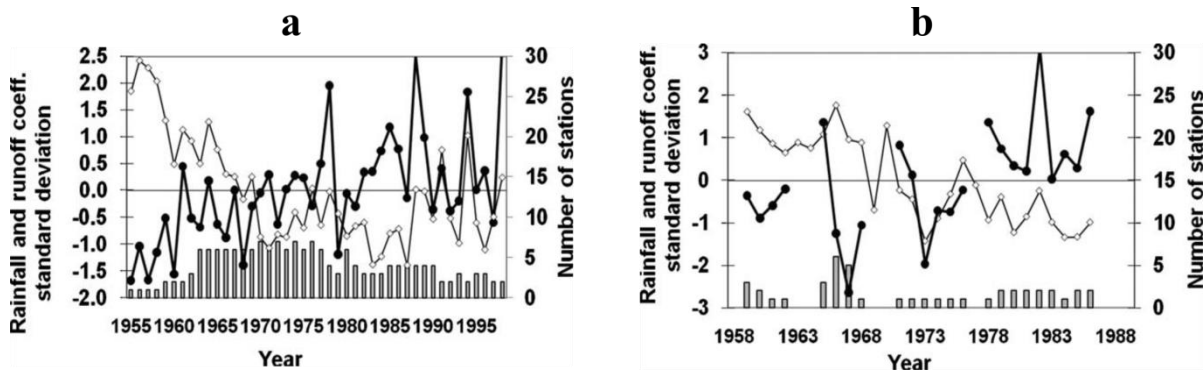


Figure 10: Variabilité des précipitations (points blancs) et du coefficient de ruissellement (points noirs) pour des bassins a) du Sahel central (Burkina-Faso et du Niger) et b) du Sahel de l'ouest (Mauritanie) entre les années 1955-58 et 1986-98. Les barres représentent le nombre de stations disponibles par an (Figure tirée des travaux de Mahé et Paturol (2009)).

Mais quelles sont les causes de l'augmentation du coefficient de ruissellement observé sur les dernières décennies dans la région? Différentes hypothèses ont été avancées dans les études qui ont porté sur ces sujets depuis plus de 25 ans. Les principaux facteurs qui pourraient jouer un rôle dans cette évolution sont exposés ci après.

2. Des explications diverses

L'étude pionnière d'Albergel (1987) sur le paradoxe du Sahel a permis de montrer que *"l'affaiblissement du régime pluviométrique pendant la période 1969- 1983 semble être largement compensé par la modification des états de surfaces dans le fonctionnement des petits bassins versants"*. D'après son étude, il semblerait que pour les bassins situés au nord de l'isohyète 800 mm, ces modifications soient dues à l'action conjuguée de l'homme et des conditions climatiques. D'après lui, la diminution du couvert herbacé et l'extension des zones cultivées ont favorisé les tassements de la surface du sol et le développement de pellicules imperméables ainsi que l'extension de régions très érodées. Depuis lors, d'autres études ont tenté d'expliquer ce phénomène en mettant en évidence l'évolution de certains facteurs clés de l'hydrologie sahélienne exposée ci-après.

2.1. Les facteurs anthropiques

2.1.1. Surexploitation des terres

L'hypothèse avancée est que la conversion des savanes en terres agricoles a favorisé l'érosion hydrique et éolienne et a ainsi entraîné des perturbations importantes sur les flux hydrologiques en favorisant le processus de ruissellement de surface et le développement de l'exoréisme (Leduc et al. 2001; Taylor et al. 2002; Leblanc et al. 2007). En effet, l'horizon sableux étant décapé, les sols sont encroûtés, compactés et sujets à un fort ruissellement (Roose 1985).

Dans certaines régions, ce changement d'utilisation des terres est la résultante d'un défrichage pour l'extension des cultures et d'un déboisement pour les usages domestiques. Toutefois, cette raison n'explique que partiellement, et uniquement dans les zones de cultures, la baisse significative de la végétation (Leblanc et al. 2008; Favreau et al. 2009; Mahé et al. 2010; Descroix, Moussa, et al. 2012).

2.1.2. Intensification de la pression de pâture

La pâture contribue à impacter le partitionnement de l'eau entre infiltration et ruissellement en jouant sur le développement de la végétation et sur les propriétés hydrologiques du sol. La pression de pâture pourrait donc jouer un rôle sur l'augmentation du ruissellement en zone pastorale où la mise en culture est quasi nulle.

En effet, d'après Rey et al. (2004), à court terme, un pâturage intensif favorise la dégradation de la végétation et le tassement du sol, contribuant ainsi à réduire l'eau infiltrée dans le sol de plus de 80 % localement et à multiplier le ruissellement par douze par rapport à des terrains similaires non pâturés. Hiernaux et al. (2009) en revanche ont un avis plus nuancé sur l'impact du bétail. Ils montrent d'une part que le piétinement du bétail va favoriser la pousse de certaines plantes annuelles et occuper ainsi une place importante dans le maintien de la fertilité des sols (Hiernaux, Mougin, et al. 2009). D'autre part, ils ont montré au Niger que le pâturage contribue localement à réduire et à fragmenter les surfaces encroutées. Si ces deux effets semblent contribuer à diminuer le ruissellement de surface, cette tendance pourrait être partiellement compensée par une augmentation des croûtes nouvellement formées qui imperméabilisent le sol.

En conséquence, un pâturage modéré contribuerait à légèrement augmenter le taux d'infiltration mais à l'inverse, un pâturage intensif le ferait diminuer. D'autre part, Valentin (1994) a remarqué dans les régions sableuses du Sahel, que l'impact du bétail sur les propriétés physiques du sol se localise essentiellement autour des points d'eau.

2.2. Les facteurs climatiques

2.2.1. Intensification du régime des pluies

Comme nous l'avons vu précédemment, le Sahel est soumis depuis le début du 21^{ème} siècle à une augmentation des événements pluvieux intenses malgré un total annuel toujours plus bas que celui des années 50-60 (Panthou et al. 2014; Frappart et al. 2009). Le ruissellement sahélien étant principalement de type Hortonien, une augmentation du nombre d'événements intenses entraîne un accroissement du ruissellement de surface. Cependant, d'après les travaux de Descroix (2012; 2011), il semblerait que l'évolution de la pluie peut difficilement expliquer l'augmentation des ruissellements et des débits. En effet, le nombre croissant d'événements extrêmes (>40mm) observé depuis les années 2000 sur le bassin du Niger ne semble pas assez importante pour expliquer l'augmentation du coefficient de ruissellement qui a près de triplé sur la zone durant cette même période. Plus récemment, les travaux de Cassé et al. (2015), ont montré que si les modifications dans le régime des pluies journalières ont contribué à augmenter les risques d'inondation à Niamey sur les 30 dernières années, elles ne semblent pas suffire à expliquer la tendance sur le long terme (1950-2012).

Toutefois, une éventuelle intensification à une échelle temporelle plus fine (sub-horaire) reste une hypothèse plausible, quoique non avérée, pour expliquer l'augmentation du ruissellement.

2.2.2. La végétation soumise à la sécheresse

L'évolution spatiale et temporelle de la végétation au sein de la bande sahélienne est un débat qui oppose un Sahel en désertification à un Sahel en reverdissement depuis les travaux de Tucker et al. (1991), Anyamba et al. (2003) et Olsson et al. (2005) principalement. Dardel et al. (2014) ont montré que malgré une tendance générale au reverdissement à l'échelle sahélienne, localement, une dégradation du couvert herbacé pourrait jouer un rôle important sur l'augmentation des écoulements de surface.

Plusieurs auteurs ont ainsi mis en évidence une tendance à la dégradation locale de la végétation ligneuse dense. Typiquement, Sighomou et al. (2013) ont pu constater une forte progression des sols nus au détriment du couvert ligneux sur le bassin du Niger suite aux sécheresses sévères des années 1970-1980. Dans la région du Gourma (Mali), où l'action de l'homme sur son environnement est particulièrement faible, l'analyse de l'évolution du couvert ligneux depuis 1984 a conclu à un déclin important de la densité et de la couverture de cette végétation sur les sols peu profonds, accompagné d'un changement d'espèces et de structure spatiale (Hiernaux, Diarra, et al. 2009; Gardelle et al. 2010).

L'évolution de la brousse tigrée a subi des changements similaires. De fait, il apparaît que sa densité depuis les années 1950 a fortement diminué jusqu'à disparition par endroits. Sur le site de Saga Gorou (Niamey, Niger) par exemple, la brousse tigrée occupait 69 % de la surface des plateaux avant les années 70 contre 18 % en 1975 et a totalement disparu dans les années 2000 (Touré et al. 2010). La même constatation a été faite dans différentes régions du Mali (Trichon et al. 2012; Ruelland et al. 2010) et dans la région du Fakara, au Niger (Leblanc et al. 2007), où elle a diminué du quart sur la même période.

La baisse importante de la végétation fournie de type "brousse tigrée" semble être une hypothèse solide quant à l'augmentation locale du ruissellement de surface.

2.2.3. La connectivité du bassin

L'érosion des ravines est une conséquence de l'augmentation du ruissellement de surface, induite aussi bien par la dégradation des sols que par les événements pluviométriques extrêmes (Valentin et al. 2005).

Leblanc et al. (2008) ont analysé une série temporelle de photographies aériennes sur une zone du nord-ouest Niger et mettent en évidence le développement spectaculaire du réseau de drainage sur l'ensemble du site (Figure 11). Il résulte de cette étude que les ravines ont augmenté en nombre et en longueur tout au long de la période 1950-1992, induisant un accroissement de la densité de drainage d'un facteur de 2.5. La même constatation a été faite par Massuel (2005) sur le degré carré de Niamey ou encore par Kergoat et al. (In prep) sur le bassin de Tin Adjar (Sahel central) où la longueur de réseau de drainage est passée de 37 km en 1956 à 102 km en 2007, correspondant à une augmentation de la densité de drainage d'un facteur de 2.8.

Ce développement du réseau de drainage accompagne le passage d'un ruissellement en nappe à un ruissellement concentré et entraîne un changement de connectivité au sein du bassin hydrologique. Ce

dernier peut parfois conduire à la connexion entre plusieurs bassins, voir à une connexion directe aux grands fleuves sahéliens. Le passage d'un système endoréique à un système exoréique, généralement connu sous le nom de "rupture d'endoréisme" (Mamadou et al. 2015; Descroix, Moussa, et al. 2012), pourrait contribuer de manière significative à l'augmentation du ruissellement.

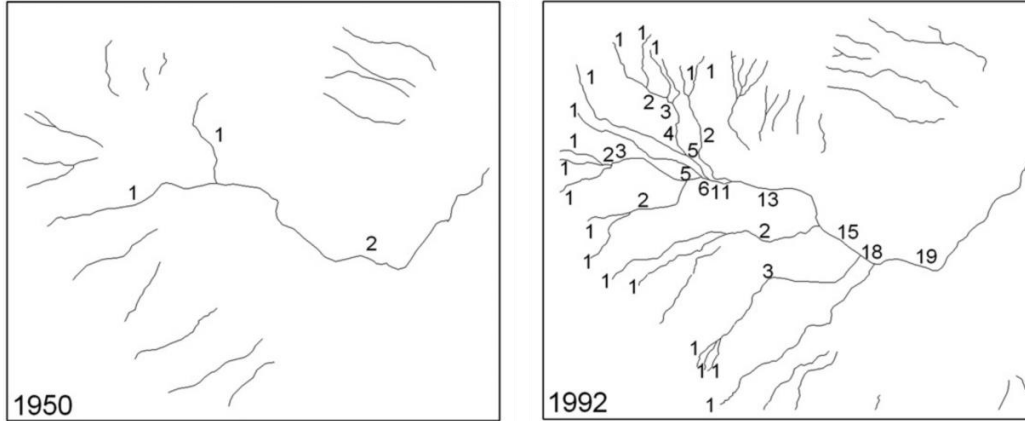


Figure 11: Développement du système de drainage en 1950 et 1992. Figure extraite des travaux de Leblanc et al. (2008) réalisés sur un site localisé près de la ville de Niamey (Niger).

A retenir

Le Sahel est généralement désigné comme une zone de transition bioclimatique entre le domaine saharien au nord et le domaine soudano-guinéen au sud. Région semi-aride soumise à la mousson ouest-africaine, le climat sahélien est caractérisé par la succession d'une saison des pluies centrée sur le mois d'Août variant de 2 à 5 mois, et d'une longue période sèche. La végétation sahélienne est globalement constituée d'une strate herbacée dominante, majoritairement de graminées à croissance rapide et à forte adaptation aux conditions arides, et d'un faible couvert ligneux. L'activité économique est dominée par les activités agricoles et pastorales qui sont réparties en fonction du gradient bioclimatique et de la demande. D'un point de vu hydrologique, le ruissellement se fait principalement par dépassement de la capacité d'infiltration (écoulement Hortonien) et les processus hydrologiques sahéliens dépendent des caractéristiques des pluies (intensité et cumul) mais également des états de surface (propriété du sol, encroutement, topographie) et de la couverture végétale.

Depuis la moitié du 20ème siècle, le Sahel est sujet à un déficit général des pluies annuelles accentué par des années de sécheresse sévère en 1972-73 et de nouveau en 1983-84 qui ont eu des conséquences dramatiques sur les populations et les ressources. Malgré la baisse des précipitations, la région sahélienne est soumise paradoxalement à un accroissement des eaux de surface associée à une augmentation du coefficient de ruissellement. Les causes de ce phénomène, communément appelé "le paradoxe sahélien", ne sont pas encore bien comprises et constituent une problématiques importante. Si dans les zones de cultures la surexploitation des terres suite à l'augmentation démographique peut expliquer cette situation paradoxale, en zone pastorale où les zones de cultures sont limitées, cette explication n'est pas valable. L'augmentation de la pression de pâture, l'intensification journalière des pluies, la dégradation de la végétation suite aux sécheresses, la modification des propriétés hydrodynamiques du sol ou encore l'augmentation de la densité de drainage sont autant de facteurs qui pourraient jouer un rôle dans cette évolution paradoxale.

Chapitre 2 - Evolution paysagère du bassin d'Agoufou

I. Site d'étude et données

Le lien étroit qui relie climat, hydrologie et population est sous la dépendance de l'interaction d'un ensemble de processus. Comprendre, documenter et, à terme, prévoir ces interactions requiert de mener des études multidisciplinaires. Partant de cette problématique générale, le service d'observation AMMA-CATCH (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique) a été développé afin de documenter la variabilité interannuelle des grands compartiments du cycle de l'eau (incluant la végétation), ou des variables clefs qui contrôlent, le long du transect éco-climatique d'Afrique de l'Ouest, dans un contexte d'évolutions environnementales et climatiques fortes. Le SO AMMA-CATCH, fruit de la collaboration de différents partenaires scientifiques rassemblant des laboratoires de recherche français (GET, HSM, LTHE), des organismes à vocation opérationnelle africains (AGRHYMET, DNM etc.) et des universités africaines (UAM, FAST etc.), dispose aujourd'hui d'une base de données sur les dernières décennies et particulièrement pour trois super-sites localisés au Niger, au Bénin et au Mali, dont le bassin d'Agoufou fait partie. Des études de terrain préalables, issues de différents programmes d'observation, fournissent des données complémentaires acquises avant le début des mesures du SO-AMMA-CATCH (2002 pour le Mali). Toutefois, les instabilités politiques et l'insécurité qui règne dans la région depuis quelques années ont limité l'accessibilité aux sites et à la collecte de données.

1. Le bassin d'Agoufou (Gourma, Mali)

1.1. Contextes géographique et climatique

Le bassin versant d'Agoufou (15.34°N, 1.48°O) d'une superficie moyenne de 245 km², est localisé dans la région du Gourma au nord-est du Mali, comprise entre la boucle du Niger et la frontière Burkinabée (Figure 12).

Situé dans la moitié nord de la zone soumise à la mousson Ouest-Africaine, le bassin d'Agoufou est caractérisé par un climat semi-aride tropical avec un régime de précipitation de type unimodal. La saison des pluies comprise entre début juin et début octobre est suivie par une longue saison sèche.

Le bassin d'Agoufou a connu une forte variabilité des précipitations annuelles depuis les années 1930 (Figure 13), similaire à ce qu'a connu l'ensemble du Sahel (Figure 3), avec la succession d'une période humide qui s'étend de 1950 à 1970 et d'une longue période de sécheresse jusque dans les années 1990 avec un phase extrême entre 1982 et 1987 (pluie moyenne annuelle estimée à 215 mm). Depuis lors, des années humides et des années sèche se succèdent avec des années très déficitaires telles que 2004 ou encore 2014. La pluviométrie annuelle moyenne estimée à la station météorologique de Hombori (15.3°N, 1.7°O) entre les années 1930 et 2015 est de 375 mm avec une température moyenne de l'air

enregistrée à 30,2°C. La valeur mensuelle la plus élevée est observée en mai (42°C), tandis que le plus basse se produit en janvier (17°C) d'après les travaux de Guichard et al. (2009).

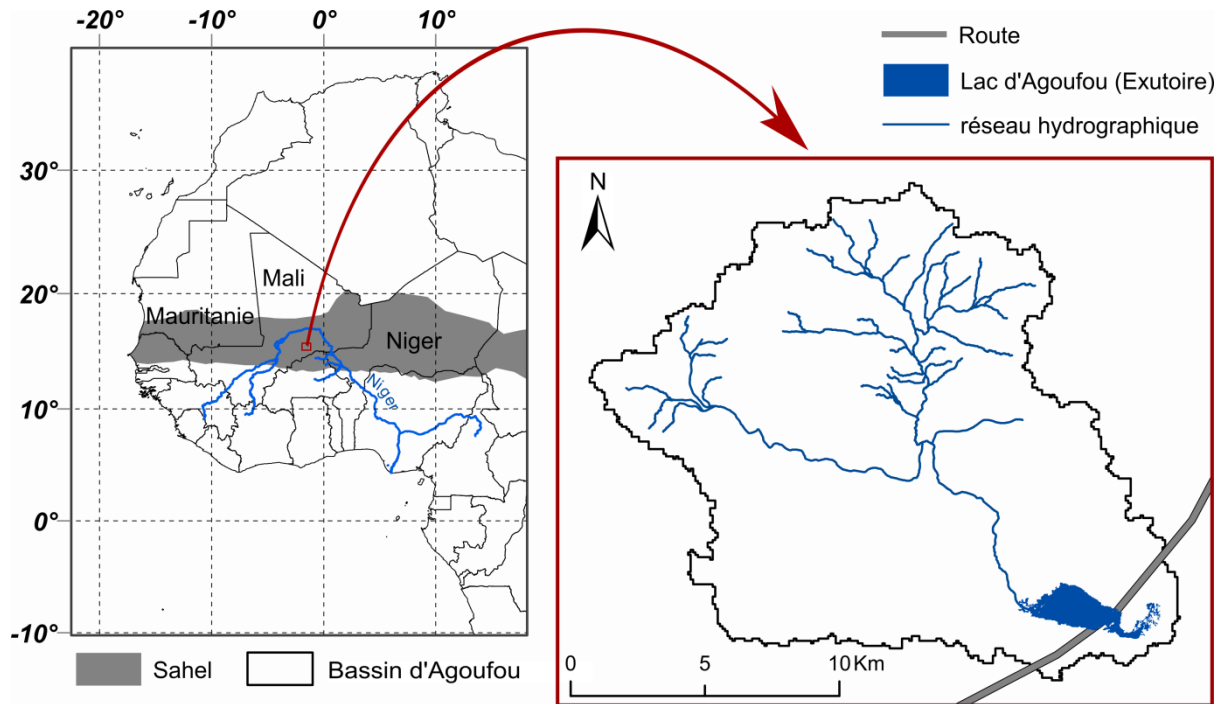


Figure 12: Site d'étude situé dans la ceinture sahélienne au Mali (identifié en rouge sur la carte d'Afrique de l'ouest à gauche). Le bassin d'Agoufou tel qu'il est aujourd'hui, est représenté à droite de la figure avec son réseau hydrographique et son exutoire, le lac d'Agoufou (en bleu).

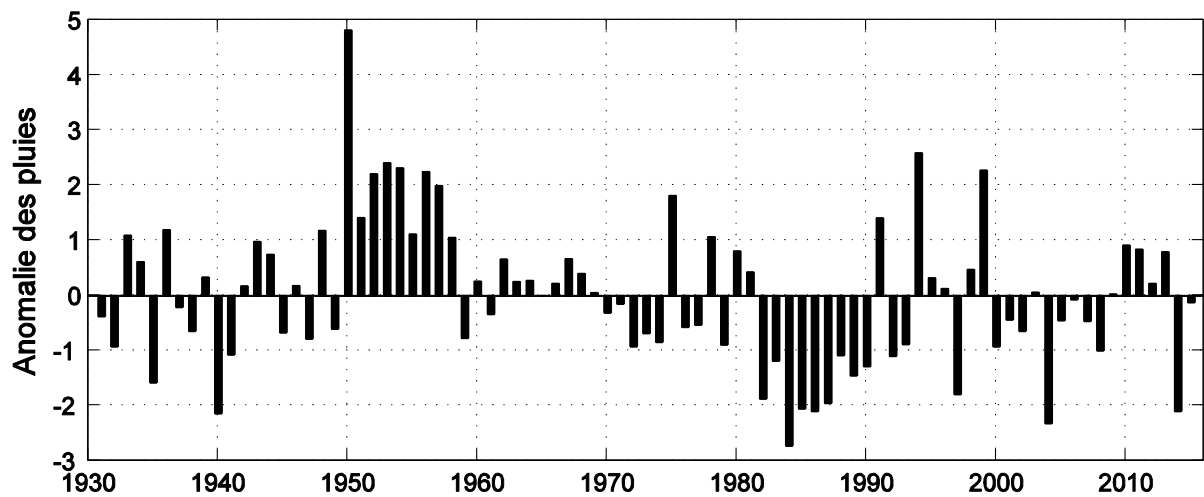


Figure 13: Anomalie des précipitations annuelles (SPI) à la station météorologique de Hombori entre 1930 et 2015 issues des données AMMA-CATCH.

1.2. Hydrologie et économie

Le bassin d'Agoufou est un bassin endoréique qui ne reçoit pas d'eau provenant du fleuve Niger et ne contribue pas non plus à ce dernier. Du fait de la géologie de la région, les eaux souterraines sont très peu présentes, peu exploitables et peu exploitées (peu de puits). Les eaux de surface, qui dépendent essentiellement du ruissellement de surface de type Hortonien, constituent des ressources en eaux très

importantes dans la région. Deux systèmes hydrologiques, fonctions du substrat, caractérisent la zone d'étude. Sur les sols sableux, le système hydrologique est dit endoréique local et fonctionne sur de courtes distances allant des pentes de dunes aux dépressions inter-dunaires. Sur les affleurements et sols peu profonds, le système hydrologique fonctionne sur de plus longues distances avec un ruissellement en nappe et concentré qui s'écoule ensuite dans un réseau de drainage (Hiernaux, Diarra, et al. 2009; Mougin et al. 2009; Timouk et al. 2009). Sur le bassin d'Agoufou, ce réseau alimente quelques mares temporaires intermédiaires ainsi que le lac d'Agoufou, exutoire du bassin versant.

Le lac d'Agoufou, devenu permanent depuis les années 1990 (Laurent Kergoat et al. 2015; Gardelle et al. 2010) occupe actuellement une superficie maximale de près de 3 km², et représente aujourd'hui une des principales ressources en eau pour la population locale et pour le bétail. L'activité économique de la région étant dominée par le pastoralisme ainsi que par quelques rares cultures de mil (Figure 14), cette "nouvelle" ressource en eau permanente est particulièrement fréquentée notamment durant la période sèche afin d'abreuver le bétail (Hiernaux et al. 2015). La modification de la disponibilité de la ressource a entraîné l'implantation du village d'Agoufou aux abords immédiats du lac. Ces changements ont profondément modifié les relations entre les différents groupes fréquentant la mare, comme l'a analysé Cold-Ravnkilde (2012).



Figure 14: Photos représentant les activités économiques de la région: a) l'élevage qui est l'activité principale de la région, b) les quelques champs de mil sur les zones sableuses et c) la pisciculture sur le lac d'Agoufou, plus marginale (Photos prises par Pierre Hiernaux en 2007 et 2009 et Laurent Kergoat).

1.3. Géologie, topographie et états de surface

La géologie du site comprend des grès fracturés et des schistes érodés du précambrien (Grimaud et al. 2014). La topographie générale de la région est particulièrement plane avec des altitudes moyennes comprises entre 290 et 330 m et une pente moyenne de 1 à 2 %.

Les surfaces érodées se sont formées au cours de la période humide du Quaternaire, mais la majeure partie du bassin est recouverte par des dunes profondes et stables déposées durant les périodes arides. Le site a également hérité, des périodes humides du Quaternaire, des restes de systèmes alluviaux et des dépressions lacustres. D'après Mougin et al. (2009), sur la base de la capacité d'infiltration, les sols du site peuvent être regroupés en trois catégories principales: les sols sableux qui occupent la majeure partie de la surface totale du bassin, les sols à texture fines (limon et argile) et les affleurements (rocheux ou latéritiques) parfois associés à des ensablements de surface.

La localisation des différents types de sols suivent un schéma contrasté entre le nord et le sud, avec une prédominance au nord des sols rocheux et globalement favorables au ruissellement de surface et au sud du bassin, des sols sableux à forte capacité d'infiltration (Figure 15). La carte des principaux types de sol (Figure 15a), adaptée des travaux de Grippa et al. (2016), et dérivée d'une classification effectuée à partir d'images Landsat, met en évidence ce gradient nord-sud marqué.

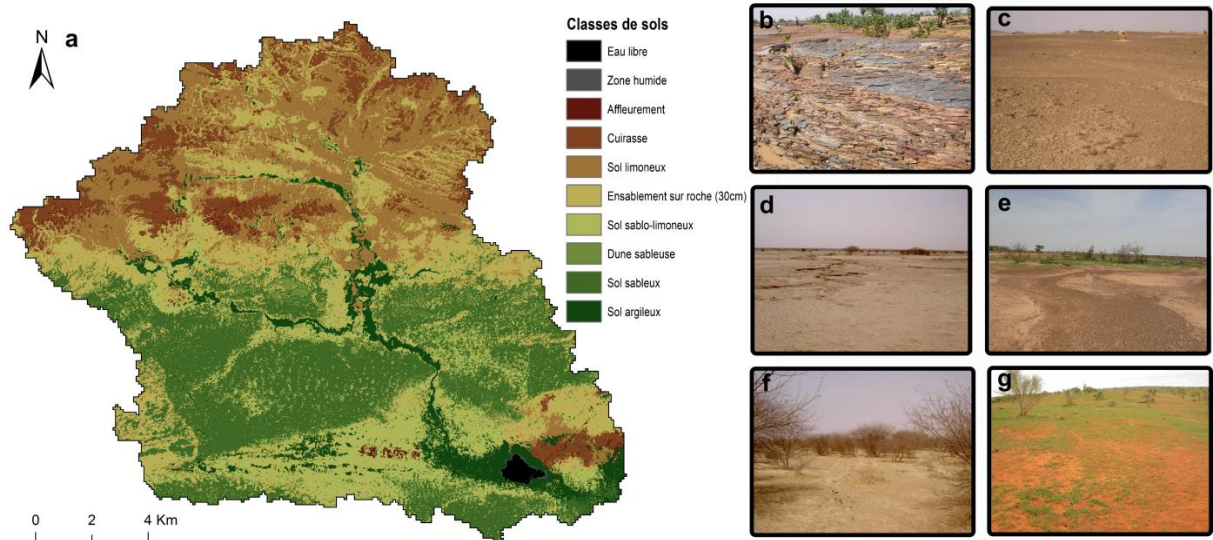


Figure 15: (a) Carte des principaux types de sols caractéristiques du bassin d'Agoufou issue de la classification supervisée d'images Landsat. Quelques exemples de sol sont illustrés par des photos: (b) affleurement schisteux, (c), cuirasse, (d) plage limoneuse, (e) sol sablo-limoneux, (f) bas-fond argileux et (g) sols sableux. Ces photographies ont été prises sur différents sites du Gourma similaires à la zone d'étude (Agoufou, Bangui Mallam, Tin Adjar) par P.Hiernaux et L.Kergoat.

Concernant la végétation, celle-ci est majoritairement sous la contrainte du type de substrat, principalement de la texture du sol, qui, combiné à la topographie, détermine sa variabilité spatiale (Dardel, L. Kergoat, et al. 2014; Hiernaux, Diarra, et al. 2009).

Ainsi, on retrouve des tapis d'herbacées sur les zones sableuses profondes et superficielles, presque exclusivement composée de plantes annuelles, parmi lesquelles dominent les graminées. Ces sols sont parsemés de quelques arbustes. La densité de la couverture ligneuse est particulièrement faible avec une moyenne de 100 ligneux par hectare (Hiernaux, Diarra, et al. 2009). La distribution spatiale est très variable, avec des densités plus élevées dans les zones riches en argile telles que le long du réseau de drainage ou dans les dépressions.

2. Un réseau d'instrumentation et de monitoring

2.1. Observations à long terme

D'une manière générale, la compréhension de la variabilité climatique et de son impact sur le cycle hydrologique et l'écosystème passe avant tout par la disponibilité de données couvrant la large gamme d'échelles spatio-temporelles auxquelles se manifestent la variabilité atmosphérique, la variabilité hydrologique et la dynamique des couverts végétaux. C'est pour mieux appréhender ces variables

qu'ont été initiés plusieurs programmes internationaux. Parmi eux, le programme international AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson ouest-Africaine) a été mis en place dans les années 2000. Ce programme, qui a regroupé la participation de plus de 20 pays, s'est attaché à améliorer la compréhension de la Mousson Ouest Africaine (MOA) et de son influence sur l'environnement physique, chimique et biologique aux échelles régionale et globale. Sa composante CATCH (Couplage de l'Atmosphère Tropical et du Cycle Hydrologique), qui vise à documenter la variabilité interannuelle des grands compartiments du cycle de l'eau (incluant la végétation) ou des variables clefs qui le contrôlent, a permis le déploiement et l'entretien de réseaux d'observations fournis sur trois sites d'études au Mali, au Niger et au Bénin. Ces trois sites méso-échelle ont été définis pour échantillonner le gradient éco-climatique caractéristique de l'Afrique de l'Ouest (voir Chapitre 1 section I.2.2.2). Le suivi des différents termes du bilan d'eau (pluie, infiltration, recharge des aquifères, ruissellement de surface), du couvert végétal et de sa phénologie, sur ces trois sites, permet de mieux appréhender les interactions entre cycle de l'eau, dynamique de la végétation et variabilité du climat aux échelles intra-saisonnières à pluriannuelles. Par ailleurs, le choix de ces sites d'étude a été guidé par l'existence de précédents travaux menés dans le cas du Mali par exemple, par le projet ILRI (International Livestock Research institute) de 1984 à 1999 (Hiernaux & Turner 1996). Ces différentes sources d'informations, associées à plusieurs études de terrain telles que celles effectuées par Casenave et Valentin (1990) sur les états de surface des sols ou encore par Boudet (1972; 1989) sur l'évolution des sols et du couvert végétal, permettent l'accès à des données historiques sur la région.

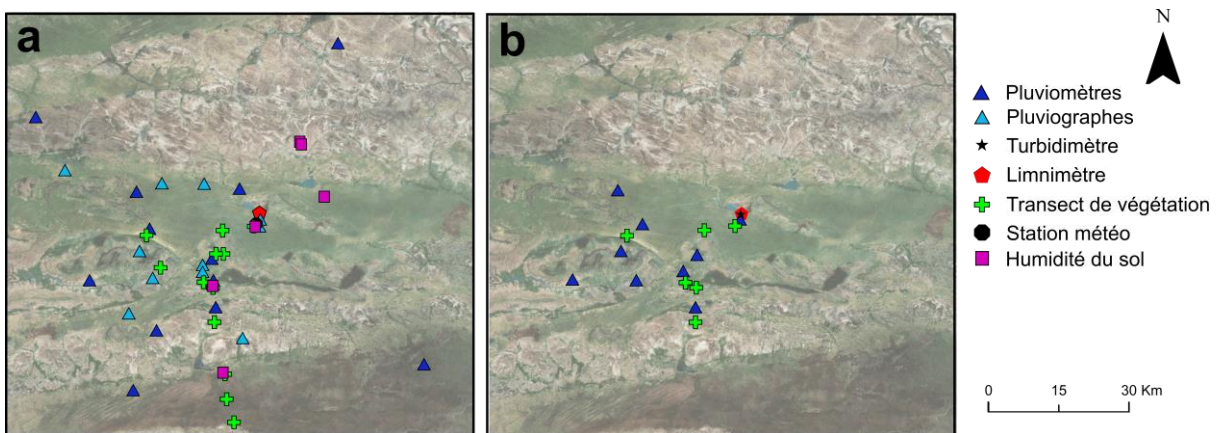


Figure 16: (a) Carte des instruments déployés sur le super site de Hombori au Mali en 2009 et (b) le réseau encore en place en 2015. Sur les cartes sont localisés les stations météorologiques (ronds noirs), les sondes d'humidité du sol (carrés violets), les pluviomètres (triangles bleu foncé), les pluviographes (triangles bleu clair), les transects de végétation (transects de 1 km représentés par des croix vertes), les points d'analyse de turbidité de l'eau (étoile noire) et les limnimètres (hexagone rouge).

Malheureusement, les instabilités politiques qui règnent depuis quelques années dans la région mettent en danger la pérennité de la récolte des données (Figure 16). Aujourd'hui, plus de la moitié des infrastructures installées principalement au Mali, ont été détruites, stoppant le suivi de nombreuses variables depuis 2010 (la Figure 16a représente le réseau d'instrument en place sur le super site de

Hombori avant 2010 et la Figure 16b représente le réseau encore en place en 2015). Malgré cela et en dépit de l'inaccessibilité au terrain pour cause d'insécurité, le travail et la persévérance de tous les collaborateurs et notamment le soutien local, permettent de continuer à alimenter la base de données.

Les différentes données d'observation disponibles dans la région sont présentées de manière succincte par la suite. Ces dernières serviront pour l'ensemble de ce travail de thèse, comme base de calcul (calcul de l'évaporation sur surface d'eau libre, désagrégation temporelle des pluies etc.) et également comme arguments pour fixer des constantes (temps de retour à l'état initial du sol, taux de couvert etc.). En ce sens, ces données seront plus explicitement présentées tout au long du manuscrit.

2.2. Observations météorologiques

Le réseau d'instruments déployé autour du site d'étude se compose: d'une station météorologique installée près du lac d'Agoufou en 2002 et opérante jusqu'en 2010, permettant la mesure de l'ensemble des composantes météorologiques telles que la vitesse et la direction du vent, l'humidité et la température de l'air, l'albédo, les rayonnements incidents et réfléchis de petite et grande longueur d'onde, l'humidité et la température du sol et les précipitations. Un exemple de rayonnement net est présenté sur la Figure 17. L'échelle temporelle d'acquisition de ces données est de 15 minutes.

Ces données ont permis par exemple de quantifier l'évolution de l'évaporation sur la surface d'eau libre, présentée dans le prochain chapitre (Gal et al. 2016). Deux autres stations météorologiques ont été installées sur le site d'Eguerit et de Kelma.

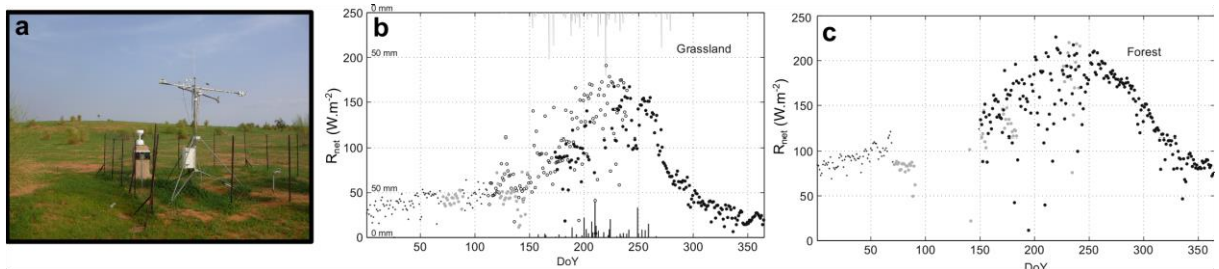


Figure 17: Exemple de données météorologiques tel que le rayonnement net sur site d'herbacées (b) et sur site de forêt inondée (c) pour les années 2006 (gris) et 2007 (noir). Les graphiques sont adaptés de Timouk et al.(2009). (a) La photographie prise sur strate herbacée (station d'Agoufou par P. Hiernaux).

La pluviométrie a été intensivement surveillée par un réseau de pluviographes automatiques et de pluviomètres qui ont été progressivement installés depuis 2004. En 2008, le super site disposait de 8 pluviographes automatiques (les pluviographes enregistrent les heures de basculement d'auge, que l'on moyenne classiquement sur des pas de temps de 5 minutes) complétés par 7 pluviomètres manuels (les relevés se font une à deux fois par jour). Depuis 2010, le réseau a été fortement réduit, et se compose aujourd'hui de quelques pluviomètres recentrés autour de Hombori qui fournissent des données au pas de temps journalier. Malgré la forte hétérogénéité spatiale des champs de pluies caractéristique de la mousson Ouest Africaine, une étude préalable de la température des nuages a permis de mettre en évidence une certaine homogénéité à l'échelle du bassin d'Agoufou induite par la

taille importante des ligne de grain et des cellules convectives par rapport à la taille du bassin (voir Annexe 1 pour une étude complémentaire).

2.3. Suivi de l'hydrologie et du cycle de l'eau

Afin de suivre le cycle de l'eau, des mesures d'humidité et température du sol, d'évapotranspiration, de hauteur d'eau et de turbidité sont effectuées.

Les mesures d'humidité sont menées sur les sols sableux et argilo-limoneux à l'aide des sondes d'humidité installées à différentes profondeurs (de 5 à 400 cm; Figure 18). Etudiées et traitées par De Rosnay et al. (2009), ces données mettent en évidence l'infiltration importante et rapide de l'eau dans le sable sur les premiers mètres durant les événements pluvieux. Le cycle annuel des données d'humidité a permis de mettre en évidence que le sol est complètement sec avant les premières pluies, au moins sur les premiers 5-10 cm. Ces derniers retrouvent rapidement leur état initial, généralement moins de 48h après un événement de pluie.

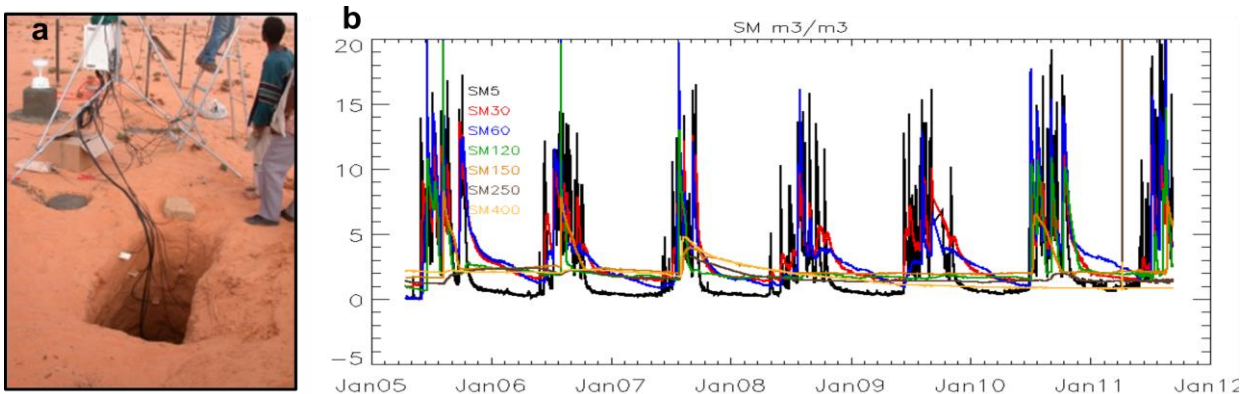


Figure 18: Evolution de l'humidité d'un sol sableux (b) à différentes profondeurs (5 à 400 cm) pour la période 2005-2012. Les graphiques sont extraits de Grippa et al. (2016). (a) les mesures sont effectuées grâce à des sondes d'humidité (photo prise par P. Hiernaux).

Ces données sont complétées par des mesures des profils de texture du sol (De Rosnay et al. 2009), de la matière organique et du potentiel matriciel duquel on peut dériver le point de flétrissement et la capacité au champ pour différents sols.

La perte en eau par évaporation et transpiration est étudiée grâce aux données récoltées par des stations de flux (un exemple du flux de chaleur latente est présenté sur la Figure 19) qui permettent de documenter les types de surface dominants de la région: la steppe sur sol sableux (Agoufou), la forêt d'Acacia inondée sur sol argileux (Kelma) et les affleurements (Eguerit).

Outre les mesures effectuées sur la zone non saturée du sol, des limnimètres ont été installés sur le lac d'Agoufou depuis 2007 permettant le suivi saisonnier et interannuel de la hauteur d'eau (Figure 20a). Concernant les données de hauteur d'eau, ces dernières ont nécessité un important contrôle de qualité qui a mis en évidence des problèmes liés aux lectures et transcriptions des mesures essentiellement pour les premières années de mise en place des limnimètres (changements de graduation des échelles, incompréhension entre les lecteurs ou erreurs de transcription des date et/ou des valeurs).

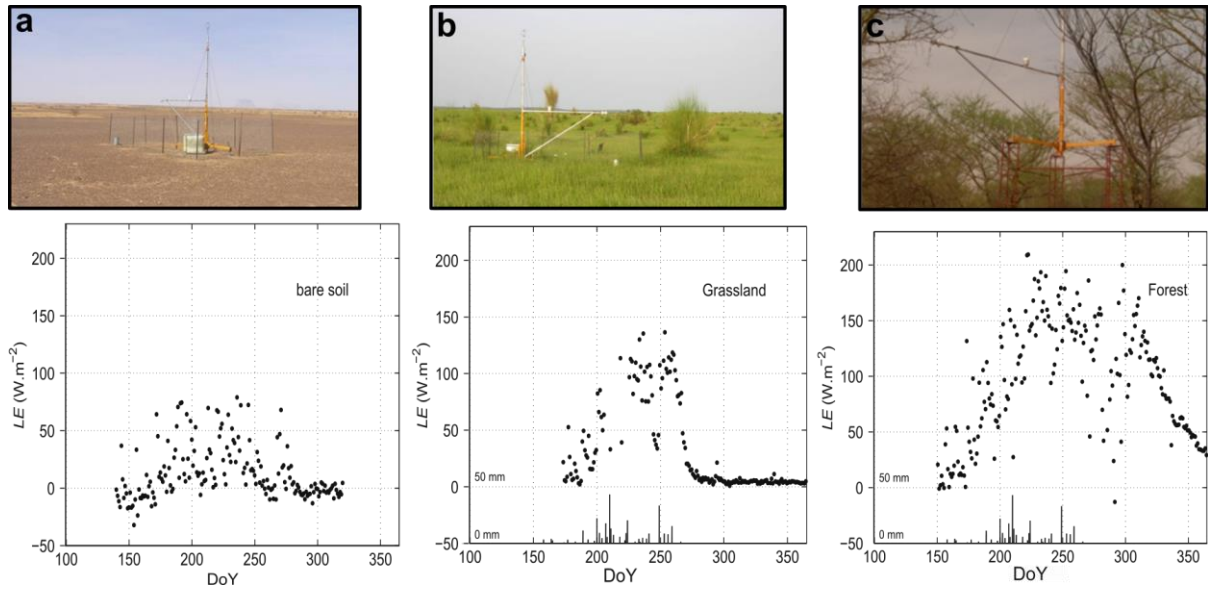


Figure 19: Flux de chaleur latente mesurée sur un site d'affleurement (a; Eguerit), un site de végétation herbacée (b; Agoufou) et un site de forêt inondée (c; Kelma). Les graphiques ont été adaptés de Timouk et al. (2009) tandis que les photographies illustrant les 3 stations de flux ont été prises par P. Hiernaux.

L'Annexe 2 présente en détail les travaux préliminaires effectués sur ces données. Elles ont été validées sur la période 2011-2015 pour laquelle les relevés de terrain et les photographies des limnimètres sont disponibles à la même date. L'incertitude de ces mesures a été estimée à 10 cm pour les années 2011-2012 et à 2 cm pour le reste de la période (Figure 20b).

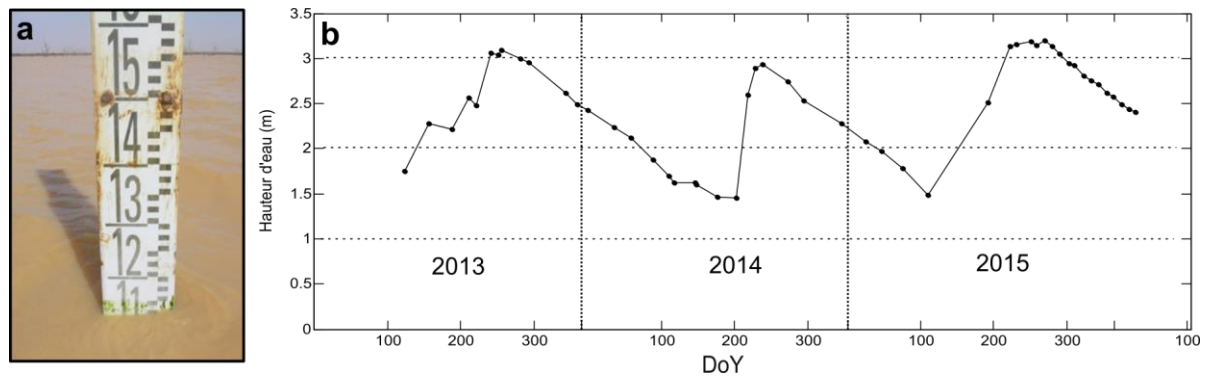


Figure 20: Mesures de hauteur d'eau entre 2013 et 2015, issues de limnimètres sur le lac d'Agoufou.

Les mesures de turbidité et de matière en suspension ont été initiées en septembre 2014 sur le lac d'Agoufou (Figure 21) ainsi que sur deux autres sites au Niger et au Burkina Faso. L'objectif de ces mesures est d'estimer leur évolution spatio-temporelle dans un contexte où ces derniers sont des vecteurs des contaminants microbiologiques (Robert et al. 2016; voir Annexe 3) et de valider des méthodes pour dériver ces variables à partir d'images satellite.

Les pics de la turbidité du lac, durant la saison des pluies, associés à une proportion importante de particules très fines (analyse granulométrique) contribuent à imperméabiliser le fond des points d'eau et témoignent de l'érosion sur le bassin.

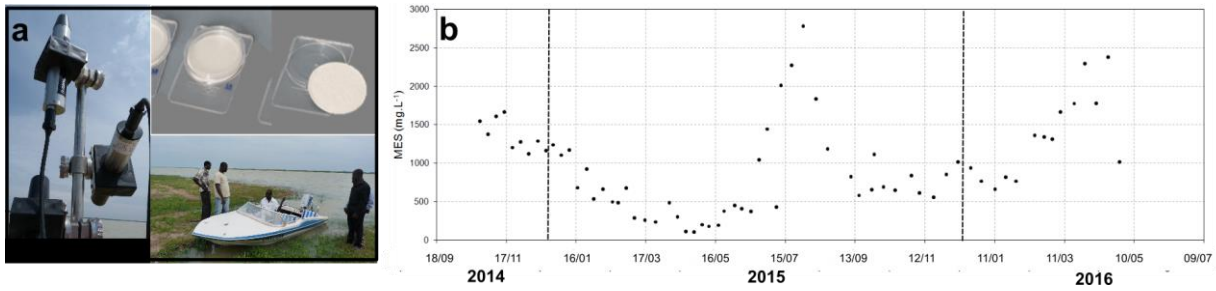


Figure 21: Quantité de matières en suspension (MES) sur le lac d'Agoufou entre Septembre 2014 et Mai 2016 (b). Les photographies (a) sont issues de la campagne terrain sur le lac de Bagré au Burkina Faso en Aout 2015 à laquelle j'ai participé.

2.4. Suivi de la végétation et du couvert

Les variations saisonnières de l'indice foliaire (LAI, Figure 22), de la couverture végétale, de la hauteur des plantes, du couvert herbacé et de la composition floristique sont mesurées tous les 10 jours au cours de la saison de croissance le long d'un transect de 1 km sur plusieurs sites (Figure 16). Ces mesures, détaillées dans Hiernaux et al. (2009) et Mougin et al. (2014), ont permis de mettre en évidence une forte variabilité interannuelle et saisonnière de la végétation, directement liée à la variabilité des précipitations.

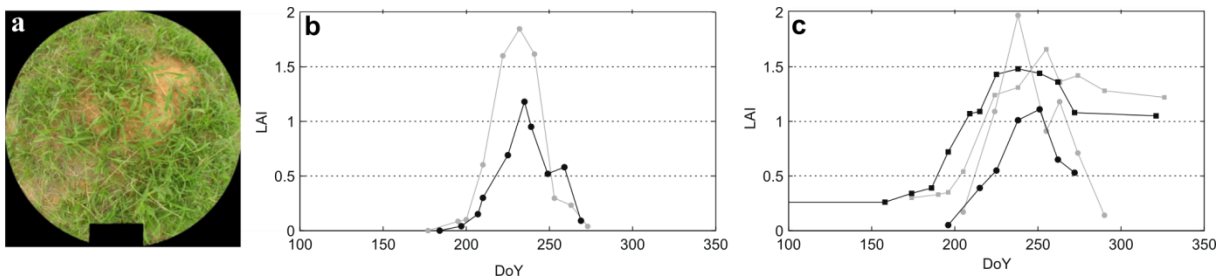


Figure 22: Evolution pour les années 2006 (gris) et 2007 (noir), de l'indice foliaire (LAI) sur un site de végétation herbacée (b) et sur un site de forêt (c) composé de ligneux (carrés) et de végétation herbacée (ronds). Les graphiques sont tirés de Timouk et al. (2009) issus de photos hémisphériques (a; Mougin et al., 2014).

La dynamique de la population ligneuse est également mesurée de manière régulière (Hiernaux, Diarra, et al. 2009). L'enquête comprend l'estimation de la densité des arbres, la hauteur des arbres, la couverture des couronnes et les masses de feuillage. Dans la région du Gourma, la densité des ligneux a été estimée à quelques centaines par hectare pour quelques pourcentages de couverture de couronnes (Mougin et al. 2009; Hiernaux, Diarra, et al. 2009). Leur répartition est spatialement variable avec une concentration le long des lignes de drainage et près des points d'eau par exemple ou une répartition hétérogène au sein des plaines sableuses dunaires (plus de ligneux dans les interdunes que sur les dunes).

Outre ces acquisitions systématiques, des campagnes intensives sur le terrain ont été effectuées. Le travail de terrain se compose principalement de mesures éco-physiologiques visant à caractériser les réponses des plantes et du sol à leur environnement, et en particulier à la disponibilité de l'eau.

2.5. L'apport de la télédétection

Depuis les années 1970, la diversité et la quantité des instruments à bord des satellites, permettent un suivi des diverses composantes du cycle de l'eau et de la végétation. De nombreux capteurs de résolution variables (MODIS, SPOT, Landsat, Formosat, Sentinel-2) sont disponibles sur le bassin d'Agoufou et permettent de compléter et d'enrichir les bases de données d'observation terrain.

La présence de grandes surfaces homogènes et plates caractérisées par une variabilité saisonnière et interannuelle élevée rend le site du Gourma particulièrement bien adapté à la télédétection. Les variables telles que le LAI (Mougin et al. 2014), la productivité végétale, évaluée et cartographiée par le biais du NDVI (Dardel, Laurent Kergoat, et al. 2014) ou du STI (L. Kergoat et al. 2015), l'humidité du sol (F. Baup et al. 2014; Fatras et al. 2012), par le biais des systèmes micro-ondes, le suivi de la turbidité grâce aux bandes infrarouge et rouge (Elodie Robert et al. 2016), le stock d'eau du sol (Grippa et al. 2011) ou encore le suivi de l'évolution des surface en eau (Gal et al. 2016), peuvent être quantifiés grâce aux données satellite.

II. Evolution du paysage d'Agoufou

1. Identification des unités paysagères (UP)

Casenave et Valentin (1989) ont proposé un système de classification de la capacité d'infiltration des sols, basé sur la combinaison de leurs paramètres de surface (porosité, granulométrie, activité faunique, encroûtement et présence ou non de cultures) produisant ainsi 11 grands groupes d'unités de surface.

Afin de représenter une large gamme d'états de surface, des critères additionnels ont été inclus dans le système préalablement défini, tels que la couverture végétale, la texture de surface ou encore la rugosité du sol. Ces nouveaux critères ont permis l'introduction de 26 sous-classes reliées à des propriétés hydrologiques spécifiques. Ce système, considéré comme base de classement des états de surface de la zone sahélienne, a été largement utilisé pour établir l'évolution de plusieurs bassins au cours des dernières décennies (D'Herbès and Valentin, 1997; Diallo et al., 1999; Mahé et al., 2010; Peugeot et al., 1997 par exemple).

S'appuyant sur l'expertise de terrain de Pierre Hiernaux complétée par les données acquises sur la zone d'étude (voir section I de ce Chapitre), les travaux de Casenave et Valentin (1989) précédemment décrits ainsi que ceux de Diallo et al. (1999), 14 unités paysagères (UP) regroupées en quatre grands groupes ont été identifiées sur le bassin d'Agoufou: **les systèmes de zones humides (H), les systèmes sableux (S), les affleurements (O) et les glacis d'érosion (G).**

Chaque UP est présentée ci-dessous et illustrée par les photographies aériennes prises par Michael Fay lors de son survol de la zone pour le National Géographique au cours de l'année 2004 en période sèche. La description de toutes les UP est présentée ci-dessous et s'attache à décrire les différentes propriétés hydrodynamiques et/ou les différentes couvertures végétales qui recouvrent le bassin d'Agoufou depuis les années 1950.

1.1. Systèmes de zones humides (H) :

Les systèmes "zones humides" (Figure 23) comprennent le réseau hydrographique principal, les plaines alluviales qui bordent ce dernier et qui sont parfois inondées durant la saison des pluies, et les points d'eau plus ou moins permanents. Le réseau hydrographique ne sera pas illustré ici mais correspond au cours d'eau principal actif. Il est facilement identifiable par les tranchées qu'il forme avec des berges plus ou moins marquées.



Figure 23: Photographies aériennes représentatives de l'unité "Systèmes zones humides"

H1: Plaines alluviales

Les plaines alluviales inondées lors des plus gros événements pluvieux se composent d'un sol peu évolué d'apport alluvial de texture sablo-limoneuse à limono-argileuse. La profondeur du sol varie de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres avec une capacité d'infiltration faible qui favorise le ruissellement. Le couvert ligneux qui recouvre cette unité n'impact que peu l'écoulement de surface (seul les troncs peuvent contribuer à le limiter).

H2 : Systèmes d'eau libre

Les mares ou lacs se forment dans les dépressions qui retiennent l'eau pendant la saison des pluies. Sur le bassin, les plus petites tarissent en début de saison sèche, et seul le lac d'Agoufou (exutoire actuel du bassin versant) est en eau de façon permanente. La texture très argileuse (vertique) des sols limite la percolation même sur les berges où les dépôts limoneux contribuent à colmater rapidement les zones plus sableuses.

1.2. Systèmes sableux (S) :

Les sols sableux (Figure 24) dominent dans la région du Gourma et recouvrent 60 % de sa superficie. Les sols du modelé dunaire sont profonds et de texture très sableuse (sable > 90 %) et parfois sablo-limoneuse dans les dépressions interdunaires (sable > 75 %; limon > 15 %). Les faibles teneurs en matière organique (< 0,2 % dans les 20 premiers centimètres) et la texture très sableuse en font une zone préférentielle de drainage.

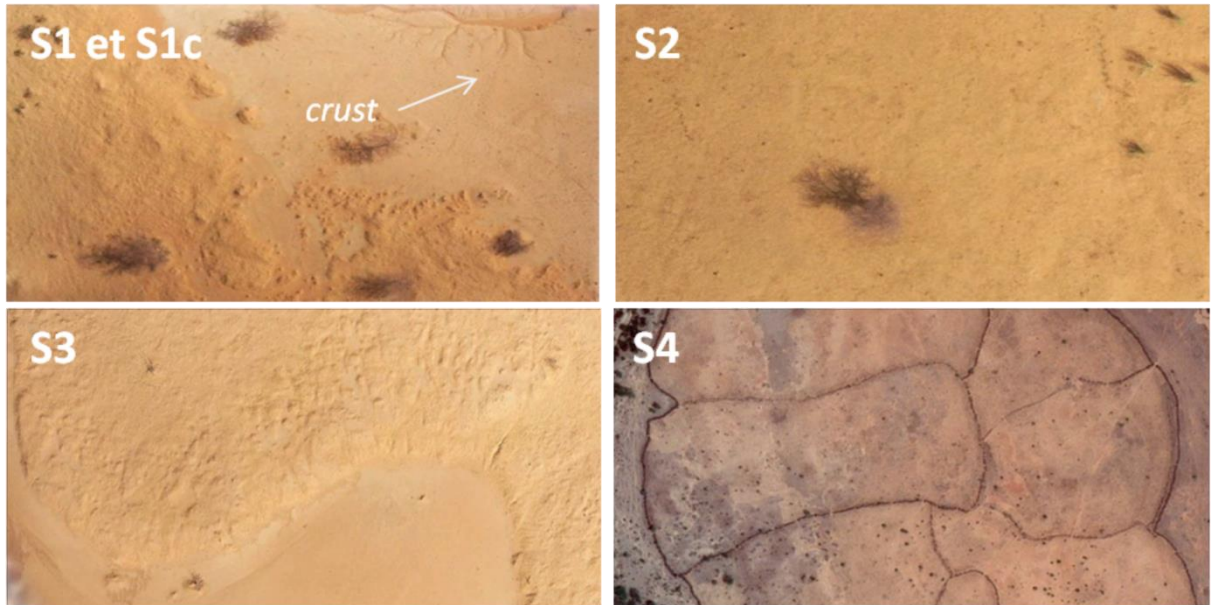


Figure 24: Photographies aériennes représentatives de l'unité "Systèmes Sableux".

S1 et S1c: Dunes isolées plus ou moins encroûtées

Modelés dunaires de forme ovale, allongés dans le sens du vent dominant provenant du Nord-Est, ces dunes sont particulièrement stables. Cependant, des plages de déflation sur les pentes au vent peuvent se creuser, encroûtant plus ou moins les surfaces qui génèrent un faible ruissellement (S1c). Ces surfaces plus imperméable ne sont pas recouvertes par la végétation herbacée et représentent seulement une portion de la surface totale de la dune isolée.

S2 : Plaines sableuses et systèmes dunaires fixés (ergs)

Grandes zones sableuses, cette unité se matérialise par une configuration striée en bandes représentant les sommets dunaires et les dépressions interdunaires. Ces plages sableuses constituent la majeure partie du paysage sahélien. Elles sont caractérisées par une forte infiltrabilité (illustrée en Annexe 4).

S3 : Ensablement profond sur roche

Ces zones se caractérisent par un horizon sableux profond supérieur au mètre reposant sur des surfaces cuirassées ou sur le substrat rocheux. Ces zones sont drainantes autant que la capacité de rétention du sol le permet. Ces unités, sensibles à la déflation en surface et à l'érosion hydrique, sont repérables par leur aspect très lisse épousant les formes du relief sous-jacent rocheux ou cuirassé.

S4 : Enclos et champs de mil

Les enclos (haies mortes de branchages) qui entourent quelques champs de mil sont situés à proximité des campements et des points d'eau, sur des sols sableux ou sablo-limoneux. Cette unité a des caractéristiques hydrodynamiques similaires à celles des systèmes dunaires.

1.3. Affleurements (O) :

Les affleurements (Figure 25) comprennent les grès et les schistes du précambrien issus des épisodes continentaux et les cuirasses ferralitiques qui témoignent de l'érosion de ces derniers jusqu'au tertiaire.

Les cuirasses s'étendent largement et sont plus ou moins ensablées, laissant parfois apparaître le substratum rocheux.

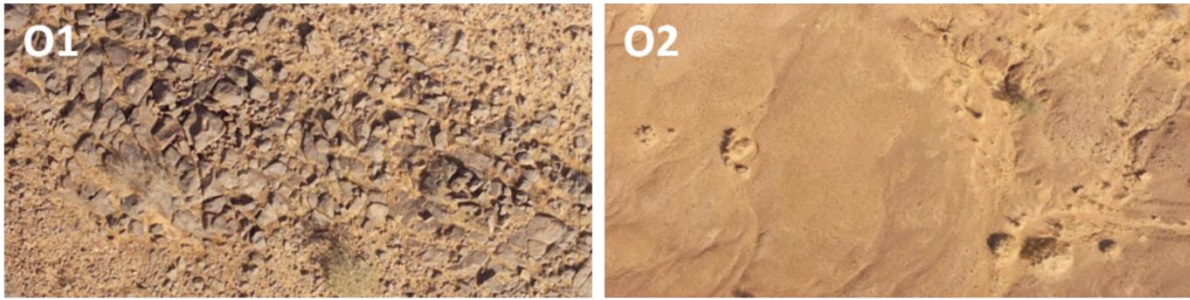


Figure 25: Photographies aériennes représentatives de l'unité "Affleurements"

O1 : Affleurements rocheux

Les affleurements rocheux de schistes ou de grès sont généralement dépourvus de végétation mais peuvent être recouverts localement par des sols peu profonds (lithosols) de texture limoneuse ou sableuse n'excédant pas les quelques centimètres. Ces derniers peuvent abriter (très rarement) une végétation herbacée et ligneuse éparse qui bénéficie des ruissellements depuis les surfaces rocheuses voisines.

O2 : Affleurements cuirassés

Les affleurements cuirassés génèrent du ruissellement de surface en nappe sur faible pente. Ils sont dépourvus de végétation en dehors des quelques ensablements suffisants pour la mise en place d'une végétation éparse.

1.4. Glacis d'érosion (G) :

Les glacis d'érosion (Figure 26) représentent des surfaces modelées par érosion pendant les sécheresses anciennes et récentes qui ont provoqué la disparition de la végétation et l'intensification de l'érosion (éolienne et/ou hydrique).

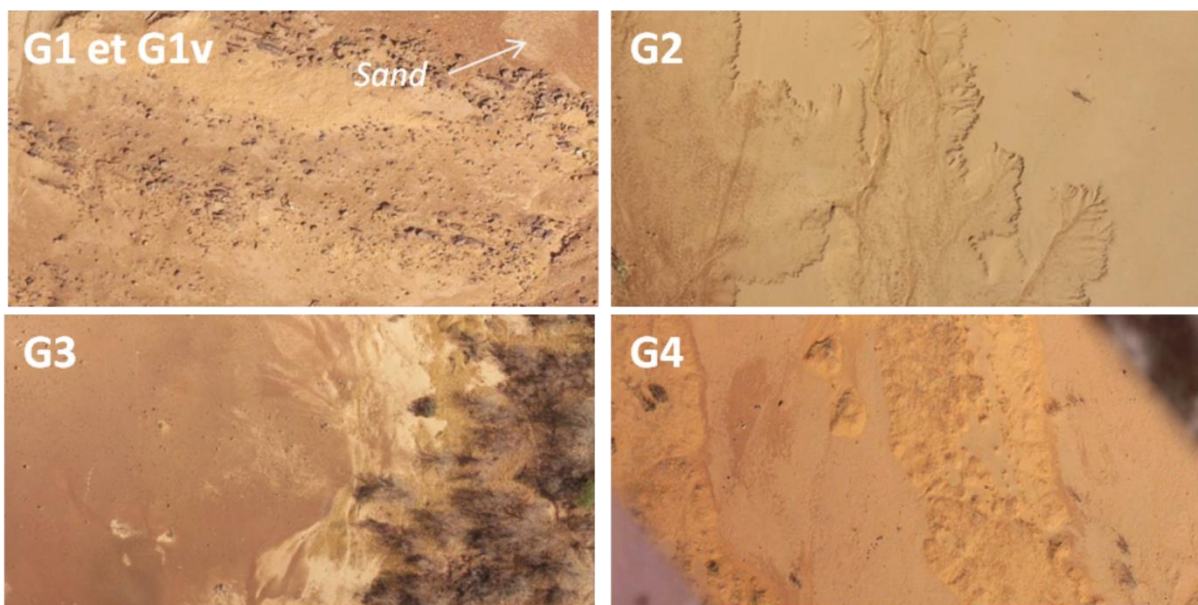


Figure 26: Photographies aériennes représentatives de l'unité "Glacis d'érosion"

G1 et G1v: Glacis d'érosion rocheux plus ou moins ensablés

Cette unité complexe associe des affleurements rocheux et des cuirasses entrecoupées par des microdunes sableuses et sablo-limoneuses. Ces glacis sont la conséquence de l'érosion hydrique et éolienne responsable de la déflation et de l'encroûtement. Cette unité constitue une zone à fort ruissellement excepté dans les cas où un ensablement assez important constitue une source d'infiltration et un support aux herbacées (*G1v*).

G2 : Placages limoneux

Typiquement, ces glacis sont des surfaces en pente très faible essentiellement constituées de limon ou de limon-sableux sur plus de 50 cm de profondeur, reposant sur le substrat rocheux ou cuirassé. Encroûtés en surface, ces glacis constituent une zone privilégiée de ruissellement et de départ du réseau hydrographique (griffes d'érosion).

G3 : Glacis cuirassé à brousse tigrée

Ces glacis présentent une alternance entre des surfaces de cuirasse dénudées qui servent d'impluvium, et des bandes végétalisées (fourrés ligneux + herbacée) qui sont perpendiculaires à la pente et font barrage au ruissellement et au transport de sédiments. Les fourrés des brousses tigrées poussent sur un sol d'altération de la cuirasse ferrallitique sous-jacente de texture sablo-limoneuse. Si les bandes nues sont particulièrement imperméables, les bandes de fourrés ont quant à elles une forte capacité d'infiltration.

G4: Glacis cuirassé érodés

La dégradation de la brousse tigrée a entraîné l'érosion et l'encroûtement des sols qui sont devenus en grande partie imperméables produisant d'importants ruissellements. Quelques témoins de l'ancienne végétation arbustive dense peuvent persister de manière éparse.

2. Cartographie et évolution du paysage

Comme spécifié dans la section précédente (section 1.4.1), les processus hydrologiques sahéliens sont sous la forte dépendance des conditions de surface des sols et du couvert végétal qui y est associé (Collinet 1988; Albergel 1987; Hernandez et al. 2000; Casenave & Valentin 1989).

L'encroûtement, la composition des sols, la microtopographie ou encore le type de végétation sont autant de facteurs qui impactent fortement le partitionnement de l'eau de pluie entre infiltration et ruissellement de surface.

D'après Valentin (Valentin 1994), une grande partie de la réaction du milieu face à la sécheresse dépend des conditions morpho-pédologiques. Ainsi, des sols présentant une forte sensibilité à l'encroûtement superficiel (faible teneur en matière organique et activité faunique limitées), ou n'offrant que de faibles possibilités de stockage de l'eau du fait de leur profondeur par exemple, ou encore des sols ne se trouvant pas dans des conditions topographiques favorables pour la réception

d'eau de ruissellement vont être des lieux privilégiés de la dégradation du couvert végétal et de l'augmentation du coefficient de ruissellement.

Dans ce contexte, une étude préalable de la cartographie du bassin est donc nécessaire à la compréhension de l'évolution des processus hydrologiques qui le caractérisent. Cette cartographie a été effectuée à partir d'une délimitation par UP homogènes, décrites précédemment, et caractérisées par des paramètres distincts recouvrant les propriétés hydrodynamiques, la pédologie, la géomorphologie et le type de recouvrement végétal.

2.1. Cartographie des unités paysagères

La cartographie des différentes unités paysagères du bassin d'Agoufou a été réalisée à l'aide de photographies aériennes et d'images satellite pour 1956 et 2011 respectivement.

L'identification claire des UP à partir des photographies aériennes en noir et blanc étant parfois difficile, la visualisation 3D a été nécessaire. Dans un premier temps, deux cartographies indépendantes du paysage d'Agoufou en 1956 et en 2011 ont été réalisées afin de ne pas biaiser les résultats. Dans un second temps, les images satellite permettant une identification plus facile des UP, une comparaison des deux cartes a été effectuée afin d'en vérifier la cohérence. La carte du passé est faite de manière conservatrice sur les cas ambigus: quand les changements entre le passé et le présent n'étaient pas clairement identifiables les UP identifiées sur le présent ont été plus ou moins conservées.

2.1.1. Les photographies aériennes

Salama et al., (1994), par exemple, ont utilisés des photos aériennes associées à des images Landsat afin d'évaluer de larges unités géographiques en terme géomorphologique, géologique et structural. Ils ont montré que l'utilisation de photographies aériennes est bien adaptée pour classifier le bassin en unités paysagères.

Des photographies aériennes panchromatiques issues de la mission IGN ND-30-XXIII ont été acquises auprès de l'Institut national Géographique du Mali (IGM) et ont été utilisées pour identifier et délimiter par stéréoscopie⁶ les différentes unités du paysage à l'échelle du bassin versant. Le bassin d'Agoufou a été entièrement couvert à l'aide de 15 photographies aériennes datant de Novembre 1956. Les données auxiliaires utilisées afin de géoréférencer ces dernières, incluent une image Corona du 23 septembre 1966 (résolution de 2.5 m) et une image SPOT du 17 Octobre 2005 (résolution de 5 m), toutes deux géorectifiées, qui permettent de couvrir la zone d'étude. La Figure 27 présente les étapes décrites ci-après et la mosaïque finale géorectifiée pour un couple stéréo du nord du bassin d'Agoufou (256-257) en projection WGS84-30N. Certaines images numérisées étaient en noir et blanc et d'autres

⁶ La stéréoscopie est l'ensemble des techniques permettant de reproduire une perception du relief à partir d'un couple stéréoscopique composé de deux photographies aériennes avec un certain recouvrement.

en blanc et noir, une inversion des couleurs a été nécessaire sur certaines d'entre elles afin d'homogénéiser les couleurs de l'ensemble.

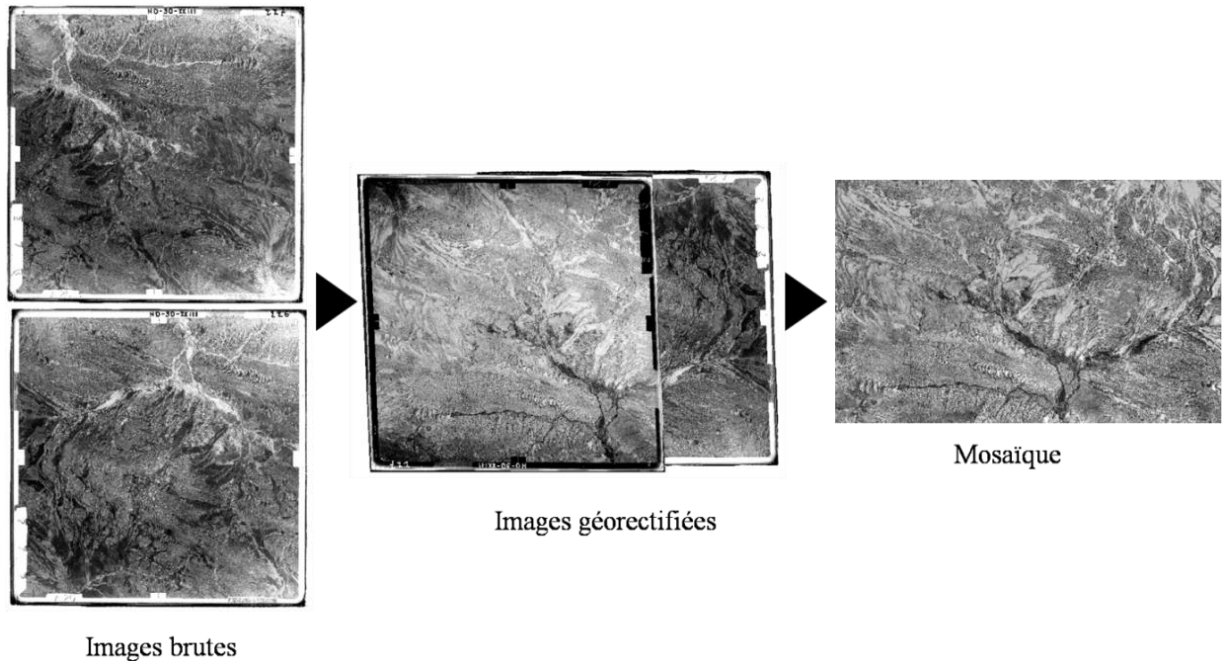


Figure 27: Prétraitement des photographies aériennes pour la production d'une mosaïque géorectifiée. Exemple d'un couple stéréoscopique (ND-30-XXIII-256 et ND-30-XXIII-257)

Les photographies aériennes brutes ont été converties en images numérisées avec des valeurs de niveau de gris dans les gammes 0-255. Les images numérisées ont une résolution au sol de quelques mètres, résolution suffisante pour détecter les grandes unités de paysage et les changements hydrologiques de la zone d'étude.

Une approche hybride de géorectification a été adoptée impliquant à la fois les images brutes (IB) et deux images à haute résolution (SPOT et Corona) déjà géorectifiées (IG). Cette approche a consisté dans un premier temps à géorectifier une première IB grâce à l'identification de points de control au sol (GCP⁷) présents sur les IB et les IG. Une fois l'image brute géorectifiée (IBG), celle-ci va être utilisée autant que possible afin de géorectifier les nouvelles IB. L'utilisation des IBG pour géorectifier les IB permet une bonne homogénéité de la mosaïque finale ainsi que l'identification de plusieurs GCP précis. Pour les zones qui ne sont pas recouvertes par les IBG, les IG ont été utilisées. Dans ce cas, les GCP sont plus difficiles à identifier en raison de la qualité variable de la photographie et des changements environnementaux qui ont eu lieu dans la zone d'étude. Ils sont donc limités à des intersections de chemins, centre de petites mares, affleurements ou tout autre objet qui n'a potentiellement pas évolué au cours du temps.

⁷ GCP: Ground Control Points: points précis identifiés sur deux images afin de les rectifier.

A l'aide des GCP, les IB ont ainsi pu être corrigées en utilisant une transformation polynomiale de troisième ordre. Le décalage potentiel des reliefs n'a pas été mesuré, mais a été considéré comme négligeable en raison de la topographie plane de la zone d'étude.

Les bords et coins des images sujets à une plus forte distorsion, ainsi qu'à la présence d'ombres ont été écrêtés. La variabilité de luminosité entre les images a été corrigée en modifiant l'histogramme de chaque image afin qu'il corresponde à celui de référence considéré. Le résultat a donné un niveau plus uniforme de luminosité entre les images permettant des transitions presque imperceptibles.

L'observation au stéréoscope à fort grossissement des couples stéréoscopiques (IB) a permis l'identification des différentes UP à l'échelle du bassin qui ont été reportées manuellement sur les images numérisées prétraitées afin d'obtenir une cartographie géolocalisée du bassin d'Agoufou en 1956.

Les données terrains n'étant pas disponibles pour valider la délimitation effectuée à partir des couples stéréoscopiques, l'expertise terrain sur le bassin d'Agoufou de Pierre Hiernaux a permis de valider la cartographie finale.

2.1.2. Les images satellites

Les images utilisées pour délimiter les unités paysagères sur la période actuelle sont les images GeoEye-1 du 7 Février 2011 à une résolution de 0.41 m pour la majorité du bassin versant et une image SPOT du 19 Mars 2004 à une résolution spatiale de 5 m pour l'extrême nord du bassin (5 % du bassin total n'est pas recouvert par GeoEye-1).

De la même manière que pour les photographies aériennes, la délimitation s'est faite manuellement afin de garder une cohérence et une homogénéité dans l'identification des unités paysagères quitte à dégrader l'information des images satellite.

2.2. Evolution du bassin d'Agoufou entre 1956 et 2011

La méthodologie décrite précédemment a permis de quantifier l'évolution des surfaces de chaque UP au cours du temps (Figure 28) à partir des deux cartes représentatives du bassin d'Agoufou en 1956 et en 2011 (Figure 29). L'évolution de chaque UP est commentée ci-après.

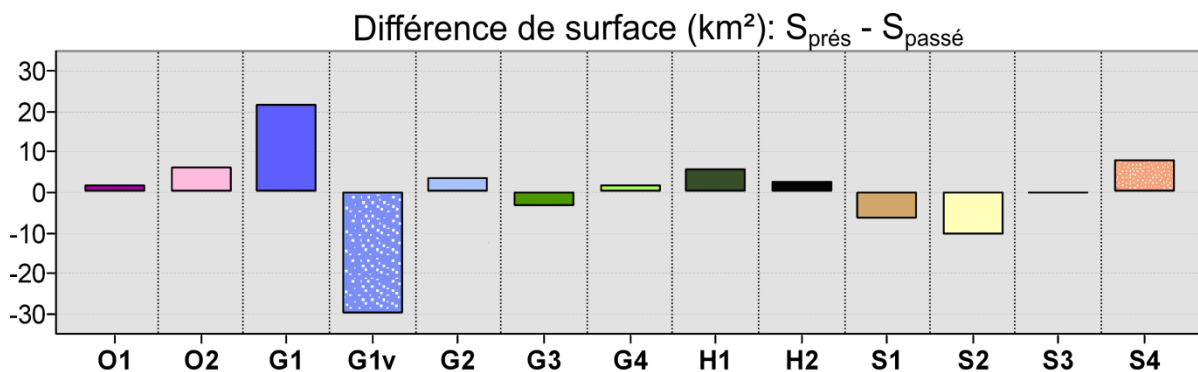


Figure 28: Comparaison des surfaces des unités paysagères cartographiées sur le bassin d'Agoufou entre 1956 et 2011.

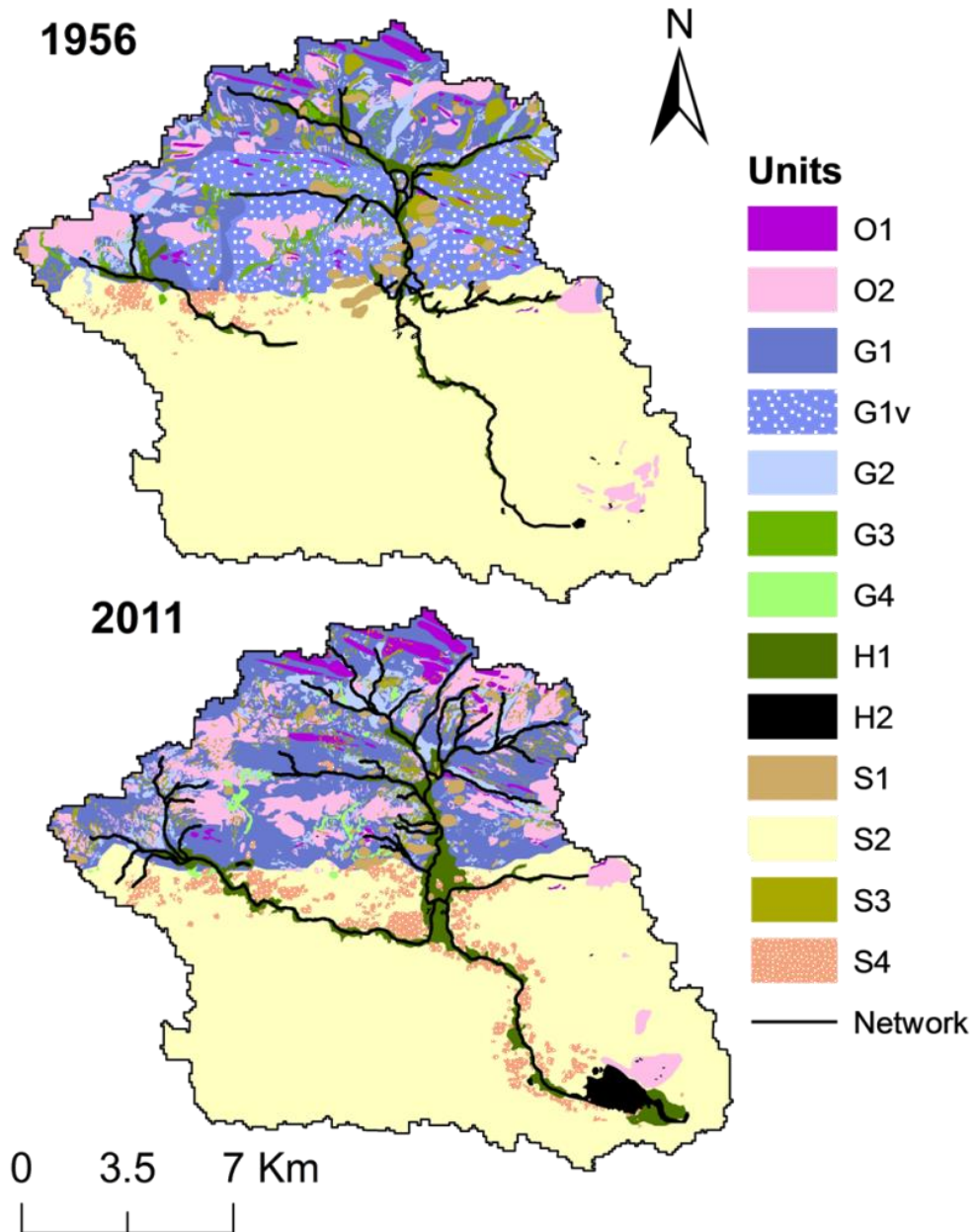


Figure 29: Cartographie des unités paysagères et du réseau de drainage du bassin d'Agoufou en 1956 et en 2011

2.2.1. Réseau de drainage, plaines alluviales et points d'eau

Le réseau de drainage a observé un développement important de sa longueur totale, estimée à 71 km en 1956 contre 104 km en 2011, soit une augmentation de facteur 1.5. On remarque essentiellement quatre zones sujettes à un fort développement du réseau de drainage (Z1, Z2, Z3, Z4) et situées préférentiellement sur des zones particulièrement ruisselantes (au nord du bassin). Les résultats sont résumés dans le Tableau 1 et les zones, localisées dans la Figure 30 (à droite du tableau).

Massuel (2005) et Leblanc et al. (2008) ont également observé, au sud-ouest Niger, une augmentation notable de la densité de drainage estimée à un facteur de 2.5 entre 1950 et 1992. Des valeurs comparables ont été calculées pour le bassin de Tin Adjar, situé à une centaine de kilomètres au nord

du bassin d'Agoufou, avec un facteur d'accroissement de 2.8 entre 1954 et 2007 (Kergoat et al., In prep.).

Zones	S (km ²)	L total réseau (m)		Fac
		1956	2011	
Z1	20.72	6.1	17.3	2.85
Z2	30.17	10.1	23.4	1.93
Z3	12.48	6.4	11.1	1.75
Z4	3.5	0.2	3.4	14.01

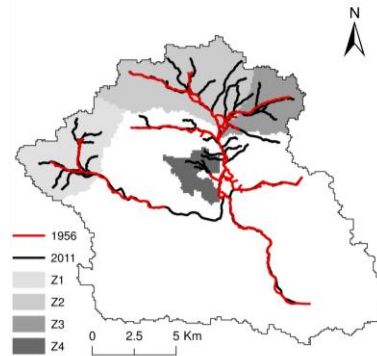
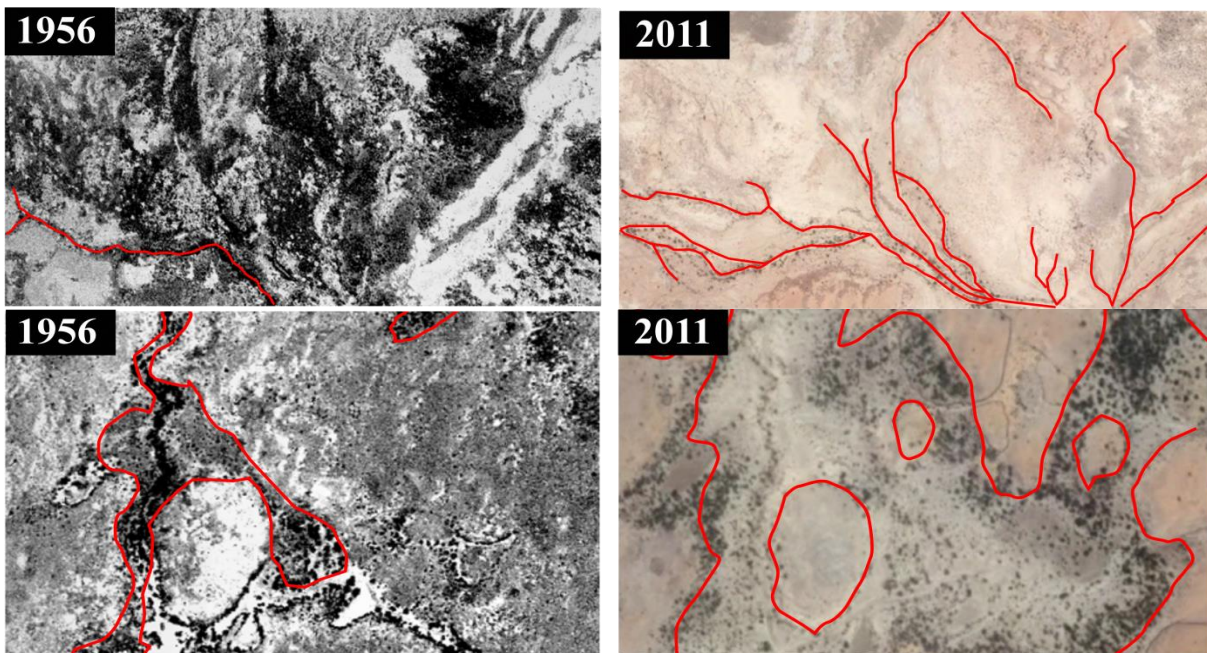


Tableau 1 et Figure 30: Description des zones où le réseau hydrographique s'est fortement développé entre 1956 et 2011: surface (S), longueur totale du sous-réseau en 1956 et en 2011 (L totale réseau) et facteur d'accroissement de leur longueur entre les deux dates (Fac). La figure localise les différentes zones d'accroissement du réseau de drainage entre 1956 (trait rouge) et 2011 (trait noir).

En cohérence avec les observations reportées par ces auteurs, une extension importante de la plaine alluviale (H1) est également notée avec une superficie totale qui est passée de 0.3 km² à 1 km² entre 1956 et 2011.

On observe par ailleurs l'émergence des cuvettes temporaires ainsi que l'augmentation importante de la surface d'eau libre (H2) qui a presque doublé entre 1956 et 2011 (6.5 et 12 km² respectivement), ce qui est en accord avec la tendance à l'augmentation de la superficie des plans d'eau du Gourma depuis 1956 (Gardelle et al. 2010).

La Figure 31 illustre les changements qui ont opéré dans la région sur le développement du réseau hydrographique, l'extension des plaines alluviales et l'accroissement des surfaces en eau.



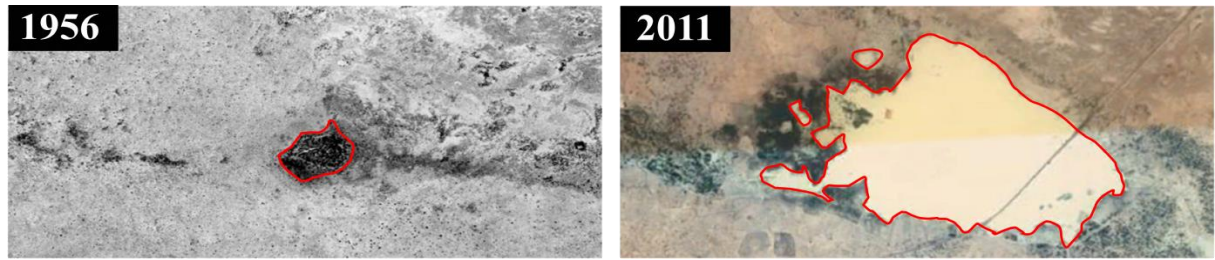


Figure 31: Exemple des grands changements (identifiés en rouge) observés au sein des systèmes hydrologiques entre 1956 et 2011. De haut en bas, le développement du réseau hydrographique, l'extension des plaines alluviales (H1) et l'augmentation des surfaces en eau (H2).

2.2.2. Surfaces sableuses

Les complexes sableux, majoritaires sur l'ensemble du bassin versant, n'ont que très peu changé au cours du temps. Ils représentent à eux seuls 63 % et 59 % du bassin total, en 1956 et 2011 respectivement. Les grandes plaines sableuses (S2) localisées au sud du bassin d'Agoufou ont légué une partie de leur superficie à l'extension des enclos (S4; et occasionnellement aux champs de mil) qui occupent aujourd'hui 10 km² pour 2.5 km² en 1956.

Les ensablements profonds (S3), tout comme les plaines sableuses ont peu changé au cours du temps avec une superficie totale comprise entre 5 et 6 km². On localise toujours très clairement les dunes isolées fixes (S1) qui ont très peu changé en superficie mais ont été toutefois érodées et partiellement encroustées, ce qui a limité la présence d'herbacées. On estime un encroustement moyen de 30 % de la superficie totale d'une dune entre 1956 et 2011.

La Figure 32 illustre les changements qui ont opéré sur le bassin en termes d'encroustement partiel des dunes isolées fixes et d'extension des enclos (et/ou champs de Mil).

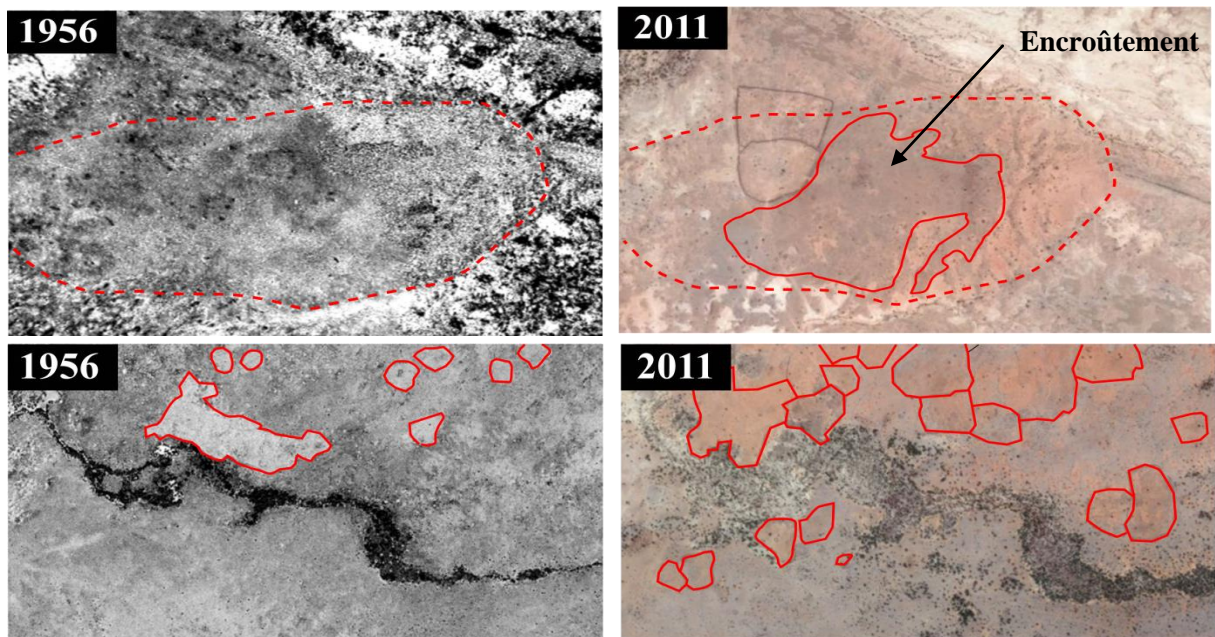


Figure 32: Exemple des changements (identifiés en rouge) observés au sein des surfaces sableuses entre 1956 et 2011. En haut l'encroustement partiel (S1c) des dunes isolées fixes (S1 délimitées par les pointillés rouges). En bas, l'extension du nombre d'enclos (ou rares champs de mil, S4).

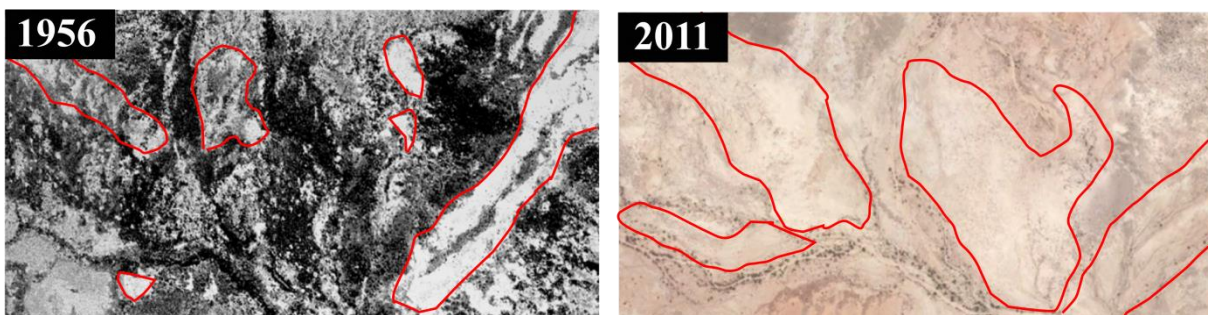
2.2.3. Affleurements et glacis d'érosion

C'est sur ces unités que les changements les plus importants et critiques pour l'hydrologie de la région ont pu être observés. On constate une très faible augmentation des affleurements de schistes et de grès (O1) à l'inverse des plages de sol nu qui ont quasiment quadruplé. Ces dernières, localisées principalement au nord du bassin, sont composées d'affleurements cuirassés (O2), de glacis d'érosion rocheux (G1) et de cuvettes érodées (G4). Les sols nus occupaient une superficie totale de 12.5 km² en 1956 pour 42 km² en 2011. Cette évolution est également constatée sur les grandes plages limoneuses qui ont fortement augmenté (7 km² en 1956 pour 11 km² en 2011) et sont aujourd'hui entaillées de nouvelles ramifications du réseau principal, traduisant le passage d'un ruissellement en nappe à un ruissellement concentré. Cette importante évolution des surfaces de sols nus et limoneux s'est faite au détriment des zones de brousses tigrées (G3) et des ensablements superficiels (G1v).

La dégradation de la brousse tigrée, associée à l'érosion des horizons superficiels laisse apparaître les sols imperméables sous-jacents. Ainsi, ces deux unités qui occupaient 34 km² soit 14 % de la superficie du bassin en 1956, ont aujourd'hui totalement disparu. Hiernaux et Gérard (1999) ont également observé que la végétation ligneuse naturelle a diminué depuis les années 1950 et en particulier au cours de la période allant de 1975 à 1992. La brousse tigrée, caractérisée par sa formation en bande perpendiculaires au sens de l'écoulement, contribue à protéger le sol contre l'érosion, à arrêter le ruissellement et à favoriser l'infiltration (voir Chapitre 1 section II.4). Par conséquent, sa disparition a contribué à rendre les sols peu profonds vulnérables à l'érosion hydrique et éolienne et ainsi à modifier les propriétés hydrodynamiques de ces sols. Sighomnou et al. (2013) au Niger, Dardel et al. (2014) et Hiernaux et al. (2009) dans la région du Gourma, ont également montré une forte augmentation de la proportion de sols nus au détriment de la végétation. Touré et al. (2010) ont par ailleurs estimé sur un petit bassin au SW Niger (100 km²) que la brousse tigrée qui occupait 69 % dans les années 70 a totalement disparu dans les années 2000.

Par ailleurs, la dégradation de la brousse tigrée (G4) est souvent considérée dans la littérature comme de "l'encroûtement". Ici, nous préférons la prendre en compte comme un changement d'écosystème.

La Figure 33 illustre l'augmentation des sols limoneux et la dégradation de la brousse tigrée au profit des sols nus entre 1956 et 2011.



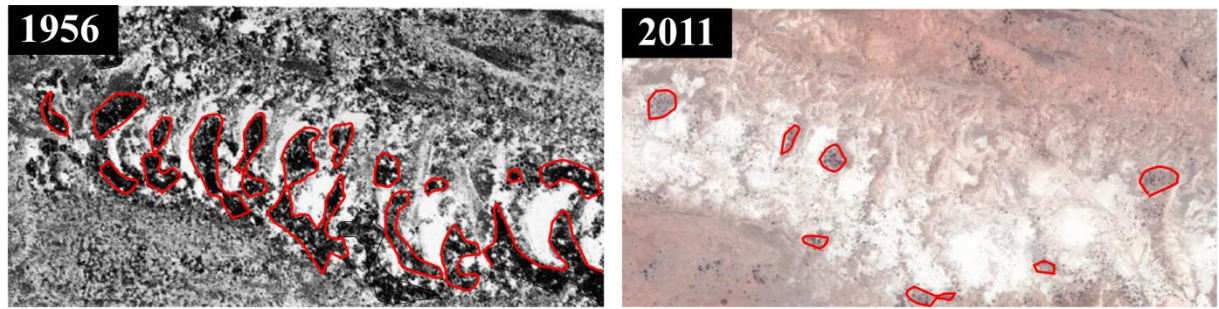


Figure 33: Exemples de changements observés sur les affleurements et les glacis d'érosion (identifiés en rouge) entre 1956 et 2011. De haut en bas, l'extension des placages limoneux et la dégradation (disparition) de la brousse tigrée.

A retenir

Le bassin versant d'Agoufou (15.34°N, 1.48°O), d'une superficie de 245 km², est un bassin endoréique localisé dans la région du Gourma Malien en Afrique sahélienne. Ce bassin fait partie des 3 sites instrumentés du service d'observation AMMA-CATCH qui fournit des données d'observation sur les différentes composantes du cycle hydrologique telles que l'humidité du sol, les données météorologiques, les hauteurs d'eau, les flux de chaleur latente et la dynamique de la végétation.

Caractérisé par une seule saison des pluies centrée sur le mois d'août, le bassin d'Agoufou, tout comme l'ensemble du Sahel, a connu une forte variabilité des précipitations annuelles depuis les années 1930 avec la succession d'une période humide (1950 à 1970), d'une période sèche (1970-1990) et d'une période actuelle où s'alternent années humides et années sèches. Les états de surface du bassin d'Agoufou, typiques du milieu sahélien, sont marqués par un fort contraste entre la partie nord et la partie sud. On retrouve ainsi une zone au nord composée de sols ruisselants (affleurement, cuirasse, plage limoneuse) avec une végétation plutôt clairsemée, et une zone au sud composée majoritairement de plaines sableuses drainantes, associées à une strate herbacée (qui se développe durant la saison des pluies) et quelques ligneux.

L'identification et la délimitation des unités paysagères (UP), caractérisées par des paramètres distincts recouvrant les propriétés hydrodynamiques, la pédologie, la géomorphologie et le type de recouvrement végétal, ont permis de comparer les états de surface du bassin d'Agoufou entre 1956 et 2011. On observe une évolution notable, marquée par une disparition de la brousse tigrée et des ensablements de surface au profit des sols nus sous-jacents à laquelle s'ajoute le développement du réseau hydrographique et des plaines alluviales.

L'augmentation spectaculaire du lac d'Agoufou entre ces deux dates laisse supposer un changement du régime d'apport en eau au cours du temps. En l'absence de mesures de débit in-situ, cette évolution peut être quantifiée au moyen d'une méthode indirecte décrite dans le chapitre suivant.

Chapitre 3 - Evolution de l'apport en eau des bassins endoréiques non jaugés

Dans de nombreuses régions du monde et en particulier dans les régions semi-arides endoréiques, les bassins versants sont peu ou pas instrumentés et dans certains cas, la disponibilité des données décroît d'année en année (Sivapalan et al. 2003). Toutefois, afin de mieux comprendre et modéliser les processus hydrologiques et leur évolution, l'instrumentation et l'observation sont indispensables. L'estimation des eaux de ruissellement dans les bassins versants non instrumentés est aujourd'hui une problématique importante pour les hydrologues (Seibert & Beven 2009).

Malgré les observations recueillies par l'observatoire AMMA-CATCH et que nous avons présentées dans le chapitre précédent, des mesures de débit sur le bassin d'Agoufou ne sont pas disponibles. En l'absence d'observations in-situ, les réservoirs et les lacs peuvent être utilisés comme indicateurs de ruissellement (voir Fowe et al., 2015 pour un exemple au Burkina-Faso). Ceci nécessite des estimations de volume d'eau qui peuvent être obtenues en utilisant ce que Rodrigues et al. (2012) appellent "des méthodes indirectes". Ces méthodes consistent à combiner la surface en eau dérivée par télédétection avec des relations AV (Area-Volume; Liebe et al., 2005, 2009). Ces relations peuvent être établies en combinant les informations de télédétection avec la topographie locale (Magome et al. 2003; Soti et al. 2010), des informations sur la capacité des réservoirs (Cecchi et al. 2009) ou plus simplement des données brutes telles que des hauteurs d'eau (F Baup et al. 2014) ou la surface en eau maximale (Rodrigues et al. 2012). Une alternative est de rechercher des relations AV, valides à l'échelle régionale, en supposant que la topographie et/ou la conception des réservoirs partagent un certain degré de similitude à cette échelle.

En ce qui concerne l'Afrique, Meigh (1995) et Sawunyama et al. (2006) ont développé une méthode simple pour estimer le stockage des réservoirs en utilisant des surfaces. Ils ont évalué l'impact des petits réservoirs agricoles sur les approvisionnements urbains en eau au Botswana, ainsi que les capacités de stockage de petits réservoirs du Mzingwane (Zimbabwe), en combinant des données de surfaces d'eau provenant de la télédétection et une relation entre la surface et la capacité de stockage données par une relation HVA (Height-Volume-Area). Des approches similaires ont été développées avec succès pour une région située à l'est du Ghana par Liebe et al. (2005) et Annor et al. (2009). Au Sénégal, Soti et al. (2010) ont évalué la dynamique spatio-temporelle de deux mares (la mare de Niaka et celle de Furdu) en utilisant la télédétection et des formes géométriques représentatives de la mare obtenues grâce à des données de bathymétrie in-situ. Mis à part ces derniers travaux, peu d'études ont été menées sur le Sahel à cause du nombre extrêmement faible de mesures directes. En conséquence, le débit et le coefficient de ruissellement des bassins endoréiques sahéliens sont très mal documentés et leur évolution à long terme est encore un obstacle majeur pour une bonne compréhension des processus hydrologiques de la région.

Les objectifs du travail reporté dans la publication ci après, ont donc été multiples: 1) Développer et tester une méthode d'estimation de l'apport en eau total au lac Agoufou (Mali) comme indicateur du ruissellement de surface sur son bassin versant. 2) Proposer une méthode générale afin d'estimer l'apport en eau dans les lacs pour d'autres régions du Sahel (Niger et Mauritanie) à partir de données satellites acquises au cours de la saison sèche et utilisées pour sélectionner la relation AV la plus appropriée. 3) Quantifier l'évolution du ruissellement de surface dans ces différentes zones sahéliennes au cours des soixante dernières années.

L'intérêt de cette étude pour cette thèse a été d'obtenir des estimations de débit à l'exutoire du bassin d'Agoufou afin de pouvoir valider les approches de modélisation employées par la suite pour comprendre les causes du paradoxe sahélien.



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Hydrology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol

Research papers

Changes in lakes water volume and runoff over ungauged Sahelian watersheds

L. Gal^{a,*}, M. Grippa^a, P. Hiernaux^a, C. Peugeot^b, E. Mougin^a, L. Kergoat^a^a Géosciences Environnement Toulouse (GET), UMR 5563, Université Toulouse 3, CNRS, IRD, 14 avenue Edouard Belin, OMP, 31400 Toulouse cedex 9, France^b HydroSciences Montpellier (HSM), UMR 5569, IRD, Université Montpellier 2, CNRS, 300 avenue du Professeur Emile Jeanbrau, 34095 Montpellier cedex 5, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 14 March 2016

Received in revised form 15 July 2016

Accepted 19 July 2016

Available online 20 July 2016

This manuscript was handled by K. Georgakakos, Editor-in-Chief, with the assistance of Alon Rimmer, Associate Editor

Keywords:

Sahel

Lake

Ungauged watershed

Remote sensing

Water inflow

ABSTRACT

A large part of the Sahel consists of endorheic hydrological systems, where reservoirs and lakes capture surface runoff during the rainy season, making water available during the dry season. Monitoring and understanding the dynamics of these lakes and their relationships to the ecohydrological evolution of the region is important to assess past, present and future changes of water resources in the Sahel.

Yet, most of Sahelian watersheds are still ungauged or poorly gauged, which hinders the assessment of the water flows feeding the lakes and the overall runoff over their watershed.

In this paper, a methodology is developed to estimate water inflow to lakes for ungauged watersheds. It is tested for the Agoufou lake in the Gourma region in Mali, for which *in situ* water height measurements and surface areas estimations by remote sensing are simultaneously available. A Height-Volume-Area (HVA) model is developed to relate water volume to water height and lake surface area. This model is combined to daily evaporation and precipitation to estimate water inflow to the lake, which approximates runoff over the whole watershed. The ratio between annual water inflow and precipitation increases over the last sixty years as a result of a significant increase in runoff coefficient over the Agoufou watershed.

The method is then extended to derive water inflow to three other Sahelian lakes in Mauritania and Niger. No *in situ* measurements are available and lake surface areas estimation by remote sensing is the only source of information. Dry season surface area changes and estimated evaporation are used to select a suited VA relationship for each case.

It is found that the ratio between annual water inflow and precipitation has also increased in the last 60 years over these watersheds, although trends at the Mauritanian site are not statistically significant.

The remote sensing approach developed in this study can be easily applied to recent sensors such as Sentinel-2 or Landsat-8, to quantify the evolution of hydrological systems in ungauged Sahelian regions.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

During the second half of the 20th century, the Sahel has been characterized by a severe rainfall deficit, with extreme droughts in 1972–73 and again in 1983–84, which have strongly impacted ecosystems, water availability, fodder resources, and populations living in these areas. However, an increase of surface runoff has been observed during the same period: higher discharge of Sahelian rivers, generating local floods, and a general increase in lake's surface in areas of central and northern Sahel (Albergel, 1987; Descroix et al., 2012; Gardelle et al., 2010; Mahé et al., 2010,

2003; Sighomnou et al., 2013). This behavior, less rain but more surface runoff is generally referred to as the “Sahelian paradox” (see Descroix et al. (2009) for extensive discussion).

Various hypotheses have been put forward to explain this paradoxical situation. The leading role of an increase in cropped areas, often cited for cultivated Sahel (Favreau et al., 2009; Leblanc et al., 2008; Mahé and Paturel, 2009), does not hold for pastoral areas in central and northern Sahel (Gardelle et al., 2010). Processes such as degradation of vegetation subsequent to the most severe drought events (Dardel et al., 2014; Trichon et al., 2012), soils erosion, runoff concentration affecting shallow soils, which generate most of the water ending up in lakes, and/or an intensification of the rainfall regime (in fact an increase in the occurrence of the largest daily rainfall amounts; Nicholson, 2013; Panthou et al., 2014), seem to play an important role, but this paradox is not fully understood yet.

* Corresponding author.

E-mail address: gal.laetitia@gmail.com (L. Gal).

Modeling can help identify the phenomena responsible for this increase in surface water but hydrological models require calibration using data which are often unavailable for Sahelian watersheds. Indeed, watersheds in many parts of the world and particularly in endorheic semi-arid regions, are poorly gauged and, in some cases, data availability is declining (Sivapalan et al., 2003). Runoff estimation in ungauged watersheds is one of the most important tasks of hydrologists according to Seibert and Beven (2009).

In the absence of *in situ* data, reservoirs and lakes can be used as runoff gauges (see Fowe et al. (2015) for a recent example in Burkina Faso). This requires water storage estimates that can be obtained using what Rodrigues et al. (2012) called “indirect methods”. Such methods consist in combining water area derived by remote sensing with Area-Volume relationships (Liebe et al., 2005, 2009). These relationships can be established using for example information from remote sensing and local topography (Magome et al., 2003; Soti et al., 2010), information from reservoir managers (Cecchi et al., 2009) or more simple data like heights of dams and maximum size of open water (Rodrigues et al., 2012). An alternative is to look for Area-Volume relationships that are valid at the regional scale, assuming topography (for lakes and reservoirs) and design of dams (for reservoirs) share some degree of similarity at this scale. As far as Africa is concerned, Meigh (1995) and Sawunyama et al. (2006) developed a simple method to estimate reservoirs storage using surface areas. They assessed the impact of small farm reservoirs on urban water supplies in Botswana as well as the storage capacities of small reservoirs by using remotely sensed water surfaces in Mzingwane (Zimbabwe) and a relationship between surface areas and storage capacity given by a HVA (Height-Volume-Area) model. Similar approaches were successfully developed for the Upper East Region of Ghana by Liebe et al. (2005) and Annor et al. (2009). In Senegal, Soti et al. (2010) assessed the spatio-temporal dynamics of ponds (the Niaka and Furdu ponds) using ponds shapes derived by *in situ* bathymetry and remote sensing. Apart from Soti's work, few studies have been carried out in the Sahel, and therefore there is limited knowledge of the applicability of indirect gauging methods in this region, which combines with an extremely low number of direct gauging sites. As a result, lake water inflow and runoff coefficients in endorheic Sahel are extremely poorly documented, and their evolution in the long term still is a major obstacle to a proper understanding of the processes behind the Sahelian paradox.

The objectives of our study are: (1) to develop and test a method for estimating the water inflow to the Agoufou lake (central Sahel in Mali) to be used as a proxy for runoff over its watershed, (2) to propose a general method to estimate water inflow to lakes in other Sahelian regions based on satellite data acquired during the dry season, which are used to select the most appropriate Area-Volume (AV) relationship and (3) to quantify the evolution of water inflow and runoff over the last sixty years in different Sahelian regions.

2. Materials

2.1. Study sites

The main site used for this study is the Agoufou watershed (lat 15.37°; lon -1.47°). It is located in the Gourma region, in northern Mali, covers an area of 183.5 km² (Fig. 1) and is representative of endorheic areas in pastoral Sahel (Gardelle et al., 2010).

The climate is warm tropical semi-arid, with a unimodal precipitation regime. The rainy season extends from late June to September, and is followed by a long dry season. Precipitation comes from a varying number (12–35) of tropical convective events brought by the West-African monsoon (Frappart et al., 2009; Vischel and Lebel, 2007). It shows a spatial and interannual variability, which superimposes to a multi-decadal variability. As elsewhere in the Sahel, the long term evolution of precipitation (Fig. 2) is characterized by a wet period in the 1950–60s, followed by a long dry period, with two extreme drought events in 1972–73 and in 1983–84. The last 15 years have shown a partial recovery in rainfall, with extreme events seemingly occurring more often (Frappart et al., 2009; Panthou et al., 2012). Important drought are still occurring, such as in 2004, 2008 and 2014 for the Gourma region.

The topographic watershed of the Agoufou lake lies on Upper Precambrian schists and sandstones. These schists and sandstones were folded and densely faulted, and then leveled by a long history of erosion that, during Cenozoic, established three embedded ferricrete surfaces whose hard pan remnants structure the upper watershed (Grimaud et al., 2014).

The upstream portion of the Agoufou watershed (Fig. 1) consists of shallow soils on bedrock (sandstone, schist or iron pans) interspersed with rocky outcrops and iron pans. Most of these shallow soils are fine textured soils, prone to crusting. These shallow soils,

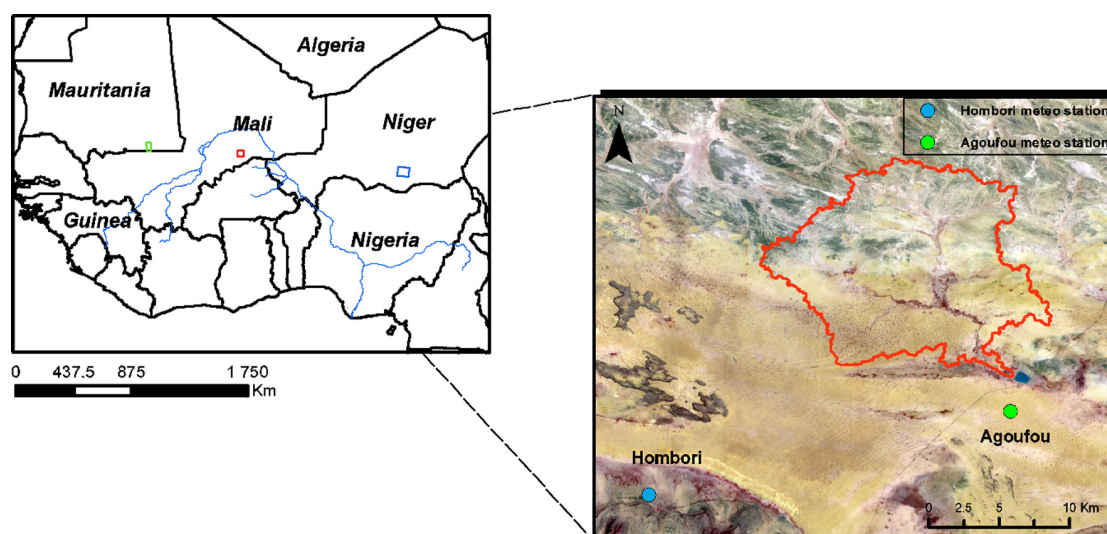


Fig. 1. Study sites in West Africa: Mauritania (Tourh & Tamourt Sibté), Niger (Damagaram Takaya) and Mali (Agoufou). Zoom on Agoufou watershed with the Agoufou and Hombori meteorological stations (background: USGS, Landsat-8 image, 2015).

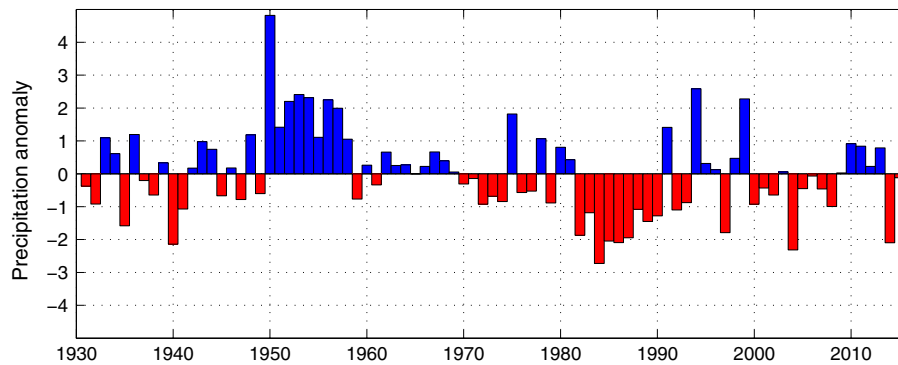


Fig. 2. Annual precipitation anomalies (differences to the mean over the whole period) at the Hombori station.

rocky outcrops and iron pans generate most of the runoff ending up into the lake. The downstream portion is dominated by deep sandy soils into which most rainfall infiltrates. The altitude range across the Agoufou lake watershed is of 92 m. The average slope along the 24 km length of the main reach is equal to 0.22%, with 0.20% in the 7 km upstream, 0.41% in the 7 km midstream and only 0.08% in the 10 km downstream, where the reach flows through the sand dunes.

The outlet is the Agoufou lake, which, as the majority of lakes in the region, showed an important surface increase since the 50s (Gardelle et al., 2010), unrelated to human activities on the lake (like mud extraction, road bridge, etc.). Since the 1990s the Agoufou lake is permanent and typically reaches about 3 km² at the end of the rainy season. The lake floor is made of loamy clay soils.

The local population growth rate is close to 3% annually since the 1970s. Crops occupied 1.3% of the watershed in 1956 against 5.6% in present day and are found on deep sandy soil.

Vegetation changes over this area have been documented by Hiernaux et al. (2009a, 2009b) and Dardel et al. (2014). If over sandy soils, herbaceous vegetation has been shown to have globally recovered after the major droughts in the 70s and 80s, over some shallow soils degradation has been observed from both *in-situ* and remote sensing data.

Two other Sahelian sites are also considered (Fig. 1): The Hodh region in Mauritania, where two lakes and their watersheds have been selected (the Tourh lake and the Tamourt Sibté lake with

currently an average annual surface area of respectively 5.6 and 3.1 km²) and one site in Niger, where one lake has been selected (the Damagaram Takaya lake with an average surface area of 1.8 km²). The geology of their watersheds (300 km², 96 km² and 1170 km² wide, respectively) is site specific: Cambrian schists with dolerites in Eastern Hodh and Cretaceous sandstone in Damagaram. However, they do share with the Agoufou watershed the association of wide erosion surfaces with very gentle slope on rocks and ferricrete outcrops, and Cenozoic sand dunes set across the slope, damming the runoff.

2.2. Data

The data used in this study are summarized in Table 1 and described below.

2.2.1. Meteorological data

Three sets of meteorological data were used for the Agoufou site:

- Data from the Agoufou automatic weather station (2 km from the Agoufou lake) available from the AMMA-CATCH observatory (AMMA-CATCH, 2016), which has been recording air temperature, relative humidity, solar radiation, longwave radiation and wind speed (Guichard et al., 2009).

Table 1
Available data for the Mali, Mauritania and Niger watersheds.

Datasets	Type	Acquisition dates	Sources
Remote sensing (high resolution)	FORMOSAT-2 (8 m)	2007	CNES - AMMA project
	SPOT (20 m)	1990, 2006	CNES - AMMA project
	Landsat (30–15 m)	1972–2014	USGS
	CORONA (2.5 m)	1965–1966	USGS
	Sentinel-2 (10 m)	2015–2016	CNES
Aerial photos for the Agoufou lake	IGM (2.5 m)	1954	IGM (Institut Géographique du Mali)
	Black and White photographs (1 m)	1996	GEOMAPS International
Transect of Agoufou lake bathymetry	North-South	June 2007	This study
	East-West	June 2008	This study
Water level data for the Agoufou lake	<i>In situ</i> staff gauge	2011–2015	AMMA-CATCH observatory
Meteorological data	Air temperature, relative humidity, solar radiation, longwave radiation and wind speed	2006–2010	Agoufou AMMA-CATCH station
Meteorological data	Air temperature, dew point, solar radiation, longwave radiations and wind speed	1959–2015	Reanalysis from European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF)
Precipitations	Daily	1959–2015	Hombori (Mali), Guidimouni (Niger), Amourj (Mauritania), Bousteila (Mauritania) by Directions Nationales de la Météorologie, (DNM) and AMMA-CATCH

- Data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) since 1959 to present (ERA40 from 1959 to 2002 and ERA-interim from 1979 to present). The available variables are air temperature, dew point temperature, solar radiation, longwave radiation and wind speed.
- Daily rainfall amounts from the Hombori SYNOP meteorological station (Direction Nationale de la Météorologie, Mali) and the AMMA-CATCH Observatory (Mougin et al., 2009) for the whole study period.

For the Mauritania and Niger sites, data from ECMWF have been used together with precipitation data from the closest meteorological stations (in Mauritania, the Amourj station for Tourh lake and the Bousteila station for Tamourt Sibté lake, located at 37.5 and 52.1 km from the lakes; in Niger the Guidimouni station, located at 38.5 km from the Damagaram Takaya lake).

2.2.2. Remote sensing data

Lake surface area has been derived by supervised classification of high spatial resolution remote sensing data. For the Agoufou site, FORMOSAT (2007), SPOT (1990), Landsat (different dates between 1972 and 2015, MSS, TM5, ETM+, OLI), CORONA (1965–1966) and Sentinel-2 (2015–2016).

Landsat data (MSS, TM5, ETM+ and OLI) have been analyzed for the Mauritania and Niger sites.

2.2.3. Hydrological data

Water height has been monitored at Agoufou since 2011, by means of regular readings of a staff gauge, completed by systematic pictures of the gauge which allows quality-checking the visual reading since 2012. An example of the seasonal evolution of water heights (Fig. 3) shows a rapid increase during the rainy season and a steady regular decrease during the emptying period until the beginning of May–June. In addition, bathymetry was assessed by two transects of the lake's bottom in 2007 and 2008, near the time at which lake's surface area was at minimum.

3. Methods

3.1. Lake water balance

The equation of water inflow to the lake over a given period is defined as follows (Eq. (1)):

$$WI = \Delta V + \sum_{i=t_1}^{t_2} A_i \times (E_i - P_i + I_i) \quad (1)$$

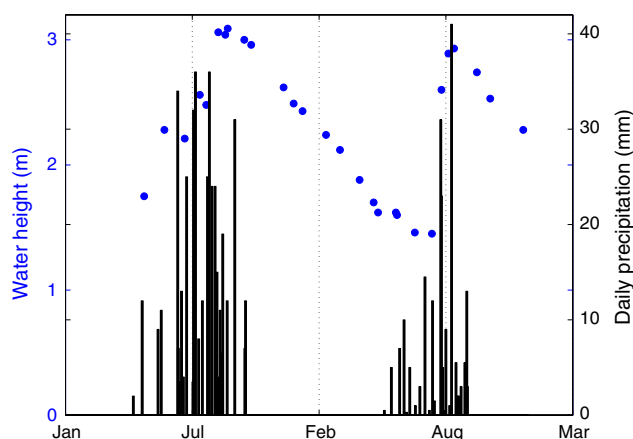


Fig. 3. Water height of the Agoufou lake and precipitation recorded at the nearby Hombori station for 2013 and 2014.

where WI (m^3) is the lake water inflow between t_1 and t_2 , ΔV (m^3) is the variation of lake storage volume between t_1 and t_2 , E_i , P_i and I_i (m/day) are the daily evaporation, precipitation and infiltration from the reservoir and A_i (m^2), the area of the lake at day i . Water losses due to human and animal consumption can be neglected (Desconnets et al., 1997; Gardelle et al., 2010).

Depending on the objective, the budget equation is applied either between two successive dates, corresponding to gauge readings or satellite image acquisition, during either the rainy or dry season, but it can also be used for annual estimates. In this case, the annual water inflow (AWI), can be assessed by calculating Eq. (1) between the beginning (t_0) and the end of the rain season (t_f), provided that satellite or *in-situ* data, used to derive surface areas and volumes, are available at these dates (see Section 3.6).

WIR is defined as the ratio of annual water inflow (AWI in m^3), and annual precipitation (P in m) multiplied by the area of the whole watershed (A_w in m^2) (Eq. (2)).

$$WIR = \frac{AWI}{P * A_w} \quad (2)$$

In the absence of water coming from underground water table, WIR can be used as a proxy for annual runoff coefficient over the lake watershed.

The methodology to derive the variables on the right hand side of Eq. (1), lake water volume (V), lake area (A), evaporation (E), infiltration (I), as well as the annual water inflow (AWI) is described below.

3.2. Lake area (A)

Lake area is obtained by supervised classification of high spatial resolution remote sensing data with the ENVI software using the maximum likelihood algorithm.

In order to obtain daily lake area for Eq. (1), lake area has been linearly interpolated between the dates at which data were available.

3.3. Lake water volume (V)

A HVA model has been derived to obtain a relation between height, volume and area. Contours of the lake at different dates, obtained by supervised classification of high resolution satellite images (Landsat-8 OLI), were selected to match water height *in situ* data and to span the range of lake size. Assuming that the water surface is horizontal, the water height from the gauge was attributed to each pixel of the contour. These data were associated with transects of the lake bottom to create a triangulated irregular network (TIN). The resulting triangulation satisfies the Delaunay triangle criterion. It results in a representation of the lake in 3 dimensions, from which height, surface area and volume relations are derived.

3.4. Evaporation from open water (E)

Evaporation is one of the most important components of the water balance, particularly for areas where annual potential evaporation largely exceeds precipitation. Since evaporation from a free water surface is rarely measured, different methods have been developed to calculate this variable indirectly (Jensen, 2010; Jones, 1992).

The Penman equation (1947, 1948) is commonly used in the literature to estimate evaporation from open water (Brunel and Bouron, 1992; McMahon et al., 2013; Pouyaud, 1976; Rodier and Touchebeuf de Lussigny, 1954).

This equation is based on the energy balance and aerodynamic constraints, and does not require “surface temperature”, which is not routinely measured. It is written as follows (Eq. (3)):

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{Rn}{\lambda} + \frac{\gamma \cdot Ea}{\Delta + \gamma} \quad (3)$$

where E (mm/day) is the daily open water evaporation, Rn (MJ m⁻²/day) is the net radiation at the water surface, Ea (mm/day) is a function of wind speed, saturation vapor pressure and average vapor pressure, Δ (kPa/°C) is the slope of the vapor pressure curve as a function of air temperature, γ (kPa/°C) is the psychometric constant and λ (MJ/kg) is the latent heat of vaporization.

However, local surface layer properties, such as wind speed, cloudiness, air humidity and temperature can impact the aerodynamic term (Ea) in the Penman equation resulting, for large lakes, in an overestimation of actual evaporation (Alazard et al., 2015; Giadrossich et al., 2015; McJannet et al., 2013; Yin and Nicholson, 1998). Therefore the reference evaporation by Penman provides in most cases an upper limit to actual evaporation.

The terms of the Penman equations were estimated following McMahon et al. (2013) who described a method to calculate lake evaporation using dew point temperature, average daily temperature, wind speed, incident longwave radiation and solar radiation. The wind function is the Penman's 1956 equation (McMahon et al., 2013).

Direct measurements of these variables just above the water surface are rare and they usually come from stations which are further away overland. This implies to replace land surface albedo by water albedo, which depends on water turbidity. Lake albedo was calculated using Landsat bands surface reflectance and the Liang et al. algorithm (Liang et al., 2000).

Keijman (1974) compared the evaporation calculated with the Penman equation and meteorological data from either a station located over the water or a station located 7 km away. He demonstrated that the results were largely correlated and showed a low bias.

Therefore, in this study we assume that the weather data above the lake can be approximated by the data from the Agoufou automatic weather station which is located about 2 km away. This assumption may not be valid for lakes larger than Agoufou, over which micro-climate effects over water may play an important role.

3.5. Infiltration (I)

Infiltration is estimated as the difference between water height change and total evaporation between two days with available data (t₁ and t₂, see Eq. (4)). This equation is applied during the dry season, when water input by rainfall and water inflow are zero.

$$I = \left(\Delta H - \sum_{i=t_1}^{t_2} E_i \right) / \Delta t. \quad (4)$$

where I is the infiltration rate (mm/day), H is the water height (here in mm), E_i is the daily evaporation (mm/day).

3.6. Annual water inflow (AWI)

To assess the annual water inflow to the lake, it is necessary to know the initial and final lake volume (V_{t0}, V_{tf}). We assumed that the lake has the lowest volume the day before the first rainy day and the highest volume the day of the last rain. Since high resolution remote sensing data rarely match these dates, V_{t0} and V_{tf} are respectively derived from the closest previous and following date (t₀₋₁ and t_{f+1}) for which remote sensing data are available (Eqs. (5) and (6)).

$$V_{t_0} = V_{t_{0-1}} - \sum_{i=t_{0-1}}^{t_0} (A_i \times E_i). \quad (5)$$

$$V_{t_f} = V_{t_{f+1}} + \sum_{i=t_{f+1}}^{t_f} (A_i \times E_i). \quad (6)$$

3.7. Water inflow estimations over non-instrumented watersheds

If water height measurements are not available, which is the case for most Sahelian water bodies, the HVA model cannot be constructed the same way. An alternative is to use literature relationships that relate lake volume, water height, and surface area. Several studies have proposed relationships in the form of V = a · A^b where A is the area, V is the volume of the lake and a and b are shape constants. Table 2 summarizes the different Area-Volume (AV) relationships found in the literature for African lakes and reservoirs.

Since water inflow estimates strongly depend on the volume changes, they vary also widely according to the AV relationship which is used. In this paper we propose a method to select the AV relationship based on the evolution of lake's surface, derived by remote sensing, during the dry season. Volume changes during the dry season can be attributed to changes due to evaporation plus infiltration. If the infiltration rate is negligible, evaporation over a given period multiplied by the surface of the lake corresponds to the volume variation. This volume variation, hereafter called “Evaporation Derived Volume (EDV)”, can then be compared to volume variations derived from different AV relationships from the literature which are hereafter called “AV Derived Volume (AVDV)”. For each lake, the best-suited AV relationship is then selected among those available in the literature, as that providing the smallest root mean square error between EDV and AVDV.

Table 2
Area-volume (AV) relationships found in the literature for different areas in sub-Saharan Africa.

Equation	Units		Source	Data model agreement
	Volume	Area		
V = 7.381 × A ^{1.25}	10 ³ m ³	ha	Meigh (1995)	R ² = 0.93
V = 0.000033 × A ^{1.69}	km ³	km ²	Magome et al. (2003)	RMSE = 5.7 km ³
V = 0.00875 × A ^{1.4367}	m ³	m ²	Liebe et al. (2005)	R ² = 0.97
V = 0.023 × A ^{1.33}	m ³	m ²	Sawunyama et al. (2006)	R ² = 0.95
V = 0.00875 × A ^{1.44}	m ³	m ²	Annor et al. (2009)	R ² = 0.98
V = 1.612 × A ¹	10 ³ m ³	km ²	Cecchi et al. (2009)	R ² = 0.73
V = 0.00083 × A ^{1.5376} (Niaka)	m ³	m ²	Soti et al. (2010)	
V = 0.00423 × A ^{1.3876} (Furdu)				

3.8. Sensitivity analysis

The impact of uncertainties in each variables of the water inflow equation (Eq. (1)) on the annual water inflow (AWI) was assessed by a sensitivity analysis. This was done by recalculating

the values of AWI for each year by adding and subtracting uncertainties to each variable independently.

4. Results

4.1. Estimation of water inflow to the Agoufou lake and uncertainties

4.1.1. Lake surface area, volume and HVA relationship

The supervised classification of Landsat-8 images provides lake contours at various water heights (Fig. 4a). Uncertainty on lake surface is mainly due to the possible confusion between flooded vegetation and lake and also to mixed pixels (Gardelle et al., 2010). It has been assessed by calculating confusion matrices for 7 different dates spanning a wide range of areas (0.8 and 3.3 km²). Omission and commission errors on the water class resulted in overestimation of 10% and underestimation of 8% of water surface respectively.

The bathymetry of the Agoufou lake (HVA model) is shown in Fig. 4b. VH, AH and AV relations derived from this bathymetry (HVA model, Fig. 5) have been evaluated using simultaneous surface area estimations (Landsat-8, Sentinel2) and water height measurements that were not used for the HVA model construction. Relatively few validation data are available since concomitant *in situ* height measurements and remote sensing images are no frequent, particularly for the lowest (<1.4 m) and highest (>3.3 m) water heights, which are seldom reached. Overall, the estimated volume versus height curve reproduces the validation data with an average error of 15%. Random errors in gauge height readings and lake surface estimations are likely to be smoothed out in the interpolation used to derive the HVA shape and the fitted AV relation.

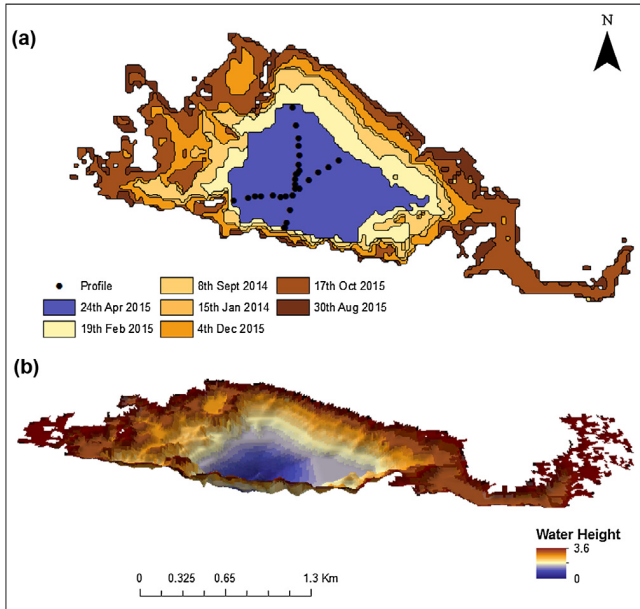


Fig. 4. Bathymetry of the Agoufou lake. (a) Lakes contours derived from remote sensing images (Landsat-8) and transects of the lake bottom. (b) Bathymetry of the lake (HVA model).

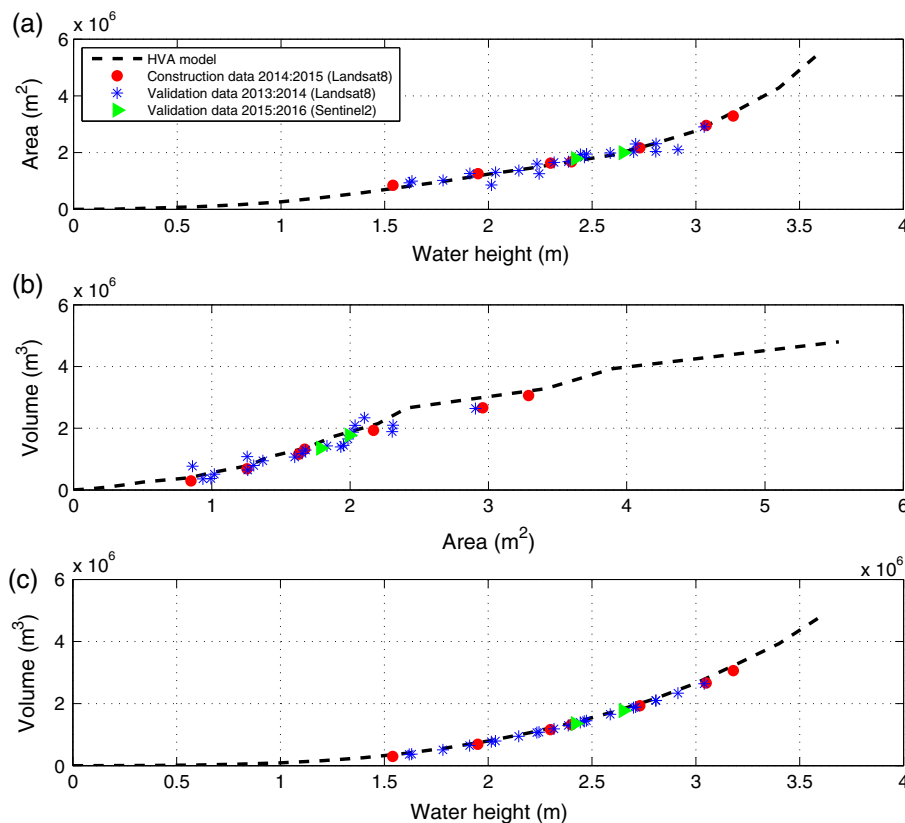


Fig. 5. Relationship derived from the HVA model (black dashed lines). (a) Surface area as a function of water height, (b) volume as a function of surface area, (c) volume as a function of water height. Data used for validation are indicated by blue crosses for Landsat-8 images and by green triangle for Sentinel-2 images. Data used to build the HVA model are indicated by red symbols. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 3
Area-volume relation derived for the Agoufou pond in this study.

Equation	Units		Source	Data model agreement
	Volume	Area		
$V = 0.00242 \times A^{1.398}$	m ³	m ²	(This study)	R ² = 0.96

The relation between volume and surface area derived for the Agoufou lake is well fitted up by the power function shown in Table 3. This relationship compares quite well with the relationship by Soti et al. (2010), which has been derived for the Furdu pond (a pond much smaller than the Agoufou lake), also located in a Sahelian region (the Ferlo region in Senegal, Fig. 6).

4.1.2. Evaporation from open water surface

The 15-days averages of the open water evaporation calculated with Eq. (3) applied to the meteorological data from the Agoufou automatic weather station is compared to the evaporation calculated with the ECMWF data over the 2006–2010 period (Fig. 7). The annual evaporation cycle is typical of the Sahelian zone (Brunel and Bouron, 1992; Pouyaud, 1976), with peak evaporation during the pre-monsoon period (May and June), close to air temperature maximum (Guichard et al., 2009), and a decrease in evaporation during the wet season (July to September). The period over which meteorological data are available (2006–2010) encompasses exceptionally wet years (ex. 2010 with 450 mm/year) and very dry years (ex. 2008 with 294 mm/year).

Overall, there is a good correlation between the 15-days average of ECMWF derived and AWS derived evaporation ($r = 0.94$, p value < 0.001, RMSE = 0.67 mm/day). Evaporation from ECMWF is slightly overestimated during the peak of the rainy season (August) and in January, when the relative difference is higher than 10%. The average evaporation for ECMWF is 8.05 mm/day against 7.70 mm/day for AWS data, which gives an average daily bias of 0.34 mm/day. Given its availability throughout the study period, ECMWF derived evaporation is retained for the following analyses.

The average values of daily evaporation obtained for the Agoufou lake are comparable with values found in the literature. Brunel and Bouron (1992) give a comprehensive overview of former studies and provide estimation of evaporation for many water bodies in West Africa. Among these, an annual average rate of 6 mm/day for Lake Chad and 6.25 mm/day for Lac de Guiers (Senegal) which are in the same climatic zone as Agoufou but have a much larger size. Evaporation over large lakes is expected to be significantly lower than over small lakes or ponds, since a moist and cool surface and boundary layer can fully develop over most of lake surface area. For smaller lakes, Oursi (northern Burkina Faso) provides an interesting comparison, even if it is 0.7° south of Agoufou and it is larger during most of the year, thus lower evaporation rates are expected. Depending on the period and measurements techniques (floating pan, water balance), estimates evaporation range from 6.4 mm/day to 7.2 mm/day. A smaller pond next to Oursi shows a rate of 8.4–8.8 mm/day, which is consistent with the Agoufou results, although this estimation suffers for a possible infiltration bias (Pouyaud, 1976). Finally, an upper limit can be derived from the Colorado pan measurements performed in Tin Adjar, located about 1° north of Agoufou, amounting to 8.7 mm/day over 3 wet years (Dubreuil, 1972).

4.1.3. Precipitation

Daily precipitation is plotted in Fig. 7 along with evaporation. To assess the spatial variability of rainfall, daily precipitation data from the Hombori SYNOP station have been compared to precipitation recorded at the AWS over their common period (2006–2010). As for the evaporation, a good agreement is found between 15-days average of precipitation ($r = 0.84$, p value < 0.001, RMSE = 1 mm/day computed for 15-days rainy periods), which indicates that spatial differences in the precipitation field smooth out at this time scale.

4.1.4. Infiltration

Infiltration of lake water through the lake floor is difficult to estimate. In the Sahel, ponds and lakes are sometimes preferential locations for the recharge of water tables, while, in other cases,

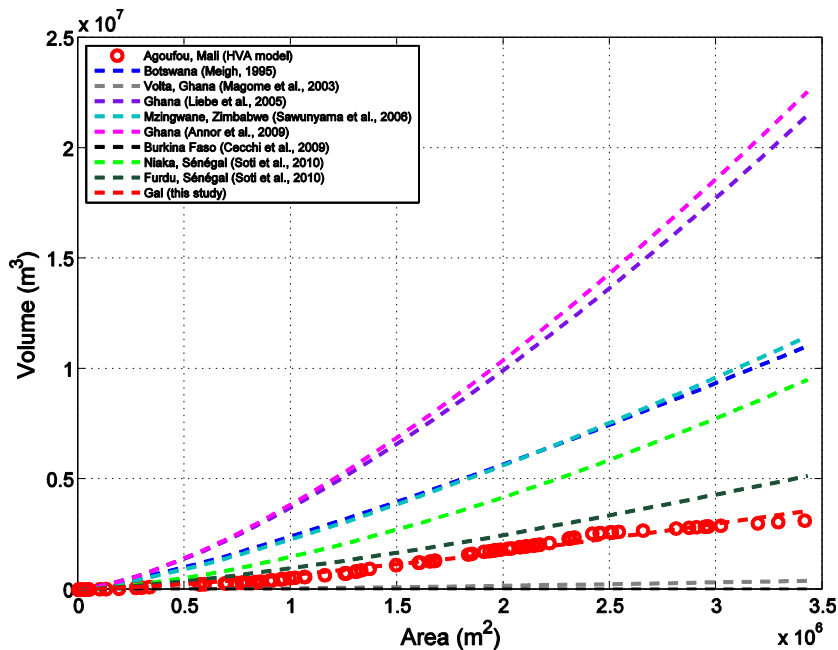


Fig. 6. Relations between lakes volume and surface area (dashed lines). Red circles are for all data from Agoufou combining satellite-derived surface with the HVA model. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

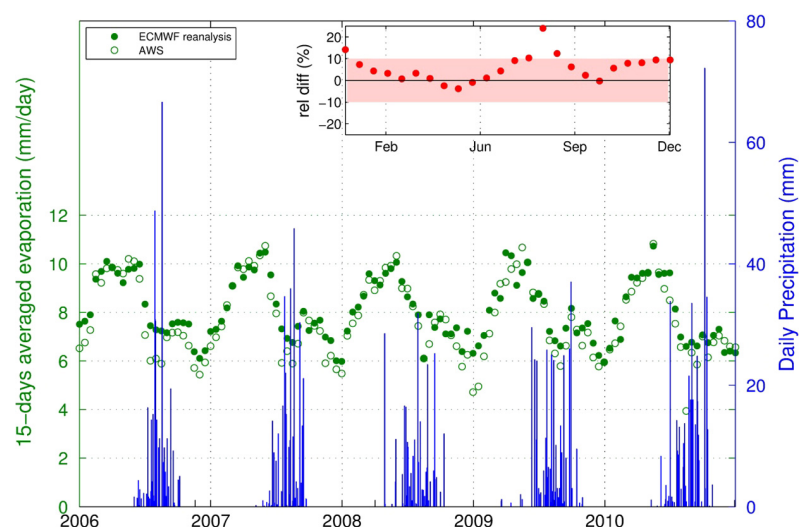


Fig. 7. 15-days averaged evaporation from 2006 to 2010 calculated with ECMWF data (full green circle) and with the Agoufou automatic weather station (AWS) data (open green circle) and daily precipitation (blue). In the upper right corner, the seasonal cycle of the relative difference (red) calculated over 2006–2010. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

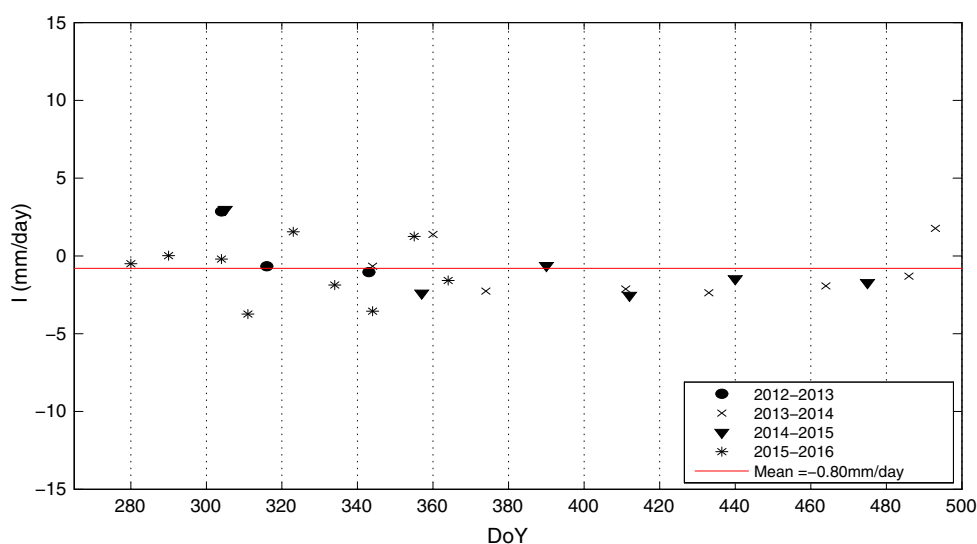


Fig. 8. Infiltration (mm/day) for the dry seasons with available water height. The full line (red) indicates the mean for all data. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

where the lake floor is sealed with clay or silt (livestock trample helping to seal the lake and its surrounding), infiltration is negligible. Desconnets et al. (1993), Martín-Rosales and Leduc (2003) or Massuel et al. (2011) have pointed infiltration as a dominant cause of emptying for some Sahelian lakes, sometimes reaching up to 80% of losses. Their conclusions were that some lakes were not always completely sealed, and that above a certain water height, water overflowed the clayed zone lining the bottom of the lake and infiltrated into the less-sealed sandy banks.

Infiltration during the dry season (see Eq. (4)) is shown in Fig. 8 and gives an average of -0.8 mm/day. The slightly negative value obtained can be partly but not entirely accounted for by the over-estimation due to ECMWF data (~ 0.34 mm/day, see Section 4.1.2), leaving -0.46 mm/day, which is below the uncertainty in evaporation assessments and water height measurements.

The data for the Agoufou lake suggest that infiltration is small compared to the other terms of Eq. (1) or limited to a small period of time. Therefore it is assumed to be zero for the rest of this study,

but the sensitivity to this assumption will be tested considering an infiltration of 0.2 mm/day (see Section 4.2.2). The 0.2 mm/day infiltration rate comes from Eq. (4), in which evaporation is decreased by 1 mm/day, considered as the maximum error on E (see Section 4.1.2).

4.2. Long term evolution of water inflow and runoff coefficients

4.2.1. Cumulative water inflow

Values of the cumulative water balance for the Agoufou lake calculated for 17 years between 1965 and 2015 displays large seasonal and interannual variations (Fig. 9). The interannual variability affecting the recent years (2000–2015) is quite important. For example, values at the end of the rainy season for 2010, a year with abundant precipitation, are almost twice as much as for 2014, a year of poor rainfall. However, water inflow to the lake does not vary linearly with annual rainfall, runoff over the watershed being also dependent on rainfall intensity and

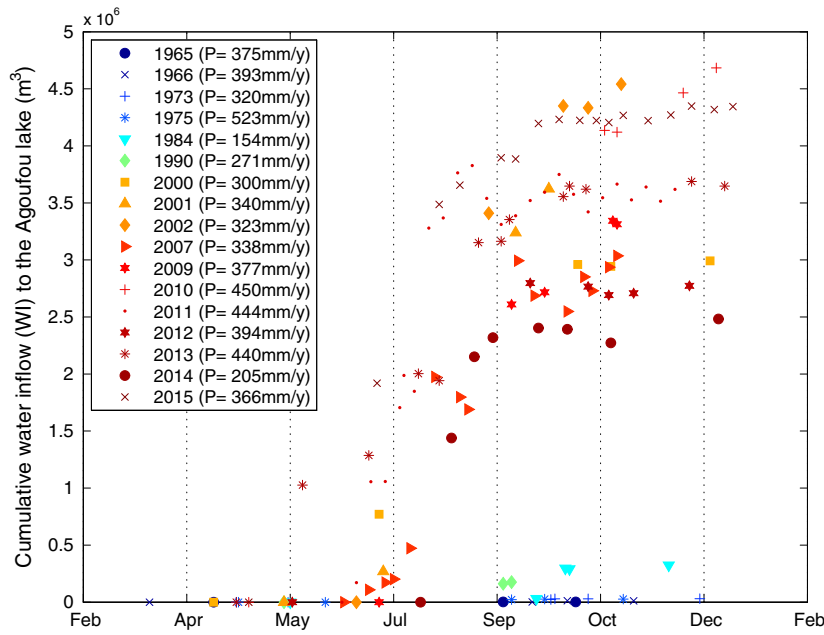


Fig. 9. Cumulative water inflow over time for years with available data since 1965. Years prior to the 90s are in blue-green and years after the 90s are in red-orange. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

spatial heterogeneity and interacting with vegetation growth and soil surface properties that may differ from one year to the other.

Despite the interannual variability, AWI values for the last 15 years are much higher than in the 90s and in the 50–60s, which is consistent with the study by Gardelle et al. (2010), based on lake surface area only. A discontinuity seems to have occurred in the 90s, which also corresponds to the period at which the Agoufou lake shifted from a temporary lake to a permanent lake.

4.2.2. Sensitivity analysis

Table 4 summarizes the sensitivity of AWI to uncertainties on each of the variables in Eq. (1). The range of uncertainties for each

variables has been defined following the results discussed in the previous sections and set equal to: 1 mm/day for evaporation (Section 4.1.2), 1 mm per rainy day for precipitation (Section 4.1.3), 0.2 mm/day for infiltration (Section 4.1.4), +10% and –8% for the lake surface area (Section 4.1.1), 10 cm (2011) and 2 cm (2012 onwards) for water height, and 15% for the volume (Section 4.1.1).

In addition to the uncertainties on the different terms of Eq. (1), another source of uncertainty is caused by the limited number of images available to estimate open water areas and water volume especially prior to the year 2000, when only two images per year were usually available. This is due to the scarcity of Landsat data for this region before Landsat-7 (1999–present). When a regular

Table 4

WI sensitivity to uncertainties in the annual water inflow variables. WI (10⁵ m³) is the reference WI (ref) and the WI calculated by adding or subtracting uncertainties in E, P, I, S/H, V.

Years	WI (10 ⁵ m ³)									
	Ref	E+ ±1 mm/day	E–	P+ ±1 mm/day	P–	I+ +0.2 mm/day	S+/H+ +10% S	S–/H– –8% S	V+ ±15% V	V–
1965	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
1966	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
1973	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
1975	0.3	0.4	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2
1984	3.0	3.1	2.9	3.0	3.0	3.0	3.2	2.8	3.3	2.6
1990	1.8	1.9	1.6	1.7	1.8	1.8	2.0	1.6	1.9	1.6
2000	29.6	32.2	27.0	29.1	30.0	30.1	32.7	25.6	31.9	27.3
2001	36.2	38.2	34.3	35.5	36.8	36.6	38.8	34.2	40.2	32.3
2002	43.5	46.6	40.4	42.8	44.0	44.1	47.4	41.0	48.0	39.0
2007	26.9	28.4	25.3	26.3	27.3	27.2	30.2	23.2	30.0	23.7
2009	46.9	48.4	40.3	43.3	45.2	45.2	44.4	44.4	48.0	40.7
2010	41.4	44.7	38.0	40.5	42.1	42.0	44.1	39.1	45.7	37.0
2011	38.3	38.7	33.2	35.0	36.8	36.5	35.9 ^a	35.9 ^a	39.9	32.0
2012	28.0	32.4	23.6	27.2	28.7	28.9	28.5 ^b	27.5 ^b	30.5	25.4
2013	36.5	39.8	33.2	35.9	37.0	37.1	37.3 ^b	35.8 ^b	39.7	33.3
2014	24.0	25.5	22.5	23.7	24.3	24.3	24.4 ^b	23.7 ^b	26.9	21.1
2015	42.2	46.3	38.2	41.5	42.9	43.0	43.2 ^b	41.4 ^b	45.8	38.7
Mean (10 ⁵ m ³)	23.5	25.1	21.2	22.7	23.6	23.6	24.3	22.2	25.4	20.9
Mean diff (%)		–7.1	9.5	3.2	–0.4	–0.4	–3.5	5.6	–8.5	10.9

^a Water inflow calculated with water height instead of surface area. Estimated height error is 10 cm.

^b Water inflow calculated with water height instead of surface area. Estimated height error is 2 cm.

series of data is not available, interpolation of pond areas between the first and the last day of the rainy season can impact the estimation of annual water inflow. Indeed, the minimum lake size can be reached after the first rainy day, since not all rain events fill the lake, which leads to an overestimation of lakes surface, then evaporation and calculated water inflow. Conversely the maximum lake size can be reached before the last rainy day, which leads to underestimating water inflow (Eq. (1)). The impact of these uncertainties on the AWI calculation was assessed over the recent period (2011–2015) for which available images are numerous. We found that setting the lake minimum at the first day of rain instead of its actual minimum leads to an overestimation of 0.2% AWI per day of delay (~28 days), and setting the pond maximum at the last day of the rainy season leads to an underestimation of 0.1% per day of delay (~29 days).

Overall, the source of uncertainty that impacts the annual water inflow most is the uncertainty on the volumes, second comes the uncertainty on evaporation and third, the uncertainty on surface areas.

4.3. Evolution of water inflow ratio (WIR)

For the Agoufou case, WIR estimations can be used as a proxy for runoff coefficients over the lake watershed, considering that the water table does not contribute to the lake (water levels in nearby wells are several meters below the lake floor). WIR varies between 3.9% (2012) and 7.7% (2002) over the last 15 years (Fig. 10). These values are close to those found by Mahé et al. (2010) in northern Burkina Faso but lower than those found for some other Sahelian watersheds (Dubreuil, 1972; Mahé et al., 2005; Valentin et al., 2004). This can be explained by the fact that a large part of the Agoufou watershed is occupied by deep sandy soils that, under present climate, do not contribute significantly to the total water inflow to the lake (see also Fowe et al., 2015). Considering the area that really contributes to runoff (about 60% of total watershed, according to a modeling study based on the KINEROS2 model, Gal et al., in preparation), the order of magnitude

of the runoff coefficient over the last 15 years varies between 6.6% (2012) and 13% (2002).

The long-term evolution of runoff coefficients over the 1950–2015 period is significant (p value < 0.001). This increase is robust and remains significant even when accounting for the possible source of errors in the estimation of the AWI, discussed in the previous section.

4.4. Water inflow estimations over non-instrumented watersheds

AV (Area-Volume) relationships can be combined to precipitation and evaporation data to estimate water inflow over other Sahelian watersheds, for which *in-situ* measurements of lake height are not available. However, the choice of this relationship is not trivial and it has a large impact on the water inflow ratio and its evolution, as reported in Table 5.

In this study, evaporation estimates during the dry season are combined to lake surface area derived by remote sensing to select the best suited AV relationship. Series of Landsat-8 images for the 2013–2014 dry season (starting at maximum lake size and ending at minimum lake size) have been used to derive the decrease in lake surface area over time. The root mean square errors (RMSE) between evaporation-derived volume (EDV, Section 3.6) and AV relation-derived volume (AVDV, Section 3.6) are reported in Table 6. For the Agoufou lake, the lowest RMSE is found when volume variations are estimated using the relationship derived in this study (referred to as 'Gal'), which validates the proposed approach.

This methodology has then been applied to three other lakes, two in Mauritania and one in Niger for which the only data available were lake surface areas estimated by remote sensing. The relationships derived for the Magome and Cecchi studies give the lowest RMSE values for the Mauritania site whereas the relationship derived for the Furdu pond (Soti) gives the lowest RMSE value for Niger site (Table 6).

Water inflow for these ungauged lakes has been therefore estimated based on lake surface area derived from Landsat archive images and the best AV relationship identified for each lake.

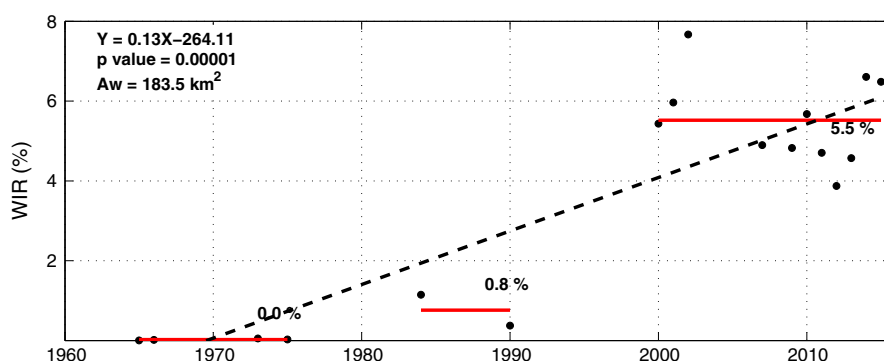


Fig. 10. Evolution of WIR (black circles), means for three periods (red lines) and linear fit (dashed line). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 5

WIR (%) over the Agoufou watershed calculated using the HVA model of the Agoufou lake, the AV relationship derived in the present study (see Table 3) and the AV relationships from the literature (see Table 2).

Period	WIR (%)	WIR (%)								
		Gal (study)	Meigh (1995)	Magome et al. (2003)	Liebe et al. (2005)	Sawunyama et al. (2006)	Annor et al. (2009)	Cecchi et al. (2009)	Soti et al. (2010); Niaka	Soti et al. (2010); Furdu
1965–75	0.02	0.02	0.07	0.01	0.07	0.06	0.07	0.01	0.03	0.03
1984–90	0.76	0.76	2.83	0.19	3.79	2.49	3.94	0.17	1.46	1.08
2000–15	5.52	5.70	13.88	2.59	26.51	14.44	27.75	2.35	12.46	7.41

Table 6

Root mean square errors (10^5 m^3) between volume variation obtained by AV relationships from literature and volume variations derived by evaporation during the 2013–2014 dry season, for each lake. Smallest RMSE are indicated in bold.

	Agoufou (Mali)	Tourh (Mauritania)	Tamourt Sibté (Mauritania)	Damagaram Takaya (Niger)
Meigh (1995)	3.13	24.22	43.56	3.35
Magome et al. (2003)	1.94	4.28	8.27	4.65
Liebe et al. (2005)	6.80	64.94	116.59	10.39
Sawunyama et al. (2006)	3.26	28.18	50.50	3.66
Annor et al. (2009)	7.19	68.72	123.41	11.13
Cecchi et al. (2009)	1.94	4.28	8.27	4.65
Soti et al. (2010); Niaka	2.55	29.25	52.51	2.58
Soti et al. (2010); Furdu	1.53	10.87	19.33	1.90
Gal (This study)	1.43	5.98	10.60	2.65

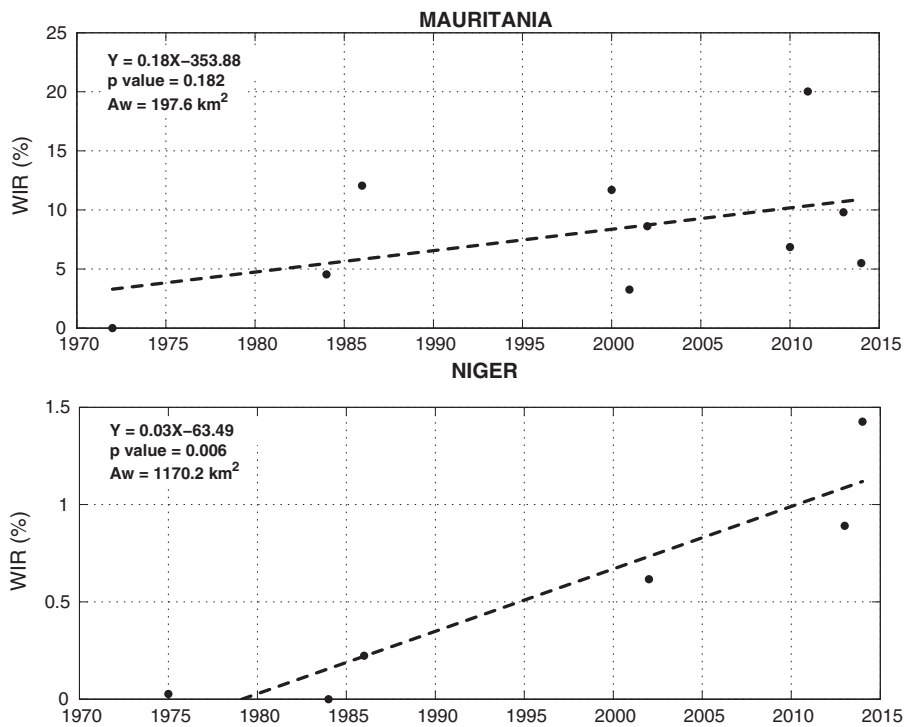


Fig. 11. Evolution of WIR from the 70s to present for Mauritania site (mean between Tourh and Tamourt Sibté lake) and for Niger site (Damagaram Takaya lake). The dashed lines represent the linear fit.

The resulting values of WIR are shown in Fig. 11 (to minimize the effect of spatial variability of precipitation, the watersheds of the Tourh and Tamourt Sibté lakes in Mauritania have been combined).

Average WIR values are quite different among the three sites. The mean WIR during the last decade is 9.4% for the watershed in Mauritania against 1.1% for the one in Niger and 5.5% for the one in Mali. This is broadly consistent with the percentage of deep sandy soils in the watersheds (approximately 30% for the Mauritania site, 40% for Agoufou and about 50% for the Niger site), as these soils contribute less to runoff. WIR cannot be attributed solely to runoff for all lakes, since water inflow may contain contributions from water table, as reported elsewhere in Southern Niger (see for instance Obame et al., 2014). Concerning the decadal evolution, an increase in WIR is observable since the 50 or 70s in all the studied watersheds, even if this is not statistically significant for the Mauritanian site.

5. Discussion and concluding remarks

This study proposed a method to combine remotely sensed water surface and surface-volume relationship so that lakes volumes changes can be used as runoff gauges.

A HVA model relating water volume to water height and lake surface area was developed for the Agoufou lake in the Gourma region in Mali, for which *in situ* water height measurements and surface areas estimated by remote sensing were simultaneously available. The HVA model has been combined to daily evaporation and precipitation, to estimate water inflow to the lake. Infiltration through the lake bottom, estimated by the difference between water height changes and evaporation during the dry season, has been shown to be negligible. For the other sites, water inflow was calculated using lake surface areas by remote sensing and a suited AV relationship selected among those found in literature. The choice of the best relationship was based on the 2013–2014 dry season taking advantage of Landsat-8 images which combines high spatial resolution and a good temporal sampling (~15 days). The results reported show the feasibility of this approach, which can be easily applied to Sentinel-2 images to monitor Sahelian lakes and small water bodies which are very important in semi-arid subsaharan Africa. In the Gourma region (Sahelian Mali), Gardelle et al. (2010) monitored 91 lakes and ponds, the median surface area of which was less than 1 km² (just after the rainy season). High spatial resolution is therefore mandatory for such monitoring. In addition, when data from the future SWOT mission will be available, it will be possible to combine surface area with water

height estimations from SWOT, as for example suggested by Baup et al. (2014). SWOT should result in a better accuracy of the Height-Volume-Area relationships and should give indication on infiltration rates.

As far as the long-term evolution of Sahelian hydrology is concerned, estimated annual water inflow to the Agoufou lake, which can be used as a proxy for runoff over its watershed, has greatly increased over the last sixty years. Calculated mean value for the 60s–70s is 0%, although we cannot exclude some water inflow occurring over short periods that are not observable by the satellite's temporal sampling, going to 0.8% in the 80s and 5.5% in the 2000s. This compares well with estimations carried out over few watersheds in Burkina Faso (Mahé et al., 2010), which show an increase from about 0% to about 4% over the 1970–1994 period. The trend is robust and significant, even when possible source of uncertainties in the different terms of the water inflow equation, the most important being the uncertainty on lake volume estimations and evaporation, are taken into account. The Mali results are in line with Gardelle et al. (2010), indicating that conversion of savanna or steppe to cropland is not the driver of the Sahelian paradox in this part of the Sahel.

The WIR has been also shown to increase in the Niger site with a significant trend, while for Mauritanian site the trend is not significant. The three study sites share similarities in terms of climate and soils, with shallow soils neighboring deep sandy soils. It is possible that the processes proposed to explain the hydrological changes in the Gourma area (Gardelle et al., 2010; Dardel et al., 2014), namely a partial conversion from sheet runoff into concentrated runoff, coupled with a reduction in vegetation cover and erosion of the shallow soils, also play a role in the Mauritania and Niger sites. These processes could also contribute to the Sahelian paradox in Southern Sahel in areas of land use changes, at least where shallow soils are present (Descroix et al., 2012, 2009; Leblanc et al., 2008; Mahé and Paturel, 2009; Sighomnou et al., 2013; Van de Giesen et al., 2005). They are also in line with the increase of exorheism observed by Descroix et al. (2012), since these processes result in acceleration and concentration of surface runoff. Other processes may also be important, like rising water tables changing ponds regime, as shown for example in Niger (Favreau et al., 2009). The slight intensification in rainfall regime could also be involved (Panthou et al., 2014).

Research efforts to more systematically monitor the dynamics of surface water bodies across the Sahel are needed since the basis of the Sahelian paradox are still not well understood, which also makes future projections uncertain.

Acknowledgements

The authors would like to thank Françoise Guichard for her advices on the meteorological data from the ECMWF and Guillaume Quantin for providing precipitation data for the Niger and Mauritania sites. We thank all the people who participated to the field surveys over this period. We also thank anonymous reviewers for their helpful comments on this manuscript. This research was based on data from AMMA-CATCH observatory and partially funded by the ESCAPE ANR-project (ANR-10-CEPL-005).

References

Alazard, M., Leduc, C., Travi, Y., Boulet, G., Ben Salem, A., 2015. Estimating evaporation in semi-arid areas facing data scarcity: example of the El Haouareb dam (Merguellil catchment, Central Tunisia). *J. Hydrol. Reg. Stud.* 3, 265–284. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.11.007>.
 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*. Vancouver, pp. 355–441.
 AMMA-CATCH, 2016. <http://www.amma-catch.org> [WWW Document].

Annor, F.O., van de Giesen, N., Liebe, J., van de Zaag, P., Tilmant, A., Odai, S.N., 2009. Delineation of small reservoirs using radar imagery in a semi-arid environment: a case study in the upper east region of Ghana. *Phys. Chem. Earth* 34, 309–315. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2008.08.005>.
 Baup, F., Frappart, F., Maubant, J., 2014. Combining high-resolution satellite images and altimetry to estimate the volume of small lakes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 2007–2020. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-18-2007-2014>.
 Brunel, J.P., Bouron, B., 1992. *Evaporation Des Nappes D'eau Libre En Afrique Sahélienne Et Tropicale*. CIEH, Orstom.
 Cecchi, P., Meunier-Mikiema, A., Moiroux, N., Sanou, B., 2009. Towards an atlas of lakes and reservoirs in Burkina Faso. In: *Small Reservoirs Toolkit*, pp. 1–20.
 Dardel, C., Kergoat, L., Hiernaux, P., Grippa, M., Mougoin, E., Ciais, P., Nguyen, C.-C., 2014. Rain-use-efficiency: what it tells about the conflicting Sahel greening and Sahelian paradox. *Rem. Sens.* 6, 1–26. <http://dx.doi.org/10.3390/rs60x000x>.
 Desconnets, J.C., Taupin, J.D., Lebel, T., 1993. Le rôle des mares dans le bilan hydrologique d'une région sahélienne. In: *Exch. Process. L. Surf. a range Sp. time scales (proceedings Yokohama Symp. July 1993)*. AIHS 212, pp. 299–311.
 Desconnets, J.C., Taupin, J.D., Lebel, T., Leduc, C., 1997. Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *J. Hydrol.* 188–189, 155–178. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03158-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03158-7).
 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.012>.
 Descroix, L., Moussa, I.B., Genthon, P., Sighomnou, D., Mahé, G., Mamadou, I., Vandervaere, J., Gautier, E., Maiga, O.F., Rajot, J., Abdou, M.M., Dessay, N., Ingatan, A., Noma, I., Yéro, K.S., Karambiri, H., Fensholt, R., Albergel, J., Olivry, J., 2012. Impact of Drought and Land – Use Changes on Surface – Water Quality and Quantity: The Sahelian Paradox. *Intech*. <http://dx.doi.org/10.5772/54536>.
 Dubreuil, P., 1972. *Etudes hydrologiques des petits bassins versant d'Afrique Occidentale Française: Rapport préliminaire sur les résultats de la campagne 1956*. In: *Recueil Des Donnees de Base Des Bassins Representatifs et Experimentaux*, pp. 237–278.
 Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., Leduc, C., 2009. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: a review. *Water Resour. Res.* 45, W00A16.
 Fowe, T., Karambiri, H., Paturel, J.-E., Poussin, J.-C., Cecchi, P., 2015. Water balance of small reservoirs in the Volta basin: a case study of Boura reservoir in Burkina Faso. *Agric. Water Manage.* 152, 99–109. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2015.01.006>.
 Frappart, F., Hiernaux, P., Guichard, F., Mougoin, E., Kergoat, L., Arjounin, M., Lavenu, F., Koité, M., Paturel, J.-E., Lebel, T., 2009. Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *J. Hydrol.* 375, 128–142.
 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.
 Giadrossich, F., Niedda, M., Cohen, D., Pirastru, M., 2015. Evaporation in a Mediterranean environment by energy budget and Penman methods, Lake Baratz, Sardinia, Italy. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 2451–2468. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JD014542>.
 Grimaud, J.-L., Chardon, D., Beauvais, A., 2014. Very long-term incision dynamics of big rivers. *Earth Planet. Sci. Lett.* 405, 74–84. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.021>.
 Guichard, F., Kergoat, L., Mougoin, E., Timouk, F., Baup, F., Hiernaux, P., Lavenu, F., 2009. Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: seasonal and diurnal cycles. *J. Hydrol.* 375, 161–177. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.09.007>.
 Hiernaux, P., Diarra, L., Trichon, V., Mougoin, E., Soumaguel, N., Baup, F., 2009a. Woody plant population dynamics in response to climate changes from 1984 to 2006 in Sahel (Gourma, Mali). *J. Hydrol.* 375, 103–113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.01.043>.
 Hiernaux, P., Mougoin, E., Diarra, L., Soumaguel, N., Lavenu, F., Tracol, Y., Diawara, M., 2009b. Sahelian rangeland response to changes in rainfall over two decades in the Gourma region, Mali. *J. Hydrol.* 375, 114–127. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.005>.
 Jensen, M.E., 2010. Estimating Evaporation from Water Surfaces. In: *CSU/ARS Evapotranspiration Work*, pp. 1–27.
 Jones, F.E., 1992. *Evaporation of Water with Emphasis on Applications and Measurements*. Lewis Publ., Inc.
 Keijman, J.Q., 1974. The estimation of the energy of a lake from simple weather data. *Boundary-layer Meteorol.* 7, 399–407.
 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.
 Liang, S., Shuey, C.J., Russ, A.L., Fang, H., Chen, M., Walthall, C.L., Daughtry, C.S.T., Hunt, R., 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation. *Rem. Sens. Environ.* 84, 25–41. [http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00068-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00068-8).
 Liebe, J., van de Giesen, N., Andreini, M., 2005. Estimation of small reservoir storage capacities in a semi-arid environment. *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C* 30, 448–454.
 Liebe, J.R., van de Giesen, N., Andreini, M., Walter, M.T., Steenhuis, T.S., 2009. Determining watershed response in data poor environments with remotely

- sensed small reservoirs as runoff gauges. *Water Resour. Res.* 45, W07410. <http://dx.doi.org/10.1029/2008WR007369>.
- Magome, J., Ishidaira, H., Takeuchi, K., 2003. Method for satellite monitoring of water storage in reservoirs for efficient regional water management. *Water Resour. Syst.*, 303–310.
- Massuel, S., Cappelaere, B., Favreau, G., Leduc, C., Lebel, T., Vischel, T., 2011. Integrated surface water–groundwater modelling in the context of increasing water reserves of a regional Sahelian aquifer. *Hydrol. Sci. J.* 56, 1242–1264. <http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2011.609171>.
- Mahé, G., Diello, P., Paturel, J., Barbier, B., 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, vol. 21, pp. 1–6.
- Mahé, G., Leduc, C., Amani, A., Paturel, J.-E., Girard, S., Servat, E., Dezetter, A., 2003. Recent increase in the surface runoff the Sudan-Sahel and impact on the water resources. *Hydrol. Mediterr. Semiarid Reg.*, 278.
- Mahé, G., Paturel, J.-E., 2009. 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geosci.* 341, 538–546.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.028>.
- Martín-rosales, W., Leduc, C., 2003. Variabilité de la dynamique des mares temporaires dans un système endoréique. *Hydrol. Mediterr. Semiarid Reg.*, 174–178.
- McJannet, D.L., Cook, F.J., Burn, S., 2013. Comparison of techniques for estimating evaporation from an irrigation water storage. *Water Resour. Res.* 49, 1415–1428. <http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20125>.
- McMahon, T.A., Peel, M.C., Lowe, L., Srikanthan, R., McVicar, T.R., 2013. Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 1331–1363. <http://dx.doi.org/10.5194/hess-17-1331-2013>.
- Meigh, J., 1995. The impact of small farm reservoirs on urban water supplies in Botswana. *Nat. Resour. Forum* 19, 71–83.
- Mougin, E., Hiernaux, P., Kergoat, L., Grippa, M., de Rosnay, P., Timouk, F., Le Dantec, V., Demarez, V., Lavenu, F., Arjounin, M., Lebel, T., Soumaguel, N., Ceschia, E., Mougénot, B., Baup, F., Frappart, F., Frison, P.L., Gardelle, J., Gruhier, C., Jarlan, L., Mangiarotti, S., Sanou, B., Tracol, Y., Guichard, F., Trichon, V., Diarra, L., Soumaré, A., Koité, M., Dembélé, F., Lloyd, C., Hanan, N.P., Damesin, C., Delon, C., Serça, D., Galy-Lacaux, C., Seghier, J., Becerra, S., Dia, H., Gangneron, F., Mazzega, P., 2009. The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *J. Hydrol.* 375, 14–33.
- Nicholson, S.E., 2013. The West African Sahel: a review of recent studies on the rainfall regime and its interannual variability. *ISRN Meteorol.* 2013, 32. <http://dx.doi.org/10.1155/2013/453521>.
- Obame, R.M., Copard, Y., Sebag, D., Abdourhamane Touré, A., Boussafir, M., Bichet, V., Garba, Z., Guillon, R., Petit, C., Rajot, J.L., Durand, A., 2014. Carbon sinks in small Sahelian lakes as an unexpected effect of land use changes since the 1960s (Saga Gorou and Dallol Bosso, SW Niger). *Catena* 114, 1–10. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2013.10.008>.
- Panthou, G., Vischel, T., Lebel, T., 2014. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the central sahel. *Int. J. Climatol.* 4006, 3998–4006. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.3984>.
- Panthou, G., Vischel, T., Lebel, T., Blanchet, J., Quantin, G., Ali, A., 2012. Extreme rainfall in West Africa: a regional modeling. *Water Resour. Res.* 48, 1–19. <http://dx.doi.org/10.1029/2012WR012052>.
- Penman, H., 1947. Evaporation in nature. *Rep. Prog. Phys.* 11, 366–388.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Math. Phys. Sci.* 193, 120–145.
- Pouyaud, B., 1976. L'évaporation des nappes d'eau libre: L'exemple du Lac de Barn au Burkina-Faso. 1ère partie: échelles décadaire et mensuelle. *Hydrol. Cont.* 2, 29–46.
- Rodier, J., Touchebeuf de Lussigny, P., 1954. Study of evaporation from free water surfaces in French Africa. In: *Annuaire Hydrologique de La France D'outre-Mer: Année 1952*. Paris, pp. 89–99.
- Rodrigues, L.N., Sano, E.E., Steenhuis, T.S., Passo, D.P., 2012. Estimation of small reservoir storage capacities with remote sensing in the Brazilian Savannah region. *Water Resour. Manage.* 26, 873–882. <http://dx.doi.org/10.1007/s11269-011-9941-8>.
- Sawunyama, T., Senzanje, A., Mhizha, A., 2006. Estimation of small reservoir storage capacities in Limpopo River Basin using geographical information systems (GIS) and remotely sensed surface areas: case of Mzingwane catchment. *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C* 31, 935–943.
- Seibert, J., Beven, K.J., 2009. Gauging the ungauged basin: how many discharge measurements are needed? *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 883–892.
- Sighomnou, D., Descroix, L., Genthon, P., Mahé, G., Moussa, I.B., Gautier, E., Mamadou, I., Vandervaere, J., Bachir, T., Coulibaly, B., Rajot, J., Malam Issa, O., Malam Abdou, M., Dessay, N., Delaitre, E., Faran Maiga, O., Diedhiou, A., Panthou, G., Vischel, T., Yacouba, H., Karambiri, H., Paturel, J.-E., Diello, P., Mougén, E., Kergoat, L., Hiernaux, P., 2013. La crue de 2012 à Niamey: un paroxysme du paradoxe du Sahel? *Sècheresse* 24, 3–13.
- Sivapalan, M., Takeuchi, K., Franks, S.W., Gupta, V.K., Karambiri, H., Lakshmi, V., Liang, X., McDonnell, J.J., Mendiondo, E.M., O'Connell, P.E., Oki, T., Pomeroy, J.W., Schertzer, D., Uhlenbrook, S., Zehe, E., 2003. IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrol. Sci. J.* 48, 857–880. <http://dx.doi.org/10.1623/hysj.48.6.857.51421>.
- Soti, V., Puech, C., Lo Seen, D., Bertran, A., Vignolles, C., Mondet, B., Dessay, N., Tran, A., 2010. The potential for remote sensing and hydrologic modelling to assess the spatio-temporal dynamics of ponds in the Ferlo Region (Senegal). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 1449–1464.
- Trichon, V., Hiernaux, P., Walcker, R., Mougin, E., 2012. Collapse of a tiger bush vegetation and run-off changes during a 55 years period (1955–2010) as observed by aerial photographs and HR satellite data. In: *AMMA 4th International Conference, Toulouse 2–6 July*.
- Valentin, C., Rajot, J.L., Mitja, D., 2004. Responses of soil crusting, runoff and erosion to following in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. *Agric. Ecosyst. Environ.* 104, 287–302. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.035>.
- Van de Giesen, N., Stomph, T.J., de Ridder, N., 2005. Surface runoff scale effects in West African watersheds: modeling and management options. *Agric. Water Manage.* 72, 109–130.
- Vischel, T., Lebel, T., 2007. Assessing the water balance in the Sahel: impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 2: idealized modeling of runoff sensitivity. *J. Hydrol.* 333, 340–355. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.09.007>.
- Yin, X., Nicholson, S.E., 1998. The water balance of Lake Victoria. *Hydrol. Sci. J.* 43, 789–811. <http://dx.doi.org/10.1080/02626669909492277>.

A retenir

Cette étude a proposé une méthode combinant la télédétection pour l'estimation des surfaces en eau, et une relation AV (Surface-Volume) afin de pouvoir utiliser la variation du volume des lacs et/ou réservoirs comme indicateur du ruissellement d'un bassin versant endoréique.

Une relation HVA, reliant volume, hauteur et surface en eau a été développée pour le lac d'Agoufou, pour lequel des données de hauteur d'eau issues du SO AMMA-CATCH ainsi que des surfaces estimées par télédétection étaient simultanément disponibles. L'évolution des surfaces issues des satellites Corona, Landsat-8 et Sentinel-2 ont permis de mettre en évidence l'évolution spectaculaire de la surface du lac d'Agoufou sur les dernières décennies (Figure 34). Le modèle HVA a été combiné à l'évaporation et aux précipitations journalières afin d'estimer l'apport en eau au lac. L'infiltration potentielle du lac, dérivée de la différence entre les variations de la hauteur de l'eau et celle de l'évaporation durant la saison sèche, peut être considérée comme négligeable dans ce cas d'étude.

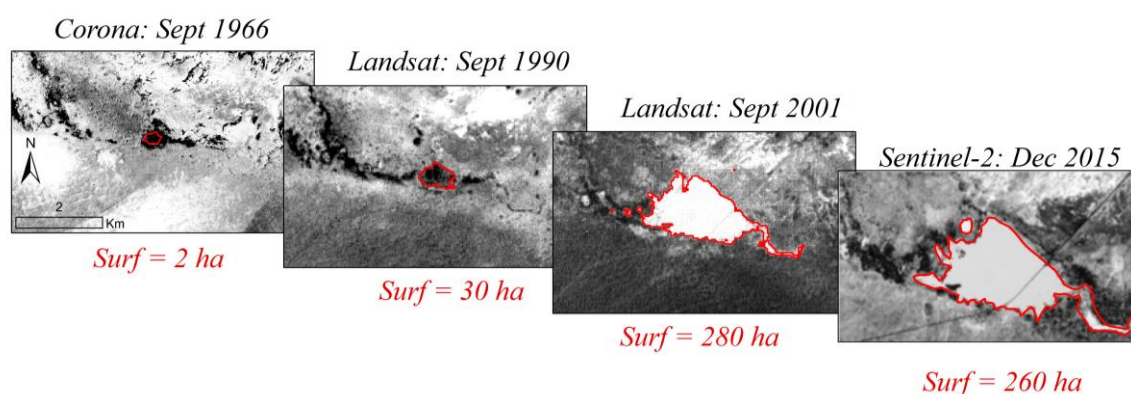


Figure 34: Evolution de la surface du lac d'Agoufou en 1966, 1990 et 2001 pour le mois de septembre (surface maximale) et en 2015 pour le mois de décembre. Les images sont issues des satellites Corona (1966), Landsat (1990 et 2001) et Sentinel-2 (2015).

La méthode a été testée sur deux autres lacs sahéliens situés en Mauritanie et au Niger, pour lesquels les mesures in-situ de hauteur d'eau n'étaient pas disponibles. La relation AV la plus adaptée parmi celles répertoriées dans la littérature a été sélectionnée en se basant sur la décroissance des surfaces des mares pendant la saison sèche 2013-2014, dérivées à partir des images Landsat-8 qui combinent une haute résolution spatiale et un bon échantillonnage temporel (~ 15 jours).

Les résultats de cette étude montrent la faisabilité de cette approche, qui peut être facilement appliquée aux images Sentinel-2, pour surveiller les lacs du Sahel et les petits plans d'eau, avec une très bonne résolution spatiale et temporelle.

Dans la région du Gourma (Sahel, Mali), le suivi de 91 lacs et mares par Gardelle et al. (2010) a permis d'estimer une surface moyenne de ces derniers, inférieure à 1 km² juste après la saison des pluies, démontrant ainsi l'importance de la haute résolution spatiale pour une telle surveillance. En

outre, la future mission SWOT (Surface Water and Ocean Topography) permettra de déterminer les variations de hauteur d'eau à fine échelle spatiale. Lorsque les données seront disponibles (après 2021), il sera envisageable de combiner les surfaces et les estimations de hauteur d'eau pour dériver des relations HVA afin d'appliquer la méthode proposée sur le bilan d'eau.

Sous la condition d'une infiltration nulle ou connue, les estimations d'apport en eau à l'exutoire ainsi obtenues peuvent être utilisées comme proxy de débits. Les valeurs dérivées pour le lac d'Agoufou ont été utilisées pour calibrer et évaluer le modèle hydrologique KINEROS-2 (voir Chapitre 5) ainsi que pour comparer le ruissellement obtenu sur le bassin d'Agoufou, avec celui estimé par 20 modèles de surface différents, participant à l'exercice d'intercomparaison ALMIP2 (Grippa et al. 2016, voir Annexe 5 pour l'article en question).

En ce qui concerne l'évolution à long terme de l'hydrologie sahélienne, l'estimation annuelle de l'apport en eau du lac d'Agoufou utilisée comme indicateur du ruissellement de surface a permis de mettre en évidence une augmentation considérable de ce dernier au cours des soixante dernières années. La valeur moyenne calculée pour les années 60-70 est proche de 0 %, bien que nous ne puissions pas exclure une éventuelle infiltration d'eau se produisant sur de courtes périodes qui ne sont pas observables à l'échelle temporelle considérée. Dans les années 80, cette moyenne a été estimée à 0.8 % et à 5.5 % dans les années 2000. Ces données sont en concordance avec les estimations réalisées sur quelques bassins versants au Burkina Faso (Mahé et al. 2010), qui estiment un coefficient de ruissellement de 0 % en 1970 pour 4 % en 1994.

Même en prenant en compte de possibles sources d'incertitudes dans les différents termes du bilan d'eau et notamment sur l'estimation du volume d'eau et de l'évaporation, la tendance positive du débit depuis les années 50 reste significative sur le bassin d'Agoufou. Concernant les sites du Niger et de la Mauritanie, les résultats montrent également une augmentation de l'apport en eau malgré une tendance non significative sur le site Mauritanien.

Ceci indique que l'augmentation des eaux surface n'est pas un cas particulier mais peut également avoir eu lieu sur d'autres bassins du Sahel caractérisés par des sols peu profonds.

Chapitre 4 - La modélisation au service de la compréhension hydrologique

"Si bon soit-il, un modèle n'est pas la réalité, une simulation n'est pas une expérience, un modèle ne donne pas de preuves, tout au plus des arguments, mais c'est déjà beaucoup !" (Ambroise 1999)

I. La modélisation hydrologique

1. Généralités

"La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable dès lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à la gestion ou à l'évolution des ressources en eau, à l'aménagement du territoire ou à l'une des différentes facettes du risque hydrologique" (Gnouma 2006).

L'un des objectifs principal de la modélisation hydrologique est d'acquérir une meilleure compréhension des processus opérant sur le bassin et de leur évolution en fonction des changements auxquels celui-ci peut être sujet. Les modèles contribuent ainsi à fournir des éléments précieux pour l'étude des impacts des changements climatiques et/ou d'utilisation des terres.

De manière simplifiée, la modélisation consiste en la traduction des différents processus du cycle hydrologique en équations mathématiques (Payraudeau 2004). Les différents réservoirs et processus doivent être conceptualisés et simplifiés. En effet, la plupart des systèmes hydrologiques sont extrêmement complexes, et il n'est donc pas possible de les décrire en détail. Par conséquent, l'abstraction est nécessaire afin de mieux comprendre certains aspects de leur comportement et de leurs interactions (Rosenbluth & Wiener 1945). Dans le cadre d'une description des processus hydrologiques selon le principe établi par Horton (Horton 1933), la transformation de la pluie en écoulement se traduit par l'application successive de deux fonctions, nommées respectivement, fonction de production et fonction de transfert.

La **fonction de production** permet de déterminer le taux de pluie nette à partir de la pluie brute (la pluie nette représente la fraction de la pluie brute qui participe à l'écoulement). Pour cela, elle traite généralement des processus qui conditionnent la répartition des flux hydriques à l'interface sol-végétation-atmosphère. La fonction de production s'attache ainsi à représenter les phénomènes d'interception par la végétation, de stockage dans les dépressions, d'évaporation par les surfaces d'eau libre, d'évapotranspiration par la végétation ou encore d'infiltration. De manière simplifiée, cette fonction représente l'ensemble des processus hydrologiques verticaux.

La **fonction de transfert** permet quant à elle de déterminer l'écoulement résultant de la pluie nette produite par la fonction de production. Cette fonction se définit de manière simplifiée par l'ensemble des processus hydrologiques horizontaux.

La robustesse des modèles dépend de la prise en compte de ces deux fonctions. Ces dernières sont généralement considérées de manière indépendante et sont plus ou moins développées suivant les objectifs du modèle.

2. Classifications des modèles hydrologiques

Pour modéliser ces processus de production et de transfert, les hydrologues ont développé un très grand nombre d'outils. L'abondance des modèles témoigne de la variabilité des approches possibles pour conceptualiser les processus et répondre aux objectifs.

De plus, la forte variabilité des usages et l'augmentation rapide, à la fois de la compréhension scientifique et de l'appui technique de collecte des données, ont contribué à produire une vaste gamme de modèles de niveau et de sophistication variables.

Pour tenter de mieux comprendre les différences entre les divers modèles hydrologiques parfois redondants, il est utile de définir les grands types auxquels ils appartiennent et de préciser certaines de leurs caractéristiques pouvant intervenir comme critère de choix. Cependant, les grilles de lectures utilisées pour classer les modèles hydrologiques diffèrent suivant les auteurs et les critères de classement (Ambroise 1999). Une liste non exhaustive des différentes classifications proposées dans la littérature est présentée par la suite et décrite en détail par Jajarmizadeh et al. (2012).

2.1. Classification selon le niveau de description des processus

Shaw (1983) et Chow et al. (1988) par exemple, classifient les modèles suivant leur approche mathématique ou physique pour conceptualiser la réalité. Ainsi, ils identifient deux catégories de modèles: les **modèles déterministes** utilisés pour décrire les processus hydrologique à l'aide de lois mathématiques où les variables d'entrée et les paramètres du système sont déterminés ou déterminables, et les **modèles stochastiques (ou probabilistes)** qui associent plutôt des distributions de probabilité à ces grandeurs. Ces derniers sont généralement utilisés au moyen de variables aléatoires présentant des interactions complexes (méthode de Monte-Carlo).

2.2. Classification selon la représentation de l'espace

Un autre type de classification des modèles est définie en fonction de leur représentation de l'espace (Cunderlik 2003) et se décompose en trois groupes: Les **modèles globaux** visant à considérer le bassin comme une entité unique qui ne prend pas en compte la variabilité spatiale des processus. Ces modèles sont généralement utilisés pour représenter des tendances globales à des échelles spatiales très larges. Les **modèles distribués** qui s'appuient sur l'hydrodynamique et parfois l'écophysiologie pour représenter le fonctionnement d'un bassin. Ils prennent explicitement en compte la variabilité spatiale des processus et/ou des variables d'entrée. Ces processus s'expriment par des paramètres mesurables caractérisant les propriétés physiques du milieu. Cette approche permet de tenir compte de la variabilité spatio-temporelle des composantes du cycle hydrologique. Toutefois, la forte demande en données de forçage rend ce type de modèle difficilement opérationnel (Singh, 1995). Et enfin, les **modèles semi-distribués** qui associent les modèles distribués et globaux. Leur approche distribuée

traduit la prise en compte de la variabilité spatiale des processus au travers d'un découpage en unités hydrologiquement homogènes, appelées couramment HRU⁸, se déversant les unes dans les autres d'amont en aval. Leur approche globale permet de "globaliser" certaines composantes du système et notamment de travailler à des échelles spatiales plus larges. Toutefois, les modèles distribués et semi-distribués se confondent souvent et leur distinction reste encore particulièrement floue.

2.3. Classification selon le formalisme des processus

Willems (2000), quant à lui, considère que la catégorisation des modèles hydrologique est totalement fonction de leur méthode de représentation du cycle hydrologique. Ainsi, les modèles peuvent être classés selon leur degré de représentation des processus physiques : les **modèles empiriques** s'appuient sur des fonctions et paramètres généraux sans grande signification physique ou non directement reliables à des propriétés mesurables, donnant ainsi une description purement mathématique du fonctionnement du bassin. Les paramètres sont généralement déterminés par calibration. Les **modèles conceptuels**, considèrent le bassin, après simplification du cycle hydrologique, comme un ensemble de réservoirs interconnectés. Le découpage de l'espace permet d'intégrer la variabilité spatiale des caractéristiques physiographiques du bassin dans la compréhension des processus hydrologiques. Les **modèles à base physique** sont fondés explicitement sur les processus élémentaires réels et tirent parti des acquis théoriques pour le choix de variables et paramètres pertinents, tout en les simplifiant afin de rendre compte du cycle hydrologique à l'échelle du bassin (Ambroise 1999).

2.4. Classification selon la discrétisation temporelle

Une autre grille de lecture peut être considérée en fonction de l'échelle temporelle recherchée pour reproduire le comportement du bassin. Ainsi il est possible de distinguer les **modèles événementiels** visant à reproduire la réponse du bassin pour un événement pluvieux. Ce type de modèles nécessite de pouvoir définir l'état initial du bassin en fonction des conditions climatiques antécédentes. Les **modèles continus** permettent quant à eux, de suivre l'évolution des variables d'entrée et de sortie à plus long terme (Payraudeau, 2002). Dès lors, certains processus, tel que l'évapotranspiration, ne peuvent plus être négligés. Ces modèles sont donc plus demandeurs en données de forçages afin de modéliser l'évolution des stocks d'eau sur le bassin pour une ou plusieurs années hydrologiques.

Cette liste de classification reste non exhaustive, il existe d'autres critères de différenciation des modèles (Lewarne, 2009 ; Nor et al., 2007). En raison de l'ambiguïté de certains critères, une certaine confusion règne encore sur l'appartenance de tel ou tel modèle à une famille donnée.

⁸ HRU (Hydrologic Response Unit): Basées sur des variables liées à la topographie, à la typologie des sols, à la végétation et à la distribution des précipitations, les HRU sont considérées comme des zones hydrologiquement similaires et permettent une représentation plus réaliste de l'état de surface des bassins spatialement hétérogènes (Dooge 1986).

Classiquement, la variabilité des modèles réside essentiellement dans la représentation des processus dans l'espace (section I.2.2) et le temps (section I.2.4). Par conséquent, pour la suite de cette étude, nous nous attacherons à tenir compte de ces deux critères de classification.

II. Un modèle, un objectif

Le choix du modèle optimal est toujours une étape délicate au vu de la grande diversité des modèles hydrologiques existants qui répondent chacun à des spécificités et des domaines d'application propres.

"Le choix d'un modèle est fondé, en premier lieu, sur les objectifs de l'étude hydrologique tout en évaluant la capacité du modèle candidat à satisfaire robustesse, parcimonie et validité recherchées" (Hingray et al. 2009).

Pour se faire, des critères tels que l'adéquation du modèle aux principaux **processus hydrologiques** explicatifs de son comportement hydrologique, le besoin de prendre en compte de manière explicite la **variabilité spatiale** de certains processus, la **temporalité des données et des résultats** escompté, **les caractéristiques du bassin versant** analysé ou encore la **disponibilité des données** doivent être considérés (GEPIS (Groupes d'experts des plaines d'inondation sahéliennes) 2000; Hingray et al. 2009).

Une des questions essentielles pour le choix du modèle hydrologique adéquat est de savoir quel est le niveau de complexité optimal auquel on doit s'attendre au vu des objectifs de la modélisation, de la connaissance des processus en jeu sur la zone d'étude ainsi que du niveau de validation souhaité (Grayson & Blöschl 2000).

Dans tous les cas, le choix est conditionné par un équilibre entre complexité dans la structure du modèle, qui doit tenir compte de la dynamique des processus hydrologiques considérés, et du degré de précision supporté par les données disponibles.

1. La modélisation en contexte semi-aride

Malgré l'importance de la ressource en eau dans les régions arides à semi-arides, les données hydrologiques historiques restent limitées. Il a été largement énoncé que la limitation majeure du développement de l'hydrologie dans ces régions reste le manque de données d'observation (Gnouma 2006; Wheeler 2007; Alazard et al. 2015). En effet, la population généralement éparsée, les faibles infrastructures, les priorités des politiques publiques et les conditions politiques parfois instables auxquelles s'additionnent un climat rude et des événements pluvieux souvent intenses et limités dans le temps, font de ces zones des milieux complexes pour l'acquisition de données nécessaires à la modélisation hydrologique.

Malgré la "pauvreté" des données, des progrès substantiels et significatifs ont été faits dans le développement des observatoires et des recherches expérimentales. Cela a permis de mieux appréhender les processus hydrologiques dominants de ces régions tels que l'infiltration et le ruissellement de surface (Wheeler 2007).

En terme de modélisation, de nombreux modèles et méthodes empiriques ont été développés pour ce type de milieux. Ces derniers relient généralement les propriétés hydrodynamiques du bassin au partitionnement de l'eau entre infiltration et ruissellement.

Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 1, afin de déterminer le bilan d'eau d'un bassin, il est indispensable de prendre en compte la variabilité des propriétés hydrodynamiques de ce dernier au travers de la caractérisation du sol et du couvert végétal. Hugues (2008) estime que tout modèle pour le milieu semi-aride se doit de prendre en compte une dynamique de végétation dépendante de la pluie.

2. Objectifs de la modélisation du bassin d'Agoufou

L'objectif de cette étude est de pouvoir simuler le ruissellement de surface du bassin versant d'Agoufou (Mali) et son évolution au cours du temps afin de pouvoir tester la capacité des différents facteurs identifiés dans la littérature à expliquer le paradoxe sahélien, à savoir : intensification du régime des pluies journalières, évolution de la végétation, modification des propriétés hydrodynamiques du sol ou encore, développement du réseau de drainage (voir également Chapitre 1, section III.2.3). Pour ce faire, le modèle doit tenir compte de certaines propriétés spécifiques au site d'étude:

- L'hydrologie de surface du bassin d'Agoufou, comme sur l'ensemble du Sahel, est conditionnée principalement par un ruissellement de type Hortonien. Le modèle doit donc être capable de simuler du ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration qui va dépendre aussi bien de l'intensité des précipitations que des états de surface. Ceci disqualifie les modèles dont la lame d'eau écoulée est la résultante de la saturation du sol uniquement.

- Le bassin d'Agoufou est caractérisé par une topographie faible avec une pente moyenne comprise entre 1 et 2 %. Il est donc souhaité que les processus physiques dans le modèle considèrent cette particularité.

- Le modèle doit également tenir compte de la forte hétérogénéité spatiale des états de surface, de leurs caractéristiques hydrologiques, ainsi que des processus physiques qui définissent la fonction de production et de transfert. Certains traits du paysage, et notamment la modification de la végétation à petite échelle spatiale ainsi que l'évolution de la connectivité du bassin versant doivent pouvoir être décrits.

- Comme explicité lors de la présentation du contexte climatique dans le chapitre 1 (section II.4), les processus hydrologiques de la région sont sous la dépendance de phénomènes rapides et intenses. Le niveau de traitement des processus doit donc se faire à une échelle temporelle fine de l'ordre du sub-horaire.

- Le climat et la végétation étant sous la dépendance de la mousson ouest-africaine, la possibilité de modéliser la dynamique saisonnière des propriétés du sol et du couvert est souhaitée.

- Malgré les données mises à disposition par le service d'observation AMMA-CATCH, les données in-situ restent limitées et distribuées de manière hétérogène dans l'espace et le temps. Le modèle ne doit donc pas être trop "gourmand" en données d'entrée.

3. Etat de l'art des modèles de ruissellement

Préférant contribuer à l'application, l'évaluation, l'amélioration et la validation d'un outil établi, nous avons choisi d'utiliser un modèle hydrologique existant plutôt que de développer un nouveau modèle. Se pose alors la question de l'existence d'un modèle adapté, qui répond aux critères de choix que nous avons présenté précédemment.

Pour ce faire, nous avons établi un état de l'art des modèles de ruissellement distribués et semi-distribués existant dans la littérature afin de considérer un large choix pouvant être en adéquation avec les caractéristiques de la modélisation en milieu semi-aride mais également avec les objectifs de notre étude. Une description succincte du principe et des caractéristiques générales de ces modèles est présentée ci-après. Quelques modèles globaux (ORCHIDEE, ISBA-TRIP, GR2M, WBM et IBIS) ont été ajoutés afin d'illustrer les capacités de tels modèles, souvent utilisés pour des études régionales en Afrique de l'Ouest, à tenir compte des critères énoncés précédemment.

3.1. Modèles globaux

ORCHIDEE (Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems)

ORCHIDEE est un modèle de surface continentale développé au LMD/LSCE. C'est un modèle à base physique permettant de représenter l'humidité du sol et ses interactions avec l'atmosphère (Krinner et al. 2005).

Il se compose de trois modules : SECHIBA qui s'occupe de schématiser les échanges hydriques à l'interface biosphère atmosphère, STOMATE qui simule les échanges de carbone avec la biosphère et LPJ qui traduit la dynamique de la végétation. Il calcule les processus hydrologiques (infiltration, écoulement, évapotranspiration, humidité du sol et interception) sous maille à des échelles temporelles fines (sub-horaire pour les processus de surface des sols, journalier pour le cycle de carbone et annuel pour la dynamique de la végétation).

Les données d'entrée nécessaires représentent la pédologie, la pluie et la température mais également le vent, l'humidité de l'air et le rayonnement.

ORCHIDEE a été appliqué en zone semi-aride et particulièrement en Afrique (Traore et al. 2014; D'Orgeval & Polcher 2008; Krinner et al. 2005) et a participé aux expériences ALMIP (Boone et al. 2009) et ALMIP2 (Grippa et al. 2016). L'étude de D'Orgeval and Polcher (2008), portant sur la simulation de l'impact des événements pluvieux et du changement d'usage des sols sur les débits des rivières d'Afrique de l'Ouest depuis 1950, a conclu que le modèle peut sous estimer le ruissellement de surface sans une bonne prise en compte de l'intensité des événements de pluie. De plus Traoré et al. (2014) mettent en évidence l'incertitude du modèle liée au nombre important de données de forçage

nécessaire à la reproduction des variables hydrologique (données météorologiques, phénologie, distribution du couvert, profondeur du sol etc.) et qui fait souvent défaut en Afrique.

ISBA et ISBA-TRIP (Interaction Sol Biosphère Atmosphère – Total Runoff Integrating Pathways)

Développé par le Centre National de Recherche Météorologique (CNRM), le modèle de surface continentale ISBA, permet de simuler les flux de surface résultant des échanges entre l'atmosphère et le sol superficiel ou l'eau (Noilhan & Planton 1988).

Son couplage avec le modèle de routage TRIP, permet de router et de propager les masses d'eau au travers du réseau hydrographique (Pedinotti et al. 2012). L'écoulement de surface se fait par excès de saturation du sol ou par dépassement de la capacité d'infiltration suivant les versions. Afin de mieux prendre en compte l'hétérogénéité spatiale des processus hydrologiques d'un bassin, un module de répartition sous maille de ces derniers a été introduit au pas de temps sub-horaire (Decharme & Douville 2007).

Les données d'entrée nécessaires sont les forçages atmosphériques, les propriétés du sol et de la végétation pour chaque maille. Dans la version à 3 couches de sol (Boone et al. 1999), les processus quantifiés sont les surfaces inondées, la neige, l'humidité du sol, l'évaporation, le ruissellement et l'infiltration.

Ce modèle a été appliqué sur l'Afrique de l'Ouest dans son ensemble (ALMIP1, Boone et al., 2009), sur le bassin du Niger (Pedinotti et al. 2012; Cassé et al. 2015) ou encore sur les sites méso-échelle d'AMMA-CATCH, dont le Gourma (ALMIP2, Grippa et al., 2016).

GR2M (modèle de Génie Rural à 2 paramètres et au pas de temps Mensuel)

Modèle conceptuel global, GR2M (Makhlouf 1994) est un modèle de génie rural développé au CEMAGREF (France) afin de répondre aux demandes en hydrologie en estimant simplement les paramètres d'un bassin versant non jaugé.

Comme son nom l'indique, GR2M fonctionne au pas de temps mensuel et ne comporte que 2 paramètres à caler. Il représente le système par deux réservoirs dont l'un constitue le sol et régit la fonction de production et l'autre constitue l'eau gravitaire et régit la fonction de transfert. Les écoulements de surface sont entièrement contrôlés par la capacité en eau du sol, le réservoir d'eau gravitaire, les précipitations et la demande évapotranspiratoire.

Ce modèle a été largement utilisé en Côte d'Ivoire et plus largement en zone soudano-sahélienne (Paturel et al. 1995; Ouedraogo et al. 2001; Ardoïn-Bardin 2004). Au Burkina-Faso, l'étude de Mahé et al. (2002) a montré que la performance du modèle est sensible à une évolution de la couverture terrestre.

WBM (Water Balance Model)

WBM est un modèle de bilan d'eau global conceptuel développé par Vörösmarty (1989) afin de transformer les données spatialement complexes pour fournir des informations hydrologiques essentielles aux modèles.

Maillé et non directionnel, il contient deux paramètres, un pour l'écoulement direct et un pour l'écoulement retardé, et fonctionne au pas de temps mensuel. Le modèle comporte un seul réservoir, dont la capacité est définie suivant la capacité de rétention en eau du sol. Pour que l'écoulement se produise, il faut que la pluie excède l'évapotranspiration et satisfasse le déficit d'humidité du sol. Les données de forçages couvrent les précipitations, température, évapotranspiration potentielle, végétation, sol et topographie afin de calculer l'humidité du sol, l'évapotranspiration et le ruissellement pour chaque maille.

Validé initialement pour le bassin du haut Nil Bleu en Ethiopie par Conway (1997) il a été par la suite appliqué et validé sur le bassin du Nakambé au Burkina Faso (Mahé et al. 2002) pour lesquels il a donné des résultats convaincants.

IBIS (Integrated Biosphere Simulator)

IBIS (Foley et al. 1996) est un modèle développé afin de représenter un large éventail de processus physiques et écologiques (à savoir les processus de surface, la physiologie et la phénologie des plantes et le bilan de carbone) à travers différentes échelles de temps.

Le module de surface terrestre qui utilise deux couches de végétation et six couches de sol permet de simuler les échanges surfaciques dans des conditions d'état de surface variables. La teneur en eau du sol, variable dans le temps et l'espace, est définie pour chaque couche en fonction de la conductivité hydraulique du sol, de la rétention en eau du sol, de l'absorption par la plante et des conditions aux limites (Kucharik et al. 2000). IBIS simule explicitement les écoulements de surface et de sub-surface sur la base d'une grille fonction des caractéristiques du sol, de la végétation et du climat. L'écoulement entre les cellules de la grille est simulé par la suite à l'aide du modèle de routage THMB pour une résolution horizontale de 5 minutes et par saturation du sol (Foley et al. 1996; Kucharik et al. 2000).

Le modèle IBIS a été largement testé globalement et régionalement, principalement en Australie (Foley et al. 1996; Kucharik et al. 2000; Chen et al. 2015) mais également sur des bassins semi-arides Africain (Coe & Foley 2001; Delire & Foley 1999; Li et al. 2007; Boone et al. 2009). Le modèle a montré un bon accord sur les tendances globales du ruissellement par rapport aux observations malgré une performance limitée pour les régions arides et semi-aride où il surestime à la fois les eaux de ruissellement et de drainage (Li et al. 2005).

3.2. Modèles semi-distribués

SWAT (Sol and Water Assessment Tool)

Développé par l'USDA (United States Department of Agriculture, source : <http://www.usda.gov/>), SWAT est un modèle hydrologique à base physique semi-distribué avec une interface graphique

(AGWA). L'objectif scientifique de SWAT était de prévoir l'impact des effets combinés des changements climatiques et des modifications de pratiques de gestion des terres sur l'eau et le transport des sédiments (Lørup et al. 1998).

D'un point de vue hydrologique, SWAT peut analyser un bassin versant dans sa globalité ou le subdiviser en unités hydrologiquement similaires (HRU) qui sont elles même définies en fonction de l'occupation du sol, de la topographie et de la pédologie (Laurent & Ruelland 2010). Il permet de prendre en compte différents processus hydrologiques tels que l'infiltration, l'écoulement de surface et de sub-surface, la croissance dynamique de la végétation, l'agriculture ou encore la fonte des neiges. Il permet de dériver les sous bassins et le réseau de drainage correspondant à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) et de calculer le bilan hydrologique journalier à partir de données météorologiques, pédologiques et d'occupation du sol (Arnold & Fohrer 2005).

Ce modèle a été largement utilisé dans plusieurs régions climatiquement différentes telles qu'au sud de l'Inde (Perrin et al. 2012), au sud des Etats-Unis (Hernandez et al. 2005), ou encore en Afrique (Mango et al. 2011; Xie et al. 2012; Chaponniere 2005; Sintondji et al. 2008).

VIC (Variable Infiltration Capacity)

Le modèle VIC (Wood et al. 1992), est un modèle hydrologique conceptuel semi-distribué, développé par l'université de Princeton. Il modélise les bilans d'eau et d'énergie pour des applications à grande échelle, de manière à représenter les grands bassins continentaux et les fleuves.

La génération du ruissellement dans VIC est basée sur le ruissellement sur surfaces saturées (ruissellement de Dunne). Tout comme les modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (SVATS), il équilibre le bilan d'eau et d'énergie à la surface du sol. Travaillant au pas de temps journalier ou horaire, il se distingue des SVATS par la paramétrisation sous maille de l'humidité du sol, des processus de transferts et de production. Les processus de chaque cellule sont simulés indépendamment les uns des autres avec une variabilité sous maille de l'occupation du sol et de la topographie fondée sur des relations statistiques. Dans le schéma VIC, le ruissellement est la somme des contributions des surfaces déjà saturées et de celles qui le deviennent en raison des précipitations incidentes (Gao et al. 2009).

Les paramètres de forçage nécessaire au modèle VIC sont des données de forçage météorologique (précipitation journalière, rayonnement, température, humidité relative, vent etc.) et des fichiers paramètres de la variabilité spatiale du sol et de la végétation (LAI, Ks, rugosité etc).

Le modèle a été validé à large échelle (Wood et al. 1992) et appliqué sur des zones semi-arides. En Arizona, Liang et al. (1994) ont déterminé qu'une mince couche supérieure (5-15 cm) a amélioré de manière significative les prévisions de l'évapotranspiration dans les climats arides. Yuan et al. (2013) en Afrique, on appliqué le modèle VIC afin d'évaluer et de reproduire les sécheresses africaines.

TOPMODEL

TOPMODEL est un modèle conceptuel, déterministe et semi-distribué développé initialement par Beven et Kirkby (Beven & Kirkby 1979). Modèle de type pluie-débit, il a été conçu afin de prédire les mécanismes pluie-ruissellement en incorporant l'hétérogénéité topographique du milieu.

Ce modèle suit une approche articulée autour de deux idées : 1) le ruissellement se produit sur des zones contributives variables et 2) la topographie influence la manière dont se produit le ruissellement. Il a la capacité de traiter à des pas de temps journaliers, des échelles spatiales différentes telles que le bassin versant dans son ensemble ou à l'échelle parcellaire en découpant le paysage en fonction de la similarité du fonctionnement hydrologique.

Ainsi le volume ruisselé, l'infiltration, l'évaporation et l'interception sont calculés pour chaque exutoire des parcelles.

Validés aux Etats-Unis dans le Yorkshire (Beven & Kirkby 1979), les nombreux dérivés de TOPMODEL ont été largement utilisés en Afrique de l'Ouest et notamment au Bénin afin de définir les différentes composantes du cycle de l'eau dans un contexte de changement d'usage des sols (Kamagaté et al. 2007; Séguis et al. 2002). Toutefois, d'après Hermassi et al., (2009) TOPMODEL n'est pas un choix judicieux dans le cas d'un écoulement par dépassement de la capacité d'infiltration du sol.

ABC - rwf (Ana-Bernard-Christophe - r. watershed features)

ABC est un modèle hydrologique dérivé du modèle r.water.fea (Vieux & Gaur 1994). Modèle physique semi-distribué, il a été développé en 1996 par Ana Maia, Bernard Cappeleare et Christophe Peugeot afin d'étudier les processus qui contrôlent le cycle hydrologique continental et d'estimer le bilan d'eau à différentes échelles spatiales.

Il travaille spatialement en panneaux trapézoïdaux homogènes pour lesquelles sont définies les données géométriques (longueur, largeur, réseau de drainage, pente), les paramètres de production (conductivité hydraulique à saturation, humidité initiale du sol, humidité à saturation, porosité et succion) et les paramètres de transfert (rugosité). Le sol est considéré dans ce modèle comme un réservoir unique caractérisé par une capacité de stockage minimale et maximale. Pour chaque unité, l'équation de Green et Ampt est utilisée comme fonction de production, et l'équation de l'onde cinématique comme fonction de transfert afin de modéliser le ruissellement d'un bassin versant (adapté au ruissellement Hortonien). L'intensité des pluies au pas de temps de la minute constitue une des principales variables d'entrée du modèle. A l'échelle du bassin, le modèle ne permet pas de simuler la restitution de l'eau souterraine dans le réseau (Hermassi et al. 2009). La capacité du modèle à traiter les processus hydrologiques à l'échelle de la parcelle permet une meilleure représentativité des bassins particulièrement hétérogènes en terme de topographie, type de sol ou encore couverture végétale. Cependant, il est peu adapté aux terrains à faible pente, et impose par défaut, une pente minimale de 5%.

L'ensemble des caractéristiques et des processus qui définissent le modèle ABC-rwf servent à répondre à des problématiques hydrologiques typiques des régions semi-arides (Peugeot et al. 2007). Utilisé principalement en zone sahélienne et tout particulièrement au Niger (Massuel et al. 2003; Cappelaere et al. 2011; Boulain et al. 2006; Séguis et al. 2004), ce modèle a fourni de très bons résultats pour simuler le ruissellement de surface.

WASA: Water Availability in Semi-Arid environment

WASA (Güntner 2002) est un modèle pluie-débit déterministe, spatialement distribué, dont l'objectif principal est de simuler les écoulements continus.

Quatre modules définissent les composantes du modèle : un module deux couches permettant de prendre en compte la reprise évapotranspiratoire de la végétation, un module d'infiltration qui définit le taux d'écoulement par excès de saturation en eau du sol, un module de stockage et un module de quantification des prélèvements d'eau par l'homme ou les animaux. La résolution temporelle du modèle est usuellement journalière mais une résolution horaire peut également être appliquée. En ce qui concerne la résolution spatiale, WASA est un modèle distribué dans le sens où l'aire d'étude peut être subdivisée HRU. En ce sens, WASA possède des aspects d'un modèle semi-distribué.

WASA est un modèle qui a été largement utilisé au Brésil (Güntner 2002; Güntner et al. 2009; Mueller et al. 2008) en zone semi-aride, pour représenter les processus hydrologiques dominants de ces environnements.

3.3. Modèles distribués

MIKE-SHE (MIKE - Système Hydrologique Européen)

MIKE-SHE est le modèle dérivé du système hydrologique européen, SHE, développé par l'Institut Hydraulique Danois, SOGREAH (France) et l'Institut d'Hydrologie (RU). Modèle hydrologique distribué à base physique, il a été mis en place afin d'étudier l'évolution de la ressource en eau et les problèmes environnementaux.

Le modèle MIKE-SHE permet une modélisation aussi bien sur du long terme que sur des pas de temps fins (événementiel) et se décompose en deux fonctions : la fonction de production qui utilise des données météorologiques et des paramètres de végétation afin de simuler l'évapotranspiration, l'infiltration et la pluie nette. La fonction de transfert qui décrit le cheminement de l'eau de surface, est basée sur les équations de continuité ou de saint Venant (ruissellement diffus ou concentré) en s'appuyant sur la topographie, la forme de chenaux et les paramètres de résistance au flux. La hauteur d'eau susceptible de s'écouler est définie en fonction de la pluie nette et de la part d'eau évapotranspirée et infiltrée (Company 1995).

Ce modèle a été largement utilisé sous des régimes hydrologiques et climatiques variés (McMichael et al. 2006) et principalement pour les zones humides telles que l'Angleterre (Thompson et al. 2004) ou le nord de la Chine soumis à la mousson continentale (Zhang et al. 2008). Pour le projet ALMIP, MIKE-SHE a été appliqué en zone semi-aride sahélienne (Boone et al. 2009). McMichael et al. (2006) ont

également appliqué une version modifiée du modèle MIKE-SHE (MIKE_m) en région semi-aride de Californie, version plus souple en ce qui concerne les données de forçage.

ANSWERS (Areal Nonpoint Source Watershed Environmental Response Simulation)

Modèle développé par Beasley et al (1980) à l'université de Purdue, Indiana, ANSWERS est un modèle distribué et événementiel conçu pour simuler la variabilité spatiale des écoulements, de l'infiltration, du drainage souterrain et de l'érosion. Le modèle comporte deux composantes principales : un module de réponse hydrologique du bassin et un module d'érosion du sol. Pour cela, il a notamment besoin d'un modèle numérique de terrain à haute résolution, de la pluie, du type de sol et de la couverture végétale.

ANSWERS travaille spatialement en mailles carrées, chacune définie par des caractéristiques hydrologiques et géométriques uniformes (pente, capacité d'infiltration, porosité, rugosité, teneur en eau, couverture végétale etc.).

L'infiltration est définie en chaque point en fonction des caractéristiques du sol et des conditions d'humidité de ce dernier. Concernant le ruissellement, ANSWERS, utilise les équations de continuité pour le routage de l'écoulement Hortonien en fonction de la pente, du coefficient de rugosité, de l'interception et de la capacité de rétention du sol. Toutefois, il n'inclut pas les écoulements latéraux.

Adapté à des sites peu instrumentés, ANSWERS a été utilisé sur de nombreuses zones aride à semi-arides tel qu'en Afrique de l'Ouest (Sénégal; Perez et al., 1997), en Australie (Connolly & Silburn 1995), en Inde (Beasley et al. 1980) ou encore en Argentine (Migliaccio & Srivastava 2007). Préférentiellement, il est utilisé pour analyser l'impact de l'activité agricole sur l'hydrologie et sur la qualité des eaux souterraines.

DiCaSM (Distributed Catchment Scale Model)

Modèle distribué à base physique, DiCasSM a été développé afin d'estimer le bilan hydrique d'un bassin versant en tenant compte de l'impact de la variabilité climatique et d 'usage des terres sur les flux d'eau (Bromley et al. 1997; Ragab & Bromley 2010).

L'avantage de ce modèle est la flexibilité dans ses exigences de données de forçage grâce à une base de données intégrée qui définit des valeurs par défaut des paramètres inconnus, et grâce à des fonctions de pédotransfert qui permettent de générer les paramètres hydrauliques du sol qui manquent. Son approche distribuée, lui permet de travailler à des échelles variables pour des grilles carrées de 1km par défaut. Il traite les paramètres d'entrée à l'échelle de la sous maille se qui lui permet de travailler sur des bassins hétérogènes. Le modèle DiCaSM permet de calculer au pas de temps journalier, les composantes du bilan hydrique (évapotranspiration, interception, ruissellement, infiltration) y compris du sol, l'humidité, les flux des cours d'eau et la recharge des nappes pour chaque maille (Ragab & Bromley 2010). La mise en place du ruissellement de surface se fait aussi bien par sursaturation du sol que par ruissellement Hortonien.

Outre les études effectuées en Europe (Ragab & Bromley 2010; Choukr-Allah et al. 2012), le modèle DiCaSM est également appliquée au Brésil (Montenegro & Ragab 2012; Montenegro & Ragab 2010) où il a montré sa capacité à prédire le comportement hydrologique d'un bassin versant semi-aride, englobant hétérogénéité du sol et de la végétation.

POWER (Planner Oriented evaluative Watershed model for Environmental an socio-economic Responses)

POWER (Reggiani et al. 1998) est un modèle continu, semi distribué et à base physique.

Le modèle s'appuie sur une discrétisation du bassin versant en sous bassins élémentaires obtenus grâce à l'analyse d'un MNT et du réseau hydrographique qui en découle. Ces sous bassins sont considérés comme hydrologiquement homogène. Il permet de modéliser à des pas de temps horaires à sous horaires, les différentes composantes du bilan d'eau (interception, infiltration, humidité du sol, évapotranspiration, écoulements de surface et souterrain). Pour cela, le modèle nécessite des séries de pluie et d'évapotranspiration potentielle, mais également des informations sur les propriétés hydrauliques du sol, l'occupation du sol ou encore la végétation. La fonction d'écoulement peut traiter aussi bien les écoulements de type Hortonien que des écoulements par saturation du sol.

Après validation sur un bassin semi-aride d'Arizona (Reggiani et al. 1998), une première version du modèle a été appliqué sur le bassin de la Donga (Bénin) où il a donné des résultats encourageants (Braud et al. 2001).

STREAM (Sealing and Transfert by Runoff an Erosion taking into account Agriculture Management)

Le modèle STREAM a été mis en place par l'institut national de recherche agronomique (INRA), afin d'étudier les phénomènes d'érosion et de ruissellement Hortonien sur les sols limoneux agricoles. Le modèle s'appuie sur les mécanismes élémentaires du ruissellement, à savoir : le couvert végétal, la rugosité et le faciès structural (Desprats et al. 2003) pour des sorties à une échelle parcellaire (5-10 m²) ou à l'échelle du bassin au pas de temps journalier. Le modèle est structuré en quatre modules : 1) la pluie, 2) les antécédents pluvieux, 3) l'occupation du sol, définie par le faciès (croule de battance), la rugosité du sol et la couverture végétale, et 4) le type de sol. Cette structuration associée aux paramètres du réseau de circulation (pente, sens de labour des sols, motifs agraires) permet de partitionner les eaux entre ruissellement et infiltration (King et al. 2005). Par ailleurs, le modèle est incorporé dans un SIG afin de tenir compte de la variabilité spatiale des processus d'érosion et de ruissellement.

Calé et validé en Normandie, il n'a été utilisé que sur des bassins versant Français (Cerdan et al. 2002; Souchere et al. 2001)

CASC2D (CASCade of planes in 2-Dimensions)

Modèle distribué à base physique, CASC2D a été développé pour simuler la réponse hydrologique de petits bassins versants caractérisés par une distribution des pluies variable dans le temps et l'espace.

Les composantes majeures en sortie du modèle CASC2D sont la distribution des pluies, l'interception, l'infiltration et le ruissellement. Modèle 2D, il subdivise le bassin en grilles (30-300m) afin de tenir compte de l'hétérogénéité spatiale des caractéristiques du bassin (pente, rugosité, conductivité hydraulique, pression capillaire etc.). Le ruissellement par sursaturation du sol ou par dépassement de la capacité d'infiltration est résolu numériquement par la technique des différences finies (Molnar & Julien 2000). Les précipitations non interceptées par la végétation sont soumises à la rétention de surface et à l'infiltration.

Modèle développé pour les bassins arides et semi-arides dominés par un ruissellement de type Hortonien, le modèle CASC2D a été appliqué avec succès sur des bassins versants du Colorado (Downer et al. 2002; Molnar & Julien 2000), en milieu semi-aride, dont la superficie était inférieure à 50 km² (Molnar & Julien 2000; Ogden & Julien 1993). Le couplage avec l'interface graphique WMS (Watershed Modeling System) a par ailleurs permis de simplifier la mise en place des données de forçage nécessaire au modèle.

PRMS (Precipitation Runoff Modelling System)

PRMS (Leavesley et al. 1983) est un modèle pluie-débit déterministe et distribué développé par l' US Geological Survey (USGS) (USGS; 1983) afin d'évaluer les impacts des précipitations, du climat et du changement d'occupation du sol sur les écoulements et le transport des sédiments d'un bassin versant.

Le modèle travaille au pas de temps journalier et subdivise le bassin en HRU d'une superficie moyenne de 40m², pour lesquelles la physiographie (pente, altitude), la couverture végétale, le type de sol (deux couches) et la distribution des pluies doivent être renseignés. Chaque composante majeure du cycle hydrologique est exprimée par des lois physiques ou des relations empiriques utilisant les caractéristiques du bassin versant. Le ruissellement est résolu par l'approximation de l'onde cinématique, fonction des propriétés du sol et de la pluie. Les données d'entrées nécessaires sont les précipitations journalières, la température maximale et minimale quotidienne de l'air, le rayonnement solaire tous les jours et les débits par jour (pour l'étalonnage).

Peu utilisé jusqu'à présent, la seule application répertoriée a été effectuée sur un bassin à Chypre (Mazi et al. 2004).

DHSVM (Distributed Hydrology Soils and Vegetation Model)

Modèle hydrologique couplé à un SVAT, DHSVM (Wigmosta et al. 1994) est un modèle distribué développé par l'université de Washington permettant la représentation des écoulements de surface et de sub-surface.

Ce modèle est généralement appliqué pour des larges échelles spatiales (de 100 à 200000 km²) et pour des pas de temps fins (journaliers ou horaires). DHSVM subdivise le bassin en cellules uniformes afin de prendre en compte la variabilité spatiale des caractéristiques physiques du bassin. Pour chaque cellule, l'occupation du sol et le type de sol doivent être renseignés. Le modèle représente

explicitement les effets de la topographie et de la végétation sur les écoulements grâce à une zone racinaire représentée par trois couches, un flux évaporatoire calculé pour chaque couche de végétation et une redistribution latérale. Les écoulements sont générés soit quand les précipitations excèdent la capacité d'infiltration du sol (définie par l'utilisateur), soit quand la surface est saturée.

Ce modèle est principalement appliqué en région montagneuse, mais a également été appliqué sur quelques bassins semi-arides en Chine (Zhao et al. 2009) et plus récemment sur un bassin tropical au Bénin (Gascon et al. 2015; Leroux et al. 2016)

MARINE (Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des événements Extrêmes)

MARINE est un modèle distribué et à base physique dédié à la prévision des crues éclaircies sur de petits bassins versants (quelques centaines de km²; Estupina Borrell, 2004) développé au sein de l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse (IMFT).

Son approche distribuée permet de mieux représenter l'hétérogénéité de la pluie ainsi que celle du bassin versant pour des sorties au pas de temps journalier. Les données requises sont les suivantes : modèle numérique de terrain, occupation et nature du sol et précipitations (provenant du RADAR météorologique). Les paramètres d'infiltration ainsi que les coefficients de rugosité sont évalués à partir de la nature du sol et de l'occupation du sol respectivement. Le ruissellement est généré par dépassement de la capacité d'infiltration (Horton) étant donné le caractère généralement prépondérant de ce processus en condition de crues. Dans MARINE, seule l'infiltration dans la zone non-saturée est prise en compte, les processus d'interception et d'évapotranspiration sont supposés négligeables.

Son application est spécialement dédiée aux crues éclaircies typiques du sud de la France (Estupina Borrell et al. 2005; Bessière et al. 2008).

KINEROS-2 (KINematic runoff and EROsion - 2)

KINEROS2 (Smith et al. 1995; Semmens et al. 2008; Goodrich et al. 2011a) est un modèle événementiel, distribué et à base physique permettant de simuler et de décrire les processus d'interception de la pluie par la canopée, d'infiltration, de ruissellement de surface et d'érosion sur des petits bassins versants.

KINEROS 2 est la seconde génération de la version initiale de KINEROS (Woolhiser et al. 1990). Le bassin versant réel est schématisé par une cascade de plans et de chenaux en fonction de la morphopédologie du bassin. Le passage entre le bassin réel et le bassin schématisé conserve le plus possible dans un premier temps, les caractéristiques géométriques du terrain et dans un second temps, l'homogénéité des caractéristiques hydrodynamiques de chaque plan (pente, porosité, rugosité, conductivité hydraulique à saturation, couverture végétale etc.).

Les équations qui décrivent le ruissellement sur les plans et son transfert dans les chenaux, l'érosion et le transport des solides sont résolues par la technique des différences finies. Les différents processus tiennent compte de la variabilité spatiale de la pluie, de l'infiltration et des paramètres d'érosion.

Applicable pour des précipitations de forte intensité et de courte durée, la modèle a la capacité de simuler aussi bien des écoulements par dépassement de la capacité d'infiltration (Horton) que des écoulements par saturation du sol (Dunne) au travers d'un profil de sol à deux couches.

Ce modèle a été conçu pour satisfaire les conditions hydrologiques particulières des milieux arides à semi-arides. Il a par conséquent été largement utilisé au Mexique (San Pedro) et en Arizona où il est développé et validé (Woolhiser & Goodrich 1988; Hernandez et al. 2005; Kepner et al. 2008; Miller et al. 2002). Il a par ailleurs été appliqué en méditerranée (Mansouri et al. 2001) ainsi qu'en Afrique où la Tunisie (Lajili-Ghezal 2004; Maktar et al. 2008; Afef 2014) et le Burkina-Faso ont été privilégiés (Karambiri & Ribolzi 2005; Karambiri 2003).

Le Tableau 2 permet de comparer les différents modèles hydrologiques que nous avons identifiés et décrits précédemment, en fonction des critères et des objectifs que nous nous sommes fixés pour cette étude (Chapitre 2, section II.2.2). Pour les résumer, le modèle doit pouvoir traiter le bassin versant en HRU, tenir compte de la variabilité spatiale des propriétés du sol et du couvert, faire du ruissellement Hortonien, tenir compte des précipitations intenses et courtes et enfin avoir un accès libre à son code source. Une expérience préalable en zone semi-aride (ZSA) est souhaitée également.

Modèles	Horton	Sub-Horaire	HRU	Sol et Couvert	Utilisé en ZSA	Accès au code
ORCHIDEE		X			X	X
ISBA-TRIP	X*	X		X	X	X
GR2M				X	X	
WBM				X	X	
IBIS		X		X	X	
SWAT	X		X	X	X	X
VIC	X*			X	X	X
TOPMODEL				X	X	X
ABC-rwf	X	X	X	X	X	X
WASA	X		X	X	X	X
MIKE-SHE	X	X		X	X	X*
ANSWERS	X			X	X	
DiCaSM	X			X	X	X
POWER	X	X	X	X	X	X
STREAM	X			X		
CASCA2D	X	X		X	X	X
PRMS	X	X*	X	X	X	
DHSVM	(X)			X	X	X
MARINE	X		X	X		
KINEROS-2	X	X	X	X	X	X

Tableau 2: Comparaison des modèles selon les critères de sélection, fonctions des objectifs et du contexte de l'étude. *Implémentation par des utilisateurs d'un nouveau module sur la version originale pour tenter de répondre à de nouvelles contraintes.

Ce tableau permet de faire ressortir 3 modèles qui répondent aux critères et objectifs principaux de l'étude : **ABC-rwf**, **POWER** et **KINEROS-2**; toutefois, des critères secondaires peuvent être pris en compte afin de préciser ce choix. Ainsi, le modèle doit également avoir la capacité de traiter les bassins versant de topographie faible (pente $< 2\%$) et de pouvoir s'adapter à des situations où les données disponibles sont peu nombreuses.

Le modèle ABC-rwf impose une pente minimale de 5 % pour chacune de ses unités, ce qui en fait un choix inadéquat pour cette étude. Concernant le modèle POWER, celui-ci est particulièrement demandeur en données d'entrées telles que des séries d'évapotranspiration ou encore des informations sur les propriétés hydrauliques des différents types de sol. Si le modèle KINEROS-2 est aussi exigeant, il est plus flexible grâce à son interface SIG qui permet de déduire toutes ces informations à partir de cartes de typologie des sols et de couvert associées à des abaques issues de la littérature et de l'expérimentation.

En fonction de tous les critères énumérés ici, le modèle **KINEROS-2** semble le plus adéquat pour répondre aux exigences fixées pour cette étude et a été par conséquent appliqué au bassin d'Agoufou.

III. KINEROS-2

KINEROS a été développé par l'USDA (US Department of Agriculture) à la fin des années 1960 sur de petits bassins versant pastoraux au sud du Dakota. Le modèle avait pour but de simuler le ruissellement de surface d'un bassin versant par une cascade de plans contribuant latéralement au réseau hydrographique représenté par des chenaux (Woolhiser et al. 1970). Un nouveau module a été introduit par la suite dans le modèle, qui fait intervenir les processus d'infiltration, d'érosion et de transport des sédiments. La modèle KINEROS ainsi fait, a été décrit en détail par Smith et al. (1995), et sa documentation a été publié en 1990 (Woolhiser et al. 1990).

A la suite de cette première version, quelques éléments de nouveauté ont été ajoutés afin de rendre la structure du modèle plus robuste à de plus larges applications. Cette nouvelle version, nommée KINEROS-2 (K2) est aujourd'hui un logiciel open source gratuit et disponible, avec sa documentation, sur internet (<http://www.tucson.ars.ag.gov/kineros/>).

Dans sa version la plus complète, le modèle K2 est un modèle événementiel, distribué et à base physique permettant de simuler et de décrire les processus hydrologiques tels que l'interception, l'infiltration, le ruissellement ou encore l'érosion sur des bassins versants naturels ou urbanisés.

1. Un modèle schématique

Dans K2, le bassin versant est schématisé comme une mosaïque d'éléments spatialement distribués qui peuvent être de différents types. Les éléments du modèle sont représentés par des formes pouvant être orientées et où l'écoulement est unidimensionnel. Il est possible de subdiviser le bassin versant de telle sorte que certains éléments spécifiques soient isolés, comme par exemple, des plages imperméables, des changements brutaux de pentes ou encore une forte variabilité des types de sol. Le modèle traite

les éléments d'amont en aval afin de garantir que les conditions aux limites soient toujours définies. Les différents types d'éléments qui peuvent être traités dans le modèle K2, représentent les surfaces (plans), le milieu urbains, le réseau hydrographique (chenal), les réservoirs, les buses ou encore l'injection extérieures d'eau ou de sédiments. Pour notre étude, et dans un contexte de bassin versant naturel, seul les éléments de surfaces et les chenaux sont utilisés et décrits plus précisément par la suite (Figure 35).

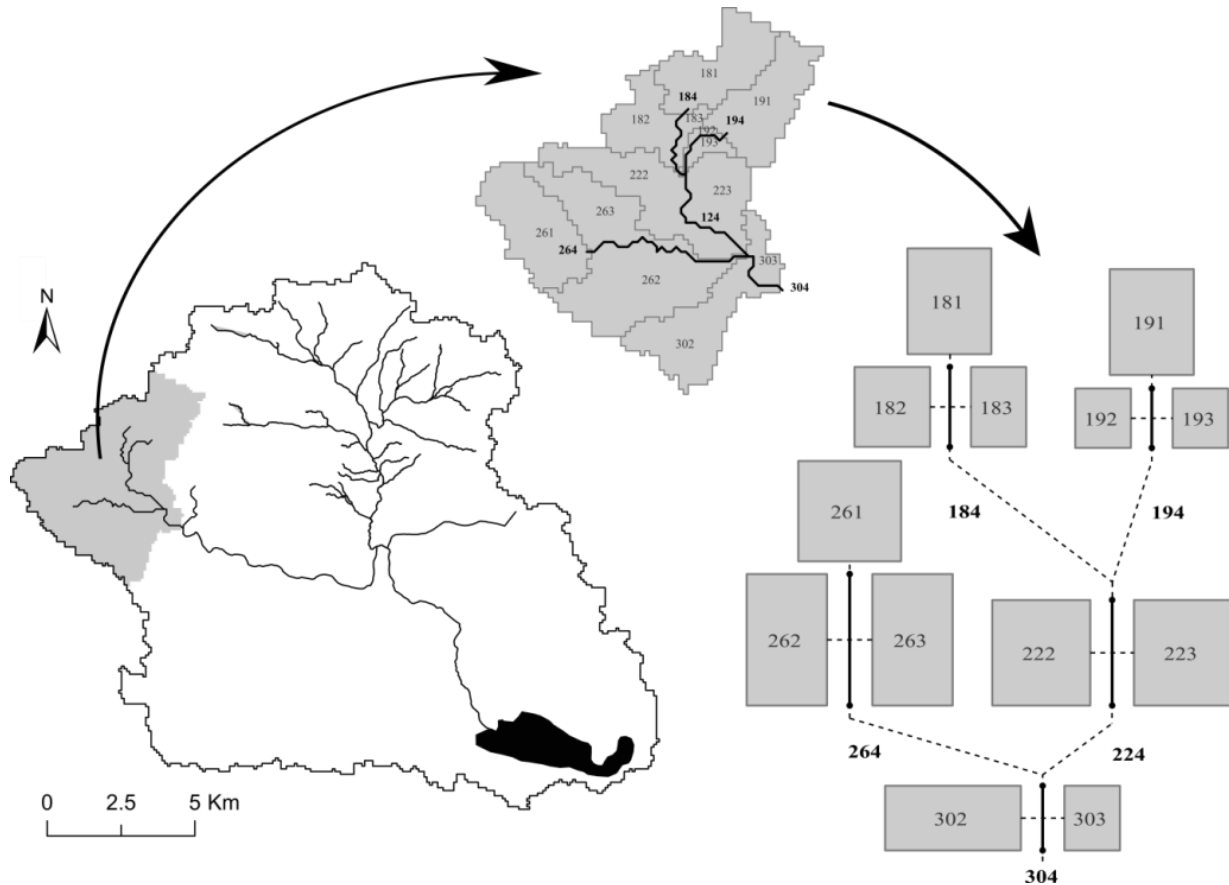


Figure 35: Schématisation d'un sous bassin d'Agoufou par une cascade de plans et de chenaux, homogènes et termes de propriétés hydrodynamiques. Représentation conceptuelle de K2.

1.1. Les éléments de surface (les plans)

Les éléments de surface sont schématisés par des surfaces planes rectangulaires avec des propriétés hydrologiques homogènes (HRU). Afin de respecter le caractère homogène de ces plans, des surfaces non uniformes ou encore des ruptures de pentes peuvent conduire à une représentation de plans en cascade se déversant les uns dans les autres. Le passage du bassin réel à la schématisation tente de respecter le plus fidèlement possible toutes les caractéristiques géométriques du terrain telles que le relief, la microtopographie ou encore la pente. Une des nouveautés de la seconde version de KINEROS est de pouvoir représenter deux couches de sol distinctes par plan.

1.2. Les éléments du réseau hydrographique (les chenaux)

Le réseau hydrographique est représenté comme une succession de tronçons dans lesquels se déversent les plans. Les chenaux sont représentés par deux sections transverses trapézoïdales qui représentent la section principale et le lit mineur. Chaque tronçon possède des paramètres hydrologiques et géométriques propres, mais qui peuvent différer entre les deux sections. Tout comme pour les plans, l'ensemble des propriétés hydrologiques qui les caractérisent, doivent être spécifiées.

2. Les processus représentés

Comme spécifié précédemment, le modèle K2 a été amélioré afin de considérer de manière plus réaliste les processus hydrologiques agissant dans les zones semi-arides. Aujourd'hui, il permet de décrire les processus d'interception, d'infiltration, de ruissellement ou encore d'érosion fonction de la topographie, des précipitations et des propriétés du sol et du couvert. Les processus d'érosion et de transport des sédiments n'étant pas utilisés dans cette étude nous ne les présenterons pas ici. La capacité du modèle à décrire ces processus et à simuler le bilan de matière est détaillée dans Semmens et al. (1995).

2.1. Les précipitations

Les précipitations sont modélisées comme étant spatialement uniformes sur chaque élément mais variables entre éléments si il y a plus d'un pluviomètre.

Dans ce second cas, la variabilité spatiale et temporelle des précipitations est exprimée par interpolation à partir des différents pluviomètres de l'élément. Chaque élément est représenté par une seule paire de coordonnées correspondant à son centre de gravité (X et Y). L'interpolation cherche les trois pluviomètres les plus proches. Si il n'existe pas une telle configuration, elle prend les deux pluviomètres et sinon elle trouve celui qui est le plus proche et lui attribue ses valeurs.

Sur le bassin d'Agoufou, la spatialisation des précipitations, traduite par les différents pluviographes et pluviomètres autour du bassin, est particulièrement mal représentée autant par la quantité que par la qualité des données. De plus, comme spécifier dans le Chapitre 2 et présenté en Annexe 1, les cellules pluvieuses étant particulièrement larges dans la zone, considérer la pluie comme uniforme sur l'ensemble du bassin est une hypothèse raisonnable pour la modélisation moyennant les incertitudes qui y sont liées.

Rappelons également que les précipitations intenses et rapides qui définissent la mousson africaine, nécessitent de travailler à une échelle temporelle de 5 minutes.

2.2. Interception

La capacité d'interception (*INTER*) correspond à la quantité moyenne des précipitations retenues par la végétation. Ces valeurs, tout comme celles de la fraction couverte par la canopée (*CAN*), sont dépendantes de la saison, du stade de croissance, du type de végétation et de la vitesse du vent.

Les deux principaux types de végétation que l'on retrouve sur le bassin d'Agoufou sont les herbacés annuelles et les ligneux. L'étude réalisée par Galdos et al. (2012) sur l'estimation de l'interception de différents couverts au nord de l'Espagne, met en évidence que pour un indice foliaire (LAI) inférieur à 1, le réservoir d'interception est très faible. D'après leur étude et tenant compte du LAI du couvert herbacé sur le bassin d'Agoufou, l'interception moyenne peut être estimée à 0.5 mm/jour. De plus Dijk et Bruijnzeel (2001) estiment l'interception journalière du maïs tropical, caractérisé par un LAI et une hauteur plus importante que pour les herbacés du site d'étude, de 1 mm/événement. D'autre part, considérant les fortes intensités de pluie et les vents forts, l'interception est encore plus faible et sera donc considérée comme négligeable pour la modélisation de notre zone d'étude.

2.3. Infiltration

La seconde version de KINEROS permet une caractérisation plus détaillée du profil du sol pour chaque élément hydrologique où l'eau infiltrée provient, soit directement de la pluie, soit de l'eau de surface résultant de pluies excédentaires (Smith et al. 2002).

2.3.1. Le taux d'infiltration

K2 définit l'infiltrabilité d'un sol comme sa capacité à absorber l'eau lors d'un apport illimité à la surface. Au début d'un événement de pluie et avant accumulation, le taux d'infiltration (f_c) étant limité par la pluie, il est égal au taux de précipitation (r) tandis que l'excès de pluie (q) est nul. Par la suite, le taux d'infiltration est défini par l'équation à 3-paramètres de Parlange (Eq.1; Parlange et al., 1982) dans laquelle est inclus le modèle de Smith et Parlange (1978) et celui de Green et Ampt (Green & Ampt 1911). Les caractéristiques hydriques du sol nécessaires à l'application de cette équation sont la conductivité hydraulique à saturation (K_s), la poussée capillaire effective (G) et un paramètre (α) compris entre 0 et 1 qui permet de décrire de manière optimale le comportement du sol et qui est fixé dans K2 à 0.85 (Woolhiser et al. 1990). S'additionne à ces 3 paramètres principaux, les variables d'état, définies par le déficit de saturation du sol ($\Delta\theta_i$) qui traduit la différence entre la capacité à saturation du sol (S_{MAX}) et la teneur initiale en eau du sol (SA) à chaque pas de temps. Les approximations faites au sein du modèle d'infiltration de K2 relient le taux d'infiltration à la lame d'eau infiltrée dans le sol (I ; Smith et al., 2002).

$$f_c = K_s \left[1 + \frac{\alpha}{\exp\left(\frac{\alpha I}{G \Delta\theta_i}\right) - 1} \right] \quad (1)$$

Le modèle d'infiltration de K2 peut également incorporer un paramètre optionnel décrivant la variation spatiale des propriétés hydrauliques du sol (Smith & Goodrich 2000), représenté par le coefficient de variation de K_s (CV).

2.3.2. Un profil de sol bicouches

Le modèle K2 permet de considérer une ou deux couches de sols. Dans ce dernier cas, la profondeur de la couche supérieure doit être définie (*THICK*). Dans ce système de profil à deux couches, soit la couche superficielle, soit la couche profonde joue le rôle de limite à l'infiltration. Cela dépend des

propriétés du sol, principalement du paramètre K_s et dans une certaine mesure de G (spécifique pour chaque couche de sol), de la profondeur de la couche supérieure (*THICK*) et du taux de précipitation (r). K2 tente de considérer tous les cas possibles afin de les modéliser de la manière la plus réaliste (Corradini et al. 2000). De manière simplifiée, si la couche superficielle est la plus imperméable des deux, il a y soit un écoulement de type Hortonien soit un écoulement par saturation de la couche de surface. A l'inverse, si la couche profonde est plus imperméable que la couche de surface, l'écoulement se produit lorsque le front d'humectation a atteint l'interface entre les deux couches et que la couche supérieure est saturée.

2.3.3. La redistribution de l'eau dans le sol et mouillage préalable

Les événements pluvieux constitués de plus d'une période contributive au ruissellement sont composés de périodes intermédiaires durant lesquelles un assèchement significatif du sol peut se produire. Jusqu'à récemment, la redistribution de l'eau dans le sol durant cette période a été grossièrement approchée ou totalement ignorée dans KINEROS. K2 a introduit un processus de redistribution, correspondant à un écoulement permanent non saturé, en se basant sur la relation de Brooks et Corey décrite par Smith et al. (1993) et Corradini et al. (1994). De manière simplifiée, cette relation consiste à relier le flux d'eau vertical à la teneur en eau du sol en fonction de la profondeur du front d'humectation (Woolhiser et al. 1990).

D'autre part, le modèle d'infiltration peut traiter de l'impact d'une pluie lente, non contributive au ruissellement, sur la teneur initiale en eau du sol. Pour cela, K2 utilise une méthode basée sur l'étude de la dynamique de la teneur en eau du sol lors d'une pluviométrie initiale lente fonction des propriétés du sol et du taux de pluie (Corradini et al. 1994).

2.4. Ruissellement

Le ruissellement dans K2 est défini par l'approximation de l'onde cinématique de l'équation de Saint-Venant, décrite ci après, pour les écoulements de surface (Figure 36) et les chenaux (Figure 38).

À fine échelle spatiale, l'écoulement de surface est un processus tridimensionnel extrêmement complexe mais qui, à une échelle plus grande, peut être considéré comme un processus unidimensionnel dans lequel le taux de ruissellement (Q) est relié à la hauteur d'eau (h) par une relation de puissance simple traduite par l'Equation 2.

$$Q = \alpha h^m \quad (2)$$

Où α et m sont des constantes liées à la pente, la rugosité du sol et le régime du flux (turbulent ou laminaire) et sont calculées par l'Equation 4. Cette équation est utilisée en conjonction avec l'équation de continuité afin de représenter les écoulements de surface par l'approximation d'onde cinématique des équations de Saint-Venant (Eq. 3).

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \alpha m h^{m-1} \frac{\partial h}{\partial x} = q_{lat}(x, t) \quad (3)$$

Où q_{lat} est le taux latéral contributif (c.a.d. le flux qui vient éventuellement s'ajouter à l'écoulement le long de la pente), x est la distance le long de la direction de la pente et t , le temps. Les variables de frottement α et m sont explicités dans K2 par l'utilisation de la loi de résistance de Manning (Eq. 4) où n est le coefficient de rugosité de Manning.

$$\alpha = 1.49 \frac{S^{\frac{1}{2}}}{n} \quad et \quad m = \frac{5}{3} \quad (4)$$

h quant à lui, est soumis à des conditions aux limites imposées par l'apport en eau en amont. Si cet apport en eau est nul, les conditions aux limites le sont également mais s'il existe une surface contributive en amont, la condition aux limites se traduit par l'équation ci-dessous (Eq. 5).

$$h(0, t) = \left[\frac{\alpha_{up} h_{up}(L, t)^{m_{up}} W_{up}}{\alpha W} \right]^{\frac{1}{m}} \quad (5)$$

Où l'indice up se réfère aux caractéristiques de la surface amont, W est la largeur de l'élément (WID) et L sa longueur (LEN ; sens de l'écoulement).

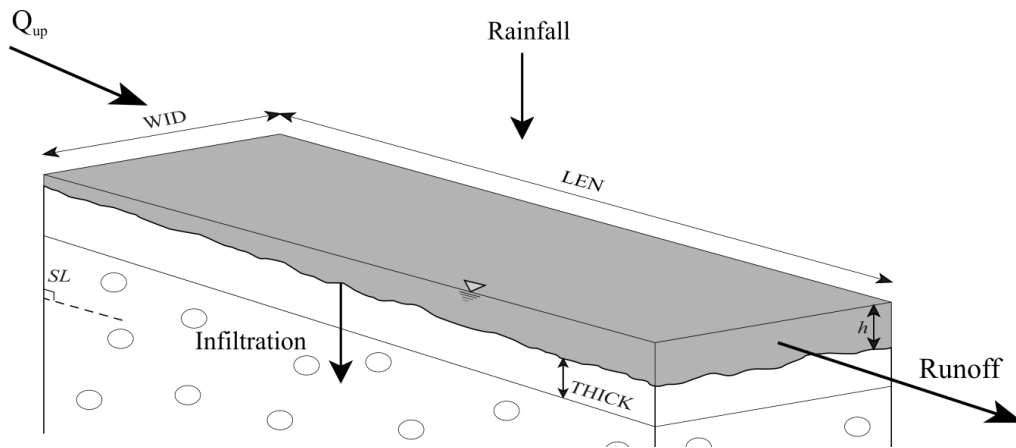


Figure 36: Représentation schématique des processus hydrologiques et des propriétés d'un élément de type "plan" dans K2. Q_{up} est le débit provenant d'un éventuel plan amont, $THICK$ la profondeur de la couche de surface si le système est bicouches, h , est la hauteur de la lame d'eau ruisselée, et LEN , WID et SL sont la longueur, la largeur et la pente du plan.

K2 résout l'équation d'onde cinématique (Eq.3) par la méthode des différences finies à quatre points (Eq. 6). Ce schéma implicite permet de gagner en stabilité par une non-restriction sur les pas de temps (j) et d'espace (i).

$$h_{j+1}^{i+1} - h_{j+1}^i + h_j^{i+1} - h_j^i + \frac{2\Delta t}{\Delta x} \left\{ \theta_w \left[\alpha_{j+1}^{i+1} (h_{j+1}^{i+1})^m - \alpha_{j+1}^{i+1} (h_j^{i+1})^m \right] + (1 - \theta_w) \left[\alpha_{j+1}^i (h_{j+1}^i)^m - \alpha_j^i (h_j^i)^m \right] \right\} - \Delta t (\bar{q}_{j+1} + \bar{q}_j) = 0 \quad (6)$$

Où θ_w est un paramètre de pondération (généralement compris entre 0.6 et 0.8) et \bar{q} la moyenne des apports en eau à chaque pas de temps. La notation pour ce procédé est représentée sur la Figure 37.

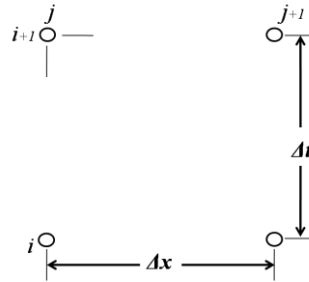


Figure 37: Notation des dimensions spatiales et temporelles de la grille des différences finies

Dans les chenaux, la même équation d'onde cinématique est utilisée, mais cette fois-ci, avec le débit relié à la rugosité du fond du chenal et à sa forme (Eq.3 si forme trapézoïdale du chenal; Eq. 7 si forme circulaire du chenal).

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial A} \frac{\partial A}{\partial x} = q_{lat}(x,t) \quad \text{and} \quad Q = \alpha R^{m-1} A \quad (7)$$

Où q_{lat} est l'apport en eau latéral (LAT), A est la surface de la section du chenal et R le rayon hydraulique.

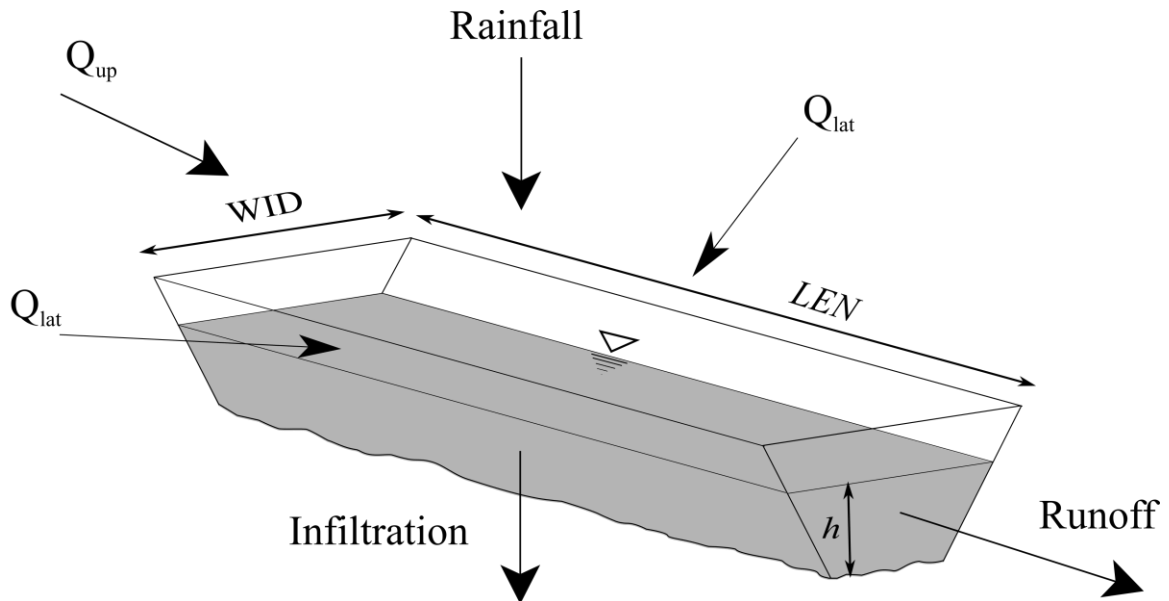


Figure 38: Représentation schématique des processus hydrologiques et des propriétés d'un élément type "chenal trapézoïdal" dans K2. Q_{up} est l'apport en eau de l'élément amont, Q_{lat} l'apport en eau des plans latéraux, WID et LEN, la largeur et la longueur du chenal et h, la hauteur de la lame d'eau.

Le Tableau 3 ci-dessous présente un résumé des variables nécessaires dans cette étude, pour résoudre les processus hydrologiques sur les plans et les chenaux.

Etiquette	Unité	Description
ID	-	Identifiant (les plans amonts se terminent par 1 et les chenaux par 4)
X, Y	m	Coordonnées du centroïde de l'élément (WGS84-30N)
UP	-	Identifiant de l'élément amont s'il y en a un
LAT	-	Identifiant des plans latéraux contributifs au chenal
LEN	m	Longueur de l'élément
WID	m	Largeur de l'élément (pour le chenal 2 valeurs pour les 2 sections)
SL	m/m	Pente
MAN	-	Coefficient de rugosité de Manning
CAN	-	Fraction de couverture végétale sur les plans
SA	cm ³ /cm ³	Saturation initiale du sol (0-1)
SMAX	cm ³ /cm ³	Saturation maximale du sol (0-1)
Ks	mm/hr	Conductivité hydraulique à saturation
THICK	mm	Epaisseur de la couche superficielle dans le cas d'un sol bicouche
G	mm	Poussée capillaire effective moyenne
DIST	-	Indice de distribution des pores (redistribution de l'eau en période sèche)
POR	cm ³ /cm ³	Porosité du sol
FR	-	Texture du sol définit par la fraction en sable, argile et limon

Tableau 3: Description des variables à définir dans K2 pour résoudre les processus hydriques sur les plans et chenaux.

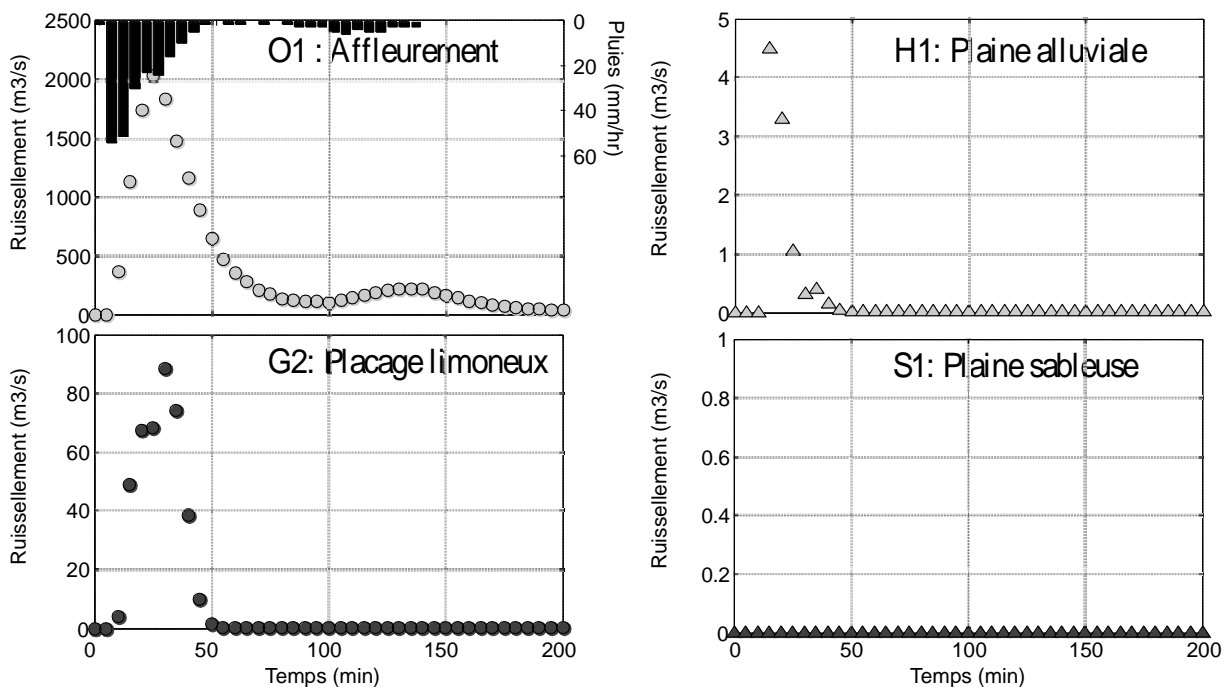


Figure 39: Ruissellement pour un événement de pluie sur différents types de sol : Affleurement (ronds gris), placage limoneux (ronds noirs), plaine inondées (triangles gris) et plaines sableuses (triangles noirs).

La Figure 39, ci-dessus, illustre le ruissellement de surface pour un événement type de la zone d'étude sur un sous bassin versant composé d'un chenal et de trois plans. Ces quatre cas représentent des sols que l'on retrouve sur le bassin d'Agoufou (voir Chapitre 2 section II.1).

On voit que la plaine sableuse ne ruisselle pas du tout, que le placage limoneux et le sol argileux répondent aux intensités les plus fortes du début de l'évènement, et que l'affleurement rocheux produit un très fort ruissellement même pour les précipitations peu intenses.

3. L'interface AGWA

3.1. Description

Durant la dernière décennie, plusieurs études se sont articulées autour du couplage entre Système d'Information Géographique (SIG) et modèles. C'est en ce sens que l'interface AGWA (Automated Geospatial Water Assessment) a été développée.

Cette interface est un outil intégré de modélisation hydrologique développé par l'USDA-ARS-Southwest Watershed Research Center en coopération avec l'USEPA-National Exposure Research Laboratory-Landscape Science Program. AGWA a été conçu pour procéder à l'évaluation des bassins versants pour différentes échelles spatiales et temporelles afin de faciliter l'étude et la gestion des ressources (Miller et al. 2001; Kepner et al. 2008). Cette interface a été couplée à deux modèles hydrologiques: SWAT et K2.

L'interface AGWA a été développée afin de répondre à trois problématiques scientifiques majeures à savoir : 1) Fournir une méthode simple, directe et reproductible pour le paramétrage des modèles hydrologiques. 2) Utiliser des données SIG facilement accessibles pour créer les données d'entrée nécessaires aux modèles distribués et semi-distribués et 3) permettre de faire des simulations en utilisant des scénarii futurs à différentes échelles spatiales et temporelles.

Programme modulaire conçu afin de fonctionner d'une manière progressive, AGWA est une extension pour ArcView3.x de l'Environmental Systems Research Institute (ESRI), gratuitement téléchargeable sur internet (<http://www.tucson.ars.ag.gov/agwa/>) et associé à un forum d'utilisateurs et de développeurs permettant d'améliorer le modèle en fonction de la demande et des problèmes rencontrés.

3.2. Conception

L'outil AGWA utilise des **couches SIG de données du sol, de la topographie et de la couverture végétale** pour dériver les paramètres des bassins versants et les données d'entrée des modèles hydrologiques (Figure 40). Pour ce faire, AGWA utilise dans un premier temps les données primaires (issues directement des SIG) qui vont caractériser la topographie et le sol du bassin. Dans un second temps, ces données primaires sont utilisées en conjonction avec des séries de tables de correspondances de type "abaques", construites à partir de données de la littérature et d'expérimentation terrain afin d'en déduire les données secondaires (paramètres hydrodynamiques), nécessaires pour la modélisation des processus hydrologiques.

L'intérêt d'AGWA dans cette étude a été de pouvoir facilement créer des fichiers paramètres de base afin de **délimiter** le bassin versant contributif au lac d'Agoufou, de le **discrétiser** en éléments homogènes du paysage et de les **paramétrer** par des variables hydrologiques dépendantes de la typologie du sol.

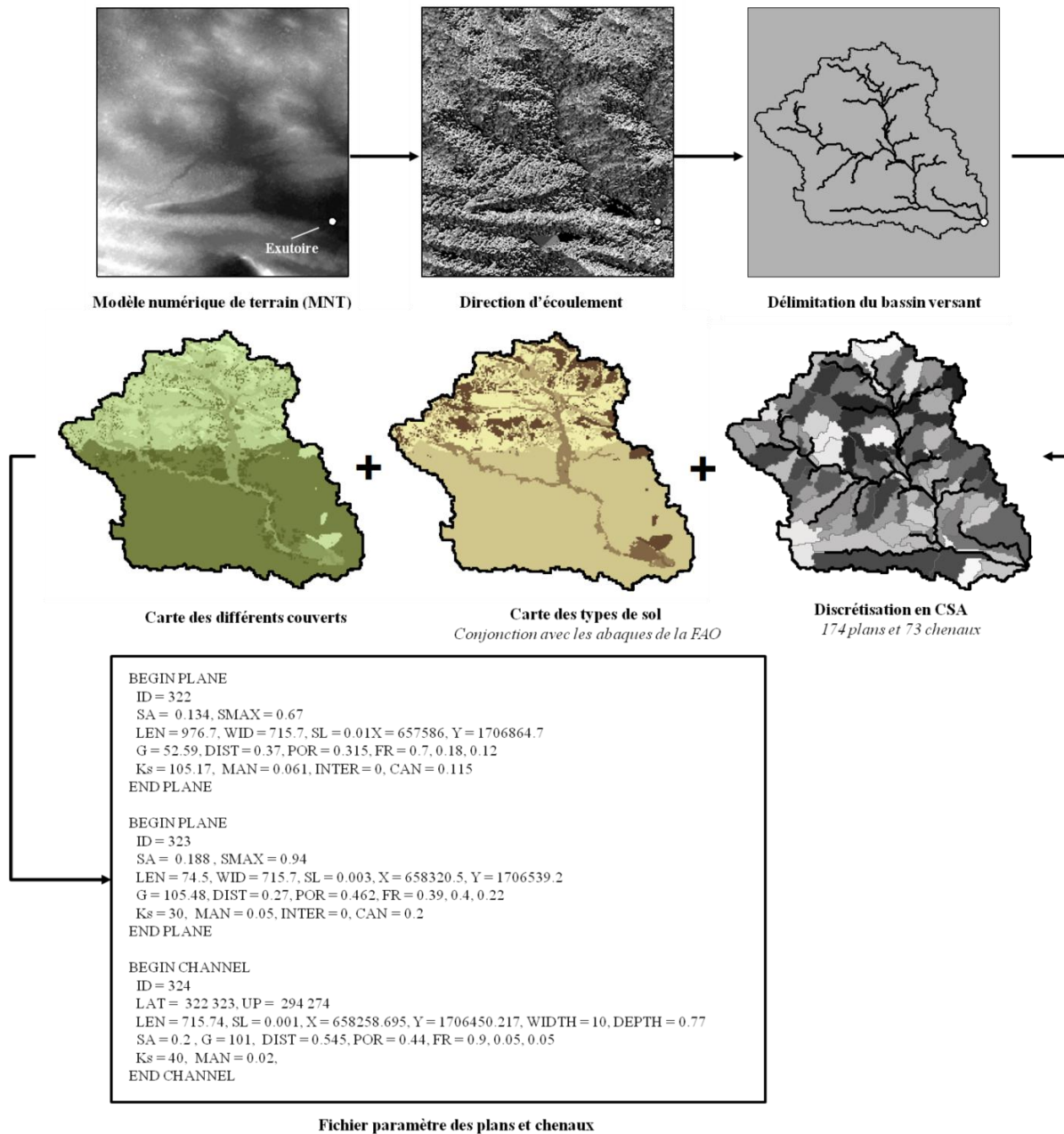


Figure 40: Description des étapes réalisées à l'aide de l'interface AGWA pour obtenir le fichier paramètre d'entrée du modèle K2 à partir d'un MNT, d'une couche de sol et d'une couche de couvert végétal.

3.2.1. Délimitation

La topographie joue un rôle important sur les processus liés aux flux d'eau et d'énergie dans le milieu naturel. Des exemples classiques comprennent le ruissellement de surface, l'évaporation, l'infiltration

ou encore l'érosion (voir par exemple Timouk et al., 2009). L'évaluation quantitative de ces processus dépend des conditions aux limites définies par la configuration topographique du paysage (Smith et al. 1999).

La topographie du paysage peut être numérisée dans un tableau de valeurs d'élévation communément appelé, Modèle Numérique de Terrain (MNT) qui permet de déterminer les caractéristiques d'un paysage telles que les lignes de partage des eaux, la pente ou encore le réseau hydrographique (Miller et al. 2002). C'est à partir de ce MNT et de l'identification d'un point exutoire qu'est délimité le bassin versant dans AGWA.

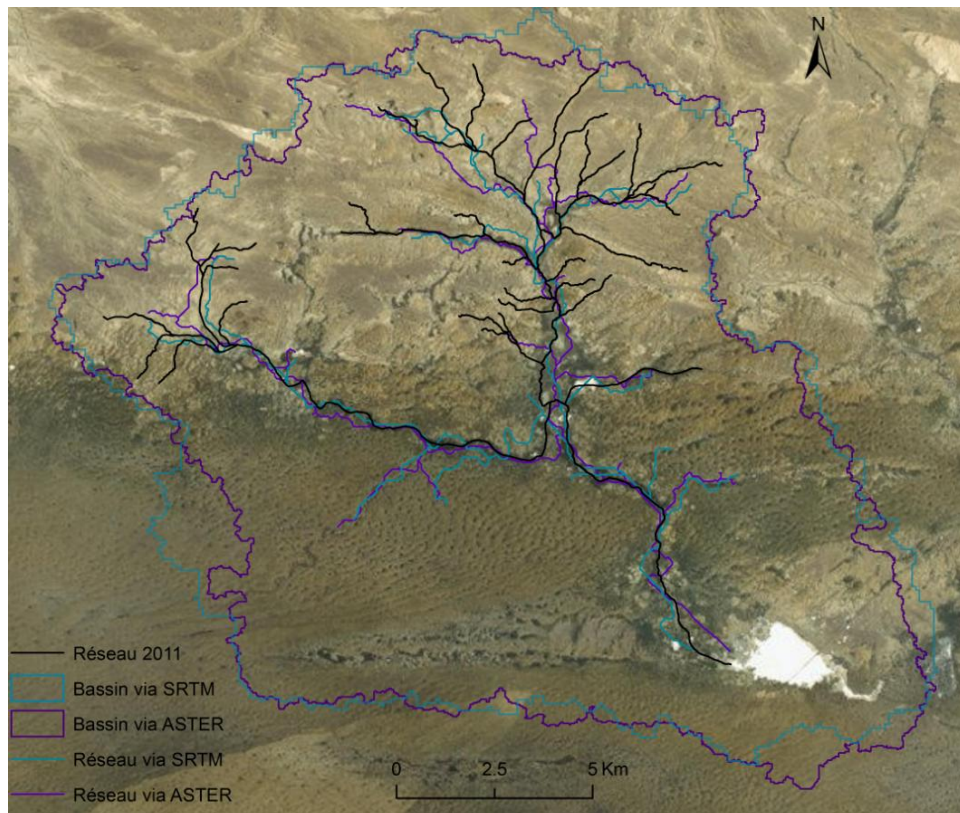


Figure 41: Délimitation du bassin versant d'Agoufou et du réseau hydrographique à partir du MNT ASTER (violet) et SRTM (bleu). Le réseau défini d'après le fond de carte GeoEye (DigitalGlobe) de 2011 est en noir.

Deux MNT sont couramment utilisés dans les études hydrologiques, à savoir ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer) et SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) avec une haute résolution spatiale (30 mètres). Une étude comparative de ces deux MNT sur deux bassins versants du Ghana par Forkuor et Maathuis (2012) a mis en évidence que SRTM avait une précision verticale supérieure à ASTER. Même si les deux MNT semblent toutefois bien représenter les structures géomorphologiques générales, Isoiye et Yang (2013) ont constaté qu'ASTER souffre d'artefacts sur des terrains caractérisés par de faibles reliefs et que ces derniers sont difficiles à éliminer. La difficulté des MNT à reproduire les surfaces planes est un problème souvent répertorié dans les études hydrologiques (Seyler et al. 2009). De plus une analyse visuelle de la création du

réseau hydrographique à partir des deux MNT, présentés sur la Figure 41, met en évidence un meilleur accord de SRTM (en bleu sur la Figure 41) avec le réseau du bassin d'Agoufou délimité dans le Chapitre 2 pour l'année 2011 (en noir sur la Figure 41).

3.2.2. Discrétisation

Le bassin est par la suite subdivisé en éléments ou sous bassin versant (plans et chenaux) afin de tenir compte de l'hétérogénéité topographique du bassin.

La délimitation de chaque CSA est définie comme étant le seuil à partir duquel l'écoulement devient canalisé ou comme un changement abrupt de caractéristiques (pente, occupation du sol etc.). Ce paramètre est particulièrement important car il va définir le nombre d'éléments dans le bassin versant et par définition sa complexité géométrique. La définition du nombre optimal de CSA en fonction du bassin versant étudié n'est pas clairement définie dans la littérature (Miller et al. 2002; Smith & Goodrich 2000), toutefois les différentes études réalisées sur divers bassins versants ont permis d'estimer que pour une bonne représentation du système, la surface des CSA doit être au maximum égale à 2.5 % de la surface totale du bassin. La Figure 42 donne quelques exemples sur le bassin d'Agoufou de la relation entre complexité dans la représentation du bassin (c.à.d. plus le bassin sera complexe, plus les plans seront petits), nombre d'éléments "plans" et longueur totale des chenaux.

La couche topographique permet ainsi d'identifier les différents éléments constitutifs du bassin (*ID*), de

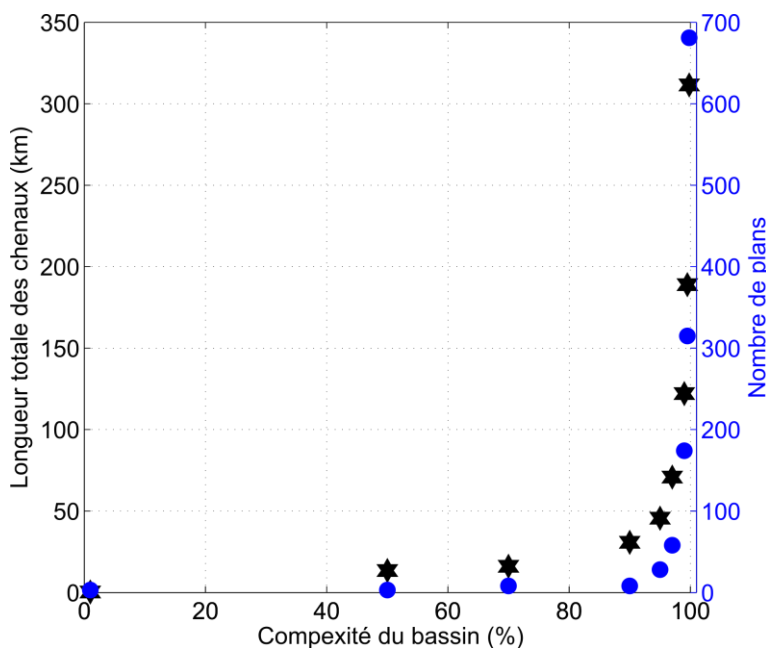


Figure 42: Relation, sur le bassin d'Agoufou, entre complexité du bassin et longueur totale des chenaux (étoiles noires) et entre complexité du bassin et nombre de plans (ronds bleu).

les localiser dans l'espace grâce aux coordonnées de leur centroïde (*X*, *Y*) et de définir les interactions pouvant exister entre eux (*UP*, *LAT*). Une longueur, une largeur et une pente, déduites à partir du MNT (*LEN*, *WID* et *SL*) sont attribuées à chacun des éléments.

3.2.3. Paramétrisation

Chaque élément délimité par AGWA est représenté dans K2 par un ensemble de valeurs de paramètres (Tableau 3) supposés uniformes sur l'ensemble de l'élément. Quand les paramètres de sol et de couvert sont variables au sein d'un même élément, AGWA utilise une pondération pour estimer une valeur moyenne pour chaque paramètre (Miller et al. 2002).

L'infiltration est définie par les propriétés hydrodynamiques du sol (K_s , POR , $DIST$, Fr et G) et sa capacité de stockage (SA et S_{MAX}). Ces paramètres sont déduits de la combinaison entre la carte du sol et les listes d'abaques issues des données expérimentales et des données de la littérature (Goodrich et al. 2011a). Différents abaques sont disponibles dans AGWA: celui de STATSGO (the State Soil GeOgraphic database), celui de SSURGO (the Soil SURvey GeOgraphic database) et celui de la FAO (the Food Agriculture Organization of the United Nations database). La base de données STATSGO est reconnue pour être limitée sur la modélisation à petite échelle en raison de sa nature généralisée (Miller et al. 2002), tandis que la base de données SSURGO est particulièrement adéquate pour les sols typiques des Etats Unis mais difficilement transposable à d'autres régions du globe (Goodrich et al. 2006). La base de données de la FAO est donc la plus adéquate pour une étude à fine échelle sur un bassin versant africain.

Cet abaque est caractérisé par un ensemble de codes auxquels sont rattachés des propriétés hydrodynamiques. Grâce aux différentes expertises terrains (voir Annexe 5), des propriétés texturales peuvent être directement reliées à chaque UP présentes sur le bassin d'Agoufou et définies dans le Chapitre 2. La correspondance de ces textures avec celles attribuées pour chaque classe de la FAO, permet de relier un code à une UP.

Afin de compléter la paramétrisation des différents éléments constitutifs du bassin versant, la couche de couverture végétale doit être prise en compte. La végétation va introduire les paramètres de rugosité du sol, dont la valeur minimale est fixée par K2 à 0.001, d'interception et va également contribuer à modifier la conductivité hydraulique à saturation préalablement définie par la couche de sol. Toutefois, AGWA ne permettant pas de tenir compte de la dynamique saisonnière des couverts, importante au Sahel, nous introduirons directement ces paramètres dans le fichier d'entrée du modèle K2. Pour cela, en fonction des abaques fournis par AGWA, il est possible de définir une équation (Eq. 8) qui relie fraction de couvert (COV) et coefficient de rugosité de Manning (MAN).

$$MAN = 0.008 * COV \quad (8)$$

Concernant la conductivité hydraulique à saturation (K_s) définie par le type de sol, celle-ci est ajustée (K_{snew}) pour prendre également en compte les effets du couvert suivant l'équation décrite par Stone et al. (1992) et présentée ci-dessous (Eq. 9):

$$K_{Snew} = K_S \times e^{(0.0105 \cdot COV)} \quad (9)$$

À ce stade, toutes les données d'entrées nécessaires au fonctionnement du modèle ont été déterminées. Le bassin a été subdivisé en éléments et ces derniers ont été hydrologiquement paramétrés par les caractéristiques du sol et du couvert.

A retenir

La modélisation hydrologique consiste à schématiser la réalité par la traduction des différents processus du cycle hydrologique en équations mathématiques.

La transformation des précipitations en écoulement se traduit par deux fonctions successives, à savoir la fonction de production qui traite des processus conditionnant la répartition des flux hydriques à l'interface sol-végétation-atmosphère, en somme, tous les processus verticaux, et la fonction de transfert qui traite des processus horizontaux tels que l'écoulement de surface ou souterrain.

Afin de modéliser ces différentes fonctions et les processus qui les définissent, il existe une multitude de modèles hydrologiques qui témoignent de la diversité des approches pour conceptualiser la réalité. Ces modèles peuvent être classés en suivant de critères variables selon les auteurs. Ainsi ces classes peuvent dépendre du niveau de description des processus, de la discrétisation temporelle ou plus généralement, de la représentation dans l'espace et du formalisme des processus. Dans ces derniers cas, on retrouve les modèles globaux, distribués ou semi-distribués qui permettent une représentation plus ou moins précise des processus hydrologiques, et les modèles empiriques, conceptuels ou à base physique.

Le choix d'un modèle, au sein de l'ensemble des modèles existants, est une étape délicate qui doit être fonction des objectifs de l'étude et de la capacité du modèle à satisfaire robustesse, parcimonie et validité.

Les études menées sur des zones semi-arides mettent en évidence le rôle prépondérant des propriétés hydrodynamiques du bassin ainsi que celui du régime des pluies sur l'écoulement de surface. Plus précisément, le bassin d'Agoufou (Mali), d'une **superficie de 245 km²**, est caractérisé par une forte **hétérogénéité spatiale de la typologie des sols et du couvert**. Soumise à la mousson ouest-africaine, cette zone particulièrement plane (**pente < 2%**) est caractérisée par des **précipitations courtes et intenses** induisant un ruissellement de type **Hortonien**.

Parmi une sélection non exhaustive des modèles de ruissellement de surface pouvant répondre aux objectifs de cette étude, le modèle KINEROS-2 (KINematic runoff and EROSION model version 2) est apparu le plus adapté pour cette étude. Largement utilisé en zones semi-arides (Arizona, Mexique ou encore Afrique), il a donné de bons résultats dans la compréhension et dans la représentation des processus hydrologiques typiques de ces régions.

KINEROS2 (K2), est un modèle événementiel semi-distribué à base physique, orienté pour décrire les processus d'infiltration, de ruissellement et d'érosion. Dans ce modèle, le bassin est schématisé par une cascade de plans et de chenaux définis en fonction de la topographie et de l'homogénéité des propriétés

hydrodynamiques qui les caractérisent. La composante infiltration est basée sur l'équation de Green et Ampt qui introduit les propriétés hydrodynamiques du sol, sa capacité de stockage et l'impact du couvert végétal. Les mécanismes qui définissent l'infiltrabilité du sol reposent sur quatre paramètres clés: la conductivité hydraulique à saturation, la charge capillaire, le déficit de saturation du sol et la rugosité de surface (coefficient de Manning). Le ruissellement est décrit sur les plans et les chenaux par l'équation d'onde cinématique résolue numériquement par la méthode des différences finies à quatre points. K2 peut représenter des écoulements de type Hortonien ou par saturation du sol suivant les conditions aux limites, dépendantes des caractéristiques de l'élément (géométrie, rugosité, propriété hydrodynamique du sol), du taux de précipitation et des apports latéraux.

L'attribution, particulièrement délicate des paramètres hydrodynamiques pour chaque élément constitutif du bassin versant, est facilitée par le couplage de K2 avec l'interface SIG, AGWA (Automated Geospatial Watershed Assessment). Cette interface a permis de générer les fichiers de paramètres, qui représentent les données d'entrée de base du modèle K2, à l'aide d'un modèle numérique de terrain, d'une carte de végétation et d'une carte de sol associée à des abaques créés à partir de données issues de la littérature et d'expérimentations. Ces fichiers de base ont été modifiés par la suite afin de tenir compte de la dynamique saisonnière de la végétation dans la modélisation du bassin d'Agoufou.

La configuration du modèle et des différentes variables d'entrée pour le bassin d'Agoufou seront présentées dans le prochain chapitre (Chapitre 5).

Chapitre 5 – Les causes du paradoxe sahélien en milieu pastoral

Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 1, au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle, le Sahel a été soumis à un important déficit pluviométrique, caractérisé par des sécheresses extrêmes en 1972-1973 et 1983-1984. Ces dernières ont fortement impacté les écosystèmes, la disponibilité de la ressource en eau, les ressources fourragères et agricoles, et la population locale.

Paradoxalement, une augmentation du ruissellement de surface a été observée au cours de la même période, ayant pour conséquences une augmentation des débits des grands fleuves sahéliens, et une augmentation générale de eaux de surface dans les régions du centre et du nord du Sahel parfois accompagnée d'infiltration préférentielle et d'augmentation du niveau des nappes (Albergel 1987; Descroix, Moussa, et al. 2012; Gardelle et al. 2010; Mahé et al. 2013; Mahé et al. 2010; Sighomnou et al. 2013; Favreau et al. 2009).

Le rôle de l'expansion des terres cultivées, souvent cité pour les régions du Sahel dont l'activité économique dominante est l'agriculture (Favreau et al. 2009; Leblanc et al. 2008; Mahé & Paturel 2009), n'est pas valide pour les zones pastorales du Sahel central et du nord. C'est le cas dans le nord du Mali par exemple, où une extension importante de la surface des lacs et une augmentation du coefficient de ruissellement ont été observées (Gardelle et al. 2010; Gal et al. 2016). Une évolution similaire a par ailleurs été suspectée pour d'autres zones pastorales du Niger et de la Mauritanie (Gal et al. 2016). Les causes responsables de cette situation paradoxale font encore l'objet de débats. Toutefois, les études réalisées dans différentes régions sahéliennes ont permis de mettre en évidence quelques hypothèses qui pourraient expliquer l'évolution de l'hydrologie sahélienne en milieu pastoral (exposées en détail dans le Chapitre 1, section III).

Succinctement, ces hypothèses s'articulent autour de quatre grands phénomènes: 1) L'encrouement du sol: induit aussi bien par des causes anthropiques, avec l'intensification de la pression de pâture et/ou la mise en culture de terres marginales, que des causes climatiques (Valentin 1994; Rey et al. 2004; Hiernaux, Mougin, et al. 2009; Hiernaux et al. 1999), avec le détachement des particules par les pluies intenses par exemple (Blackburn et al. 1992; Joly 2006). 2) Le développement du réseau de drainage: Leblanc et al. (2008) ont analysé des séries chronologiques de photographies aérienne et ont mis en évidence l'augmentation spectaculaire de la densité de drainage dans le sud-ouest Niger, également constatée par Massuel (2005) qui pointe une augmentation des surfaces drainées. 3) Les études menées par Sighomnou et al. (2013), en ligne avec celles effectuées par Leblanc et al. (2007), Hiernaux et al. (2009), ou même par Touré et al. (2010), mettent en évidence le rôle de la modification du couvert végétal sur les processus d'érosion de surface. Ces modifications sur les propriétés de surface vont contribuer à diminuer la capacité de drainage vertical des sols et ainsi à augmenter le ruissellement Hortonien. 4) La dernière cause avancée est l'intensification du régime des pluies. Panthou et al. (2014) ont démontré une évolution du régime des pluies journalières depuis les années 2000, avec une

augmentation des événements intenses, qui avait été également suggérée par Frappart et al. (2009) pour la région du Gourma. D'après Descroix et al. (2012) ainsi que Cassé et al. (2015), cette évolution pourrait expliquer en partie l'occurrence des inondations dramatiques qui ont touché la ville de Niamey (Niger) par exemple.

Bien que la modélisation hydrologique soit un outil approprié pour comprendre les mécanismes responsables du paradoxe sahélien, les rares études de modélisation menées à ces fins, se concentrent principalement sur les milieux cultivés. L'une des premières approches par modélisation visant à comprendre l'évolution paradoxale de l'hydrologie sahélienne date de 2003 (Seguis et al. 2003). Cette étude s'est attachée à simuler l'impact de l'évolution climatique et l'usage des sols depuis les années 1950 sur le ruissellement de surface de petits bassins versants cultivés d'Afrique de l'Ouest. A l'aide du modèle ABC-rwf, les auteurs concluent que les impacts du changement d'usage des sols sur le ruissellement de surface sont bien plus importants que ceux dus au changement climatique (Séguis et al. 2004). Des études du même type ont été réalisées par Mahé et al. (2005) et Mahé (2006), au Burkina Faso à l'aide des modèles GR2M et WBM. Leur travail avait pour objectif de tenir compte du changement d'usage et de couverture du sol (LULCC⁹) dans la modélisation de l'écoulement de surface. Pour cela, ils ont fait varier la capacité de rétention du sol en fonction des changements environnementaux identifiés sur des photographies aériennes en 1965, 1975, 1985 et 1995. Les conclusions ont été similaires à celles des études antérieures qui privilégient le rôle du LULCC sur l'évolution de l'hydrologie sahélienne. Il en va de même pour des simulations plus récentes réalisées au Niger à l'aide des modèles IBIS (Li et al. 2007) et ABC-rwf (Favreau et al. 2009) ou encore sur différents bassins cultivés d'Afrique de l'Ouest à l'aide du modèle ORCHIDEE (D'Orgeval & Polcher 2008; Ibrahim et al. 2015). Ces dernières ont mis en avant la nécessité de considérer les différentes rétroactions entre végétation, sol et climat.

Le peu d'études de modélisation, en particulier dans les zones pastorales où les activités agricoles ont un impact assez faible sur l'évolution générale du paysage, est due en partie à la conjonction entre difficulté de modéliser les processus hydrologiques dans les régions semi-arides (voir Chapitre 4 section I.1), et limitation de la disponibilité des données in-situ nécessaires pour calibrer et valider les modèles hydrologiques (voir par exemple Li et al., 2007; Mahé et al., 2005). Des études visant à considérer l'ensemble des modifications paysagères (autres que les changements d'usage du sol) dans les modèles hydrologiques, font aujourd'hui défaut.

L'étude préalable de l'évolution paysagère du bassin d'Agoufou entre 1956 et 2011 avait permis de mettre en évidence quatre grands changements, plus ou moins en accord avec les observations faites sur d'autres bassins sahélien, qui peuvent être des causes ou des marqueurs du paradoxe régional: 1) un encroûtement partiel des dunes sableuses, 2) une augmentation de la densité de drainage et de la connectivité du bassin, 3) une dégradation de la végétation de type brousse tigrée ainsi que des

⁹ LULCC: Land Use and Land Cover Change

herbacées sur les couches d'ensablement superficiel et 4) une érosion marquée de ces dernières qui ont laissé place aux sols imperméables sous-jacents (roche, cuirasse ou strate limoneuse).

Les travaux exposés ci-après, font l'objet d'un article scientifique disponible dans le journal "Hydrology and Earth System Sciences Discussion" (HESSD). L'objectif était ici de modéliser les grands changements énumérés précédemment, qui ont opéré sur le bassin d'Agoufou afin de hiérarchiser et de quantifier leurs impacts sur le ruissellement de surface.



Modeling the paradoxical evolution of runoff in pastoral Sahel. The case of the Agoufou watershed, Mali

Laetitia Gal¹, Manuela Grippa¹, Pierre Hiernaux¹, Léa Pons¹ and Laurent Kergoat¹

¹Geosciences Environnement Toulouse, Toulouse, France

Correspondence to: L. Gal (gal.laetitia@gmail.com)

Abstract

In the last decades the Sahel has witnessed a paradoxical increase in surface water despite a general precipitation decline. This phenomenon, commonly referred to as “the Sahelian paradox”, is not completely understood yet. The role of cropland expansion due to the increasing food demand by a growing population has been often put forward to explain this situation for the cultivated Sahel. However, this hypothesis does not hold in pastoral areas where the same phenomenon is observed. Several other processes have been suggested to account for this situation such as the degradation of natural vegetation following the major droughts of the 70ies and the 80ies, the development of crusted top soils, the intensification of the rainfall regime and the development of the drainage network.

In this paper, a modeling approach is proposed to quantify and rank the different processes that could be at play in pastoral Sahel. The KINEmatic EROSIon model (KINEROS-2) is applied to the Agoufou watershed, in the Gourma region in Mali, which underwent a significant increase in surface runoff during the last 60 years. Two periods are simulated, the “past” case (1960-1975) preceding the Sahelian drought and the “present” case (2000-2015). Surface hydrology and land cover characteristics for these two periods are derived by the analysis of aerial photographs, available in 1956, and high resolution remote sensing images in 2011. The major changes identified are: 1) a partial crusting of isolated dunes, 2) an increase of drainage network density, 3) a marked decrease in vegetation with the non-recovery of tiger bush and vegetation growing on shallow sandy soils and 4) important changes in soil properties with shallow soil being eroded and giving place to impervious soils. These changes were implemented independently and in combination in the KINEROS-2 model. The simulations results show a significant increase of annual discharge between the “past” and the “present” case (p value < 0.001) despite a slight overestimation of the past discharge. Mean annual discharges are estimated at $0.51 \times 10^6 \text{ m}^3$ and $3.29 \times 10^6 \text{ m}^3$ for past and present respectively.

Modification of soil properties and vegetation cover (grassland and tiger bush thickets) are found to be the main factors explaining this increase, with the drainage network development contributing to a lesser extent. These synergistic processes explain the Sahelian paradox in the absence of land use change and could play a role in other Sahelian watersheds where runoff increase has been also observed.

Keywords: Sahelian paradox, Annual discharge, KINEROS-2, Evolution

1 Introduction

During the second half of the 20th century, the Sahel underwent a severe rainfall deficit, considered as the largest multi-decadal drought of the last century (Nicholson et al. 1998; Hulme 2001), with extreme droughts in 1972-73 and again in 1983-84, that had dramatic impact on people and ecosystems (Nicholson, 2005).

Responses induced by this deficit result in contrasted effects depending on the ecoclimatic zone considered. If the Sudano-Guinean zone displayed an expected decrease of surface runoff during the drought, the opposite situation was observed in the Sahelian zone (Descroix et al. 2009; Séguis et al. 2002; Séguis et al. 2011). First reported for a small watersheds in Burkina Faso by Albergel (1987), this paradoxical situation was also diagnosed by Mahé and Olivry (1999) for several other watersheds in West African Sahel, then by Mahé et al. (2003) for the right bank tributaries of the Niger river and by Mahé et al. (2010) for the Nakambé watershed. This phenomenon was also observed as West as Mauritania (Mahé & Paturel 2009) and as East as Nigeria (Mahé et al. 2011). In the Gourma region, Gardelle et al. (2010) reported a significant increase in ponds surface despite declining precipitations. This regional phenomenon is commonly referred to as “the Sahelian paradox” and its causes are still debated.

Whether this situation is man-made or mostly a response to climate variability is of great importance for planning and management of water resources and development. The leading role of increased cropped surface and land clearance has been put forward in several studies carried out in cultivated Sahel (Favreau et al. 2009; Leblanc et al. 2008; Mahé & Paturel 2009). Population growth in the Sahel is rapid and associated with important Land Use Changes (LUC) since the 50s.

However, the LUC hypothesis does not hold for pastoral areas commonly found in central and northern Sahel. In northern Mali for instance, an important area extension and flood duration of ponds and lakes has been observed (Gardelle et al. 2010), which has a large impact on local population and economy since the installation of people and livestock often depends on the presence of surface water. A similar evolution is suspected for other ponds and lakes in pastoral areas in Niger and Mauritania also (Gal et al. 2016). Changes in Land Cover (LCC), particularly the reduction in vegetation cover and top soil crusting have been pointed out in several studies as possible explanation.

Sighomnou et al. (2013) suggested that vegetation degradation and land clearance in southwestern Niger have changed soil surface properties and infiltration capacity enough to enhance Hortonian runoff. A general decline in vegetation cover generating increased soil erosion and crusting and in turn an increase of surface runoff has been put forward by Leblanc et al. (2007), Hiernaux et al. (2009), Toure et al. (2010) or Aich et al. (2015). The LCC hypothesis was also supported by Gardelle et al. (2010) for pastoral Sahel, who suggested that the non-recovery of some ecosystems after the major droughts could be responsible for the significant increase in the surface of ponds in northern Mali. Another possible factor cited in the literature is the development of the drainage network. Leblanc et al. (2008) analyzed time series of aerial photographs in southwestern Niger and reported a spectacular increase in drainage density, as it was also found by Massuel (2005). It should be noted that interactions and feedbacks among these different drivers are quite common in dry lands. For instance, the development of impervious surfaces may favor rapid runoff, possibly gully erosion, which in turn may deprive vegetation from soil moisture, resulting in vegetation decay and more imperviousness. Last, a change in daily rainfall regime could be a possible cause of increased runoff. A slight increase in large daily rainfall has been

suggested by Frappart et al. (2009) and demonstrated by Panthou et al. (2012; 2014). This signal is mostly observed since the 2000, and does not imply a change in rainfall intensity measured at shorter time scale.

Although hydrological modeling is a valuable tool to investigate the mechanisms responsible for the Sahelian paradox, few modeling studies have been carried out so far, mainly addressing the impact of land use change and land-clearing on surface runoff (Favreau et al. 2009; Li et al. 2007; D'Orgeval & Polcher 2008; Mahé & Paturel 2009; Séguis et al. 2004; Mahé et al. 2005; Aich et al. 2015). This is partly due to difficulties of modeling hydrological processes in semi-arid regions, for instance in endorheic areas, but also to the limited historical data available to calibrate and validate hydrological models (see for example Li et al., 2007; Mahé et al., 2005). Attribution studies inferring the impact of the different factors detailed above on surface runoff are therefore lacking.

The objective of this study is: 1) to analyze the soil, land cover and hydrological changes that occurred over the Agoufou watershed since the 50ies and 2) to quantify and rank the impact of these changes on surface runoff. In that purpose, the KINematic EROSION model (KINEROS-2) is used to simulate runoff over the past (1960-1975) and the present (2000-2015) periods.

2 Materials

2.1 Study site

The Agoufou watershed (**Fig. 1**) is located in the Gourma, a region of northern Mali delimited by the Niger River to the North and the border with Burkina-Faso to the South. This region has been extensively monitored by the AMMA-CATCH observatory (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique) and before by ILCA (International Livestock Centre for Africa) and IER (Institut d'Economie Rurale in Mali) providing historical data (Lebel et al. 2009; Mougin et al. 2009; Hiernaux, Diarra, et al. 2009). As elsewhere in the Sahel, the climate is tropical semi-arid with a unimodal precipitation regime. The rainy season extends from late June to September, and is followed by a long dry season. Precipitation comes from tropical convective events, 25 to 50 per year, brought by the West-African monsoon (Vischel & Lebel 2007; Frappart et al. 2009). Its long term evolution has been characterized by a wet period between 1950 and 1970 followed by a long dry period with extreme droughts in 1972-73 and again in 1983-84. The last 15 years have shown a partial recovery of rainfall, with large events seemingly occurring more often (Panthou et al. 2012; Frappart et al. 2009).

The Agoufou watershed extends over 245 km² and ranges between latitude of 15.3 °N and 15.4 °N and longitude of 1.4 °W and 1.6 °W. The Gourma region is endorheic, which means that it is a mosaic of closed drainage watersheds that does not provide outflow to the Niger river and thus to the Atlantic Ocean. The Agoufou lake is the outlet of the watershed. As the majority of lakes and ponds in the region, it showed an important surface area increase over the last 50-60 years (Gal et al. 2016) and nowadays, typically reaches about 3 km² at the end of the rainy season.

Geology is characterized by Upper Precambrian schists and sandstones partially covered by staggered ferricrete surfaces (Grimaud et al. 2014), silt depositions and sand dunes. The site is extensively described in Gal et al. (2016). The northern part of the watershed (**Fig. 1**) consists of shallow soils lying on sandstone, schist or iron pans. Some of these soils are fine textured soils (silt flats) and most of them generate runoff. The southern part is

dominated by deep sandy soils with high infiltration capacity. The altitude range is 92 m, the average slope of the main reach is 0.22 %.

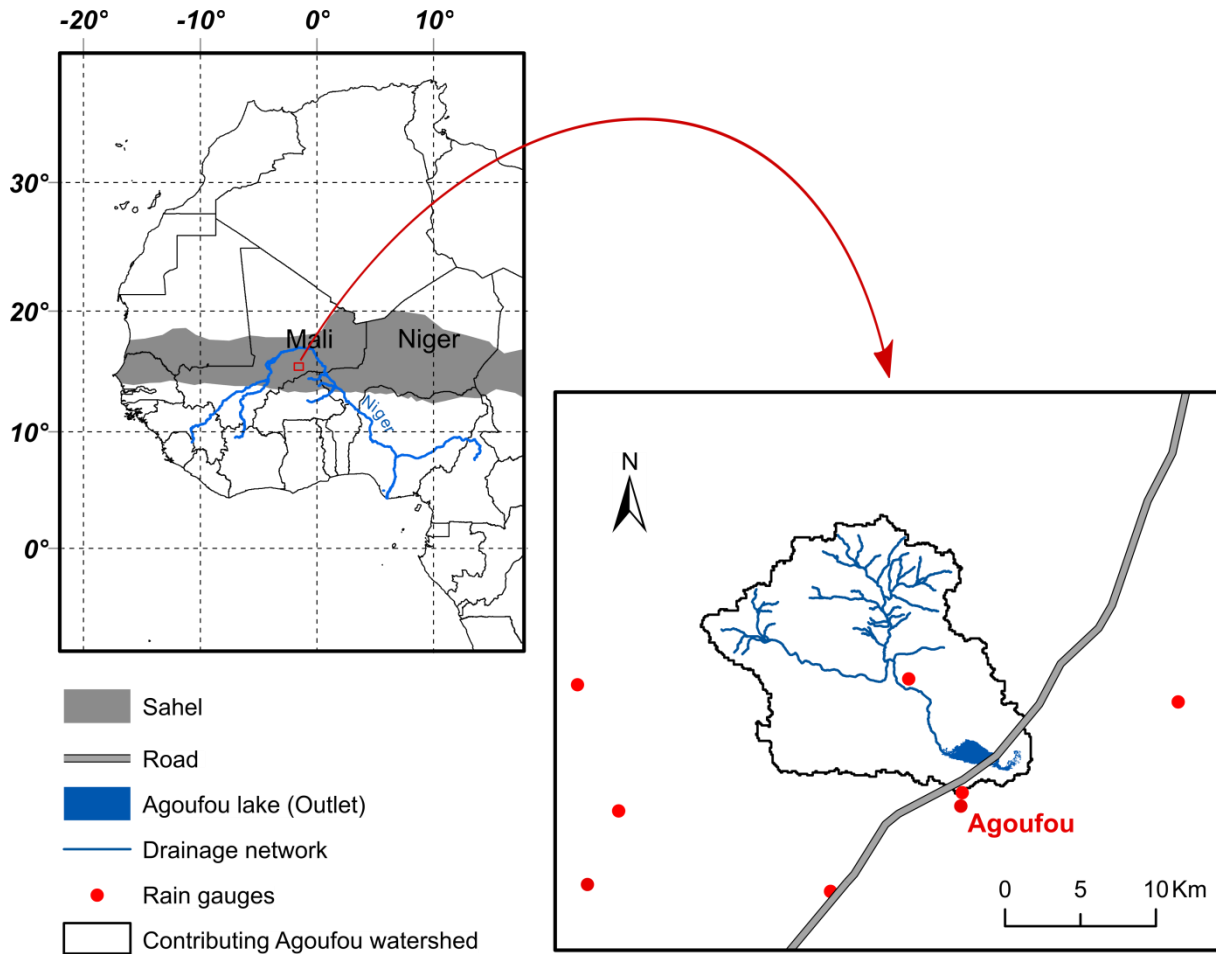


Fig. 1: The Agoufou watershed (245 km²) located in western Sahel (Mali) with drainage network and available rain gauges (map source: <http://www.diva-gis.org/gdata>).

The vegetation is typical Sahelian vegetation with herbaceous composed of annual plants, plus scattered bushes and low trees (Boudet 1972; Hiernaux, Diarra, et al. 2009; Hiernaux, Mougin, et al. 2009). The herbaceous layer is discontinuous on shallow soils and leaves large bare areas prone to runoff, whereas it is nearly continuous on deep sandy soils. Tree crowns usually occupy between 0 and 5 % (Hiernaux, Diarra, et al. 2009). Trees tend to concentrate along reaches and gullies, around ponds, and in inter-dune depressions. On shallow soils, linear thickets sometimes grow perpendicular to the slope. This ecosystem is called “iger bush” or banded vegetation (Hiernaux & Gérard 1999; Leprun 1992). These thickets strongly limit runoff downstream (D’Herbès & Valentin 1997).

Casenave and Valentin (1989), among others, have demonstrated that the Sahelian hydrological processes are largely dependent on land surface conditions: soil properties, crusting, topography and vegetation cover (Albergel 1987; Collinet 1988; Hernandez et al. 2000; Dunne et al. 1991). Low soil infiltrability associated with the convective nature of the precipitation favors runoff generation by infiltration excess (Descroix, Moussa, et al. 2012; Descroix et al. 2009; Leblanc et al. 2008; Peugeot et al. 2003) commonly known as Hortonian runoff.

2.2 KINEROS-2 description

The KINematic EROsion model (KINEROS-2) takes into account the hydrological processes dominating semi-arid hydrology. KINEROS-2 (K2; Goodrich et al., 2011; Semmens et al., 2008; Smith et al., 1995) is the second version of KINEROS (Woolhiser et al. 1990). It is an event-oriented physically based model describing the processes of infiltration, surface runoff, interception and erosion for small arid and semi-arid watersheds (Hernandez et al. 2005; Kepner et al. 2008; Lajili-Ghezal 2004; Mansouri et al. 2001; Miller et al. 2002). The surface runoff simulation is based on the numerical solution of the kinematic wave equations (Wooding 1966), solved with a finite difference method. It assumes that runoff can be generated by exceeding the infiltration capacity (Hortonian mechanism) or by soil saturation depending on rainfall intensity and soil properties (infiltration capacity). The infiltration process is based on the Smith and Parlange equation (1978) defined by soil and land cover parameters: soil water capacity (the difference between soil saturation capacity and initial saturation), saturated hydraulic conductivity, soil porosity, net capillary drive, pore distribution, roughness coefficient and percent of canopy cover. Evapotranspiration and groundwater flow are neglected (Mansouri et al. 2001) but K2 takes into account canopy interception and storage. Soil water is redistributed during storm intervals (Corradini et al. 2000) based on the Brooks and Corey relationship, corresponding to an unsaturated permanent flow.

The watershed is treated as a cascading network of planes and channel elements. Channels receive flow from adjacent planes and/or upslope channel. Each element is assigned homogeneous parameter values that describe geometry and hydrological parameters (slope, vegetation cover, soil properties, initial conditions etc.) and control runoff generation (Goodrich et al. 2011b).

Element definition is done with the Automated Geospatial Watershed Assessment tool (AGWA) which is GIS-based interface (Miller et al. 2007). From the topography, AGWA discretizes the watershed into CSA (Contributing Source Area), which are considered as homogenous. Hydrological parameters for each CSA are derived from soil surface characteristics maps based on soil texture (FAO classes) and vegetation properties.

2.3 Input data

K2 needs four input dataset to run: the digital elevation model (DEM), the soil map and the land cover map that are necessary to describe the watershed in term of hydrological and geometrics parameters and the precipitation data that are needed at a small time step (5 minutes) to take into account the short and intense rainfall events, typical of the Sahelian monsoon. The input data used in this study are summarized in Table 1 and described below.

<i>Datasets</i>	<i>Type</i>	<i>Acquisition date</i>	<i>Sources</i>
DEM	SRTM (30 m)	23 September 2014	NASA
Satellite images and aerial photographs	SPOT (5m)	19 March 2004	CNES through Google Earth
	GeoEye-1	7 February 2011	DigitalGlobe through Google Earth
	Aerial photographs	November 1956	IGM: Institut Géographique du Mali

Water outflow from the Agoufou watershed	Annual and intra annual	1965, 1966, 1973, 1975, 1984, 1990, 2000-2002, 2007, 2009-2015	Gal et al., 2016
Precipitation data	Daily	1920-2015	Hombori (Mali), Direction Nationale de la Météorologie, (DNM) and AMMA-CATCH
	5 min	2006-2010	Bangui mallam, Bilantao, Agoufou, Belia, Taylallelt, Nessoouma, Hombori automatic raingauges (AMMA-CATCH network)

Table 1: Data available for the Agoufou watershed

2.3.1 Digital elevation model (DEM)

Two DEM, with a horizontal spatial resolution of 30 meters, are commonly used in hydrological studies: the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) DEM and the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) DEM. Studying two Ghana watersheds, Forkuor and Maathuis (2012) found that SRTM had a higher vertical accuracy than ASTER even if both DEM provided similar geomorphologic structures. Moreover, ASTER was found to suffer from artifacts, mainly peaks, particularly in flat terrain, which proved difficult to remove through filtering (Isioye & Yang 2013). For these reasons SRTM was retained for this study, although the DEM derived by ASTER was not markedly different in our case.

2.3.2 Soil and land cover data

For the present period, a high-resolution GeoEye-1 satellite image (0.42 m) acquired on February, 17 2011 is available through Google Earth. It is supplemented by a SPOT satellite image (resolution of 5 m) to cover the whole watershed (5 % of the watershed is not covered by GeoEye). For the past period, a series of aerial photographs are available from IGN Mali (ND30 XXIII 1956). Seven stereo pairs of images acquired in 1956 cover the whole watershed.

2.3.3 Precipitation and meteorological data

Two sets of precipitation data are used for the Agoufou watershed:

- Daily precipitation (DP) from the Hombori SYNOP meteorological station available from 1930 to 2012 through the Direction Nationale de la Météorologie du Mali, and completed until 2015 by the AMMA-CATCH observatory. This station is 15 km away from the Agoufou lake.
- Rainfall at a temporal resolution of 5-minutes (5M) obtained from an automatic raingauge network operated over 2006-2010 by the AMMA-CATCH Observatory in the Gourma region (Mougin et al. 2009; Frappart et al. 2009).

Raingauges used in this study (Table 1 and Fig. 1) were selected for their proximity to the study site and for the quality of the measurements series (few gaps).

In addition, relative humidity, air temperature, incoming short-wave radiation and wind speed derived from the Agoufou automatic meteorological station are used as input to the grass layer sub-model (see Sect. 3.2.3).

2.3.4 Hydrological data

An indirect method developed by Gal et al. (2016) estimates the water inflow to the Agoufou lake which corresponds to the watershed outflow. This method uses a water balance equation that takes into account precipitation over the lake, infiltration, open water evaporation and changes in lake water storage. This last term is obtained by combining open water surface area, derived by high resolution remote sensing data (Landsat, SPOT and Sentinel2) or in-situ height measurements, and a relationship between area and volume. Annual and intra-annual watershed outflow are available for 17 years between 1965 and 2015, depending on the availability of the satellite data.

3 Methods

3.1 Landscape units

Land cover and soils maps have been derived from satellite data for the present period (2011) and from aerial photographs for the past period (1956). For each period, four major groups of landscape units have been distinguished: sandy soils units (S), outcrops units (O), erosion surface units (E) and flooded zones units (F) which are further divided into subunits with different soil and land cover types, and hydrological properties (Table 2). This classification is based on long term ecosystem survey (Mougin et al. 2009) and studies carried out in the Sahel by Casenave and Valentin (1989), Valentin et Janeau (1988), Kergoat et al. (in prep) and Diallo and Gjessing (1999).

For the past period, photo interpretation of stereo-pairs is used so that relative elevation of the different units can be derived from the three dimensional view, which is helpful for identifying units on panchromatic images. For the present period, the very high resolution of satellite images and the true color composites allows discriminating each unit rather easily. For both periods, units have been delimited independently and manually to maximize consistency. When photo-interpretation is not sufficient to discriminate some landscape units, a conservative option is applied, that consists in keeping the changes between present and past minimal.

Sandy soils (S)	S1: Isolated dunes	Oval shaped isolated dune, often elongated in the direction of the prevailing northeasterly winds. Soil deflation and crusting may occurs creating patches prone to runoff (S1c).
	S2: Dunes system	Large sandy areas with succession of dunes and inter-dunes where the soil is deeper than 200 cm and has a very high infiltration capacity.
	S3: Deep sandy soil over bedrock	Sandy sheets typically 30 to 200cm deep topping bedrock. Hydrological characteristics are close to those of the dune systems (S2) as the soil retention capacity is seldom exceeded.
	S4: Enclosures	Enclosures sometimes cropped with millet located on sandy soil near water reaches. Hydrodynamic characteristics are close to those of the dune systems although land use is different.

Outcrops (O)	O1: Rocky outcrops	Rocky outcrops correspond to schist or sandstone and are mostly devoid of vegetation. Infiltration is limited and most rainfall runs off. See also E1.
	O2: Hard pan outcrop	Hard pan outcrop largely devoid of vegetation. Infiltration is very low. See also E1.
Erosion surfaces (E)	E1: Rocky erosion surfaces	These erosion surfaces (or "glacis") combine hard pan outcrops and rocky outcrops interspersed with shallow sand-loam bars and sand-silt linear shaped deposits. They are the consequence of water and wind erosion and deposition responsible for deflation and silting and they produce important runoff except where shallow sandy soils (< 30 cm) are dominant. In this case, an herbaceous vegetation layer may be present (E1v).
	E2: Silt layer	These erosion surfaces consist of a silt-clayed texture layer typically 30 to 100 cm deep laying on bedrock or hard pan, probably resulting from peri-desert silt. These soils are largely impervious and are a privileged area of runoff.
	E3: Hard pan surface with tiger bush	Succession of bare surfaces and linear thickets made of a dense shrub population and a sparse herbaceous layer. This vegetation is often called —tigerbush—. Thickets are perpendicular to the slope and stop the runoff from the upstream bare patch. Banded vegetation grows on sandy-loam soil. The hydrological properties of the bare surface between thickets are those of impervious soils whereas thicket areas have high infiltration capacity. When not degraded, tiger bush systems produce little runoff (downstream) overall.
	E4: E3 eroded	Degradation of the tiger bush results in eroded and crusted soils which are largely impervious and produce important surface runoff. Traces of past woody vegetation can be observed (isolated thickets, dead logs).
Flooded zones (F)	F1: Alluvial plains	Floodplains are inundated during the largest rainfall events. This unit is characterized by alluvial sandy-loam or silty-clay soils. Large trees commonly grow along the channels.
	F2: Open Water	Ponds formed in depressions during the rainy season and permanent lakes (Agoufou lake in the study area).

Table 2: Characteristics of the landscape units (soil and land cover type, and hydrological properties).

3.2 Model setup and watershed representation

3.2.1 Rainfall temporal disaggregation

Simulation of the Hortonian runoff associated with Sahelian convective rainfall requires precipitation data at a small time scale, typically of the order of a few minutes or tens of minutes. For the majority of the Sahel meteorological stations, historical rainfall data are available on a daily time step only, which makes temporal disaggregation necessary.

The temporal downscaling precipitation method applied in this study consists in replacing each daily precipitation (DP) event by an existing 5-minutes (5M) series having the same daily amount. To that end, a Look-Up-Table (LUT) of all 5M events from all automatic raingauges was built. It comprises 612 events spanning 0-144 mm per day. For each DP event, ten 5M events of the LUT are retained to perform ensemble K2 simulations, in order to span the variability of 5-minutes intensity that may correspond to a given daily amount. These ten 5M events are randomly chosen within 3 mm of the DP event total. If less than ten 5M events exist in the LUT, the interval is widened to -5/+5 mm or to -10/+10 mm and if necessary, the closest value is retained. The 5-minutes rates are rescaled so that the daily total amounts are the exactly same.

Before the temporal disaggregation, the rainfall time series are split into events delimited by at least two days without rain. Events are considered independent implying that the soil recovers its initial moisture conditions at the beginning of each event.

We further assumed that the rainfall cells are large enough to be considered uniform over the entire watershed. At the event scale, spatial variability in Sahelian rain fields (Le Barbé et al. 2002) can be important even at the 10 km scale typical of our basin. This variability is significantly smoothed out at the annual time step but still persists. Therefore, K2 simulations will be best evaluated in a statistic way (ten members considered). The accuracy is expected to increase when periods of several years are averaged.

3.2.2 Watershed complexity

The number of CSAs determines the level of geometric complexity in the discretization of the watershed (Thiessen et al. 1999) with more CSAs producing more elements and a more developed drainage network. Ideally, the complexity of the simulated watershed is consistent with the watershed heterogeneity as well as with the spatial resolution of the simulated processes (Canfield & Goodrich 2006; Lane et al. 1975; Kalin et al. 2003). According to Helmlinger et al. (1993), the optimal CSA size depends on the case study, but a value smaller than 2.5 % of the total watershed area, is commonly selected. For this study, the number of CSAs was selected to correspond to the drainage network found in both 1956 and 2011 and to reach a good compromise between simulation time, watershed complexity and homogeneity of CSAs (**Fig. 2**): 174 CSAs with a mean area of 1.4 km² have been retained, which corresponds to 1 % of the total watershed area.

The same number of CSAs retained for the present and the past cases, assuming that the broad features of the DEM did not change between the two periods (slopes of cascading planes). However, the drainage network has changed between these periods. To account for this, the DEM derived network has been modified in some sub-watersheds to match the network development observed by remote sensing in 2011. To that end, the aspect ratio of the planes in these sub-watersheds is adjusted to increase the channel length and keep the plane area constant,

by multiplying plane width and dividing plane length by the same number. This number corresponds to the ratio of observed versus DEM-derived network length for each sub-watershed.

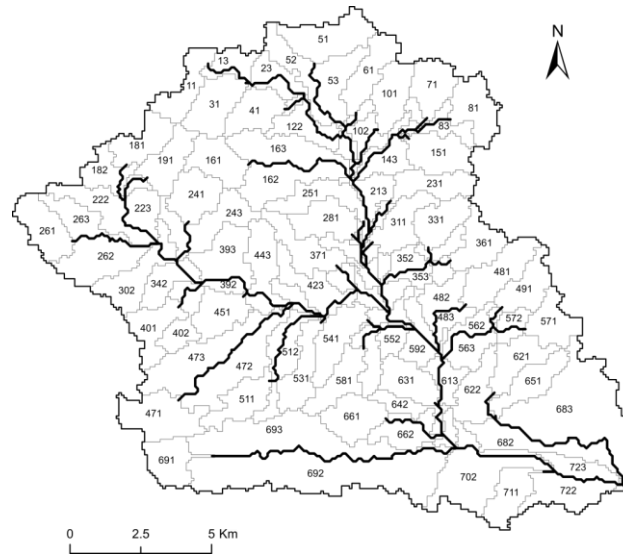


Fig. 2: CSAs for the Agoufou watershed with the DEM-derived drainage network.

3.2.3 Derivation of soil characteristics

FAO codes used by AGWA are assigned to all landscape units defined in Table 2 to match as closely as possible the soil texture and depth, known from field survey and previous knowledge of the study region. Table 3 summarizes the hydrological parameters assigned to each landscape unit by AGWA and, used in K2 simulations. The initial saturation, expressed as a fraction of the pore space filled, is estimated for each plane to be 20 % of the maximum soil saturation but no less than 0.001 (the minimum required by K2).

	Landscape units	KS	G	DIST	POR	FR (S-S-C)	THICK	SMAX
		mm/hr	mm	-	cm ³ /cm ³	%	mm	%
Infiltration ↓ +	O1-O2-E1-S1c	0	0	0	0	0-0-0	n/a	0
	E2	5.82	224.2	0.38	0.414	5-17-28	n/a	86
	E4-F1	11.82	108	0.25	0.463	36-41-22	n/a	94
	E1v -E3	142.98	83.2	0.59	0.435	80-9-11	300	96
	S1-S2-S3-S4	192.13	46	0.69	0.437	92-3-5	n/a	96

Table 3: Summary of hydrological parameters for each landscape unit, sorted by increasing infiltration (KS: saturated hydraulic conductivity, POR: soil porosity, G: capillary charge saturation, DIST: pore distribution, FR: fraction of sand, silt and clay, and THICK: upper soil thickness).

3.2.4 Derivation of vegetation characteristics

Landscape units bear six different forms of vegetation: grassland and trees, grassland, sparse trees, tiger bush tickets, woody plant and no vegetation, with different combination of herbaceous and woody plants (Table 4).

code	Vegetation type	Landscape unit	MAN (-)	CC (%)	KSnew (mm/hr)
GT	Grassland + Trees	S1-S2-S3-S4	0.008*CCd	CCd	$KS.e^{(0.0105*CCd)}$
G	Grassland	E1v	0.008*CCs	CCs	$KS.e^{(0.0105*CCs)}$
T	Sparse trees	E4	0.05	3	$KS.e^{0.0315}$
TB	Tiger bush thickets	E3	0.6	30	$KS.e^{0.315}$
W	Woody plant	F1	0.05	20	$KS.e^{0.21}$
R	No vegetation	O1-O2-E1-E2-S1c	0.001	0	0

Table 4: Summary of the different land cover types and their hydrological parameters (MAN: Manning’s roughness coefficient, CC: canopy cover and KSnew: saturated hydraulic conductivity).

Herbaceous plants are dominated by annual grasses and forbs, which grow rapidly during the rainy season and dry and decay rapidly after the last rains. The Manning's roughness coefficient is particularly sensitive to vegetation cover (Table 4). The saturated hydraulic conductivity is also increased when plants are present following K2 equations. Interception is considered negligible because of the nature of the precipitation (high intensity and high winds during convective storms) and because of the usually low values of Leaf Area Index (LAI) found at the study site (Mougin et al. 2014).

The seasonal dynamics of the grass canopy cover (CC) has been simulated with the STEP vegetation model (Mougin et al. 1995). It is driven by historical daily precipitation recorded at the Hombori station and daily meteorological data (short-wave incoming radiation, air temperature, relative humidity and wind speed). For the latter, a mean annual climatology is obtained using data from the Agoufou automatic weather station operating from 2002 and 2010. STEP being also dependent on soil texture and depth, it is run for deep soils and shallow soils (sand sheet 3 cm deep) separately to provide canopy cover over these different soils (CCd and CCs respectively). The relation between the Manning's roughness coefficient (MAN) and the percent of canopy cover (CC) is derived from several LUT, including NALC (North American Landscape Characterization) and MRLC (Multi-Resolution Land Characterization) provided in AGWA, and reads as follows (Eq. (1)):

$$MAN = 0.008 * CC \tag{1}$$

For land cover types other than grasslands, constant values for MAN and CC were attributed based on ecosystem survey, GeoEye-1 imagery and K2 literature.

The saturated hydraulic conductivity (KS) value based on the soil texture is adjusted (KSnew; mm/hr) to take into account the effects of plants (Stone et al., 1992) as follows (Eq. (2)):

$$KS_{new} = KS \times e^{(0.0105 \times CC)} \tag{2}$$

3.3 Model Calibration and Validation

Model calibration is performed by tuning channel properties (MAN and KS) since channels parameters are less documented than plane parameters. Calibration is carried out for the period 2011-2015 (n=5) which benefits from numerous and accurate observations.

A total of thirty sets of KS and MAN parameters values are used to sample the 10-50 mm.hr⁻¹ and 0.01-0.05 domain, corresponding to literature values for semi-arid zones (Peugeot et al. 2007; Estèves 1995; Chow 1959). Each set of parameters is used to run the ten simulations corresponding to a disaggregated precipitation ensemble (see Sect. 3.2.1). Parameters leading to the minimum bias (Eq. (3)) on the annual discharge are retained. These optimum parameters are then used to run K2 for the validation period, which consists of years with available discharge observations during the 2000-2010 period (2000, 2001, 2002, 2007, 2009 and 2010; n=6).

$$Bias = \left(\frac{\sum sim - obs}{\sum obs} \right) \tag{3}$$

Where *sim* is the simulated annual discharge and *obs* is the observed annual discharge.

3.4 Reference and attribution simulations of the Agoufou watershed

Two references simulation cases are designed together with a suite of academic simulations to quantify and rank the effects of the major changes observed over time.

The first reference simulation is the “present case”, which builds on the soil and vegetation map of 2011, with a simulation period extending from 2000 to 2015 (n=15). Given that this period has been subjected to calibration and validation, the present case is considered as the “baseline” simulation. The second reference case is the “past case”, which builds on the soil and vegetation map of 1956, with a simulation period extending from 1960 to 1975 (n=15).

Simulations	Crusted dune	Drainage Network	Vegetation	Soil	Precipitations
Present	Present	Present	Present	Present	Present
C (Crusted dunes)	Past	Present	Present	Present	Present
D (Drainage network)	Present	Past	Present	Present	Present
V (Vegetation)	Present	Present	Past	Present	Present
S (Soil)	Present	Present	Present	Past	Present
P (Precipitation)	Present	Present	Present	Present	Past
CD	Past	Past	Present	Present	Present
VS	Present	Present	Past	Past	Present
CDVS	Past	Past	Past	Past	Present
Past	Past	Past	Past	Past	Past

Table 5: Description of the simulations (1st column) and associated forcing (2nd to 5th column) for: the crusted dunes, the development of drainage network, the evolution of vegetation cover and soils and the modification of the daily precipitation regime.

From the present case, a suite of environmental changes, identified by the comparison of the Agoufou watershed between 1956 and 2011 (see Sect. 4.1), are implemented in the model (simulations C, D, V, S and P), first independently, then in combination. The simulation setup is summarized in Table 5 together with the associated forcing.

The impact (Ex in %) of the factors, considered in the different simulations is expressed as a fraction of the difference between present and past mean annual discharge (Eq. (3)), where 100 % corresponds to the past discharge and 0 % to the present.

$$Ex = \frac{(AQpr - AQx) * 100}{(AQpr - AQpa)} \quad (4)$$

where $AQpa$ is the past annual discharge, averaged over 1960-1975, $AQpr$ is the present annual discharge averaged over 2000 -2015 and AQx the annual discharge of each simulation. The different factors can therefore be ranked according to their effect on runoff. Additional simulations also address the effects of factor combination.

4 Results

4.1 Soil and land cover maps derived for 1956 and 2011

The 1956 and 2011 land cover maps are presented in Fig. 3a and Fig. 3b, together with the corresponding drainage networks. For each landscape unit, the difference between these two periods has been computed (Fig. 3c).

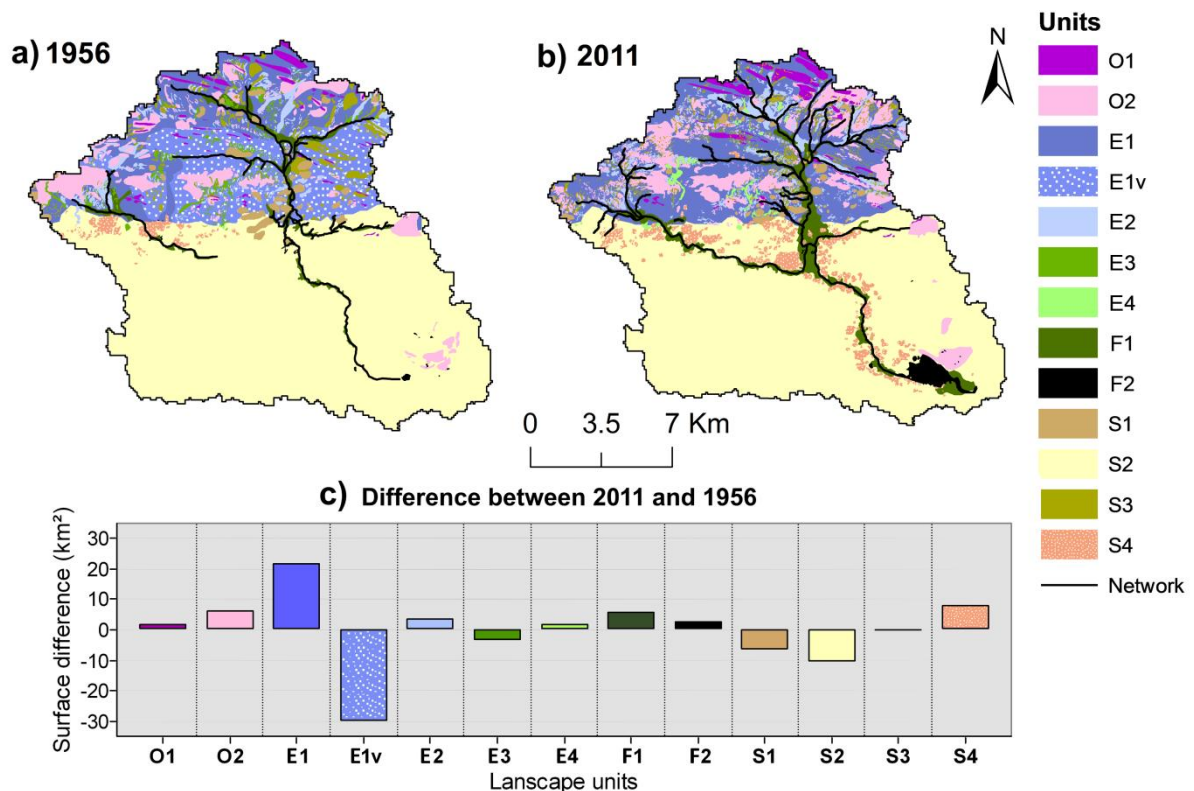


Fig. 3: Land cover maps of the Agoufou watershed for (a) 1956, (b) 2011 and (c) gives the surface difference (in km²) for each landscape unit, between 2011 and 1956.

Drainage network and flooded zones (F): The drainage network significantly increased between the two periods, with a total channel length of 71 km in 1956 against 104 km in 2011, corresponding to a drainage density increased by a factor of 1.5. Four zones (Z1, Z2, Z3, and Z4) underwent a particularly strong development of the drainage network (Table 6 and Fig. 4). Furthermore, a fraction of the watershed, located in

the western region, has become a contributing area of the watershed in 2011, as can be seen by the active drainage network development. Floodplains (F1) have also expanded from 6.5 km² in 1956 to 12 km² in 2011. This change coincides with an important increase of the open water area (F2), especially marked for the watershed outlet (the Agoufou lake).

Zones	Area (km ²)	Total network length (km)		Increase factor
		1956	2011	
Z1	20.72	6.1	17.3	2.85
Z2	30.17	10.1	23.4	1.93
Z3	12.48	6.4	11.1	1.75
Z4	3.5	0.2	3.4	14.01

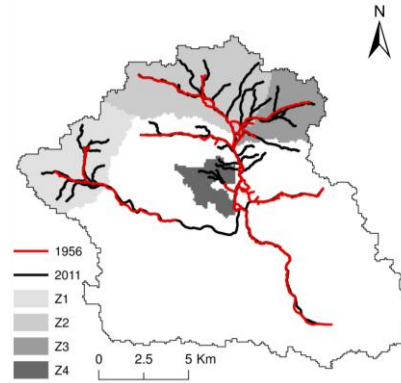


Table 6: For the four sub-basin, area, total drainage network length in 1956 and 2011 and the factor of increase between these two periods, are given.

Fig. 4: Identification of the four sub-basins (grey shades) which display the largest changes between the drainage network in 1956 (red line) and in 2011 (black line).

Sandy soils (S): Sandy dunes (S2) and deep sandy soils (S3) exhibit limited changes. The total surface of these two units is 54 % of the total watershed in 2011 against 60 % in 1956. The conversion of S2 into agriculture enclosure (S4) explains most of this change, since enclosure occupy 10 km² in 2011 against 2.5km² in 1956. Isolated dunes (S1) are found at the same location for both periods, but have been eroded and partially encrusted. Today, approximately 30 % of their surface is covered by crusts (i.e. 30 % of S1 in 1956 correspond to S1c in 2011). Overall, the sandy soils represented 63 % of the total watershed in 1956 and 60 % in 2011. Their hydrological properties are similar for the present and the past periods, except for crusted isolated dunes which represent 0.36 % of the total watershed in 2011 and were not detected in 1956.

Outcrops (O): Conversely, outcrops markedly developed in the northern part of the watershed. For instance, large areas in the northeastern part changed from E1 sand sheets to O2 outcrops. Overall, the surface of the outcrop classes has increased from 18 km² in 1956 to 27 km² in 2011.

Erosion surface (E): Although the overall proportion of erosion surface unit (E) on the watershed has not really changed between 1956 and 2011 (24% and 26% respectively), this unit underwent the greatest changes in terms of hydrological properties. Indeed, all tiger bush units (E3) have completely disappeared and an important erosion of the underlying soil has occurred. Impervious bare soils have replaced most of these areas, sometime leaving some rare trees or bushes, witnesses of the old tiger bush (E4). In addition, the silt layer (E2) has increased from 7 km² to 11 km², mainly in areas where the drainage network highly developed, reflecting the transition from sheet runoff to concentrated runoff. The watershed map of 1956 shows a large central area occupied by shallow sandy soils (E1v) that has completely disappeared and has been replaced by mostly impervious rocky erosion surfaces (E1). This last landscape unit occupied 10 % of the total watershed in 1956 against 19 % in 2011 and represents the major change that occurred over the watershed.

4.2 Model calibration and evaluation

The best agreement between observed and simulated annual discharges for the calibration period is obtained with a channel MAN of 0.03 and a channel KS of 30 mm.hr⁻¹ (**Fig. 5**). The corresponding bias is 2.7 % of the averaged discharge and the RMSE is equal to $6.4 \times 10^5 \text{ m}^3$ (n=5). As expected, several combinations of MAN and KS give close results, higher MAN compensating lower KS. The optimized values of MAN and KS correspond to rather impervious channels, which infiltrate much less than what is found in the literature for Sahelian watersheds, which reports a MAN close to 0.03, but a KS commonly ranging from 150 to 250 mm.hr⁻¹. These studies however concern particularly sandy areas where channels are several meters deep and are sometimes preferential infiltration sites (Peugeot et al. 2007; Séguis et al. 2004; Estèves 1995; Chow 1959). Conversely, the Agoufou watershed is characterized by clayed and silted very shallow soils or outcrops (northern part of the watershed) and silted channels (southern part) which is consistent with lower values of KS.

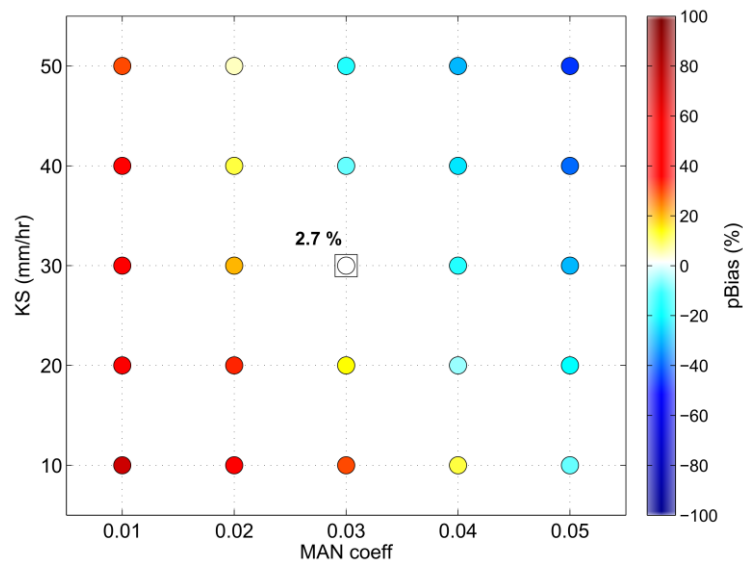


Fig. 5: Percent bias on annual discharges over 2011-2015 for 25 sets of channels KS and MAN parameters. The minimum value is indicated by the square box.

For the validation period (6 years with available observation during the period 2000 to 2010), the bias on the annual discharge is -1.2 % and the RMSE is $1.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ (n=6) showing that the model performs reasonably well. For both the calibration and validation periods, the inter-annual variability of the simulations is slightly greater than the observed one, with an under estimation for 2000-2001 (mid to low discharge years) and an over estimation for 2010 and 2013 (high discharge year, **Fig. 6**). The intra-annual variability of the simulated discharge is also reasonably close to the observations, considering the significant scatter of the simulated ensembles due the statistical rainfall disaggregation.

Overall, the annual cumulated discharge for the validation and calibration periods are close to the observations, with simulated mean annual discharges of $3.85 \times 10^6 \text{ m}^3$ (n=6) and $3.72 \times 10^6 \text{ m}^3$ (n=5) for the validation and calibration period respectively against $3.47 \times 10^6 \text{ m}^3$ (n=6) and $3.42 \times 10^6 \text{ m}^3$ (n=5) for the observations. The mean relative bias between observed and simulated discharge during the whole period is 0.5 % (n=11) with a RMSE of $9.35 \times 10^5 \text{ m}^3$ (n=11).

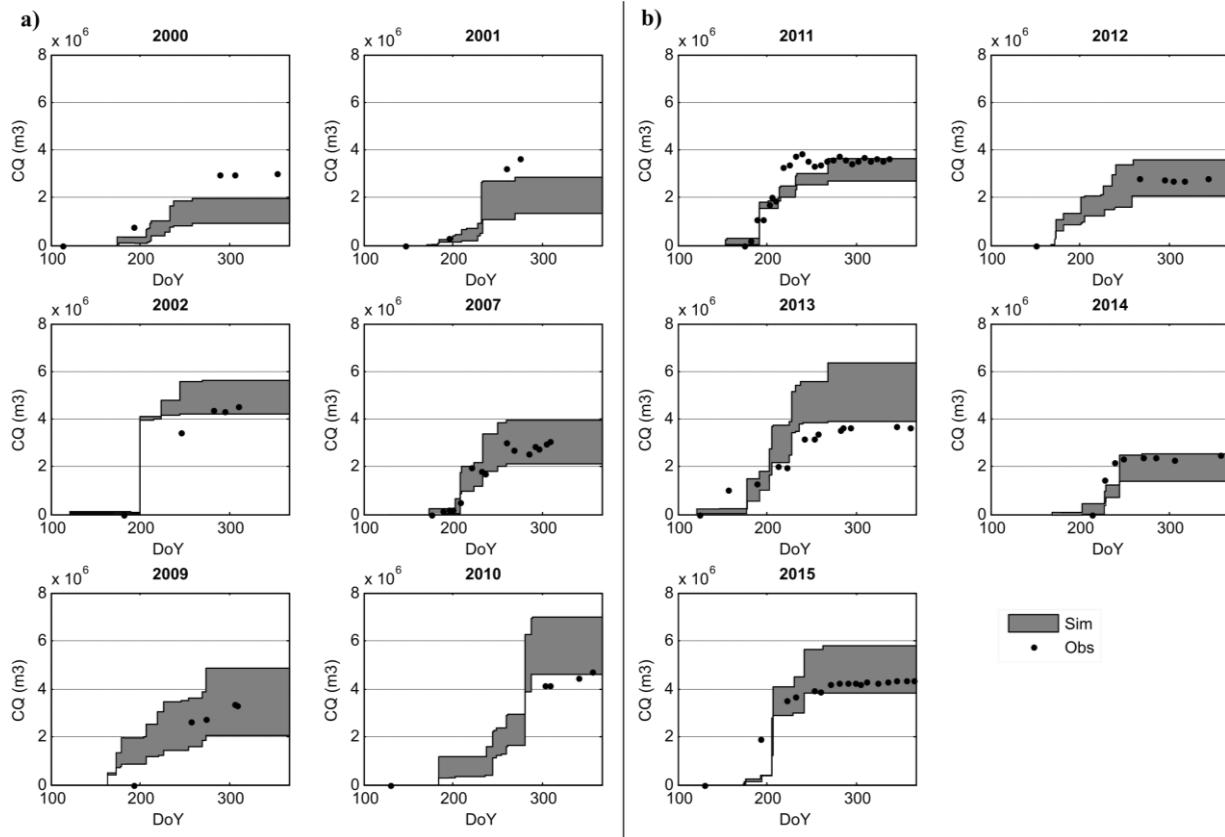


Fig. 6: Cumulative discharge (CQ) for years with observation data over 2000-2015. For each year, black dots are for the observations and the gray-shaded envelop represents the maximum and minimum of the ten members of the ensemble simulations. (a) is for the validation period and (b) is for the calibration period.

4.3 Long term evolution and attribution of changes

4.3.1 Long term evolution

For the past (1960-1975) and the present (2000-2015) simulations, the channels parameters retained are those obtained through the calibration process. Results from the past and present periods are compared to all available observations of annual discharge (**Fig. 7**), namely 11 years for the present and four years for the past. Both simulated and observed discharges showed an important increase over time, with a mean simulated discharge of $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ ($n=15$) and $3.29 \times 10^6 \text{ m}^3$ ($n=15$) for the past and present periods respectively to be compared with $0.02 \times 10^6 \text{ m}^3$ ($n=4$) and $3.43 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ($n=11$) for the observations. For the past period, simulations overestimate the annual discharge for all the four years with observations. The simulated runoff coefficient over the whole watershed (ratio between annual discharge and the precipitation over the total watershed area) is estimated at 0.55 % ($n=15$) and 3.87 % ($n=15$) for the past and the present periods respectively against 0.02 % ($n=4$) and 4.0 % ($n=11$) for the observations.

Despite the past simulations being overestimated and modeled variability being slightly larger than observed variability, both simulations and observations indicate a marked change in the watershed behavior between the past and present periods, with a discharge increase of an order of magnitude.

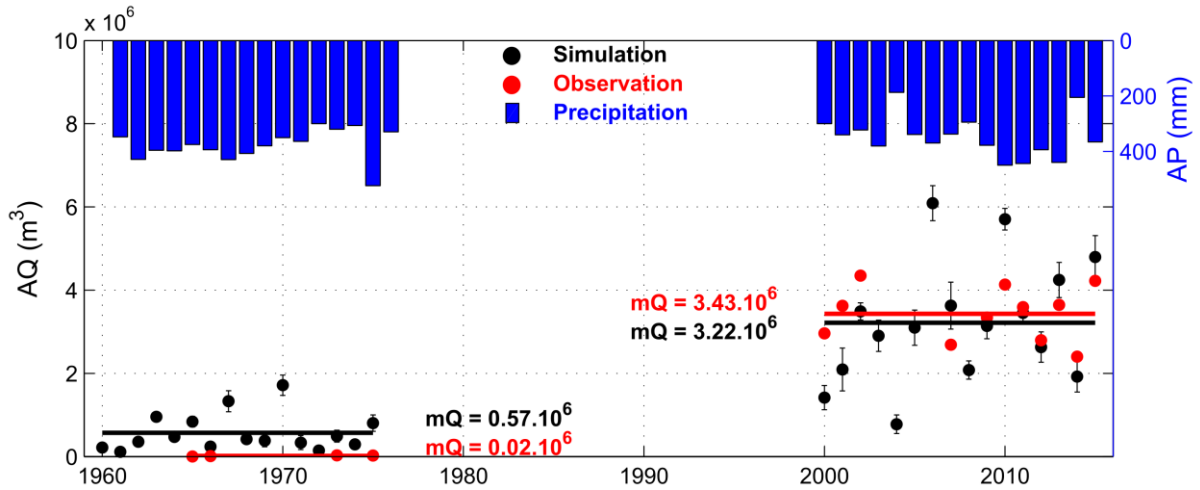


Fig. 7: Evolution of annual discharge (AQ in m³) between 1960 and 2015: simulations with standard deviation of the ten members (black dots with error bar) and observations (red dots) together with annual precipitation (AP in mm, blue bars).

Precipitation during the present period averages 347 mm and displays a significant inter-annual variability, with extreme dry (2004, 2014) and wet years (2010, 2011). During the past period the precipitation average is equal to 382 mm, which is slightly above current value, and displays a smaller inter annual variability, in line with what is commonly observed in the Sahel (Lebel & Ali 2009).

4.3.2 Attribution of changes

Results from the K2 simulations outlined in Table 5 are summarized in Fig. 8 and discussed in details below. The mean discharge (mQ) and the standard deviation (Sd) for each simulation are calculated for the ten members.

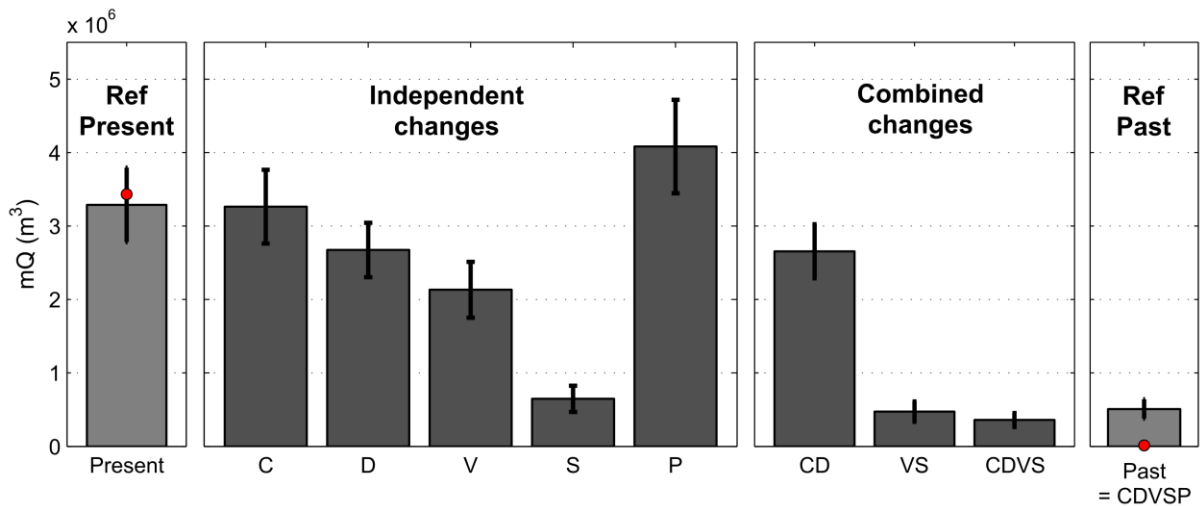


Fig. 8: Mean discharge (mQ) for present and past reference cases and for the attribution simulations described in Table 5, with either independent or combined factors. For the references cases, observation data are added (red points). Errors bars indicate the standard deviation of the ten member and the fifteen years of simulation.

Dune Crusting (C): This simulation corresponds to present characteristics without dune crusting. Replacing 30 % of the crusted dune area by dune without crusting has two effects on the land surface: first, soil KS increases (more infiltrability) and second, the growth of herbaceous vegetation is made possible. These two effects favor infiltration and limit surface runoff generation. The overall effect of removing dune crust on the annual discharge is minor as it only explains 1 % (Ex calculated using Eq. (4)) of the past to present evolution.

Drainage network Development (D): The present drainage network is replaced by the past network, meaning that the network development of the four sub-basins is deactivated and the contribution of the western part sub-basin is forced to zero (by adding deep sandy channels that mimic the sand dunes barring the water flow). Overall, this factor explains **22 %** of the surface runoff increase over time. The western part of the watershed (Z1) is currently connected to the principal drainage network, and produces a runoff of $3.3 \times 10^4 \text{ m}^3$ while the contribution of the network development over the Z2, Z3 and Z4 is equal to $3.6 \times 10^5 \text{ m}^3$, $1.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ and $1.2 \times 10^4 \text{ m}^3$ respectively. Overall, changes of the network drainage in the northern areas, where shallow soils and outcrops are found, have the largest impact on the simulated discharge.

Vegetation changes (V): This simulation tests the impact of the herbaceous vegetation growth on the annual discharge. It is implemented independently from soil type changes (see below), which is mostly academic since vegetation and soil type are most often tightly related. Nevertheless, such a simulation is useful for guiding for instance future model development and helps decipher the physical factors impacting runoff. For each CSA, the soil texture is kept at present values and the fraction occupied by herbaceous vegetation depends on the past maps (Fig. 3a and Table 4). This past map is characterized by the presence of shallow sandy soil (E1v) and deep sandy soils (S1, S2, S3 and S4), totaling 75 % of the watershed area, over which annual herbaceous plants can grow. The seasonal growth and inter-annual variability is forced by present day precipitations not to interfere with simulation "P". Vegetation efficiently slows surface runoff and increases infiltration capacity. As a result, simulation "V" produces a discharge of $2.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ and herbaceous vegetation changes explain **42 %** of the difference in surface runoff between past and present.

Modification of the soil properties (S): This simulation tests the impact of soil modifications on annual discharge independently of the herbaceous cover fraction, which is also an academic simulation. The fraction of all landscape units in each CSA is defined by the past land cover map (Fig. 3a). The increase in erosion surfaces and outcrops over time, results in a very strong increase in surface runoff, explaining **95 %** of the change in annual discharge. Note that some landscape units, like tiger bush, comprise a fixed fraction of thickets, so that the simulation "S" accounts for changes in woody vegetation and thickets in addition to soil texture.

Precipitation (P): Precipitation impact is investigated by running K2 using past daily precipitations (1960-1975) and the watershed characteristics of the present period. The result is an increase of $8.5 \times 10^5 \text{ m}^3$ of the discharge, at odds with its observed reduction, which is an expected result since the precipitation average is slightly higher in the past period. Therefore, this factor results in a negative value of *Ex* (**-29 %**).

Crusting and Drainage network combination (CD): This simulation combines the first two cases (dune crusting and drainage network development). The combination of these two factors explains only **23 %** of the difference of annual discharge between the two periods, which is equal to the sum of the two factors taken separately (1 % and 22 %).

Vegetation and Soil combination (VS): This simulation combines the effects of herbaceous vegetation map and soil type changes. Taken together, these two effects explain **101 %** of the difference in annual discharge between the two periods. The two factors do not impact runoff additively (101 % to be compared to 95 % plus 42 %), but are clearly strong enough to explain the changes in watershed behavior.

Crusting, Drainage network, Vegetation and Soil combination (CDVS): Last, this simulation combines four factors. It corresponds to the past case fed with the present precipitations. All these cumulated changes explain **105 %** of the difference of mean annual discharge between the two periods.

5 Discussion

5.1 Watershed evolution

The maps of landscape units were derived from different data (aerial photography and satellite images) of various spatial and spectral resolutions. Delimitation and identification of the landscape units proved easier for the present than for the past. Panchromatic aerial photographs give limited information and in many occasions the 3D visualization is necessary to clearly identify the units. Photo-interpretation for the past aimed to be conservative, meaning that obvious changes only were retained while ambiguous cases were considered as "no change". Overall, despite the uncertainties related to the photo-interpretation and mapping of landscape units, the surface condition changes of the Agoufou watershed are important and clearly observable.

The results reported in **Fig. 3** and **Fig. 4** highlight the increase in drainage density, which reaches a factor of 1.5 over the whole watershed and is accompanied by an expansion of open water surface (F2) and alluvial plains (F1). Similar changes were also observed by Massuel (2005) and by Leblanc et al. (2008) in southwestern Niger, where the drainage density increases by a factor of more than 2.5 between 1950 and 1992, as well as in a small watershed in northern Mali by Kergoat et al. (in prep), who reported a factor of 2.8 between 1956 and 2008. Considering that few changes are observed on the southern sandy part of the basin, the evolution of the drainage network for Agoufou is consistent with the values found in the literature.

Woody vegetation, and especially the thickets of the tiger bush unit, and some of the shallow sandy soils have completely disappeared and have been replaced by hard pan outcrops and silt surfaces which is consistent with several studies (Touré et al. 2010; Trichon et al. 2012; Leblanc et al. 2007; Hiernaux & Gérard 1999). Hiernaux et al. (2009) have observed that the woody vegetation of the Gourma region has declined since the 1950s and particularly from 1975 to 1992 over shallow soils. Given that tiger bush thickets grow perpendicularly to the water flow and therefore protect the soil against erosion, capture runoff and favor infiltration (Valentin et al., 1999 among others), disruption of thickets favors erosion, runoff concentration and changes the overall hydrological properties. Sighomnou et al. (2013) in Niger have also noted a significant decrease of vegetation over shallow soils and a corresponding increase in denudated surfaces. In a watershed in Niger, Touré et al. (2010) estimated that the tiger bush occupied 69 % in the 70s and has disappeared in the 2000s. Man-driven deforestation has been put forward as a cause for thickets clearing in southwestern Niger. For Agoufou, such activity is not reported and remains of dead trees can be observed, testifying natural death of vegetation.

The decay of shallow soil vegetation is not at odd with the Sahelian regreening that is observed all over the Sahel and in the Gourma since the 80s (Olsson et al. 2005; Heumann et al. 2007; Anyamba et al. 2003; Dardel, Laurent Kergoat, et al. 2014; Dardel, L. Kergoat, et al. 2014). Dardel et al (2014b) suggest that the resilience of herbaceous vegetation allows rapid regrowth over most soils in response to rainfall recovery, but that a fraction of the shallow soils may undergo long term vegetation decay, in a way that impacts runoff but not region-average greening. In the Agoufou watershed, the vegetation changes affecting the northern part of the watershed would not be easily detected by coarse resolution satellite datasets, as opposed to the herbaceous vegetation growing

over the sandy soils of the southern part of the watershed. In addition, the greening trend is obvious since the 80s, because of the maximal drought of 83 and 84, but the longer term trend is likely to be different (e.g. Pierre et al. 2016). As far as land use change is concerned, a few additional enclosures are present nowadays in the Agoufou watershed, as a result of an easier access to water year-round since the lake became permanent. Located on deep sandy soils not contributing sensibly to runoff, these enclosures do not impact the overall characteristics of the watershed. Indeed, they are dead-wood fences whose prime function is to delineate land rights. In that respect, Agoufou differs from most of the watersheds studied in the Sahel so far (Niger, Burkina-Faso).

5.2 A significant discharge increase despite the simulation limitation

If simulations and observations are in good agreement for the present period, simulated discharge for the past period is overestimated ($0.51 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ and $0.02 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ for simulation and observation respectively). Different reasons could explain this: first, the error bars in **Fig. 7**, which represent the standard deviation of the ten members used for the ensemble simulations, illustrate the high sensitivity of the model to precipitation intensity. Moreover, the intra-annual dynamics (**Fig. 6**) also reflects the sensitivity of the model to a limited number of rainfall events each year. By assumption, the 5M rainfall intensity is supposed to be the same (i.e. to have the same distribution) for the past and the present periods. Lower 5M intensities in the past than in the present could then lead to lower simulated discharge values which could come closer to observations. However, there is no evidence of changes in precipitation intensity at this short time-scale (Panthou et al. 2014). Second, the model was calibrated and validated with all available observation data over the 2000-2015 period, when data are the most accurate and numerous. During the past period, only few data are available (four years) and the estimation of the annual discharge is less precise (see Gal et al., 2016) which could also account for part of the discrepancies between simulated and observed mean discharge in the past.

Moreover, model calibration was performed on the Manning's roughness coefficient (MAN) and saturated hydraulic conductivity (KS) of the channels. All channels were considered to have the same characteristics over time and space but field observations suggest that the channels properties vary according to their geographical position, channels being possibly more permeable in the southern part than in the northern part, where they are also shallower. In addition, increasing surface runoff over time contributed to erode the soil surface and to increase sediments transport along channels downstream. If the sediment texture were mostly clay and silt, channels may have become more impervious, thus increasing runoff at the outlet. Less impervious channels in the past may therefore explain model overestimation. However, literature reports the reverse situation in the Sahel (Séguis et al. 2002) with materiel particularly rich in sand being transported. As for gully depth and soils, it is not clear whether the different Sahelian watersheds are comparable, given the importance of shallow soils and silt in the northern part of the Agoufou watershed.

Despite the possible sources of uncertainty previously identified, the difference between observations and simulations ($0.14 \cdot 10^6$ and $0.49 \cdot 10^6$) is largely below the difference between the past and the present period ($3.41 \cdot 10^6$ and $2.78 \cdot 10^6$ for the observation and simulation discharge respectively, see **Fig. 7**). Simulated mean discharges for the present and the past periods are significantly different (t-test for means equality) as it is the case for observations (Gal et al. 2016).

5.3 Attribution of the Sahelian paradox

Changes in vegetation and soil properties largely explain the increase in watershed runoff over time. Previous studies of Sahelian hydrology agree on the major role of surface conditions on erosion and runoff generation (Peugeot et al. 1997; D'Herbès & Valentin 1997; HilleRisLambers et al. 2001; Rietkerk et al. 2002; Casenave & Valentin 1990). For the Agoufou watershed, the comparison of past and present land cover maps indicates that vegetation, mainly the dense thickets but more generally vegetation growing on shallow soils, has degenerated after the severe droughts in 1972-73 and again in 1983-84. The lack of vegetation recovery during the long drought period combined to erosion of shallow soils and runoff shift from sheet runoff to concentrated runoff is in agreement with findings by Séguis et al. (2004) who estimated, using hydrological modeling, that changes in land cover on the Wankama watershed, had multiplied the mean annual runoff by a factor close to three for the 1950–1992 period. Valentin et al. (2004) have also shown that a decrease in vegetation cover changed the topsoil hydraulic properties, which enhanced Hortonian runoff. Our study highlights the predominant role of land cover changes in a pastoral area as opposed to several studies conducted in cropland dominated areas, which pointed to the leading role of the land use changes on surface runoff changes (Mahé et al. 2005; Leblanc et al. 2008; Favreau et al. 2009; Albergel 1987).

The drainage network development is a key marker of ecosystem degradation and more specifically of soil erosion (Descroix & Diedhiou 2012; San Emeterio et al. 2013). However, studies of the direct impact of this phenomenon on surface runoff are scarce. Our work has shown that enhanced and concentrated runoff results in an increase in both the number and the length of channels, therefore increasing the drainage density and diminishing the travel time for water to reach the drainage network. This effect was also reported by Leblanc et al. (2008) in Niger.

Crusts are frequently cited as a possible explanation of the Sahelian paradox (Favreau et al. 2009; Leblanc et al. 2008; Mahé & Paturel 2009). Our results show that the impact of crusted sandy dune on the surface runoff is quite small. This is not necessarily the case further south like in southwestern Niger, where some soils have a higher percentage of clay. Moreover, soil crusting in the Agoufou landscape may be slightly underestimated given the low resolution of aerial photographs in 1956. Trampling by livestock, not considered here, has an unclear impact on soil crusting: according to the work by Hiernaux et al. (1999) on sandy soils in Niger, the soil infiltration capacity slightly increases with moderate grazing, but decreases at higher stocking rates. Moreover, the evolution of the stocking rates is poorly known over 1956-2011, although an increase cannot be excluded. Besides, it should be noted that in the literature, vegetation degradation is sometimes classified as "increase in surface crusting", while in this study changes from tiger bush vegetation into impervious soil, which are crusted, are considered as part of vegetation and soil changes ("VS" test).

Finally, the increase in the occurrence of extreme rainy events in daily precipitation suggested by Frappart et al. (2009) and demonstrated by Panthou et al. (2012; 2014) is intrinsically taken into account by the use of daily precipitation series used to force the model in our study. The results show that changes in daily precipitation regime do not explain runoff changes between the past and the present. If this variable is only taken into account (simulation "P"), surface runoff is shown to decrease rather than increase over time. This is in line with Descroix et al. (2012), Cassé et al. (2015) and Aich et al. (2015), who found that the modest increase in large rainfall amount (events > 40 mm) observed during the 2000s cannot alone explain the Sahelian paradox. However, the

question of rainfall intensification at a smaller time scale is still open, with no study being currently available to validate or invalidate this hypothesis for the Sahel.

6 Conclusions

In this study, a modeling approach was applied to understand the paradoxical evolution of surface hydrology in the Sahel since the 60s. Landscape changes between 1956 and 2011 over the Agoufou watershed display four major features: 1) a partial crusting of isolated dunes, 2) an increase of drainage network density, with the connection of the western part of the watershed, 3) a marked evolution of the vegetation with the non-recovery of tiger bush and vegetation growing on shallow soils after the drought, 4) a marked evolution of soil properties with shallow soils being eroded and giving place to impervious soils (hard pans, outcrops or silt flats).

These changes were implemented independently and in combination in the KINematic EROSION model (K2) to quantify and rank their impact on mean annual discharge. Evolution of soil properties and vegetation (grassland and tiger bush thickets) largely explained the increase of surface runoff observed between the past (1960-1975) and the present period (2000-2015), with the drainage network density also contributing to this effect. The non recovery of vegetation (woody and herbaceous) growing on shallow soils and soil erosion resulted in enhanced runoff, erosion, and drainage network development, in turn depriving vegetation from nutrient and water resources. These synergistic processes explain the Sahelian paradox in the absence of land use changes.

The results reported here point out the need of taking into account all these processes in models aiming at representing hydrological past, present and future evolution in this region. In addition, the important landscape changes observed in this area highlight the interest of long-term monitoring of vegetation and hydrological variables in this region.

Acknowledgement

We thank Nogmana Soumaguel, Ali Maïga, Hama Maïga and Mamadou Diawara for collecting data and Eric Mougin for managing the Gourma site and providing the STEP model. We also acknowledge Shea Burns and Carl Unkrich for their feedbacks on AGWA and K2. This research was based on data from the AMMA-CATCH observatory and partially funded by the ESCAPE ANR-project (ANR-10-CEPL-005).

References

- Afef, M., 2014. Simulation des averses au niveau du bassin versant Ghézala par le modèle KINEROS 2. *Mémoire de Master Recherche en Science de la Terre - Université de Tunis el Manar - Département de Géologie, Tunis*, p.pp. 149.
- Aich, V. et al., 2015. Climate or Land Use?—Attribution of Changes in River Flooding in the Sahel Zone. *Water*, 7(6), pp.2796–2820. Available at: <http://www.mdpi.com/2073-4441/7/6/2796/htm> [Accessed June 18, 2015].
- Alazard, M. et al., 2015. Estimating evaporation in semi-arid areas facing data scarcity: Example of the El Haouareb dam (Merguellil catchment, Central Tunisia). *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 3, pp.265–284. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.11.007>.
- 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*. Vancouver, pp. 355–441.
- Ambroise, B., 1999. Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 2 - Modélisation systémique et dynamique. *Revue des sciences de l'eau*, 12(1), p.125.
- Annor, F.O. et al., 2009. Delineation of small reservoirs using radar imagery in a semi-arid environment: A case study in the upper east region of Ghana. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34(4-5), pp.309–315.

Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2008.08.005>.

- Anyamba, A. et al., 2003. Seasonal to interannual variability of vegetation and fires at SAFARI-2000 sites inferred from advanced very high resolution radiometer time series data. *Journal of Geophysical Research*, 108, p.8507.
- Ardoin-Bardin, S., 2004. Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. *Thèse de l'Université Montpellier II Sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, France*, p.pp. 608.
- Arnold, J.G. & Fohrer, N., 2005. SWAT2000: current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling. *Hydrological Processes*, 19(3), pp.563–572. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.5611> [Accessed September 28, 2013].
- Awessou, K.G.B., 2011. Facteurs influençant la transpiration ligneuse en bioclimat soudanien (Nord-Bénin). *Mémoire de Master Biologie Géosciences Agroressources et Environnement - Université Montpellier II, Montpellier, France*, p.pp. 21.
- Ba, A.H., 1992. Le Sahel, bande de transition et couloir de circulation. In *Acteurs et territoires du Sahel : Rôle des mises en relation dans la recomposition des territoires*. pp. 33–46.
- Banoïn, M. & Guengant, J.-P., 1998. Les systèmes agraires traditionnels nigériens dans l'impasse face à la démographie. In: Floret Christian et Pontanier Roger (eds.). In *Jachère et systèmes agraires. Atelier Niamey et dakar. IRD*. pp. 1–14.
- Le Barbé, L. & Lebel, T., 1997. Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology*, 188-189(1-4), pp.43–73.
- Le Barbé, L., Lebel, T. & Tapsoba, D., 2002. Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950 – 90. *American Meteorological Society*, 15, pp.187–202.
- Baup, F., Frappart, F. & Maubant, J., 2014. Combining high-resolution satellite images and altimetry to estimate the volume of small lakes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(5), pp.2007–2020.
- Baup, F., Frappart, F. & Maubant, J., 2014. Use of satellite altimetry and imagery for monitoring the volume of small lakes. *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 773(1), pp.157–160.
- Beasley, D.B., Huggins, L. & Monke, E.J., 1980. ANSWERS: A model for watershed planning. *Trans. of the ASAE*, 23(4), pp.938–944.
- Bell, M.A. & Lamb, P.J., 2006. Integration of Weather System Variability to Multidecadal Regional Climate Change : The West African Sudan – Sahel Zone , 1951 – 98. *American Meteorological Society*, pp.5343–5365.
- Bessière, H., Roux, H. & Dartus, D., 2008. Parameter estimation and variational data assimilation for distributed hydrological flash flood modeling. In *Les 7èmes journées scientifiques et techniques du CETMEF*. Paris, p. 9 pp.
- Beven, K.J. & Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), pp.43–69.
- Biancamaria, S., Lettenmaier, D.P. & Pavelsky, T.M., 2016. The SWOT Mission and Its Capabilities for Land Hydrology. *Surveys in Geophysics*, 37(2), pp.307–337. Available at: "<http://dx.doi.org/10.1007/s10712-015-9346-y>."
- Biasutti, M., 2013. Forced Sahel rainfall trends in the CMIP5 archive. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, pp.1613–1623.
- Blackburn, W.H. et al., 1992. The Spatial and Temporal Influence of Vegetation on Surface Soil Factors in Semiarid Rangelands. *Transactions of the Asae*, 35(2), pp.479–486.
- Block, S., 2015. Evolution géodynamique du craton Ouest Africain au nord du Ghana. *Mémoire de Thèse - Université Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, France*, p.pp. 405.
- Boone, A. et al., 2009. The AMMA Land Surface Model intercomparison Project (ALMIP). *American Meteorological Society*, pp.1865–1880.
- Boone, A., Calvet, J.-C. & Noilhan, J., 1999. Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force – Restore Method. *American Meteorological Society*, 38, pp.1611–1630.
- Boudet, G., 1972. Désertification de l'Afrique tropicale sèche. *Adansonia*, 12(4), pp.505–524.
- Boudet, G., 1989. Evolution de la végétation des parcours sahéliens et possibilités de réhabilitation. *Fourrages*, 120, pp.401–415.
- Boulain, N. et al., 2006. Hydrologic and land use impacts on vegetation growth and NPP at the watershed scale in a semi-arid environment. *Regional Environmental Change*, 6(3), pp.147–156. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s10113-006-0014-0> [Accessed October 2, 2013].

- Brandt, M. et al., 2016. Remote Sensing of Environment Assessing woody vegetation trends in Sahelian drylands using MODIS based seasonal metrics. *Remote Sensing of Environment*, 183, pp.215–225. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.05.027>.
- Braud, I. et al., 2001. Modélisation hydrologique du bassin versant de l’Ouémé à l’aide du modèle POWER. *Atelier sur le Couplage des modèles atmosphériques et hydrologiques, 3-5 décembre 2001, Toulouse, France*, p.pp. 5.
- Bromley, J. et al., 1997. The role of surface water redistribution in an area of patterned vegetation in a semi-arid environment, south-west Niger. *Journal of Hydrology*, 198(1-4), pp.1–29.
- Canfield, H.E. & Goodrich, D.C., 2006. The impact of parameter lumping and geometric simplification in modelling runoff and erosion in the shrublands of southeast Arizona. *Hydrological Processes*, 20(1), pp.17–35.
- Cappelaere, B. et al., 2011. Eau bleue , eau verte , production végétale : modélisation des changements éco-hydrologiques dans un petit bassin-versant sahélien (sud-ouest Niger). *6ème édition - Journées Scientifiques du 2iE, 4-8 Avril 2011- Campus 2iE, Ouagadougou, Burkina-faso*, pp.2–5.
- Cappelaere, B. et al., 2009. The AMMA-CATCH experiment in the cultivated Sahelian area of south-west Niger – Investigating water cycle response to a fluctuating climate and changing environment. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.34–51. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169409003552> [Accessed October 2, 2013].
- Casenave, a. & Valentin, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *Journal of Hydrology*, 130(1-4), pp.231–249.
- Casenave, A. & Valentin, C., 1989. *Les états de surface de la zone Sahélienne: Influence sur l’infiltration* ORSTOM., Paris.
- Casenave, A. & Valentin, C., 1990. Les états de surface: une des clefs de l’hydrologie Sahélienne. In *The state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa : proceedings of the Sahel Forum, Urbana, International Water Ressources*. pp. 135–147.
- Cassé, C. et al., 2015. Model-based study of the role of rainfall and land use land cover in the changes in Niger Red floods occurrence and intensity in Niamey between 1953 and 2012. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 12(11), pp.12039–12087.
- Cassé, C. & Gosset, M., 2015. Analysis of hydrological changes and flood increase in Niamey based on the PERSIANN-CDR satellite rainfall estimate and hydrological simulations over the 1983–2013 period. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 370, pp.117–123.
- Cecchi, P. et al., 2009. Towards an Atlas of Lakes and Reservoirs in Burkina Faso. *Small Reservoirs Toolkit*, pp.1–20.
- Cerdan, O. et al., 2002. Modelling interrill erosion in small cultivated catchments. , 3226(September), pp.3215–3226.
- Chaponniere, A., 2005. Fonctionnement hydrologique d ‘ un bassin versant montagneux semi-aride: Cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas marocain). *Manuscrit de Thèse - Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris, france*, p.pp. 233.
- Chen, L. et al., 2013. The role of soil-surface sealing, microtopography, and vegetation patches in rainfall-runoff processes in semiarid areas. *Water Resources Research*, 49(9), pp.5585–5599.
- Chen, M., Willgoose, G.R. & Saco, P.M., 2015. Evaluation of the hydrology of the IBIS land surface model in a semi-arid catchment. *Hydrological Processes*, 29, pp.653–670.
- Choukr-Allah, R., Ragab, R. & Rodriguez-Clemente, R., 2012. *Integrated Water Resources Management in the Mediterranean Region_Dialogue Towards New Strategy* Springer., New York London.
- Chow, V., Maidment, D. & Mays, L., 1988. *Applied Hydrology* McGraw-Hil., USA.
- Chow, V.T., 1959. *Open Channel Hydraulics*,
- Cisse, A., 1986. *Dynamique de la strate herbacée des pâturages de la zone sud- sahélienne*. Landbouwhogeschool Wageningen.
- Coe, M.T. & Foley, A., 2001. Human and natural impacts on the water resources of the Lake basin and the observed level of Lake Chad. *Journal of Geophysical Research*, 106(4), pp.3349–3356.
- Cold-Ravnkilde, S.M., 2012. A gift from God - conflicts over water and authority in Mali. *Mémoire de Thèse - University of Roskilde, Roskilde, Danemark*, p.pp. 222.
- Collinet, J., 1988. Comportement hydrodynamique et érosifs de sols de l’Afrique de l’ouest: Evolution des matériaux et des organisations sous simulation de pluies. *Mémoire de Thèse - Sciences de la Vie et de la Tere - Institut de géologie - Université Louis Pasteur, Starsbourg, France*, p.pp. 475.

- Collinet, J. & Valentin, C., 1979. Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. *Cahier ORSTOM, série pédologie*, XVII(4), pp.283–328.
- Company, A., 1995. *Modélisation des processus d'écoulement et d'érosion: "synthèse bibliographique-apport de la télédétection,"* BRGM - Direction de la recherche - Département géophysique et Imagerie Géologique, Orléans, France.
- Connolly, R.D. & Silburn, D., 1995. Distributed parameter hydrology model (ANSWERS) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data II: Application to spatially uniform catchments. *Journal of Hydrology*, 172, pp.105–125.
- Conway, D., 1997. A water balance model of the Upper Blue Nile in Ethiopia. *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques*, 42(2), pp.265–286.
- Cook, H.L., 1946. The infiltration approach to the calculation of surface runoff. In *Transposition American Geophysical Union*. pp. 726–747.
- Corradini, C., Melone, F. & Smith, R.E., 1994. Modeling infiltration during complex rainfall sequences. *Water Resources Research*, 30(10), pp.2777–2784.
- Corradini, C., Melone, F. & Smith, R.E., 2000. Modeling local infiltration for a two-layered soil under complex rainfall patterns. *Journal of Hydrology*, 237(1-2), pp.58–73.
- Courel, M.-F., 1984. Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. *Mémoire de Thèse - Es-Lettres et Sciences Humaines - Université de Paris I, Paris, France*, p.p. 439.
- Cunderlik, J., 2003. Hydrologic model selection for the CFCAS project: Assessment of Water Resources Risk and Vulnerability to Changing Climatic Conditions. *Project Report I - CFCAS Project Team*, p.p. 40.
- d'Herbès, J.-M. et al., 2001. Banded Vegetation Patterns and Related Structures. In *Banded Vegetation Patterning in Arid and Semiarid Environments : Ecological Processes and Consequences for Management*. Springer, pp. 1–19.
- D'Herbès, J.M. & Valentin, C., 1997. Land surface conditions of the Niamey region: Ecological and hydrological implications. *Journal of Hydrology*, 188-189(1-4), pp.18–42.
- D'Orgeval, T. & Polcher, J., 2008. Impacts of precipitation events and land-use changes on West African river discharges during the years 1951–2000. *Climate Dynamics*, 31(2-3), pp.249–262.
- Dai, A. et al., 2004. The recent Sahel drought is real. *International Journal of Climatology*, 24(11), pp.1323–1331.
- Dardel, C., 2014. Entre désertification et reverdissement du Sahel: Diagnostic des observations spatiales et in situ. *Mémoire de Thèse -Observation spatiale de la biosphère - Université Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, France*, p.p. 196.
- Dardel, C., Kergoat, L., et al., 2014. Rain-Use-Efficiency: What it Tells about the Conflicting Sahel Greening and Sahelian Paradox. *Remote Sensing*, 6, pp.1 – 26. Available at: www.mdpi.com/journal/remotesensing.
- Dardel, C., Kergoat, L., et al., 2014. Re-greening Sahel: 30 years of remote sensing data and field observations (Mali, Niger). *Remote Sensing of Environment*, 140, pp.350–364. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.09.011>.
- Decharme, B. & Douville, H., 2007. Global validation of the ISBA sub-grid hydrology. *Climate Dynamics*, 29(1), pp.21–37. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s00382-006-0216-7> [Accessed October 9, 2013].
- Delire, C. & Foley, A., 1999. Evaluating the performance of a land Surface / ecosystem model with biophysical measurements from contrasting environments Biophysically grasslands agricultural the. *Journal of Geophysical Research*, 104(14), pp.16895–16909.
- Desconnets, J. & Galle, S., 1996. Les processus de redistribution des eaux en région sahélienne: l'hydrologie dans l'expérience Hapex-Sahel. In *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement*. Paris, pp. 125–137.
- Desconnets, J.C. et al., 1997. Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *Journal of Hydrology*, 188-189, pp.155–178. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169496031587> [Accessed April 29, 2015].
- Descroix, L., Moussa, I.B., et al., 2012. Impact of Drought and Land – Use Changes on Surface – Water Quality and Quantity : The Sahelian Paradox. *Intech*, pp.1–30.
- Descroix, L. et al., 2011. Runoff evolution according to land use change in a small Sahelian catchment. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(1), pp.1569–1607.
- Descroix, L., Diedhiou, A., et al., 2012. Scénarios de changements climatiques et de leur impact sur l'

- hydrosystème et la végétation. *Projet de recherche: "Elevage Climat et Société" - Livrable n°2.5 - Tâche ECOS*, p.pp. 50.
- Descroix, L. et al., 2009. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.90–102.
- Descroix, L. & Diedhiou, A., 2012. Etat des sols et évolution dans un contexte de changements climatiques. In *La Grande Muraille Verte : Capitalisation des recherches et valorisation des savoirs locaux*. Montpellier, pp. 161–198.
- Desprats, J. et al., 2003. Modélisation hydrologique du bassin versant du Touch Cartographie du potentiel d'infiltration des sols et analyses hydrologiques. *Rapport intermédiaire - BRGM/RP-52808*, p.pp. 47.
- Diallo, A. et al., 1999. *Gestion des ressources naturelles: Morpho-pédologie du Gourma*. Institut d'Economie Rurale, Mali. A. Diallo & J. Gjessing, eds.,
- Dijk, A.I.J.M. Van & Bruijnzeel, L.A., 2001. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model . Part 2 . Model validation for a tropical upland mixed cropping system. *Journal of Hydrology*, 247, pp.239–262.
- Dooge, J.C.I., 1986. Looking for hydrologic laws. *Water Resources Research*, 22(9 S), p.46S–58S.
- Downer, C.W. et al., 2002. Theory, development, and applicability of the surface water hydrologic model CASC2D. *Hydrological Processes*, 16(2), pp.255–275. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.338> [Accessed October 29, 2013].
- Dubreuil, P., 1972. Etudes hydrologiques des petits bassins versant d'Afrique Occidentale Française: Rapport préliminaire sur les résultats de la campagne 1956. In *Recueil des données de base des bassins représentatifs et expérimentaux*. pp. 237–278.
- Dunne, T., Zhang, W. & Aubry, B.F., 1991. Effects of Rainfall, Vegetation, and Microtopography on Infiltration and Runoff. *Water Resources Research*, 27(9), pp.2271–2285.
- Estèves, M., 1995. Rapport de campagne hydrologique, saison 1994 [Report of field collection of hydrological data, 1994 season]. *Orstom, Niamey (Niger)*, p.26 pp.
- Estupina Borrell, V., 2004. Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair Application à de petits bassins versants du sud de la France. *Mémoire de Thèse - Hydrologie - Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse, France*, p.pp. 254.
- Estupina Borrell, V., Chorda, J. & Dartus, D., 2005. Prévision des crues éclair. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(13), pp.1109–1119.
- Fatras, C. et al., 2012. Remote Sensing of Environment Estimating surface soil moisture over Sahel using ENVISAT radar altimetry. *Remote Sensing of Environment*, 123, pp.496–507. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2012.04.013>.
- Favreau, G. et al., 2009. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resources Research*, 45, pp.1–18.
- Foley, J.A. et al., 1996. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(4), pp.603–628.
- Forkuor, G. & Maathuis, B., 2012. Comparison of SRTM and ASTER Derived Digital Elevation Models over Two Regions in Ghana – Implications for Hydrological and Environmental Modeling. *Studies on Environmental and Applied Geomorphology*, pp.219–240.
- Fowe, T. et al., 2015. Water balance of small reservoirs in the Volta basin: A case study of Boura reservoir in Burkina Faso. *Agricultural Water Management*, 152, pp.99–109. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378377415000153>.
- Frappart, F. et al., 2009. Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.128–142.
- Gal, L. et al., 2016. Changes in lakes water volume and runoff over ungauged Sahelian watersheds. *Journal of hydrology*, 540, pp.1176–1188. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.035>.
- Galdos, F.V. et al., 2012. Estimated distributed rainfall interception using a simple conceptual model and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). *Journal of Hydrology*, 468-469, pp.213–228. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.08.043>.
- Galle, S., Ehrmann, M. & Peugeot, C., 1999. Water balance in a banded vegetation pattern. *Catena*, 37(1-2), pp.197–216.
- Gao, H. et al., 2009. Water Budget Record from Variable Infiltration Capacity (VIC) Model Algorithm Theoretical Basis Document. *Rapport - Version 1.2*, p.pp. 57.
- Gardelle, J. et al., 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). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, pp.309–324.
- Gascoin, S., 2010. Importance de la paramétrisation hydrodynamique des premiers centimètres du sol pour la modélisation des flux de surface en Afrique de l'Ouest. *La Houille Blanche*, 5, pp.87–90.
- Gascon, T. et al., 2015. Influence of rainfall space-time variability over the Ouémé basin in Benin. *Remote Sensing and GIS for Hydrology and Water Resources*, 368, pp.102–107.
- GEPIS (Groupes d'experts des plaines d'inondation sahéliennes), 2000. Vers une gestion durable des plaines d'inondation sahéliennes. *Bureau régional (Suisse, Cambridge, royaume-Uni)*, p.pp. 214.
- De Gironcourt, G., 1912. Le sommet de la boucle du Niger. , 25-3, pp.153–175.
- 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*. Mécanique, Energétique, Génie Civil, Acoustique de Lyon.
- Goodrich, D. et al., 2006. Automated Geospatial Watershed Assessment (AGWA): A GIS-based hydrological modeling tool for watershed management and landscape assessment. *Third Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, Reno, Nevada*.
- Goodrich, D.C. et al., 2011a. AGWA: The Automated Geospatial Watershed Rangeland Management. *Rangelands*, 33(4), pp.41–47.
- Goodrich, D.C. et al., 2011b. AGWA: The Automated Geospatial Watershed Assessment Tool to Inform Rangeland Management. *Rangelands*, 33(4), pp.41–47.
- Grayson, R. & Blöschl, G., 2000. 3. Spacial modelling and catchment dynamics. In *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. pp. 51–82.
- Green, W.H. & Ampt, G.A., 1911. Studies on Soil Physics, Part I. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4, pp.1–24.
- Grimaud, J.-L., Chardon, D. & Beauvais, A., 2014. Very long-term incision dynamics of big rivers. *Earth and Planetary Science Letters*, 405, pp.74–84. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X14005196>.
- Grippa, M. et al., 2011. Land water storage variability over West Africa estimated by Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) and land surface models. *Water Resources Research*, 47(5), pp.1–18.
- Grippa, M. et al., 2016. Modelling surface runoff and water fluxes over contrasted soils in pastoral Sahel: evaluation of the ALMIP2 land surface models over the Gourma region in Mali. *Journal of Hydrometeorology*, p.Accepted.
- Guichard, F. et al., 2015. Le réchauffement climatique observé depuis 1950 au Sahel. In R. L. et B. Sultan, ed. *Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest. Parti I: Evolution récentes et futures du climat en Afrique de l'Ouest: Evidences, incertitudes et perception*. pp. 23–42.
- Guichard, F. et al., 2009. Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: Seasonal and diurnal cycles. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.161–177. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169408004770> [Accessed July 6, 2015].
- Güntner, A., 2002. *Large-Scale Hydrological Modelling in the Semi-Arid North-East of Brazil*. University of potsdam.
- Güntner, A. et al., 2009. Simple water balance modelling of surface reservoir systems in a large data-scarce semiarid region. *Hydrological Sciences Journal*, 49(5), pp.901–918.
- Haas, E.M. et al., 2011. Remotely sensed surface water extent as an indicator of short-term changes in ecohydrological processes in sub-Saharan Western Africa. *Remote Sensing of Environment*, 115(12), pp.3436–3445.
- Helmlinger, K.R., Kumar, P. & Foufoula-Georgiou, E., 1993. On the use of digital elevation model data for Hortonian and fractal analyses of channel networks. *Water Resources Research*, 29(8), pp.2599–2614. Available at: http://www.ce.umn.edu/~foufoula/papers/efg_048.pdf.
- Hermassi, T. et al., 2009. Apport d'une caractérisation du réseau hydrographique sur la forme des crues à l'échelle d'un petit bassin-versant en zone semi-aride. *Sècheresse*, 20(1), pp.66–77.
- Hernandez, M. et al., 2005. Development and Application of the Automated Geospatial Watershed Assessment Tool. In *Modeling and Remote Sensing Applied to Agriculture, USDA-INIFAP, US and Mexico*. pp. 127–158.
- Hernandez, M. et al., 2000. Modeling Runoff Response to Land Cover and Rainfall Spatial Variability in Semi-arid Watersheds. *Environmental Monitoring and Assessment*, 64, pp.285–298.

- Heumann, B.W. et al., 2007. AVHRR derived phenological change in the Sahel and Soudan, Africa, 1982-2005. *Remote Sensing of Environment*, 108(4), pp.385–392.
- Hiernaux, P. et al., 1999. Effects of livestock grazing on physical and chemical properties of sandy soils in Sahelian rangelands. *Journal of Arid Environments*, 41, pp.231–245.
- Hiernaux, P. et al., 2015. La contrainte fourragère des élevages pastoraux et agropastoraux du Sahel. Adaptations et perspectives. In B. Sultan et al., eds. *Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l’Ouest*. pp. 171–192.
- Hiernaux, P., Mougin, E., et al., 2009. Sahelian rangeland response to changes in rainfall over two decades in the Gourma region, Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.114–127. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.005>.
- Hiernaux, P., Diarra, L., et al., 2009. Woody plant population dynamics in response to climate changes from 1984 to 2006 in Sahel (Gourma, Mali). *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.103–113. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.01.043>.
- Hiernaux, P. & Gérard, B., 1999. The influence of vegetation pattern on the productivity, diversity and stability of vegetation: the case of “brousse tigrée” in the Sahel. *Acta Oecologica*, 20(3), pp.147–158.
- Hiernaux, P. & Le Houérou, H.N., 2006. Les parcours du Sahel. *Secheresse*, 17(1-2), pp.51–71.
- Hiernaux, P. & Turner, M.D., 1996. The effect of clipping on growth and nutrient uptake of Sahelian annual rangelands. *Journal of Applied Ecology*, 33(2), pp.387–399. Available at: <Go to ISI>://A1996UU81500019.
- HilleRisLambers, R. et al., 2001. Vegetation Pattern Formation in Semi-Arid Grazing Systems. *Ecology*, 82(1), pp.50–61.
- Hingray, B., Picouet, C. & Musy, A., 2009. Hydrologie: Une science pour l’ingénieur. In P. presses Polytechniques, ed. *Science & ingénierie de l’environnement - Polytechniques*, PPUR presses. p. 600.
- Horton, R.E., 1933. The rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions American Geophysical Union*, 14, pp.446–460.
- Le Houérou, H.N., 1997. Climate, flora and fauna changes in the Sahara over the past 500 million years. *Journal of Arid Environments*, 37(4), pp.619–647. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0140196397903153#>.
- Le Houérou, H.N., 1980. The rangelands of the Sahel. *Journal of Range Management*, 33(1), pp.41–46.
- Le Houérou, H.N., 1996. Climate change, drought and desertification. *Journal of Arid Environments*, 34(2), pp.133–185.
- Le Houérou, H.N., 1989. *The grazing Land Ecosystems of the African Sahel*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg Publisher, Berlin.
- Hughes, D., 2008. Modelling semi-arid and arid hydrology and water resources: The Southern African experience. In S. K. Wheeler H, Sorooshian S, ed. *Hydrological modelling in arid and semi-arid areas*. Cambridge, pp. 29–40.
- Hulme, M., 2001. Climatic perspectives on Sahelian desiccation: 1973-1998. *Global Environmental Change*, 11(1), pp.19–29.
- Ibrahim, B., Karambiri, H. & Polcher, J., 2015. Hydrological Impacts of the Changes in Simulated Rainfall Fields on Nakanbe Basin in Burkina Faso. *Climate*, 3, pp.442–458.
- Isioye, O.A. & Yang, I.C., 2013. Comparison and validation of ASTER-GDEM and SRTM elevation models over parts of Kaduna State, Nigeria. *SA Surveying and Geomatics Indaba (SASGI)*, p.pp. 11.
- Jajarmizadeh, M., Harun, S. & Salarpour, M., 2012. A review on theoretical consideration and types of models in hydrology. *Journal of Environmental Science and Technology*, 5(5), pp.249–261.
- Joly, F., 2006. Géomorphologie : relief, processus, environnement. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 4, pp.285–298.
- Kalin, L., Govindaraju, R.S. & Hantush, M.M., 2003. Effect of geomorphologic resolution on modeling of runoff hydrograph and sedimentograph over small watersheds. *Journal of Hydrology*, 276(1-4), pp.89–111.
- Kamagaté, B. et al., 2007. Processus et bilan des flux hydriques d’un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin (Donga , haut Ouémé) Hydrological processes and water balance of a tropical crystalline bedrock catchment in Benin (Donga , upper Ouémé River). *Comptes Rendus Geoscience*, 339(6), pp.1–33.
- Karambiri, H., 2003. Crue et érosion hydrique au Sahel: Etude et modélisation des flux d’eau et de matières sur un petit bassin versant pastoral au nord du Burkina Faso. *Mémoire de Thèse - Sciences de la Terre - Université Paris 6, Paris, France*, pp.220–318.

- Karambiri, H. & Ribolzi, O., 2005. Identification of sediment sources in a small grazed Sahelian catchment , Burkina Faso. *Sediment Budgets I - Proceedings of symposium S1 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do iguaçu, Brésil*, 291, pp.1–9.
- Kepner, W.G. et al., 2008. Evaluating Hydrological Response to Forecasted Land-Use Change : Scenario Testing with the Automated Geospatial Watershed Assessment (AGWA) Tool. *The Third Interagency Conference on Research in the Watersheds, 8-11 September 2008, Estes Park, CO*, pp.77–82.
- Kergoat, L. et al., 2015. Dry-season vegetation mass and cover fraction from SWIR1.6 and SWIR2.1 band ratio: Ground-radiometer and MODIS data in the Sahel. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 39, pp.56–64. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2015.02.011>.
- Kergoat, L. et al., 2015. Evolutions paradoxales des mares en Sahel non cultivé: Diagnostic, causes et conséquences. In *Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest (Sultan B, Lalou R, Amadou Sanni M, Oumarou A et Soumaré MA eds.)*. pp. 193–208.
- Kergoat, L., Ramarohetra, J. & Hiernaux, P., The Sahelian paradox in non-cultivated Sahel: revisiting the Tin-Adjar catchment (Mali), 1954- 2007. , p.In Prep.
- King, C. et al., 2005. Remote-sensing data as an alternative input for the “STREAM” runoff model. *Catena*, 62(2-3), pp.125–135. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0341816205000585> [Accessed October 29, 2013].
- Krinner, G. et al., 2005. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1), pp.1–33.
- Kucharik, J. et al., 2000. Testing the performance of a Dynamic Global Ecosystem Model : Water balance , carbon balance , and vegetation structure. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(3), pp.795–825.
- L'Hôte, Y. et al., 2002. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrological Sciences Journal*, 47(4), pp.563–572.
- Lajili-Ghezal, L., 2004. Utilisation du modèle KINEROS pour la simulation des hydrogrammes et des turbidigrammes en zone semi-aride tunisienne. *Revue des sciences de l'eau*, 17(2), pp.227–244.
- Lane, L.J., Woolhiser, D.A. & Yevjevich, V., 1975. Influence of simplifications in watershed geometry in simulation of surface runoff. *Hydrology paper*, (81), p.80.
- Laurent, F. & Ruelland, D., 2010. Modélisation à base physique de la variabilité hydroclimatique à l'échelle d'un grand bassin versant tropical. *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources (Proc. of 6th World FRIEND Int. Conference, Fez, Morocco, 25–29 October 2010)*. IAHS, pp.25–29.
- Leavesley, G.H. et al., 1983. Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual. *Water-resources Investigations report 83-4238 - United States department of the Interior - Geological Survey, Denver, Colorado*, p.pp. 214.
- Lebel, T. et al., 2009. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.3–13.
- Lebel, T. & Ali, A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990-2007). *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.52–64. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.030>.
- Leblanc, M. et al., 2007. Remote sensing for groundwater modelling in large semiarid areas: Lake Chad Basin, Africa. *Hydrogeology Journal*, 15(1), pp.97–100.
- Leblanc, M.J. et al., 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global and Planetary Change*, 61(3-4), pp.135–150.
- Leduc, C., Favreau, G. & Schroeter, P., 2001. Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology*, 243(1-2), pp.43–54.
- Leprun, J., 1992. Étude de quelques brousses tigrées sahéliennes : structure, dynamique, écologie. *ORSTOM Editions*, pp.221–224.
- Leroux, D.J. et al., 2016. Assimilation of SMOS soil moisture into a distributed hydrological model and impacts on the water cycle variables over the Ouémé catchment in Benin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, pp.2827–2840.
- Li, K.Y. et al., 2007. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. *Journal of Hydrology*, 337(3-4), pp.258–268.
- Li, K.Y., Coe, M.T. & Ramankutty, N., 2005. Investigation of Hydrological Variability in West Africa Using Land Surface Models. *American Meteorological Society*, 18, pp.3173–3188.
- Liang, X. et al., 1994. based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 99(D7), pp.14,415–14,428.
- Liebe, J., van de Giesen, N. & Andreini, M., 2005. Estimation of small reservoir storage capacities in a semi-arid

- environment. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 30(6-7), pp.448–454.
- Liebe, J.R. et al., 2009. Determining watershed response in data poor environments with remotely sensed small reservoirs as runoff gauges. *Water Resources Research*, 45(7), p.W07410. Available at: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2009/2008WR007369.shtml> [Accessed May 4, 2015].
- Lørup, J.K., Refsgaard, J.C. & Mazvimavi, D., 1998. Assessing the effect of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling: Case studies from Zimbabwe. *Journal of Hydrology*, 205(3-4), pp.147–163. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168117697003119>.
- Magome, J., Ishidaira, H. & Takeuchi, K., 2003. Method for satellite monitoring of water storage in reservoirs for efficient regional water management. *Water Resources Systems*, (2), pp.303–310.
- Mahe, G., 2006. The impacts of land-use / land-cover change and climate variability on the hydrology of the Sahel. In *Climate Variability and Change—Hydrological Impacts (Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference held at Havana, Cuba, November 2006)*, IAHS. pp. 679–684.
- Mahé, G. et al., 2010. Baisse des pluies et augmentation des écoulements au Sahel: impact climatique et anthropique sur les écoulements du Nakambe au Burkina Faso. *Sécheresse*, 21, pp.1–6.
- Mahé, G. et al., 2003. Recent increase in the surface runoff the Sudan-Sahel and impact on the water resources. *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions*, 278(May 2016).
- Mahé, G. et al., 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River , Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*, 300, pp.33–43.
- Mahé, G. et al., 2011. The River Niger and climate change over 100 years. *Hydro-Climatology: Variability and Change*, 344(January), pp.131–137.
- Mahé, G. et al., 2013. The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment. *Hydrological Processes*, 27(15), pp.2105–2114. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.9813> [Accessed October 2, 2013].
- Mahé, G., Dray, A. & Paturel, J.E.Cres, A., 2002. Climatic and anthropogenic impacts on the flow regime of the Nakambe River in Burkina Faso. In *Bridging Hydrology: FRIEND 2002—Regional Iliac Gap between Research and Practice (Proceedings of the Fourth International FRIEND Conference held at Cape Town, South Africa, March 2002)*. IAI IS. pp. 69–75.
- Mahé, G. & Olivry, J.C., 1999. Assessment of freshwater yields to the ocean along the intertropical Atlantic coast of Africa (1951-1989). *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences - Serie Ila: Sciences de la Terre et des Planetes*, 328(9), pp.621–626.
- Mahé, G. & Paturel, J.-E., 2009. 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(7), pp.538–546.
- Makhlouf, Z., 1994. Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. *Mémoire de Thèse - Département Gestion des milieux aquatiques - Hydrologie - Université Paris XI, Paris, France*, p.pp. 434.
- Maktar, J. De, Cheikha, L. Ben & Gueddari, M., 2008. Modélisation des écoulements de surface et du transport solide du bassin-versant Jannet (région de Maktar, Tunisie). *Sècheresse*, 19(3), pp.155–162.
- Mamadou, I. et al., 2015. Exorheism growth as an explanation of increasing flooding in the Sahel. *Catena*, 131, pp.130–139. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816215001009>.
- Mango, L.M. et al., 2011. Land use and climate change impacts on the hydrology of the upper Mara River Basin, Kenya: results of a modeling study to support better resource management. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(7), pp.2245–2258. Available at: <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/2245/2011/> [Accessed October 21, 2013].
- Mansouri, T., Albergel, J. & Seguis, L., 2001. Modélisation hydrologique spatialisée de petits bassins versants en contexte semi-aride Méditerranéen. In *Hydrologie des Régions Méditerranéennes : Séminaire International, Montpellier (FRA)*. pp. 225–236.
- Martín-rosales, W. & Leduc, C., 2003. Variabilité de la dynamique des mares temporaires dans un système endoréique. *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions*, (278), pp.174–178.
- Massuel, S., 2005. *Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger : modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003*. Thesis, Université Montpellier 2.
- Massuel, S. et al., 2003. Typologie de bassins versants en préalable à la modélisation hydrologique d ' une région sahélienne. , (27), pp.157–162.
- Mazi, K. et al., 2004. A groundwater-based, objective-heuristic parameter optimisation method for a

- precipitation-runoff model and its application to a semi-arid basin. *Journal of Hydrology*, 290(3-4), pp.243–258.
- McMichael, C.E., Hope, A.S. & Loaiciga, H. a., 2006. Distributed hydrological modelling in California semi-arid shrublands: MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation. *Journal of Hydrology*, 317(3-4), pp.307–324. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169405002866> [Accessed October 28, 2013].
- Meigh, J., 1995. The impact of small farm reservoirs on urban water supplies in Botswana. *Natural Resources Forum*, 19(1), pp.71–83.
- Meigs, P., 1952. World distribution of arid and semi-arid homoclimate. *Arid Zone Resources*, 1, pp.203–210.
- Migliaccio, K.W. & Srivastava, P., 2007. Hydrologic Components of Watershed-Scale Models. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(5), pp.1695–1703.
- Miller, S. et al., 2007. The Automated Geospatial Watershed Assessment tool. *Environmental Modelling & Software*, 22(3), pp.365–377.
- Miller, S.N. et al., 2002. Integrating Landscape Assessment And Hydrologic Modeling For Land Cover Change Analysis. *Journal of the American Water Resources Association*, 38(4).
- Miller, S.N. et al., 2001. The Automated Geospatial Watershed Assessment Tool. *Poster for Environmental Protection Agency - USDA, United States*.
- Molnar, D. & Julien, P., 2000. Grid-Size Effects on Surface Runoff Modeling. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5(1), pp.8–16.
- Montenegro, A. & Ragab, R., 2010. Hydrological response of a Brazilian semi-arid catchment to different land use and climate change scenarios : a modelling study. *Hydrological Processes*, 24, pp.2705–2723.
- Montenegro, S. & Ragab, R., 2012. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: A case study from North Eastern Brazil. *Journal of Hydrology*, 434(435), pp.55–68. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169412001497> [Accessed October 2, 2013].
- Mougin, E. et al., 1995. A Regional Sahelian Grassland Model To Be Coupled with Multispectral Satellite Data . I : Model Description and Validation. *Remote Sensing of Environment*, 52(3), pp.181–193.
- Mougin, E. et al., 2014. Estimation of LAI, fAPAR and fCover of Sahel rangelands (Gourma, Mali). *Agricultural and Forest Meteorology*, 198(November), pp.155–167.
- Mougin, E. et al., 2009. The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.14–33.
- Mueller, E.N. et al., 2008. Modelling water availability, sediment export and reservoir sedimentation in drylands with the WASA-SED Model. *Geoscientific Model Development Discussions*, 1, pp.285–314.
- Narisma, G.T. et al., 2007. Abrupt changes in rainfall during the twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 34(6), pp.1–5.
- Nicholson, S.E., 2005. On the question of the —recovery” of the rains in the West African Sahel. *Journal of Arid Environments*, 63(3), pp.615–641.
- Nicholson, S.E., 1979. Revised rainfall series for the West African subtropics. *Monthly Weather Review*, 107(5), pp.620–623.
- Nicholson, S.E., 2013. The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability. *ISRN Meteorology*, 2013, p.32. Available at: <http://www.hindawi.com/isrn/meteorology/2013/453521/abs/>.
- Nicholson, S.E., Some, B. & Kone, B., 2000. An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Nino and the 1998 La Nina years. *Journal of Climate*, 13(14), pp.2628–2640.
- Nicholson, S.E., Tucker, C.J. & Ba, M.B., 1998. Desertification, Drought, and Surface Vegetation: An Example from the West African Sahel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(5), pp.815–829.
- Nick Middleton, D.S.G.T., 1997. *World Atlas of Desertification*,
- Noilhan, J. & Planton, S., 1988. A simple parameterization of Land Surface Porcesses for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117, pp.536–549.
- Ogden, F.L. & Julien, P., 1993. Runoff Sensitivity to Temporal and Spatial Rainfall Variability at Runoff Plane and Small Basin Scales. *Water Resources Research*, 29(8), pp.2289–2597.
- Olsson, L., Eklundh, L. & Ardö, J., 2005. A recent greening of the Sahel - Trends, patterns and potential causes. *Journal of Arid Environments*, 63(3), pp.556–566.

- Ouedraogo, M., Paturel, J. & Mahé, G., 2001. Influence de la nature et de l'origine des données sur la modélisation hydrologique de grands bassins versants en Afrique de l'Ouest. In *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes and Large-Scale Hydrological Models (Proceedings of a symposium held during the Sixth IAHS Scientific Assembly at Maastricht, The Netherlands, July 2001)*. IAHS. pp. 209–214.
- Panthou, G. et al., 2012. Extreme rainfall in West Africa: A regional modeling. *Water Resources Research*, 48(8), pp.1–19.
- Panthou, G., Vischel, T. & Lebel, T., 2014. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the central sahel. *International Journal of Climatology*, 4006(March), pp.3998–4006.
- Parlange, J.Y. et al., 1982. The tree-parameters infiltration equation. *Soil Science*, 133(6).
- Paturel, J.E., Servat, E. & Vassiliadis, A., 1995. Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data - case of the GR2M model. *Journal of Hydrology*, 168, pp.111–125.
- Payraudeau, S., 2004. Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens. *Mémoire de thèse - Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts (ENGREF) - Sciences de l'eau, Montpellier, France*, p.436.
- Pedinotti, V. et al., 2012. Evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologic system over the Niger basin using in situ and satellite derived datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(6), pp.1745–1773. Available at: <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/16/1745/2012/> [Accessed October 2, 2013].
- Penning de Vries, F.W.T. & Djitéye, M.A., 1982. *La productivité des pâturages sahéliens: une étude des sols, des végétations et de l'exploitation de cette ressource naturelle* Agricultur. Center for Agricultural Publishing and Documentation, ed.,
- Perez, P., Urvoix, D. & Arnaud, M., 1997. Application du modèle GRASS/ANSWERS à la modélisation hydrologique d'un petit bassin versant d'Afrique de l'Ouest. In *Remote sensing and water resources*. p. pp. 12.
- Perrin, J. et al., 2012. Assessing water availability in a semi-arid watershed of southern India using a semi-distributed model. *Journal of Hydrology*, 460-461, pp.143–155.
- Peugeot, C. et al., 2007. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger: 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology*, 279(1-4), pp.224–243.
- Peugeot, C. et al., 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology*, 279(1-4), pp.224–243.
- Peugeot, C. et al., 1997. Runoff generation processes: Results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology*, 188-189(1-4), pp.179–202.
- Pierre, C. et al., 2016. Changes in Sahelian annual vegetation growth and phenology since 1960: A modeling approach. *Global and Planetary Change*, 143, pp.162–174. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.06.009>.
- Ragab, R. & Bromley, J., 2010. IHMS-integrated hydrological modelling system. Part 1. Hydrological processes and general structure. *Hydrological Processes*, 24(19), pp.2663–2680.
- Raynaud, C., 2001. Societies and nature in the Sahel: Ecological diversity and social dynamics. *Global Environmental Change*, 11(1), pp.9–18.
- Reggiani, P., Sivapalan, M. & Majid Hassanizadeh, S., 1998. A unifying framework for watershed thermodynamics: Balance equations for mass, momentum, energy and entropy, and the second law of thermodynamics. *Advances in Water Resources*, 22(4), pp.367–398.
- Rey, F. et al., 2004. Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface. *Comptes Rendus - Geoscience*, 336(11), pp.991–998.
- Rietkerk, M. et al., 2002. Fine-scale spatial distribution of plants and resources on a sandy soil in the Sahel. *Plant and Soil*, 239(1), pp.69–77.
- Robert, E. et al., 2016. Monitoring inland water turbidity: Contribution of SPOT5 TAKE5 to health hazard monitoring in west Africa (Bagré Lake, Burkina Faso). *Living Planet Symposium, Pragues*, p. pp. 7.
- Robert, E. et al., 2016. Monitoring water turbidity and surface suspended sediment concentration in the Bagre Reservoir (Burkina Faso) using MODIS and field reflectance data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 52, pp.243–251.
- Rodrigues, L.N. et al., 2012. Estimation of small reservoir storage capacities with remote sensing in the Brazilian Savannah region. *Water Resources Management*, 26(4), pp.873–882.
- Roose, E., 1967. Dix années de mesure de l'érosion et du ruissellement au Sénégal. *L'Agronomie Tropicale*, 22(2), pp.123–152.
- Roose, E., 1999. *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols*

- (GCES), Bulletin Pédologique de la FAO - ORSTOM - Service des sols - ressources, aménagement et conservation, Division de la mise en valeur des terres et des eaux, FAO, Montpellier, France.
- Roose, E., 1985. Problèmes posés par l' 'aménagement des terroirs en zone d' 'Afrique occidentale. , pp.55–65.
- Roose, E., 1976. *Contribution à l'Etude de l'Influence de la Sécheresse sur l'Evolution Actuelle de Certains Sols Ferrugineux Tropicaux en Zone Sahélienne* ORSTOM, ed., ORSTOM, Centre d'Adiopodoume.
- Rosenblueth, A. & Wiener, N., 1945. The Role of Models in Science. *Philosophy of Science*, 12(4), pp.316–321.
- De Rosnay, P. et al., 2009. AMMA land surface model intercomparison experiment coupled to the community microwave emission model: ALMIP-MEM. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(5), pp.1–18.
- de Rosnay, P. et al., 2009. Multi-scale soil moisture measurements at the Gourma meso-scale site in Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.241–252.
- Rouzies, C., 2016. Les mares sahéliennes vues par le satellite SWOT. *Mémoire de Master - ENSEEIHT, Toulouse, france*, p.pp. 39.
- Ruelland, D., Levavasseur, F. & Tribotté, A., 2010. Patterns and dynamics of land-cover changes since the 1960s over three experimental areas in Mali. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12(SUPPL. 1).
- Salama, R.B. et al., 1994. Identification of areas of recharge and discharge using Landsat-TM satellite imagery and aerial photography mapping techniques. *Journal of Hydrology*, 162(1-2), pp.119–141.
- San Emeterio, L.J. et al., 2013. Changements socio- environnementaux et dynamiques des paysages ruraux le long du gradient bioclimatique nord-sud dans le sud- ouest du Niger (régions de Tillabery et de Dosso)». *VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement*, 13(3), pp.2–27.
- Sawunyama, T., Senzanje, A. & Mhizha, A., 2006. Estimation of small reservoir storage capacities in Limpopo River Basin using geographical information systems (GIS) and remotely sensed surface areas: Case of Mzingwane catchment. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 31(15-16), pp.935–943.
- Seghieri, J. & Galle, S., 1999. Run-on contribution to a Sahelian two-phase mosaic system: Soil water regime and vegetation life cycles. *Acta Oecologica*, 20(3), pp.209–217.
- Séguis, L. et al., 2003. Influences de la sécheresse et du défrichement sur les écoulements d' 'un petit bassin sahélien. In *Hydrology of die Mediterranean and Semiarid Regions (Proceedings of an international symposium held at Montpellier. April 2003)*. IAHS. pp. 429–434.
- Séguis, L. et al., 2011. Contrasted land-surface processes along the West African rainfall gradient. *Atmospheric Science Letters*, 12(1), pp.31–37.
- Séguis, L. et al., 2002. Impact on Sahelian runoff of stochastic and elevation-induced spatial distributions of soil parameters. *Hydrological Processes*, 16(2), pp.313–332.
- Séguis, L. et al., 2004. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological Processes*, 18(17), pp.3401–3413. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.1503> [Accessed October 18, 2013].
- Seibert, J. & Beven, K.J., 2009. Gauging the ungauged basin : how many discharge measurements are needed ? *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, pp.883–892.
- Semmens, D.J. et al., 2008. KINEROS2 and the AGWA modeling framework. In H. Wheeler, S. Sorooshian, & K. D. Sharma, eds. *Hydrological Modeling in Arid and Semi-Arid Areas (H. Wheeler, S. Sorooshian, and K. D. Sharma, Eds.)*. Cambridge University Press, London. Cambridge University Press, pp. 49–68.
- Semmens, D.J. et al., 1995. KINEROS2 and the AGWA Modeling Framework. In Howard Wheeler, S. Sorooshian, & K. D. Sharma, eds. *Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas*. Cambridge University Press, pp. 49–68.
- Seyler, F. et al., 2009. Watershed delineation for the Amazon sub-basin system using GTOPO30 DEM and a drainage network extracted from JERS SAR images. *Hydrological Processes*, 23, pp.2267–2274.
- Shaw, E.M., 1983. Hydrology in practice. *Journal of Hydrology*, 160(1-4), p.569 pp.
- Sighomnou, D. et al., 2013. La crue de 2012 à Niamey: un paroxysme du paradoxe du Sahel ? *Sècheresse*, 24, pp.3–13.
- Sintondji, L., Awoye, H. & Agbossou, K., 2008. Modelling the hydrological balance of the Klou ' s catchment in the centre of Benin : Contribution to sustainable water. *Bulletin de la Recherche Agronomique du Bénin*, 59, pp.35–48.
- Sircoulon, J., 1976. Les données hydro-pluviométriques de la sécheresse récente en Afrique inter-tropicale. Comparaison avec les sécheresses de 1913 et 1940. *Cahier ORSTOM, série hydrologie*, 13(2), pp.75–174.

- Sivapalan, M. et al., 2003. IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal*, 48(6), pp.857–880. Available at: <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1623/hysj.48.6.857.51421> [Accessed October 16, 2014].
- Smith, R.E. et al., 2002. Infiltration theory for hydrologic applications. *Water Resources Monograph*, 15, p.212. Available at: <http://onlinelibrary.wiley.com/book/10.1029/WM015>.
- Smith, R.E., Corradini, C. & Melone, F., 1993. Modeling infiltration for multistorm runoff events. *Water Resources Research*, 29(1), pp.133–144.
- Smith, R.E. & Goodrich, D.C., 2000. Model for rainfall excess patterns on randomly heterogeneous areas. *Journal of hydrology Engineering*, 5(4), pp.255–262.
- Smith, R.E., Goodrich, D.C. & Quinton, J.N., 1995. Dynamic, distributed simulation of watershed erosion: The KINEROS2 and EUROSEM models. *Journal of soil and water conservation*, pp.517–520.
- Smith, R.E., Goodrich, D.C. & Unkrich, C.L., 1999. Simulation of selected events on the Catsop catchment by KINEROS2. A report for the GCTE conference on catchment scale erosion models. *Catena*, 37(3-4), pp.457–475.
- Smith, R.E. & Parlange, J.Y., 1978. A parameter efficient hydrologic infiltration model. *Water Resources Research*, 14(3), pp.533–538.
- Soti, V. et al., 2010. The potential for remote sensing and hydrologic modelling to assess the spatio-temporal dynamics of ponds in the Ferlo Region (Senegal). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(8), pp.1449–1464.
- Souchere, V. et al., 2001. Incorporating Surface Crusting and its Spatial Organization in Runoff and Erosion Modeling at the Watershed Scale. In D.E. Stott, R.H. Mohtar and G.C. Steinhardt (eds). 2001. *Sustaining the Global Farm. Selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization Meeting held May 24-29, 1999 at Purdue University and the USDA-ARS National Soil Erosion Resear.* pp. 888–895.
- Souley Yero, K., 2012. Evolution de l'occupation des sols dans l'Ouest du Niger: Influence sur le cycle de l'eau. *Mémoire de Thèse - Terre, univers, environnement - Université de Grenoble, Grenoble, France*, p.pp. 231.
- Stone, J.J., Lane, L.J. & Shirley, E.D., 1992. Infiltration and runoff simulation on a plane. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 35(1), pp.161–170.
- Sultan, B. & Janicot, S., 2000. Abrupt shift of the ITC Z over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, 27(20), pp.3353–3356.
- Taylor, C.M. et al., 2002. The Influence of Land Use Change on Climate in the Sahel. *Journal of Climate*, 24(June 2016), pp.3615–3629.
- Thicken, A.H. et al., 1999. Scaling input data by GIS for hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 13(4), pp.611–630.
- Thompson, J.R. et al., 2004. Application of the coupled MIKE SHE / MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. *Journal of Hydrology*, 293, pp.151–179.
- Thompson, S.E. et al., 2010. Vegetation-infiltration relationships across climatic and soil type gradients. *Journal of Geophysical Research*, 115(G02023), pp.1–12. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JG001134> [Accessed February 24, 2014].
- Timouk, F. et al., 2009. Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.178–189. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.022>.
- Tongway, D.J., Valentin, C. & Seghieri, J., 2001. Banded Vegetation Patterning in Arid and Semiarid Environments. *New York*, p.251.
- Touré, A.A. et al., 2010. Sahelian landscape evolution during the six last decades in the Niamey vicinity : from the tiger bush disappearing to the soil crusting. In *International Center for Training and Exchanges in the Geosciences. Impact de l'homme et du climat sur les milieux sahéliens*. pp. 35–40.
- Tracol, Y., 2004. Etude des variations interannuelles de la production herbacée des pâturages sahéliens: Exemple du Gourma malien. *Mémoire de Thèse - Ecologie des Systèmes Continentaux - Université de Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, France*, p.pp. 202.
- Traore, A.K. et al., 2014. Evaluation of the ORCHIDEE ecosystem model over Africa against 25 years of satellite-based water and carbon measurements. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 119, pp.1554–1575.
- Trichon, V. et al., 2012. Collapse of a tiger bush vegetation and run-off changes during a 55 years period (1955–2010) as observed by aerial photographs and HR satellite data. In *AMMA 4th International Conference*,

Toulouse 2-6 July.

- Tucker, C., Dregne, H. & Newcomb, W., 1991. Expansion and Contraction of the Sahara Desert from 1980 to 1990. *Science, New Series*, 253(5017), pp.299–301.
- Valentin, C., 1994. Sécheresse et érosion au Sahel. *Sècheresse*, 5(3), pp.191–198.
- Valentin, C., D’Herbès, J.M. & Poesen, J., 1999. Soil and water components of banded vegetation patterns. *Catena*, 37(1-2), pp.1–24.
- Valentin, C. & Janeau, J., 1988. Cartographie des états de surface de trois bassins versants du Mali : Tin Adjar, Koumbaka et Dounfing. In *ORSTOM, Abidjan*. p. 12 p.
- Valentin, C., Poesen, J. & Li, Y., 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, 63(2-3), pp.132–153.
- 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. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 104(2), pp.287–302.
- Vásquez-Méndez, R. et al., 2010. Soil erosion and runoff in different vegetation patches from semiarid Central Mexico. *Catena*, 80(3), pp.162–169.
- Vieux, B.E. & Gaur, N., 1994. Finite Element Modeling of Storm Water runoff Using GRASS GIS. *Microcomputers in Civil Engineering*, 9(4), pp.263–270.
- Vischel, T. & Lebel, T., 2007. Assessing the water balance in the Sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 2: Idealized modeling of runoff sensitivity. *Journal of Hydrology*, 333(2-4), pp.340–355. Available at: http://ac.els-cdn.com/S002216940600477X/1-s2.0-S002216940600477X-main.pdf?_tid=aa07a672-ed75-11e4-a8a6-00000aacb361&acdnat=1430205215_eae449f78c5ef08f2201c41222178276 [Accessed April 28, 2015].
- Wheater, H.S., 2007. 1-Modelling Hydrological Processes in Arid and Semi Arid Areas - an Introduction to the Workshop. In H. S. Wheeler, S. Sorooshian, & K. . Sharma, eds. *Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas*. Cambridge University, pp. 1–20.
- Wigmosta, M.S., Vail, L.W. & Lettenmaier, D.P., 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30(6), pp.1665–1679.
- Wood, E.F., Lettenmaier, D.P. & Zartarian, V.G., 1992. A Land-Surface Hydrology Parameterization With Subgrid Variability for General Circulation Models. *J. Geophys. Res.*, 97(D3), pp.2717–2728.
- Wooding, R. a., 1966. A hydraulic model for the catchment-stream problem. *Journal of Hydrology*, 4, pp.21–37.
- Woolhiser, D.A. & Goodrich, D.C., 1988. Effect of storm rainfall intensity patterns on surface runoff. *Journal of Hydrology*, 102, pp.335–354.
- Woolhiser, D.A., Hanson, C.L. & Kuhlman, A.R., 1970. Overland flow on rangeland watersheds. *Journal of Hydrology*, 9(2), pp.336–356.
- Woolhiser, D.-A., Smith, R.-E. & Goodrich, D.-C., 1990. KINEROS, a kinematic Runoff and Erosion Model: Documentation and User Manual. *U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service*, p.130pp.
- Xie, H. et al., 2012. Calibration and evaluation of a semi-distributed watershed model of Sub-Saharan Africa using GRACE data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9), pp.3083–3099.
- Yuan, X. et al., 2013. Probabilistic Seasonal Forecasting of African Drought by Dynamical Models. , pp.1706–1720.
- Zhang, Z. et al., 2008. Evaluation of the MIKE SHE model for application in the loess plateau, China. *Journal of the American Water Resources Association*, 44(5), pp.1108–1120.
- Zhao, Q. et al., 2009. Sciences A snowmelt runoff forecasting model coupling WRF and DHSVM. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, pp.1897–1906.

A retenir

L'interface AGWA a permis, à partir d'un MNT, de cartes de sol et de couvert ainsi que d'abaques de la FAO, de délimiter, discrétiser et paramétrer le bassin d'Agoufou, définissant ainsi une partie des données d'entrée nécessaires au modèle KINEROS-2. Une attention particulière a été portée à la description de la végétation herbacée afin de prendre en compte sa forte dynamique saisonnière et interannuelle. L'évolution journalière du LAI et du couvert herbacé sur différents types de sol a été estimée par le modèle de végétation STEP qui a été forcé par la même série de précipitations journalières que celle utilisée pour K2. L'impact de la végétation sur les propriétés hydrauliques a été traduit dans le modèle via les deux équations qui relient les paramètres K_s et Manning au taux de couvert de la canopée. Afin de compléter les données de forçage du modèle, des fichiers de pluie au pas de temps 5 minutes ont été créés afin de représenter les différents événements. Chaque événement est séparé de ses voisins par une période sans pluie minimale de 48 heures suite à laquelle le sol retrouve ses propriétés initiale (sec). Pour faire des simulations à des pas de temps fins, les pluies journalières ont été désagrégées à 5 minutes, en se basant sur la correspondance entre le cumul journalier des données de la station de Hombori et celles de pluviographes à 5 minutes installés autour du bassin d'Agoufou entre 2006 et 2010.

A partir du système paramétré et des fichiers de pluie, le modèle de ruissellement K2 a été calibré sur la période 2011-2015 qui rassemble des années humides et des années sèches. La calibration a été effectuée sur deux paramètres (MAN et K_s) associés aux caractéristiques des chenaux, éléments particulièrement mal connus sur la zone d'étude. Validé sur la période 2000-2010, le modèle a montré sa robustesse par des résultats plus que satisfaisants avec des biais sur ces deux périodes estimés à 2.7 % et -1.2 % respectivement.

Deux simulations de référence ont été effectuées afin de représenter les caractéristiques du bassin pré-sécheresse (1960-1975) et actuel (2000-2015). La modélisation a permis d'estimer pour ces deux périodes, un ruissellement de surface simulé moyen de $0.51 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ et $3.29 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ respectivement. Ces moyennes sont significativement différentes l'une de l'autre, tout comme celles des observations ($0.02 \times 10^6 \text{ m}^3$ et $3.43 \times 10^6 \text{ m}^3$). On note cependant, une surestimation du ruissellement modélisé sur le passé, pouvant être la résultante de nombreux facteurs tels que: 1) les incertitudes dans la cartographie paysagère du bassin en 1956 et 2011, 2) les hypothèses faites sur l'homogénéité spatiale et temporelle des propriétés hydrodynamiques des chenaux ou encore 3) l'hypothèse erronée d'une distribution des pluies à 5 minutes identique entre le présent et le passé.

Par la suite, les différents changements observés entre les deux périodes ont été testés indépendamment puis de manière combinée à partir du cas référent "présent", afin d'évaluer la capacité de chaque facteur à expliquer l'évolution de l'hydrologie entre 1956 et 2011 (Ex exprimé en %). Cette étude a permis de mettre en évidence le rôle prépondérant des états de surface sur l'évolution paradoxale de l'hydrologie sur le site d'Agoufou ($Ex = 101 \%$). Le fait que les impacts indépendant de l'évolution du couvert ($Ex = 42 \%$) et du sol ($Ex = 95 \%$) ne s'additionnent pas quand on les combine,

souligne interdépendance de ces facteurs dans la région. Plus précisément, les simulations permettent de marquer l'impact de la dégradation de la végétation, suite aux sécheresses sévères des années 70-80, sur les processus d'érosion des sols superficiels (localisé dans le nord du bassin) qui ont favorisé le ruissellement de surface. La

Figure 43 met par ailleurs en évidence la spatialisation de l'évolution de l'hydrologie entre 1956 et 2011 caractérisée par de faibles différences dans la partie sud du bassin et une surface contributive au nord qui a près de doublé en 50 ans.

Les simulations ont également permis de noter le rôle secondaire mais notable du développement du réseau de drainage ($Ex = 22\%$) qui représente un marqueur de l'érosion et du ruissellement concentré, et l'impact négligeable de l'encroûtement des dunes ($Ex = 1\%$) sur l'écoulement de surface. À l'inverse, les simulations montrent que si on considère l'évolution du régime des pluies journalières comme unique cause du paradoxe sahélien, aujourd'hui, le ruissellement de surface ne devrait pas avoir augmenté mais au contraire baissé de $1.4 \times 10^5 \text{ m}^3$ en moyenne par rapport à la période passée.

Cette étude a montré l'importance de tenir compte dans la modélisation de la variabilité spatiale du couvert et du sol de manière explicite. En effet ces deux variables impactent fortement le Ks et en particulier le Manning qui sont des paramètres prépondérants dans les processus d'écoulement de la région (voir les cartes en Annexe 6). Il est également important de tenir compte, dans la description du paysage, des ensablements de surface au vu de leur forte vulnérabilité à des modifications environnementales et climatiques.

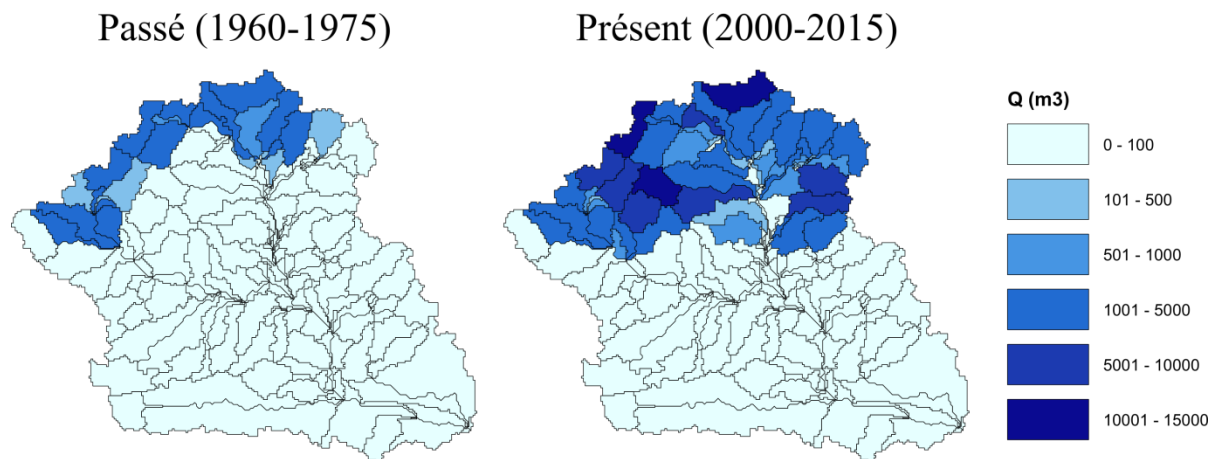


Figure 43: Ruissellement moyen par plan sur la période de mousson (JAS) pour la période passée (1960-1975) et la période présente (2000-2015)

Conclusions et Perspectives

Large étendue semi-aride d'Afrique, la région sahélienne, généralement définie comme une zone de transition entre la région saharienne au nord et la zone soudanienne au sud, est une des régions les plus fortement affectée par la variabilité climatique. Depuis la moitié du 20^{ème} siècle, cette région a été soumise à une baisse significative des précipitations associée à une longue et intense période de sécheresse dans les années 70-80 qui a eu des effets considérables sur les ressources, l'écosystème et la population locale. Si dans la région soudanienne les effets engendrés par cette diminution des pluies se sont traduits par une baisse notable des ressources en eau et des écoulements de surface, la région sahélienne, paradoxalement, a connu une augmentation importante de ces derniers, parfois associée à des événements extrêmes tels que les inondations dramatiques de Niamey (Niger). Si cette évolution paradoxale de l'hydrologie au Sahel a été depuis longtemps mise en évidence (Albergel 1987), ses causes font aujourd'hui encore débat.

Cette thèse s'inscrit au cœur de ce débat avec pour objectif: l'identification et la quantification des facteurs clés responsables de cette situation paradoxale dans une région où la faible disponibilité des données terrains est un obstacle majeur. La littérature qui traite des processus hydrologiques en milieu semi-aride a mis en évidence que le partitionnement de l'eau entre infiltration et ruissellement est régi par un ensemble de facteurs qui recoupent caractéristiques du sol, couverture végétale et régime des pluies. Une évaluation de leurs impacts sur les propriétés hydrodynamiques du milieu ainsi qu'une quantification de leurs évolutions au cours du temps a donc été nécessaire pour aboutir à une compréhension de l'évolution hydrologique de la région.

Une évolution paysagère marquée par un changement des états de surface

Dans cet objectif, le bassin d'Agoufou, situé dans la région du Gourma au Mali a fait l'objet d'une étude approfondie de son évolution sur les dernières décennies. Dans ce bassin de type endoréique, l'activité économique est centrée sur le pastoralisme avec quelques cultures de mil qui ne représentent qu'une faible proportion de la superficie de la zone. L'intérêt d'en faire notre site d'étude était double: d'une part, une étude antérieure avait pu mettre en évidence une évolution spectaculaire de la surface de son exutoire, le lac d'Agoufou, devenu permanent en 1990-91 (Gardelle et al. 2010), et d'autre part, le service d'observation AMMA-CATCH permettait un accès à une base de données sur le long terme (Mougin et al. 2009). Le bassin d'Agoufou est composé à plus de 60 % de plaines sableuses particulièrement drainantes et localisées essentiellement au sud. La partie contributive est donc située au nord du bassin et se caractérise par un maillage d'affleurements rocheux, de glacis d'érosion et de sols limoneux argileux. Dépendante du type de substrat, la végétation qui s'y développe est composée d'une strate d'herbacées parsemée d'arbustes sur les zones sableuses profondes et aussi sur les ensablements de surface dès lors qu'ils atteignent une profondeur suffisante (de l'ordre de 20 cm). Cette strate herbacée est presque exclusivement composée de plantes annuelles, parmi lesquelles dominant les graminées (Hiernaux, Diarra, et al. 2009). Outre les ligneux qui parsèment les sols sableux, on trouve des arbres préférentiellement le long du réseau de drainage et pour la période des années 50, dans des formations de type "brousse tigrée".

La disponibilité d'images satellite haute résolution de 2011 et de photographies aériennes datant de 1956 a permis la mise en place d'une cartographie paysagère du site à ces deux dates. Le bassin d'Agoufou a montré un changement important des états de surface, marqué d'une part, par une disparition de la végétation de type brousse tigrée (superficie de 3.7 km² en 1956) ainsi que des strates herbacées situées sur les sols sableux superficiels, et d'autre part, d'une érosion totale de ses ensablements de surface (d'une profondeur typique de quelques dizaines de centimètres, qui représentaient en 1956 une superficie de 30 km²) laissant apparaître les sols ruisselants sous jacents (superficie moyenne totale estimée à 42 km² en 1956 pour 73 km² en 2011). En plus de ces changements, un encroûtement partiel des dunes sableuses a également été mis en évidence (soit 3 % du bassin total), ainsi qu'un développement du réseau hydrographique (facteur de 1.5 entre 1956 et 2011) qui a contribué à augmenter la surface de drainage du bassin, connectant notamment la partie nord ouest au réseau principal. Ces quatre grands facteurs d'évolution du bassin d'Agoufou recourent en partie les observations faites sur d'autres bassins sahéliens (Mahé & Paturel 2009; Mahé & Olivry 1999; Mahé et al. 2005; Descroix, Moussa, et al. 2012; Massuel 2005; Leblanc et al. 2008; Valentin 1994).

Le travail de cartographie a été réalisé sur des supports de résolutions spatiale et spectrale différentes entre 1956 et 2011. En effet, la carte de 1956 a été créée à partir de photographies aériennes en noir et blanc où la stéréographie a été souvent indispensable pour discriminer certaines unités paysagères. Au contraire, la carte de 2011 s'est appuyée sur des images satellites couleurs de 0.4 mètres de résolution spatiale et spectrale permettant une identification plus aisée. Par défaut, malgré une homogénéité dans la méthodologie employée pour différencier les unités du paysage, des différences liées au degré de résolution peuvent persister, créant ainsi des approximations dans l'estimation des surfaces. On notera notamment la difficulté d'identifier la plupart des unités paysagères de type "glacis d'érosion" sur les photographies aériennes. Toutefois, des images à plus haute résolution que celles utilisées pour 1956 n'existent pas dans la région en ce qui concerne la période pré-sécheresse.

L'apport de la télédétection aux études hydrologiques

Afin de répondre à la problématique de cette thèse et ainsi de quantifier et de hiérarchiser les impacts des changements identifiés précédemment sur le ruissellement de surface, la modélisation hydrologique est apparue comme un outil indispensable. Les études de modélisation qui ont tenté de répondre aux interrogations sur l'hydrologie sahélienne sont peu nombreuses, souvent récentes (la première étude recensée date du début des années 2000) et globalement centrées sur les zones où les cultures dominent le paysage. De ces études ressort le rôle prépondérant de l'évolution de l'utilisation des terres sur le ruissellement de surface suite à l'augmentation démographique dans la région. Mais comment expliquer le phénomène dans les zones pastorales telles que le bassin d'Agoufou où les cultures sont rares et évoluent peu ? A cette question, aucune étude de modélisation n'a apporté de réponses jusque là.

Une des raisons de ce manque d'études dans les zones pastorales endoréiques est la disponibilité limitée des données sur le long terme et particulièrement des données de débits aux exutoires. Dans une zone déjà faiblement instrumentée, les difficultés politiques des dernières années ne font que compliquer la mise en place et le maintien d'infrastructures pour le suivi hydrologique. Afin de pallier ce manque de données, notre étude a contribué à la mise en place d'une méthodologie permettant

d'estimer le débit à l'exutoire des bassins endoréiques à partir d'une équation de bilan d'eau. Les variables qui la définissent représentent l'évaporation sur surface d'eau libre, l'infiltration du fond de mare (ou lac), l'apport en eau par la pluie et la variation du volume de l'exutoire. Cette dernière variable est la résultante d'une combinaison entre les surfaces en eau dérivées par télédétection et les hauteurs d'eau in-situ aux mêmes dates. Cette méthode a permis de mettre en évidence l'évolution spectaculaire du coefficient de ruissellement sur le bassin d'Agoufou qui est passé d'une valeur proche de 0 % dans les années 60-70 à plus de 5.5 % dans les années 2000. L'extension de cette méthodologie à deux autres sites d'études, localisés en Mauritanie et au Niger et présentant des similitudes en terme de climat et de sol, a également mis en évidence une augmentation plus ou moins significative de l'apport en eau total à l'exutoire.

La combinaison des missions Sentinel-2, pour dériver les surfaces, et de la future mission SWOT, pour les hauteurs d'eau, présente une opportunité remarquable pour mieux estimer l'apport en eau des bassins endoréiques et notamment de mieux analyser les "petits objets" (small water bodies). Sentinel-2 A et B sont des satellites observant la terre dans le domaine optique tous les 5 jours à une résolution de 10 m. SWOT sera lancé en 2020 et permettra de couvrir quasiment toute la terre à une répétitivité temporelle de 21 jours et à haute résolution (précision décimétrique pour des objets de l'ordre de 1 km²; Biancamaria et al., 2016). Les premiers résultats de classifications effectués avec Sentinel-2 ont montré une bonne performance de ces images en terme de qualité radiométrique, résolution spatiale et résolution temporelle pour la délimitation des points d'eau (Gal et al. 2016). De même l'application du simulateur SWOT à la mare d'Agoufou a mis en évidence, la possibilité de dériver des hauteurs d'eau, même en saison sèche avec une bonne précision, et la capacité, à plus large échelle, de suivre 76 % des eaux de surface du Gourma (Rouzies 2016). De manière plus générale ces deux missions vont permettre de compléter les données terrains dans des zones où leur disponibilité reste faible ou du moins incomplète. Pour la région sahélienne, cela va permettre d'aborder la modélisation hydrologique sur de plus grands domaines et ainsi de mieux comprendre l'évolution des processus hydrologiques qui régissent la zone et les modifications induites sur les ressources en eau.

Toutefois il faut garder à l'esprit que malgré ces nouvelles sources de données issues des satellites, les données terrain restent indispensables à une étude hydrologique approfondie (conductivité hydraulique et Manning du sol, précipitations à des échelles temporelles fines etc.). Il est donc primordial de continuer à recueillir les données terrains et à maintenir les services d'observation sur le long terme afin de mieux appréhender et étudier les milieux semi-arides dans toute leur complexité.

Une histoire d'évolution

A partir des cartes d'unité paysagère du bassin d'Agoufou, de la connaissance des processus hydrologiques de la zone d'étude ainsi que des débits dérivés des variations de volume du lac, il a été possible de se pencher sur la question de la modélisation.

La première étape s'est attachée à choisir le modèle adapté aux objectifs fixés et aux caractéristiques de la zone d'étude, ce qui implique la capacité du modèle à : tenir compte des systèmes pluvieux convectifs qui entraînent des précipitations courtes et intenses produisant du ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration (ruissellement Hortonien); représenter la variabilité spatiale du substrat et de la couverture végétale qui sont initiateurs des processus hydrologiques des milieux semi-arides; considérer la dynamique saisonnière de la couverture herbacée; tenir compte de la faible

topographie de la région (pentes < 2%); demander un nombre limité de données concernant les paramètres hydrologiques du site. Au vu de l'ensemble de ces conditions, le modèle de ruissellement et d'érosion KINEROS-2 (K2; KINematic runoff and EROsion model – version 2) est apparu le plus apte pour cette étude. De plus, l'interface AGWA qui lui est associée fournit une méthode simple, directe et reproductible pour le paramétrage du modèle.

La seconde étape a consisté à calibrer le modèle sur le bassin d'Agoufou pour la période 2011-2015 qui comprend des années humides et des années sèches, ce qui permet de considérer une gamme élargie des conditions du milieu. La validation sur la période 2000-2010 a mis en évidence la robustesse du modèle dans sa capacité à traduire les processus hydrologiques de la zone d'étude, avec de faibles biais relatifs par rapport aux observations (< 3%).

La dernière étape s'est attachée à simuler le ruissellement moyen annuel sur la période passée (1960-1975) et la période présente (2000-2015) et, à partir de ces deux cas référents, d'attribuer à chaque changement du paysage observé entre 1956 et 2011, un rôle dans l'augmentation du ruissellement de surface depuis 50 ans. L'impact de ces changements, évalués de manière indépendante puis combinée, a mis en évidence une hiérarchisation de l'importance de ces facteurs dans la modification du ruissellement de surface. Du plus important au moins important, on retrouve, les changements de substrat, de couverture végétale, le développement du réseau de drainage et l'encroûtement des dunes. Concernant l'évolution du régime des pluies journalières, malgré la prise en compte de l'augmentation du nombre d'événements extrêmes depuis les années 2000 (Panthou et al. 2014), un effet inverse sur le ruissellement de surface est observé (diminution de près de $1.4 \times 10^5 \text{ m}^3$ entre les deux périodes). En combinant les modifications observées sur le substrat et sur la couverture végétale, on explique presque entièrement l'évolution hydrologique sur le bassin d'Agoufou entre la période passée et présente.

Les différents changements affectant l'évolution paradoxale de l'hydrologie sur le bassin d'Agoufou ont été considérés comme des "forçages". On peut s'interroger sur ce qui a provoqué ces changements et sur la manière dont ils se sont mis en place. Durant la période de forte et intense sécheresse des années 70-80, la végétation de la région a été privée de l'apport en eau nécessaire à son bon fonctionnement ce qui a entraîné sa dégradation au cours du temps et même parfois sa totale disparition. Ce mécanisme peut opérer sur quelques années, dans le cas des plantes pérennes comme les arbustes, ou sur une saison des pluies, dans le cas des plantes annuelles. Cet effet diminue le rôle de barrière à l'encroûtement et à l'érosion, ainsi que la capacité d'infiltration du sol. La dégradation de la couverture végétale herbacée et la disparition de la brousse tigrée ont pu modifier fortement la rugosité de surface essentiellement, ce qui conduit notamment à l'augmentation significative du processus d'érosion hydrique. Le développement du réseau hydrographique est un marqueur de cette augmentation qui a favorisé le passage d'un ruissellement en nappe à un ruissellement concentré. A son tour, la concentration du ruissellement contribue à diminuer l'eau alimentant les végétations de type "brousse tigrée", enclenchant un feedback positif. L'imperméabilisation des sols, soit par encroûtement, soit par érosion des sols superficiels qui ont laissé place aux roches sous-jacentes, a par la suite, contribué à augmenter encore le ruissellement de surface qui s'est concentré dans les réseaux de ravines plus nombreuses, augmentant ainsi l'apport en eau à l'exutoire du bassin, le lac d'Agoufou.

Ce schéma démontre l'importance de prendre en compte l'ensemble des changements paysagers pour comprendre l'évolution des facteurs clés responsables des modifications du ruissellement de surface.

La modélisation hydrologique, un apport dans la compréhension du paradoxe sahélien

Ces résultats sont déduits d'une étude comparative du paysage d'Agoufou entre 1956 et 2011 et de la modélisation hydrologique du bassin, se nourrissant du suivi à long terme des écosystèmes et hydrosystèmes du Gourma. Le schéma proposé lie de manière forte végétation, ruissellement et érosion et montre que les interactions sont importantes. Un prolongement très intéressant de ce travail serait de modéliser de manière couplée l'évolution de l'hydrologie, du couvert végétal et de la géomorphologie. Pour ce faire, il serait possible de commencer par coupler le modèle KINEROS-2 en activant le module "érosion", avec le modèle STEP. K2 a en effet la capacité de simuler, pour chaque événement, l'eau ruisselée mais également les sédiments transportés pour chaque élément du paysage (plans et chenaux). STEP, d'un autre côté, permet de faire pousser de la végétation en fonction des conditions climatiques et des propriétés hydrodynamiques du substrat. Les deux modèles couplés pourraient ainsi contraindre la croissance de la végétation en fonction de l'érosion des sols déduite de la quantité de sédiments arrachés et transportés. Il resterait néanmoins à simuler le développement des ravines en conséquence et faire évoluer le paysage et l'hydrologie au cours du temps.

Quoi qu'il en soit, les résultats obtenus dans cette étude ont mis en avant l'importance de prendre en compte dans la modélisation hydrologique, la forte sensibilité du ruissellement à la capacité d'infiltration du sol, aux variations de la couverture végétale et essentiellement son impact sur la rugosité du sol, et au besoin de traiter les processus à fine échelle temporelle pour tenir compte des intenses et courts événements pluvieux. Les études antérieures qui ont tenté de modéliser les processus hydrologiques de la région ont parfois proposé des représentations relativement simples d'un ou plusieurs des facteurs clés cités précédemment. Les projets ALMIP (Boone et al. 2009) et ALMIP2 (Grippa et al., 2016; voir Annexe 5), dédiés à l'intercomparaison de modèles de surface sur la région, ont montré que le ruissellement simulé par ces modèles était généralement trop dépendant des précipitations et pas assez des caractéristiques du sol et du couvert. De plus, les résultats d'ALMIP2 ont souligné l'importance d'utiliser des cartes paysagères explicites qui représentent notamment les sols peu profonds. Ces constatations posent aussi la question de la résolution spatiale nécessaire pour représenter l'évolution de certains systèmes tels que la végétation de type "brousse tigrée". Les fourrés orientés perpendiculairement à la pente jouent un rôle de barrière à l'écoulement de surface, et alternent avec des impluviums très ruisselants. Or, les unités homogènes (plans) sont paramétrées par moyenne pondérée et ne représentent donc pas explicitement ces systèmes particuliers. La question est donc de savoir si pour ces systèmes par exemple, il n'est pas nécessaire de subdiviser les plans afin de mieux représenter leurs caractéristiques et leurs impacts sur le ruissellement de surface, en particulier si l'on veut simuler l'évolution progressive de la dégradation de ces systèmes. Une étude préliminaire, présentée en Annexe 7, illustre la schématisation d'un système "brousse tigrée" et d'un système "brousse tigrée dégradée" dans le modèle KINEROS-2 et l'impact de leur évolution sur le ruissellement de surface.

Si une échelle spatiale plus fine peut être envisagée pour représenter certains systèmes, une autre source d'interrogation réside autour des conclusions que nous pouvons tirer de cette étude pour interpréter les changements observés à l'échelle régionale. En effet, la littérature a avancé que le

changement d'utilisation des terres de ces dernières décennies avait contribué à augmenter de manière significative le ruissellement de surface en zone cultivée (Mahé et al. 2005; Seguis et al. 2003; Mahe 2006; D'Orgeval & Polcher 2008; Li et al. 2007; Favreau et al. 2009). De notre côté, nous avons mis en évidence sur un site pastoral, où les cultures sont peu nombreuses et changent peu, que cette augmentation est due à la conjonction entre dégradation de la végétation suite aux sécheresses, érosion des sols peu profonds et secondairement de la concentration du ruissellement et de l'encroustement. En anglais les changements relatifs à l'usage de sol et à l'évolution des couverts végétaux et des surfaces sont le plus souvent regroupés indépendamment sous l'acronyme LULCC combinant "land use change" (LUC) et "land cover change" (LCC). Une perspective de ce travail serait de savoir si le paradoxe hydrologique observé au Sahel est la conséquence directe d'un LCC, d'un LUC ou d'une combinaison des deux (LULC) suivant la zone d'étude considérée. Les observations faites en termes d'évolution de l'apport d'eau à l'exutoire sur des sites similaires en Mauritanie et au Niger par exemple (Gal et al. 2016), suggèrent une évolution paysagère concordante à celle observée sur le bassin d'Agoufou. Dans ce cas, les mécanismes de l'évolution paradoxale de l'hydrologie dans ces zones sont-ils similaires à ceux observés sur le bassin d'Agoufou? Et si oui que pouvons nous dire des zones de culture où le LUC semble expliquer entièrement les modifications observées? Ces zones auraient été elles aussi touchées par le LCC si il n'y avait pas eu un changement dans l'utilisation des terres? Toutes ces questions restent encore méconnues et démontrent l'intérêt d'appliquer l'approche utilisée durant cette thèse à d'autres bassins versants sahéliens. Une question importante que soulève maintenant notre travail est le besoin de "généraliser" et de savoir comment travailler à plus grande échelle spatiale. Le projet ALMIP2 décrit précédemment, semble montrer que les modèles globaux ont du mal à représenter les processus typiques des zones semi-arides. Les recommandations pour élargir l'échelle spatiale s'orientent vers deux méthodes: 1) Utiliser des modèles type KINEROS-2, qui a montré sa robustesse dans la représentation des processus hydrologiques en zone semi-aride, pour multiplier les applications à d'autres bassins versant sahéliens. Toutefois, cette méthode peut s'avérer fastidieuse et demande un travail important dans sa mise en place (carte paysagère pour chaque bassin, identifications des zones de développement du réseau hydro, croisement des classifications de la FAO avec les textures de sol in situ etc.). 2) Utiliser un modèle semi-distribué, de type SWAT qui a été appliqué en milieu semi-aride à une échelle plus large et qui a déjà montré sa capacité à représenter ces milieux, tout en conservant la prise en compte de l'hétérogénéité de l'état de surface du bassin au travers de plans et de chenaux. Une comparaison des deux approches sur des cas d'études serait un premier pas important.

Peut-on s'attendre à une résilience des écosystèmes dans le futur ? Quels impacts pour la population locale ?

Dans une perspective à plus large échelle temporelle, la question se pose également de la résilience des écosystèmes et de la réversibilité de l'évolution positive du ruissellement de surface dans la région. La période actuelle est en effet caractérisée depuis les années 1990-2000 par une reprise des précipitations, de manière hétérogène, sur la bande sahélienne (Panthou et al. 2014; Hulme 2001; L'Hôte et al. 2002). Toutefois, en moyenne les cumuls annuels n'ont pas retrouvé les valeurs de la période humide des années 1950. Les travaux de Dardel et al. (2014) et avant eux ceux de Nicholson et al. (1998) ont par ailleurs mis en évidence que le reverdissement du Sahel était majoritairement expliqué par cette reprise des précipitations et par la résilience des écosystèmes sahéliens aux

événements climatiques extrêmes. Si effectivement les plantes herbacées présentes sur les sols sableux profonds sont particulièrement résilientes, la concentration du ruissellement et la mobilisation des dépôts sableux qui ont conduit à l'érosion sévère des ensablements de surface menacent localement la résilience des herbacées dans ces zones. Il en va de même pour la résilience de la végétation de type "brousse tigrée" qui s'est dégradée et a laissé place à de l'érosion de surface (Tongway et al. 2001). L'encroûtement qui est souvent observé dans les zones agricoles sud-sahélienne n'est pas forcément un facteur limitant la résilience de la végétation. En effet, il y a une possibilité de reconquête dès lors qu'il reste du sol, reconquête que l'on peut favoriser par exemple en couvrant les sols de résidus végétaux. L'érosion complète des ensablements de surface en revanche empêche toute réversibilité du phénomène. Or nous avons pu voir que c'est principalement le processus d'érosion induit par la disparition de la végétation, suite aux sécheresses, qui est responsable de l'augmentation du ruissellement de surface sur le bassin d'Agoufou. Par conséquent, même avec une tendance positive à long terme des précipitations, déjà observée depuis les années 2000, il est peu probable qu'à l'échelle locale la résilience de ces écosystèmes soit complète.

Ces derniers points soulèvent aujourd'hui des questions sur les conséquences sociétales de ces évolutions. En effet, les dernières grandes sécheresses ont provoqué des famines de grande envergure. Associé à cette variation climatique s'est ajoutée une augmentation de la pression anthropique. Ces deux facteurs ont ensemble entraîné toute une série d'impacts environnementaux. Aujourd'hui les conséquences pour la population locale se traduisent par une augmentation des pics de ruissellement induisant parfois des inondations (Cassé & Gosset 2015), une diminution locale du rendement des sols mais peuvent aussi favoriser, par pérennisation des points d'eau, l'installation et le développement des populations. Une autre conséquence est liée à une augmentation possible des sédiments en suspension. Sur le Gouma, ce sont les mares turbides qui ont montré la plus forte croissance (Gardelle et al. 2010). Les travaux menés actuellement au Burkina Faso, au Mali ou encore au Niger tentent d'estimer l'évolution de la turbidité des eaux sur les dernières années et de corréliser cette tendance au développement de maladies diarrhéiques dans la population locale (voir Robert et al., 2016 en Annexe 3).

Les perspectives de cette thèse sont donc nombreuses, multidisciplinaires et multi échelles. Des questions restent encore en suspens pour réellement comprendre les changements qui ont opéré à l'échelle régionale et leurs conséquences à long terme.

Liste des figures

- Figure 1: Variation des isohyètes entre la période 1950-1969 (ligne noire continue), 1970-1989 (ligne en pointillés rouges) et 1990-2007(dégradé de gris). Figure extraite des travaux de Lebel et Ali (2009).
..... - 16 -
- Figure 2: Schéma des vents de surface (flèches) et de la pression atmosphérique (en mbar) en Afrique de l'Ouest durant (a) l'hiver boréal (janvier) et (b) la mousson (Juillet-Aout). Figure extraite des travaux de Nicholson (Nicholson 2013). - 17 -
- Figure 3: Indices de précipitation (SPI) sur le Sahel entre 1896 et 2006, et nombre de stations disponibles au cours de cette même période. Figure adaptée des travaux de l'Hôte et al.(2002) et de Mahé et Paturel (2009). - 18 -
- Figure 4: Division du Sahel en 3 zones: Ouest (a), Centre (b) et Est (c). Variabilité des anomalies des précipitations au Sahel établie d'après les données de stations de pluie réparties sur l'ensemble de la zone. Figure adaptée des travaux de Lebel et Ali (2009). - 20 -
- Figure 5: Réchauffement observé en fonction du mois de l'année avec les données CRU, en moyenne sur la zone sahélienne de 1950 à 2009. Pour chacun des mois, les points gris correspondent à la série temporelle des valeurs moyennes mensuelles. Un ajustement quadratique est surajouté (lignes noires). La tendance linéaire par mois est indiquée en haut à droite du graphe avec des barres colorées. Figure extraite des travaux de Guichard et al. (2015). - 21 -
- Figure 6: Masse totale moyenne de végétation (g.m^{-2}) simulée par le modèle STEP entre différentes périodes. P1:1960-1965, P2: 1970-1975, P3: 1980-1985, P4: 1990-1995 et P3: 2002-2007. Figure extraite des travaux de Pierre et al. (2016). - 22 -
- Figure 7: Proportion de sable (%) de l'unité de sol dominant en surface selon la base de données HWSD. Carte extraite des travaux de Pierre et al. (2016). - 23 -
- Figure 8: (a) Occupation du sol sur le Nakambe à Wayen, selon quatre classes prédéterminées entre 1972 et 2002. (b) Évolution de la population et de quatre classes d'occupation du sol sur ce même bassin. Figures adaptées de Mahé et al. (2010). - 25 -
- Figure 9: a) Schéma représentatif de la dégradation d'un paysage sahélien (Casenave & Valentin 1989). b) Evolution temporelle de l'encroûtement superficiel sur sol sahélien (Valentin 1994). c) Conséquences de l'encroûtement de surface sur l'érosion hydrique d'après les travaux de Valentin (Valentin 1994) et Collinet et Valentin (1979). - 27 -
- Figure 10: Variabilité des précipitations (points blancs) et du coefficient de ruissellement (points noirs) pour des bassins a) du Sahel central (Burkina-Faso et du Niger) et b) du Sahel de l'ouest (Mauritanie) entre les années 1955-58 et 1986-98. Les barres représentent le nombre de stations disponibles par an (Figure tirée des travaux de Mahé et Paturel (2009)). - 30 -

Figure 11: Développement du système de drainage en 1950 et 1992. Figure extraite des travaux de Leblanc et al. (2008) réalisés sur un site localisé près de la ville de Niamey (Niger)..... - 33 -

Figure 12: Site d'étude situé dans la ceinture sahélienne au Mali (identifié en rouge sur la carte d'Afrique de l'ouest à gauche). Le bassin d'Agoufou tel qu'il est aujourd'hui, est représenté à droite de la figure avec son réseau hydrographique et son exutoire, le lac d'Agoufou (en bleu). - 35 -

Figure 13: Anomalie des précipitations annuelles (SPI) à la station météorologique de Hombori entre 1930 et 2015 issues des données AMMA-CATCH. - 35 -

Figure 14: Photos représentant les activités économiques de la région: a) l'élevage qui est l'activité principale de la région, b) les quelques champs de mil sur les zones sableuses et c) la pisciculture sur le lac d'Agoufou, plus marginale (Photos prises par Pierre Hiernaux en 2007 et 2009 et Laurent Kergoat). - 36 -

Figure 15: (a) Carte des principaux types de sols caractéristiques du bassin d'Agoufou issue de la classification supervisée d'images Landsat. Quelques exemples de sol sont illustrés par des photos: (b) affleurement schisteux, (c), cuirasse, (d) plage limoneuse, (e) sol sablo-limoneux, (f) bas-fond argileux et (g) sols sableux. Ces photographies ont été prises sur différents sites du Gourma similaires à la zone d'étude (Agoufou, Bangui Mallam, Tin Adjar) par P.Hiernaux et L.Kergoat. - 37 -

Figure 16: (a) Carte des instruments déployés sur le super site de Hombori au Mali en 2009 et (b) le réseau encore en place en 2015. Sur les cartes sont localisés les stations météorologiques (ronds noirs), les sondes d'humidité du sol (carrés violets), les pluviomètres (triangles bleu foncé), les pluviographes (triangles bleu clair), les transects de végétation (transects de 1 km représentés par des croix vertes), les points d'analyse de turbidité de l'eau (étoile noire) et les limnimètres (hexagone rouge). - 38 -

Figure 17: Exemple de données météorologiques tel que le rayonnement net sur site d'herbacées (b) et sur site de forêt inondée (c) pour les années 2006 (gris) et 2007 (noir). Les graphiques sont adaptés de Timouk et al.(2009). (a) La photographie prise sur strate herbacée (station d'Agoufou par P. Hiernaux). - 39 -

Figure 18: Evolution de l'humidité d'un sol sableux (b) à différentes profondeurs (5 à 400 cm) pour la période 2005-2012. Les graphiques sont extraits de Grippa et al. (2016). (a) les mesures sont effectuées grâce à des sondes d'humidité (photo prise par P. Hiernaux). - 40 -

Figure 19: Flux de chaleur latente mesurée sur un site d'affleurement (a; Eguerit), un site de végétation herbacée (b; Agoufou) et un site de forêt inondée (c; Kelma). Les graphiques ont été adaptés de Timouk et al. (2009) tandis que les photographies illustrant les 3 stations de flux ont été prises par P. Hiernaux. - 41 -

Figure 20: Mesures de hauteur d'eau entre 2013 et 2015, issues de limnimètres sur le lac d'Agoufou.... - 41 -

Figure 21: Quantité de matières en suspension (MES) sur le lac d'Agoufou entre Septembre 2014 et Mai 2016 (b). Les photographies (a) sont issues de la campagne terrain sur le lac de Bagré au Burkina Faso en Aout 2015 à laquelle j'ai participé.	- 42 -
Figure 22: Evolution pour les années 2006 (gris) et 2007 (noir), de l'indice foliaire (LAI) sur un site de végétation herbacée (b) et sur un site de forêt (c) composé de ligneux (carrés) et de végétation herbacée (ronds). Les graphiques sont tirés de Timouk et al. (2009) issus de photos hémisphériques (a; Mougin et al., 2014).....	- 42 -
Figure 23: Photographies aériennes représentatives de l'unité "Systèmes zones humides".....	- 44 -
Figure 24: Photographies aériennes représentatives de l'unité "Systèmes Sableux".	- 45 -
Figure 25: Photographies aériennes représentatives de l'unité "Affleurements"	- 46 -
Figure 26: Photographies aériennes représentatives de l'unité "Glacis d'érosion"	- 47 -
Figure 27: Prétraitement des photographies aériennes pour la production d'une mosaïque géorectifiée. Exemple d'un couple stéréoscopique (ND-30-XXIII-256 et ND-30-XXIII-257)	- 49 -
Figure 28: Comparaison des surfaces des unités paysagères cartographiées sur le bassin d'Agoufou entre 1956 et 2011.	- 50 -
Figure 29: Cartographie des unités paysagères et du réseau de drainage du bassin d'Agoufou en 1956 et en 2011	- 51 -
Figure 30: Description des zones où le réseau hydrographique s'est fortement développé entre 1956 et 2011: surface (S), longueur totale du sous-réseau en 1956 et en 2011 (L totale réseau) et facteur d'accroissement de leur longueur entre les deux dates (Fac). La figure localise les différentes zones d'accroissement du réseau de drainage entre 1956 (trait rouge) et 2011 (trait noir).	- 52 -
Figure 31: Exemple des grands changements (identifiés en rouge) observés au sein des systèmes hydrologiques entre 1956 et 2011. De haut en bas, le développement du réseau hydrographique, l'extension des plaines alluviales (H1) et l'augmentation des surfaces en eau (H2).	- 53 -
Figure 32: Exemple des changements (identifiés en rouge) observés au sein des surfaces sableuses entre 1956 et 2011. En haut l'encroûtement partiel (S1c) des dunes isolées fixes (S1 délimitées par les pointillés rouges). En bas, l'extension du nombre d'enclos (ou rares champs de mil, S4).	- 53 -
Figure 33: Exemples de changements observés sur les affleurements et les glacis d'érosion (identifiés en rouge) entre 1956 et 2011. De haut en bas, l'extension des placages limoneux et la dégradation (disparition) de la brousse tigrée.	- 55 -
Figure 34: Evolution de la surface du lac d'Agoufou en 1966, 1990 et 2001 pour le mois de septembre (surface maximale) et en 2015 pour le mois de décembre. Les images sont issues des satellites Corona (1966), Landsat (1990 et 2001) et Sentinel-2 (2015).	- 71 -
Figure 35: Schématisation d'un sous bassin d'Agoufou par une cascade de plans et de chenaux, homogènes et termes de propriétés hydrodynamiques. Représentation conceptuelle de K2.	- 90 -

- Figure 36: Représentation schématique des processus hydrologiques et des propriétés d'un élément de type "plan" dans K2. Q_{up} est le débit provenant d'un éventuel plan amont, THICK la profondeur de la couche de surface si le système est bicouches, h , est la hauteur de la lame d'eau ruisselée, et LEN, WID et SL sont la longueur, la largeur et la pente du plan. - 94 -
- Figure 37: Notation des dimensions spatiales et temporelles de la grille des différences finies..... - 95 -
- Figure 38: Représentation schématique des processus hydrologiques et des propriétés d'un élément type "chenal trapézoïdal" dans K2. Q_{up} est l'apport en eau de l'élément amont, Q_{lat} l'apport en eau des plans latéraux, WID et LEN, la largeur et la longueur du chenal et h , la hauteur de la lame d'eau. . - 95 -
- Figure 39: Ruissellement pour un évènement de pluie sur différents types de sol : Affleurement (ronds gris), placage limoneux (ronds noirs), plaine inondées (triangles gris) et plaines sableuses (triangles noirs). - 96 -
- Figure 40: Description des étapes réalisées à l'aide de l'interface AGWA pour obtenir le fichier paramètre d'entrée du modèle K2 à partir d'un MNT, d'une couche de sol et d'une couche de couvert végétal. - 98 -
- Figure 41: Délimitation du bassin versant d'Agoufou et du réseau hydrographique à partir du MNT ASTER (violet) et SRTM (bleu). Le réseau défini d'après le fond de carte GeoEye (DigitalGlobe) de 2011 est en noir. - 99 -
- Figure 42: Relation, sur le bassin d'Agoufou, entre complexité du bassin et longueur totale des chenaux (étoiles noires) et entre complexité du bassin et nombre de plans (ronds bleu)..... - 100 -
- Figure 43: Ruissellement moyen par plan sur la période de mousson (JAS) pour la période passée (1960-1975) et la période présente (2000-2015)..... - 143 -

Liste des tableaux

- Tableau 1: Description des zones où le réseau hydrographique s'est fortement développé entre 1956 et 2011: surface (S), longueur totale du sous-réseau en 1956 et en 2011 (L totale réseau) et facteur d'accroissement de leur longueur entre les deux dates (Fac). La figure localise les différentes zones d'accroissement du réseau de drainage entre 1956 (trait rouge) et 2011 (trait noir). - 52 -
- Tableau 2: Comparaison des modèles selon les critères de sélection, fonctions des objectifs et du contexte de l'étude.*Implémentation par des utilisateurs d'un nouveau module sur la version originale pour tenter de répondre à de nouvelles contraintes. - 88 -
- Tableau 3: Description des variables à définir dans K2 pour résoudre les processus hydriques sur les plans et chenaux. - 96 -
- Tableau 4: Tableau récapitulatif des données de hauteur d'eau par lecture directe des limnimètres, par photographie de ces derniers et les dates de disponibilité d'images satellite qui ont permis d'évaluer la cohérence des données pour la période 2007-2012. - 182 -

Références

- Afef, M., 2014. Simulation des averses au niveau du bassin versant Ghézala par le modèle KINEROS 2. *Mémoire de Master Recherche en Science de la Terre - Université de Tunis el Manar - Département de Géologie, Tunis*, p.pp. 149.
- Aich, V. et al., 2015. Climate or Land Use?—Attribution of Changes in River Flooding in the Sahel Zone. *Water*, 7(6), pp.2796–2820. Available at: <http://www.mdpi.com/2073-4441/7/6/2796/html> [Accessed June 18, 2015].
- Alazard, M. et al., 2015. Estimating evaporation in semi-arid areas facing data scarcity: Example of the El Haouareb dam (Merguellil catchment, Central Tunisia). *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 3, pp.265–284. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2014.11.007>.
- 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*. Vancouver, pp. 355–441.
- Ambroise, B., 1999. Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2 - Modélisation systémique et dynamique. *Revue des sciences de l'eau*, 12(1), p.125.
- Annor, F.O. et al., 2009. Delineation of small reservoirs using radar imagery in a semi-arid environment: A case study in the upper east region of Ghana. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34(4-5), pp.309–315. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2008.08.005>.
- Anyamba, A. et al., 2003. Seasonal to interannual variability of vegetation and fires at SAFARI-2000 sites inferred from advanced very high resolution radiometer time series data. *Journal of Geophysical Research*, 108, p.8507.
- Ardoin-Bardin, S., 2004. Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. *Thèse de l'Université Montpellier II Sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, France*, p.pp. 608.
- Arnold, J.G. & Fohrer, N., 2005. SWAT2000: current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling. *Hydrological Processes*, 19(3), pp.563–572. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.5611> [Accessed September 28, 2013].
- Awessou, K.G.B., 2011. Facteurs influençant la transpiration ligneuse en bioclimat soudanien (Nord-Bénin). *Mémoire de Master Biologie Géosciences Agrossources et Environnement - Université Montpellier II, Montpellier, France*, p.pp. 21.
- Ba, A.H., 1992. Le Sahel, bande de transition et couloir de circulation. In *Acteurs et territoires du Sahel : Rôle des mises en relation dans la recomposition des territoires*. pp. 33–46.
- Banoïn, M. & Guengant, J.-P., 1998. Les systèmes agraires traditionnels nigériens dans l'impasse face à la démographie. In: Floret Christian et Pontanier Roger (eds.). In *Jachère et systèmes agraires. Atelier Niamey et dakar. IRD*. pp. 1–14.
- Le Barbé, L. & Lebel, T., 1997. Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology*, 188-189(1-4), pp.43–73.
- Le Barbé, L., Lebel, T. & Tapsoba, D., 2002. Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950 – 90. *American Meteorological Society*, 15, pp.187–202.
- Baup, F., Frappart, F. & Maubant, J., 2014. Combining high-resolution satellite images and altimetry to estimate the volume of small lakes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(5), pp.2007–2020.
- Baup, F., Frappart, F. & Maubant, J., 2014. Use of satellite altimetry and imagery for monitoring the volume of small lakes. *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 773(1), pp.157–160.

- Beasley, D.B., Huggins, L. & Monke, E.J., 1980. ANSWERS: A model for watershed planning. *Trans. of the ASAE*, 23(4), pp.938–944.
- Bell, M.A. & Lamb, P.J., 2006. Integration of Weather System Variability to Multidecadal Regional Climate Change : The West African Sudan – Sahel Zone , 1951 – 98. *American Meteorological Society*, pp.5343–5365.
- Bessière, H., Roux, H. & Dartus, D., 2008. Parameter estimation and variational data assimilation for distributed hydrological flash flood modeling. In *Les 7èmes journées scientifiques et techniques du CETMEF*. Paris, p. 9 pp.
- Beven, K.J. & Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), pp.43–69.
- Biancamaria, S., Lettenmaier, D.P. & Pavelsky, T.M., 2016. The SWOT Mission and Its Capabilities for Land Hydrology. *Surveys in Geophysics*, 37(2), pp.307–337. Available at: "http://dx.doi.org/10.1007/s10712-015-9346-y.
- Biasutti, M., 2013. Forced Sahel rainfall trends in the CMIP5 archive. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, pp.1613–1623.
- Blackburn, W.H. et al., 1992. The Spatial and Temporal Influence of Vegetation on Surface Soil Factors in Semiarid Rangelands. *Transactions of the Asae*, 35(2), pp.479–486.
- Block, S., 2015. Evolution géodynamique du craton Ouest Africain au nord du Ghana. *Mémoire de Thèse - Université Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, France*, p.pp. 405.
- Boone, A. et al., 2009. The AMMA Land Surface Model intercomparison Project (ALMIP). *American Meteorological Society*, pp.1865–1880.
- Boone, A., Calvet, J.-C. & Noilhan, J., 1999. Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force – Restore Method. *American Meteorological Society*, 38, pp.1611–1630.
- Boudet, G., 1972. Désertification de l’Afrique tropicale sèche. *Adansonia*, 12(4), pp.505–524.
- Boudet, G., 1989. Evolution de la végétation des parcours sahéliens et possibilités de réhabilitation. *Fourrages*, 120, pp.401–415.
- Boulain, N. et al., 2006. Hydrologic and land use impacts on vegetation growth and NPP at the watershed scale in a semi-arid environment. *Regional Environmental Change*, 6(3), pp.147–156. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s10113-006-0014-0> [Accessed October 2, 2013].
- Brandt, M. et al., 2016. Remote Sensing of Environment Assessing woody vegetation trends in Sahelian drylands using MODIS based seasonal metrics. *Remote Sensing of Environment*, 183, pp.215–225. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.05.027>.
- Braud, I. et al., 2001. Modélisation hydrologique du bassin versant de l’Ouémé à l’aide du modèle POWER. *Atelier sur le Couplage des modèles atmosphériques et hydrologiques, 3-5 décembre 2001, Toulouse, France*, p.pp. 5.
- Bromley, J. et al., 1997. The role of surface water redistribution in an area of patterned vegetation in a semi-arid environment, south-west Niger. *Journal of Hydrology*, 198(1-4), pp.1–29.
- Canfield, H.E. & Goodrich, D.C., 2006. The impact of parameter lumping and geometric simplification in modelling runoff and erosion in the shrublands of southeast Arizona. *Hydrological Processes*, 20(1), pp.17–35.
- Cappelaere, B. et al., 2011. Eau bleue , eau verte , production végétale : modélisation des changements éco-hydrologiques dans un petit bassin-versant sahélien (sud-ouest Niger). *6ème édition - Journées Scientifiques du 2iE, 4-8 Avril 2011- Campus 2iE, Ouagadougou, Burkina-faso*, pp.2–5.

- Cappelaere, B. et al., 2009. The AMMA-CATCH experiment in the cultivated Sahelian area of south-west Niger – Investigating water cycle response to a fluctuating climate and changing environment. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.34–51. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169409003552> [Accessed October 2, 2013].
- Casenave, a. & Valentin, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *Journal of Hydrology*, 130(1-4), pp.231–249.
- Casenave, A. & Valentin, C., 1989. *Les états de surface de la zone Sahélienne: Influence sur l'infiltration* ORSTOM., Paris.
- Casenave, A. & Valentin, C., 1990. Les états de surface: une des clefs de l'hydrologie Sahélienne. In *The state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa : proceedings of the Sahel Forum, Urbana, International Water Ressources*. pp. 135–147.
- Cassé, C. et al., 2015. Model-based study of the role of rainfall and land use land cover in the changes in Niger Red floods occurrence and intensity in Niamey between 1953 and 2012. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 12(11), pp.12039–12087.
- Cassé, C. & Gosset, M., 2015. Analysis of hydrological changes and flood increase in Niamey based on the PERSIANN-CDR satellite rainfall estimate and hydrological simulations over the 1983–2013 period. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 370, pp.117–123.
- Cecchi, P. et al., 2009. Towards an Atlas of Lakes and Reservoirs in Burkina Faso. *Small Reservoirs Toolkit*, pp.1–20.
- Cerdan, O. et al., 2002. Modelling interrill erosion in small cultivated catchments. , 3226(September), pp.3215–3226.
- Chaponniere, A., 2005. Fonctionnement hydrologique d ' un bassin versant montagneux semi-aride: Cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas marocain). *Manuscrit de Thèse - Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris, france*, p.pp. 233.
- Chen, L. et al., 2013. The role of soil-surface sealing, microtopography, and vegetation patches in rainfall-runoff processes in semiarid areas. *Water Resources Research*, 49(9), pp.5585–5599.
- Chen, M., Willgoose, G.R. & Saco, P.M., 2015. Evaluation of the hydrology of the IBIS land surface model in a semi-arid catchment. *Hydrological Processes*, 29, pp.653–670.
- Choukr-Allah, R., Ragab, R. & Rodriguez-Clemente, R., 2012. *Integrated Water Resources Management in the Mediterranean Region_Dialogue Towards New Strategy* Springer., New York London.
- Chow, V., Maidment, D. & Mays, L., 1988. *Applied Hydrology* McGraw-Hil., USA.
- Chow, V.T., 1959. *Open Channel Hydraulics*,
- Cisse, A., 1986. *Dynamique de la strate herbacée des pâturages de la zone sud- sahélienne*. Landbouwhogeschool Wageningen.
- Coe, M.T. & Foley, A., 2001. Human and natural impacts on the water resources of the Lake basin and the observed level of Lake Chad. *Journal of Geophysical Research*, 106(4), pp.3349–3356.
- Cold-Ravnkilde, S.M., 2012. A gift from God - conflicts over water and authority in Mali. *Mémoire de Thèse - University of Roskilde, Roskilde, Danemark*, p.pp. 222.
- Collinet, J., 1988. Comportement hydrodynamique et érosifs de sols de l'Afrique de l'ouest: Evolution des matériaux et des organisations sous simulation de pluies. *Mémoire de Thèse - Sciences de la Vie et de la Tere - Institut de géologie - Université Louis Pasteur, Starsbourg, France*, p.pp. 475.
- Collinet, J. & Valentin, C., 1979. Analyse des différents facteurs intervenant sur l' hydrodynamique superficielle. *Cahier ORSTOM, série pédologie*, XVII(4), pp.283–328.

- Company, A., 1995. *Modélisation des processus d'écoulement et d'érosion: "synthèse bibliographique-apport de la télédétection,"* BRGM - Direction de la recherche - Département géophysique et Imagerie Géologique, Orléans, France.
- Connolly, R.D. & Silburn, D., 1995. Distributed parameter hydrology model (ANSWERS) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data II: Application to spatially uniform catchments. *Journal of Hydrology*, 172, pp.105–125.
- Conway, D., 1997. A water balance model of the Upper Blue Nile in Ethiopia. *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques*, 42(2), pp.265–286.
- Cook, H.L., 1946. The infiltration approach to the calculation of surface runoff. In *Transposition American Geophysical Union*. pp. 726–747.
- Corradini, C., Melone, F. & Smith, R.E., 1994. Modeling infiltration during complex rainfall sequences. *Water Resources Research*, 30(10), pp.2777–2784.
- Corradini, C., Melone, F. & Smith, R.E., 2000. Modeling local infiltration for a two-layered soil under complex rainfall patterns. *Journal of Hydrology*, 237(1-2), pp.58–73.
- Courel, M.-F., 1984. Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. *Mémoire de Thèse - Es-Lettres et Sciences Humaines - Université de Paris I, Paris, France*, p.pp. 439.
- Cunderlik, J., 2003. Hydrologic model selection for the CFCAS project: Assessment of Water Resources Risk and Vulnerability to Changing Climatic Conditions. *Project Report I - CFCAS Project Team*, p.pp. 40.
- d'Herbès, J.-M. et al., 2001. Banded Vegetation Patterns and Related Structures. In *Banded Vegetation Patterning in Arid and Semiarid Environments: Ecological Processes and Consequences for Management*. Springer, pp. 1–19.
- D'Herbès, J.M. & Valentin, C., 1997. Land surface conditions of the Niamey region: Ecological and hydrological implications. *Journal of Hydrology*, 188-189(1-4), pp.18–42.
- D'Orgeval, T. & Polcher, J., 2008. Impacts of precipitation events and land-use changes on West African river discharges during the years 1951–2000. *Climate Dynamics*, 31(2-3), pp.249–262.
- Dai, A. et al., 2004. The recent Sahel drought is real. *International Journal of Climatology*, 24(11), pp.1323–1331.
- Dardel, C., 2014. Entre désertification et reverdissement du Sahel: Diagnostic des observations spatiales et in situ. *Mémoire de Thèse - Observation spatiale de la biosphère - Université Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, France*, p.pp. 196.
- Dardel, C., Kergoat, L., et al., 2014. Rain-Use-Efficiency: What it Tells about the Conflicting Sahel Greening and Sahelian Paradox. *Remote Sensing*, 6, pp.1 – 26. Available at: www.mdpi.com/journal/remotesensing.
- Dardel, C., Kergoat, L., et al., 2014. Re-greening Sahel: 30 years of remote sensing data and field observations (Mali, Niger). *Remote Sensing of Environment*, 140, pp.350–364. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.09.011>.
- Decharme, B. & Douville, H., 2007. Global validation of the ISBA sub-grid hydrology. *Climate Dynamics*, 29(1), pp.21–37. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/s00382-006-0216-7> [Accessed October 9, 2013].
- Delire, C. & Foley, A., 1999. Evaluating the performance of a land Surface / ecosystem model with biophysical measurements from contrasting environments Biophysically grasslands agricultural the. *Journal of Geophysical Research*, 104(14), pp.16895–16909.
- Desconnets, J. & Galle, S., 1996. Les processus de redistribution des eaux en région sahélienne: l'hydrologie dans l'expérience Hapex-Sahel. In *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement*. Paris, pp. 125–137.

- Descornets, J.C. et al., 1997. Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *Journal of Hydrology*, 188-189, pp.155–178. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169496031587> [Accessed April 29, 2015].
- Descroix, L., Moussa, I.B., et al., 2012. Impact of Drought and Land – Use Changes on Surface – Water Quality and Quantity : The Sahelian Paradox. *Intech*, pp.1–30.
- Descroix, L. et al., 2011. Runoff evolution according to land use change in a small Sahelian catchment. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(1), pp.1569–1607.
- Descroix, L., Diedhiou, A., et al., 2012. Scénarios de changements climatiques et de leur impact sur l'hydrosystème et la végétation. *Projet de recherche: "Elevage Climat et Société" - Livrable n°2.5 - Tâche ECOS*, p.pp. 50.
- Descroix, L. et al., 2009. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.90–102.
- Descroix, L. & Diedhiou, A., 2012. Etat des sols et évolution dans un contexte de changements climatiques. In *La Grande Muraille Verte : Capitalisation des recherches et valorisation des savoirs locaux*. Montpellier, pp. 161–198.
- Desprats, J. et al., 2003. Modélisation hydrologique du bassin versant du Touch Cartographie du potentiel d'infiltration des sols et analyses hydrologiques. *Rapport intermédiaire - BRGM/RP-52808*, p.pp. 47.
- Diallo, A. et al., 1999. *Gestion des ressources naturelles: Morpho-pédologie du Gourma*. Institut d'Economie Rurale, Mali. A. Diallo & J. Gjessing, eds.,
- Dijk, A.I.J.M. Van & Bruijnzeel, L.A., 2001. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model . Part 2 . Model validation for a tropical upland mixed cropping system. *Journal of Hydrology*, 247, pp.239–262.
- Dooge, J.C.I., 1986. Looking for hydrologic laws. *Water Resources Research*, 22(9 S), p.46S–58S.
- Downer, C.W. et al., 2002. Theory, development, and applicability of the surface water hydrologic modelCASC2D. *Hydrological Processes*, 16(2), pp.255–275. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.338> [Accessed October 29, 2013].
- Dubreuil, P., 1972. Etudes hydrologiques des petits bassins versant d'Afrique Occidentale Française: Rapport préliminaire sur les résultats de la campagne 1956. In *Recueil des donnees de base des bassins representatifs et experimentaux*. pp. 237–278.
- Dunne, T., Zhang, W. & Aubry, B.F., 1991. Effects of Rainfall, Vegetation, and Microtopography on Infiltration and Runoff. *Water Resources Research*, 27(9), pp.2271–2285.
- Estèves, M., 1995. Rapport de campagne hydrologique, saison 1994 [Report of field collection of hydrological data, 1994 season]. *Orstom, Niamey (Niger)*, p.26 pp.
- Estupina Borrell, V., 2004. Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair Application à de petits bassins versants du sud de la France. *Mémoire de Thèse - Hydrologie - Institut National Polytechnique de Toulouse, Toulouse, France*, p.pp. 254.
- Estupina Borrell, V., Chorda, J. & Dartus, D., 2005. Prévision des crues éclair. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(13), pp.1109–1119.
- Fatras, C. et al., 2012. Remote Sensing of Environment Estimating surface soil moisture over Sahel using ENVISAT radar altimetry. *Remote Sensing of Environment*, 123, pp.496–507. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2012.04.013>.
- Favreau, G. et al., 2009. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resources Research*, 45, pp.1–18.

- Foley, J.A. et al., 1996. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(4), pp.603–628.
- Forkuor, G. & Maathuis, B., 2012. Comparison of SRTM and ASTER Derived Digital Elevation Models over Two Regions in Ghana – Implications for Hydrological and Environmental Modeling. *Studies on Environmental and Applied Geomorphology*, pp.219–240.
- Fowe, T. et al., 2015. Water balance of small reservoirs in the Volta basin: A case study of Boura reservoir in Burkina Faso. *Agricultural Water Management*, 152, pp.99–109. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378377415000153>.
- Frappart, F. et al., 2009. Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.128–142.
- Gal, L. et al., 2016. Changes in lakes water volume and runoff over ungauged Sahelian watersheds. *Journal of hydrology*, 540, pp.1176–1188. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.035>.
- Galdos, F.V. et al., 2012. Estimated distributed rainfall interception using a simple conceptual model and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). *Journal of Hydrology*, 468-469, pp.213–228. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.08.043>.
- Galle, S., Ehrmann, M. & Peugeot, C., 1999. Water balance in a banded vegetation pattern. *Catena*, 37(1-2), pp.197–216.
- Gao, H. et al., 2009. Water Budget Record from Variable Infiltration Capacity (VIC) Model Algorithm Theoretical Basis Document. *Rapport - Version 1.2*, p.pp. 57.
- Gardelle, J. et al., 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). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, pp.309–324.
- Gascoin, S., 2010. Importance de la paramétrisation hydrodynamique des premiers centimètres du sol pour la modélisation des flux de surface en Afrique de l'Ouest. *La Houille Blanche*, 5, pp.87–90.
- Gascon, T. et al., 2015. Influence of rainfall space-time variability over the Ouémé basin in Benin. *Remote Sensing and GIS for Hydrology and Water Resources*, 368, pp.102–107.
- GEPIS (Groupes d'experts des plaines d'inondation sahéniennes), 2000. Vers une gestion durable des plaines d'inondation sahéniennes. *Bureau régional (Suisse, Cambridge, royaume-Uni)*, p.pp. 214.
- De Gironcourt, G., 1912. Le sommet de la boucle du Niger. , 25-3, pp.153–175.
- 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*. Mécanique, Energétique, Génie Civil, Acoustique de Lyon.
- Goodrich, D. et al., 2006. Automated Geospatial Watershed Assessment (AGWA): A GIS-based hydrological modeling tool for watershed management and landscape assessment. *Third Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, Reno, Nevada*.
- Goodrich, D.C. et al., 2011a. AGWA : The Automated Geospatial Watershed Rangeland Management. *Rangelands*, 33(4), pp.41–47.
- Goodrich, D.C. et al., 2011b. AGWA: The Automated Geospatial Watershed Assessment Tool to Inform Rangeland Management. *Rangelands*, 33(4), pp.41–47.
- Grayson, R. & Blöschl, G., 2000. 3. Spacial modelling and catchment dynamics. In *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. pp. 51–82.
- Green, W.H. & Ampt, G.A., 1911. Studies on Soil Physics, Part I. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4, pp.1–24.

- Grimaud, J.-L., Chardon, D. & Beauvais, A., 2014. Very long-term incision dynamics of big rivers. *Earth and Planetary Science Letters*, 405, pp.74–84. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X14005196>.
- Grippa, M. et al., 2011. Land water storage variability over West Africa estimated by Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) and land surface models. *Water Resources Research*, 47(5), pp.1–18.
- Grippa, M. et al., 2016. Modelling surface runoff and water fluxes over contrasted soils in pastoral Sahel: evaluation of the ALMIP2 land surface models over the Gourma region in Mali. *Journal of Hydrometeorology*, p.Accepted.
- Guichard, F. et al., 2015. Le réchauffement climatique observé depuis 1950 au Sahel. In R. L. et B. Sultan, ed. *Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest. Parti I: Evolution récentes et futures du climat en Afrique de l'Ouest: Evidences, incertitudes et perception*. pp. 23–42.
- Guichard, F. et al., 2009. Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: Seasonal and diurnal cycles. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.161–177. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169408004770> [Accessed July 6, 2015].
- Güntner, A., 2002. *Large-Scale Hydrological Modelling in the Semi-Arid North-East of Brazil*. University of potsdam.
- Güntner, A. et al., 2009. Simple water balance modelling of surface reservoir systems in a large data-scarce semiarid region. *Hydrological Sciences Journal*, 49(5), pp.901–918.
- Haas, E.M. et al., 2011. Remotely sensed surface water extent as an indicator of short-term changes in ecohydrological processes in sub-Saharan Western Africa. *Remote Sensing of Environment*, 115(12), pp.3436–3445.
- Helmlinger, K.R., Kumar, P. & Fofoula-Georgiou, E., 1993. On the use of digital elevation model data for Hortonian and fractal analyses of channel networks. *Water Resources Research*, 29(8), pp.2599–2614. Available at: http://www.ce.umn.edu/~foufoula/papers/efg_048.pdf.
- Hermassi, T. et al., 2009. Apport d'une caractérisation du réseau hydrographique sur la forme des crues à l'échelle d'un petit bassin-versant en zone semi-aride. *Sècheresse*, 20(1), pp.66–77.
- Hernandez, M. et al., 2005. Development and Application of the Automated Geospatial Watershed Assessment Tool. In *Modeling and Remote Sensing Applied to Agriculture, USDA-INIFAP, US and Mexico*. pp. 127–158.
- Hernandez, M. et al., 2000. Modeling Runoff Response to Land Cover and Rainfall Spatial Variability in Semi-arid Watersheds. *Environmental Monitoring and Assessment*, 64, pp.285–298.
- Heumann, B.W. et al., 2007. AVHRR derived phenological change in the Sahel and Soudan, Africa, 1982-2005. *Remote Sensing of Environment*, 108(4), pp.385–392.
- Hiernaux, P. et al., 1999. Effects of livestock grazing on physical and chemical properties of sandy soils in Sahelian rangelands. *Journal of Arid Environments*, 41, pp.231–245.
- Hiernaux, P. et al., 2015. La contrainte fourragère des élevages pastoraux et agropastoraux du Sahel. Adaptations et perspectives. In B. Sultan et al., eds. *Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest*. pp. 171–192.
- Hiernaux, P., Mougin, E., et al., 2009. Sahelian rangeland response to changes in rainfall over two decades in the Gourma region, Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.114–127. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.005>.
- Hiernaux, P., Diarra, L., et al., 2009. Woody plant population dynamics in response to climate changes from 1984 to 2006 in Sahel (Gourma, Mali). *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.103–113. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.01.043>.

- Hiernaux, P. & Gérard, B., 1999. The influence of vegetation pattern on the productivity, diversity and stability of vegetation: the case of "brousse tigrée" in the Sahel. *Acta Oecologica*, 20(3), pp.147–158.
- Hiernaux, P. & Le Houérou, H.N., 2006. Les parcours du Sahel. *Secheresse*, 17(1-2), pp.51–71.
- Hiernaux, P. & Turner, M.D., 1996. The effect of clipping on growth and nutrient uptake of Sahelian annual rangelands. *Journal of Applied Ecology*, 33(2), pp.387–399. Available at: <Go to ISI>://A1996UU81500019.
- HilleRisLambers, R. et al., 2001. Vegetation Pattern Formation in Semi-Arid Grazing Systems. *Ecology*, 82(1), pp.50–61.
- Hingray, B., Picouet, C. & Musy, A., 2009. Hydrologie: Une science pour l'ingénieur. In P. presses Polytechniques, ed. *Science & ingénierie de l'environnement - Polytechniques, PUR presses*. p. 600.
- Horton, R.E., 1933. The rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions American Geophysical Union*, 14, pp.446–460.
- Le Houerou, H.N., 1997. Climate, flora and fauna changes in the Sahara over the past 500 million years. *Journal of Arid Environments*, 37(4), pp.619–647. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0140196397903153#>.
- Le Houerou, H.N., 1980. The rangelands of the Sahel. *Journal of Range Management*, 33(1), pp.41–46.
- Le Houérou, H.N., 1996. Climate change, drought and desertification. *Journal of Arid Environments*, 34(2), pp.133–185.
- Le Houérou, H.N., 1989. *The grazing Land Ecosystems of the African Sahel*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg Publisher, Berlin.
- Hughes, D., 2008. Modelling semi-arid and arid hydrology and water resources: The Southern African experience. In S. K. Wheeler H, Sorooshian S, ed. *Hydrological modelling in arid and semi-arid areas*. Cambridge, pp. 29–40.
- Hulme, M., 2001. Climatic perspectives on Sahelian desiccation: 1973-1998. *Global Environmental Change*, 11(1), pp.19–29.
- Ibrahim, B., Karambiri, H. & Polcher, J., 2015. Hydrological Impacts of the Changes in Simulated Rainfall Fields on Nakanbe Basin in Burkina Faso. *Climate*, 3, pp.442–458.
- Isioye, O.A. & Yang, I.C., 2013. Comparison and validation of ASTER-GDEM and SRTM elevation models over parts of Kaduna State, Nigeria. *SA Surveying and Geomatics Indaba (SASGI)*, p.pp. 11.
- Jajarmizadeh, M., Harun, S. & Salarpour, M., 2012. A review on theoretical consideration and types of models in hydrology. *Journal of Environmental Science and Technology*, 5(5), pp.249–261.
- Joly, F., 2006. Géomorphologie : relief, processus, environnement. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 4, pp.285–298.
- Kalin, L., Govindaraju, R.S. & Hantush, M.M., 2003. Effect of geomorphologic resolution on modeling of runoff hydrograph and sedimentograph over small watersheds. *Journal of Hydrology*, 276(1-4), pp.89–111.
- Kamagaté, B. et al., 2007. Processus et bilan des flux hydriques d'un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin (Donga , haut Ouémé) Hydrological processes and water balance of a tropical crystalline bedrock catchment in Benin (Donga , upper Ouémé River). *Comptes Rendus Geoscience*, 339(6), pp.1–33.
- Karambiri, H., 2003. Crue et érosion hydrique au Sahel: Etude et modélisation des flux d'eau et de matières sur un petit bassin versant pastoral au nord du Burkina Faso. *Mémoire de Thèse - Sciences de la Terre - Université Paris 6, Paris, France*, pp.220–318.

- Karambiri, H. & Ribolzi, O., 2005. Identification of sediment sources in a small grazed Sahelian catchment , Burkina Faso. *Sediment Budgets I - Proceedings of symposium S1 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do iguaçu, Brésil*, 291, pp.1–9.
- Kepner, W.G. et al., 2008. Evaluating Hydrological Response to Forecasted Land-Use Change : Scenario Testing with the Automated Geospatial Watershed Assessment (AGWA) Tool. *The Third Interagency Conference on Research in the Watersheds, 8-11 September 2008, Estes Park, CO*, pp.77–82.
- Kergoat, L. et al., 2015. Dry-season vegetation mass and cover fraction from SWIR1.6 and SWIR2.1 band ratio: Ground-radiometer and MODIS data in the Sahel. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 39, pp.56–64. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2015.02.011>.
- Kergoat, L. et al., 2015. Evolutions paradoxales des mares en Sahel non cultivé : Diagnostic, causes et conséquences. In *Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest (Sultan B, Lalou R, Amadou Sanni M, Oumarou A et Soumaré MA eds.)*. pp. 193–208.
- Kergoat, L., Ramarohetra, J. & Hiernaux, P., The Sahelian paradox in non-cultivated Sahel: revisiting the Tin-Adjar catchment (Mali), 1954- 2007. , p.In Prep.
- King, C. et al., 2005. Remote-sensing data as an alternative input for the “STREAM” runoff model. *Catena*, 62(2-3), pp.125–135. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0341816205000585> [Accessed October 29, 2013].
- Krinner, G. et al., 2005. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1), pp.1–33.
- Kucharik, J. et al., 2000. Testing the performance of a Dynamic Global Ecosystem Model : Water balance , carbon balance , and vegetation structure. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(3), pp.795–825.
- L'Hôte, Y. et al., 2002. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrological Sciences Journal*, 47(4), pp.563–572.
- Lajili-Ghezal, L., 2004. Utilisation du modèle KINEROS pour la simulation des hydrogrammes et des turbidigrammes en zone semi-aride tunisienne. *Revue des sciences de l'eau*, 17(2), pp.227–244.
- Lane, L.J., Woolhiser, D.A. & Yevjevich, V., 1975. Influence of simplifications in watershed geometry in simulation of surface runoff. *Hydrology paper*, (81), p.80.
- Laurent, F. & Ruelland, D., 2010. Modélisation à base physique de la variabilité hydroclimatique à l'échelle d'un grand bassin versant tropical. *Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources (Proc. of 6th World FRIEND Int. Conference, Fez, Morocco, 25–29 October 2010)*. IAHS, pp.25–29.
- Leavesley, G.H. et al., 1983. Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual. *Water-resources Investigations report 83-4238 - United States department of the Interior - Geological Survey, Denver, Colorado*, p.pp. 214.
- Lebel, T. et al., 2009. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.3–13.
- Lebel, T. & Ali, A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990-2007). *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.52–64. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.030>.
- Leblanc, M. et al., 2007. Remote sensing for groundwater modelling in large semiarid areas: Lake Chad Basin, Africa. *Hydrogeology Journal*, 15(1), pp.97–100.
- Leblanc, M.J. et al., 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global and Planetary Change*, 61(3-4), pp.135–150.

- Leduc, C., Favreau, G. & Schroeter, P., 2001. Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology*, 243(1-2), pp.43–54.
- Leprun, J., 1992. Étude de quelques brousses tigrées sahéliennes : structure, dynamique, écologie. *ORSTOM Editions*, pp.221–224.
- Leroux, D.J. et al., 2016. Assimilation of SMOS soil moisture into a distributed hydrological model and impacts on the water cycle variables over the Ouémé catchment in Benin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, pp.2827–2840.
- Li, K.Y. et al., 2007. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. *Journal of Hydrology*, 337(3-4), pp.258–268.
- Li, K.Y., Coe, M.T. & Ramankutty, N., 2005. Investigation of Hydrological Variability in West Africa Using Land Surface Models. *American Meteorological Society*, 18, pp.3173–3188.
- Liang, X. et al., 1994. based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 99(D7), pp.14,415–14,428.
- Liebe, J., van de Giesen, N. & Andreini, M., 2005. Estimation of small reservoir storage capacities in a semi-arid environment. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 30(6-7), pp.448–454.
- Liebe, J.R. et al., 2009. Determining watershed response in data poor environments with remotely sensed small reservoirs as runoff gauges. *Water Resources Research*, 45(7), p.W07410. Available at: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2009/2008WR007369.shtml> [Accessed May 4, 2015].
- Lørup, J.K., Refsgaard, J.C. & Mazvimavi, D., 1998. Assessing the effect of land use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling: Case studies from Zimbabwe. *Journal of Hydrology*, 205(3-4), pp.147–163. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0168117697003119>.
- Magome, J., Ishidaira, H. & Takeuchi, K., 2003. Method for satellite monitoring of water storage in reservoirs for efficient regional water management. *Water Resources Systems*, (2), pp.303–310.
- Mahe, G., 2006. The impacts of land-use / land-cover change and climate variability on the hydrology of the Sahel. In *Climate Variability and Change—Hydrological Impacts (Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference held at Havana, Cuba, November 2006)*, IAHS. pp. 679–684.
- Mahé, G. et al., 2010. Baisse des pluies et augmentation des écoulements au Sahel: impact climatique et anthropique sur les écoulements du Nakambe au Burkina Faso. *Sécheresse*, 21, pp.1–6.
- Mahé, G. et al., 2003. Recent increase in the surface runoff the Sudan-Sahel and impact on the water resources. *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions*, 278(May 2016).
- Mahé, G. et al., 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River , Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*, 300, pp.33–43.
- Mahé, G. et al., 2011. The River Niger and climate change over 100 years. *Hydro-Climatology: Variability and Change*, 344(January), pp.131–137.
- Mahé, G. et al., 2013. The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment. *Hydrological Processes*, 27(15), pp.2105–2114. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.9813> [Accessed October 2, 2013].
- Mahé, G., Dray, A. & Paturel, J.E.Cres, A., 2002. Climatic and anthropogenic impacts on the flow regime of the Nakambe River in Burkina Faso. In *Bridging Hydrology: FRIEND 2002—Regional Ilié Gap between Research and Practice (Proceedings of the Fourth International FRIEND Conference held at Cape Town, South Africa, March 2002)*. IAI IS. pp. 69–75.
- Mahé, G. & Olivry, J.C., 1999. Assessment of freshwater yields to the ocean along the intertropical Atlantic coast of Africa (1951-1989). *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planetes*, 328(9), pp.621–626.

- Mahé, G. & Paturel, J.-E., 2009. 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(7), pp.538–546.
- Makhlouf, Z., 1994. Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. *Mémoire de Thèse - Département Gestion des milieux aquatiques - Hydrologie - Université Paris XI, Paris, France*, p.pp. 434.
- Maktar, J. De, Cheikha, L. Ben & Gueddari, M., 2008. Modélisation des écoulements de surface et du transport solide du bassin-versant Jannet (région de Maktar, Tunisie). *Sècheresse*, 19(3), pp.155–162.
- Mamadou, I. et al., 2015. Exorheism growth as an explanation of increasing flooding in the Sahel. *Catena*, 131, pp.130–139. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0341816215001009>.
- Mango, L.M. et al., 2011. Land use and climate change impacts on the hydrology of the upper Mara River Basin, Kenya: results of a modeling study to support better resource management. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(7), pp.2245–2258. Available at: <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/2245/2011/> [Accessed October 21, 2013].
- Mansouri, T., Albergel, J. & Seguis, L., 2001. Modélisation hydrologique spatialisée de petits bassins versants en contexte semi-aride Méditerranéen. In *Hydrologie des Régions Méditerranéennes : Séminaire International, Montpellier (FRA)*. pp. 225–236.
- Martín-rosales, W. & Leduc, C., 2003. Variabilité de la dynamique des mares temporaires dans un système endoréique. *Hydrology of the Mediterranean and Semiaride Regions*, (278), pp.174–178.
- Massuel, S., 2005. *Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger : modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003*. Thesis, Université Montpellier 2.
- Massuel, S. et al., 2003. Typologie de bassins versants en préalable à la modélisation hydrologique d'une région sahélienne. , (27), pp.157–162.
- Mazi, K. et al., 2004. A groundwater-based, objective-heuristic parameter optimisation method for a precipitation-runoff model and its application to a semi-arid basin. *Journal of Hydrology*, 290(3-4), pp.243–258.
- McMichael, C.E., Hope, A.S. & Loaiciga, H. a., 2006. Distributed hydrological modelling in California semi-arid shrublands: MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation. *Journal of Hydrology*, 317(3-4), pp.307–324. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169405002866> [Accessed October 28, 2013].
- Meigh, J., 1995. The impact of small farm reservoirs on urban water supplies in Botswana. *Natural Resources Forum*, 19(1), pp.71–83.
- Meigs, P., 1952. World distribution of arid and semi-arid homoclimate. *Arid Zone Ressources*, 1, pp.203–210.
- Migliaccio, K.W. & Srivastava, P., 2007. Hydrologic Components of Watershed-Scale Models. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(5), pp.1695–1703.
- Miller, S. et al., 2007. The Automated Geospatial Watershed Assessment tool. *Environmental Modelling & Software*, 22(3), pp.365–377.
- Miller, S.N. et al., 2002. Integrating Landscape Assessment And Hydrologic Modeling For Land Cover Change Analysis. *Journal of the American Water Resources Association*, 38(4).
- Miller, S.N. et al., 2001. The Automated Geospatial Watershed Assessment Tool. *Poster for Environmental Protection Agency - USDA, United States*.
- Molnar, D.. & Julien, P., 2000. Grid-Size Effects on Surface Runoff Modeling. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5(1), pp.8–16.

- Montenegro, A. & Ragab, R., 2010. Hydrological response of a Brazilian semi-arid catchment to different land use and climate change scenarios : a modelling study. *Hydrological Processes*, 24, pp.2705–2723.
- Montenegro, S. & Ragab, R., 2012. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: A case study from North Eastern Brazil. *Journal of Hydrology*, 434(435), pp.55–68. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169412001497> [Accessed October 2, 2013].
- Mougin, E. et al., 1995. A Regional Sahelian Grassland Model To Be Coupled with Multispectral Satellite Data . I: Model Description and Validation. *Remote Sensing of Environment*, 52(3), pp.181–193.
- Mougin, E. et al., 2014. Estimation of LAI, fAPAR and fCover of Sahel rangelands (Gourma, Mali). *Agricultural and Forest Meteorology*, 198(November), pp.155–167.
- Mougin, E. et al., 2009. The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.14–33.
- Mueller, E.N. et al., 2008. Modelling water availability, sediment export and reservoir sedimentation in drylands with the WASA-SED Model. *Geoscientific Model Development Discussions*, 1, pp.285–314.
- Narisma, G.T. et al., 2007. Abrupt changes in rainfall during the twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 34(6), pp.1–5.
- Nicholson, S.E., 2005. On the question of the “recovery” of the rains in the West African Sahel. *Journal of Arid Environments*, 63(3), pp.615–641.
- Nicholson, S.E., 1979. Revised rainfall series for the West African subtropics. *Monthly Weather Review*, 107(5), pp.620–623.
- Nicholson, S.E., 2013. The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability. *ISRN Meteorology*, 2013, p.32. Available at: <http://www.hindawi.com/isrn/meteorology/2013/453521/abs/>.
- Nicholson, S.E., Some, B. & Kone, B., 2000. An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Nino and the 1998 La Nina years. *Journal of Climate*, 13(14), pp.2628–2640.
- Nicholson, S.E., Tucker, C.J. & Ba, M.B., 1998. Desertification, Drought, and Surface Vegetation: An Example from the West African Sahel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(5), pp.815–829.
- Nick Middleton, D.S.G.T., 1997. *World Atlas of Desertification*,
- Noilhan, J. & Planton, S., 1988. A simple parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117, pp.536–549.
- Ogden, F.L. & Julien, P., 1993. Runoff Sensitivity to Temporal and Spatial Rainfall Variability at Runoff Plane and Small Basin Scales. *Water Resources Research*, 29(8), pp.2289–2597.
- Olsson, L., Eklundh, L. & Ardö, J., 2005. A recent greening of the Sahel - Trends, patterns and potential causes. *Journal of Arid Environments*, 63(3), pp.556–566.
- Ouedraogo, M., Paturel, J. & Mahé, G., 2001. Influence de la nature et de l ‘ origine des données sur la modélisation hydrologique de grands bassins versants en Afrique de l ‘ Ouest. In *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes and Large-Scale Hydrological Models (Proceedings of a symposium held during the Sixth IAHS Scientific Assembly at Maastricht. The Netherlands, July 2001)*. IAHS. pp. 209–214.
- Panthou, G. et al., 2012. Extreme rainfall in West Africa: A regional modeling. *Water Resources Research*, 48(8), pp.1–19.

- Panthou, G., Vischel, T. & Lebel, T., 2014. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the central sahel. *International Journal of Climatology*, 4006(March), pp.3998–4006.
- Parlange, J.Y. et al., 1982. The tree-parameters infiltration equation. *Soil Science*, 133(6).
- Paturel, J.E., Servat, E. & Vassiliadis, A., 1995. Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data - case of the GR2M model. *Journal of Hydrology*, 168, pp.111–125.
- Payraudeau, S., 2004. Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens. *Mémoire de thèse - Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts (ENGREF) - Sciences de l'eau, Montpellier, France*, p.pp. 436.
- Pedinotti, V. et al., 2012. Evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologic system over the Niger basin using in situ and satellite derived datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(6), pp.1745–1773. Available at: <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/16/1745/2012/> [Accessed October 2, 2013].
- Penning de Vries, F.W.T. & Djitéye, M.A., 1982. *La productivité des pâturages sahéliens: une étude des sols, des végétations et de l'exploitation de cette ressource naturelle* Agricultur. Center for Agricultural Publishing and Documentation, ed.,
- Perez, P., Urvoix, D. & Arnaud, M., 1997. Application du modèle GRASS/ANSWERS à la modélisation hydrologique d'un petit bassin versant d'Afrique de l'Ouest. In *Remote sensing and water resources*. p. pp. 12.
- Perrin, J. et al., 2012. Assessing water availability in a semi-arid watershed of southern India using a semi-distributed model. *Journal of Hydrology*, 460-461, pp.143–155.
- Peugeot, C. et al., 2007. Hydrologic process simulation of a semiarid , endoreic catchment in Sahelian West Niger : 1 . Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology*, 279(1-4), pp.224–243.
- Peugeot, C. et al., 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology*, 279(1-4), pp.224–243.
- Peugeot, C. et al., 1997. Runoff generation processes: Results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology*, 188-189(1-4), pp.179–202.
- Pierre, C. et al., 2016. Changes in Sahelian annual vegetation growth and phenology since 1960 : A modeling approach. *Global and Planetary Change*, 143, pp.162–174. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.06.009>.
- Ragab, R. & Bromley, J., 2010. IHMS-integrated hydrological modelling system. Part 1. Hydrological processes and general structure. *Hydrological Processes*, 24(19), pp.2663–2680.
- Raynaut, C., 2001. Societies and nature in the Sahel: Ecological diversity and social dynamics. *Global Environmental Change*, 11(1), pp.9–18.
- Reggiani, P., Sivapalan, M. & Majid Hassanizadeh, S., 1998. A unifying framework for watershed thermodynamics: Balance equations for mass, momentum, energy and entropy, and the second law of thermodynamics. *Advances in Water Resources*, 22(4), pp.367–398.
- Rey, F. et al., 2004. Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface. *Comptes Rendus - Geoscience*, 336(11), pp.991–998.
- Rietkerk, M. et al., 2002. Fine-scale spatial distribution of plants and resources on a sandy soil in the Sahel. *Plant and Soil*, 239(1), pp.69–77.
- Robert, E. et al., 2016. Monitoring inland water turbidity: Contribution of SPOT5 TAKE5 to health hazard monitoring in west Africa (Bagré Lake, Burkina Faso). *Living Planet Symposium, Pragues*, p.pp. 7.

- Robert, E. et al., 2016. Monitoring water turbidity and surface suspended sediment concentration in the Bagre Reservoir (Burkina Faso) using MODIS and field reflectance data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 52, pp.243–251.
- Rodrigues, L.N. et al., 2012. Estimation of small reservoir storage capacities with remote sensing in the Brazilian Savannah region. *Water Resources Management*, 26(4), pp.873–882.
- Roose, E., 1967. Dix années de mesure de l'érosion et du ruissellement au Sénégal. *L'Agronomie Tropicale*, 22(2), pp.123–152.
- Roose, E., 1999. *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)*, Bulletin Pédologique de la FAO - ORSTOM - Service des sols - ressources, aménagement et conservation, Division de la mise en valeur des terres et des eaux, FAO, Montpellier, France.
- Roose, E., 1985. Problèmes posés par l'aménagement des terroirs en zone d'Afrique occidentale. , pp.55–65.
- Roose, E., 1976. *Contribution à l'Etude de l'Influence de la Sécheresse sur l'Evolution Actuelle de Certains Sols Ferrugineux Tropicaux en Zone Sahélienne* ORSTOM, ed., ORSTOM, Centre d'Adiopodoume.
- Rosenblueth, A. & Wiener, N., 1945. The Role of Models in Science. *Philosophy of Science*, 12(4), pp.316–321.
- De Rosnay, P. et al., 2009. AMMA land surface model intercomparison experiment coupled to the community microwave emission model: ALMIP-MEM. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(5), pp.1–18.
- de Rosnay, P. et al., 2009. Multi-scale soil moisture measurements at the Gourma meso-scale site in Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.241–252.
- Rouzies, C., 2016. Les mares sahéliennes vues par le satellite SWOT. *Mémoire de Master - ENSEEIHT, Toulouse, France*, p.p. 39.
- Ruelland, D., Levavasseur, F. & Tribotté, A., 2010. Patterns and dynamics of land-cover changes since the 1960s over three experimental areas in Mali. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12(SUPPL. 1).
- Salama, R.B. et al., 1994. Identification of areas of recharge and discharge using Landsat-TM satellite imagery and aerial photography mapping techniques. *Journal of Hydrology*, 162(1-2), pp.119–141.
- San Emeterio, L.J. et al., 2013. Changements socio- environnementaux et dynamiques des paysages ruraux le long du gradient bioclimatique nord-sud dans le sud- ouest du Niger (régions de Tillabery et de Dosso) ». *VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement*, 13(3), pp.2–27.
- Sawunyama, T., Senzanje, A. & Mhizha, A., 2006. Estimation of small reservoir storage capacities in Limpopo River Basin using geographical information systems (GIS) and remotely sensed surface areas: Case of Mzingwane catchment. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 31(15-16), pp.935–943.
- Seghieri, J. & Galle, S., 1999. Run-on contribution to a Sahelian two-phase mosaic system: Soil water regime and vegetation life cycles. *Acta Oecologica*, 20(3), pp.209–217.
- Seguis, L. et al., 2003. Influences de la sécheresse et du défrichement sur les écoulements d'un petit bassin sahélien. In *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions (Proceedings of an international symposium held at Montpellier. April 2003)*. IAHS. pp. 429–434.
- Séguis, L. et al., 2011. Contrasted land-surface processes along the West African rainfall gradient. *Atmospheric Science Letters*, 12(1), pp.31–37.

- Séguis, L. et al., 2002. Impact on Sahelian runoff of stochastic and elevation-induced spatial distributions of soil parameters. *Hydrological Processes*, 16(2), pp.313–332.
- Séguis, L. et al., 2004. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological Processes*, 18(17), pp.3401–3413. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.1503> [Accessed October 18, 2013].
- Seibert, J. & Beven, K.J., 2009. Gauging the ungauged basin : how many discharge measurements are needed ? *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, pp.883–892.
- Semmens, D.J. et al., 2008. KINEROS2 and the AGWA modeling framework. In H. Wheater, S. Sorooshian, & K. D. Sharma, eds. *Hydrological Modeling in Arid and Semi-Arid Areas (H. Wheater, S. Sorooshian, and K. D. Sharma, Eds.)*. Cambridge University Press, London. Cambridge University Press, pp. 49–68.
- Semmens, D.J. et al., 1995. KINEROS2 and the AGWA Modeling Framework. In Howard Wheater, S. Sorooshian, & K. D. Sharma, eds. *Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas*. Cambridge University Press, pp. 49–68.
- Seyler, F. et al., 2009. Watershed delineation for the Amazon sub-basin system using GTOPO30 DEM and a drainage network extracted from JERS SAR images. *Hydrological Processes*, 23, pp.2267–2274.
- Shaw, E.M., 1983. Hydrology in practice. *Journal of Hydrology*, 160(1-4), p.569 pp.
- Sighomnou, D. et al., 2013. La crue de 2012 à Niamey: un paroxysme du paradoxe du Sahel ? *Sècheresse*, 24, pp.3–13.
- Sintondji, L., Awoye, H. & Agbossou, K., 2008. Modelling the hydrological balance of the Klou ‘ s catchment in the centre of Benin : Contribution to sustainable water. *Bulletin de la Recherche Agronomique du Bénin*, 59, pp.35–48.
- Sircoulon, J., 1976. Les données hydro-pluviométriques de la sécheresse récente en Afrique inter-tropicale. Comparaison avec les sécheresses de 1913 et 1940. *Cahier ORSTOM, série hydrologie*, 13(2), pp.75–174.
- Sivapalan, M. et al., 2003. IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological Sciences Journal*, 48(6), pp.857–880. Available at: <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1623/hysj.48.6.857.51421> [Accessed October 16, 2014].
- Smith, R.E. et al., 2002. Infiltration theory for hydrologic applications. *Water Resources Monograph*, 15, p.212. Available at: <http://onlinelibrary.wiley.com/book/10.1029/WM015>.
- Smith, R.E., Corradini, C. & Melone, F., 1993. Modeling infiltration for multistorm runoff events. *Water Resources Research*, 29(1), pp.133–144.
- Smith, R.E. & Goodrich, D.C., 2000. Model for rainfall excess patterns on randomly heterogeneous areas. *Journal of hydrology Engineering*, 5(4), pp.255–262.
- Smith, R.E., Goodrich, D.C. & Quinton, J.N., 1995. Dynamic, distributed simulation of watershed erosion: The KINEROS2 and EUROSEM models. *Journal of soil and water conservation*, pp.517–520.
- Smith, R.E., Goodrich, D.C. & Unkrich, C.L., 1999. Simulation of selected events on the Catsop catchment by KINEROS2. A report for the GCTE conference on catchment scale erosion models. *Catena*, 37(3-4), pp.457–475.
- Smith, R.E. & Parlange, J.Y., 1978. A parameter efficient hydrologic infiltration model. *Water Resources Research*, 14(3), pp.533–538.
- Soti, V. et al., 2010. The potential for remote sensing and hydrologic modelling to assess the spatio-temporal dynamics of ponds in the Ferlo Region (Senegal). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(8), pp.1449–1464.

- Souchere, V. et al., 2001. Incorporating Surface Crusting and its Spatial Organization in Runoff and Erosion Modeling at the Watershed Scale. In *D.E. Stott, R.H. Mohtar and G.C. Steinhardt (eds). 2001. Sustaining the Global Farm. Selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization Meeting held May 24-29, 1999 at Purdue University and the USDA-ARS National Soil Erosion Resear.* pp. 888–895.
- Souley Yero, K., 2012. Evolution de l'occupation des sols dans l'Ouest du Niger: Influence sur le cycle de l'eau. *Mémoire de Thèse - Terre, univers, environnement - Université de Grenoble, Grenoble, France*, p.pp. 231.
- Stone, J.J., Lane, L.J. & Shirley, E.D., 1992. Infiltration and runoff simulation on a plane. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 35(1), pp.161–170.
- Sultan, B. & Janicot, S., 2000. Abrupt shift of the ITC Z over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, 27(20), pp.3353–3356.
- Taylor, C.M. et al., 2002. The Influence of Land Use Change on Climate in the Sahel. *Journal of Climate*, 24(June 2016), pp.3615–3629.
- Thielen, A.H. et al., 1999. Scaling input data by GIS for hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 13(4), pp.611–630.
- Thompson, J.R. et al., 2004. Application of the coupled MIKE SHE / MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. *Journal of Hydrology*, 293, pp.151–179.
- Thompson, S.E. et al., 2010. Vegetation-infiltration relationships across climatic and soil type gradients. *Journal of Geophysical Research*, 115(G02023), pp.1–12. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JG001134> [Accessed February 24, 2014].
- Timouk, F. et al., 2009. Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), pp.178–189. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.022>.
- Tongway, D.J., Valentin, C. & Seghieri, J., 2001. Banded Vegetation Patterning in Arid and Semiarid Environments. *New York*, p.251.
- Touré, A.A. et al., 2010. Sahelian landscape evolution during the six last decades in the Niamey vicinity : from the tiger bush disappearing to the soil crusting. In *International Center for Training and Exchanges in the Geosciences. Impact de l'homme et du climat sur les milieux sahéliens.* pp. 35–40.
- Tracol, Y., 2004. Etude des variations interannuelles de la production herbacée des pâturages sahéliens: Exemple du Gourma malien. *Mémoire de Thèse - Ecologie des Systèmes Continentaux - Université de Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, France*, p.pp. 202.
- Traore, A.K. et al., 2014. Evaluation of the ORCHIDEE ecosystem model over Africa against 25 years of satellite-based water and carbon measurements. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 119, pp.1554–1575.
- Trichon, V. et al., 2012. Collapse of a tiger bush vegetation and run-off changes during a 55 years period (1955-2010) as observed by aerial photographs and HR satellite data. In *AMMA 4th International Conference, Toulouse 2-6 July*.
- Tucker, C., Dregne, H. & Newcomb, W., 1991. Expansion and Contraction of the Sahara Desert from 1980 to 1990. *Science, New Series*, 253(5017), pp.299–301.
- Valentin, C., 1994. Sécheresse et érosion au Sahel. *Sècheresse*, 5(3), pp.191–198.
- Valentin, C., D'Herbès, J.M. & Poesen, J., 1999. Soil and water components of banded vegetation patterns. *Catena*, 37(1-2), pp.1–24.
- Valentin, C. & Janeau, J., 1988. Cartographie des états de surface de trois bassins versants du Mali : Tin Adjar, Koumbaka et Dounfing. In *ORSTOM, Abidjan*. p. 12 p.

- Valentin, C., Poesen, J. & Li, Y., 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, 63(2-3), pp.132–153.
- 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. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 104(2), pp.287–302.
- Vásquez-Méndez, R. et al., 2010. Soil erosion and runoff in different vegetation patches from semiarid Central Mexico. *Catena*, 80(3), pp.162–169.
- Vieux, B.E. & Gaur, N., 1994. Finite Element Modeling of Storm Water runoff Using GRASS GIS. *Microcomputers in Civil Engineering*, 9(4), pp.263–270.
- Vischel, T. & Lebel, T., 2007. Assessing the water balance in the Sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 2: Idealized modeling of runoff sensitivity. *Journal of Hydrology*, 333(2-4), pp.340–355. Available at: http://ac.els-cdn.com/S002216940600477X/1-s2.0-S002216940600477X-main.pdf?_tid=aa07a672-ed75-11e4-a8a6-00000aacb361&acdnat=1430205215_eae449f78c5ef08f2201c41222178276 [Accessed April 28, 2015].
- Wheater, H.S., 2007. 1-Modelling Hydrological Processes in Arid and Semi Arid Areas - an Introduction to the Workshop. In H. S. Wheater, S. Sorooshian, & K. . Sharma, eds. *Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas*. Cambridge University, pp. 1–20.
- Wigmosta, M.S., Vail, L.W. & Lettenmaier, D.P., 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30(6), pp.1665–1679.
- Wood, E.F., Lettenmaier, D.P. & Zartarian, V.G., 1992. A Land-Surface Hydrology Parameterization With Subgrid Variability for General Circulation Models. *J. Geophys. Res.*, 97(D3), pp.2717–2728.
- Wooding, R. a., 1966. A hydraulic model for the catchment-stream problem. *Journal of Hydrology*, 4, pp.21–37.
- Woolhiser, D.A. & Goodrich, D.C., 1988. Effect of storm rainfall intensity patterns on surface runoff. *Journal of Hydrology*, 102, pp.335–354.
- Woolhiser, D.A., Hanson, C.L. & Kuhlman, A.R., 1970. Overland flow on rangeland watersheds. *Journal of Hydrology*, 9(2), pp.336–356.
- Woolhiser, D.-A., Smith, R.-E. & Goodrich, D.-C., 1990. KINEROS, a kinematic Runoff and Erosion Model: Documentation and User Manual. *U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service*, p.130pp.
- Xie, H. et al., 2012. Calibration and evaluation of a semi-distributed watershed model of Sub-Saharan Africa using GRACE data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9), pp.3083–3099.
- Yuan, X. et al., 2013. Probabilistic Seasonal Forecasting of African Drought by Dynamical Models. , pp.1706–1720.
- Zhang, Z. et al., 2008. Evaluation of the MIKE SHE model for application in the loess plateau, China. *Journal of the American Water Resources Association*, 44(5), pp.1108–1120.
- Zhao, Q. et al., 2009. Sciences A snowmelt runoff forecasting model coupling WRF and DHSVM. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, pp.1897–1906.

Liste des annexes

Annexe 1: Homogénéité des pluies sur le bassin versant d'Agoufou	- 174 -
Annexe 2: Analyse et traitement des données limnimétriques	- 179 -
Annexe 3: Suivi de la turbidité des eaux et de la concentration en matières en suspension sur le lac de Bagré (Burkina Faso) par mesures terrain et images MODIS (Robert et al., 2016).....	- 183 -
Annexe 4: Illustration de l'infiltration sur sol sableux	- 192 -
Annexe 5: Intercomparaison des modèles de surface pour la modélisation du ruissellement et des flux d'eau sur différents sols en milieu pastoral sahélien. Article soumis à Journal of Hydrometeorology (Grippa et al., Soumis, 2016).....	- 194 -
Annexe 6: Dynamique et évolution de la canopée, du Ks et du Manning.....	- 222 -
Annexe 7: Modélisation du système "brousse tigrée" dans KINEROS-2 et des impacts de son évolution sur le ruissellement de surface (travaux préliminaires)	- 224 -

Annexes

Annexe 1: Homogénéité des pluies sur le bassin versant d'Agoufou

Dans un premier temps une analyse a été effectuée sur les données de pluie à 5 minutes disponibles sur les différents pluviographes qui entourent le bassin d'Agoufou (Figure 1.1). Une première étape a consistée à comparer les données pour détecter des "trous" (absence de données) ou des valeurs anormales dues essentiellement à des pluviomètres bouchés.

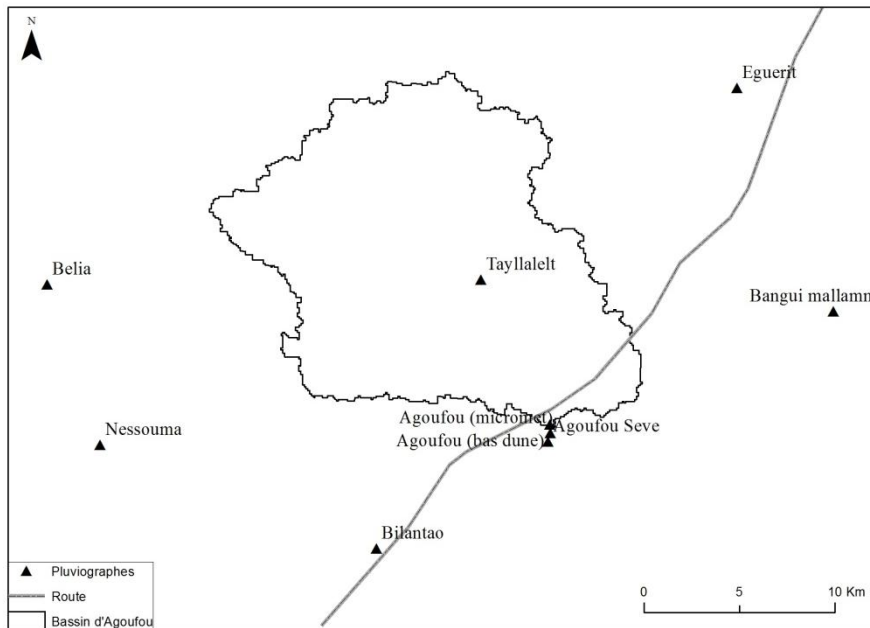


Figure 1.1: Répartitions des différents pluviomètres autour du bassin d'Agoufou

Une fois que les pluviomètres défectueux ou inutilisables ont été éliminés, une représentation de courbes pluie-durée-fréquence (PDF) a permis de comparer les pluviomètres et les années afin d'identifier une potentielle hétérogénéité spatiale de l'intensité des pluies à 5 minutes.

La Figure 1.2 montre les courbes pour les années 2007 à 2010 sur les différentes stations de pluie et la Figure 1.3 un zoom sur les précipitations de forte intensité (> 20 mm/hr) qui représentent en moyenne les pluies contributives au ruissellement de surface (Descroix, Moussa, et al. 2012).

Nous pouvons constater des moyennes et des médianes très similaires que ce soit entre les différentes stations ou entre les différentes années. Même constatations pour les pluies intenses qui montrent une répartition homogène sur le pourtour du bassin avec une exception pour l'année 2008 qui a montré des pics importants sur les événements de pluie d'intensité moyenne de 40 et 70 mm/hr. De plus pour cette année, la station située à Nessouma traduit un pic bien plus important sous ces intensités que les autres stations. Nous pouvons attribuer cela au fait que la station est située au pied du mont Hombori et qu'elle peut être influencée par ce dernier, mais on ne peut pas exclure une erreur de mesure.

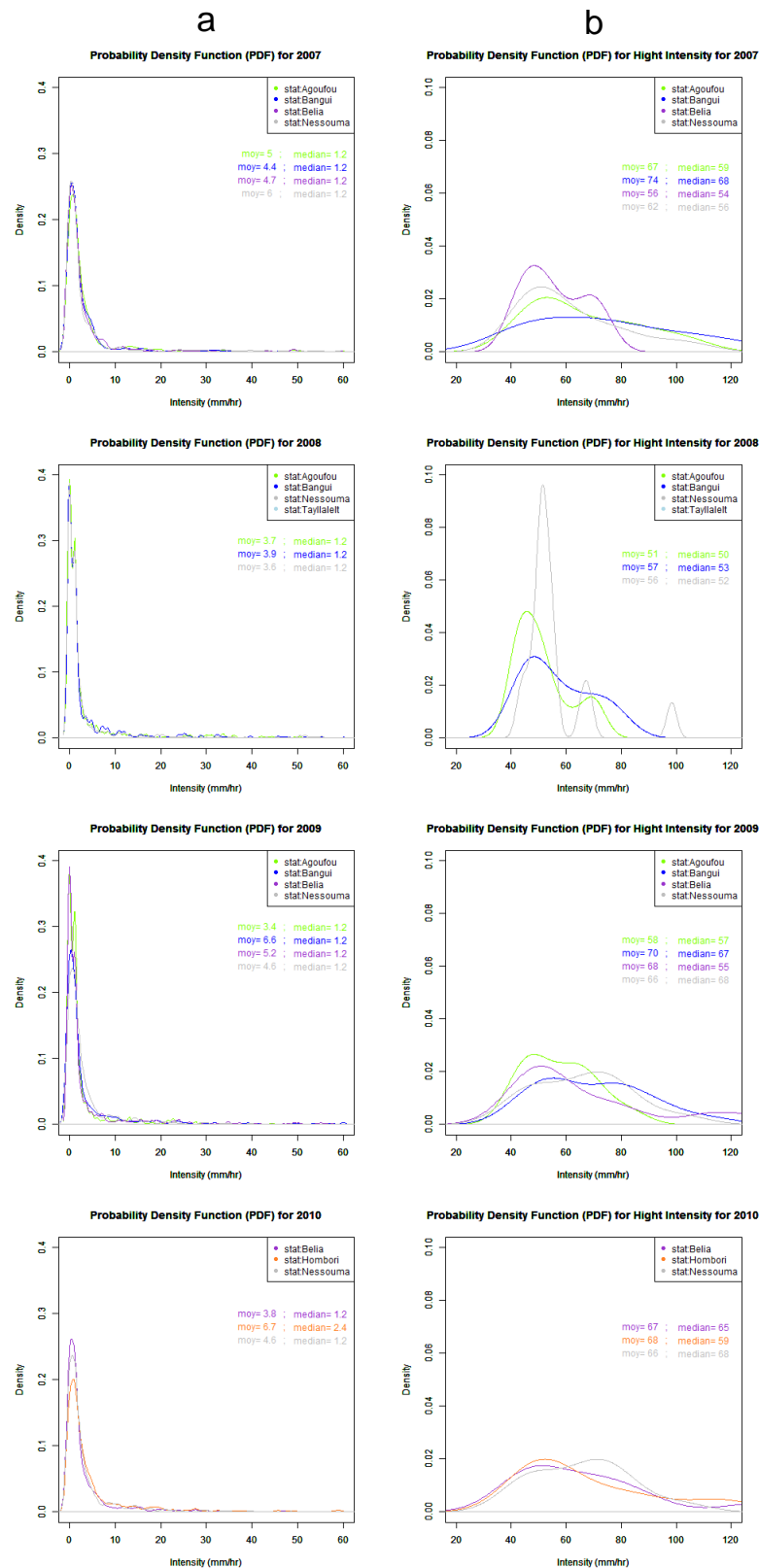


Figure 1.2: (a) Courbe PDF représentant la densité de pluie en fonction de l'intensité au cours de l'année pour 2007 et 2010. (b) Zoom sur les intensités supérieures à 20 mm/hr.

Toutefois, nous pouvons constater d'après la Figure 1.1 que la localisation des stations ne permet pas de prendre en compte la variabilité au nord-nord est du bassin.

Afin de compléter cette analyse et de confirmer que l'hypothèse d'une pluie homogène sur l'ensemble du bassin pour la modélisation est une hypothèse raisonnable, nous avons utilisé l'évolution de la température du sommet des nuages (issue du satellite MSG-2). En première approximation, plus le nuage va être froid et plus ce dernier pourrait produire de la pluie. Même si il n'est pas possible de déduire une corrélation directe entre température du sommet des nuages et intensité des pluies à fine échelle temporelle (Figure 1.3), un lien existe entre ces deux variables, avec parfois des décalages temporels, comme l'illustre la Figure 1.4 pour différents événements de pluie des années 2007 et 2008.

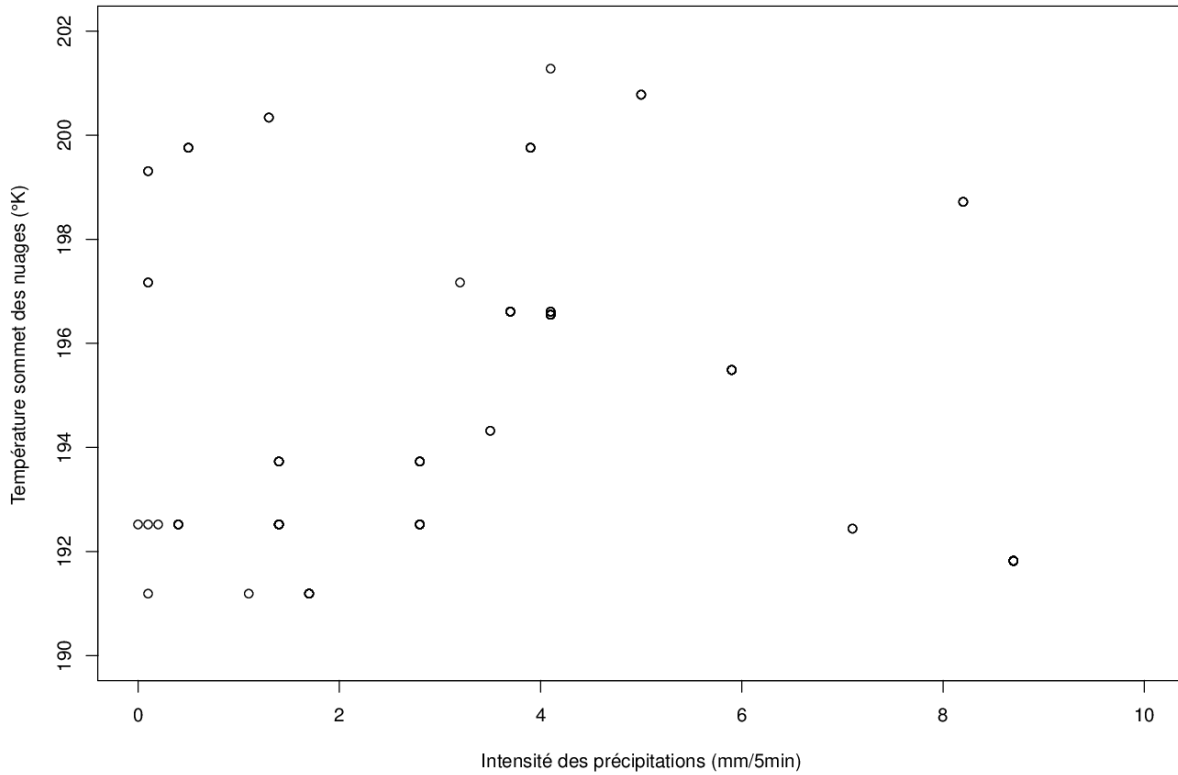
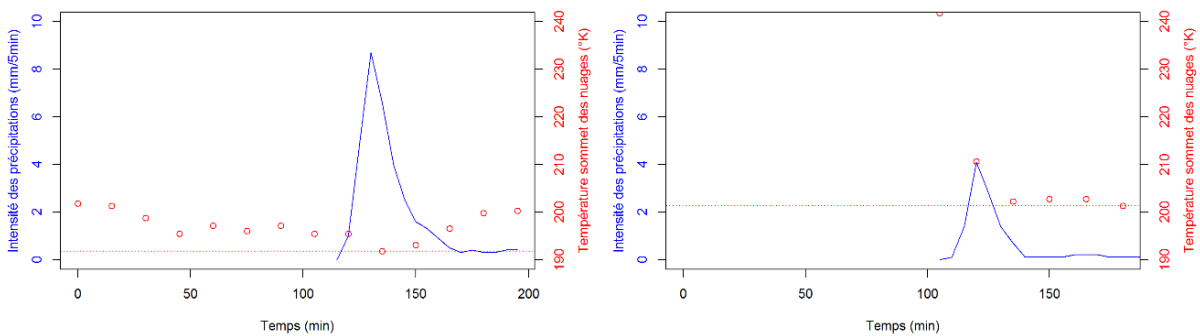


Figure 1.3: Relation entre température du sommet des nuages et intensité des pluies à 5 minutes.



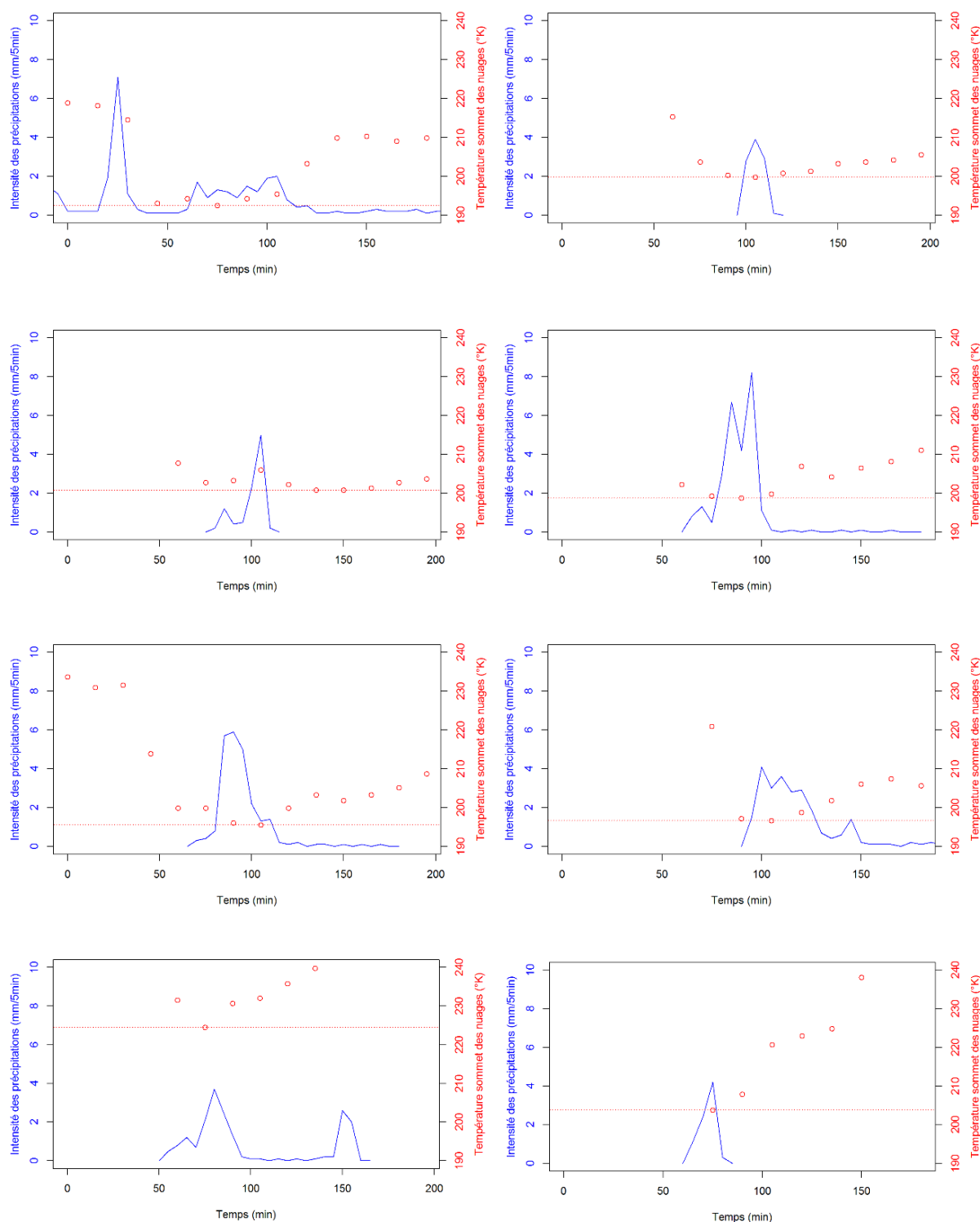


Figure 1.4: Correspondance des gros événements pluvieux de l'année 2007 et des températures du sommet des nuages aux mêmes dates. La courbe bleue représente l'intensité de l'événement pluvieux et les points rouges, la température du sommet des nuages avec sa valeur la plus basse (marquée par la ligne en pointillée rouge).

La Figure 1.5 permet de visualiser spatialement, en termes de température, quatre exemples de cellules convectives qui passent au dessus du bassin d'Agoufou de juin à septembre respectivement. On

constate ainsi que la température du sommet des nuages est assez uniforme. Cet exemple semble confirmer que l'hypothèse d'une pluie homogène sur l'ensemble du bassin, est raisonnable pour la modélisation hydrologique, ou du moins qu'il est délicat d'utiliser MSG-2 pour une désagrégation spatiale des pluies à cette échelle.

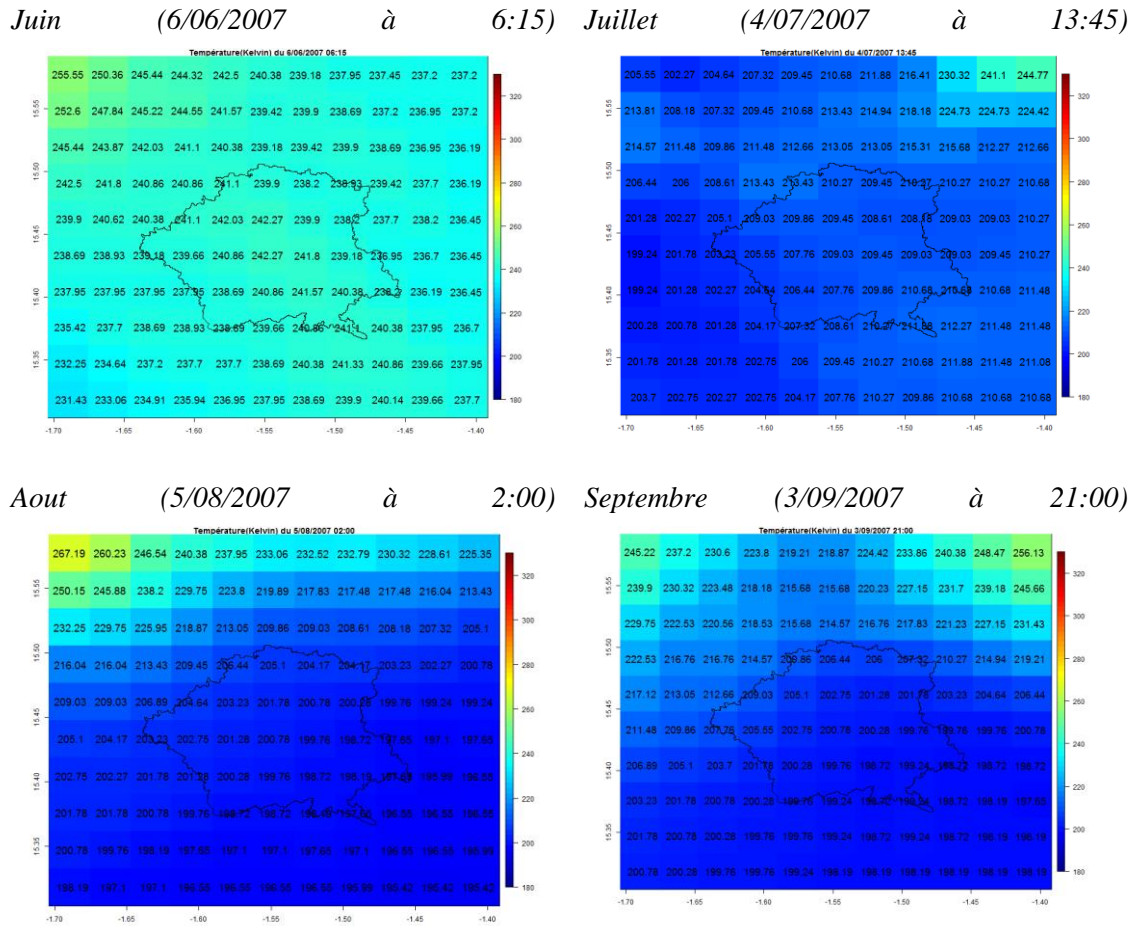



Figure 1.5: Exemple d'une cellule de pluie convective sur le bassin d'Agoufou pour quatre événements de pluie en Juin, Juillet, Août et Septembre


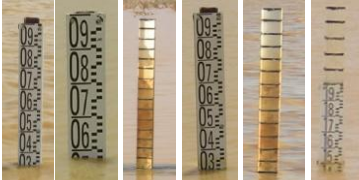
Annexe 2: Analyse et traitement des données limnimétriques

La mission effectuée en juin et juillet 2007 a initié le suivi de la hauteur d'eau du lac d'Agoufou. Trois échelles ont été installées depuis et ont été, au cours du temps, réhabilitées et repeintes afin de permettre une meilleure lisibilité et une plus grande précision dans les lectures.

Le Tableau 2.1 retrace les différentes données à disposition pour évaluer la qualité des données de hauteur d'eau entre 2007 et 2012. A partir de 2013, le suivi se fait via des photographies des limnimètres prises régulièrement et vérifiées par le PI (Principal Investigateur pour la base de données AMMA-CATCH) et donc non soumise à des erreurs de lectures ou des approximations. Ce tableau rassemble les lectures directes des hauteurs d'eau avec la date de mesure et les photographies disponibles. De plus, il reporte les dates de disponibilité d'images satellites qui permettent de comparer entre elles les surfaces obtenues par télédétection et ainsi d'identifier des potentielles incohérences et enfin des photographies du limnimètre s'il y a.

<i>Lecture visuelle sur les limnimètres</i>		Images satellites disponibles		<i>Photos des limnimètre et explications de lecture</i>
<i>Date</i>	<i>Hauteur absolue</i>	Satellite	Date	
17/07/2007	281.8	FORM	25/06/2007	<i>Lecture directe de l'hauteur d'eau par rapport au fond de la mare (280m)</i>
30/07/2007	282.7	FORM	07/07/2007	
03/08/2007	282.8	FORM	15/07/2007	<i>h = lecture de l'échelle</i>
10/08/2007	282.9	FORM	19/07/2007	<i>H = h+280</i>
17/08/2007	282.9	FORM	27/07/2007	<i>Plusieurs incohérences constatées entre les images satellites et les hauteurs absolues</i>
24/08/2007	282.9	FORM	08/08/2007	
31/08/2007	283.1	FORM	20/08/2007	
07/09/2007	283.15	FORM	24/08/2007	
14/09/2007	283.2	FORM	17/09/2007	
21/09/2007	283.2	FORM	25/09/2007	
28/09/2007	283.2	FORM	11/10/2007	
05/10/2007	283.1	FORM	19/10/2007	
12/10/2007	283.0	FORM	23/10/2007	
19/10/2007	282.9	FORM	31/10/2007	
26/10/2007	282.7	FORM	04/11/2007	
02/11/2007	282.6			
09/11/2007	282.5			

29/05/2008	281.8		
08/08/2008	283.2		
15/08/2008	283.2		
22/08/2008	283.25		
29/08/2008	283.3		
05/09/2008	283.35		
08/09/2008	282.6		
12/09/2008	283.35		
19/09/2008	283.3		08/09/2008 15/12/2008
26/09/2008	283.2		
15/12/2008	282.6		
29/05/2009	281.8	ETM 12/07/2009	Deux échelles de lecture
10/07/2009	281.9	ETM 14/09/2009	N: Nbr de traits lisibles
24/07/2009	282.0	ETM 30/09/2009	$h (m/fond) = 4 - N/10$
31/07/2009	282.5	ETM 04/11/2009	$H = h + 280 m$
07/08/2009	282.8		Echelle repeinte la même année
14/08/2009	283.1		
21/08/2009	283.2		
28/08/2009	283.3		
04/09/2009	283.5		
11/09/2009	283.3		
15/09/2009	283.3		
18/09/2009	283.3		15/09/2009
25/09/2009	283.2		
02/10/2009	283.4		
09/10/2009	283.3		
16/10/2009	283.2		
23/10/2009	283.2		
30/10/2009	283.1		

06/11/2009	283.1		
13/11/2009	283.1		
20/11/2009	283.0		
01/01/2010	282.7	ETM 20/01/2010	 <p>Même procédure de lecture que pour 2009. Les valeurs incohérentes entre les images satellites et les photos ont été éliminées. Ce problème est certainement dû à une erreur dans les dates (les années) correspondant aux relevés.</p>
08/01/2010	282.7	ETM 05/02/2010	
15/01/2010	282.6	ETM 21/02/2010	
22/01/2010	282.6	ETM 04/11/2010	
29/01/2010	282.6	ETM 06/12/2010	
01/02/2010	282.6		
05/02/2010	282.6		
12/02/2010	282.6		
18/02/2010	282.5		
25/02/2010	282.4		
27/01/2011	282.70	ETM 07/01/2011	<p>A partir du 25/05/2011, de nouvelles échelles limnimétriques sont installées et permettent une lecture plus précise et plus directe des hauteurs d'eau.</p>  <p>26/05 26/05 27/02 30/05 27/01 24/07</p>
27/02/2011	282.50	ETM 23/01/2011	
25/05/2011	281.72		
26/05/2011	281.72		
26/05/2011	281.94		
27/05/2011	281.71		
30/05/2011	281.68		
03/06/2011	281.66		
10/06/2011	281.76		
17/06/2011	281.68		
24/06/2011	281.62		
01/07/2011	281.75		
08/07/2011	282.38		

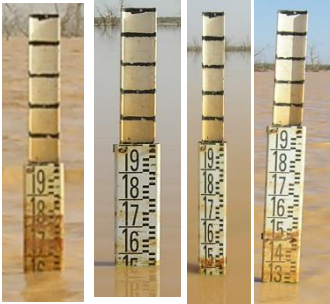
20/10/2012	283.03	
30/10/2012	282.93	
11/11/2012	282.85	
08/12/2012	282.68	

Tableau 2.1: Tableau récapitulatif des données de hauteur d'eau par lecture directe des limnimètres, par photographie de ces derniers et les dates de disponibilité d'images satellite qui ont permis d'évaluer la cohérence des données pour la période 2007-2012.

L'établissement de ce tableau et la comparaison des données a permis de mettre en évidence des incohérences pour les années 2007 et 2008. Par conséquent ces données n'ont pas été utilisées pour les analyses. Si les quelques photographies des limnimètres ainsi que les images satellite ont permis de confirmer les données de relevés pour la période 2009-2012, nous attribuerons tout de même une incertitude de mesure plus grande pour ces années à cause de lecture approximative des hauteurs d'eau par rapport à la procédure qui a été mise en place à partir de 2013.

Annexe 3: Suivi de la turbidité des eaux et de la concentration en matières en suspension sur le lac de Bagré (Burkina Faso) par mesures terrain et images MODIS (Robert et al., 2016)

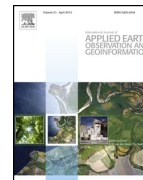
International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 52 (2016) 243–251



Contents lists available at ScienceDirect

International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jag



Monitoring water turbidity and surface suspended sediment concentration of the Bagre Reservoir (Burkina Faso) using MODIS and field reflectance data



Elodie Robert*, Manuela Grippa, Laurent Kergoat, Sylvain Pinet, Laetitia Gal, Gérard Cochonneau, Jean-Michel Martinez

Géosciences Environnement Toulouse (CNRS, IRD, Université de Toulouse 3), Toulouse, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 29 January 2016

Received in revised form 16 June 2016

Accepted 21 June 2016

Keywords:

Modis

African reservoir

Surface suspended sediment concentration

Turbidity

Radiometry

Water color

ABSTRACT

Monitoring turbidity and Surface Suspended Sediment Concentration (SSSC) of inland waters is essential to address several important issues: erosion, sediment transport and deposition throughout watersheds, reservoir siltation, water pollution, human health risks, etc. This is especially important in regions with limited conventional monitoring capacities such as West Africa. In this study, we explore the use of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data (MODIS, MOD09Q1 and MYD09Q1 products, red (R) and near infrared (NIR) bands) to monitor turbidity and SSSC for the Bagre Reservoir in Burkina Faso. High values of these parameters associated with high spatial and temporal variability potentially challenge the methodologies developed so far for less turbid waters. Field measurements (turbidity, SSSC, radiometry) are used to evaluate different radiometric indices. The NIR/R ratio is found to be the most suited to retrieve SSSC and turbidity for both in-situ spectroradiometer measurements and satellite reflectance from MODIS.

The spatio temporal variability of MODIS NIR/R together with rainfall estimated by the Tropical Rain-forest Measuring Mission (TRMM) and altimetry data from Jason-2 is analyzed over the Bagre Reservoir for the 2000–2015 period. It is found that rain events of the early rainy season (February–March) through mid-rainy season (August) are decisive in triggering turbidity increase. Sediment transport is observed in the reservoir from upstream to downstream between June and September. Furthermore, a significant increase of 19% in turbidity values is observed between 2000 and 2015, mainly for the July to December period. It is especially well marked for August, with the central and downstream areas showing the largest increase. The most probable hypothesis to explain this evolution is a change in land use, and particularly an increase in the amount of bare soils, which enhances particle transport by runoff.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Monitoring turbidity and Surface Suspended Sediment Concentration (SSSC) in inland waters is important for several reasons. Turbidity and SSSC are related to the suspended sediment fluxes in rivers lakes, and reservoirs, and can help monitoring the sediment discharge, and more generally the sediment budget within

catchments, seasonal variability and evolution over time. In turn, the sediment budget is controlling the silting of the dams, which impacts the sustainability of hydroelectric structures and the supply of water for treatment plants. SSSC in inland waters also contributes to pollution and public health issues. Indeed, a significant correlation exists between the concentration of parasites and bacteria and several water quality parameters including SSSC and turbidity (Santé Canada and Ottawa, 2004; Randall et al., 2006). Suspended particles can carry viruses and bacteria pathogenic to humans (Brock, 1966; Stotzky, 1966) and foster their development (Galès and Baleux, 1992; Palmateer et al., 1993; Santé Canada and Ottawa, 2004). High SSSC and turbidity can therefore be considered as a vector of microbiological contaminants which cause diarrheal diseases.

* Corresponding author at: GET (CNRS, IRD, Université de Toulouse 3), 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.

E-mail addresses: elodie.robert@get.obs-mip.fr (M. Grippa), laurent.kergoat@get.obs-mip.fr (L. Kergoat), sylvain.pinet@get.obs-mip.fr (S. Pinet), laetitia.gal@get.obs-mip.fr (L. Gal), gerard.cochonneau@ird.fr (G. Cochonneau), martinez@ird.fr (J.-M. Martinez).

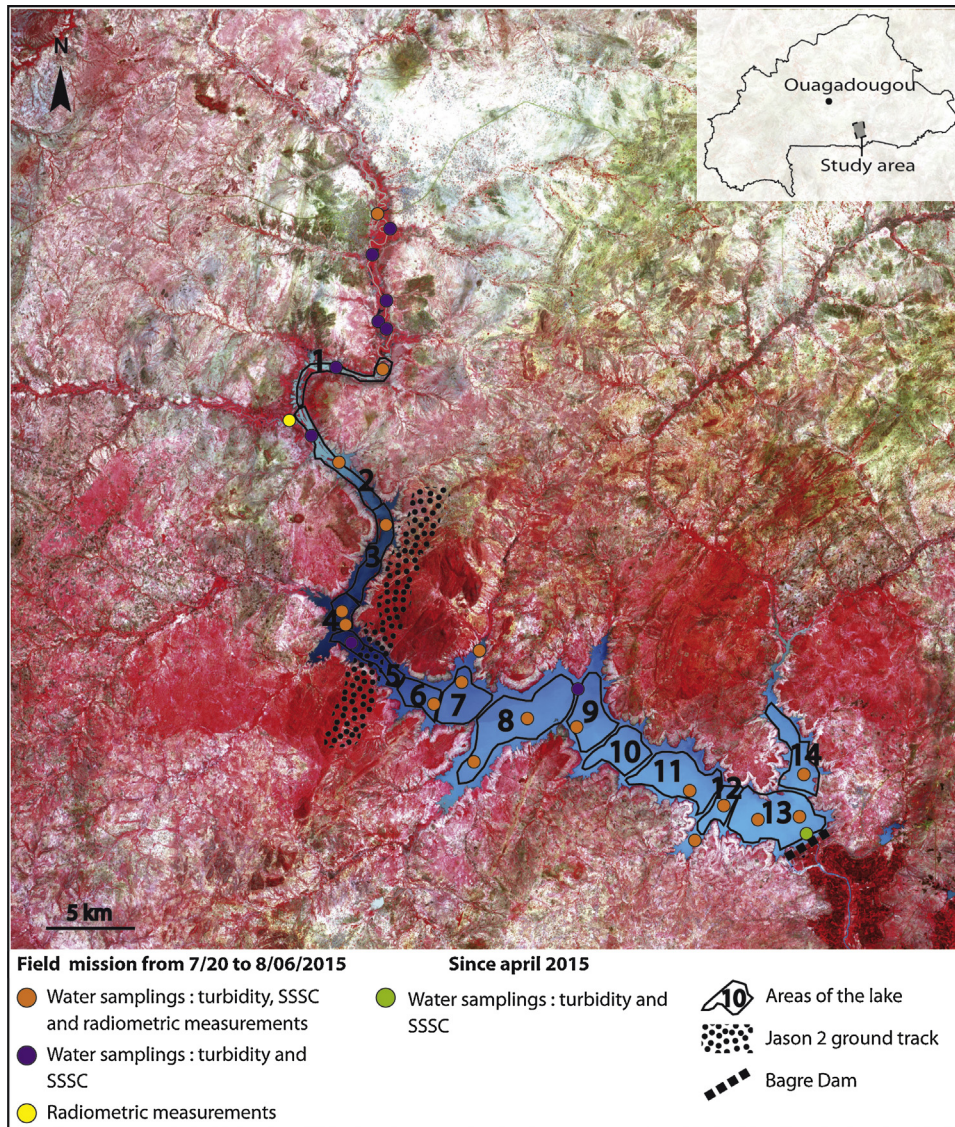


Fig. 1. Location of water samples, radiometric measurements and Jason-2 ground track in the Bagre Reservoir.

Source: SPOT5 (SPOT5 TAKE5 program, ESA)

Water turbidity and SSSC in lakes or reservoirs may evolve through time, for instance in response to land use changes, modification of soil erosion, transport and deposition over the watershed, as well as exceptional rainfall events.

The quality of in-situ monitoring networks depends on the number of sampling stations, their spatial representativeness and the frequency of the measurements. In many regions of the world, monitoring networks are decreasing (Van der Bliet et al., 2014), and in some regions, such as West Africa, they are very poor or non-existent.

The Surface Suspended Sediments (SSS) absorb and scatter light, thereby affecting the spectral response of surface waters. Turbidity refers to optical properties of water and has been shown to impact water reflectance in the visible and near-infrared domain. In that context, remote sensing may be a solution in mitigating the data gaps or lack of in-situ network in many areas worldwide.

The “water color” remote sensing community was historically focused on ocean waters (Morel and Prieur, 1977; Morel and Gentili, 1996; Morel et al., 2007; Nechad et al., 2010; Neukermans et al., 2012) or coastal areas (Babin et al., 2003; Hu et al., 2004; Müller and McKee, 2004; Chen et al., 2007; Snyder et al., 2008; Doxaran

et al., 2009; Petus et al., 2010; Barnes et al., 2014; Gernez et al., 2015). However, monitoring continental turbid waters by remote sensing is increasingly addressed (Kirk, 1976; Whitlock et al., 1981; Wang et al., 2004; Ma and Dai, 2005; Knight and Voth, 2012; Costa et al., 2013; Martinez et al., 2015; Moreno-Madrinán et al., 2015) as results of the environmental challenges listed above. Recent works show that medium resolution sensing imagery (like the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – MODIS) can be efficiently used to monitor suspended sediments in large rivers (Martinez et al., 2009; Wang and Lu, 2010) and lakes (Wu et al., 2013). Martinez et al. (2009) found robust empirical relationships between suspended particulate matter and surface reflectance when matching MODIS 250 m images and field samples. Espinoza Villar et al. (2012) integrated satellite data and field data for monitoring tributaries of the Amazon River in Peru, and found that MODIS images could be used to study the SSSC and, combined to river discharge data, to assess the sediment discharge. However, the African continent remains very poorly studied. An exception is the work by Kaba et al. (2014) on the Tana Lake, who analyzed the relationships between the NIR reflectance (from MODIS images, 250 m) and total suspended solids (ranging from 10 mg/l to 30 mg/l), turbidity (rang-

ing from 60 NTU- Nephelometric Turbidity Unit to 200 NTU) and Secchi depth.

The objectives of our study are twofold. First, we evaluate methods for deriving turbidity and SSSC from MODIS data in a region where turbidity values are very high and potentially heterogeneous in space and time, due to the intra and interannual variability of the convective tropical precipitation. For example, early in the rainy season, maximum values of 1000 NTU and 1031 NTU were recorded upstream of the Loumbila reservoir and in the Mogtedo reservoir in Burkina Faso (Somé et al., 2008). In addition, data collected on one of the tributaries of Bagre Reservoir, the Doubegue, ranged from 14 NTU to 1067 NTU early in the dry season and from 68 NTU to 1100 NTU in the mid-rainy season (Robert, 2014). These high turbidity values, found in Burkina Faso and more widely in tropical Africa, potentially challenge the use of remote sensing and question the methods developed for less turbid waters so far, although recent studies in estuaries in temperate climate are encouraging (Gernez et al., 2015). In addition, high atmospheric aerosol loadings from mineral dust, commonly found in this region, and biomass burning may be detrimental to turbidity retrieval. The second objective is to analyze the spatio-temporal variability and trends of inland waters turbidity in Burkina Faso since the early 2000s.

A longer term objective is to monitor the suspended sediments in West Africa, where the in-situ monitoring network is limited and health issues related to access to safe drinking water are particularly important.

2. Materials and methods

2.1. The Bagre reservoir

The Bagre dam was built between 1989 and 1993 for hydro-agricultural and hydroelectric purposes. It is located in the Centre East Region of Burkina Faso (Fig. 1). The average area of the Bagre Reservoir is 20,000 ha and the maximum area is 25,500 ha, with a volume of 1.7 billion m³ which corresponds to 14% of freshwater resources in Burkina Faso. The reservoir is supplied by a water basin covering 33,500 km² and it belongs to the Nakambe River catchment, which is the second largest watershed in Burkina Faso, and which flows downstream to the Volta River.

The Bagre watershed is dominated by relatively poor soils: mainly ferruginous and slightly developed soils (BUNASOL, 1987; Guillobez, 1977). The relief is that of a wide glaciais dropping down towards the Nakambe by rectilinear slopes interrupted by some residual reliefs. All rivers, including the Nakambe, are temporary. The main tributaries of the reservoir are the Begue, Derpi, Doubegue, Koulipele, Koulwoko, Lempa, Niassa, Nouaho, Tcherbo, Tieka and Zini rivers. The Bagre Reservoir was divided in 14 zones corresponding to these various tributaries as well as the upstream downstream gradient (Fig. 1).

The climate of the region is North-Sudanese (800–900 mm annual rainfall, Direction Nationale de la Météorologie), which is characterized by a rainy season lasting from May to September and a dry season lasting from October to April. July, August and September contribute 65% of annual rainfall on average.

Population density in this region is about 88 inhabitants per km² (Ministry of Health, 2012), which is above national average (62 per km² in 2013, World Bank). The region has undergone significant changes since the 80s: eradication of onchocerciasis (Robert, 2011a), population growth (3.8% per year in the 80s), new Fulani population arrival (Boutrais, 1992; Clanet, 1994), together with Mossi leaving the densely-populated Mossi Plateau, promulgation of the Agrarian and Land Reform in 1984, and filling of the Bagre reservoir in 1992. These developments have significantly modified the landscape, leading in particular to the expansion of the

cultivated areas at the expense of “natural” areas (savannahs and forests). The dominant economic activity is rain-fed subsistence agriculture.

2.2. In situ measurements

Water samples were routinely collected (water samples were stored in 500-ml bottles) every five days since 16 April 2015, near the outlet of the Bagre reservoir (zone 13, Fig. 1) to perform turbidity and SSSC measurements. Turbidity was measured three times with an infrared turbidimeter (EUTECH INSTRUMENTS Turbidimeter TN-10, 0–1000 NTU) and then averaged. For SSSC, two sub-samples (for each bottle) were filtered using glass microfiber paper (0.7 μm pore size), pre-weighed after being dried at 105° during 1h30. After water filtration, they were dried again and weighed to determine the SSSC. The two values were then averaged.

A field campaign was carried out from 20 July 2015–6 August 2015 to collect water samples and perform radiometric measurements in the 14 different areas of the Bagre Reservoir. Seventy turbidity measurements and 53 SSSC measurements were made and analyzed with the same protocol as described above.

Moreover, during the field campaign, 28 radiometric measurements were also performed using TriOs RAMSES radiometers operating in the 350–900 nm spectral range. The acquisition geometry, recommended by Mobley (1999) based on numerical modeling, was followed. Two radiometers measured the radiance and one the downwelling irradiance: a cosine irradiance sensor measured the incident daylight (Ed, in W/m²). One radiance sensor measured the water leaving radiance (Lu, W/m²/sr) at a viewing angle of 40° and an azimuth of 135°, and the other the radiance at opposite viewing angle and the same azimuth (Ld, W/m²/sr). The contribution of the surface-reflected sky-irradiance is estimated as 0.028 × Ld, following Mobley 1999; and subtracted from Lu before division by Ed to obtain the reflectance. Field reflectance data were used to simulate the MODIS surface reflectance in the red and near-infrared.

Scanning Electron Microscopy and laser diffraction were used to determine the main physical characteristics of the suspended mineral fraction.

2.3. Satellite data

The MODIS surface reflectance product MOD09Q1 (Terra on-board sensor, starting in 2000) and MYD09Q1 (Aqua on-board sensor, starting in 2002), which provides calibrated reflectance for red (R) and near infrared (NIR) radiometric bands at 250 m resolution, were used in this study. Band 1 extends from 620 to 670 nm (red) and band 2 from 841 to 876 nm (near infrared). MODIS surface reflectance 8-day composite data between March 2000 and August 2015 were obtained from the Nasa Earth Observing System (EOS) data gateway. Composite images were selected for long-term monitoring, as explained by Martinez et al. (2009) and Espinoza Villar et al. (2012, 2013), because (i) the 8-day composite is compatible with the 5-days and 7-days field measurement sampling frequency; and (ii) they moderate the bidirectional reflectance effects and atmospheric artifacts. Fifteen clear-sky daily images (MOD09GQ and MYD09GQ products) acquired within less than two days from the date of in-situ sample were also used.

Satellite images sometimes contain mixed pixels, which, in our case, would be composed of water, vegetation, and soil. The reservoir surface changes, seasonally and on the long-term, as a function of water level variations and siltation. Furthermore, MODIS image effective resolution is known to vary as a function of local incidence angle. Therefore, pure water pixels retrieval in a MODIS scene is non-trivial, as it depends on both scene characteristics (hydrology, geomorphology) and acquisition geometry. For this study, we

Table 1
R² for various bands and band ratios (field spectroradiometry reflectance convolved to match MODIS radiometric bands, or MODIS band from daily data). Bold numbers indicate the highest R².

Band or band ratio	R ² : field spectroradiometry data (convolved to correspond to MODIS bands) versus SSSC	R ² : field spectroradiometry data (convolved to correspond to MODIS bands) versus turbidity	R ² : MODIS data (daily) versus SSSC	R ² : MODIS data (daily) versus turbidity
R	0.20	0.26	0.07	0.12
NIR	0.97	0.98	0.40	0.47
NIR/R	0.98	0.99	0.71	0.89
R-NIR	0.73	0.77	0.56	0.63
R-NIR/R + NIR	Negative values	Negative values	0.69	0.62

used the MOD3R method that has been developed to retrieve pure water pixels over rivers and reservoirs from MODIS 250-m scenes (Martinez et al., 2009; Espinoza Villar et al., 2012, 2013; Mangiarotti et al., 2013). The method has been tested and has been shown to produce robust estimates of SSSC from MODIS data for rivers showing a large range of concentration.

Altimetry data from Jason-2 were used to monitor the water level of the Bagre Reservoir from 11/07/2008 to 31/05/2015. Jason-2 provides 10-day data for the track that crosses the reservoir near zone 5 (Fig. 1). They were collected from the AVISO website¹ and processed using the Vals software.²

Finally satellite-derived rainfall data were aggregated at the catchment scale. We used the TRMM3B42v7 daily product, which is suited for monitoring rainfall in tropical regions (Thiemig et al., 2012, 2013; Gosset et al., 2013; Cassé et al., 2015). Rainfall data were cumulated over 8 day periods to be consistent with the 8-day MODIS composite.

2.4. Methods

Various algorithms and indices proposed in the literature for inland waters were applied to MODIS series (2000–2015). The data and algorithms were evaluated using field measurements of turbidity, SSSC and field radiometry. Field spectroradiometric measurements by TriOs were convolved to match the MODIS radiometric bands to test different radiometric indices. Correlations were evaluated using R² and significance levels were calculated using the Student *t*-test. Trends were evaluated over 2000–2015 with the R software.

3. Results

3.1. Relationship between MODIS reflectance and SSSC and turbidity in a context of high and heterogeneous values

The water samples reveal a considerable range of SSSC and turbidity values, respectively from 18 mg/l to 926.67 mg/l and from 50.67 NTU to more than 1000 NTU.

Microscopy shows that particle sizes range from less than one to over ten μm , so very fine particles, and that the composition is mostly clay (kaolinite, illite and smectite).

To study the relationship between reflectance and both SSSC and turbidity, a power relation was retained as suggested by Espinoza Villar et al. (2013).

As expected, in-situ turbidity and SSSC are well correlated (Fig. 2), although turbidity saturates for SSSC values above about 500 mg/l.

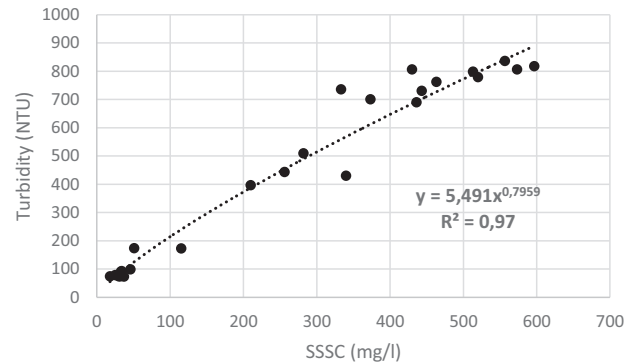


Fig. 2. Turbidity as a function of SSSC by in-situ measurements over the Bagre Reservoir.

A very good relationship is obtained between field spectroradiometric data (convolved to match the MODIS radiometric bands) and both turbidity and SSSC, for different combinations of red and near infrared bands proposed in the literature (Table 1), except for the red band alone. The red band increases at low concentrations (up to 350 mg/l) and decreases for SSSC greater than 350 mg/l. Overall, the best relationship is observed for the NIR/R band ratio (Table 1 and Fig. 3).

When MODIS daily data are considered, the values of R² are generally lower than for field spectroradiometry, but the relationships between MODIS band combinations that included the NIR band and turbidity and SSSC are still significant. The NIR/R index is again the best index for turbidity and SSSC estimation (Table 1 and Fig. 4). However, the power relations found for the field spectroradiometer measurements and MODIS are different. Moreover, MODIS NIR/R values are much higher and more scattered than field spectroradiometer measurements for SSSC values lower than 200 mg/l, indicating that the SSSC retrieval from satellite measurements can be less precise for small SSSC values.

Overall, the NIR/R index gives the best performances for both field spectroradiometry and MODIS and it is therefore retained for the following analysis. The variations of the NIR/R index, referred to as “NIR/R turbidity index”, through space and time will be characterized using MODIS and interpreted in terms of turbidity.

3.2. Hydrology of the Bagre reservoir

Time series of altimetry data (Jason-2) and rainfall satellite data for the period from 11/07/2008 to 31/05/2015, aggregated at the catchment scale, are plotted together with the time series of the NIR/R turbidity index in Fig. 5.

The water height of the Bagre Reservoir varies between 2.3 m and 8 m. There is a strong correlation between the annual rainfall and changes in water height range. The main water inflow is observed from June to November. Then, during the early dry season, the water inflow becomes smaller than the outflow (water used for turbines, irrigation and evaporation losses), so water level drops.

¹ <http://www.aviso.altimetry.fr/fr/donnees.html>

² VALS Tool virtual Altimetry Station. VALS Version 1.08.9, 2015. Cochonneau, G. & Calmant, S. Available online: <http://www.ore-hybam.org/index.php/eng/Software/VALS>

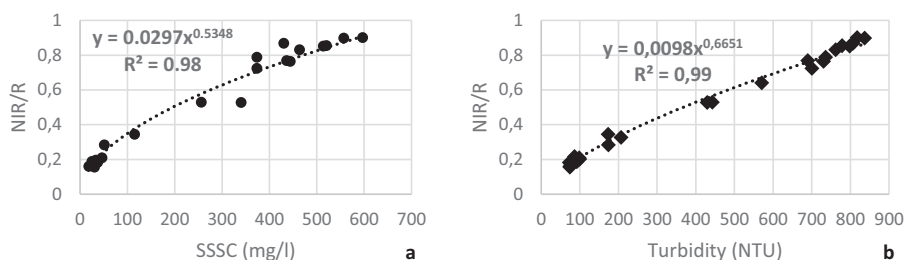


Fig. 3. NIR/R band ratio from field spectroradiometry (spectroradiometric measurements convolved to match MODIS radiometric bands) as a function of SSSC (a) and turbidity (b) acquired during the field campaign (July–August 2015, N=21 and N=28).

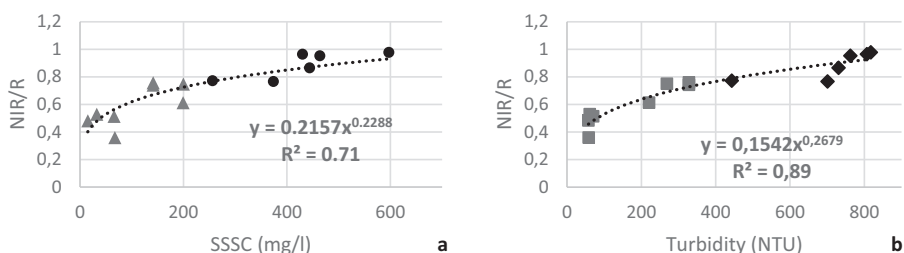


Fig. 4. The daily MODIS NIR/R index as a function of SSSC (a) and turbidity (b). Bold points (SSSC) and black diamonds (turbidity) indicate measurements performed during July and August (N=6), and grey triangles (SSSC) and grey boxes (turbidity) measurements performed near the outlet of Bagre Reservoir between April and September (N=7).

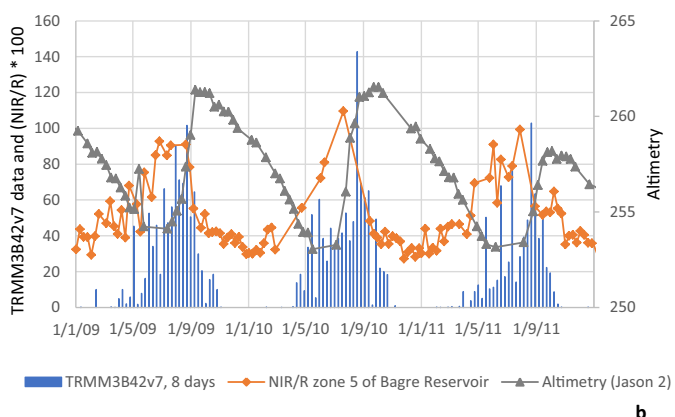
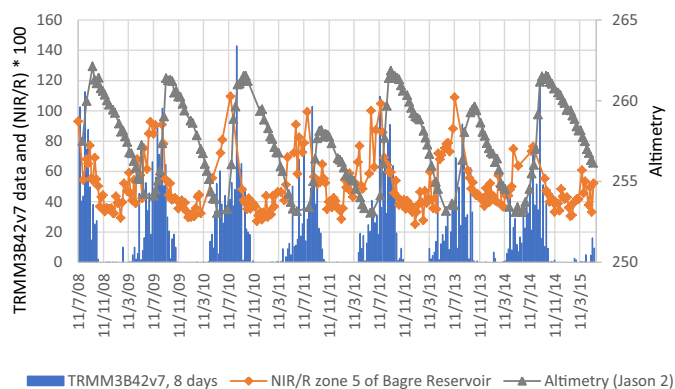


Fig. 5. Time series of altimetry data, rainfall data and NIR/R turbidity index (a) and zoom showing the impact of the first rainfall on the increases of the NIR/R turbidity index (b).

The minimum and maximum water levels are observed respectively in May – June and September – early October. Such large variations are found in places where both rainfall amount and seasonality are large. These significant changes in water level create

wide floodplains on the banks. There are no abrupt changes, at the 8 days resolution, but a regular annual cycle that can be divided into three periods: a slow decline in the dry and cold season, a faster decline in the dry and warm season, and a marked increase in the rainy season.

Years with the lowest/highest water level (i.e. 2011 and 2013/2008 and 2012 respectively) show neither low nor high NIR/R turbidity index, which suggests that water level per se does not explain the variations of the NIR/R turbidity index (Fig. 5a).

The early rainy season (February, March) displays increasing values of the NIR/R turbidity index. The first rain events trigger increase in the NIR/R turbidity index, whereas the water level is still decreasing (Fig. 5b). At this time of year, bare soils and croplands, which are poorly protected by vegetation cover, are expected to contribute significantly to SSSC. The NIR/R turbidity index continues to increase until the mid-rainy season (August) and decreases afterwards.

3.3. Spatial and temporal variability of turbidity and SSSC during the rainy season

The distance between the upstream and downstream areas of the Bagre Reservoir being 56 km, some spatial variations in turbidity can be expected. Indeed, both spatial and temporal variations of the NIR/R turbidity index are observed on the average seasonal cycle (Fig. 6), especially during the rainy season. The upstream areas (zones 1 and 2) reach maximum NIR/R turbidity index in June, the central zones (zones 3–12) in July–August (zones 3–6 in July and zones 7–12 in August), and the downstream zones in September (zone 13). MODIS data reveal a global turbidity and SSSC decrease from upstream to downstream, with the largest variation being recorded during the early rainy season. These results are consistent with sediments being transported in the reservoir (from upstream to downstream between June and August), and progressively deposited mainly in the downstream part of the reservoir. This steady decrease in the NIR/R turbidity index indicates also dilution. Occurrence of other processes such as resuspension and particles deposit by wind is not evident from the seasonal evolution of the NIR/R turbidity index.

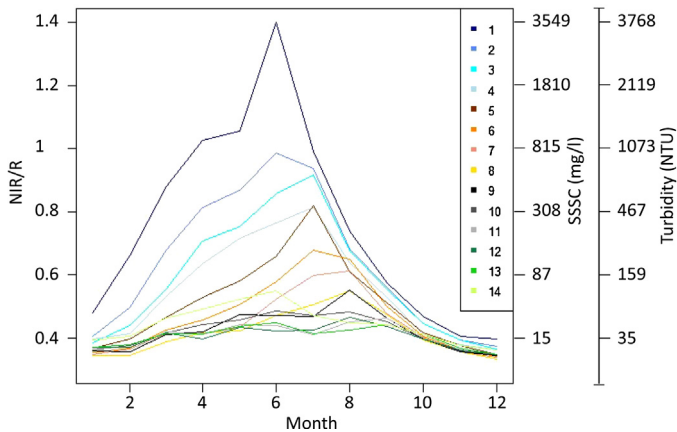


Fig. 6. Average seasonal cycle for different areas of the Bagre Reservoir (2000–2015) as a function of the NIR/R turbidity index and equivalent concentration and turbidity values from MODIS images (8-day composite). For SSSC the power relationship is $y = 0.2157x^{0.2288}$ and for turbidity the power relationship is $y = 0.1542x^{2.679}$.

Table 2

Monthly trend for NIR/R turbidity index over 2000–2015 (8-day MODIS composite).

	NIR/R Trend (%)
January	14.42
February	27.42
March	34.78*
April	−17.94
May	−22.64
June	−9.65
July	34.62**
August	59.76**
September	43.66**
October	37.5***
November	27.42***
December	47.17****

* Corresponds to p-values ≤ 0.05 .

** Corresponds to p-values ≤ 0.01 .

*** Corresponds to p-values ≤ 0.001 .

**** Corresponds to p-values ≤ 0.0001 ; ns corresponds to p-values > 0.05 .

The NIR/R values are converted to SSSC concentrations and turbidity values (Fig. 6) using the power relationship in Fig. 4. Upstream areas show SSSC higher than 308 mg/l, with a maximum of 3549 mg/l (turbidity higher than 467 NTU with a maximum of 3768 NTU), central areas reach SSSC between 39 mg/l and 308 mg/l (turbidity between 81 NTU and 467 NTU) while downstream areas show SSSC values lower than 39 mg/l (turbidity lower than 81 NTU). The spatial variability is reduced from October to December, when the reservoir water level starts decreasing, and water inflow from the catchment decreases sharply.

3.4. Evolution of the NIR/R turbidity index since the early 2000s

The NIR/R turbidity index, averaged over the whole reservoir, displays a continuous and significant increase over 2000–2015 (Fig. 7a). This increase is equal to 19% of NIR/R and corresponds to a 109% increase of SSSC, from 11 mg/l to 23 mg/l. This increase, however, is not uniform in space and time.

Specifically, the months from July to December show a significant increase for the NIR/R turbidity index (35%–60%, Table 2), with August showing the highest increase.

From a spatial point of view (Table 3), the central and downstream areas (7–13) show the largest increases (16%–33% to be compared to 19% for the whole reservoir), especially areas 10–12 (23%–33%, Fig. 7b). Conversely, area 6 shows a small increase only (11.84%, Fig. 7c).

Table 3

Same as Table 2, but for the different areas of the Bagre Reservoir.

	NIR/R trend (%)
Area 1	−19.12*
Area 2	−9.48
Area 3	−8.93
Area 4	4.08
Area 5	12.64*
Area 6	11.84****
Area 7	20****
Area 8	21.62****
Area 9	17.33****
Area 10	25.35****
Area 11	23.06****
Area 12	32.84****
Area 13	16****
Area 14	4.65

* Corresponds to p-values ≤ 0.05 .

** Corresponds to p-values ≤ 0.01 .

*** Corresponds to p-values ≤ 0.001 .

**** Corresponds to p-values ≤ 0.0001 ; ns corresponds to p-values > 0.05 .

4. Discussion and conclusion

The NIR/R ratio has been shown to be the most suited among the different bands combination analyzed for monitoring turbidity and SSSC in a lake or a reservoir characterized by high turbidity values and an important spatio-temporal variability, rarely studied by a remote sensing approach so far. The same index was retained by Espinoza Villar et al. (2013) to study the sediment transport in the Madeira River (Brazil) with SSSC of about 10 mg/l to 500 mg/l. Our study confirms the validity of their results and extends it for SSSC up to 927 mg/l. Our results are in line with former studies pointing at the benefit of using a two-bands ratio. Such ratios have been shown to be less sensitive to the suspended sediment physical characteristics such as refraction index and granulometry and more sensitive to particle absorption properties (Whitlock et al., 1981; Moore et al., 1999; Ruddick et al., 2008; Martinez et al., 2015). This is due to the relatively flat spectral variations of the backscattering properties compared to the absorption properties, which in turn may limit the influence of the refraction indices and granulometry. Using band ratio also attenuate several problems for the satellite data like imperfect geometry or atmospheric corrections.

The MODIS NIR/R turbidity index allowed the analysis of the spatio-temporal variability of turbidity in the Bagre Reservoir over the 2000–2015. In terms of seasonal cycle, the increase of turbidity is mainly triggered by rainfalls occurring between the early rainy season and the mid-rainy season. In semi-arid environments, water runoff induced by the first rain events may trigger important sediment transport as the soil surface presents very low vegetation cover if any. Later in the season, with the development of the vegetation in croplands and rangelands, surface runoff and sediment transport are reduced, and so is turbidity of rivers and lakes or reservoirs. The decorrelation between reservoir turbidity and water level shows that the sediment transport seasonal dynamics is mostly driven by the vegetation cover at the catchment scale. These results demonstrate the interest of combining spatial hydrology techniques (rainfall, altimetry, water color) to monitor and analyze the hydrological dynamics of ungauged basins. In addition, the spatio-temporal analysis of the NIR/R index in the different areas of the reservoir revealed that the sediments are transported from upstream to downstream areas between June and September and that turbidity is not related to re-suspension of reservoir sediments.

At the interannual scale, a significant increase in turbidity has been observed between 2000 and 2015 (19%), mainly from July to December, and especially in August. The most probable hypothesis to explain this evolution, is a change in land use over 2000–2015 that has enhanced soil erosion. Indeed, different authors have

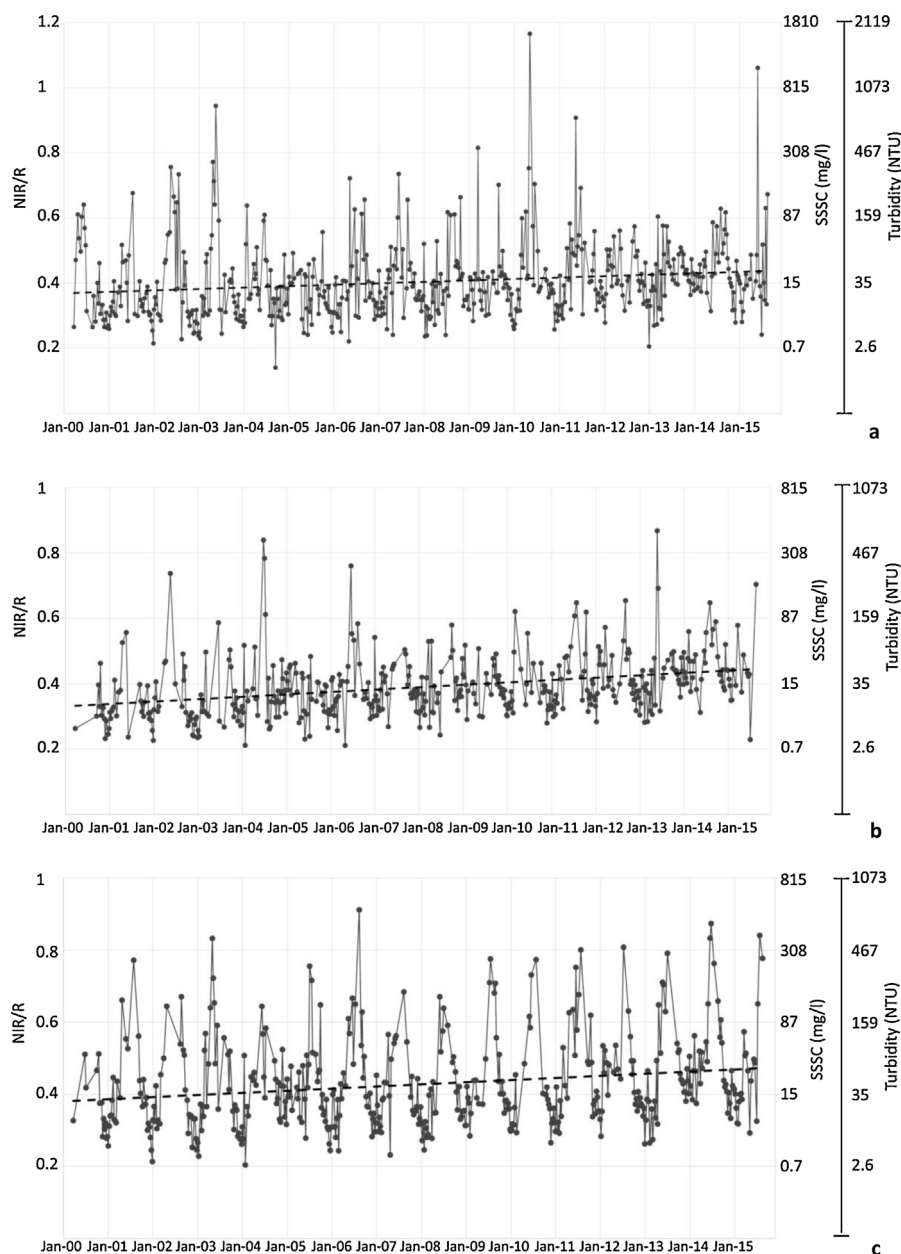


Fig. 7. NIR/R turbidity index times series (8-days composite) and equivalent concentration values of SSSC and turbidity for the whole Bagre Reservoir (a), for area 12 (b) and for area 6 (c) between 2000 and 2015.

reported an increase of bare soils and croplands areas in this region. A diachronic study (1986–2007) of the land use in the Doubegue watershed, which belongs to the watershed of the Bagre Reservoir, has established an expansion of bare soils (3.6% to 7.3%, Robert, 2011b). Studies on the Nakambe River³ also revealed an expansion of bare soils (Diello et al., 2006; Mahé et al., 2003, 2005, 2010; Mahé, 2009). Such a change in land use presumably affects water runoff more importantly in the early to mid-rainy season than at the end of the rainy season when the development of vegetation cover is maximal and precipitations are more scattered. The different trends observed for the upstream and downstream part of the

reservoir may be related to the influence of small lateral watersheds and the local reservoir hydrodynamic.

Finally, the high turbidity values and their marked increase over the past decade question the evolution of health risks. The high turbidity of the Bagre Reservoir indicates an important health hazard due to several water uses reported in this area: water consumption, fisheries, irrigation, washing vegetables and clothes, and recreation (Robert, 2011b, 2014). In addition, access to health center remains limited (Robert, 2011a). Turbidity monitoring may therefore be helpful to map health hazard. An interesting perspective to this work is to combine turbidity data with medical statistics from health centers on diarrheal diseases as well as practices and uses of the populations (vulnerabilities) to document health risk in space and time. The analysis of forthcoming Sentinel-2 images (10 m and 5 days) will enable a more detailed study of the spatial variability in turbidity on the Bagre Reservoir and its tributaries, which will allow, in turn, to map health hazard.

³ The Nakambe River is the main tributary of Bagre Reservoir. These studies cover the Bassin of Nakambe until Wayen station located at 80 km north of Bagre Reservoir. The climate of this area is Sahelian at the north and Sudano-Sahelian at the south.

Acknowledgements

This work has been supported by the French Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS, <http://www.insu.cnrs.fr/pnts>, grant n°PNTS-2015-10), the French National Research Agency (ANR) through the ESCAPE project (ANR-10-CEPL-005), the French Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) through SAMSAT and SAMSAT2 projects and grant to the first author, and Noveltis that cofinanced (with CNES) Sylvain Pinet thesis. The authors thank Olivier Ribolzi for discussion on SSSC and turbidity measurements as well as for the loan of a turbidimeter, Nebie Bittiou and Nougmana Soumaguel for their help during the field campaign, and Jean-Marie Dipama, Lassane Yaméogo, François Zougmore and the Bagre Growth Pole Project (in particular M. Yacouba Ouédraogo) for stimulating scientific discussions on water management in Burkina Faso and help with the logistics.

References

- Babin, M., Morel, A., Fournier-Sicre, V., Fell, F., Stramski, D., 2003. Light scattering properties of marine particles in coastal and open ocean waters as related to the particle mass concentration. *Limnol. Oceanogr.* 48 (2), 843–859. <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2003.48.2.0843>.
- Barnes, B.B., Hu, C., Holekamp, K.L., Blonski, S., Spiering, B.A., Palandro, D., Lapointe, B., 2014. Use of Landsat data to track historical water quality changes in Florida Keys marine environments. *Remote Sens. Environ.* 140, 485–496. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.08.035>.
- Boutrais, J., 1992. L'élevage en Afrique tropicale: une activité dégradante? In: Pontie G., Gaud M., (Eds.), *L'environnement en Afrique*. Special issue of *Afrique Contemporaine*, 161, 109–125.
- BUNASOL, 1987. Carte d'aptitude des terres de la province du Boulgou.
- Brock, T.D., 1966. *Principles of Microbial Ecology*. Prentice-Hall, NJ.
- Cassé, C., Gosset, M., Peugeot, C., Pedinotti, V., Boone, A., Tanimoun, B.A., Decharme, B., 2015. Potential of satellite rainfall products to predict Niger River flood events in Niamey. *Atmos. Res.* 163 (SI), 162–176. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.01.010>.
- Chen, Z., Hu, C., Muller-Karger, F., 2007. Monitoring turbidity in Tampa bay using MODIS/Aqua 250-m imagery. *Remote Sens. Environ.* 109, 207–220. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2006.12.019>.
- Clanet, J.-C., 1994. *Géographie pastorale au Sahel central*. *J. Afr.* 64 (2), 159–161.
- Costa, M.P.F., Novo, E., Telmer, K.H., 2013. Spatial and temporal variability of light attenuation in large rivers of the Amazon. *Hydrobiologia* 702 (1), 171–190. <http://dx.doi.org/10.1007/s10750-012-1319-2>.
- 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: Demuth, S., Gustard, A., Planos, E., Scatena, F., Servat, E. (Eds.), *Climate Variability and Change—Hydrological Impacts*. IAHS Publ., Wallingford, UK, pp. 691–697.
- Doxaran, D., Ruddick, K., McKee, D., Gentili, B., Tailliez, D., Chami, M., Babin, M., 2009. Spectral variations of light scattering by marine particles in coastal waters, from visible to near infrared. *Limnol. Oceanogr.* 54 (4), 1257–1271. <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2009.54.4.1257>.
- Espinoza Villar, R., Martinez, J.-M., Guyot, J.-L., Fraizy, P., Armijos, E., Crave, A., Bazan, H., Vauchel, P., Lavado, W., 2012. The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. *J. Hydrol.* 444, 221–228. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.024>.
- Espinoza Villar, R., Martinez, J.-M., Le Texier, M., Guyot, J.-L., Fraizy, P., Meneses, P.R., Oliveira, E.D., 2013. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. *J. S. Am. Earth Sci.* 44, 45–54. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.11.006>.
- Galès, P., Baleux, B., 1992. Influence of the drainage basin input on a pathogenic bacteria (salmonella) contamination of Mediterranean lagoon (the Thau lagoon, France) and the survival of this bacteria in brackish water. *Water Sci. Technol.* 25 (12), 105–114.
- Gernez, P., Lafon, V., Lerouxel, A., Curti, C., Lubac, B., Cerisier, S., Barill, L., 2015. Toward sentinel-2 high resolution remote sensing of suspended particulate matter in very turbid waters: SPOT4 (Take5) experiment in the Loire and Gironde estuaries. *Remote Sens.* 7, 9507–9528. <http://dx.doi.org/10.3390/rs70809507>.
- Gosset, M., Viarre, J., Quantin, G., Alcoba, M., 2013. Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 139 (673), 923–940. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2130>.
- Guillobez, S., 1977. Etude morphopédologique, projet Bagré: rapport général (campagnes 1975, 1976, 1977). IRAT.
- Hu, C., Chen, Z., Clayton, T.D., Swarzenski, P., Brock, J.C., Muller-Karger, F., 2004. Assessment of estuarine water-quality indicators using MODIS medium-resolution bands: initial results from Tampa Bay, FL. *Remote Sens. Environ.* 93 (3), 423–441. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.08.007>.
- Kaba, E., Philipot, W., Steenhuis, T., 2014. Evaluating suitability of MODIS-Terra images for reproducing historic sediment concentrations in water bodies: lake Tana, Ethiopia. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform.* 26, 286–297. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2013.08.001>.
- Kirk, J.T.O., 1976. Yellow substance (gelbstoff) and its contribution to the attenuation of photosynthetically active radiation in some inland and coastal south-eastern Australian waters. *Mar. Freshw. Res.* 27 (1), 61–71.
- Knight, J.F., Voth, M.L., 2012. Application of MODIS imagery for intra-annual water clarity assessment of minnesota lakes. *Remote Sens.* 4, 2181–20198. <http://dx.doi.org/10.3390/rs4072181>.
- Ma, R., Dai, J., 2005. Investigation of chlorophyll-a and total suspended matter concentrations using Landsat ETM and field spectral measurement in Taihu Lake, China. *Int. J. Remote Sens.* 26 (13), 2779–2787. <http://dx.doi.org/10.1080/01431160512331326648>.
- 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. In: Servat, E., Najem, W., Leduc, C., Ahmed, S. (Eds.), *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions*, vol. 278. IAHS Pub., pp. 215–222.
- 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 modelling of the Nakambe River in Burkina Faso. *J. Hydrol.* 300, 33–43. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.028>.
- Mahé, G., 2009. Surface/groundwater interactions in the Bani and Nakambe rivers, tributaries of the Niger and Volta basins, West Africa. *Hydrol. Sci. J.* 54 (4), 704–712. <http://dx.doi.org/10.1623/hysj.54.4.704>.
- Mahé, G., Diello, P., Paturel, J.E., Barbier, B., Karambiri, H., Dezetter, A., Dieulin, C., Roche, N., 2010. Baisse des pluies et augmentation des écoulements au Sahel: impact climatique et anthropique sur les écoulements du Nakambé au Burkina-Faso. *Sécheresse* 21 (4), 330–332. <http://dx.doi.org/10.1684/sec.2010.0279>.
- Mangiarotti, S., Martinez, J.-M., Bonnet, M.-P., Filizola, N., Mazzega, P., 2013. Discharge and suspended sediment flux estimated along the mainstream of the Amazon and the Madeira Rivers (from in situ and MODIS Satellite Data). *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform.* 21, 341–355. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2012.07.015>.
- Martinez, J.-M., Guyot, J.-L., Filizola, N., Sondag, F., 2009. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena* 79, 257–264. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2009.05.011>.
- Martinez, J.-M., Espinoza-Villar, R., Armijos, E., Silva Moreira, L., 2015. The optical properties of river and floodplain waters in the Amazon River Basin: implications for satellite-based measurements of suspended particulate matter. *J. Geophys. Res.* 120 (7), 1274–1287. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JF003404>.
- Miller, R.L., McKee, B.A., 2004. Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. *Remote Sens. Environ.* 93 (1–2), 259–266. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.07.012>.
- Mobley, C.D., 1999. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Appl. Opt.* 38, 7442–7455.
- Moore, G.F., Aiken, J., Lavender, S.J., 1999. The atmospheric correction of water colour and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in Case II waters: application to MERIS. *Int. J. Remote Sens.* 20 (9), 1713–1733.
- Morel, A., Prieur, L., 1977. Analysis of variation in ocean color. *Limnol. Oceanogr.* 22, 709–722.
- Morel, A., Gentili, B., 1996. Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem. *Appl. Opt.* 35 (24), 4850–4862.
- Morel, A., Gentili, B., Claustre, H., Babin, M., Bricaud, A., Ras, J.P., Tiede, F., 2007. Optical properties of the clearest natural waters. *Limnol. Oceanogr.* 52 (1), 217–229. <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2007.52.1.0217>.
- Moreno-Madrinán, M.J., Rickman, D.L., Ogashawara, I., Irwin, D.E., Ye, J., Al-Hamdan, M.Z., 2015. Using remote sensing to monitor the influence of river discharge on watershed outlets and adjacent coral Reefs: Magdalena River and Rosario Islands, Colombia. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform.* 38, 204–215. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2015.01.008>.
- Nechad, B., Ruddick, K.G., Park, Y., 2010. Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sens. Environ.* 114, 854–866. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2009.11.022>.
- Neukermans, G., Loisel, H., Mériaux, X., Astoreca, R., McKee, D., 2012. In situ variability of mass-specific beam attenuation and backscattering of marine particles with respect to particle size, density, and composition. *Limnol. Oceanogr.* 57 (1), 124–144. <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2011.57.1.0124>.
- Palmateer, G.A., McLean, D.E., Kutas, W.L., Meissner, S.M., 1993. Suspended particulate/bacteria interaction in agricultural drains. In: Rao, S.S. (Ed.), *Particulate Matter and Aquatic Contaminants*. Lewis Publishers, Boca Raton, pp. 1–40.
- Petus, C., Chust, G., Gohin, F., Doxaran, D., Froidefond, J.M., Sagarminaga, Y., 2010. Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. *Cont. Shelf Res.* 30, 379–392. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2009.12.007>.

- Randall, W.G., McCarthy, J., Layton, A., McKay, L.D., Williams, D., Koirala, S.R., Saylor, G.S., 2006. *Escherichia coli* loading at or near base flow in a mixed-use watershed. *J. Environ. Qual.* 35, 2244–2249.
- Robert, E., 2011. Le Nakambé et le lac de barrage de Bagré facteurs explicatifs des recompositions territoriales et des mobilités villageoises agraires et sanitaires en Pays Bissa (Burkina Faso). *Vertigo*, H.S 10., 10.4000/vertigo.11459.
- Robert, E., 2011b. *Les Risques De Pertes En Terre Et En Eau Dans Le Bassin Versant De La Doubégué (Burkina Faso): Pour Une Gestion Intégrée*. Thèse Université de Bordeaux 3.
- Robert, E., 2014. *Turbidité et risques dans le bassin versant de la Doubégué (Burkina Faso)*. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.* 3, 355–372.
- Ruddick, K., Nechad, B., Neukermans, G., Park, Y., Doxaran, D., Sirjacobs, D., Beckers, J.-M., 2008. *Remote sensing of suspended particulate matter in turbid waters: state of the art and future perspectives*. In: *Proceedings of the Ocean Optics XIX Conference, Barga, 6–10 October*, p. 12.
- Santé Canada, Ottawa (Ontario) – 2004 – La turbidité, Recommandation pour la qualité de l'eau potable au Canada.
- Snyder, W.A., Arnone, R.A., Davis, C.O., Goode, W., Gould, R.W., Ladner, S., Lamela, G., Rhea, W.J., Stavn, R., Sydor, M., 2008. *Optical scattering and backscattering by organic and inorganic particulates in U.S. coastal waters*. *Appl. Opt.* 47 (5), 666–677.
- Somé, K., Dembélé, Y., Somé, K., 2008. *Pollution agricole des eaux dans le bassin du Nakanbé: cas des réservoirs de Loumbila et de Mogtéo au Burkina Faso*. *Sud Sci. Technol.* 16, 14–22.
- Stotzky, G., 1966. *Influence of clay minerals on microorganisms III. Effect of particle size, cation exchange capacity, and surface area on bacteria*. *Can. J. Microbiol.* 12 (4), 831–848.
- Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., Levizzani, V., De Roo, A., 2012. *Validation of satellite-based precipitation products over sparsely gauged African River Basins*. *J. Hydrometeorol.* 13, 1760–1783, <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-032.1>.
- 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, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.07.012>.
- Van der Blik, J., McCornick, M., Clarke, J., 2014. *On Target for People and Planet: Setting and Achieving Water-Related Sustainable Development Goals*. International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka, <http://dx.doi.org/10.5337/2014.226>.
- Wang, J.J., Lu, X.X., 2010. *Estimation of suspended sediment concentrations using terra MODIS: an example from the lower yangtze river, China*. *Sci. Total Environ.* 408, 1131–1138, <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2009.11.057>.
- Wang, Y., Xia, H., Fu, J., Sheng, G., 2004. *Water quality change in reservoirs of Shenzhen, China: detection using LANDSAT/TM data*. *Sci. Total Environ.* 328, 195–206, <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.02.020>.
- Whitlock, C.H., Poole, L.R., Usry, J.W., Houghton, W.M., Witte, W.G., Morris, W.D., Gurganus, E.A., 1981. *Comparison of reflectance with backscatter and absorption parameters for turbid waters*. *Appl. Opt.* 20 (3), 517–522.
- Wu, G., Cui, L., He, J., Duan, H., Fei, T., Liu, Y., 2013. *Comparison of MODIS-based models for retrieving suspended particulate matter concentrations in Poyang Lake, China*. *Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinform.* 24, 63–72, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2013.03.001>.

Annexe 4: Illustration de l'infiltration sur sol sableux

Les photos illustrent un épisode pluvieux intense du 16 août 2004. Les photos ont été prises par Laurent Kergoat au sud du lac d'Agoufou en milieu dunaire au point bas d'une interdune. Ces derniers sont un peu moins sableux que les dunes avec une texture un peu plus argileuse par le fait qu'ils recueillent à l'occasion un peu de ruissellement local (de Rosnay et al. 2009).

L'épisode illustré par les photographies de la Figure 4.1 représente une pluie intense et rapide typique de la région durant la période mousson. La pluie totale est de 21 mm tombé en 20 minutes (8:55 à 9:15).

Comme on peut le constater sur les photographies, on observe que la pluie entraîne l'apparition instantanée d'une pellicule d'eau à la surface du sol. Deux minutes après la fin de la pluie, la lame d'eau commence à s'infiltrer et 5 minutes plus tard une bonne partie de la pluie a été drainée dans le sol. A 10:03, soit un peu moins d'une heure plus tard, il ne reste qu'une flaque résiduelle qui disparaîtra très peu de temps après.

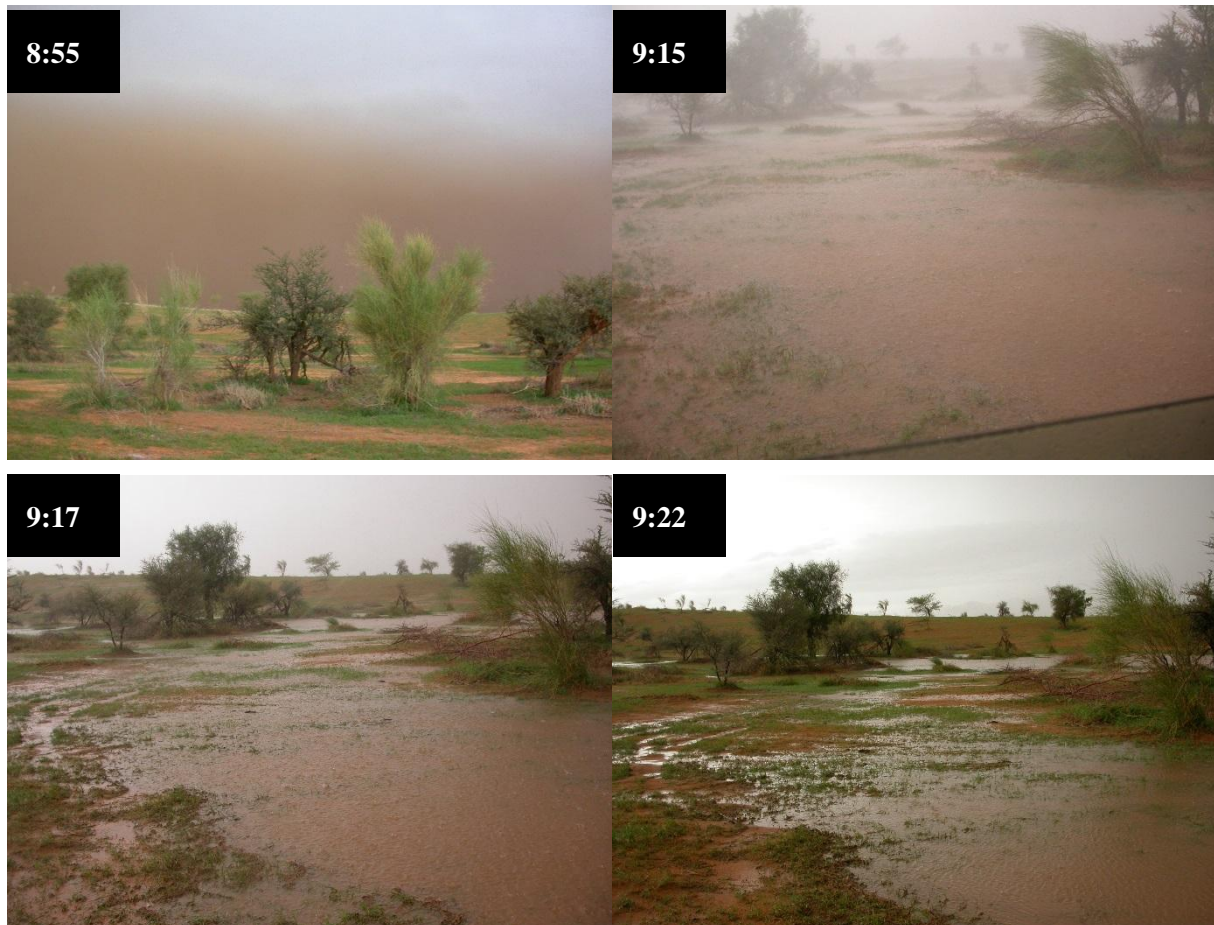




Figure 4.1: Episode pluvieux du 16 aout 2004 sur les sols sableux profonds au sud du bassin d'Agoufou (Photos prises par L. Kergoat).

A la fin de la journée (19:23), lors du creusement du sol pour une fosse non loin de là, ont peut voir le front d'humectation à environ 1 mètre de profondeur, qui témoigne de la rapidité d'infiltration des sols sableux (type S2).

Ces photographies illustrent que les sols sableux dans la région sont particulièrement infiltrant. Ici on a pu voir qu'ils ont infiltré 21 mm de pluie convective tout en sachant que le lieu de prise des photos (point bas d'un interdune) est caractérisé par un sol légèrement plus argileux et de plus, il est sujet à la réception d'eau de ruissellement local. On peut en déduire que les ensembles de dunes à sol profond du sud du bassin d'Agoufou ne génèrent pas de ruissellement au delà de la toposéquence dune-interdune, typiquement de quelques dizaines de mètres.

Annexe 5: Intercomparaison des modèles de surface pour la modélisation du ruissellement et des flux d'eau sur différents sols en milieu pastoral sahélien. Article soumis à Journal of Hydrometeorology (Grippa et al., Soumis, 2016)

Modelling surface runoff and water fluxes over contrasted soils in pastoral Sahel: evaluation of the ALMIP2 land surface models over the Gourma region in Mali

Manuela Grippa*, Laurent Kergoat
Géosciences Environnement Toulouse (UPS, CNR, IRD), Toulouse, France

Aaron Boone
CNRM/GAME, Toulouse, France

Christophe Peugeot, Jérôme Demarty, Bernard Cappelaere,
HydroSciences Montpellier, France

Laetitia Gal, Pierre Hiernaux, Eric Mougin
Géosciences Environnement Toulouse (UPS, CNR, IRD), Toulouse, France

Agnès Ducharne,
METIS (Milieux Environnementaux, Transferts et Interactions dans les hydrosystèmes et les sols), Sorbonne University, Paris, France

Emanuel Dutra,
European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK

Martha Anderson,
Hydrology and Remote Sensing Laboratory, USDA-ARS, Beltsville, MD, USA

Christopher Hain
Earth System Science Interdisciplinary Center, U Maryland, College Park, MD, USA

and the ALMIP2 working group*
• Full list in Appendix A

Corresponding author address: Manuela Grippa, Géosciences Environnement Toulouse (Université de Toulouse III, CNRS, IRD), 14 av Edouard Belin, 31400, Toulouse, France.
E-mail : manuela.grippa@get.obs-mip.fr

ABSTRACT

Land surface processes play an important role in the West African monsoon variability. In addition, the evolution of hydrological systems in this region, and particularly the increase of surface water and runoff coefficients observed since the 1950s, has had a strong impact on water resources and on the occurrence of floods events.

This study addresses results from the AMMA Land surface Model Intercomparison Project (ALMIP2), carried out to evaluate the capability of different state-of-the-art land surface models to reproduce surface processes at the mesoscale. Evaluation of runoff and water fluxes over the Mali site is carried out through comparison with runoff estimations over endorheic watersheds as well as evapotranspiration (ET) measurements. Three remote sensing based ET products (ALEXI, MODIS and GLEAM) are also analyzed.

It is found that, over deep sandy soils, surface runoff is generally overestimated but the ALMIP2 multi-model mean reproduces in situ measurements of ET and water stress events rather well.

However, ALMIP2 models are generally unable to distinguish among the two contrasted hydrological systems typical of the study area. Employing as input a soil map which explicitly represents shallow soils, improves the representation of water fluxes for the models that can account for their representation. Shallow soils are shown to be also quite challenging for remote sensing based ET products, even if their effect on evaporative loss was captured by the diagnostic thermal-based ALEXI model. A better representation of these soils, in soil databases, model parameterizations and remote sensing algorithms, is fundamental to improve the estimation of water fluxes in this part of the Sahel.

1. Introduction

Land surface processes play an important role in modulating the variability of the monsoon in West Africa, particularly in the Sahel. This region, characterized by a strong sensitivity to soil moisture and a large temporal variability in evapotranspiration, can be considered as a hot-spot for land-atmosphere coupling (Zeng et al. 1999, Koster et al. 2004, Taylor et al. 2011a, Maurer et al. 2015).

Land surface processes occurring at the meso-scale are particularly important in this context. Soil moisture heterogeneity at about the 10-40 km scale has been shown to have a significant impact on the initiation of convective storms in the Sahel (Taylor et al. 2011b, Taylor et al. 2012) and heterogeneity in soil moisture and land cover regulates the spatial structure of surface fluxes (Kahan et al. 2003, Lauwaet et al. 2008, Timouket al. 2009). In particular, land cover modulates the surface response to rainfall events that has been shown to be significantly different over forest, grassland and barren or sparsely vegetated soil (Lohou et al. 2014, De Kawue et al. 2013). Accordingly, Garcia-Carrera et al. (2010) showed that heterogeneous land surfaces create temperature differences that impact mesoscale winds and convection.

The organization of runoff systems and the evolution of surface water in the Sahel have received much attention in recent years. On the one hand, the observed increase in river discharge (Mahé et al. 2003, 2005, Descroix et al. 2009, Amogu et al. 2010) is responsible for a recrudescence of major flood events (Descroix et al. 2012, Sighomnou et al. 2013, Cassé et al. 2015, Mamadou et al. 2015), which have dramatic impacts on the population. On the other hand, a general increase of water amount in ponds, which constitute a fundamental water resource in a region where the dry season lasts about 8-9 months, has been observed in different Sahelian areas over the last fifty years (Favreau et al. 2009, Gardelle et al. 2010, Gal et al. 2015).

This increase in river discharge, runoff and surface water is in apparent contradiction with the evolution of precipitation, marked by a long drought period that lasted more than 30 years. A significant modification of the surface hydrology related to land cover changes as well as soil erosion seem to be responsible for this paradoxical situation (Favreau et al. 2009, Descroix et al. 2012, Dardel et al. 2014, Kergoat et al. 2015) the key process being runoff and its relationships with soil properties and vegetation. Yet, the phenomena involved are not completely quantified and questions remain open as to the future evolution of these systems.

Better understanding and modeling of the spatial and temporal variability of surface processes and, particularly, of the different component of the continental water cycle, at the mesoscale is therefore necessary to 1- improve the representation of the coupled land-atmosphere system and the West African monsoon in general circulation models and 2 predict the seasonal and interannual dynamics of surface water and flood events in this region and the long term evolution of runoff systems under climate and environmental changes.

The first phase of the AMMA Land surface Model Intercomparison Project (ALMIP1) allowed the analysis of water and energy budgets by general land surface models (LSMs) over West Africa at the regional scale (Boone et al. 2009). Evaluation of the model performances has been a challenging task given the scarcity of validation data at this scale (models were run at a spatial resolution of 0.5 degrees over the whole West African region) and estimations derived from

remote sensing have been usually used as proxies for observations. De Rosnay et al. (2008) coupled ALMIP outputs to a radiative transfer model to calculate brightness temperatures that could be compared to AMSR-E observations. Grippa et al. (2011) analyzed water storage variations derived from GRACE showing a good agreement with the interannual variability of soil moisture of the ALMIP multi-model, despite large intermodal differences. Lohou et al. (2014) analyzed the evaporative fraction after rain events over a West African bio-climatic gradient, pointing out that ALMIP models performed well over vegetated surfaces but that bare soil evaporation needed to be improved.

Nonetheless, a complete evaluation of the different components of the water balance by the ALMIP models, which requires analyzing processes at more detailed spatial and temporal resolution, has not been carried out and few studies explicitly addressed the mesoscale. An exception is the work by De Kauwe et al. (2013) who ran the JULES model using ALMIP forcing with improved resolution to address the variability of land surface temperature over the Mali and Niger sites. They found a good match between modeled land surface temperatures and observations when vegetation cover is well specified but a poor sensitivity to the spatial variability in soil properties in their model, which was attributed to unrealistic high level of soil water availability.

More detailed evaluations, based on comparison with in-situ data, have been carried out for some models at the local scale (Xue et al. 1996, Kahan et al. 2006, Saux Picard et al. 2009a, Ridler et al. 2012, Velluet et al. 2014). In general, these models have been calibrated ad hoc for the local site under analysis, which improves their performance but makes it difficult to extend their application to other sites (with different soil and vegetation characteristics for example).

Land surface models, often coupled to a river routing scheme, have also been employed to simulate runoff and river discharges over different West African basins with some success (see for example the review by Roudier et al. 2014 as well as Gedney et al. 2000, Li et al. 2005, Coe et al. 2007, d'Orgeval et al. 2008, Decharme et al. 2009, Marshall et al. 2012, Getirana et al. 2014) including floods of the Niger river (Pedinotti et al. 2012, Cassé et al. 2015). However the main processes for runoff generation in semi-arid regions are not explicitly represented in most land surface and hydrological models: among the 5 land surface models and 11 hydrological models reviewed by Trambauer et al. (2013), only 1 LSM and 4 hydrological models, were selected as suitable for drought forecasting in West Africa. Moreover, Sahelian runoff has not been explicitly evaluated over endorheic areas (i.e. not contributing to runoff to the ocean), which cover a large part of the Sahel.

This study addresses results from the second phase of the AMMA Land surface Model Intercomparison Project (ALMIP2), carried out to evaluate the capability of different state-of-the-art land surface models to reproduce surface processes at the mesoscale. Simulations have been performed over an eco-climatic gradient with three mesoscale sites in Benin, Niger and Mali, that have been well instrumented by the AMMA-CATCH observatory (Lebel et al 2009). This allows the derivation of specific data for both forcing the models and evaluating the simulations.

Model intercomparison and evaluation over the northernmost site in Mali, situated in the central Sahel, are investigated here. The main objectives of this work, focused on runoff and water fluxes at the mesoscale, are the following:

- to assess the ability of land surface models to reproduce water fluxes over contrasted soil types. The impact of the soil description used as input to the LSMs is also specifically investigated;
- to evaluate the LSMs' ability to represent surface hydrology in endorheic areas and particularly surface runoff into Sahelian ponds, an important water resource for the population living in this region;

- to evaluate evapotranspiration simulated by LSMs as well as by some remote sensing based products and compare it to eddy covariance measurements.

Throughout this paper the water balance components are named as follows: runoff indicates surface runoff, drainage indicates subsurface runoff, total runoff is the sum of drainage and surface runoff, evaporation is the sum of evaporation from bare soil, ponds and the vegetation canopy, transpiration indicates vegetation transpiration and ET indicates total evapotranspiration from the soil and the canopy.

2. Study area, material and methods

a. Study area

The Mali mesoscale site for ALMIP2 is located in the Gourma region (Fig. 1, Mougin et al. 2009). The climate is typical of central Sahel with average annual precipitation of 375 mm concentrated during the rainy season (mainly July to September). Rainfall is of convective origin and pure convective rainfall events (with rates higher than 12 mm/h) correspond to about 40% of total rainfall (Frappart et al. 2009). Average annual temperature is about 30°C. The mesoscale site is characterized by three main soil categories, which are well depicted by the background image in Fig. 1: deep sandy soils over which an herbaceous layer develops during the wet season (greenish areas, local site 17), shallow soils composed of rocky outcrops, iron pans and shallow sands or silt sheets (violet and white areas, local site 40), and fine textured soils, including temporary flooded lowlands which favour the development of a dense tree cover (dark areas). Sandy soils (fixed sand dunes) are found throughout the whole Sahel and many semi-arid areas and rocky outcrops and iron pans, sometimes topped by shallow sand sheets, are common features of erosion surfaces in the Sahel as well. The silt layer is more typical of this region of Mali, but its hydrological behavior (high runoff coefficient) is close to the behavior of the crusted loamy sands that are also found throughout the Sahel (Casenave and Valentin 1992). Fine-textured alluvial soils are also widespread in the the lowlands of the Sahel and other semi-arid areas.

Vegetation comprises a herbaceous layer almost exclusively composed of annual plants, among which grasses dominate, as well as scattered bushes, shrubs and low trees, commonly found in central and northern Sahel (Hiernaux and Le Houérou 2006).

Although the Gourma is globally endorheic and does not contribute water to, nor receive water from the Niger River, two different hydrological systems co-exist. Over deep sandy soils, the hydrological system operates at short distances from dune slopes to inter-dune depressions, typically over a few hundred meters at most, not exceeding the ALMIP2 grid of 0.05 degrees (an example is the Z area, standing for Zero runoff area, identified by the yellow contours in Fig. 1). Over the shallow soils, endorheic systems operate over much larger distances with concentrated run-off that feeds ponds, such as the case of the Agoufou watershed (outlined in blue in Fig. 1)

b. Forcing data

The Mali mesoscale simulations were performed over the region from -1.90° E to -1.20° E and 15° N to 15.7° N (Fig. 1), named as meso site hereafter, with a 0.05 degree grid (for a total of 14x14 grid points) and a time step of 30 minutes over the 2006-2008 period.

The forcing precipitation fields (Fig. 2) were derived from rain gauge data over the observational network using Thiessen interpolation (Vischel et al. 2009). Annual total precipitation over the meso site was close to the long term average in 2006 and 2007 (respectively 377 mm and 366 mm) and below average (294 mm) in 2008, which was a rather dry year in the Gourma region. Spatial distributions follow the latitudinal gradient, with more

abundant rainfall to the south of the study area in 2006 and 2007 but not in 2008, which was marked by a clear west-east contrast.

The other meteorological forcing variables were derived from ECMWF deterministic forecasts and the downwelling longwave and shortwave radiative fluxes are from the LAND-SAF project (Trigo et al., 2011).

The default input soil and vegetation parameters for the ALMIP2 experiment are derived from the ECOCLIMAP2 Africa database (Kaptué et al., 2010), which takes into account inter-annual variability of the vegetation parameters (Leaf Area Index, LAI) over West Africa. The soil data are based on the Harmonized World Soil Database (HWSD, 10 km spatial resolution) and includes soil textures along with soil depth. The fraction of different land cover types, including rock outcrops, in each grid cell is also provided by ECOCLIMAP2 (Fig. 3, top).

Given the importance of shallow and rocky soils to the eco-hydrological functioning of the Gourma region, a specific soil map, which includes shallow soils and coarse textured soils, was also made available to the ALMIP2 participants for the Mali site. This map was derived by supervised classification of Landsat images at 30 m spatial resolution which allowed the identification of different classes based on the soil spectral properties. The corresponding soil texture (coarse and fine fraction, the latter separated into clay, loam and sand) and depth was assigned to each spectral class based on field knowledge. Finally, eight new classes, characterized by the same soil textures and depths were defined (Table 1), and the dominant class in each ALMIP2 grid was selected (Fig. 3, bottom). In addition to the coarse texture soil information, which is not available in the ECOCLIMAP-2 database (although indirect information can be derived from the land cover maps and particularly the rock outcrop fraction), the alternative soil map spans a larger range in soil depth (from 0 cm shallow soils to over 300 cm for deep sandy soils), than does ECOCLIMAP-2, where soil depth ranges from 20 cm to 150 cm.

c. Evaluation data

The evaluation of water fluxes at the mesoscale is carried out by comparing ALMIP2 results to runoff over the Agoufou watershed, to evapotranspiration (ET) products derived by remote sensing and/or modelling approaches over the full mesoscale site and to in situ ET measurements at local sites 14 and 40 as described below.

1) RUNOFF OVER THE AGOUFOU WATERSHED

A proxy for runoff over the Agoufou watershed was derived by estimating the water supply to the Agoufou pond, the outlet of the Agoufou watershed, which is fed by surface runoff only (Gal et al. 2015). First, in-situ water height measurements at the Agoufou pond were coupled to remote sensing estimations of the pond surface area, obtained by supervised classification of Landsat images, to estimate the pond volume. Then, water supply to the Agoufou pond was estimated by solving a water balance equation that combines pond volume changes with estimates of daily open water evaporation and precipitation on the pond. Annual runoff coefficients over the watershed were calculated as the ratio of the derived annual runoff to rainfall over the entire watershed.

2) ET PRODUCTS DERIVED BY REMOTE SENSING

Three different ET products were considered for comparison with the ALMIP2 results at the mesoscale.

The Atmosphere-Land Exchange Inverse (ALEXI) evapotranspiration product (Anderson et al. 2007; Anderson et al., 2011) uses thermal infrared information by different satellite sensors (geostationary plus polar orbiting satellites) to estimate land surface temperature and combines it with a land cover map and a land surface scheme to estimate ET. The product used here is

based on a version of ALEXI using MODIS-derived day-night temperature differences, following the approach described in Anderson et al. (2015). In this version of the dataset, ET is reported as 7-day average values.

The MODIS ET product (MOD16) estimates ET globally every day at 1km, using global surface meteorology data to compute the atmospheric demand (potential evaporation) combined with FPAR/LAI data from MODIS and the MODIS landcover map (Mu et al. 2011). The GLEAM (Global Land Evaporation: the Amsterdam Model) product is based on a model approach that calculates, at the daily base, the different evapotranspiration components, i.e. interception loss, bare soil evaporation and transpiration, and takes into account soil moisture stress (Miralles et al., 2011). The precipitation forcing data for GLEAM are obtained from remote sensing products and syntheses of rain gauges and information on the vegetation cover fraction is derived from MODIS. GLEAM is provided at spatial resolution of 0.25°.

3) EVAPOTRANSPIRATION

In-situ measurements of ET by eddy covariance are also used to evaluate ALMIP2 results. Latent heat fluxes were computed according to the eddy covariance methodology using standardized routines as detailed in Timouk et al. (2009). For 24 hour averaged fluxes an accuracy of the order of 10 W m² was estimated.

Site 17 is privileged among the three local eddy covariance sites because it is quite homogeneous at the kilometric spatial scale (Garrigues et al. 2008) and is well representative of the larger scale of the ALMIP2 0.05° grid, which makes the comparison meaningful. It is composed of deep sandy soils (referred to as dune and interdune soil types in table 1) over which an herbaceous vegetation layer develops during the wet season. Some scattered trees and bushes are also present in the tower fetch area, with a canopy cover that accounts for about 3% of the area (see the site photograph in Fig. 1).

Local measurements at this site have already been employed to validate remote sensing products (evapotranspiration: Garcia et al. 2013, soil moisture at different scales: Baup et al. 2011, Fatras et al. 2012, Louvet et al. 2016, LAI: Mougouin et al. 2009, and albedo: Samain et al. 2008) and model outputs at the mesoscale (Lohou et al. 2014). In addition, local and mesoscale forcing are quite similar at this site and local scale simulations by the STEP model compare quite well with the simulations by the same model over the corresponding grid when run at the mesoscale.

d. ALMIP2 models

The 20 ALMIP2 models used in this study and the different options employed to perform the simulations are listed in Table 2. Although almost all models employ the ECOCLIMAP2 data base to derive soil and vegetation characteristics, not all models use the whole set of parameters provided, some having intrinsic formulations or specific data for some variables. In particular, three models were run with a dynamic LAI formulation (CLM_CN, ORCHIDEE_dyn, STEP). Five models (hereafter indicated by adding _Spec to the model acronym) have employed, in addition to the ECOCLIMAP2 soil information, the specific soil map prepared for the Mali site. Precipitation and meteorological forcing are the same for all models.

e. Methods employed for the analysis

The evaluation of the LSMs' performances is carried out at three different scales. Over the entire meso site, the spatial organization of the water balance components is assessed by

regressing annual rainfall versus annual runoff, drainage, total runoff, evaporation, transpiration and ET over all grid points of the meso site.

At the watershed scale, runoff from the ALMIP2 models is calculated as follows. All the runoff generated in a grid cell at least partially contained in the Agoufou watershed (see Fig.1) is multiplied by the fractional area belonging to the watershed, according to a 30 m resolution land cover map derived from Landsat classification. This weighted runoff is then transferred into the pond. At the weekly time scale of observations, we can consider the transfer as immediate. In contrast, to exclude contributions from grid not entirely composed of deep sandy soils, only the grid points entirely contained in the Z-area are considered for model evaluation in zero runoff zones.

At the local scale, in-situ measurements by eddy-covariance methods are compared to model outputs over the corresponding grid cell.

3. Results

a. Water balance

The different components of the annual water balance show high variability among models (Fig. 4). For example, for the year 2007, with annual rainfall equal to 366 mm, drainage ranges from -10 mm (in the SPONSOR model that allows capillary rise and therefore drainage negative values) to 63 mm, runoff from 0.7 mm to 156 mm, transpiration from 2.5 mm to 158 mm, evaporation from 137 mm to 316 mm and water storage from -7.8 to 9.5 mm. For the majority of models, evaporation is the dominant water flux, although for some models runoff is of the same order of magnitude or slightly higher.

For STEP, ORCHIDEE and SIBUC, differences in the water balance components obtained using the ECOCLIMAP2 versus the specific soil maps for a given model are of the same order as the intermodel differences. The impact of the soil map is much lower for CLSM and negligible for ISBA. This is likely due to the fact that the Specific soil map includes outcrop rocks where the soil depth is assigned to zero while the shallowest total soil layer depth accountable for in CLSM and ISBA is 20cm, which dampens the runoff increase due to the Specific soil map in these areas. In addition, CLSM already produces a high runoff with the original map, which cannot be further increased by shallower soils, and can be slightly decreased over deeper soils which favors higher ET.

In general, inter model variability is much larger than interannual variability (Fig. 5). The effect of reduced precipitation in 2008 is evident on all water fluxes which are smaller than in 2006 and 2007, but this does not influence much the partitioning among the water budget components (except for a slightly higher evaporation ratio).

b. Spatial distribution of water fluxes over the meso site

For the majority of models, the spatial patterns in precipitation are reflected in the spatial distribution of the water components across the meso site as shown by the generally high values of correlation reported in Table 3.

The runoff spatial distribution (Fig. 6) follows the precipitation distribution for most models. High correlations are found when runoff or total runoff is regressed against rainfall except for a few models (CLASS, ISBA, JULES, HTESEL and STEP) showing significantly highest values of correlation when evaporation or ET is regressed against rainfall.

However, the rainfall-runoff spatial relationship can be quite different from one model to the other one (Fig. 7). For example, CLM and SPONSOR show high values of correlation between rainfall and runoff but different slopes on the rainfall runoff graph (Fig. 7a). Different shapes in the rainfall runoff relationship are also found for models with low values of correlation such

CLASS and LISNoah33 (fig. 7b): for the latter the rainfall-runoff relationship follows different lines according to the different soil types.

The correlation between runoff and precipitation is stronger when Hortonian runoff, the main mechanism for runoff generation in this area, is implemented (Table 3). In this case the precipitation dependency on the infiltration excess formulation for runoff may mask out the soil dependency (infiltrability). This is likely why CLSM_Spec displays a weak sensitivity to the specific soil map, and keeps a rainfall-runoff correlation as high as CLSM. In contrast, ORCHIDEE_Spec and SIBUC_Spec show lower correlation values when employing the Specific soil map, since the runoff spatial distribution (Fig. 6) becomes more related to soil properties (see for example the difference between ORCHIDEE_f and ORCHIDEE_f_Spec in Fig. 7c). The case of STEP is different, as it hardly produces runoff with the ECOCLIMAP2 soil map. The specific soil map allows runoff to occur over the shallowest soils (Fig. 6), and the correlation increases, although to a small extent.

As for runoff, for the majority of the ALMIP2 models, the precipitation spatial structure is also translated into the modeled ET spatial distributions (Fig. 8). An exception is LISMosaic, which shows very low values of ET over the central-east area because the partitioning between ET and drainage, greatly favors drainage over these sandy soils. Also, the MATSIRO model shows low ET values in grids corresponding to a high fraction of rocks in the ECOCLIMAP2 database (see Fig. 2). The opposite behavior is found for SETHYS and it is likely due to soil evaporation being favored over runoff.

When the specific soil map is employed, STEP, ORCHIDEE_f, and to a lesser extent SIBUC and CLSM, show a significant reduction in ET over shallow soils as well as lower values of the spatial correlation between rainfall and evaporation, transpiration and ET.

c. Runoff evaluation

The range of runoff coefficients over the Agoufou watershed for the 2006-2008 period is generally higher for ALMIP2 than the observed range over the same period (Fig. 9). The majority of models greatly overestimate annual runoff coefficients. Only few models (CLASS, STEP, SETHYS and to a minor extent ISBA) do not produce enough runoff water to fill the Agoufou pond. Four out of the 20 models (SWAP, MATSIRO, HTESEL and CTESEL) agree with observations.

Among the models that employed the specific soil maps, those that are sensitive to the soil description (ORCHIDEE, SIBUC, STEP) show higher runoff over the Agoufou watershed when the latter map, which accounts for coarse textured as well as shallow soils, is used.

Finally, annual runoff over the Agoufou watershed has been compared to annual runoff over deep sandy soils (Z area in Fig. 1) which should not generate runoff at distances exceeding the ALMIP2 grid. An example for 2007, when rainfall over the two areas was roughly the same (302 mm over Agoufou and 285 mm over the Z area), is reported in Fig. 10.

Mean annual runoff values for the ALMIP2 models ensemble over the Agoufou watershed and the sandy Z area are equal to 46.1 mm and 36.8 mm respectively which are considerably above the observed runoff values of 22.4 mm and 0 mm respectively. When employing the ECOCLIMAP2 soils, all the ALMIP2 models are approximately aligned on the diagonal, meaning that they are unable to differentiate between the two runoff systems typical of the study region. This is most likely due to the missing information on shallow soils in the forcing database (see Fig. 3).

Models employing the specific soil maps are in contrast further away from the diagonal showing more runoff over the Agoufou watershed than over the Z area, except for ISBA which is not sensitive to the soil map. This is encouraging, because it reveals that models employing physical

processes or parameterizations are capable of generating runoff over soils that do generate high runoff in reality. However, runoff remains generally overestimated, and the models' response to the soil maps is not always consistent. For CLSM, runoff with the specific soil map is slightly lower than with ECOLIMAP2, particularly over the sandy Z area: this is probably driven by the higher soil depth over these deep sandy soils in the specific soil map, which permits a higher ET (Fig. 6). For SIBUC, the opposite behavior is observed with higher runoff over sandy soils when the specific soil map is employed which is most likely due to differences in the loamy fraction impacting Hortonian runoff.

d. ET evaluation

As already observed, for the majority of the ALMIP2 models the precipitation spatial structure is reflected in the ET structure (Fig.7). This is also the case for the GLEAM product (Fig. 11), which is based on the combination of remote sensing and a land surface model, although its spatial resolution is coarser. Similar values are found for ALEXI, although the spatial patterns is slightly different, while the MODIS ET is much lower than the other estimates all over the mesoscale site.

Over deep sandy soils, such as local site 17 (Fig.12 and Table 4),, the seasonal evolution of ET by the ALMIP2 multi-model mean is in reasonably good agreement with observations, although differences among models are still quite important (Fig. 13). Water stress events, such as those occurring at the middle of July (doy 195) and at the end of August 2007 (doy 245), are well represented by the ALMIP2 multi-model mean but also by the individual ALMIP2 models. At the core of the rainy season, daily ET is slightly underestimated by the ALMIP2 multi-model mean, due to a few models that are greatly underestimating evapotranspiration and show a rather flat seasonal cycle (Fig. 13). This is not easily attributable to a single cause. For example, for CTESSEL this could be explained by a reduction in transpiration when the carbon cycle is coupled (see the differences between CTESSEL and HTESSEL, that have the same LAI forcing). However, this explanation does not hold for CLSM which shows quite a different partitioning between evaporation and transpiration, or for LISMOSAIC that, as discussed previously, produces a very high drainage over sandy soils. Some other models (notably CLASS, ISBA, SETHYS, SPONSOR) overestimate ET. The fact that this also occurs at the beginning of the rainy season when vegetation transpiration is still quite low, points out the difficulties in estimating bare soil evaporation in LSMs (Lohou et al. 2014, Grippa et al., 2011).

GLEAM results are in agreement with the ALMIP2 multi-model mean (Fig. 12 and Table 4), but the seasonal ET evolution is smoother, which is probably an effect of its coarser spatial resolution. In contrast, the seasonal ET evolution during the wet season is strongly underestimated by MODIS during the wet season and the ALEXI product underestimates the seasonal contrasts between the wet and dry seasons. The averaging timescale of 7 days reduces the amplitude of variation in ALEXI ET relative to ALMIP and GLEAM (Fig 12), but agreement is good when the daily datasets are averaged to weekly timesteps (not shown, see seasonal mean values reported in Table 4). The ALEXI ET also shows some noise during the dry season, likely related to undetected cloud contamination. Ongoing work on improving cloud detection by incorporating a microwave Ka-band LST signal into the ALEXI algorithm may help to reduce this bias (Holmes et al, 2014).

Over shallow soils, eddy covariance measurements are only available for 2005 at site 40 (Timouk et al. 2009), and give a mean ET over the rainy season equal to 0.90 mm/day, which is much lower than the corresponding value of 2.34 mm/day at site 17 in 2007, while annual rainfall was higher at site 40 in 2005 than at site 17 in 2007. Contrarily to the other products, ALEXI does reproduce the lower values of ET over the shallow soils, with a mean ET of 1.33 mm/d at site 41 during the 2007 rainy season, while the corresponding ET is 2.27 mm/day for

the ALMIP2 model ensemble, and 2.53 mm/day for GLEAM. The MODIS algorithm is not run over shallow soils because LAI is not retrieved over bare soils. Although the comparison between observations and the other ET estimations has to be made cautiously due to the different spatial scales and the different time period involved, ALEXI seems more consistent with observations than GLEAM and the ALMIP2 models, which largely overestimate ET at this site. An exception is provided by the few ALMIP2 models that employ the information on shallowest soils (STEP_Spec, ORCHIDEE_f_Spec and SIBUC_Spec) or rocks (MATSIRO) in the simulation of water fluxes. The MODIS algorithm, instead, is not run over shallow soils because LAI is not retrieved over bare soils.

4. Discussion and conclusions

The results of the analysis of both runoff and ET by the ALMIP2 models point out the importance of taking into account more effectively soil properties, especially on shallow soils and rocky surfaces, for the estimation of water fluxes in this part of the Sahel.

For the majority of the LSMs analyzed here, simulated runoff and ET are generally too constrained by precipitation and not very dependent on soil and vegetation characteristics. This is in line with findings by De Kawue et al. (2013) regarding the simulation of soil temperatures by the JULES model.

The ALMIP2 models have been shown to be unable to distinguish between the two contrasted hydrological systems typical of the study area when using the ECOCLIMAP2 soil information, based on the HWSO soil database. Employing as input a soil map that explicitly represents shallow soils, improved the representation of these two contrasted systems for the models that can account for their representation. This means that some models have the physical processes or parameterizations to correctly take into account surface hydrology over these kinds of areas, highlighting the importance of updating existing soil maps in West Africa. Shallow soils have also been shown to be challenging for ET products based on remote sensing data, even if the ALEXI product, derived from high resolution LST inputs, was able to capture the spatial variability in evaporative loss between sites with contrasted soil depth. Improving the representation of the hydrological behavior over this kind of landscape can have important consequences on the capability of representing gradients and discontinuities in water fluxes at the mesoscale which is fundamental to correctly estimate the surface energy surface budget with consequences in the atmospheric circulation.

Surface runoff has been found to be generally overestimated by ALMIP2 models. Indeed, as already pointed out by Trambauer et al. 2013, surface processes typical of semi-arid regions, such as re-infiltration throughout the hydrologic network as well as subgrid hydrology at a finer scale, are not explicitly represented in most models, which could explain the gap between modelled and observed runoff. Considering a tile approach regarding land cover, as adopted by several of the ALMIP2 models, and/or a Topmodel approach for water redistribution does not seem sufficient for this area where soil type plays a major role in the surface hydrology. The methodology employed by HTESSEL with a variable infiltration rate that considers the orography variability (reduced in the region) and the integrated soil moisture in the top 50 cm was successful in simulating the runoff on the Agoufou watershed. In addition, vegetation development at the subgrid level could play a role. All these processes have to be better taken into account to derive reliable estimates of water resources in ponds and lakes as well as floods events in the Sahel.

Runoff has also been shown to be largely overestimated over sandy soils which, although they redistribute water at short distances from dune slopes to inter-dune depressions, should infiltrate all rainfall at the spatial scale of the ALMIP2 simulations. Over these areas, the ALMIP2 multi-

model mean has been found to reproduce in situ measurements of ET rather well, and generally better than the remote sensing products analyzed, but important differences exist among models. If for some models these can be attributed to differences in transpiration (that in some cases are driven by differences in the vegetation LAI used as forcing, as reported in Table 2), or in the partitioning between the different water balance components, for other models, bare soil evaporation, already pointed out as a critical factor in the studies by Lohou et al (2014) and Grippa et al. (2011), remains an issue which has not been resolved by the passage from the regional (ALMIP1) to the mesocale (ALMIP2).

Appendix A: The ALMIP2 Working group

S. Ait-Mesbah (1), M. Anderson (2), G. Balsamo (3), A. Boone (4), S. Boussetta (3), B. Cappelaere (5), V. Chaffard (7), E. Chan (6), JM Cohard (7), J. Demarty (5), A. Ducharne (8), E. Dutra (3), F. Favot (4), T. Gascon (7), S. Gascoin (21), A. Getirana (9,20), S. Galle (7), M. Gosset (10), M. Grippa (10), F. Guichard (4), Y. Gusev (11), C Hain (2), P. Harris (12), X. He (13, 22), B. Hector (7), P. Hiernaux (10), A. Kaptue (4), Y. Kazuaki (14), S. Kotsuki (19), L. Kergoat (10), H. Kim (13), S. Kumar (9), T. Lebel(7), M-H Lo (16), S. Mahanama (15), C. Magand (8), F. Maignan (17), O. Mamadou (7, 23), E. Mougin (10), O. Nasonova (11), T. Oki (13), C. Ottlé (17), T. Pellarin (7), C. Peugeot (5), C. Pierre (10), A. Richard (7), J-L Roujean (4), J. Polcher (1), G. Quantin (7), L. Séguis (5), A. Shmakin (18), V. Sokratov (18), K. Tanaka (19), D. Turkov (18), C. Velluet (5), D. Verseghy (6), T. Vischel (7), I. Zin (7)

(1) LMD (*Laboratoire de Météorologie Dynamique*), Paris, France

(2) USDA, Beltsville, MD, USA ;

(3) ECMWF, Reading, UK ;

(4) CNRM (*Centre National de Recherche Météorologique*), Météo-France, Toulouse

(5) HSM (*HydroSciences Montpellier*), Montpellier, France

(6) *Climate Research Division, Environment and Climate Change Canada, Toronto, Canada*

(7) LTHE (*Laboratoire des Transferts en Hydrologie en Environnement*), Grenoble, France

(8) METIS (*Milieus Environnementaux, Transferts et Interactions dans les hydrosystèmes et les sols*), Paris, France

(9) NASA-GSFC, Greenbelt, MD, USA

(10) GET (*Geosciences Environnement Toulouse*), Toulouse, France

(11) *Institute of Water Problems, Moscow, Russia*

(12) CEH, Wallingford, UK

(13) *Institute of Industrial Science, The University of Tokyo, Tokyo, Japan*

(14) *Hydrology and Water Resources Research Laboratory, Kyoto University, Kyoto, Japan*

(15) *Global Modeling and Assimilation Office (GMAO), NASA/GSFC, Greenbelt, MD, USA*

(16) *Department of Atmospheric Sciences at National Taiwan University, Taipei, Taiwan*

(17) LSCE (*Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement*), Gif sur Yvette, France

(18) *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

(19) RIKEN *Advanced Institute for Computational Science, Kobe, Japan*

(20) *Earth System Science Interdisciplinary Center, University of Maryland, College Park, Maryland.*

(21) CESBIO (*Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère*), Toulouse, France

(22) *Department of Civil and Environmental Engineering, Princeton University, Princeton, NJ, USA*

(23) *University of Porto-Novo, Institute of Mathematics and Physical Sciences, BP 613, Porto-Novo, Bénin*

Infos & Contacts :

Dr Aaron Boone: aaron.a.boone@gmail.com

Dr Christophe Peugeot : christophe.peugeot@ird.fr

Web site ALMIP : www.cnrm.meteo.fr/amma-moana/amma_surf/almip/index.html

Acknowledgments. The authors thank Diego Miralles for advice and interesting discussions on the GLEAM data.

In-situ data (rainfall and Agoufou pond's level used to estimate runoff) were provided by the AMMA CATCH observatory.

Financial support for this work has been granted by the French EC2CO/LEFE programs.

ALMIP2 has been labelled by the GEWEX and GLASS project.

Simulations by the SWAP model were supported by the Russian Science Foundation (grant no. 16-17-10039)

References

- Amogu, O., and Coauthors, 2010: Increasing River Flows in the Sahel? *Water*, **2**, 170–199, doi:10.3390/w2020170.
- Anderson, M. C., J. M. Norman, J. R. Mecikalski, J. A. Otkin, and W. P. Kustas, 2007: A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation. *Journal of Geophysical Research*, **112**, doi:10.1029/2006JD007506.
- Anderson, M. C., and Coauthors, 2011: Mapping daily evapotranspiration at field to continental scales using geostationary and polar orbiting satellite imagery. *Hydrology and Earth System Sciences*, **15**, 223–239, doi:10.5194/hess-15-223-2011.
- Anderson, M.C., C. Zolin, C.R. Hain, K.A. Semmens, M.T. Yilmaz, and F. Gao, 2015: Comparison of satellite-derived LAI and precipitation anomalies over Brazil with a thermal infrared-based Evaporative Stress Index for 2003-2013. *J. Hydrol.*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.1001.1005>
- Balsamo, G., F. Pappenberger, E. Dutra, P. Viterbo and B. van den Hurk (2011). "A revised land hydrology in the ECMWF model: a step towards daily water flux prediction in a fully-closed water cycle." *Hydrological Processes* **25**, 7,1046-1054.
- Baup, F., E. Mougin, P. de Rosnay, P. Hiernaux, F. Frappart, P. L. Frison, M. Zribi, and J. Viarre, 2011: Mapping surface soil moisture over the Gourma mesoscale site (Mali) by using ENVISAT ASAR data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15**, 603–616, doi:10.5194/hess-15-603-2011.
- Best, M. J., and Coauthors, 2011: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1: Energy and water fluxes. *Geoscientific Model Development*, **4**, 677–699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011.
- Boone, A., and Coauthors, 2009: The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **90**, 1865–1880, doi:10.1175/2009BAMS2786.1.
- Boussetta, S., G. Balsamo, A. Beljaars, A.-A. Panareda, J.-C. Calvet, C. Jacobs, B. van den Hurk, P. Viterbo, S. Lafont, E. Dutra, L. Jarlan, M. Balzarolo, D. Papale and G. van der Werf (2013). "Natural land carbon dioxide exchanges in the ECMWF integrated forecasting system: Implementation and offline validation." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, 12, 5923-5946.

- Casenave, A. and C. Valentin, 1992: A runoff capability classification system based on surface features criteria in the arid and semi-arid areas of West Africa. *Journal of Hydrology*, **130**, 231-249.
- Cassé, C., M. Gosset, T. Vischel, G. Quantin, and B. A. Tanimoun, 2015: Model-based study of the role of rainfall and land use land cover in the changes in Niger Red floods occurrence and intensity in Niamey between 1953 and 2012. *Hydrology and Earth System Sciences*, **20**, 2841-2859, doi:10.5194/hess-20-2841-2016.
- Clark, D. B., and Coauthors, 2011: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics. *Geoscientific Model Development*, **4**, 701–722, doi:10.5194/gmd-4-701-2011.
- Dardel, C., L. Kergoat, P. Hiernaux, M. Grippa, E. Mougin, P. Ciais, and C.-C. Nguyen, 2014: Rain-Use-Efficiency: What it Tells us about the Conflicting Sahel Greening and Sahelian Paradox. *Remote Sensing*, **6**, 3446–3474, doi:10.3390/rs6043446.
- De Kauwe, M. G., C. M. Taylor, P. P. Harris, G. P. Weedon, and R. J. Ellis, 2013: Quantifying Land Surface Temperature Variability for Two Sahelian Mesoscale Regions during the Wet Season. *Journal of Hydrometeorology*, **14**, 1605–1619, doi:10.1175/JHM-D-12-0141.1.
- de Rosnay P., M. Drusch, A. Boone, G. Balsamo, B. Decharme, P. Harris, Y. Kerr, T. Pellarin, J. Polcher and J.P. Wigneron, 2008: Microwave Land Surface modelling evaluation against AMSR-E data over West Africa. The AMMA Land Surface Model Intercomparison Experiment coupled to the Community Microwave Emission Model (ALMIP-MEM). *J. Geophys. Res.*, **114**, D05108, doi:10.1029/2008JD010724.
- Decharme, B., C. Ottlé, S. Saux-Picart, N. Boulain, B. Cappelaere, D. Ramier, and M. Zribi, 2009a: A New Land Surface Hydrology within the Noah-WRF Land-Atmosphere Mesoscale Model Applied to Semiarid Environment: Evaluation over the Dantiandou Kori (Niger). *Advances in Meteorology*, **2009**, 1–13, doi:10.1155/2009/731874.
- , ———, ———, ———, ———, ———, and ———, 2009b: A New Land Surface Hydrology within the Noah-WRF Land-Atmosphere Mesoscale Model Applied to Semiarid Environment: Evaluation over the Dantiandou Kori (Niger). *Advances in Meteorology*, **2009**, 1–13, doi:10.1155/2009/731874.
- Descroix, L., and Coauthors, 2009: Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *Journal of Hydrology*, **375**, 90–102, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.012.
- Descroix, L., P. Genthon, O. Amogu, J.-L. Rajot, D. Sighomnou, and M. Vauclin, 2012: Change in Sahelian Rivers hydrograph: The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region. *Global and Planetary Change*, **98–99**, 18–30, doi:10.1016/j.gloplacha.2012.07.009.
- d’Orgeval, T, Polcher, J, and de Rosnay, P, 2008: Sensitivity of the West African hydrological cycle in ORCHIDEE to infiltration processes. *HYDROLOGY AND EARTH SYSTEM SCIENCES*, **12**, 1387–1401.
- Fatras, C., F. Frappart, E. Mougin, M. Grippa, and P. Hiernaux, 2012: Estimating surface soil moisture over Sahel using ENVISAT radar altimetry. *Remote Sens. Environ.*, **123**, 496–507, doi:10.1016/j.rse.2012.04.013.
- Favreau, G., B. Cappelaere, S. Massuel, M. Leblanc, M. Boucher, N. Boulain, and C. Leduc, 2009: Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resources Research*, **45**, doi:10.1029/2007WR006785. <http://www.agu.org/pubs/crossref/2009/2007WR006785.shtml> (Accessed December 18, 2015).
- Frappart, F., and Coauthors, 2009: Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *Journal of Hydrology*, **375**, 128–142, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.007.
- Garcia, M., and Coauthors, 2013: Actual evapotranspiration in drylands derived from in-situ and satellite data: Assessing biophysical constraints. *Remote Sens. Environ.*, **131**, 103–118, doi:10.1016/j.rse.2012.12.016.
- Garcia-Carreras, L., D. J. Parker, C. M. Taylor, C. E. Reeves, and J. G. Murphy, 2010: Impact of mesoscale vegetation heterogeneities on the dynamical and thermodynamic properties of the planetary boundary layer. *Journal of Geophysical Research*, **115**, doi:10.1029/2009JD012811. <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD012811> (Accessed December 18, 2015).

- Gal, L., M. Grippa, L. Kergoat, P. Hiernaux, C. Peugeot, and E. Mougin, 2015: Changes in ponds water volume and runoff coefficients over ungauged sahelian watersheds. submitted to *J. Hydrology*
- Gardelle, J, Hiernaux, P, Kergoat, L, and 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). *HYDROLOGY AND EARTH SYSTEM SCIENCES*, **14**, 309–324.
- Garrigues, S., D. Allard, F. Baret, and J. Morisette, 2008: Multivariate quantification of landscape spatial heterogeneity using variogram models. *Remote Sens. Environ.*, **112**, 216–230, doi:10.1016/j.rse.2007.04.017.
- Gedney, N., P. M. Cox, H. Douville, J. Polcher, and P. J. Valdes, 2000: Characterizing GCM Land Surface Schemes to Understand Their Responses to Climate Change. *Journal of Climate*, **13**, 3066–3079, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<3066:CGLSST>2.0.CO;2.
- Getirana, A. C. V., A. Boone, and C. Peugeot, 2014: Evaluating LSM-Based Water Budgets over a West African Basin Assisted with a River Routing Scheme. *J. Hydrometeorol.*, **15**, 2331–2346, doi:10.1175/JHM-D-14-0012.1.
- Grippa, M., and Coauthors, 2011: Land water storage variability over West Africa estimated by Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) and land surface models. *Water Resources Research*, **47**, doi:10.1029/2009WR008856. <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2009WR008856.shtml> (Accessed December 18, 2015).
- Hiernaux P. and H.N. Le Houérou, 2006 : Les parcours du Sahel. *Sècheresse*, **17**(1-2), 51-71.
- Holmes, T., W.T. Crow, C.R. Hain, M.C. Anderson and W. P. Kustas, 2014: Diurnal temperature cycle as observed by thermal infrared and microwave radiometers. *Remote Sens. Environ.*, **158**, 110-125
- Kahan, D. S., Y. Xue, and S. J. Allen, 2006: The impact of vegetation and soil parameters in simulations of surface energy and water balance in the semi-arid sahel: A case study using SEBEX and HAPEX-Sahel data. *Journal of Hydrology*, **320**, 238–259, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.011.
- Kaptué Tchuenté, A. T., J.-L. Roujean, and S. M. De Jong, 2011: Comparison and relative quality assessment of the GLC2000, GLOBCOVER, MODIS and ECOCLIMAP land cover data sets at the African continental scale. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **13**, 207–219, doi:10.1016/j.jag.2010.11.005.
- Kergoat, L., M. Grippa, P. Hiernaux, J. Ramarohetra, J. Gardelle, C. Dardel, F. Gangneron, L. Gal, L. Descroix 2015: Évolutions paradoxales des mares en Sahel non cultivé. Diagnostic, causes et conséquences. Les sociétés rurales face aux changements climatiques et environnementaux en Afrique de l'Ouest. IRD publication
- Koster, R. D., and the GLACE team 2004: Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, **305**, 1138–1140, doi:10.1126/science.1100217.
- , M. J. Suarez, A. Ducharne, M. Stieglitz, and P. Kumar, 2000: A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 1. Model structure. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **105**, 24809–24822, doi:10.1029/2000JD900327.
- Lauwaet, D., K. De Ridder, and N. P. M. van Lipzig, 2008: The Influence of Soil and Vegetation Parameters on Atmospheric Variables Relevant for Convection in the Sahel. *Journal of Hydrometeorology*, **9**, 461–476, doi:10.1175/2007JHM813.1.
- Lawrence, D. M., and Coauthors, 2011: Parameterization improvements and functional and structural advances in Version 4 of the Community Land Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **3**, doi:10.1029/2011MS000045. <http://doi.wiley.com/10.1029/2011MS000045> (Accessed July 15, 2016).
- Lebel, T., and Coauthors, 2009: AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *J. Hydrol.*, **375**, 3–13, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.020.
- Li, K. Y., M. T. Coe, and N. Ramankutty, 2005: Investigation of Hydrological Variability in West Africa Using Land Surface Models. *Journal of Climate*, **18**, 3173–3188, doi:10.1175/JCLI3452.1.
- Li, K. Y., M. T. Coe, N. Ramankutty, and R. D. Jong, 2007: Modeling the hydrological impact of

- land-use change in West Africa. *Journal of Hydrology*, **337**, 258–268, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.01.038.
- Lohou, F., and Coauthors, 2014: Surface response to rain events throughout the West African monsoon. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 3883–3898, doi:10.5194/acp-14-3883-2014.
- Louvet, S., and Coauthors, 2015: SMOS soil moisture product evaluation over West-Africa from local to regional scale. *Remote Sens. Environ.*, **156**, 383–394, doi:10.1016/j.rse.2014.10.005.
- Mahe, G., Leduc, C., Amani, A., Paturel, J. E., Girard, S., Servat, E., and Dezetter, A.: Augmentation du ruissellement de surface en réégion soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau, in: Hydrology of Mediterranean and Semiarid regions, edited by: Servat, E., Najem, W., Leduc, C., and Shakeel, A., Proc. Conf., Montpellier, France, 003, IAHS Pub., 278, 215–222, 2003.
- Mahe, G., J.-E. Paturel, E. Servat, D. Conway, and A. Dezetter, 2005: The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*, **300**, 33–43, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.04.028.
- Mamadou, I., and Coauthors, 2015: Exorheism growth as an explanation of increasing flooding in the Sahel. *CATENA*, **131**, 130–139, doi:10.1016/j.catena.2015.03.017.
- Marshall, M., C. Funk, and J. Michaelsen, 2012: Examining evapotranspiration trends in Africa. *Climate Dynamics*, **38**, 1849–1865, doi:10.1007/s00382-012-1299-y.
- Maurer, V., N. Kalthoff, and L. Gantner, 2015: Predictability of convective precipitation for West Africa: Does the land surface influence ensemble variability as much as the atmosphere? *Atmospheric Research*, **157**, 91–107, doi:10.1016/j.atmosres.2015.01.016.
- Miralles, D. G., T. R. H. Holmes, R. A. M. De Jeu, J. H. Gash, A. G. C. A. Meesters, and A. J. Dolman, 2011: Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, **15**, 453–469, doi:10.5194/hess-15-453-2011.
- Mougin, E., and Coauthors, 2009: The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *Journal of Hydrology*, **375**, 14–33, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.045.
- Mu, Q., M. Zhao, and S. W. Running, 2011: Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, **115**, 1781–1800, doi:10.1016/j.rse.2011.02.019.
- Nasonova, O. N., E. M. Gusev, and G. V. Ayzel, 2015: Optimizing land surface parameters for simulating river runoff from 323 MOPEX-watersheds. *Water Resources*, **42**, 186–197, doi:10.1134/S0097807815020104.
- Noilhan, J., and J.-F. Mahfouf, 1996: The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, **13**, 145–159, doi:10.1016/0921-8181(95)00043-7.
- Palmer, W. G., 1976: The serum haptoglobin response to inflammation in neonatal mice and its relationship to phagocytosis. *J Reticuloendothel Soc*, **19**, 301–309.
- Pedinotti, V., A. Boone, B. Decharme, J. F. Crétaux, N. Mognard, G. Panthou, F. Papa, and B. A. Tanimoun, 2012: Evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologic system over the Niger basin using in situ and satellite derived datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, **16**, 1745–1773, doi:10.5194/hess-16-1745-2012.
- Ridler, M. E., I. Sandholt, M. Butts, S. Lerer, E. Mougin, F. Timouk, L. Kergoat, and H. Madsen, 2012: Calibrating a soil–vegetation–atmosphere transfer model with remote sensing estimates of surface temperature and soil surface moisture in a semi arid environment. *Journal of Hydrology*, **436–437**, 1–12, doi:10.1016/j.jhydrol.2012.01.047.
- Roudier, P., A. Ducharme, and L. Feyen, 2014: Climate change impacts on runoff in West Africa: a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, **18**, 2789–2801, doi:10.5194/hess-18-2789-2014.
- Samain, O., L. Kergoat, P. Hiernaux, F. Guichard, E. Mougin, F. Timouk, and F. Lavenu, 2008: Analysis of the in situ and MODIS albedo variability at multiple timescales in the Sahel. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, **113**, D14119, doi:10.1029/2007JD009174.
- Saux-Picart, S., and Coauthors, 2009a: Water and energy budgets simulation over the AMMA-Niger super-site spatially constrained with remote sensing data. *Journal of Hydrology*, **375**, 287–295, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.023.
- Saux-Picart, S., C. Ottlé, A. Perrier, B. Decharme, B. Coudert, M. Zribi, N. Boulain, B. Cappelaere,

- D. Ramier, 2009b : SEtHyS_Savannah : a multiple source land surface model applied to sahelian landscapes, *Agricultural and Forest Meteorology*, **149**, 1421-1432.
- Shmakin, A. B., 1998: The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements. *Global and Planetary Change*, **19**, 49–62, doi:10.1016/S0921-8181(98)00041-1.
- Sighomnou, D., et al. 2013: La crue de 2012 à Niamey: un paroxysme du paradoxe du Sahel? *Sècheresse* **24**, 3–13.
- Takata, K., S. Emori, and T. Watanabe, 2003: Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global and Planetary Change*, **38**, 209–222, doi:10.1016/S0921-8181(03)00030-4.
- Taylor, C. M., and Coauthors, 2011a: New perspectives on land-atmosphere feedbacks from the African Monsoon Multidisciplinary Analysis. *Atmospheric Science Letters*, **12**, 38–44, doi:10.1002/asl.336.
- , A. Gounou, F. Guichard, P. P. Harris, R. J. Ellis, F. Couvreur, and M. De Kauwe, 2011b: Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geoscience*, **4**, 430–433, doi:10.1038/ngeo1173.
- , R. A. M. de Jeu, F. Guichard, P. P. Harris, and W. A. Dorigo, 2012: Afternoon rain more likely over drier soils. *Nature*, **489**, 423–426, doi:10.1038/nature11377.
- Timouk, F., and Coauthors, 2009: Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. *Journal of Hydrology*, **375**, 178–189, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.04.022.
- Trambauer, P., S. Maskey, H. Winsemius, M. Werner, and S. Uhlenbrook, 2013: A review of continental scale hydrological models and their suitability for drought forecasting in (sub-Saharan) Africa. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, **66**, 16–26, doi:10.1016/j.pce.2013.07.003.
- Trigo, I. F., C. C. DaCamara, P. Viterbo, J.-L. Roujean, F. Olesen, C. Barroso, F. Camacho-de Coca, D. Carrer, S. C. Freitas, J. García-Haro, B. Geiger, F. Gellens-Meulenberghs, N. Ghilain, J. Meliá, L. Pessanha, N. Siljamo, and A. Arboleda, 2013: The Satellite Application Facility on Land Surface Analysis. *Int. J. Remote Sens.*, **32**, 2725-2744, doi: 10.1080/01431161003743199
- Velluet, C., and Coauthors, 2014: Building a field- and model-based climatology of local water and energy cycles in the cultivated Sahel – annual budgets and seasonality. *Hydrology and Earth System Sciences*, **18**, 5001–5024, doi:10.5194/hess-18-5001-2014.
- Verseghy, D. L., 2007: Class-A Canadian land surface scheme for GCMS. I. Soil model. *International Journal of Climatology*, **11**, 111–133, doi:10.1002/joc.3370110202.
- Vischel, T., T. Lebel, S. Massuel, and B. Cappelaere, 2009: Conditional simulation schemes of rain fields and their application to rainfall–runoff modeling studies in the Sahel. *Journal of Hydrology*, **375**, 273–286, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.02.028.
- Xue, Y., and J. Shukla, 1996: The Influence of Land Surface Properties on Sahel Climate. Part II. Afforestation. *Journal of Climate*, **9**, 3260–3275, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<3260:TIOISP>2.0.CO;2.
- Zeng, N., 1999: Enhancement of Interdecadal Climate Variability in the Sahel by Vegetation Interaction. *Science*, **286**, 1537–1540, doi:10.1126/science.286.5444.1537.

LIST OF TABLES

Table 1. Specific soil type. Soil classes derived by classification of LANDSAT images and associated soil textures.

Table 2. ALMIP2 models employed in this study.

Table 3. Coefficients of linear correlation between rainfall and the other water balance variables (annual values at each grid point) for each model.

Table 4. Mean ET (mm/day) over the rainy and dry seasons at site 17 in 2007 by the ALMIP2 models ensemble, remote sensing products and eddy covariance measurements

TABLE 1. Specific soil type. Soil classes derived by classification of LANDSAT images and associated soil textures.

id	Class name	Coarse texture (%)			Fine texture (%)			Depth (cm)
		Rock	Gravel	Fine	Sand	Loam	Clay	
1	Rocky outcrop and iron pan	100	0	0	0	0	0	0
2	Loamy soil	10	10	80	55	30	15	50
3	Shallow sand	0	0	100	85	10	5	30
4	Dune	0	0	100	90	6	4	>300
5	Interdune	0	0	100	85	10	5	>300
6	Shallow soil on sandstone	30	30	40	75	15	10	20
7	Surface water	0	0	100	35	25	40	>150
8	Clayed soil	0	0	100	35	20	45	>150

TABLE 2. ALMIP2 models employed in this study (in the hydrological description: SAT stands for Saturation excess runoff, INF for Infiltration excess or Hortonian runoff and SL for soil layers)

Model name	Institute and recent references	Soil input maps	Vegetation input maps	Hydrological description (runoff generation, soil description, water redistribution)
CLASS	Climate Research Division, Environment Canada, Toronto, Canada (Verseghy 1991)	ECOCLIMAP2	ECOCLIMAP2	SAT + INF 3 SL (10 to 375 cm)
CLM_CLM4	Department of Atmospheric Sciences at National Taiwan University, Taipei, Taiwan (Lawrence et al. 2011)	CLM4 parameters (from IGBP)	intrinsic parameters (from MODIS)	SAT+ INF 10 SL (1.75 to 150 cm) + aquifer Topmodel approach.
CLM_ECOV2	Same as CLM_CLM4	ECOCLIMAP2	intrinsic parameters	Same as CLM_CLM4
CLM_CN	Same as CLM_CLM4	ECOCLIMAP2	intrinsic parameters, dynamic LAI	Same as CLM_CLM4
CLSM	METIS Paris, France (Koster et al. 2000)	ECOCLIMAP2 & Specific soil map	ECOCLIMAP2	SAT +INF 3 SL (20 to 300 cm) Topmodel approach.
CLSM-NASA	GMAO, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, USA (Koster et al. 2000)	ECOCLIMAP2	ECOCLIMAP2	Same as CLSM
HTESSEL	ECMWF, Reading, UK (Balsamo et al. 2011)	NWP parameters,	default maps as used by the ECMWF operational NWP	SAT + INF 4 SL (7 to 289 cm) variable infiltration using orography variability and moisture in the first 50 cm depth.
CTESSEL	ECMWF, Reading, UK (Boussetta et al, 2013)	NWP parameters	default maps as used by the ECMWF operational NWP coupled water-carbon cycle	Same as HTESSEL
ISBA	CRNM-GAME, Toulouse, France (Noilhan and Mahfouf, 1996)	ECOCLIMAP2 & Specific soil map	ECOCLIMAP2	SAT 3 SL (20 to 195 cm)

JULES	CEH, Wallingford, UK (Best et al 2011, Clark et al 2011)	ECOCLIMAP2	ECOCLIMAP2	SAT+ INF 4 SL (10 to 200 cm)
LISMosaic	GMAO, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, USA (Koster and Suarez 1992)	ECOCLIMAP2	ECOCLIMAP2	SAT 3 SL (2 to 200 cm)
LISNoah33	GMAO, NASA/GSFC, Greenbelt, MD, USA (Decharme et al , 2007)	ECOCLIMAP2	ECOCLIMAP2	SAT 4 SL (5 to 450cm) Topmodel approach
MATSIRO	Institute of Industrial Science, The University of Tokyo, Japan (Takata et al, 2003)	ECOCLIMAP2	ECOCLIMAP2	SAT 6 SL (5 to 1000cm) Topmodel approach
ORCHIDEE_dyn	LSCE, Gif-sur-Yvette, France (d'Orgeval et al., 2008)	Zobler + ECOCLIMAP2	ECOCLIMAP2 dynamic LAI	SAT +INF 11 SL (0.1 to 200cm)
ORCHIDEE_f	LMD, Paris, France (d'Orgeval et al., 2008)	ECOCLIMAP2 & Specific soil map	ECOCLIMAP2	SAT +INF 11 SL (0.1 to 200cm)
SETHYS	LSCE, Gif-sur-Yvette, France (Saux-Picart 2009b)	ECOCLIMAP2	ECOCLIMAP2	SAT +INF 2 SL (1 to 200 cm) + dry mulch layer
SIBUC	RIKEN Advanced Institute for Computational Science, Kobe, Japan	ECOCLIMAP2 & Specific soil map	ECOCLIMAP2	SAT +INF 3 SL (2 up to 195cm) Topography
SPONSOR	Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia (Shmakin 1998)	ECOCLIMAP2	ECOCLIMAP2	SAT +INF 7 SL (10 to 120cm) Topography
STEP	GET, Toulouse, France (Pierre et al. 2016)	ECOCLIMAP2 & Specific soil map	Dynamic LAI	SAT+ INF (only for coarse and loamy soils) 4 SL (2 to 300cm)
SWAP	Institute of Water Problems, Moscow, Russia (Nasonova et al. 2015)	ECOCLIMAP2	ECOCLIMAP2	SAT +INF 2 SL (20 up to 170 cm) + uppermost drying layer + ground water layer

TABLE 3. Coefficients of linear correlation between rainfall and the other water balance variables (annual values at each grid point) for each model. Highest values for each model are indicated in bold.

Model name	Corr Rainfall- Runoff	Corr Rainfall- Drainage	Corr Rainfall- Total Runoff	Corr Rainfall- Evaporation	Corr Rainfall- Transpiration	Corr Rainfall ET
CLASS	0.10	0.44	0.45	0.48	0.78	0.97
CLM_CLM4	0.94	0.89	0.93	0.84	0.56	0.93
CLM	0.89	0.90	0.92	0.39	0.42	0.92
CLM CN	0.95	0.89	0.93	0.68	0.63	0.92
CLSM	0.94	0.18	0.94	0.51	0.33	0.84
CLSM-NASA	0.96	0.57	0.96	0.90	0.08	0.95
CTESSEL	0.84	-0.37	0.84	-0.34	0.63	0.89
HTESSEL	0.80	-0.42	0.80	-0.39	0.71	0.95
ISBA	0.79	0.48	0.61	0.39	0.74	0.92
JULES	0.65	0.05	0.65	0.87	0.70	0.88
LISMosaic	0.97	0.06	0.69	0.18	0.00	0.19
LISNoah33	0.46	0.48	0.69	0.21	-0.01	0.15
MATSIRO	0.67	0.29	0.69	0.49	0.48	0.72
ORCHIDEE_dyn	0.89	0.45	0.94	0.35	0.65	0.86
ORCHIDEE_f	0.78	0.52	0.91	0.38	0.56	0.87
SETHYS	0.86	0.05	0.80	0.72	0.64	0.89
SIBUC	0.87	0.39	0.88	0.65	0.29	0.71
SPONSOR	0.97	-0.02	0.96	0.02	0.62	0.69
STEP	0.01	0.13	0.13	0.75	0.54	0.93
SWAP	0.87	0.28	0.49	0.39	0.67	0.82
CLSM Spec	0.94	0.00	0.94	0.18	0.30	0.62
ISBA Spec	0.78	0.48	0.61	0.39	0.74	0.92
ORCHIDEE_f Spec	0.57	0.36	0.74	0.19	0.49	0.45
SIBUC Spec	0.76	0.12	0.80	0.27	0.27	0.31
STEP Spec	0.20	0.05	0.23	0.14	0.41	0.32

TABLE 4. Mean ET (mm/day) over the rainy and dry seasons at site 17 in 2007 by the ALMIP2 models ensemble, remote sensing products and eddy covariance measurements

Period	ALMIP2 ensemble	GLEAM	ALEXI	MODIS	Eddy covariance
Rainy season (Jul-Aug-Sep)	2.28	2.3	2.19	0.29	2.34
Dry season (Nov-Dec)	0.16	0.25	0.23	0.03	0.15

LIST OF FIGURES

Fig. 1. Mesoscale site and local sites for the ALMIP2 simulations over Mali. Dashed lines indicate the ALMIP2 grid. The Agoufou watershed, including sub watersheds, is outlined in blue. The background image is a false composite from LANDSAT, showing shallow soils (top picture: site 40) in violet and white and sandy dunes covered by herbaceous vegetation during the rainy season in green (bottom picture: site 17).

Fig. 2. Annual precipitation used as forcing for the ALMIP2 models employed in this study (Thiessen interpolation of in-situ rain gauge observations).

Fig. 3. Soil maps used for the ALMIP2 simulations over the Mali site. Top line: Rocks fraction, soil texture and depth from the ECOCLIMAP2 dataset. Bottom line: Soil types, soil texture and depth from the specific soil classification developed for this study. Crosses indicate the position of sites 17 and 40.

Fig. 4. Annual water balance components for the different ALMIP2 models in 2007.

Fig. 5. ALMIP2 multi-model mean and standard deviation for the different water cycle components in 2006, 2007 and 2008.

Fig. 6. Maps of annual runoff by each model in 2007. Black crosses indicate the position of sites 17 and 40.

Fig. 7. Runoff - rainfall relationships for selected models. Annual runoff for 2007 is plotted versus annual rainfall for each grid of the mesoscale site.

Fig. 8. Maps of annual evapotranspiration by each ALMIP2 model in 2007. Black crosses indicate the position of sites 17 and 40.

Fig. 9. Range of runoff coefficients (ratio between annual runoff and annual rainfall between) for the different ALMIP2 model between 2006 and 2008 (light blue filling) compared to the range of runoff coefficients estimated for the Agoufou watershed over the same period (horizontal red lines).

Fig. 10. Runoff over the Agoufou watershed versus runoff over the sandy dunes area indicated by Z in Figure 1.

Fig. 11. Maps of evapotranspiration by three different remote sensing products in 2007. Black crosses indicate the position of sites 17 and 40.

Fig. 12. Daily evapotranspiration by the ALMIP2 model (multi-model mean), the three remote sensing products and in situ observations over the local site 17.

Fig. 13. Daily evapotranspiration and transpiration by each ALMIP2 model (black and green lines respectively) and in situ observations (red boxes) over the local site 17 for 2007.

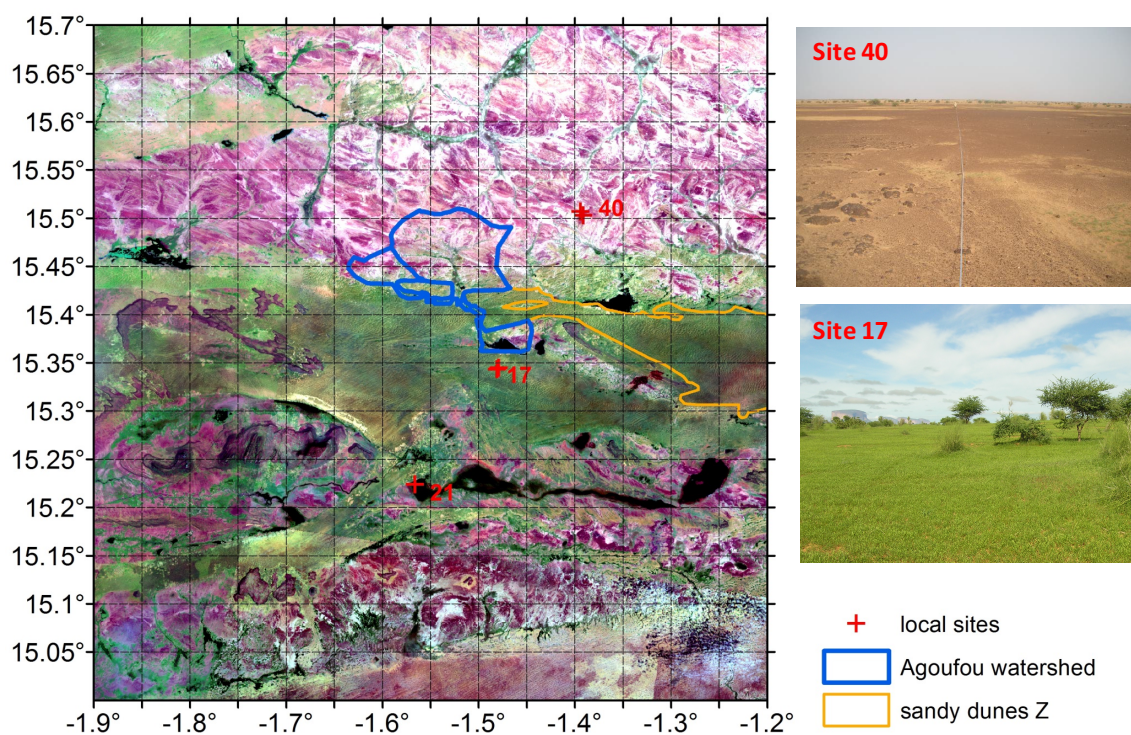


Fig. 1. Mesoscale site and local sites for the ALMIP2 simulations over Mali. Dashed lines indicate the ALMIP2 grid. The Agoufou watershed, including sub watersheds, is outlined in blue. The background image is a false composite from LANDSAT, showing shallow soils (top picture: site 40) in violet and white and sandy dunes covered by herbaceous vegetation during the rainy season in green (bottom picture: site 17).

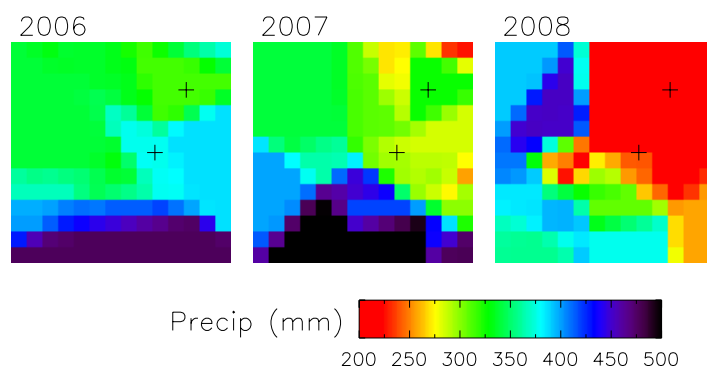


Fig. 2. Annual precipitation used as forcing for the ALMIP2 models employed in this study (Thiessen interpolation of in-situ rain gauge observations).

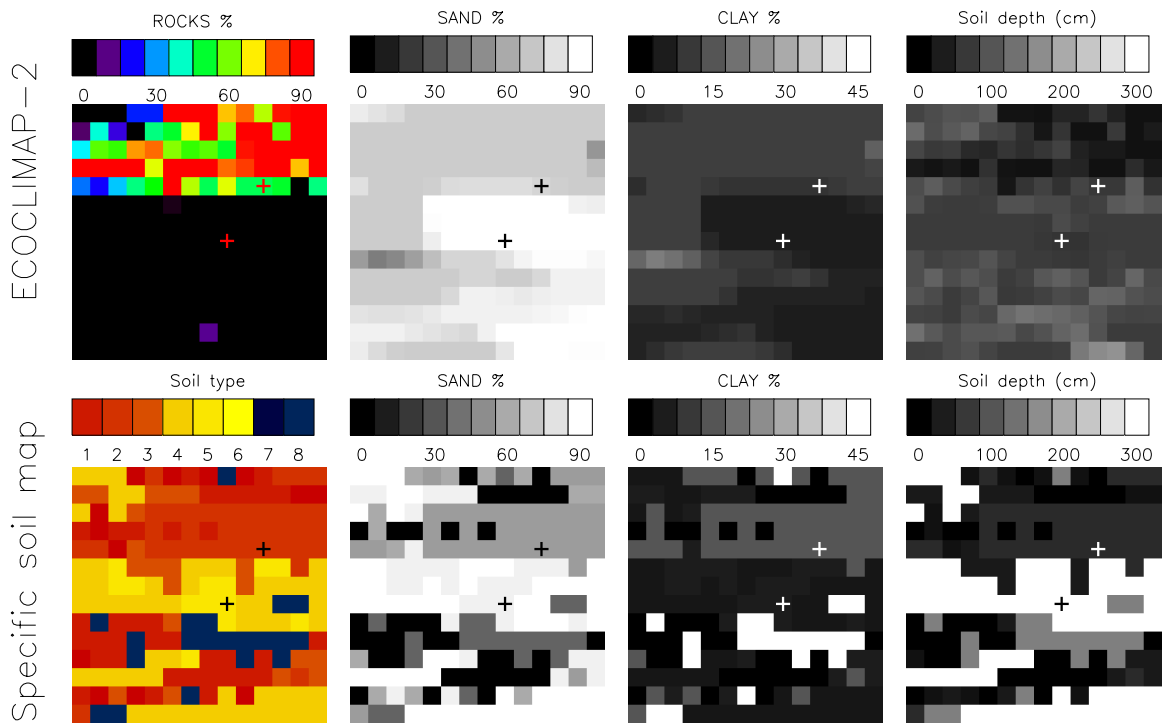


Fig. 3. Soil maps used for the ALMIP2 simulations over the Mali site. Top line: Rocks fraction, soil texture and depth from the ECOCLIMAP2 dataset. Bottom line: Soil types, soil texture and depth from the specific soil classification developed for this study. Crosses indicate the position of sites 17 and 40.

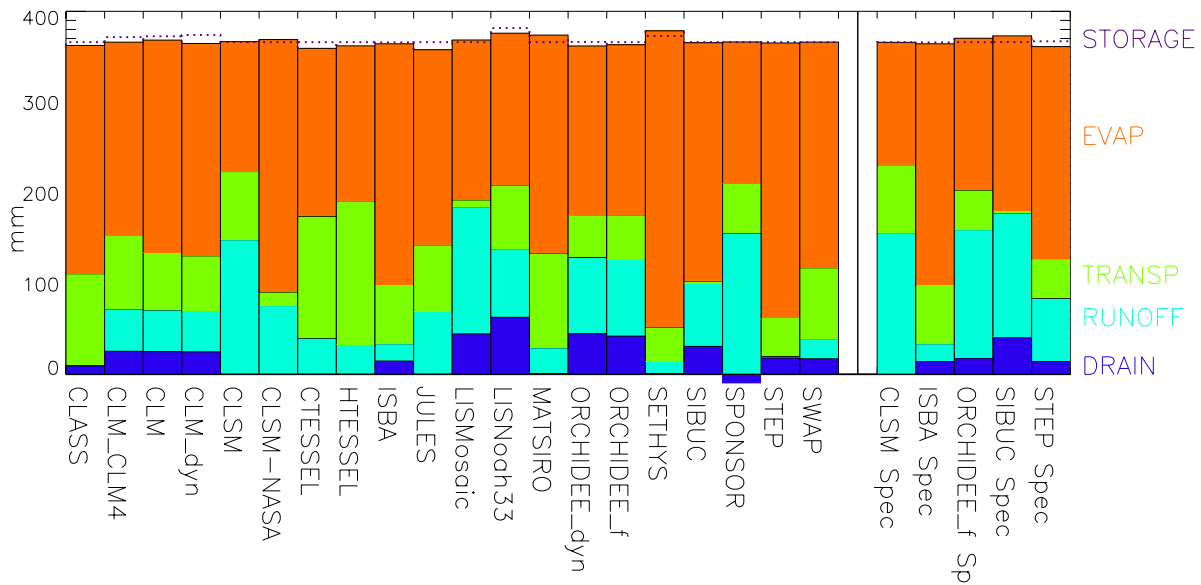


Fig. 4. Annual water balance components for the different ALMIP2 models in 2007.

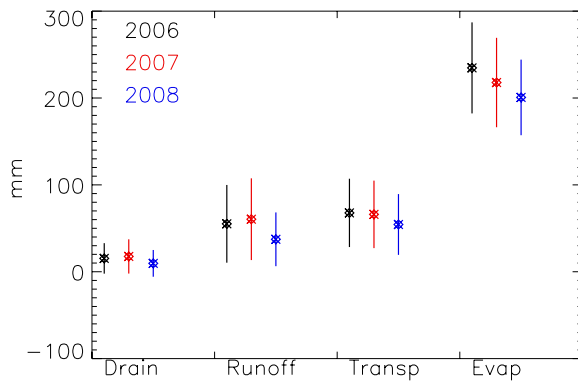


Fig. 5. ALMIP2 multi-model mean and standard deviation for the different water cycle components in 2006, 2007 and 2008.

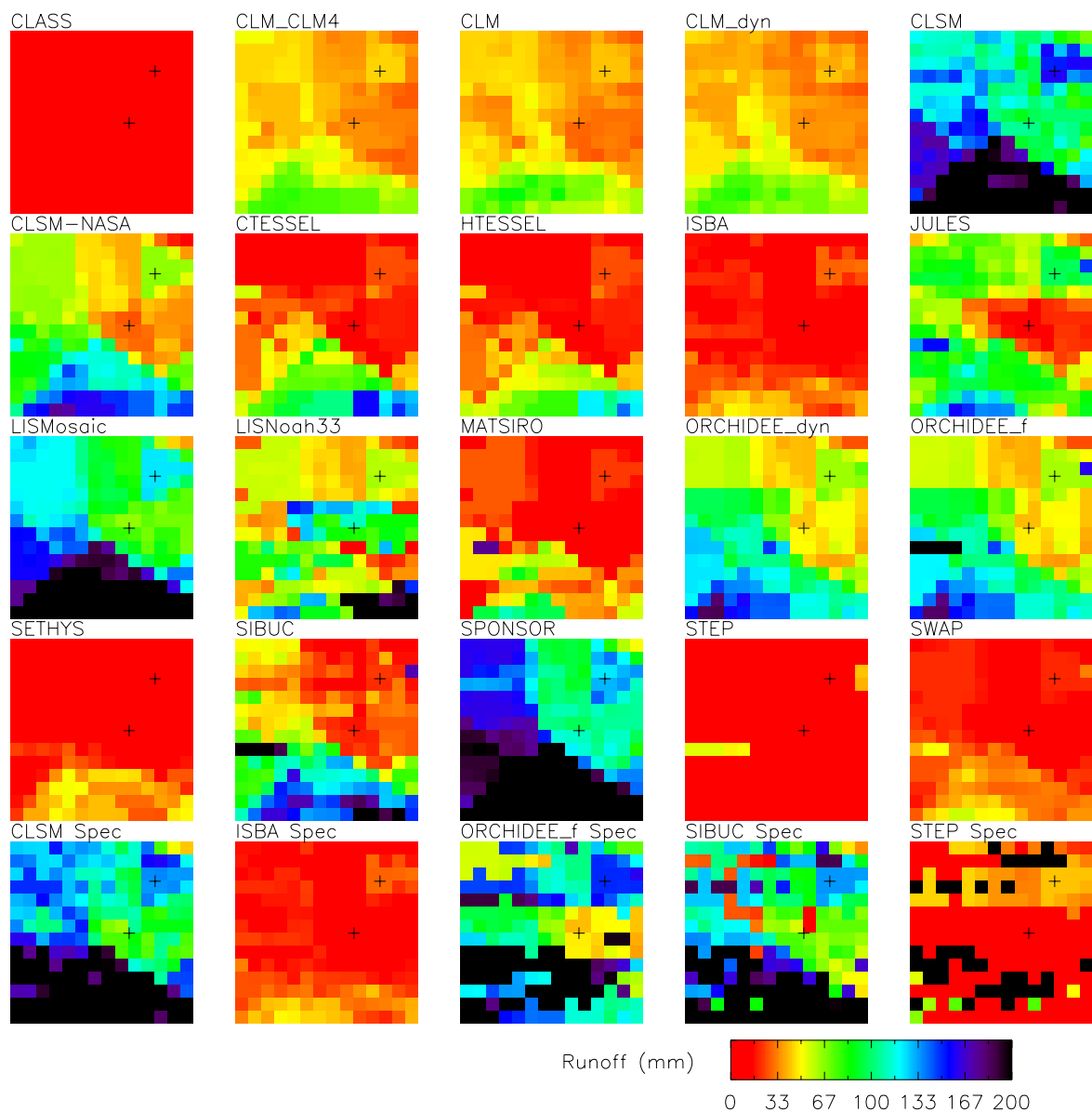


Fig. 6. Maps of annual runoff by each model in 2007. Black crosses indicate the position of sites 17 and 40.

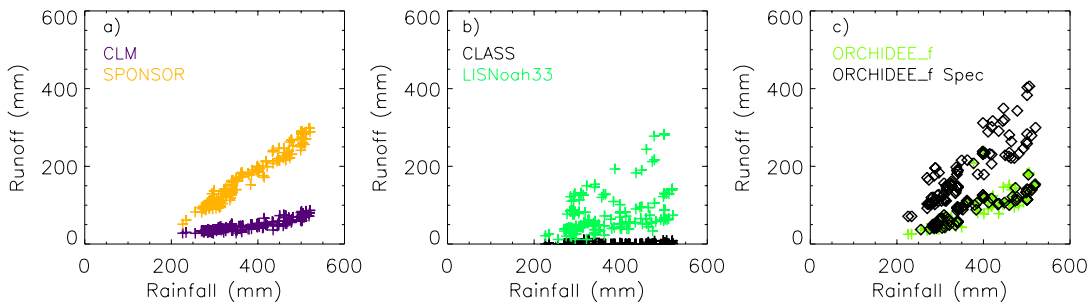


Fig. 7. Runoff - rainfall relationships for selected models. Annual runoff for 2007 is plotted versus annual rainfall for each grid of the mesoscale site.

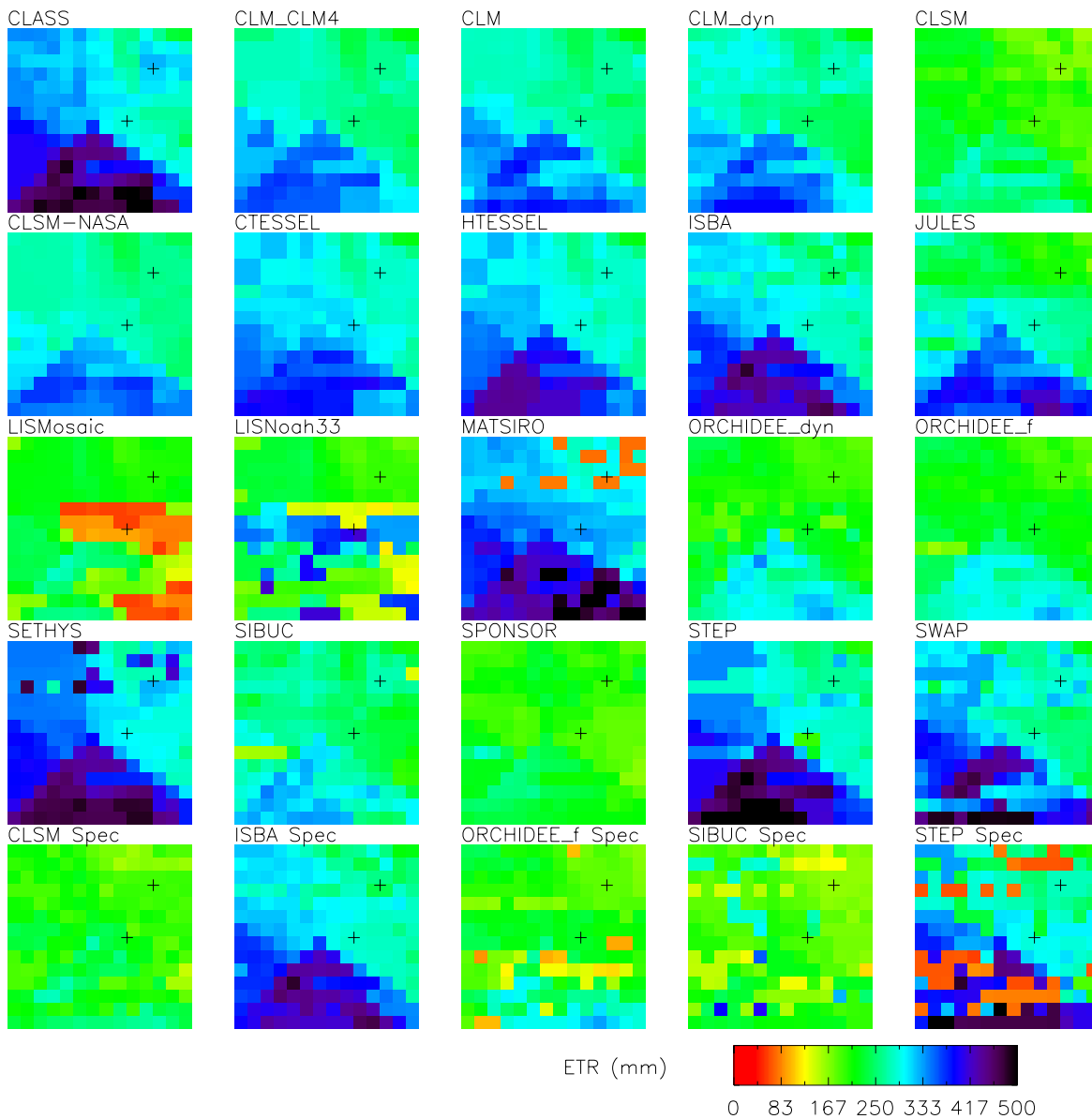


Fig. 8. Maps of annual evapotranspiration by each ALMIP2 model in 2007. Black crosses indicate the position of sites 17 and 40.

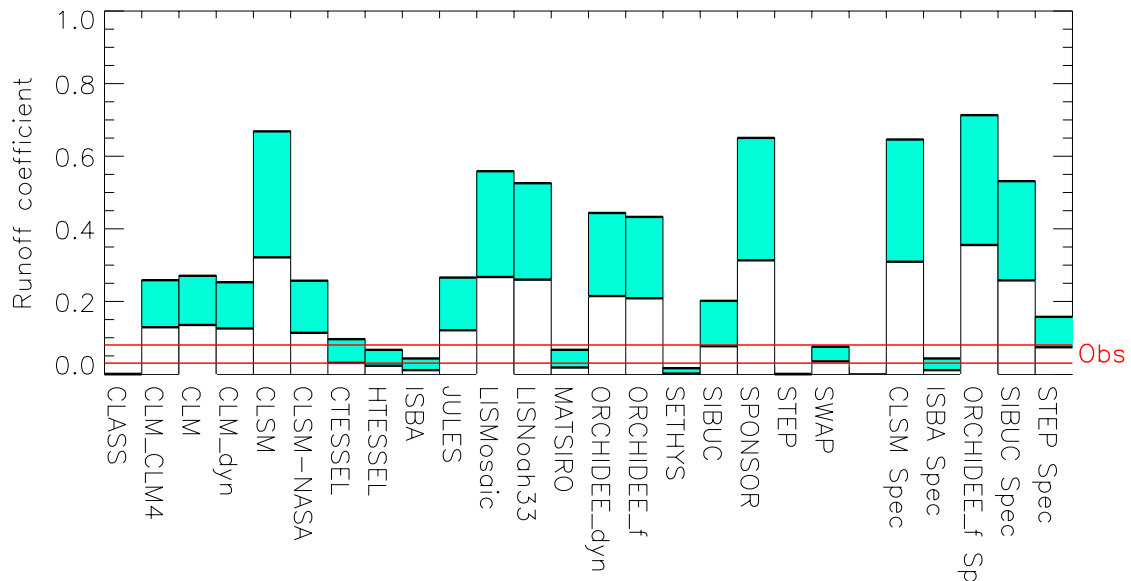


Fig. 9. Range of runoff coefficients (ratio between annual runoff and annual rainfall between) for the different ALMIP2 model between 2006 and 2008 (light blue filling) compared to the range of runoff coefficients estimated for the Agoufou watershed over the same period (horizontal red lines).

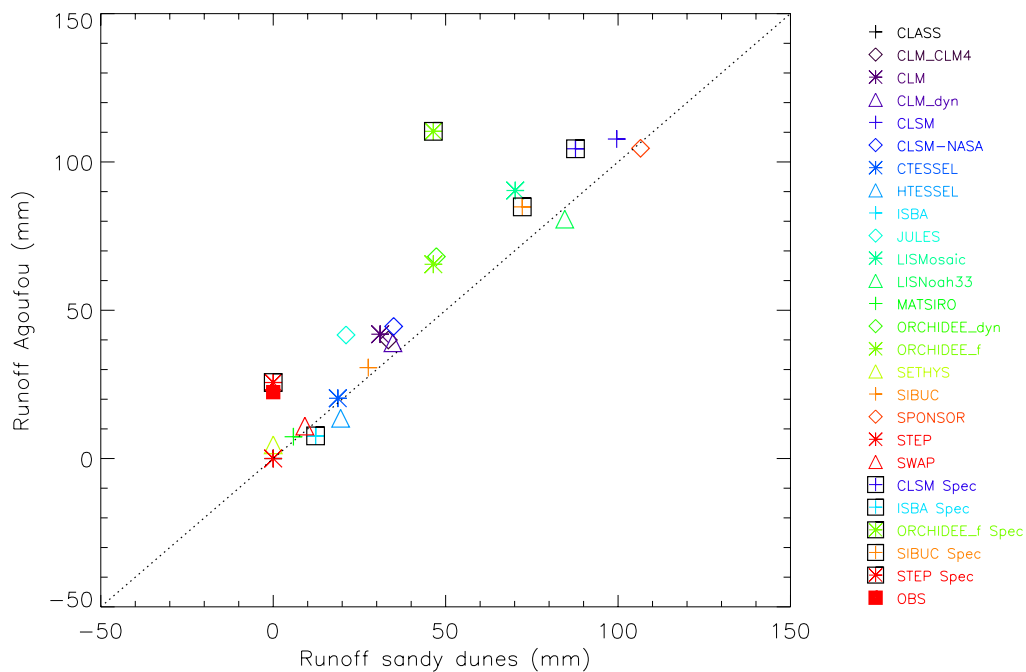


Fig. 10. Runoff over the Agoufou watershed versus runoff over the sandy dunes area indicated by Z in Figure 1.

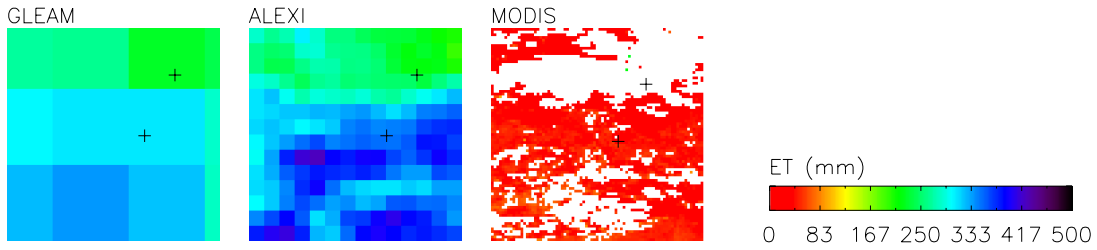


Fig. 11. Maps of evapotranspiration by three different remote sensing products in 2007. Black crosses indicate the position of sites 17 and 40.

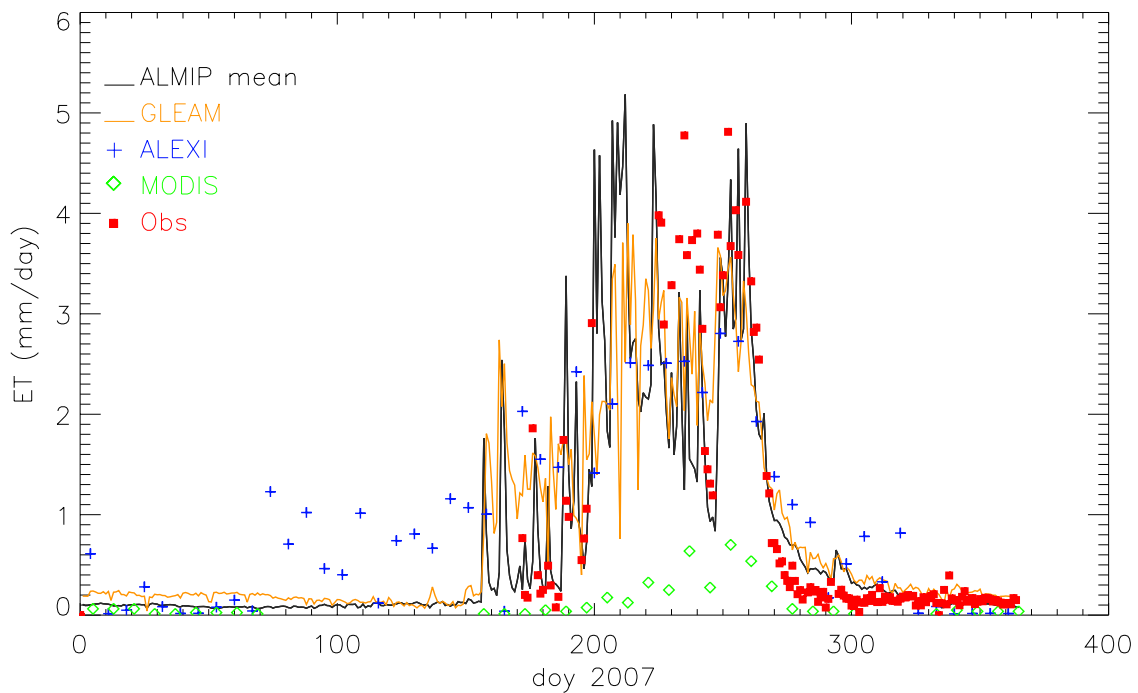


Fig. 12. Daily evapotranspiration by the ALMIP2 model (multi-model mean), the three remote sensing products and in situ observations over the local site 17.

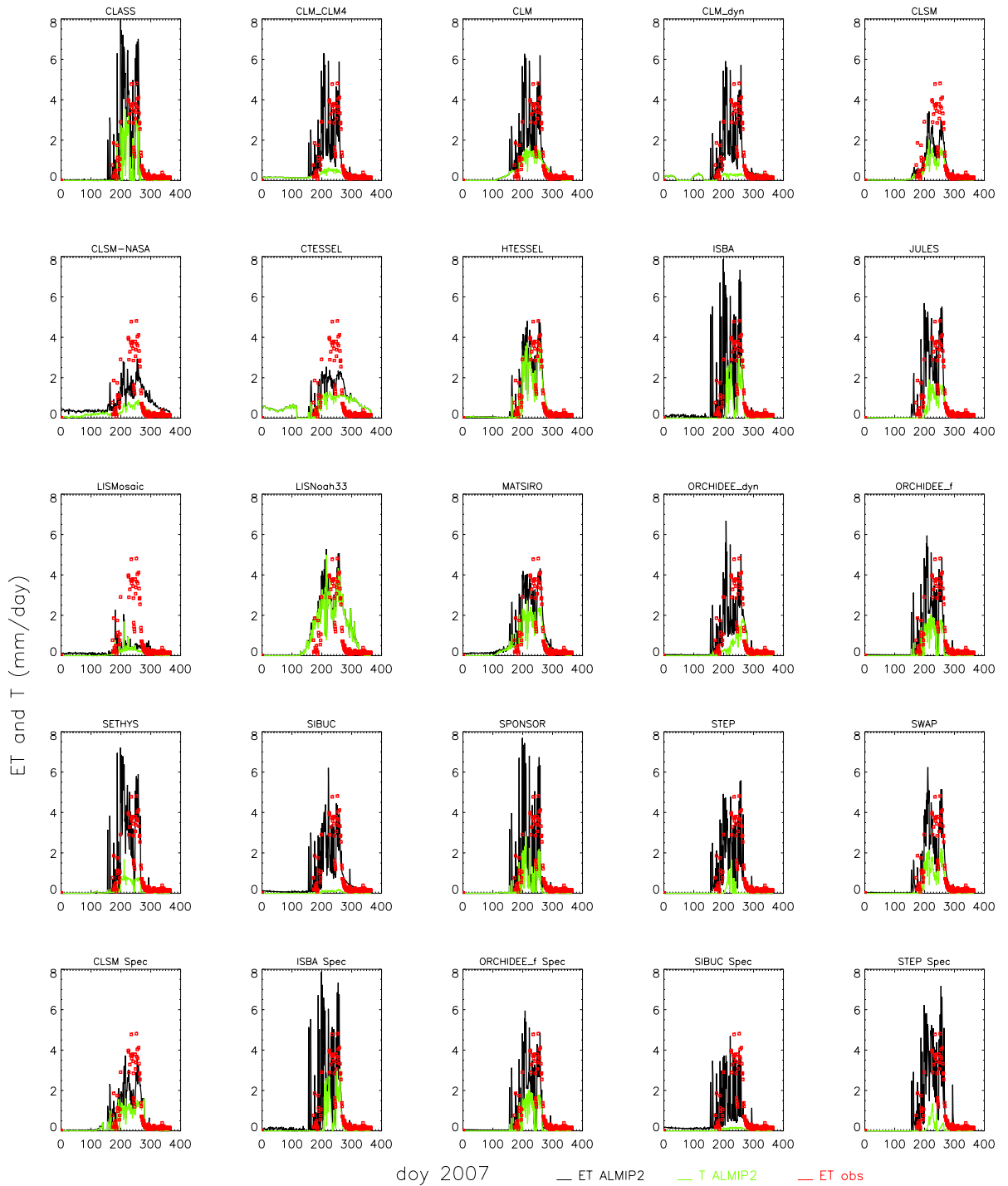


Fig. 13. Daily evapotranspiration and transpiration by each ALMIP2 model (black and green lines respectively) and in situ observations (red boxes) over the local site 17 for 2007.

Annexe 6: Dynamique et évolution de la canopée, du Ks et du Manning

Les Figures présentées ici illustrent l'évolution entre la période passée (1960-1975) et la période présente (2000-2015) des différentes variables liées à la végétation dynamique saisonnière sur le bassin d'Agoufou. Pour chaque variable, l'état du bassin est représenté en saison dite sèche, au début de la mousson (moyenne sur les mois d'Avril-Mai-Juin) et en saison dite humide, pendant le pic de mousson (moyenne sur les mois de Juillet-Aout-Septembre).

On constate ainsi que l'évolution du couvert (Figure 6.1) est très marquée sur la partie sud du bassin caractérisé par un sol sableux et donc privilégié pour la pousse de la strate herbacée. En terme de comparaison entre le passé (Figure 6.1a) et le présent (Figure 6.1b), on remarque une augmentation de la végétation ligneuse le long du cours d'eau, induit par une plaine alluviale bien plus importante aujourd'hui, et également une baisse de la végétation dans la partie centre et nord du bassin, là où la brousse tigrée s'est dégradé et où l'ensablement de surface a laissé place à des plages de sol nu.

Les mêmes constatations peuvent être faites concernant la conductivité hydraulique à saturation (Ks) et le coefficient de rugosité de Manning (MAN), représentés par la Figure 6.2 et la Figure 6.3, respectivement. Toutefois, on remarque également que la dynamique saisonnière de la végétation influe peu sur le Ks qui reste quasi constant entre la période sèche et la période humide contrairement au MAN qui suit l'évolution de la végétation.

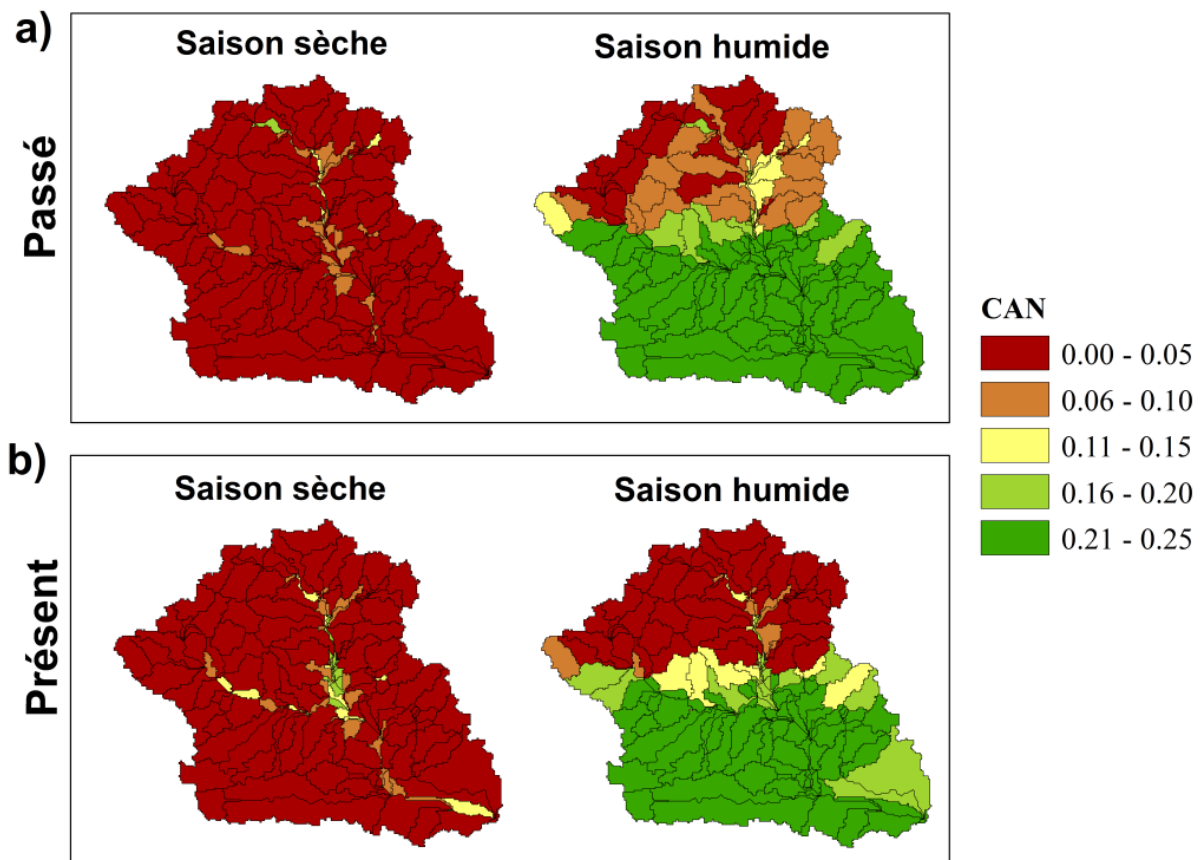


Figure 6.1: Evolution du couvert végétal (CAN) en saison sèche (Avril-Mai-Juin) et en saison humide (Juillet-Aout-Septembre) pour la période passée (1960-1975) et la période présente (2000-2015)

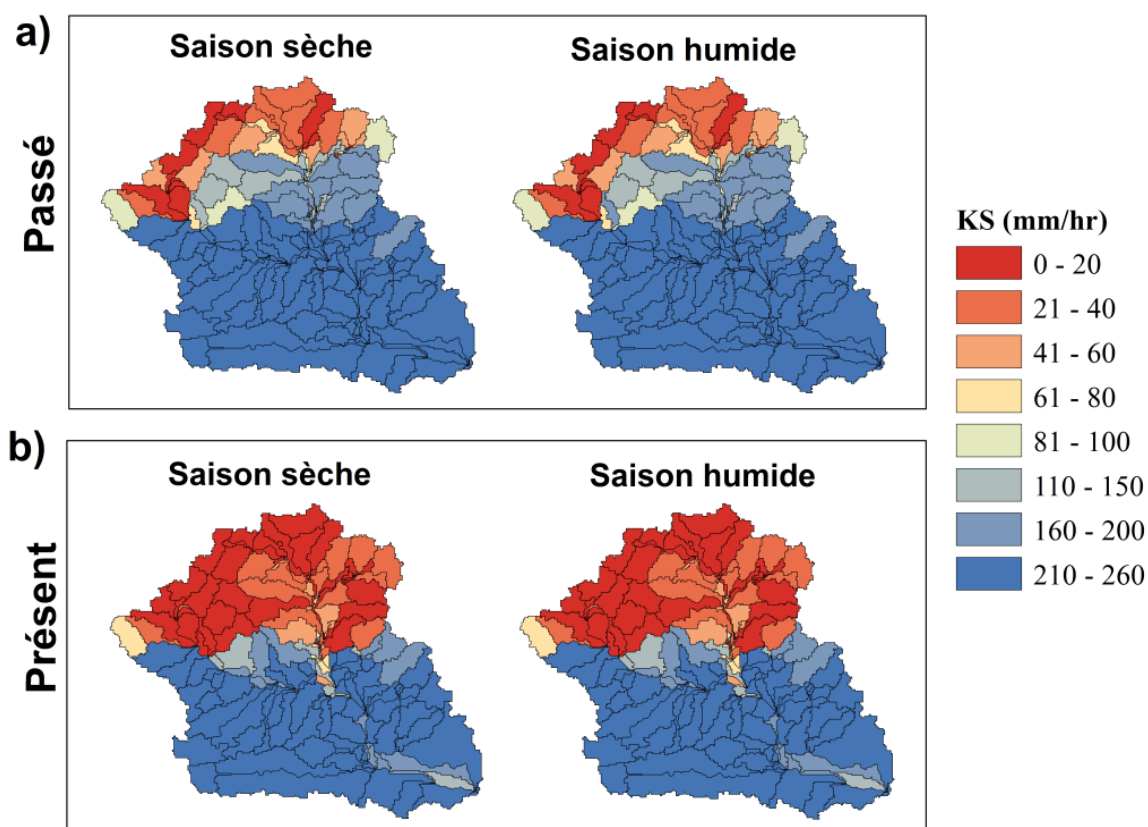


Figure 6.2: Evolution du Ks en saison sèche (Avril-Mai-Juin) et en saison humide (Juillet-Aout-Septembre) pour la période passé (1960-1975) et la période présente (2000-2015).

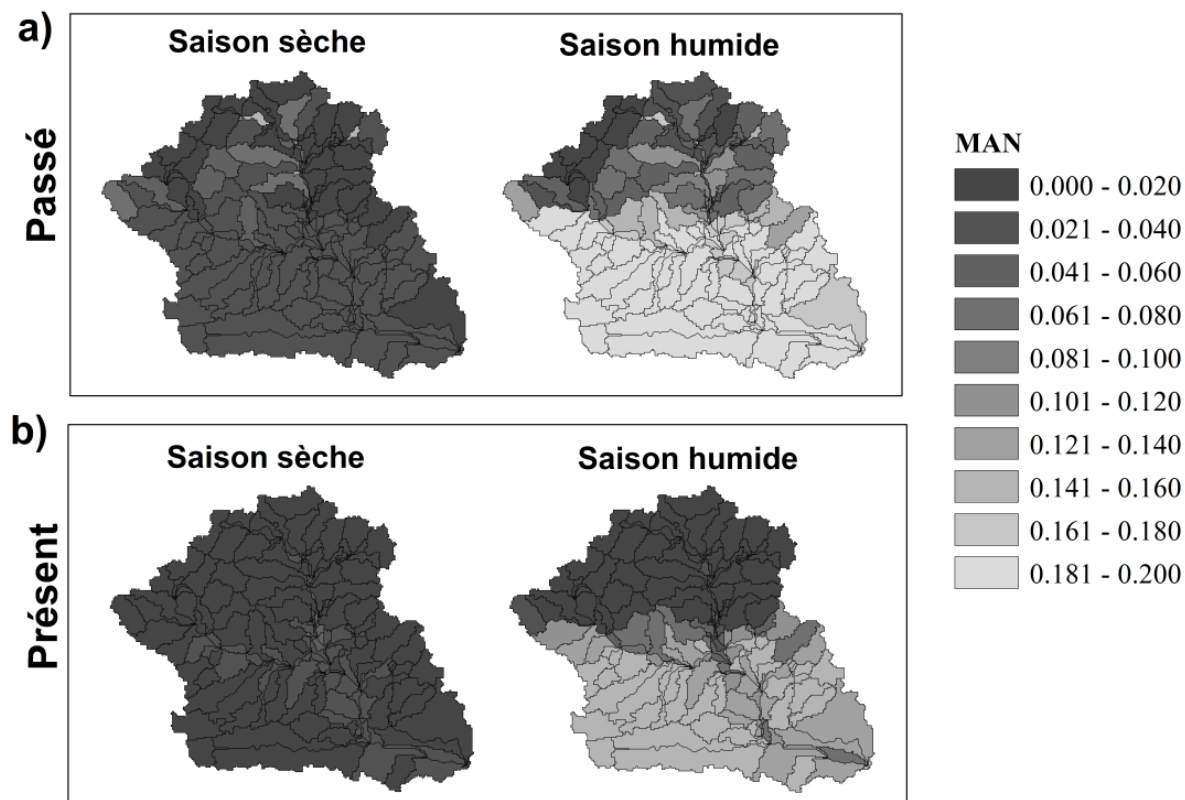
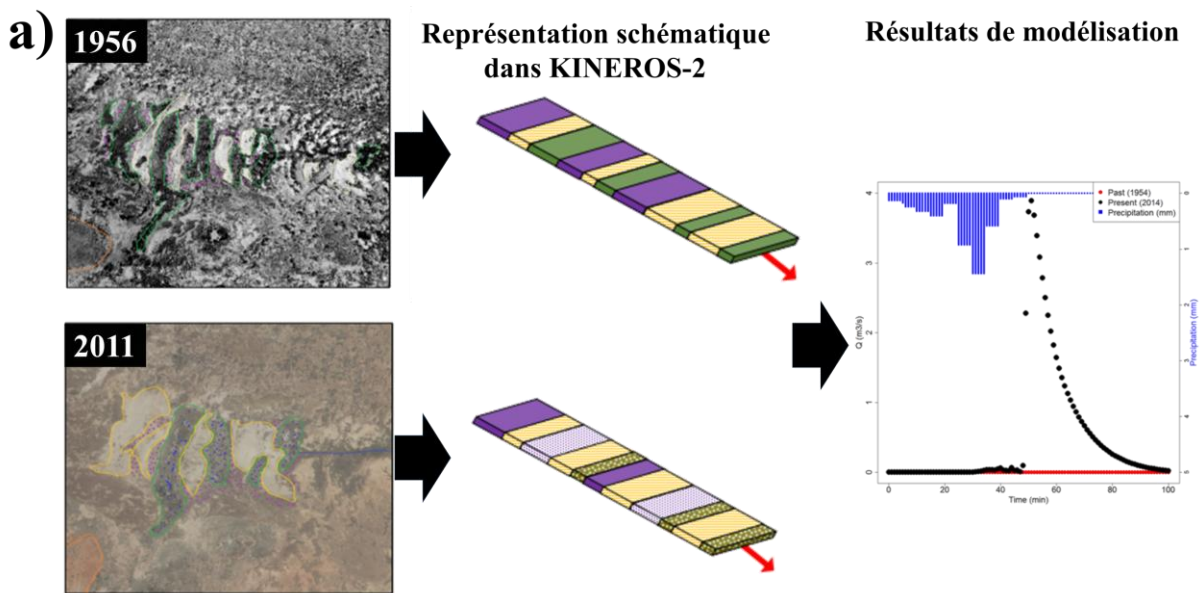


Figure 6.3: Evolution du Manning (MAN) en saison sèche (Avril-Mai-Juin) et en saison humide (Juillet-Aout-Septembre) pour la période passé (1960-1975) et la période présente (2000-2015).

Annexe 7: Modélisation du système "brousse tigrée" dans KINEROS-2 et des impacts de son évolution sur le ruissellement de surface (travaux préliminaires)

Deux systèmes de "brousse tigrée" sont observables sur le bassin d'Agoufou en 1956: l'un avec des bandes de végétation et de sol nu bien en place et orientées perpendiculairement à la pente (Figure 7.1a); et l'autre qui commence à se dégrader et qui apparaît comme une "brousse tachetée" (Figure 7.1b). Pour ces deux systèmes, nous avons identifié les différentes bandes qui s'écoulent l'une dans l'autre jusqu'au réseau de drainage. Dans le premier système, les brousses étant bien denses et les bandes bien identifiables, la schématisation dans KINEROS-2 s'est résumée à identifier plusieurs plans homogènes qui s'écoulent les un dans les autres directement. Pour le second système, en plus du découpage horizontal (plan-plan), un découpage vertical en bandes a été réalisé afin de mettre en évidence la complexité de ces systèmes hétérogènes.

Le même travail a été effectué sur la même zone mais pour la carte paysagère actuelle (2011). Dans les deux cas, il a alors été possible d'estimer le ruissellement en sortie de ces systèmes pour un événement de pluie moyen. Nous pouvons constater que sur le premier système, la densité de la brousse contribue à stopper entièrement le ruissellement de surface et que dans le second système, plus "ouvert", l'écoulement est diminué, mais existant, grâce aux bandes verticales peu découpées par les bandes de végétation.



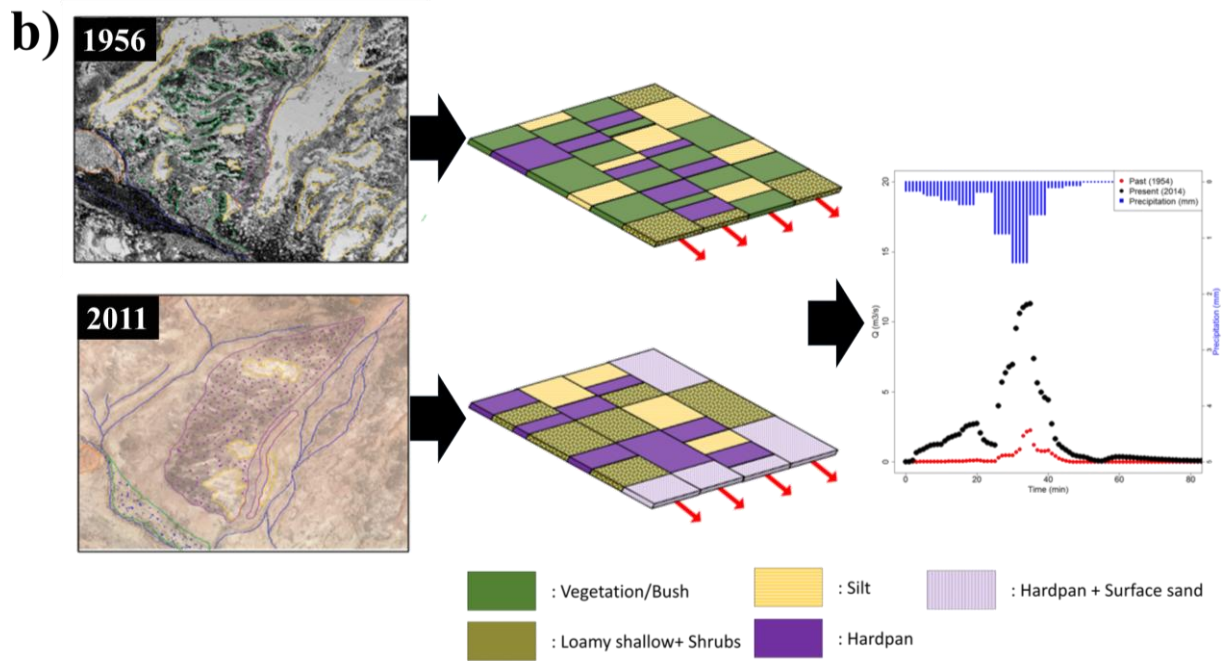


Figure 7.1: Systèmes de "brousse tigrée bien développée" (a) et de "brousse tigrée dégradée"(b), schématisés dans KINEROS-2 pour représenter les impacts en 1956 et 2011 sur le ruissellement de surface. La courbe noire représente les systèmes en 2011 et la courbe rouge, les systèmes en 1956.