



HAL
open science

Impact de la résolution spatiale et temporelle des entrées pluviométriques pour la modélisation hydrologique en Afrique de l'Ouest et implication dans l'utilisation des produits satellitaires : Etude de cas sur le Bassin de l'Ouémé au Bénin

Tania Gascon

► To cite this version:

Tania Gascon. Impact de la résolution spatiale et temporelle des entrées pluviométriques pour la modélisation hydrologique en Afrique de l'Ouest et implication dans l'utilisation des produits satellitaires : Etude de cas sur le Bassin de l'Ouémé au Bénin. Hydrologie. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. NNT : 2016GREAU046 . tel-01633466

HAL Id: tel-01633466

<https://theses.hal.science/tel-01633466v1>

Submitted on 13 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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ
GRENOBLE ALPES**

Spécialité : **Océan Atmosphère et Hydrologie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Tania GASCON

Thèse codirigée par **Théo VISCHEL**

et dirigée par **Thierry LEBEL**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie
et Environnement (LTHE, Grenoble)**

dans **l'École Doctorale Terre Univers Environnement**

**Impact de la résolution spatiale et
temporelle des entrées pluviométrique
pour la modélisation hydrologique en
Afrique de l'Ouest et implication dans
l'utilisation des produits satellitaires.
Etude de cas sur la Bassin de l'Ouémé au Benin**

Thèse soutenue publiquement le **12 juillet 2016**,

devant le jury composé de :

Guy DELRIEU

Directeur de recherche, CNRS, Présidente

Luc DESCROIX

Directeur de recherche, IRD, Rapporteur

Christophe, BOUVIER

Directeur de recherche, IRD, Rapporteur

Christophe PEUGEOT

Chercheur au HSM, IRD, Examineur

Théo VISCHEL

Maitre de conférences à l'UGA, Co-directeur

Thierry LEBEL

Directeur de recherche, IRD, Directeur





Remerciements

Ça y est... la thèse est arrivée à son terme après un grand effort et beaucoup d'investissement qui m'ont permis de finaliser un travail passionnant et de 'découvrir' une belle région comme l'Afrique de l'Ouest. Ces dernières lignes écrites sur mon manuscrite sont l'occasion d'exprimer mes sincères remerciements à tous ceux qui, directement et indirectement, ont contribué à la réalisation de ce projet (à tous ceux qui ont participé aux discussions scientifiques et aussi à ceux qui m'ont encouragé jusqu'au bout du chemin).

Je commence par mes directeurs de thèse - Théo, Thierry - merci pour l'encadrement durant un peu plus de trois années, pour les conseils scientifiques, les orientations et révisions, enfin pour le temps que vous avez consacré à ce travail. Je trouvé intéressant d'avoir été encadrée par ce binôme, composé par un esprit pratique, du jeune homme, et par la grande expérience et recul de Thierry. Théo, particulièrement je tiens te remercier pour ta pédagogie exprimée durant toute ma thèse, surtout au début quand tu as réalisé des dessins afin de pouvoir nous communiquer, merci aussi pour ta disponibilité et pour les soutiens en R!

Au cours de ce travail j'ai eu également l'opportunité de travailler avec plusieurs personnes de mon équipe de recherche qui m'ont transmis leurs connaissances et qui m'ont aidé à mieux cadrer mon travail grâce à leur regard critique. Sylvie, merci pour ta disponibilité et l'intérêt que tu as porté à mon travail, j'ai énormément apprécié ton soutien et tes conseils. Thierry Pellarin, merci pour toutes les discussions sur DHSVM que nous avons eu. Jean-Martial, un grand merci pour ton soutien à la fin de la thèse, tes conseils et ton encouragement ont vraiment été précieux. Je voudrais transmettre un remerciement spécial à Guillaume Quantin qui a suivi avec une grande pédagogie certains aspects techniques de cette recherche (du début jusqu'à la fin); Guillaume tes pertinents conseils dans la construction des forçages de pluie ont été tops ! Une pensée à Véronique qui m'a donné des petits coups de main avec des données au début de la thèse.

D'autres personnes ont participé dans la démarche de ce travail: Isabelle, tu as constitué un appui fondamental pour les évaluations réalisées avec nTopAMMA, un gros merci pour ton temps . Valérie Quatela et Delphine, merci pour avoir travaillé sur l'amélioration de la performance du DHSVM et pour être tout le temps enthousiaste durant le travail réalisé.

Je voudrais mettre en évidence que durant cette thèse j'ai eu l'opportunité de participer à des discussions scientifiques avec les membres du projet Megha-Trophique et la communauté AMMA-CACTH grâce auxquelles j'ai développé un regard plus critique de mon travail.

Un remerciement spécial à Guy Delrieu pour m'aider à établir les connexions initiales avec le LTHE et aussi pour ses conseils opportuns. Je voudrais remercier Philippe Belleudy et Charles Obled pour leurs conseils durant la soutenance blanche. Egalement je remercie mes directeurs, les chercheurs, doctorants et post-doctorants pour leurs conseils précieux durant ma préparation pour la soutenance.

Je tiens aussi à remercier mon jury pour avoir accepté d'évaluer mon travail. Les remarques et commentaires faits par Luc Descroix et Christophe Bouvier ont été très pertinents et m'ont aidé à renfoncer plusieurs points du manuscrit, donc je tiens vraiment à vous remercier pour ses critiques.

Merci à Christophe Peugeot pour le jugement sur mon travail avec un point de vu expérimenté sur le bilan hydrologique béninois. Merci à Guy Delrieu d'avoir présidé mon jury.

Un grand merci à toute l'équipe administratif du labo, spécialement aux douces Odette, Carmeline et Claire... la vie au labo a été plus facile avec vous ! Une pensée aux gens du service informatique : Wajdi et Patrick qui ont toujours été disponibles pour un soutien technique !

Je remercie fortement Jacinto Artigas et José Luis Lopez de l'IMF du Venezuela pour leurs soutiens au début de ma thèse et également à Estatio Gutierrez et Freddy Perez pour ses sages conseils durant cette étape.

Cette aventure n'aurait pas été la même sans les thésards avec qui j'ai partagé de bons moments. Un grand merci à (el pana) Moussa pour son soutien et pour être un très bon co-worker. Merci à François, Catherine et Gérémy pour tous les bons moments dans le 'chaleureux' bureau du 3eme étage, pour les très opportuns conseils informatiques et/ou de langage. Je ne peux pas manquer de remercier Maxime pour sa bonne humeur et son positivisme, la bonne ambiance n'as pas manqué quand nous avons partagé le bureau, merci également pour ta présence pendant ma soutenance. Une pensée pour Cindy et pour des autres stagiaires sympas que j'ai rencontré au labo. Un grand merci à ma chère Lise pour me transmettre son esprit positif face les petits soucis de la thèse, et aussi pour me faire écouter de la musique française en live. Merci à Solenne et Annette pour tous les bons moments partagés et pour les petites fêtes dans leur jardin. Dennisse, merci pour les super moments dans et hors du labo, pour tes soirées et ta nourriture mexicaine ! Marine merci pour tes précieux conseils administratifs à la fin de la thèse. Basile un super merci pour les bons moments et pour ton soutien durant la préparation de ma soutenance. Helene, Carlos merci pour vos encouragements. Une pensée pour les anciens doctorants Valentin, Antoine, Max, Benoit, Jérémy, Ossnatou, Mathias, Thomas G, Hernan, Stéphanie, Batiste, Aloïs... et pour les moins anciens Camille, Joseph, Louise, Aude, Coraline, Saif, Damien, Aurélien, Rafael, Paty...

Je vais prendre quelques lignes pour remercier chaleureusement à Ahmed, Peter, Luis et Mariano pour les innombrables discussions scientifiques et autres, pour leurs conseils techniques, mais surtout pour leurs amitié qui s'initie en parallèle à cette thèse et qui a fait de ma vie à Grenoble une aventure super amusant...!

Les soutiens et l'encouragement de ma famille ont été constants durant tout cette étape, donc pour ça je voudrai remercier à mes parents et mes frères pour vivre à distance toutes les oscillations de ma thèse. Merci aussi à ma famille Grenobloise pour faire partie de cette aventure.

En fin, je remercie à mon époux Nicolas pour m'avoir soutenu et avoir partagé les tensions et émotions d'un beau projet qui conclut aujourd'hui et qui cède la place à beaucoup d'autres.

Le 15 septembre 2016

Cette thèse a été financée par une bourse de la Fondation Gran Mariscal de Ayacucho inscrite au Ministère du Pouvoir Populaire pour l'Enseignement Supérieur, des Sciences et de la Technologie de l'état Vénézuélien et aussi par le CNRS en France.

Résumé

Les zones intertropicales sont caractérisées par des précipitations très variables dans l'espace et le temps qui peuvent produire sur une même région des conditions de sécheresse prolongées entrecoupées d'événements pluviométriques intenses. Ces extrêmes secs et humides peuvent provoquer des pénuries d'eau ou des inondations, mettant en péril des populations souvent très vulnérables aux aléas climatiques. C'est particulièrement le cas de l'Afrique de l'Ouest qui, dans un contexte de conditions sèches dominantes depuis les années 1970, subit ces deux dernières décennies un nombre croissant d'inondations. Face à un réchauffement climatique déjà bien réel, mais qui va se renforcer avec des conséquences sur le cycle de l'eau encore très incertaines, il est nécessaire de mieux comprendre comment la variabilité climatique – et en l'occurrence plus spécifiquement la variabilité pluviométrique, impacte la variabilité hydrologique. On dispose pour cela de modèles numériques de surface qui représentent de façon explicite les principaux processus intervenant dans les bilans d'eau. Ils doivent être alimentés par des champs de forçage pluviométrique à des résolutions suffisamment fines pour bien représenter les variabilités de petite échelle qui caractérisent les précipitations tropicales (résolution spatiale de quelques kilomètres et pas de temps horaire ou inférieur). De telles résolutions sont la plupart du temps incompatibles avec les échelles des données issues des réseaux pluviométriques nationaux en Afrique de l'Ouest (densité moyenne de 1 pluviomètre pour 10.000 km² au pas de temps journalier). Il existe de surcroît des zones entières qui sont peu ou mal couvertes du fait de conditions climatiques difficiles ou du manque de moyens des services météorologiques nationaux. Dans ce contexte, la télédétection satellite s'avère très utile, mais elle ne permet pas encore d'atteindre les résolutions mentionnées plus haut. Compte tenu de cette situation, la question de la sensibilité des modèles hydrologiques à la résolution des champs pluviométriques utilisés pour les forcer constitue un sujet important, assez peu abordé en tant que tel dans la littérature consacrée à l'utilisation des données satellitaires pour forcer des modèles hydrologiques.

Cette thèse s'attache donc à traiter séquentiellement deux questions distinctes, mais souvent confondues : i) quel est l'impact de la dégradation de la résolution spatio-temporelle des champs de forçages pluviométriques sur la réponse d'un modèle hydrologique, et ce en supposant que ces champs sont dépourvus d'erreur en moyenne ; ii) comment les champs de pluie estimés par satellite, qui présentent de façon combinée des problèmes de résolution et de biais, influencent-ils la réponse hydrologique simulée?

Le jeu de données utilisé pour l'étude est celui du site soudanien de l'observatoire AMMA-CATCH au Bénin (bassin de l'Ouémé, 13150 km²). Le réseau de pluviographes de cet observatoire permet de calculer des champs de référence à très fine résolution (0.05° et 30 minutes), utilisés pour forcer le modèle hydrologique DHSVM et constituer ainsi des débits simulés de référence. A partir de là il est possible de procéder à des études de sensibilité dans les deux directions mentionnées ci-dessus.

Pour ce faire, les champs de précipitation de référence sont agrégés successivement dans l'espace (0.10°, 0.25° et 0.50°) et dans le temps (1h, 3h, 6h, 12h et 24h) et sont utilisés pour simuler avec DHSVM la réponse de l'Ouémé sur la période 2005-2008. Le principal résultat de cet exercice a montré que, pour la gamme d'échelles spatio-temporelles explorée, les débits simulés sont sensibles à la résolution temporelle et très peu sensibles à la résolution spatiale. Pour ce qui concerne la sensibilité à l'utilisation de champs de pluie satellite, trois produits (TRMM, PERSIANN et CMORPH) dans leurs versions non-corrigées et corrigées, aux résolutions de 0.25° et 3h, sont testés dans les simulations hydrologiques de l'Ouémé. Il apparaît clairement que les produits corrigés sont plus performants que les produits non corrigés qui ont tendance à surestimer fortement les débits simulés. Pour ce qui est de l'influence des résolutions grossières des produits satellites, on constate des effets similaires à ceux identifiés avec les champs de pluie au sol.

Mots clés : précipitation, produits satellites, variabilité spatio-temporelle, Afrique de l'Ouest, DHSVM, hydrologie, modélisation hydrologique

Abstract

Intertropical climates are characterized by a strong space-time variability of precipitation that can produce persistent dry spells and extreme rainfall events within the same region. These extreme climatic conditions directly impact water resources and flood occurrences, threatening populations that are highly vulnerable to natural hazards. This is especially the case in West Africa, where an increasing number of flood events has been reported over the last twenty years while the dry conditions that have started in the 1970's still prevail nowadays. While a significant climate warming is already observed in this region, there is more to come, with possible changes of the patterns of rainfall variability. It is thus of primary importance to better apprehend how sensitive is the hydrological response of West African catchments to small scale rainfall variability. Numerical models explicitly simulating the hydrological processes have already been tested and calibrated to represent the rainfall-runoff relationship of these catchments. They require high resolution (typically a few kilometers in space and one hour or less in time) rainfields as inputs, so as to account properly for the small scale variability of precipitation. However, this requirement is difficult to meet in a region where operational networks have a density which often does not exceed one gauge per 10000 km² and provide daily measurements only. Satellite remote sensing is consequently seen as a remedy to the shortcomings of ground monitoring, especially as it provides a continuous monitoring in space and time, but satellite rainfall products are still far from reaching the high space-time resolution mentioned above. In such a context, the sensitivity of hydrological models to the resolution of their forcing rainfields is an important topic, rarely tackled as such in the literature dealing with hydrological modeling based on satellite data.

This PHD thesis thus focus on two related questions : i) how degrading the space-time resolution of forcing rainfields is influencing the response of hydrologic models, assuming that this degradation of the resolution has no influence on the biases ? ; ii) what are the consequences of using satellite rainfall products – which combine low resolution and bias problems – for simulating the response of catchments in tropical regions?

To that end the AMMA-CATCH data set of the Ouémé catchment (13150 km²) in Benin is used. The high density recording raingauge network allows the computation of fine resolution rainfields (0.05°; 30 minutes), used as inputs to the DHSVM hydrological model, providing reference series of river flows at the outlet of the catchment.

The reference precipitation fields are subsequently aggregated in space (0.10 °, 0.25 ° and 0.50 °) and time (1h, 3h, 6h, 12h and 24h) and then used to simulate the basin response over the period 2005 - 2008. Simulated river flows appear to be more sensitive to the degradation of the time resolution than to the degradation of the space resolution, at least over the range of space-time scales explored in this research. Regarding the sensitivity to using satellite rainfall, three products (TRMM, PERSIANN, and CMORPH) were selected in their non-corrected and corrected versions at resolutions of 0.25 ° and 3 hours. Corrected products clearly perform better than non-corrected products, the latter leading to overestimate the simulated runoff. The effect of using coarse resolution satellites products, as compared to the finest resolution available, is similar to the effect observed on ground based rainfields with a larger sensitivity to time resolution than to space resolution, for the scale domain explored.

Keywords: rainfall, satellite products, spatial and temporal variability, West Africa, DHSVM, hydrology, hydrological modeling

Resumen

Las zonas intertropicales se caracterizan por una fuerte variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones que producen períodos secos persistentes y lluvias intensas dentro de la misma región. Estas condiciones climáticas extremas pueden producir episodios de sequías e inundaciones, que afectan principalmente a poblaciones vulnerables a los riesgos climáticos. Este es especialmente el caso en África Occidental, donde un número cada vez mayor de inundaciones ha ocurrido en los últimos veinte años, a pesar que las condiciones secas que han comenzado en la década de 1970 todavía prevalecen hoy en día.

En un contexto de calentamiento climático evidente en esta región con perspectivas de incrementarse, las consecuencias sobre el ciclo del agua son inciertas. Por lo tanto, es de primordial importancia comprender mejor como la variabilidad climática, más específicamente la variabilidad de la precipitación, repercute en la variabilidad hidrológica. Este aspecto ya ha sido abordado en cuencas africanas a través de modelos digitales de terreno que representan de manera explícita los principales procesos vinculados al ciclo hidrológico. Estos modelos requieren como entradas campos de precipitación a resoluciones finas para lograr representar la variabilidad a pequeña escala que caracteriza las precipitaciones tropicales (resoluciones espaciales de pocos kilómetros e intervalos de tiempo sub-diarios). Sin embargo, este requisito es difícil de cumplir en una región donde las redes operativas tienen una densidad que generalmente no exceda 1 pluviómetro por cada 10000 km² y sólo proporcionan mediciones diarias. Además, existen zonas carentes de registros pluviométricos debido a al poco o inexistente monitoreo por parte de los servicios meteorológicos nacionales. En este sentido, la teledetección satelital podría ser de gran utilidad ante la falta de registros terrestres, principalmente porque proporciona información de lluvia continua en tiempo y espacio, no obstante, la precipitación satelital todavía no está provista a las resoluciones anteriormente mencionadas. Por lo tanto, la problemática de la sensibilidad de los modelos hidrológicos a la precipitación resulta un tema importante, el cual ha sido poco abordado en la literatura y sobre todo en la relacionada con la modelización hidrológica basada en datos de satélite.

Esta tesis doctoral se centra en dos preguntas relacionadas: i) ¿cuál es el impacto de la degradación de resoluciones espacio-temporal de campos de lluvia sobre la respuesta de un modelo hidrológico? suponiendo que estos campos de lluvia carecen de sesgos; ii) ¿cómo los campos de precipitación satelital, asociados a problemas de resoluciones y sesgos, influyen en la respuesta hidrológica simulada?

Los datos de lluvia utilizados en este estudio provienen de la red AMMA-CATCH en Benin (cuenca Ouémé 13150 km²). La red pluviométrica de esta cuenca ha permitido crear campos de precipitación a fina resolución (0,05 °; 30 minutos) que se utilizan como entradas del modelo hidrológico DHSVM afín de crear las simulaciones de referencia usadas en los análisis de sensibilidad a la lluvia.

Por consiguiente, los campos de precipitación de referencia se agregan en espacio (0,10 °, 0,25 ° y 0,50 °) y tiempo (1 h, 3 h, 6 h, 12 h y 24 h) y se utilizan para simular la respuesta cuenca durante el periodo 2005 a 2008. Los resultados indicaron que el caudal simulado es sensible a la degradación temporal de la lluvia y poco sensible a la degradación espacial, al menos en el rango de resoluciones evaluadas en este estudio. En cuanto a la sensibilidad en el uso de la precipitación satelital tres productos (TRMM, PERSIANN, y CMORPH) fueron seleccionados en sus versiones no-correctadas y correctadas a resoluciones de 0.25° y 3 horas. Los productos correctados resultaron más eficientes que los productos no-correctados los cuales, en general, sobreestiman notablemente los caudales simulados. Con respecto a la influencia de las grandes resoluciones de la lluvia satelital, los efectos resultaron similares a los observados por los campos de precipitación derivados de pluviómetros.

Palabras claves: precipitación, productos de satélite, variabilidad espacial y temporal, África del Oeste, DHSVM, hidrología, modelización hidrológica



Table des matières

INTRODUCTION GENERALE.....	1
Partie I. CONTEXTE GENERAL.....	7
CHAPITRE I. Contexte satellite	9
1. La télédétection par satellite.....	10
2. Types des systèmes satellitaire.....	11
3. Protocole d'élaboration des produits de précipitation par plusieurs satellites.....	17
4. Précipitations par satellite dans des études hydrologiques.....	25
CHAPITRE II. Région d'étude	31
1. Contexte hydroclimatique ouest-africain.....	32
2. Observation et modélisation du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest : le programme AMMA-CATCH	38
3. Zoom sur le bassin d'étude : l'Ouémé supérieur.....	39
Partie II. DONNES ET METHODES	47
CHAPITRE III. Données de précipitation.....	49
1. Précipitation utilisée dans la modélisation hydrologique	50
2. Spécifications des données de précipitation utilisés dans cette étude	53
3. Protocole d'analyses des champs de précipitation	55
4. Analyses de la précipitation de la période d'étude	58
5. Evaluation de la précipitation par satellite	68
6. Discussions de l'analyse de la précipitation de l'étude	77
CHAPITRE IV. Méthodologie et modélisation hydrologique	81
1. Protocole d'analyse de sensibilité au forçage pluviométrique	82
2. Modèles hydrologiques appliqués dans l'étude.....	86

Partie III. RESULTATS	113
CHAPITRE V. Impact des résolutions de précipitation au sol sur la réponse hydrologique de l’Ouémé	115
1. Influence de la dégradation spatiale et temporelle des résolutions de pluie sur les simulations par DHSVM	116
2. Influence de la dégradation spatiale des résolutions de pluie sur les simulations par TopAMMA	123
3. Synthèse et Discussion des résultats.....	126
CHAPITRE VI. Evaluation des produits de précipitation par satellite pour la modélisation hydrologique	131
1. Evaluation des produits de précipitation par satellite dans la modélisation hydrologique.....	132
2. Influence de la résolution des produits de pluie satellitaire sur les simulations hydrologiques ..	139
3. Synthèse et Discussion des résultats.....	144
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	148
1. Conclusions Générales	149
2. Perspectives et Limitations.....	152
Références Bibliographiques.....	157
ANNEXES	180
Annexe A. Synthèse des applications hydrologique de précipitation satellites.....	180
Annexe B. Information sur les échantillons de pluie utilisés dans l’analyse de distribution et fréquence des intensités.....	183
Annexe C. Paramètres du sol et végétation utilisés dans l’initialisation de DHSVM.....	185
Annexe D. Illustration de l’analyse de sensibilité des paramètres de sol et végétation du modèle DHSVM	188
Annexe E. Calibrations de DHSVM par jeu de paramètres M1 et M2	192
Annexe F. Variabilité intra-saisonnière des débits simulés par produits satellites.....	194
Annexe G. Publication en Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS)	197
Annexe H. Fichier de configuration DSHVM.....	204

INTRODUCTION GENERALE



1. Les discordances d'échelle, un sujet qui reste central dans la recherche en hydrologie

- Bien que la question des cohérences d'échelles ait été identifiée depuis longtemps – et notamment depuis la fin des années 1970 (Rodriguez-Iturbe et Mejía 1974; Bras et Rodríguez-Iturbe 1976; Rodriguez-Iturbe et Eagleson 1987; Raffy 1992) – comme une difficulté majeure dans la représentation du fonctionnement des systèmes hydrologiques, elle pose aujourd'hui encore de nombreux défis, et ce malgré le développement de systèmes de mesures permettant de mieux documenter la variabilité des différents termes du cycle de l'eau sur un éventail d'échelles plus large.
- Chaque compartiment impliqué dans le cycle de l'eau – atmosphère, rivières, eau du sol, nappes souterraines, végétation – possède ses propres échelles caractéristiques, discordantes lorsque l'on passe d'un compartiment à un autre (Peugeot *et al.*, 2012) du fait de mécanismes d'accumulation, de redistribution ou de rétention.
- Dans certains cas, ces mécanismes créent de l'intermittence et de la variabilité de petite échelle à partir d'un signal relativement régulier (cas de la convection atmosphérique qui produit les précipitations à partir de l'alimentation évaporatoire), alors que dans d'autres on observe plutôt un lissage des réponses à partir d'un signal d'entrée très irrégulier (cas de l'infiltration dans les sols et de réalimentation des nappes à partir d'un signal d'entrée pluviométrique intermittent et bruité). Il existe aussi des phénomènes d'accumulation et de concentration qui régularisent le signal d'entrée mais produisent une réponse amplifiée (cas typique des inondations).
- Il n'existe pas de réponse universelle aux questions d'ordre métrologique et méthodologique posées par ces discordances d'échelle ; la manière de les traiter dépend des objectifs poursuivis (prévisions hydrologiques versus prédictions hydro-climatiques, par exemple) et des régions d'étude : les régimes climatiques, la physiographie et les conditions de surface sont des déterminants essentiels des échelles caractéristiques des différents termes du cycle de l'eau.
- Si on considère le cas des régions tropicales, trois éléments majeurs sont à considérer : 1) une grande variabilité spatiale des précipitations liée à leur nature convective ; 2) une demande évaporatoire qui est presque toute l'année supérieure à l'apport en précipitations, ce qui implique que les réservoirs profonds sont plus sollicités pour satisfaire cette demande que dans les zones de latitude moyenne ; 3) un assèchement des cours d'eau en fin de saison sèche qui oblige à bien comprendre le lien entre remise en eau du réseau hydrographique et remplissage des réservoirs sol et souterrain, lorsque la saison des pluies démarre.
- Ce questionnement générique s'inscrit par ailleurs dans le cadre d'une problématique des changements globaux qui se traduit, d'une part, par une intensification des régimes pluviométriques (Panthou *et al.*, 2014; Donat *et al.*, 2016) et, d'autre part, par une évolution rapide des conditions de surface, liée à la pression démographique et à la mise en culture des terres. Ceci est particulièrement vrai en Afrique de l'Ouest (Nicholson *et al.*, 1998; Hulme et Kelly 1993; Panthou *et al.*, 2014) et oblige à caractériser le mieux possible les effets d'échelle en temps présent pour pouvoir les prendre en compte en climat et environnement futurs.
- Enfin, à ces questions liées au seul fonctionnement des systèmes hydrologiques considérés, viennent se superposer celles liées aux mesures disponibles pour documenter le fonctionnement des systèmes étudiés ou pour en réaliser des simulations réalistes. L'apparition de nouvelles techniques de monitoring du système Terre, en particulier via les capteurs embarqués à bord des satellites, a permis de documenter un spectre d'échelles et de résolutions spatiales bien plus large que celui couvert par les seules mesures au sol ; mais dans le même temps, ces techniques

de mesure indirectes ont introduit des erreurs dans la mesure des variables d'intérêt, qui sont pénalisantes pour les études quantitatives du cycle de l'eau. Il est donc nécessaire d'étudier spécifiquement le rapport coût (perte de précision sur la mesure elle-même) versus bénéfice (meilleure couverture spatiale) lié à l'utilisation des mesures satellite pour construire les champs pluviométriques destinés à forcer des modèles hydrologiques.

2. Etude des effets de la qualité des forçages pluviométriques sur la qualité des simulations hydrologiques sur le bassin de l'Ouémé au Bénin

- Dans le cadre de cette thèse nous allons nous intéresser plus particulièrement à la problématique d'échelle liée à la variabilité spatiale et temporelle des précipitations sur un bassin versant de taille moyenne en zone tropicale semi-humide (bassin de l'Ouémé, 13150 km², latitude: 9° - 10.2 N° et longitude: 1.5° - 2.8° E), en séparant les effets de résolution des effets d'imprécision générés par l'utilisation des mesures satellite. Ce bassin-versant est densément instrumenté dans le cadre de l'Observatoire AMMA-CATCH (Lebel *et al.*, 2011), ce qui va permettre de mener des études de sensibilité de la réponse d'un modèle hydrologique à la résolution des champs pluviométriques qui sont utilisés pour le forcer, et ce indépendamment du recours ou non à la mesure satellite. La dégradation liée à l'emploi de mesures satellite au lieu de mesures sol, pour une même résolution des champs de forçage, pourra ensuite être étudiée de manière indépendante.
- L'utilité des produits par satellite est clé dans les contextes géographiques où les observations de précipitation en surface sont dispersées ou inexistantes. Entre autres, la pluie par satellite a comme avantage sa disponibilité sur des larges surfaces et sur des endroits reculés, sa continuité dans le temps (depuis les années 1980) et sa compatibilité avec les modèles hydrologiques actuels, qui sont capables de décrire le comportement d'un bassin de manière distribuée.
- Par contre, un inconvénient de l'estimation de pluie par satellite est qu'elle est n'est souvent disponible qu'à des résolutions grossières dans le temps et dans l'espace et ce même si ces résolutions s'améliorent. Les lissages qui en résultent peuvent fortement influencer les résultats des modèles hydrologiques et la représentation du cycle de l'eau sur une région donnée. Donc, l'usage de la précipitation par satellite dans des études hydrologiques doit être traité avec attention parce qu'elle pourrait influencer l'interprétation des processus qui pilotent l'hydrologie superficielle et souterraine.
- Le bassin l'Ouémé, du fait de son instrumentation très dense constitue une source riche pour valider les précipitations satellitaires et évaluer leurs utilités en entrée de la modélisation hydrologique. Le potentiel de la pluie par satellite sur cette région a déjà été étudié par Roca *et al.*, (2010) ainsi que Gosset *et al.*, (2013) qui ont souligné le besoin de validations à des échelles plus fines et couvrant plusieurs années.
- Une évaluation des divers produits de pluie sera donc effectuée sur l'Ouémé, l'accent étant mis sur l'utilité de ces produits pour la modélisation hydrologique du bassin. Parmi les produits de précipitation utilisés dans cette recherche, on peut citer : TRMM 3B42RT, CMORPH-RAW, PERSIANN, tous dérivés exclusivement des estimations satellitaires. Par ailleurs ont été inclus les versions corrigées de chacun de ces produits, à savoir: TRMM 3B42, PERSIANN-ADJ et CMORPH-ADJ. Ces produits intègrent des données de précipitation au sol : par cumuls mensuels pour TRMM et PERSIANN et journaliers pour CMORPH.
- Les résultats obtenus sont bien entendu contingents au modèle hydrologique utilisé et à sa capacité à activer les processus sensibles aux résolutions caractérisant les différents champs de

forçage. Bien qu'il n'ait pas été possible d'étudier cette question en détail dans ce travail, on l'a abordé de manière heuristique en comparant la sensibilité de deux modèles de conception différentes aux différents champs de forçage pluviométrique. DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model, (Wigmosta *et al.*, 1994) est un modèle totalement distribué qui fonctionne sur des mailles carrées et qui nous servira de modèle de référence ; son principal atout est de représenter de façon explicite les interactions du sol et de la végétation dans le contrôle des bilans d'eau et d'énergie. Le modèle nTopAMMA (Le Lay, 2006) est plus conceptuel ; son maillage est constitué par des sous-bassins, et il présente l'avantage d'avoir été déjà utilisé dans cette région, ce qui a permis d'adapter sa paramétrisation. Dans le cadre de la modélisation menée dans cette recherche, DHSVM constitue le modèle pilote, tandis que nTopAMMA sera utile pour évaluer si la réponse du bassin est liée à la structure d'un modèle donné ou si elle est conditionnée aux forçages de précipitation.

3. Objectifs principaux de la recherche

Cette étude se décompose en deux parties principales.

Le **premier objectif** est centré sur les échelles de représentation de la précipitation ; il vise plus spécifiquement à analyser comment la résolution spatio-temporelle des champs de forçage pluviométriques influence la réponse du bassin de l'Ouémé telle que simulée par des modèles hydrologiques.

Des champs de pluie au sol à fines résolutions seront agrégés dans l'espace et dans le temps afin d'analyser par des critères qualitatifs, quantitatifs et statistiques comment les débits simulés et le bilan d'eau annuel sont modifiés lorsqu'on dégrade la résolution des champs de précipitation. Cette analyse permettra d'identifier les résolutions spatio-temporelles de pluie limites pour représenter adéquatement la réponse du bassin.

Le **deuxième objectif** concerne la performance des produits de précipitation satellitaire ; il s'articule autour des deux axes suivants

- Evaluer l'utilité des produits satellitaires de précipitation dans la modélisation hydrologique de l'Ouémé.

La précipitation des trois produits satellitaires dans leurs versions corrigées et non-corrigées est utilisée pour simuler les débits et bilan d'eau annuel de l'Ouémé ; la performance des simulations par satellite sera analysée sur la base de plusieurs critères en fonction des simulations de la pluie au sol. Ceci permettra d'identifier les produits qui représentent de manière acceptable l'hydrologie du bassin.

- Etudier l'impact des résolutions spatio-temporelles des précipitations satellitaires sur les simulations hydrologiques de l'Ouémé.

Le modèle hydrologique sera forcé par des produits de pluie satellites dont les résolutions ont été dégradées dans l'espace et le temps ; une comparaison de ces nouvelles simulations avec les simulations des produits de précipitation aux résolutions de référence va nous permettre de montrer le degré de variation des débits simulés sur l'Ouémé par des résolutions de pluie satellitaires grossières.

4. Plan du manuscrit

Le manuscrit est organisé en trois grosses parties.

La *partie I* présente le contexte général du travail. Elle commence par une présentation des principaux aspects qui gouvernent la télédétection satellitaire des précipitations, l'élaboration des produits par satellites et un état de l'art sur l'application des produits de pluie dans les applications hydrologiques (*Chapitre I*) ; vient ensuite une présentation de la région d'étude décrivant ses caractéristiques hydro-climatiques, sa position géographique et le réseau de mesures utilisé pour l'étudier. (*Chapitre II*).

La *partie II* présente à travers deux chapitres les données de précipitation et les méthodes d'analyses du travail. Le *Chapitre III* décrit d'abord les caractéristiques principales de la précipitation utilisée dans la modélisation hydrologique, puis le protocole d'analyse des données de pluie, et les résultats de cette analyse. La méthodologie de l'étude hydrologique est présentée dans le *Chapitre IV*. En premier lieu on décrit la méthodologie générale d'utilisation de la modélisation hydrologique sur l'Ouémé pour étudier les effets de la résolution des champs de forçage pluviométriques sur la simulation de débits ; puis on présente les modèles hydrologiques eux-mêmes, avec leurs protocoles de mise en œuvre (calibration, validation, etc) et enfin on discute des résultats de cette mise en œuvre, c'est-à-dire de la qualité des simulations de débit.

La *partie III* est consacrée à l'étude de sensibilité aux différentes représentations des champs de précipitation. Le *Chapitre V* présente l'influence de la variabilité spatio-temporelle des échelles de représentation de la pluie sur les simulations hydrologiques; et le *Chapitre VI* expose les résultats concernant l'utilisation des pluies par satellite dans la modélisation hydrologique. Les discussions des résultats sont présentées à la fin de chacun de ces deux chapitres.



Partie I. CONTEXTE GENERAL

CHAPITRE I. Contexte satellite	9
1. La télédétection par satellite	10
2. Types de systèmes satellitaire	11
2.1 Satellites géostationnaires dans le spectre infrarouge (IR) et visible (VIS)	12
2.2 Satellites d'orbite polaire dans le spectre micro-onde (MO) et VIS	14
2.3 Satellites d'orbite basse avec techniques d'estimation multispectrales.....	15
3. Protocole d'élaboration des produits de précipitation par plusieurs satellites.....	17
3.1 TRMM.....	17
3.2 PERSIANN	19
3.3 CMORPH	21
3.4 Principales caractéristiques des produits de précipitation	23
4. Précipitations par satellite dans des études hydrologiques	25
4.1 Techniques d'évaluation des produits de précipitation par satellite.....	25
4.2 Performance de la pluie satellite et son implication dans la modélisation hydrologique	26
4.3 Propagation des erreurs de la pluie satellite dans la modélisation hydrologique	29



CHAPITRE I. Contexte satellite

Ce chapitre vise à fournir les éléments nécessaires pour la compréhension des principes d'élaboration des produits satellitaires de pluie. Il est structuré en quatre points, le premier présente un contexte général de la télédétection par satellite qui comprend l'origine, l'importance, les principales interrogations sur son utilité dans l'hydrologie et les techniques utilisées dans la télédétection satellitaire. Ensuite, nous décrivons les types de systèmes satellitaires utilisés dans les observations de précipitation. Ensuite est présenté un protocole d'élaboration des trois produits de précipitation par satellite les plus utilisés par la communauté scientifique. Le dernier point se penche sur l'implication des produits de précipitation par satellite dans la modélisation hydrologique en soulignant la performance qu'ont obtenue les produits dans différents contextes étudiés.

1. La télédétection par satellite

Initialement développée à des fins militaires, la télédétection par satellite a désormais de nombreuses applications dans les disciplines scientifiques et technologiques qui cherchent à mieux documenter notre planète et son environnement. Une des applications civiles les plus fréquentes concerne le domaine de la météorologie notamment pour les secteurs de l'aéronautique, le transport maritime et la gestion agricole (Leese, 1987). Les capteurs embarqués offrent en effet un angle nouveau pour observer les phénomènes atmosphériques difficiles à mesurer depuis la surface. La vision globale que permet la télédétection spatiale est aussi un atout de taille face à l'inaccessibilité des certaines régions de la planète et la dispersion spatiale des mesures météorologiques notamment de précipitation sur la surface terrestre (Curran, 1982). Elle permet dès lors d'observer et d'analyser notre environnement et participer ainsi à mieux définir, suivre et évaluer les politiques de gestion des ressources naturelles (Begni *et al.*, 2005; Leese, 1987).

En particulier, les observations de pluie par satellites sont devenues très prometteuses du fait principalement de leurs couvertures spatiales sur des zones peu instrumentées (notamment dans les régions de la ceinture intertropicale), et aussi à la disponibilité d'information en temps réel. Leur utilisation s'est longtemps limitée à des applications météorologiques et climatiques, principalement pour le calcul d'indicateurs globaux à des échelles mensuelles. Depuis le milieu des années 1990, l'amélioration des estimations de pluie via des approches multi-capteurs et la mise à disposition en libre accès de produits pluviométriques élaborés, à des résolutions temporelles infra-journalières et spatiales de l'ordre du quart de degré, ont ouvert les perspectives d'utilisation des produits satellitaires de pluie vers des applications hydrologiques (Petty et Krajewski 1996)

. Il existe ainsi depuis une vingtaine d'années un intérêt prononcé pour l'utilisation des produits satellitaires de pluie en entrée des modèles hydrologiques. Une telle utilisation pose de nombreuses questions sur l'adéquation de ces données aux exigences de la modélisation hydrologique compte tenu (i) des incertitudes sur les estimations de pluie liées au caractère indirect de la mesure par satellite, (ii) la difficulté de déterminer la magnitude des erreurs de mesures et donc la manière dont les erreurs peuvent se propager dans les modèles hydrologiques (Bitew *et al.*, 2011a) , (iii) l'inadéquation potentielle des résolutions spatio-temporelles des produits satellitaires de pluie et les résolutions requises en entrée de ces modèles.

Techniques d'observations utilisées par la télédétection

L'observation des paramètres de surface par télédétection satellitaire repose sur la mesure du rayonnement électromagnétique (Schmugge *et al.*, 2002; Begni *et al.*, 2005) qui est possible dans les domaines spectrales visible (VIS); infrarouge (IR) et microondes (MO) (voir Figure 1).

La télédétection peut être *passive* quand elle provient des rayonnements propres des objets qui se propagent dans les spectres microonde passive (MOP), visible (VIS) provenant du rayonnement solaire, et infrarouge (IR) par la température de brillance des particules ; ou *active* lorsque le rayonnement est émis par une antenne (radar), reflété par les objets et postérieurement mesuré par un capteur embarqué, ce domaine d'observation se trouve dans le spectre de microonde active (MOA).

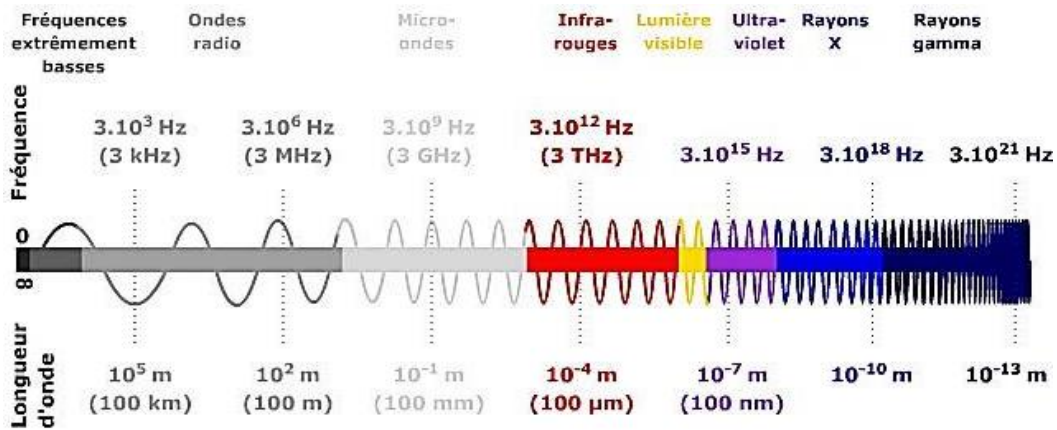


Figure 1. Spectre électromagnétique
Source : BBEMG, 2015.

Au-delà de la mesure du rayonnement des objets, la notion de télédétection inclut également tout ce qui concerne le système de récupération des images, leurs corrections, l'échange d'informations entre les différents capteurs, l'envoi des informations aux centres opérationnels. Dans la Figure 2, nous montrons une représentation d'un système de télédétection spatiale avec des connexions terrestres.

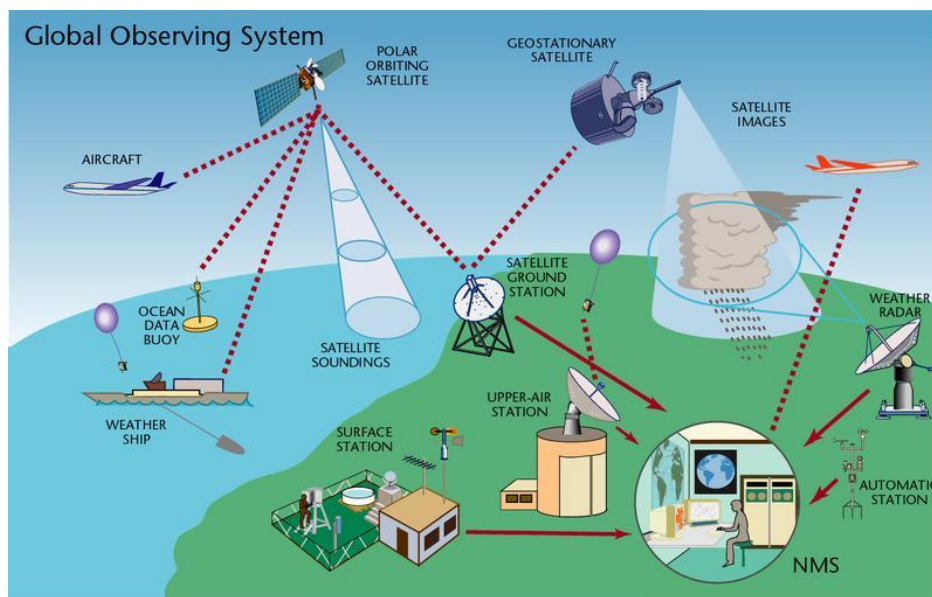


Figure 2. Système de télédétection générale
Source: WMO, 2015.

2. Types de systèmes satellitaires

La classification des types de satellites météorologiques par le passé a été souvent réalisée en fonction de la longueur d'onde du rayonnement utilisé pour la mesure : IR et MO (Petty et Krajewski, 1996). Le spectre IR permet réaliser des estimations des taux précipitations très indirectes, mais à une haute fréquence temporelle, par contre par le spectre MO les estimations de pluie sont plus directes, mais à une faible fréquence spatiale. Cependant, une classification spectrale trouve rapidement ses limites

notamment dans le cas où les estimations de pluie résultent de la combinaison de plusieurs longueurs d'ondes. On préférera donc ici une classification selon le type d'orbites : géostationnaires, orbite polaire et orbite basse, comme suggéré dans Menzel, (2006). Pour chaque orbite nous prendrons soin de détailler le domaine d'observation spectrale associé.

2.1 Satellites géostationnaires dans le spectre infrarouge (IR) et visible (VIS)

Les satellites géostationnaires sont alignés avec le plan de l'équateur à une altitude approximative de 36.000 km. Leur déplacement est synchronisé avec la vitesse de rotation de la terre, de cette façon leur zone d'observation de la surface terrestre est toujours la même (Figure 3) (Hillger, 1997a) .Ces satellites garantissent une haute résolution temporelle qui dépend du temps que prend le capteur pour générer une image (généralement entre 15 et 30 min). Dans la région tropicale les observations ont une résolution spatiale de l'ordre des kilomètres qui diminue vers les régions polaires.

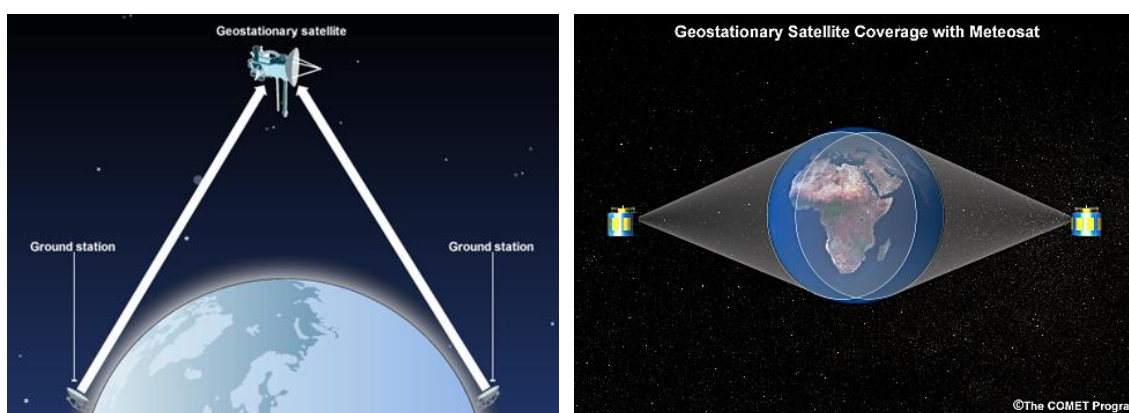


Figure 3. Angle d'observation des satellites géostationnaires
Source : METED, 2015.

Plusieurs satellites géostationnaires sont nécessaires pour couvrir l'observation de l'ensemble du globe. Aujourd'hui, cette observation globale est assurée par plusieurs programmes satellitaires internationaux parmi lesquels : GOES¹ « Geostationary Operational Environmental Satellite » installé par les Etats Unis et opéré pour la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) ; METEOSAT², qui appartient à l'Union Européen et administré par EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) ; GMS³ «Geosynchronous Meteorological Satellite» programme Japonais opéré par JMA (Japan Meteorological Agency) ; et INSAT⁴ «Indian National Satellite System» mission satellitaire multidisciplinaire de l'Inde dans le domaines de télécommunications et météorologie.

La Figure 4 montre une représentation de la couverture spatiale du globe terrestre par ces différents programmes satellitaires.

¹<http://www.goes.noaa.gov/>

²<http://www.eumetsat.int/website/home/Satellites/CurrentSatellites/Meteosat/index.html>

³http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP_crest/

⁴http://www.imd.gov.in/pages/satmet_main.php

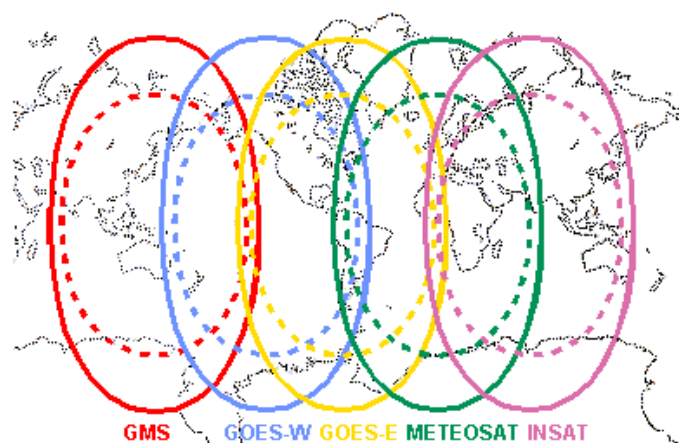


Figure 4. Couverture globale terrestre des principaux satellites géostationnaires
Source: EUMETCAL, 2015

L'estimation des pluies via les satellites géostationnaires repose sur des techniques qui capturent l'information des paramètres de surfaces dans les spectres visible (VIS) et/ou infra-rouge (IR). Dans le spectre VIS, l'observation est similaire à la vision humaine et avec l'IR l'observation est dépendante de la température au sommet des systèmes nuageux. La Figure 5 montre un exemple de deux types d'observation (VIS - gauche, IR- droite) réalisées par le satellite GOES. Cependant, la distance que séparent ces satellites de l'atmosphère terrestre est désavantageuse pour assurer une haute qualité d'estimation de pluie.

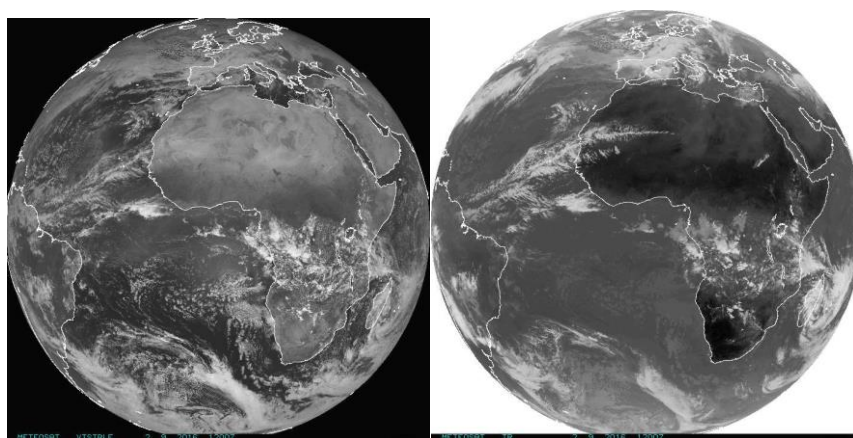


Figure 5. Observation satellitaire par spectre VIS (gauche) et par IR (droit) capturé par Meteosat le 09/03/2015
Source: EUMETSAT, 2015.

Les techniques d'estimation de précipitation par VIS ont été basées sur une relation entre le type des nuages et les précipitations ; la texture visible du sommet des nuages permet d'associer les nuages rugueux avec de grands cumulus verticaux et donc potentiellement très pluvio-gènes et les nuages lisses liés aux stratus moins prompts à produire de la pluie au sol. Plusieurs études pionnières ont montré que les observations par VIS réalisent une association positive avec les précipitations convectives, mais plus tard d'autres études basées sur des observations en MO ont montré des contradictions (Griffith *et al.*, 1978) . L'estimation faite par IR est basée sur le fait que la température du sommet des nuages plus faible correspond à des précipitations plus élevées et vice-versa. Cependant, Negri et Adler (1987) mentionnent que les basses températures ne sont pas tout le temps corrélées avec des taux de pluie importants. En raison des inconvénients dans l'estimation de pluie par chacun de ces techniques, des

méthodes bi-spectrales (VIS/IR) d'estimation de pluie ont été proposées avec de bonnes performances (Negri et Adler 1987). Le capteur VIRS (Voir Figure 7) embarqué dans le satellite TRMM est un exemple des capteurs VIS/IR utilisés dans l'estimation de la précipitation.

Les observations dans le spectre VIS et IR correspondent à la plus large acquisition de données des conditions atmosphériques (Tempfli *et al.*, 2009). Ces approches spatiales permettent de détecter et suivre les cycles de vie des systèmes précipitants et de réaliser l'estimation des précipitations. Néanmoins, Petty et Krajewski (1996) observent que les méthodes basées dans ces spectres produisent des représentations lissées des champs de précipitations instantanées, mais qui deviennent plus fiables à mesure que l'on moyenne sur de larges échelles spatiales et temporelles.

2.2 Satellites d'orbite polaire dans le spectre micro-onde (MO) et VIS

Les satellites d'orbite polaire sont également nommés satellites défilants ou héliosynchrones pour leur synchronisation avec le soleil. Ils se trouvent dans l'orbite quasi-polaire (alignés approximativement 90° avec l'équateur) à une hauteur entre de 800 km et 1200 km et tournent sur la terre d'un pôle à l'autre. Le temps qu'ils prennent pour finir une orbite est de l'ordre d'une centaine de minutes, permettant de réaliser 14 tours par jour (Hillger, 1997b). Ce qui ne garantit pas une couverture globale complète journalière par satellite. La rotation de ces types de satellites a été synchronisée de façon à ce qu'ils traversent l'équateur terrestre toujours à une même heure pour la montée (sud à nord) et à une autre même heure pour la descente⁵ (Figure 6). Cette caractéristique est utile quand on compare l'évolution des conditions atmosphériques sur un même point durant une période du temps donnée. Pour leur proximité à la terre, ces satellites ont une bonne résolution spatiale des systèmes observés. Cependant, ils ont comme limite une faible fréquence de mesure de pluie, ce qui pourrait être associé à une faible résolution temporelle sur le globe terrestre.

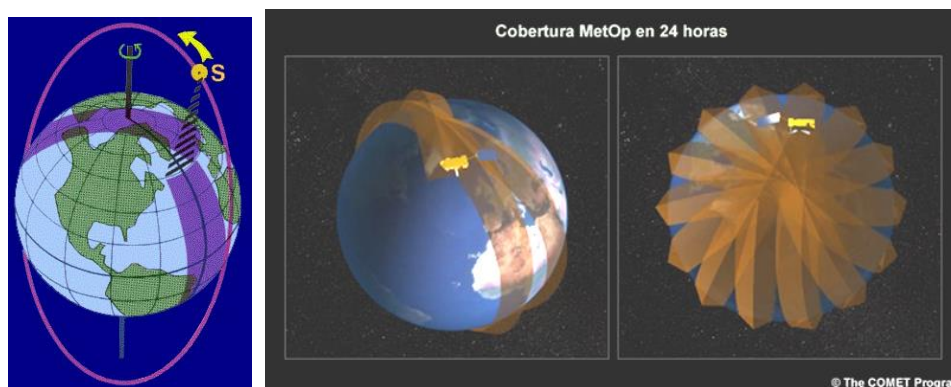


Figure 6. Rotation des satellites défilants et représentation de leur couverture en 24 heures.
Source : METED, 2015.

⁵Cette information est disponible en temps réel sur certaines plateformes comme:

<http://www.remss.com/support/crossing-times>

Les satellites en orbite quasi-polaires les plus remarquables actuellement sont : les groupes des satellites NOAA⁶ opérés par NOAA, les DMSP⁷ « Defense Meteorological Satellite Program » également opérés par NOAA, les satellites de FY-1D⁸ « FengYund ‘vent et nuage’ 1^{ère} génération » administrés pour la CMA (China Meteorological Administration), les MetOP⁹ à charge de EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) et les Meteor-M¹⁰ dont l’opérateur est ROSHYDROMET (Russian Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring). Egalement, comme pour les systèmes géostationnaires, l’observation réalisée par un ou plusieurs satellites sur une région donnée pourrait être utilisée pour estimer le taux de précipitation sur la même région (Huffman *et al.*, 2007).

L’observation des précipitations par des satellites d’orbite basse est généralement faite par des radiomètres dans le domaine spectral de MOP avec des observations dans le spectre VIS. Dans ce domaine, il est possible de mesurer le rayonnement émis par les hydrométéores (particules de glaces, gouttes de pluie et des autres) qui intègrent les nuages. Ce rayonnement est principalement lié au contenu de l’eau intégré sur la verticale de l’observation. Les algorithmes d’inversion qui permettent d’estimer la pluie sont basés sur un modèle de transfert radiatif qui dépend des propriétés physiques des particules et de la manière dont elles se répartissent au sein des systèmes nuageux.

On peut donc considérer qu’en comparaison aux estimations réalisées par les techniques IR des satellites géostationnaires, l’estimation de la pluie par les satellites défilants et les capteurs micro-ondes est plus directe et plus physique. Il est important de noter que la plupart de ces satellites inclut aussi des capteurs qui font des observations sous le domaine VIS et IR, lesquelles pourraient être incluses dans l’inversion des précipitations en surface.

2.3 Satellites d’orbite basse avec techniques d’estimation multispectrale

Depuis deux décades, les missions satellitaires cherchent à améliorer les estimations de pluie par le couplage d’instruments d’observations multi-spectrales (Huffman, *et al.*, 2007). Ce champ a été révolutionné par la mission satellitaire TRMM qui lors de son lancement en 1997 avait comme objectif de surveiller et étudier la précipitation et les échanges d’énergie (chaleur sensible et latente) de la région tropicale et sous tropicale terrestre (Huffman *et al.*, 2007). La technologie que TRMM a proposée pour estimer la précipitation à partir de l’espace est novatrice par différents aspects. En premier lieu, le satellite est placé sur une orbite basse, à une hauteur actuelle de 402 km qui garantit une bonne résolution spatiale, avec un angle d’inclinaison à l’équateur de 35°, ce qui lui permet de réaliser 16 orbites par jour. Deuxièmement, le potentiel de TRMM est également lié au fait que ses observations proviennent de capteurs multi-spectraux, car il est composé de capteurs passifs (dans les domaines MOP, VIS et IR) et un capteur actif (profileur radar micro-onde) ; la Figure 7 présente une brève description et illustration de ces capteurs.

Le profileur radar permet de mesurer la réflectivité de la pluie sur la verticale de la zone observée et d’estimer ainsi un taux de pluie moyen à partir des algorithmes classiquement utilisés en télédétection

⁶ <http://www.goes.noaa.gov/>

⁷ https://nsidc.org/data/docs/daac/f17_platform.gd.html

⁸ <http://www.cma.gov.cn/en2014/satellites/>

⁹ <http://www.eumetsat.int/website/home/Satellites/CurrentSatellites/Metop/index.html>

¹⁰ http://www.dk3wn.info/sat/wetter/sat_meteor_m2.shtml

radar. La concomitance de l'estimation issue du profileur radar et de la mesure radiométrique passive permet d'établir des liens quantitatifs entre la température de brillance micro-onde et le taux de pluie. Cette approche multi-spectrale améliore de fait directement l'algorithme d'inversion du signal micro-onde en estimation de pluie.

Capteurs		Description
TMI	TRMM Microwave Imager	Radiomètre de microonde passive capable de réaliser des scanners sur superficies de 878 Km d'amplitude transversale avec des résolutions spatiales minimales de 6 Km. Il proportionne l'information quantitative de la précipitation, vapeur de l'eau et intensité de pluie dans l'atmosphère.
PR	Précipitation Radar	Capteur de microonde active avec résolution horizontale de 5 km, verticale de 0,75 km et largeur de balayage de 247 Km. Peut fournir des profils verticaux de pluie ou neige entre la surface et presque 20 km de hauteur. Il est capable d'identifier le taux de pluie de 0,7 mm/h et proportionner des cartes 3D de la structure des nuages.
VIRS	Visible and Infrared Scanner	Spectro-radiomètre générateur d'images à partir de radiations infrarouges et visibles sur des surfaces transversales de 833 km. Il opère à des résolutions spatiales entre 1 et 4 km et temporelles entre 15 et 60 min, ce qui permet de suivre les mouvements et évolutions des tempêtes.
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System	Il a été conçu pour estimer le bilan d'énergie entre le sol et la terre en mesurant la radiation du sommet de l'atmosphère. Ce capteur permet obtenir des caractéristiques des nuages comme : extension, altitude, épaisseur). Actuellement il n'est pas opérative sur TRMM. Mais cette technologie a été implémentée sur des autres satellites qui sont en opération.
LIS	Lightning Imaging Sensor	Capteur d'impulsions optiques déchargées par des éclairs dedans les nuages et entre eux. Son largeur de bande est 600 km ² avec une résolution spatiale de 2 km et observations temporelles de 80 secondes.

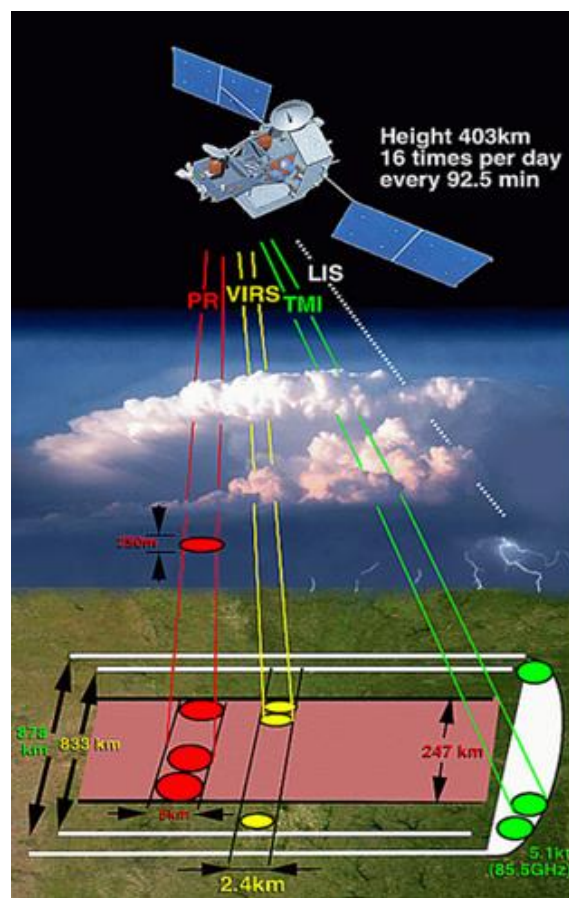


Figure 7. Description et illustration des principaux capteurs de satellite TRMM. Source: NASA-TRMMa, 2015 (gauche) et NASA-TRMMb, 2015 (droit)

Un autre satellite multi-spectral qui a été mis en orbite récemment (depuis 2014) est le GPM Core Observatory. Ce satellite appartient au programme satellitaire GPM "Global Précipitation Mission" de JAXA et NASA, dont l'objectif est d'extraire le maximum d'avantages des mesures de précipitations de l'espace en regroupant des observations des satellites déjà en orbite pour les unifier avec le satellite central de mission (GPM Core Observatory) afin de fournir des précipitations globales et des observations de neige de nouvelle génération pour la recherche scientifique et les applications sociétales. Le satellite GPM Core Observatory comme TRMM dispose d'un système d'observation qui inclut un radar capable de fournir des champs tridimensionnels des systèmes précipitants.

Les deux missions satellitaires mentionnées précédemment constituent des programmes de recherche scientifique à la différence des autres satellites qui sont plutôt des outils destinés à des applications opérationnelles et études scientifiques générales. Parmi les autres programmes satellitaires de recherche scientifique se trouvent la mission AQUA (Parkinson, 2002) créée pour contribuer à la compréhension du cycle hydrologique et ses processus à travers l'observation et l'analyse de variables atmosphériques, et la mission franco-indienne MEGHA-TROPIQUES (Desbois *et al.*, 2007) qui cherche à comprendre

l'interaction des systèmes convectifs avec le bilan d'eau et d'énergie dans les systèmes pluviométriques tropicaux.

3. Protocole d'élaboration des produits de précipitation par plusieurs satellites

Comme nous l'avons décrit dans la section précédente, les méthodes d'estimation des pluies à partir des capteurs infrarouges souffrent d'une estimation trop indirecte de la pluie pour fournir des quantités de pluie fiables. En revanche comme ils sont embarqués sur des satellites géostationnaires, ils offrent un bon échantillonnage temporel. À l'inverse, les méthodes basées sur les capteurs micro-ondes permettent une bonne estimation de la précipitation instantanée, mais ils sont embarqués sur des satellites défilants et fournissent donc une fréquence d'échantillonnage temporelle réduite (par exemple 2 fois par jour sur un point donné de la terre).

Afin de concilier les problèmes d'estimation quantitative de la pluie, de fréquence d'échantillonnage de nombreux produits satellitaires de précipitations reposent sur la combinaison des mesures de l'infrarouge et des mesures micro-ondes opérant sur différents satellites.

Actuellement, il existe de nombreuses initiatives d'élaboration de produits avec le plus souvent une volonté de faciliter l'accès à une communauté d'utilisateurs large. La majorité des produits offrent une couverture spatiale quasi-globale, d'autres peuvent avoir été élaborés exclusivement pour une région donnée.

S'ils combinent tous des informations provenant des mesures IR et MO, chacun de ces produits diffère dans les algorithmes utilisés pour estimer les taux de précipitation. Par ailleurs certains d'entre eux incluent des mesures de précipitation au sol afin d'ajuster les cumuls pluviométriques.

Nous présentons ci-après un résumé des méthodologies utilisées pour l'élaboration de trois produits phares largement utilisés dans la littérature hydro-climatologique.

3.1 TRMM

La plateforme TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TPMA) est conçue pour combiner les estimations de précipitation provenant du satellite TRMM, d'autres satellites et également, pour certains produits élaborés, des mesures de pluie au sol (Huffman *et al.*, 2007).

Les différentes étapes d'estimation des taux de précipitation selon les capteurs disponibles et leur combinaison donnent lieu à des produits de niveaux d'élaboration graduels. Le plus abouti est le produit 3B42 qui fournit des taux de précipitation en mm/h estimés sur une large couverture de la surface terrestre (50° N/S) à fines échelles (0.25°, 3h).

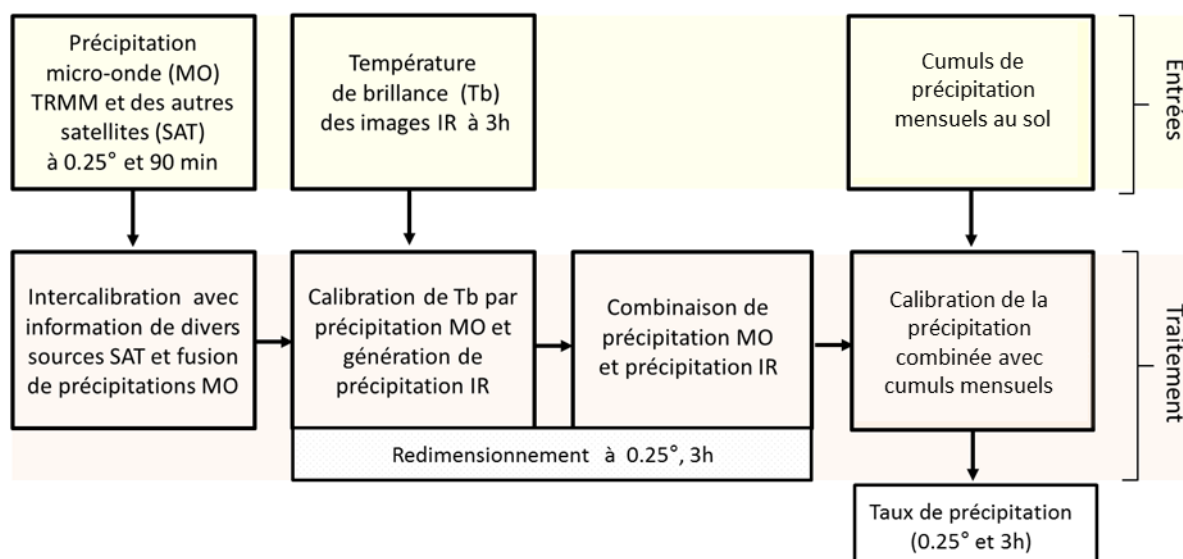


Figure 8. Schéma général d'estimation des précipitations TRMM-TMPA.
 Source: Modifié à partir de Huffman *et al.*, 2007 et Huffman *et al.*, 2010

La Figure 8 synthétise la méthode générale utilisée pour élaborer le produit 3B42. Nous en décrivons ci-après les grandes lignes ; pour plus de détails, le lecteur pourra se référer à Huffman *et al.* (2007 et 2010).

Les données MO servant à l'estimation des taux de précipitations proviennent du capteur TMI (TRMM), et des capteurs de divers satellites du DMSP, de la NOAA et de METEOSAT. Les données relevant de l'IR proviennent du CPC (Climate Prediction Center - NOAA) qui fusionne les images IR des différents satellites géostationnaires sur des grilles de 0.25° à intervalles de 30 minutes.

A partir de ces données les estimations de pluie sont effectuées en 4 étapes.

1) Calibration et combinaison de précipitation MO

Les taux de pluie MO sont obtenus par les algorithmes à base physique qui relient les profils verticaux de particules liquides et solides dans les nuages avec la précipitation estimée en surface ; généralement, ils sont moyennés sur une grille à 0.25° et sur un pas de temps de 180 minutes autour de l'observation instantanée. La précipitation MO dérivée de TMI est calibrée sur la base à la combinaison d'informations mensuelles d'autres capteurs du satellite TRMM (PR-VIRS-TMI). Une calibration est également faite sur chacune des autres sources de précipitation MO, mais en utilisant l'information de TMI ajusté. Ces ajustements sont faits sur grilles de 1°X 1° à intervalles mensuels. Finalement, pour avoir la grille globale de précipitation MO combinée, les estimations des capteurs disponibles sont fusionnées (en temps et espace). Quand il existe plusieurs passages disponibles sur une cellule, la valeur assignée correspondra à la moyenne des précipitations MO calibrées et des registres des autres capteurs TRMM, s'ils sont disponibles.

2) Calibration d'information IR et génération des taux de précipitation

Les données de température de brillance (Tb) issues des capteurs IR sont reliées à des taux de pluie par une méthode d'histogram matching. Les Tb sont calculés à la résolution de 0.25°, 3h, la distribution cumulée est réalisée mois par mois et comparée à la distribution cumulée des précipitations estimée grâce aux données MOP (étape 1). Cette comparaison permet d'avoir une relation directe entre la Tb de la pluie variable pour chaque mois et pour chaque pixel de 0.25°.

3) Combinaison de précipitation MO et précipitation IR

La précipitation estimée par MO est considérée comme la plus fiable. Pour les pixels et les pas de temps où elle est disponible, la précipitation MO est donc la seule estimation retenue pour le produit. La précipitation estimée par IR est utilisée seulement sur les cellules où la pluie MO n'a pu être estimée (en l'absence de passage des satellites défilants).

4) Intégration de données mensuelles au sol

Dans la phase finale d'élaboration du produit, la précipitation combinée (MO-IR) dans l'étape précédente est cumulée par intervalles mensuels et calibrée avec des précipitations mensuelles au sol du réseau GPCP - Global Precipitation Climatology Project (*Huffman et al., 1997; Huffman et al., 2009*) par une pondération inverse d'erreur-variance. Pour finaliser, les cumuls mensuels sont redimensionnés à 0.25° et 3h dans le but d'avoir la précipitation du produit à la fine résolution.

Produits pluviométriques disponibles

Le produit TRMM le plus utilisé en hydro-climatologie est le 3B42. Il a évolué au cours des années en fonction des données et des algorithmes utilisés dans le protocole. Dans notre travail, nous utiliserons la version la plus récente (Version 7). Il est à noter que nous évaluerons également la version 3B42RT (Real Time). Cette version en temps réel est élaborée par une méthodologie similaire à celle présentée précédemment mais à deux différences près : (i) la calibration de la précipitation MO est faite en n'utilisant que l'information de TMI, puisque les autres capteurs embarqués sur d'autres satellites ne sont pas disponibles en temps réel, (ii) elle n'inclut pas, pour des raisons évidentes, de débiaisage mensuel à partir des données sol (étape n°4).

3.2 PERSIANN

PERSIANN (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network) est un système d'estimation de précipitation satellitaire sur presque tout le globe terrestre (60° N à 60° S) développé par l'Université d'Arizona. Son algorithme est remarquable du fait qu'il utilise la technologie des réseaux de neurones artificiels pour ajuster et fusionner des images IR de satellites géostationnaires, afin d'estimer les précipitations sur des pixels de 0.25° x 0.25° dans intervalle de 30 minutes (*Hsu et al., 1997; Sorooshian et al., 2000*). Actuellement, l'estimation de précipitation PERSIANN combine la température de brillance des nuages capturés par images IR de satellites géostationnaires et les images journalières du spectre VIS (*Hsu et al., 1997; Hsu et al., 1999*). L'algorithme insère également des estimations de précipitation par MO provenant de satellites de basse orbite qui sont exclusivement utilisées dans l'ajustement des paramètres de l'algorithme (*Sorooshian et al., 2000*).

L'information IR provient du réseau global des satellites géostationnaires (GOES-8, GOES-10, GMS-5, Metsat-6, and Metsat-7) qui fournit des images de haute fréquence temporelle, approximativement

chaque 30 minute. La calibration des paramètres de l'algorithme repose sur différents capteurs des programmes satellitaires NASA (TRMM), NOAA et DMSP.

Deux grandes étapes peuvent résumer le processus d'estimation de taux de précipitation utilisé par PERSIANN (Sorooshian, et al., 2000): la simulation (ou estimation) et l'actualisation (figure 9).

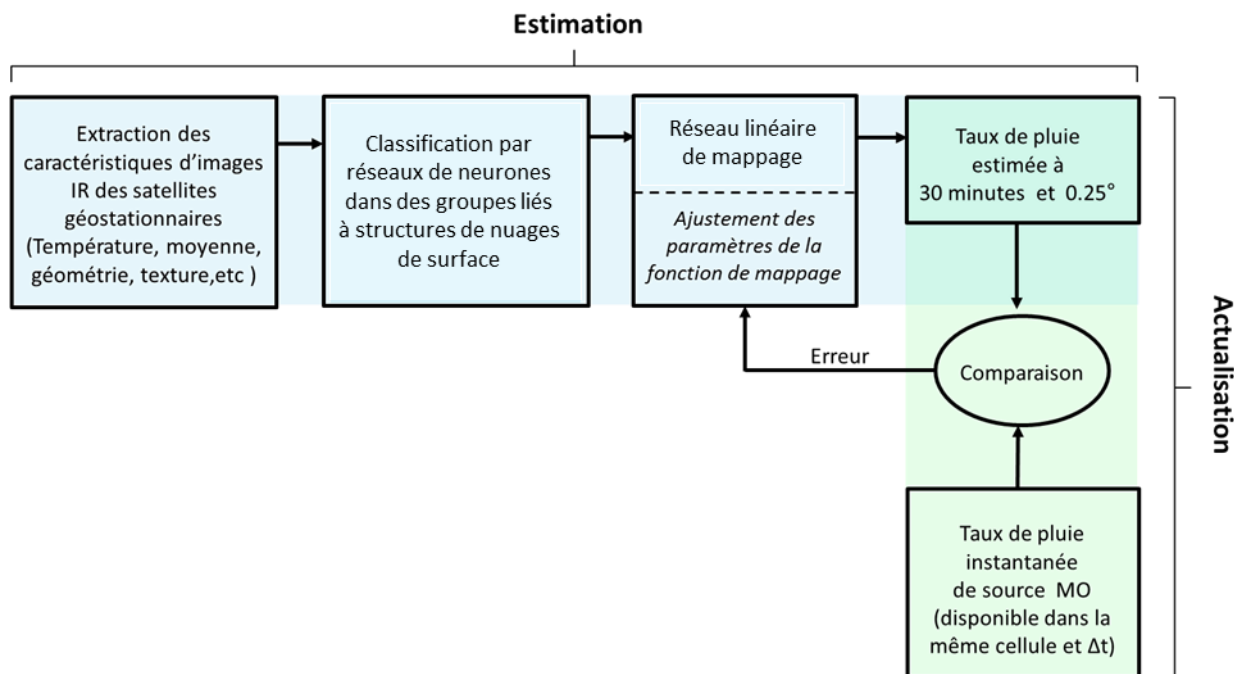


Figure 9. Schéma général de la structure de système PERSIANN
Source: Modifié à partir de Sorooshian *et al.*, (2000)

La première étape consiste à extraire et classifier des caractéristiques locales des images IR de satellites géostationnaires. Pour toutes les images IR disponibles sur chaque pixel et dans chaque intervalle du temps, l'algorithme extrait les caractéristiques de nuages comme : la texture (Hsu *et al.*, 1997; Hsu *et al.*, 1999; Sorooshian *et al.*, 2000), la température, la géométrie, entre autres. Ensuite, un réseau de neurones classe les structures nuageuses en fonction de leurs caractéristiques de surface. Après, l'information contenue dans chaque groupe est utilisée pour estimer les taux de précipitation sur 30 min et 4 km (0.04°) par fonctions linéaires multivariées de mappage.

Dans la deuxième phase, correspondant à l'actualisation, les taux de pluie estimés sur chaque pixel sont comparés avec les taux instantanés de précipitation MO disponibles, afin d'ajuster les paramètres de la première étape. Sorooshian *et al.*, (2000) mentionnent que la précision du produit final ne dépend pas seulement de l'incertitude du système global d'estimation de la précipitation, mais également de la qualité d'estimation des précipitations MO utilisées.

Produits pluviométriques disponibles :

Les produits finalisés mis à disposition des utilisateurs sont des produits pour lesquels les intensités de précipitations sur 30 min sont agrégées à 0.25° , qui est la résolution spatiale de base du produit, elles sont ensuite agrégées à des pas de temps supérieurs, le produit phare de PERSIANN étant celui agrégé à 3h (mais d'autres résolutions temporelles sont disponibles sur le serveur du groupe PERSIANN).

Il existe également une version réanalysée récente du produit PERSIANN appelée PERSIANN CDR (Hsu *et al.*, 2014). Dans cette version les estimations de pluie sont ajustés avec l'information des précipitations mensuelles du produit satellitaire GPCP (Huffman *et al.*, 1997; Huffman *et al.*, 2009). L'ajustement est réalisé sur des mailles de résolution $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ à l'échelle mensuelle (*résolution du produit GPCP*). Dans ce processus le produit PERSIANN est initialement agrégé à la résolution du GPCP et le ratio entre les deux produits est utilisé comme facteur de correction affecté ensuite sur le produit PERSIANN original. L'ajustement préserve donc la haute résolution spatiale et temporelle (0.25° , 3h) du produit. L'usage d'information de précipitation mensuelle de GPCP permet d'avoir un produit PERSIANN indirectement combiné avec des estimations au sol et les estimations satellitaires MO contenues dans GPCP.

3.3 CMORPH

Le produit de précipitation satellite CMORPH (Climate Prediction Center Morphing Method) est une technique d'estimation de précipitations par satellite de haute résolution spatiale et temporelle développée par la NOAA. Comme les autres produits présents, il combine l'information provenant de satellites polaires (MO) et de satellites géostationnaires (IR). Dans cette fusion, les estimations de quantité de précipitation (forme et intensité) sont exclusivement réalisées à partir d'observations MO et la propagation spatiale des structures pluvieuses à partir des images IR par une méthode dite de « morphing ». Le produit a une couverture quasi-globale du globe terrestre entre 60° N et 60° S avec une résolution spatiale de l'estimation de pluie sur grilles carrées de $0,0727^\circ$ et une résolution temporelle de 30 minutes. Dans le produit final, les estimations sont ensuite agrégées à 0.25° sur des intervalles de 3h. Le produit est disponible depuis décembre 2002 jusqu'à aujourd'hui (Joyce *et al.*, 2004; Joyce *et al.*, 2007)

Les informations du spectre MO comme l'IR sont générées à partir de plusieurs satellites. Le réseau MO de CMORPH repose sur certains satellites défilants de la NASA (TRMM), DMSP et NOAA, et plus particulièrement sur les capteurs embarqués sur TRMM Microwave Imager (TMI), Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) et sur Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B). Les caractéristiques des capteurs sont décrites dans Joyce *et al.*, (2007). L'information IR provient des satellites géostationnaires de GOES et Meteosat.

D'après Joyce *et al.*, (2004 et 2007) le processus d'estimation de précipitation CMORPH peut être décrit en deux phases:

Récupération d'information MO et IR et cartographie

- L'estimation de pluie par MO est réalisée indépendamment et par techniques physiques différentes pour chacun des capteurs mentionnés. Pour TMI, un algorithme permet de relier les profils de liquide et glace aux taux de pluie en surface. En ce qui concerne SSM/I, un lien est réalisé entre la dispersion de la radiation issue des particules de glace avec les précipitations. Quant à AMSU-B, une relation basée sur la masse de glace par unité de surface de nuage et la taille des particules est utilisée pour estimer les taux de précipitations. Les estimations de précipitation de chaque capteur sont ensuite cartographiées indépendamment sur la couverture spatiale du produit à une résolution spatiale de 8 km ($0,0727^\circ$) et temporelle 30 min. Ces résolutions sont supposées permettre d'estimer correctement la propagation des systèmes précipitants. Une fusion de toutes les grilles de précipitation est ensuite réalisée afin d'obtenir la grille finale. Pour ce dernier processus, quand il

existe un chevauchement de pluie sur un pixel, l'information attribuée est celle de TMI, dans le cas où TMI n'identifie pas la pluie sur la cellule, l'information capturée par SSM/I est prépondérante ; et sinon c'est l'information de AMSU-B qui est considérée. Cette hiérarchisation est entre autre liée à la résolution des capteurs, TMI en particulier, qui est à une distance de la surface qui garantit une meilleure résolution spatiale des processus.

- Les images IR sont utilisées après une correction de la parallaxe des nuages et températures à grands angles zénithaux. Les températures de brillance de nuages sont extraites toutes les 30 minutes puis fusionnées et cartographiées à une première résolution spatiale de 4 km dans l'équateur pour les intervalles de 30 minutes. Ensuite, l'information est spatialement moyennée sur 8 km, pour être compatible avec la grille de précipitation MO.

Propagation de la précipitation MO par IR et morphing

Les données IR sont utilisées pour détecter des systèmes de nuages et déterminer leurs mouvements par une méthode matricielle intégrant des vecteurs de propagation. Cette méthode est basée sur la corrélation spatiale entre deux images IR superposées dans deux intervalles de temps différents et à partir de laquelle les mouvements des nuages sont suivis. Dans la suite du processus, la précipitation MO identifiée dans un temps donné est propagée sur des intervalles futurs de 30 minutes, par les vecteurs dérivés du suivi IR, sans modifier leurs caractéristiques. Le cumul de pluie est propagé dans le temps jusqu'à la présence d'une nouvelle observation de précipitation MO. Afin de lisser la transition, la nouvelle image est également propagée via les matrices vectorielles, mais en sens inverse du temps et comme un processus indépendant. Finalement, les modifications sur l'intensité et la forme de la pluie MO sont obtenues par pondération inverse des précipitations propagées (pour avance et retour dans le temps) avec leurs différentes distances temporelles entre le déplacement initial et l'observation suivante (longitude de propagation). Ce dernier processus est appelé morphing, il est la caractéristique principale de ce produit, qui garantit une estimation de l'intensité de pluie moyenne entre deux estimations de pluie MO.

Produits pluviométriques disponibles

Le produit identifié comme CMORPH correspond au produit original uniquement basé sur l'information satellitaire. Il est élaboré selon les techniques décrites précédemment et correspond à la version d'origine de CMORPH dont la résolution spatiale est de 0.25° en latitude/ longitude et la résolution temporelle est de 3 h. Ce produit est disponible comme la précipitation cumulée sur l'intervalle de temps de 3h.

Il existe également un produit réajusté de CMORPH. Les ajustements de ce produit sont basés sur les taux de précipitations satellitaires estimées comme présenté ci-dessus mais avec une variante résumable en deux points : 1) la méthode CMORPH utilise des Filtres de Kalman dans la propagation de la précipitation MO et la correction d'erreurs liées à cette propagation (Joyce et Xie, 2011); 2) le produit inclut une correction de biais basée sur la fusion des Fonctions de Densité de Probabilité de données historiques de précipitations au sol (Joyce et Janowiak, 2010; Joyce et Xie 2011). Comme le produit original, celui-là garde la haute résolution spatiale et temporelle (0.25° et 3h) et les mêmes unités.

3.4 Principales caractéristiques des produits de précipitation

Une synthèse des caractéristiques générales des produits de précipitation par satellite est présentée dans le Tableau 1. Y figurent aussi les principales différences des techniques d'estimation de pluie entre les produits dans leurs versions bruits et corrigés.

Produit	TRMM 3B42 (V7)	TRMM 3B42RT	PERSIANN	PERSIANN ADJ	CMORPH RAW	CMORPH ADJ
Operateur	NASA		Université d'Arizona		NOAA	
Début d'opération	1998 - présent		2000- présent		2002- présent	
Couverture spatiale globale	50 ° N à 50° S		60° N à 60° S		60° N à 60 ° S	
Résolution spatiale	0.25°		0.25°		0.25°	
Résolution temporelle	3 h		3 h		3 h	
Technique d'estimation	Combinaison de précipitation MO-IR multi-satellitaire (avec observations de TRMM comme standards). Ajuste avec pluie mensuelle au sol	Fusion en temps réel de précipitation MO-IR multi-satellitaire	Précipitation basée en information IR (par réseau neuronaux) Avec une calibration à partir de précipitation MO	Produit de pluie dérivé d'IR avec calibration par MO et ajustés avec information mensuelle de précipitation au sol	Estimation de précipitation exclusivement de sources MO et techniques de morphing basé dans l'IR utilisé pour propagation temporelles des cumuls estimés. Cette méthode garantit une haute résolution temporelle.	Précipitation par MO et usage d'IR dans la propagation faite par Filtrés de Kalman. Ajusté avec données historiques et précipitation au sol journalière.
Référence	Huffman <i>et al.</i> , (2007, 2010)		Hsu <i>et al.</i> , (1997); Sorooshian <i>et al.</i> , (2000)		Joyce <i>et al.</i> , (2004)	

Tableau 1. Principales caractéristiques des produits par satellite utilisés dans cette étude.

4. Précipitations par satellite dans des études hydrologiques

Le grand challenge des produits par satellites est qu'ils soient performants dans des bassins peu ou non instrumentés et dans des analyses opérationnelles. Cependant, ceci est un objectif ambitieux qui se voit empêché par les différentes erreurs qui caractérisent la pluie satellite. L'identification des erreurs liées à la pluie des produits a été possible à travers des évaluations dans différentes régions et applications. En fait, il existe un groupe (IPWG-International Precipitation Working Group) pour les utilisateurs des précipitations par satellite, qui, entre autres aspects, vise à profiter de l'expérience des multiples applications des produits pour développer des améliorations dans leurs estimations de pluie (Kidd et al., 2007)

4.1 Techniques d'évaluation des produits de précipitation par satellite

Au début les études menées avec la précipitation par satellite ont été centrées dans des évaluations météorologiques (ou climatiques) qui ont servi à valider les produits au niveau atmosphérique (Janowiak *et al.*, 2004; Ebert *et al.*, 2007; Novella et Thiaw, 2009; Shen *et al.*, 2010; Thiemig *et al.*, 2012; Stampoulis et Anagnostou, 2012; Cimini *et al.*, 2013; Ochoa-Sánchez *et al.*, 2014). Dans les années récentes a augmenté l'intérêt pour exploiter le potentiel de la pluie par satellite dans la modélisation hydrologique, ce qui permet d'évaluer la performance des produits à la surface (Koren et Barret, 1995; Demaria *et al.*, 2011; Nikolopoulos *et al.*, 2010; Hirpa, *et al.*, 2009; Bitew *et al.*, 2011; Bitew et Gebremichael, 2011; Gebregiorgis et Hossain, 2011; Jiang *et al.*, 2012a; Maggioni *et al.*, 2013; Gosset *et al.*, 2013; Chintalapudi, *et al.*, 2014; Casse *et al.*, 2015; Bajracharya *et al.*, 2015; Leroux *et al.*, 2016).

Les études hydrologiques avec des produits de précipitation par satellite contiennent généralement deux types d'évaluations qui se réalisent séparément : une évaluation des champs de pluie (1^{ère} technique) et une évaluation des sorties du modèle (2^{ème} technique), comme le montre la Figure 10. Ces évaluations requièrent qu'il existe une estimation de précipitation suffisamment fiable qui permette d'évaluer la performance des produits.

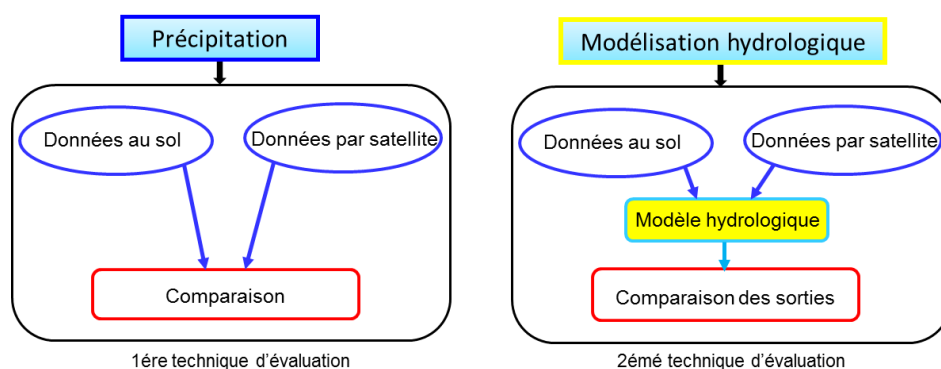


Figure 10. Techniques utilisées dans l'évaluation des données de précipitation par satellite.

La première technique d'évaluation des produits de précipitation est réalisée par une comparaison de la performance de la pluie satellitaire par rapport à une source de précipitation de référence qui pourrait dériver d'enregistrements pluviométriques au sol (Novella et Thiaw, 2009; Stampoulis et Anagnostou, 2012) d'estimations par radar météorologiques (Cimini *et al.*, 2013) ou de sorties de modèles numériques (Janowiak *et al.*, 2004; Ochoa-Sánchez *et al.*, 2014).

La deuxième technique correspond à l'évaluation des sorties d'un modèle hydrologique dérivé de la pluie satellite en fonction des sorties d'une source de précipitation de référence fiable. Généralement, cette technique vise à explorer la capacité des produits de pluie satellites à représenter les différents processus du cycle de l'eau qui interagissent entre la surface terrestre et l'atmosphère. Ce type d'évaluation a été largement centré sur la performance des produits pour simuler les ruissellements ou les débits d'une rivière (e.g. Koren et Barret, 1995; Demaria *et al.*, 2011 ; Chintalapudi *et al.*, 2014 ; Bitew *et al.*, 2011). Toutefois certaines études se sont focalisées sur la capacité des produits de pluie pour simuler l'humidité du sol (Maggioni *et al.*, 2013; Leroux *et al.*, 2016), variable qui joue un rôle important dans la production de débit dans les rivières et la recharge des réservoirs profonds.

4.2 Performance de la pluie satellite et son implication dans la modélisation hydrologique

Dans l'Annexe A on présente un résumé détaillé des applications des produits satellites dans la modélisation hydrologique, lequel cherche à mettre en évidence l'utilité de la pluie satellite à différentes latitudes géographiques et par des analyses qui diffèrent dans leurs techniques (méthodes) et outils d'évaluation (modèles hydrologiques).

D'autre part, ci-dessous on présente une synthèse de plusieurs études consultées qui permet de montrer comment la performance de la précipitation satellite peut varier selon différents aspects : régime de pluie, types de produits, région, résolutions..., entre autres.

- Régime de pluie

La capacité de plusieurs produits à reproduire différents régimes de précipitation (précipitation stratiforme, précipitation solide, précipitation frontale, orages, systèmes convectifs, pluies de mousson...) a été évaluée aux Etats-Unis, en Australie et en Europe du nord-ouest par Ebert *et al.*, (2007). Ils mentionnent que la performance des produits est conditionnée par le régime de pluie, donc plus il tend vers la convection profonde et plus les estimations de précipitation sont précises. L'étude de Asadullah *et al.*, (2008) sur l'Ouganda montre que la performance de la pluie des produits durant les systèmes convectifs profonds est liée au fait qu'ils sont caractérisés par des nuages avec présence de glace dans la partie supérieure ce qui les rend plus facilement identifiables par les satellites. Par conséquent les estimations des satellites devraient être plus performantes dans la période d'été et sur les régions tropicales, qu'en l'hiver et sur les latitudes moyennes du fait de la présence de nuages plus bas dans ces deux derniers (Ebert *et al.*, 2007; Asadullah *et al.*, 2008)

- Type de produit (corrigés et non corrigés) vs. Conditions topographiques

Les produits satellites qui incluent dans leurs algorithmes des corrections avec des données au sol, comme la version corrigée de TRMM (3B42) ont été largement utilisés dans des études avec des performances qui varient selon le contexte simulé. Cependant, plusieurs études coïncident sur le fait que les produits corrigés aident à améliorer la performance des simulations (Stisen et Sandholt, 2010 ; Bitew *et al.*, 2011; Maggioni *et al.*, 2013; Jiang *et al.*, 2014).

Bitew et Gebremichael, (2011) ont montré que sur un bassin de montagne (1880-3530 m) en Ethiopie le produit corrigé TRMM 3B42 a une performance faible dans les simulations hydrologiques, par rapport aux produits non corrigés CMORPH et TRMM 3B42RT. Les auteurs signalent que la carence des enregistrements au sol dans ce type de topographie peut influencer la performance des produits corrigés.

Cet aspect est également mentionné dans les études de Ebert *et al.*, (2007) et Bitew *et al.*, (2011). Par contre, Jiang *et al.*, (2014) a trouvé sur un bassin de topographie complexe en Chine (49-2000 m) que le produit corrigé de TRMM (3B24V7) est plus performant pour les simulations hydrologiques que les produits non corrigés: TRMM 3B42RT, CMORPH et PERSIANN.

La performance des produits corrigés et non corrigés a été évaluée aussi en Afrique dans certaines études, ici nous décrivons les travaux des Thiemig *et al.*, (2012) et Gosset *et al.*, (2013)

- Thiemig *et al.*, (2012) ont évalué la performance des précipitations de plusieurs produits sur différents bassins Africains (Zambèze, Volta, Juba-Shabelle et Baro-Akobo) de grande extension (>50.000 km²) et topographie complexes; ils ont trouvé qu'en moyenne les produits corrigés RFE 2.0 et TRMM 3B42 ont une performance supérieure aux produits non corrigés (CMORPH, GPROF 6.0 et PERSIANN), car ces premiers ont été capables de reproduire la variabilité intra-saisonnière, la distribution spatiale et les événements de pluie. Les corrections des produits de pluie sont signalées par les auteurs comme facteurs d'amélioration de leurs performances sur ces types des bassins.
- Gosset *et al.*, (2013) dans une analyse hydrologique des produits de pluie sur l'Afrique de l'Ouest (Benin et Niger) montrent que le produit corrigé de TRMM (3B42) reproduit de manière satisfaisante les écoulements annuels et la variabilité interannuelle, contrairement à TRMM non corrigé (3B42RT), CMORPH et PERSIANN, entre autres. Donc, ils signalent que sur ces bassins de topographie plane à ondulée les produits corrigés montrent une meilleure performance hydrologique et que par contre les produits satellites non corrigés ne sont pas recommandables pour des applications hydrologiques (Annexe A).

Enfin, ces études ont mis en évidence la performance des produits corrigés sur des régions africaines avec une topographie complexes et dans des bassins de relief peu prononcé.

Récemment les estimations de pluie du produit corrigé de PERSIANN (CDR) ont été évaluées par Ashouri *et al.*, (2014) dans plusieurs applications sur différentes régions parmi lesquelles se trouvent : les précipitations générées par l'ouragan Katrina (2005) et un événement d'inondation à Sydney. Les résultats ont montré une bonne performance du produit avec les sources de référence et les auteurs signalent que le produit est potentiellement utile pour les analyses climatologiques et les applications hydrologiques. Une application hydrologique de ce produit peut être consultée dans Cassé *et al.*, (2015), dans laquelle ils remarquent que sur l'Afrique de l'Ouest au Niger PERSIANN-CDR simule les variations interannuelles des débits et identifie les années avec des inondations, mais il n'est pas capable de détecter exactement la période inondée d'une journée.

- Ajustement sur des produits non corrigés

En raison de la faible performance des produits dérivés exclusivement par satellites (non corrigés) dans plusieurs applications et en revanche de la performance montrée par le produit corrigé TRMM, certaines études ont utilisé des techniques pour réaliser des ajustements sur les produits de pluie non corrigés. Cependant, Jiang *et al.*, (2014) mettent en évidence que la performance d'un produit ajusté va dépendre de la méthode et de l'échelle temporelle (journalière, mensuelle) de l'ajustement. Un exemple d'études qui ont fait des corrections de produits est présenté par la suite :

- Dans l'étude de Li et Shao, (2010) sur l'Australie les estimations du produit TMPA 3B42 ont été complétées par la pluie au sol et les résultats ont signalé que la correction du produit a résulté dans une amélioration de la représentation des précipitations dans la région.
- Dans le bassin du Mississippi, Gebregiorgis et Hossain, (2011) ont combiné pixel par pixel la grille de pluie des produits TRMM 3B42RT, CMORPH et PERSIANN-CCS et ils ont trouvé que sous cette approche les simulations des débits menées par le modèle de macro-échelle hydrologique VIC ont augmenté leurs performances par rapport aux simulations avec les produits individuels.
- Maggioni *et al.*, (2013) ont montré comment les corrections sur les produits peuvent modifier la performance des simulations. Car dans une première analyse de plusieurs produits non corrigés, TRMM 3B42RT est décrit comme le produit plus prédictible pour les simulations, mais après avoir appliqué les corrections sur tous les produits CMORPH deviennent les plus performantes.
 - Ré-calibration des modèles avec produits

Certaines études ont montré que la performance des simulations hydrologiques avec des produits par satellite pourrait être améliorée par la ré-calibration du modèle avec chacun des produits utilisés dans la modélisation (Bitew et Gebremichael 2011; Bitew *et al.*, 2011; Jiang *et al.*, 2012; Ramos, 2013). Cependant une amélioration des débits simulés généralement peut impliquer une modification peu réaliste des autres composantes du modèle hydrologique, telles qu'une simulation déficiente de l'évapotranspiration (Bitew et Gebremichael, 2011; Jiang *et al.*, 2012) ou une estimation des paramètres du sol qui ne correspond pas aux valeurs tabulées (Bitew *et al.*, 2011).

- Résolutions spatio-temporelles des produits

Certaines études ont mis en évidence que les résolutions des produits de précipitations ont un aspect qui modifie la performance des simulations hydrologiques (Nikolopoulos *et al.*, 2010; Chintalapudi, 2014). Un bref aperçu de ces études est présenté par la suite. Cependant dans la littérature, il existe peu d'études qui abordent cet aspect.

Nikolopoulos *et al.*, (2010) ont utilisé un modèle distribué (tRIBS) pour évaluer la performance hydrologique des produits par satellite à différentes résolutions spatio-temporelles (TRMM 3B42 |0.25° et 3h| et le produit KIDD |4 km et 1h, 25Km et 1h|) sur un bassin de topographie complexe dans l'Italie. Ils concluent que les hautes résolutions des produits (KIDD - 4 km) représentent mieux la précipitation et les hydrogrammes de référence par rapport aux grosses résolutions des produits (KIDD -25 km et 3B42).

Dans l'étude de Chintalapudi *et al.*, (2014) analysent les simulations des débits par le produit PERSIANN (0.25° et 3h) et par PERSIANN-CCS (0.04° et 1h, 3h) sur un bassin de relief peu prononcé au Texas, les résultats ont indiqué que les résolutions plus fines des produits de pluie améliorent les simulations hydrologiques (Annexe A).

Ramos (2013) a analysé la performance hydrologique de deux produits PERSIANN à différentes résolutions spatiales, PERSIANN (0.25°) et PERSIANN-CCS (0.04°) sur un bassin du rio Jucar en Espagne. Les résultats ont montré que le produit à fine résolution PERSIANN-CCS améliore la fiabilité de la modélisation hydrologique, finalement l'auteur signale qu'apparemment une résolution plus fine de pluie fait qu'un produit soit mieux adapté pour la modélisation hydrologique.

Enfin, ces ambiguïtés dans l'efficacité des produits entre différentes applications, confirment qu'actuellement la performance d'un produit de pluie ne peut pas être extrapolée d'une région à une autre, au contraire il est nécessaire de continuer les évaluations des produits dans différents contextes géographiques, applications hydrologiques, à différentes échelles géographiques et surtout à différentes résolutions spatio-temporelles.

4.3 Propagation des erreurs de la pluie satellite dans la modélisation hydrologique

Certaines études ont évalué comment les incertitudes de la précipitation par satellite sont propagées sur les modélisations. Tels est le cas de Fekete *et al.*, (2004), qui ont analysé les incertitudes de la pluie mensuelle de certains produits satellite et leurs impacts sur le bilan d'eau terrestre, en concluant que les erreurs de la précipitation satellite en général s'amplifient sur les ruissellements. Ils mentionnent que les régions semi-arides sont plus sensibles à incrémenter les erreurs de la pluie dans les simulations, du fait que sur elles, les processus de ruissellement sont plus linéaires que sur les régions humides.

Hong *et al.*, (2006) utilisent une modèle d'erreur de pluie pour quantifier l'incertitude de la pluie satellite et postérieurement, à travers des techniques de Monte Carlo, ils analysent comment les erreurs de la pluie satellite se propagent sur la réponse hydrologique (simulée par un modèle conceptuelle) d'un bassin du Mississippi. Cette approche permet de quantifier d'une façon plus réaliste les erreurs de pluie et d'avoir une gamme plus large de l'incertitude associée dans la modélisation (Hong *et al.*, 2006). Cependant, on met en évidence qu'une telle analyse par modélisation hydrologique distribuée et sur des grands bassins est un défi qui requiert une haute performance statistique.

Certaines autres études ont évalué par des techniques simples comment les erreurs de pluie sont propagées dans les simulations hydrologiques, les performances obtenues peuvent être consultées dans Nikolopoulos *et al.*, (2010); Ramos, (2013); Gosset *et al.*, (2013), entre autres. Particulièrement sur l'Afrique de l'Ouest, Gosset *et al.*, (2013) concluent qu'au Niger les erreurs de la pluie se propagent dans un facteur de 2-3 sur les débits simulés et qu'au Bénin les baisses des simulations sont 3 fois les biais des produits de pluie. Ces résultats concordent avec Maggioni *et al.*, (2013) qui mentionne que les erreurs de la précipitation satellite peuvent être maximisées à un facteur de 3 dans les simulations.

CHAPITRE II. Région d'étude	31
1. Contexte hydroclimatique ouest-africain.....	32
1.1 La mousson d'Afrique de l'Ouest	32
1.2 Régime des précipitations.....	33
1.3 Variabilité hydroclimatique multi-décennale	35
1.4 La meso-échelle au cœur de la variabilité hydroclimatique	37
2. Observation et modélisation du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest : le programme AMMA-CATCH	38
2.1 Le service d'observation AMMA-CATCH.....	38
2.2 Project ALMIP 2	39
3. Zoom sur le bassin d'étude : l'Ouémé supérieur.....	39
3.1 Caractéristiques géographiques	39
3.2 Réseau de mesures.....	40
3.3 Hydrologie du bassin : bilan et fonctionnement hydrologique.....	41



CHAPITRE II. Région d'étude

Ce chapitre présente le contexte général de la zone d'étude se concentrant sur les facteurs hydro-climatiques qui gouvernent l'Afrique de l'Ouest et les caractéristiques du bassin d'étude. Ces aspects sont divisés en deux sections : la première décrit les principaux aspects climatiques de l'Afrique de l'Ouest, la variabilité spatio-temporelle de la précipitation et ses impacts sur la région ; une seconde section présente les caractéristiques principales du bassin l'Ouémé et décrit les termes du bilan d'eau et son fonctionnement hydrologique.

1. Contexte hydroclimatique ouest-africain

1.1 La mousson d'Afrique de l'Ouest

1.1.1 Principaux mécanismes de la mousson

La dynamique climatique et donc les précipitations en Afrique de l'Ouest sont directement liées à la mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO). Comme tous les systèmes de mousson (en Amérique, Asie, Inde et Océanie), la MAO résulte de la combinaison de deux principaux facteurs.

Le premier est lié à la circulation atmosphérique générale. Sur la région équatoriale l'énergie solaire a une incidence plus directe que sur les zones polaires. Durant le processus de la distribution d'énergie des zones excédentaires vers zones déficitaires, sur tout l'équateur terrestre, se produit une convection de masses d'air jusqu'à la tropopause sur une extension horizontale de plusieurs kilomètres appelée la zone de convergence intertropicale (ITCZ). Elle s'accompagne de la formation de nuages convectifs qui produisent la majorité des précipitations dans les tropiques. L'ITCZ a une oscillation latitudinale sur la terre en fonction de la migration du soleil dans l'année. Elle se situe dans l'hémisphère nord lors de l'été boréal et dans l'hémisphère sud durant l'hiver boréal.

Le second facteur est lié aux contrastes thermiques régionaux entre la surface continentale et l'océan. Durant l'hiver boréal, les gradients thermiques favorisent les vents d'Harmattan propageant l'air sec et chaud du Sahara vers le Golfe de Guinée. Durant l'été boréal, du fait d'un changement de contraste de température terre-océan, les courants de mousson dominant et apportent de l'air chaud et humide du Golfe de Guinée au continent. Ils contribuent à alimenter le système de mousson en humidité et à accentuer le déplacement de l'ITCZ vers le Nord de la région (Figure 11).

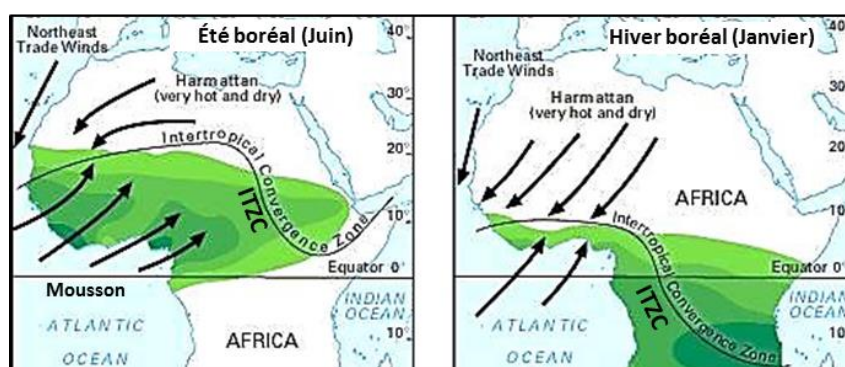


Figure 11. Variation de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) dans l'Afrique de l'Ouest.

Modifié de: <http://global.britannica.com/science/West-African-monsoon>

Les facteurs d'influence de l'intensité de la MAO sont complexes et résultent de processus qui interagissent à de nombreuses échelles : globales comme le Jet d'est tropical (TEJ), régionales comme le Jet d'Est Africain (AEJ) et les ondes d'est associées ou la dépression thermique saharienne, et plus locales au sein des systèmes convectifs qui produisent in fine la pluie sur la région (Hulme et Tosdevin, 1989; Wu *et al.*, 2009; Sylla *et al.*, 2013) (Figure 12).

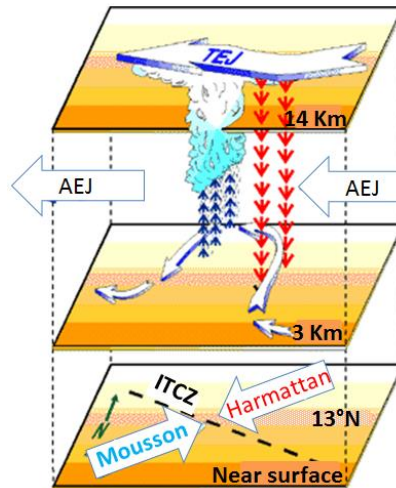


Figure 12. Systèmes atmosphériques que caractérisent le climat de l’Afrique de l’Ouest.
 Source : http://www.giss.nasa.gov/research/briefs/druyan_01/

1.2 Régime des précipitations

1.2.1 Organisation latitudinale des pluies moyennes interannuelles

Du fait de la dynamique de la mousson, la climatologie des précipitations de la région ouest-africaine est caractérisée par un fort gradient latitudinal au sein duquel les cumuls moyens annuels de pluie s’échelonnent de valeurs supérieures à 1000 mm au niveau de la côte Guinéenne à des valeurs inférieurs à 100 mm à l’approche du désert du Sahara (Figure 13). Dans cette organisation nord-sud, les isohyètes moyennes annuelles sont souvent utilisées pour délimiter quatre grandes régions climatiques: la zone saharienne au climat désertique (précipitations annuelles <150 mm), la zone Sahélienne au climat semi-aride (entre 150 et 750 mm), la zone soudanienne au climat tropical sec (entre 750 et 1200 mm) et la zone guinéenne au climat tropical humide (précipitations supérieures à 1200 mm).

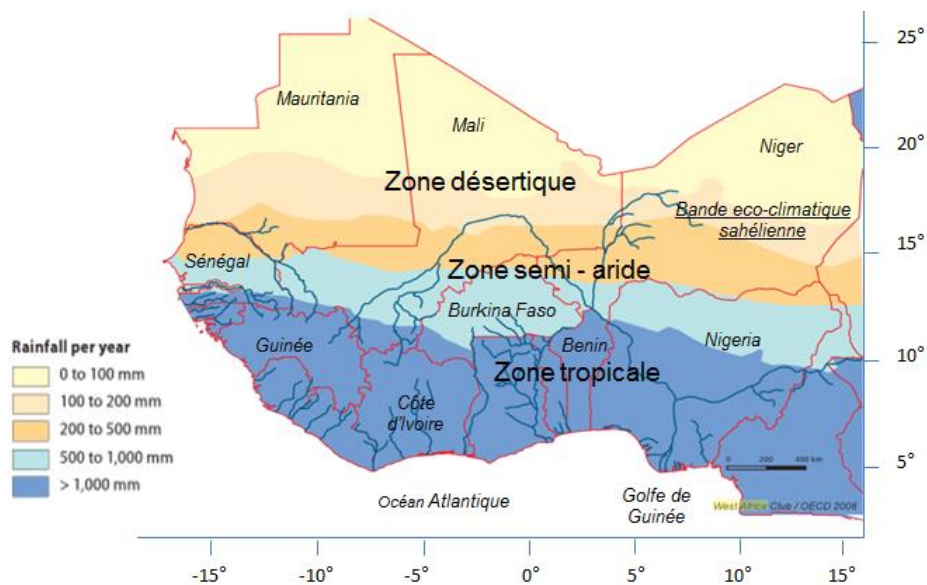


Figure 13 . Zones climatiques de l’Afrique de l’Ouest.
 Modifiée à partir de OECD et Club (2009).

1.2.2 Forte saisonnalité des précipitations

Le gradient pluviométrique s'accompagne également d'une répartition saisonnière des précipitations qui varie selon les régions climatiques. Dans la région soudano-sahélienne la pluie se distribue de mai à octobre selon un cycle saisonnier monomodal. Sur la région guinéenne la saison des pluies est bimodale avec un pic de pluie au mois de juin et un autre au mois d'octobre, séparés par une courte période de diminution des pluies et une saison sèche de décembre à mars. Cette variation saisonnière est montrée dans l'étude de Le Lay et Galle, (2005) pour la zone sahélienne de Niamey, la région soudanienne de Parakou et la côte Guinéenne à Cotonou (Figure 14).

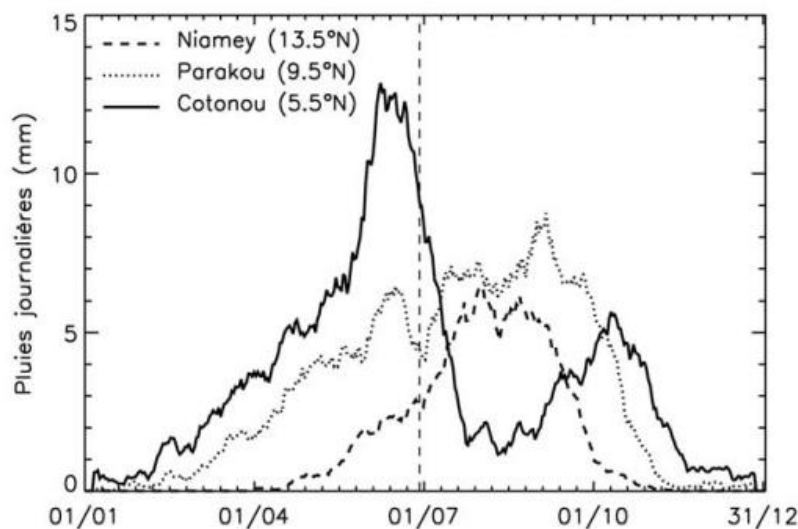


Figure 14. Cycle saisonnier moyen des précipitations sur différentes régions de l'Afrique de l'Ouest.
Source: Le Lay et Galle, (2005)

1.2.3 Systèmes pluvieux convectifs

Les précipitations sur le continent ouest-africain sont quasi-exclusivement issues des processus de convections qui se produisent lors de la mousson. Les systèmes pluvieux convectifs peuvent parfois être très localisés mais ceux qui produisent la majeure partie du cumul pluviométrique sont les systèmes convectifs de méso-échelle (SCM) (voir Figure 15). Les SCM sont caractérisés par des nuages de grande extension horizontale (1-10000 km²) avec un développement vertical important (qui peut atteindre 15 km) (Fritsch *et al.*, 1986). Ils sont organisés par (i) une partie convective d'une durée approximative de 3 h avec des pics d'intensité de pluie importants pouvant atteindre 60 mm/h en 15 minutes (Panthou, 2013) et (ii) une partie stratiforme durant plusieurs heures avec des pluies d'intensités faibles généralement inférieures à 5 mm/h -Panthou (2013). Au Sahel, les SCM apportent entre 70% et 95% de la précipitation annuelle (D'Amato et Lebel, 1998; Mathon et Laurent, 2001; Lebel *et al.*, 2003) et sa dynamique est caractérisée par un déplacement d'Est à Ouest avec une vitesse variant de 10 km/h à 50 km/h. Dans la région soudanienne (spécifiquement sur bassin l'Ouémé de Benin), 55 % du cumul annuel est associé au SCM, le reste de la pluie étant fourni par des systèmes orageux locaux moins étendus et organisés (Depraetere *et al.*, 2009).

Il y a deux conséquences majeures de l'origine convective des précipitations en Afrique de l'Ouest :

1. L'intermittence des pluies entre chaque occurrence de systèmes pluvieux, l'intermittence et la forte variabilité spatiale des intensités au sein de ces systèmes rendent la pluie particulièrement variable dans la région - variabilité qui peut perdurer à des grandes échelles de temps et d'espace (Balme *et al.*, 2006).

2. L'occurrence, l'intensité et la taille des systèmes convectifs module directement les cumuls pluviométriques et influence la réponse des systèmes hydrologiques (Le Barbé *et al.*, 2002 ; Vischel, 2006).

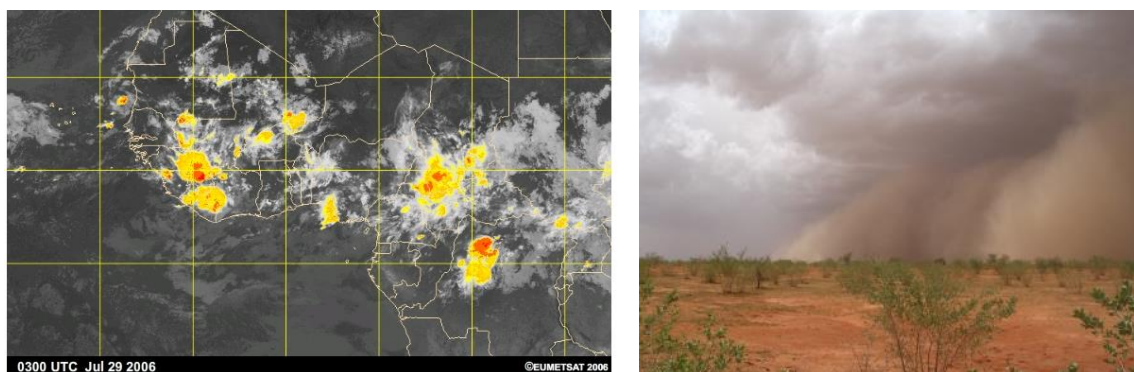


Figure 15. Systèmes convectifs de Mésos-échelles sur l'Afrique.
Source : <http://www.amma-catch.org/> (Droite)

1.3 Variabilité hydroclimatique multi-décennale

1.3.1 Variabilité décennale des précipitations

A l'échelle annuelle

L'Afrique de l'Ouest a connu à partir des années 1970 une période de sécheresse d'une intensité et d'une durée (près de trente ans) sans précédent dans l'histoire des mesures climatologiques. L'impact dramatique de cette sécheresse sur les populations a conduit à la mise en place de nombreux travaux sur les précipitations dans la région et l'étude de leur évolution (Motha *et al.*, 1980; Le Barbé et Lebel, 1989; Janicot, 1992; Sivakumar et Hatfield, 1990; Gautier *et al.*, 1998; Nicholson, 2000; Nicholson, 2001; Le Barbé *et al.*, 2002; Dacosta et Kandia, 2002; Conway *et al.*, 2009; Lebel et Ali, 2009; Nicholson et Nicholson, 2013). Les analyses des séries temporelles de précipitations sur l'Afrique de l'Ouest souvent disponibles depuis les années 1950, ont montré que le régime pluviométrique présente une grande variabilité interannuelle et décennale quelle que soit la zone climatique considérée dans la région (Le Barbé *et al.*, 2002; Dacosta et Kandia, 2002; Le Lay et Galle, 2005; Panthou, 2013). La Figure 16 illustre cette variabilité pour la zone semi-aride Sahélienne et pour la région soudanienne entre 1950 et 2010. Les indices pluviométriques présentés par Lebel *et al.*, (2000); Le Lay, (2006) (et par plusieurs études) sont analysés dans Panthou, (2013) au Sahel (Figure 16a); ils montrent une rupture des modèles décennaux de précipitation autour de 1970, avec une période humide marquée pour les décades de 1950 et 1970; une période sèche sans précédent entre 1970 et le milieu des années 1990. Depuis la pluie est marquée par une très forte variabilité interannuelle autour d'un niveau moyen légèrement inférieur à la moyenne climatologique. Dans la zone soudanienne (Figure 16b), l'étude de Mamadou, (2014) indique qu'avant les années 1970 la pluviométrie était très variable d'une année sur l'autre, marquée par une succession d'années sèches et d'années humides; puis qu'une période sèche a également touché cette région dans les mêmes années qu'au Sahel. Depuis le début des années 1990, le

régime de pluie a retrouvé un comportement variable autour d'un niveau moyen inférieur à la période pré-sécheresse¹¹.

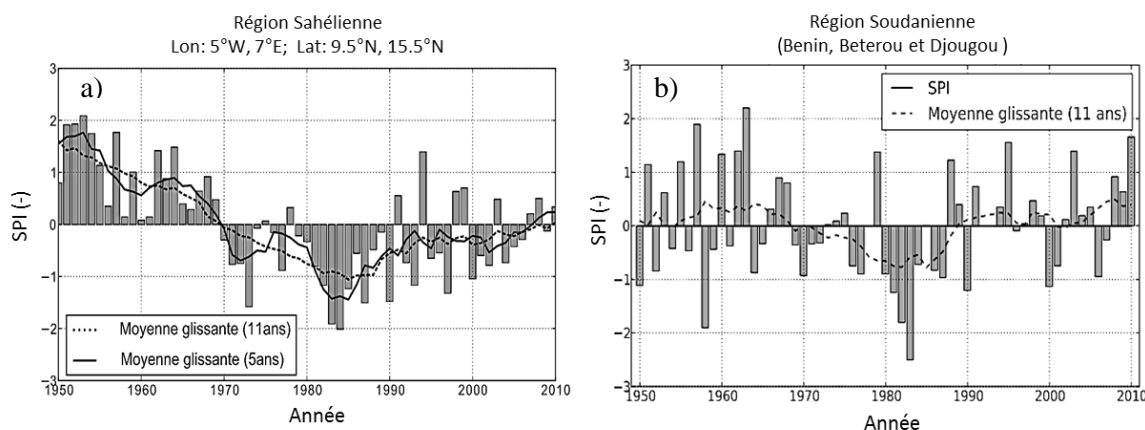


Figure 16. Indice standardisé des pluies entre 1950 et 2010 au Sahel Central et sur la région Soudanienne du Benin

a) Source: Panthou, (2013) et b) Source: Mamadou, (2013)

1.3.1 Evolution des régimes hydrologiques

La variabilité décennale des précipitations lors du siècle passé s'est accompagnée d'une modification significative du régime des systèmes hydrologiques (Olivry *et al.*, 1998; Leduc *et al.*, 2001; Le Lay et Galle, 2005; Mahe *et al.*, 2005; Conway *et al.*, 2009). L'évolution du régime des cours d'eau dans la région est complexe car elle résulte de modifications des forçages climatiques et de modifications de l'environnement d'origine naturelle et/ou anthropique qui peuvent influencer la réponse hydrologique. Ainsi, entre le Sahel et la zone soudanienne, l'évolution des régimes hydrologiques est assez contrastée.

Au Sahel, malgré le déficit pluviométrique, plusieurs études (Albergel, 1987; Mahé *et al.*, 2005; Descroix *et al.*, 2009; Descroix *et al.*, 2013), ont mis en évidence une augmentation généralisée des écoulements d'eau en surface traduite par (i) une augmentation très forte des coefficients d'écoulement aussi bien en zone exoréique qu'endoréique (ii) une augmentation de la surface et du volume des mares sahéennes en zone endoréique, (iii) une hausse du niveau des nappes, (iv) la reconnexion de réseaux initialement non pérennes vers des systèmes exoréiques. Ces évolutions sont regroupées sous le terme de 'Paradoxe Sahélien' et coïncident avec plusieurs phénomènes qui peuvent en expliquer la cause :

- l'encroûtement des sols et la densification du réseau hydrographique qui favorisent la production de ruissellement et son transfert. Ils résultent de la diminution du couvert végétal liée aux conditions climatiques sèches et aux modifications de l'usage des sols suite à l'accroissement des surfaces cultivées ;
- sur les deux dernières décennies, la diminution du couvert végétal s'est accompagnée d'une

¹¹ Nous soulignons que malgré les exceptionnelles sécheresses subies pour l'Afrique de l'Ouest entre 1970 et 1980, des longues périodes sèches ont touché la région au passé. Certaines études signalent que dans les enregistrements de pluie de début du siècle 20 s'observe que la décennie de 1910 a été sèche et qu'une période déficitaire durant plusieurs années est présente dans la décennie de 1940 (Bernus et Savonnet, 1973; Nicholson *et al.*, 1998; Le Barbé *et al.*, 2002)

- augmentation des pluies les plus intenses (Panthou *et al.*, 2014) qui contribue également à l'augmentation du ruissellement et peut expliquer une part de l'augmentation des inondations au Sahel qui ont un impact dévastateur sur les populations (Aich *et al.*, 2014; Casse *et al.*, 2015).

En zone Soudanienne, c'est le signal climatique qui prédomine dans la variabilité décennale de la réponse des hydro-systèmes puisque le déficit des pluies a conduit directement à un déficit des débits. Ainsi les écoulements de grands fleuves ouest-africains dont la majeure partie est produite en zone soudano-guinéenne (comme le Sénégal et le Niger) ont subi avec la sécheresse une diminution de leurs écoulements moyens de 30 à 60% d'après Servat *et al.*, (1998); Lebel *et al.*, (2003); Mahe *et al.*, (2005). L'évolution plus récente reste assez peu documentée en zone soudanienne qui pose dès lors des questions spécifiques car dans un climat potentiellement plus chaud et plus intense (en termes de précipitation), où l'usage agricole des terres et les besoins en eau s'accroissent, il est important de bien comprendre le rôle relatif des forçages et des modifications du couvert dans la réponse des hydro-systèmes soudaniens.

1.4 La méso-échelle au cœur de la variabilité hydroclimatique

Les questions d'échelle sont au cœur de la compréhension de la variabilité hydro-climatique dans la région ouest-africaine. En particulier la variabilité pluviométrique à méso-échelle joue un rôle pivot entre les modifications du climat régional et son impact sur l'hydrologie.

L'évolution décennale des précipitations s'est accompagnée de modifications substantielles du régime des pluies à méso-échelle. Durant la période de sécheresse, Le Barbé *et al.*, (2002) ont montré que c'est principalement le nombre d'événements pluvieux mesurés aux stations pluviométriques qui a diminué, leur intensité moyenne étant restée plutôt stable. En revanche, sur les deux dernières décennies, Panthou *et al.*, (2014) ont montré que l'augmentation relative des cumuls annuels s'explique par une augmentation de l'occurrence des événements de forte intensité pluviométrique tandis que le nombre d'événements de cumuls moyens est resté à un niveau relativement faible.

Le lien entre ces évolutions pluviométriques et les impacts hydrologiques ont finalement été peu étudié. Vischel, (2006) en zone sahéenne et Le Lay, (2006) en zone soudanienne ont montré qu'une modification de la pluie annuelle peut avoir des impacts extrêmement contrastés sur la production d'écoulements selon qu'elle se traduit par une modification de l'occurrence ou de l'intensité des événements pluvieux. Ces résultats conduisent à deux principaux commentaires : (i) ils montrent les limites de la plupart des études sur l'impact de la variabilité des précipitations sur les régimes hydrologiques qui se basent sur des évolutions de la pluie à l'échelle mensuelle (Paturel *et al.*, 2003; Li *et al.*, 2005), (ii) ils amènent à mieux comprendre le rôle de la variabilité spatiale et temporelle de la pluie à méso-échelle.

Or la réponse des systèmes hydrologiques ouest-africain est très sensible à la modification de l'occurrence, l'intensité et la taille des systèmes convectifs. Cela a été évalué par Vischel, (2006) sur des hydro-systèmes sahéens et également en zone soudanienne par Le Lay, (2006). La prise en compte de la variabilité dans le temps et dans l'espace à l'échelle des systèmes pluvieux (méso-échelle) est donc déterminante pour comprendre le comportement du cycle hydrologique dans la région.

En zone sahéenne, Vischel et Lebel, (2007) ont montré que l'usage de champs de pluie à des résolutions spatiales et temporelles trop grossières lissait les intensités événementielles de pluie et pouvait conduire

à sous-estimer fortement le ruissellement jusqu'à 50% pour des champs de pluie de résolution spatiale de 100 x 100 km² et de 30% pour des résolutions temporelles de 3 h.

En zone soudanienne, de tels effets d'échelle n'ont pas encore été étudiés et sont donc l'un des objectifs principaux de la thèse.

2. Observation et modélisation du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest : le programme AMMA-CATCH

Des forts enjeux climatiques et sociétaux en Afrique de l'Ouest ont émané des projets scientifiques visant à analyser les causes de la variabilité de la pluie afin d'améliorer les projections futures du climat dans la région, d'en évaluer les impacts hydrologiques et de permettre ainsi une meilleure gestion des ressources en eau. C'est le cas du programme international AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis), et des autres projets précurseurs dans la région¹². AMMA a été créé pour améliorer la compréhension de la MAO, sa variabilité à des échelles de temps fines (journalier-interannuel), et son impact sur les communautés de la région ouest-africaine (Redelsperger *et al.*, 2006)

2.1 Le service d'observation AMMA-CATCH

AMMA-CATCH (Couplage Atmosphère Tropicale Cycle Hydrologique) est un service d'observation (au sens défini par l'Institut National des Sciences de l'Univers qui fournit ce label) qui vise à mieux comprendre les processus et les propriétés de surface qui régulent la dynamique du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest (Lebel *et al.*, 2009). Ces objectifs sont menés sur trois régions pilotes du projet AMMA : au Mali dans la région du Gourma (~27.000 Km²); au Niger dans la région de Niamey (~16.000 Km²) et au Bénin dans le haut bassin de l'Ouémé (~ 14.000 Km²). Ces trois sites permettent de documenter sur un gradient éco-climatique nord-sud la diversité régionale de l'hydrologie de surface, de la dynamique du sol et de la végétation.

Les données recueillies sur l'observatoire servent à (i) mieux évaluer le rôle de la surface et de la sub-surface sur la dynamique de la mousson et de la région (Lebel *et al.*, 2009) et ses relations avec les pressions anthropiques (ii) valider des modèles hydro-climatiques en incluant les variabilités des forçages à petites échelles. AMMA-CATCH est également impliqué dans des missions satellitaires telles que SMOS et SMAP¹³ (humidité du sol) et Megha Tropiques¹⁴ (précipitations) comme site pour la calibration et la validation des paramètres de leurs algorithmes. Pour plus d'information voir (<http://www.amma-catch.org/spip.php?rubrique66>).

¹²EPSAP, HAPEX-Sahel

¹³ Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS), Soil Moisture Active And Passive (SMAP)

¹⁴ Water cycle in the tropical atmosphere (Megha-Tropique)

2.2 Project ALMIP 2

Le besoin de comprendre le rôle de la surface terrestre dans le climat de l'Afrique de l'Ouest a été la motivation du projet ALMIP (Land Surface Model Intercomparison Project). Il propose l'intercomparaison des modèles de surfaces (LSM, Land Surface Models) pour analyser les relations surface-atmosphère qui participent aux mécanismes de la MAO. Un des objectifs majeurs d'ALMIP est d'évaluer les schémas des paramétrisations de la surface terrestre et la qualité des simulations (Boone *et al.*, 2009).

Dans sa première phase finalisée en 2009, l'intercomparaison des LSM a été réalisée à l'échelle régionale de l'Afrique de l'Ouest. Les résultats ont pointé une dispersion significative des simulations des modèles notamment pour ce qui concerne la partition entre infiltration et ruissellement qui conditionne en grande partie la reprise évaporatoire de l'eau et donc les rétroactions surface-atmosphère associées. L'absence de données de validation à l'échelle régionale a en revanche limité la possibilité d'évaluer objectivement la pertinence des paramétrisations utilisées dans les différents LSM. En concentrant l'intercomparaison sur les trois sites de l'observatoire AMMA-CATCH, la deuxième phase du projet (ALMIP Phase 2) débutée en 2009 a pour but d'évaluer quantitativement les LSM. Le service d'observation AMMA-CATCH permet pour ce faire de fournir des mesures in-situ des processus hydrologiques en surface et en souterrain ainsi que des données de végétation pertinentes.

On notera que la deuxième phase a également permis d'élargir le spectre des modèles intercomparés puisqu'aux LSM, principalement dédiés à la simulation des transferts verticaux d'eau et d'énergie, se sont greffés des modèles hydrologiques plutôt orientés vers la simulation de la redistribution latérale de l'eau. C'est le cas des deux modèles hydrologiques DHSVM et NTopAMMA qui participent à l'exercice d'intercomparaison et qui seront utilisés dans cette thèse. Le présent travail de thèse s'inscrit donc dans la dynamique du projet ALMIP 2.

3. Zoom sur le bassin d'étude : l'Ouémé supérieur

3.1 Caractéristiques géographiques

Le bassin versant de l'Ouémé couvre près des deux tiers du territoire du Bénin, il a une superficie de 77000 km² et se déverse dans l'océan Atlantique. Notre zone d'étude se concentrera sur le l'Ouémé supérieur situé entre 9° N - 10,2° N et 1,5° E - 2,8° E et qui draine une surface de 13150 km² (voir Figure 19). Ce sous-bassin que l'on nommera «Ouémé» dans la suite par simplification constitue le site soudano-sahélien de l'observatoire AMMA-CATCH.

Son relief est caractérisé par une topographie ondulée avec des altitudes qui varient entre 250 et 450 m, ponctuée de quelques sommets locaux dans le sud du bassin pouvant atteindre 600 mètres d'altitude. La présence de nombreuses sous-vallées favorise la formation de petits sous-bassins dont les écoulements convergent dans des zones de bas-fonds (Fass 2004 ; El-Fahem 2008) souvent utilisées comme zones de culture (Figure 17).

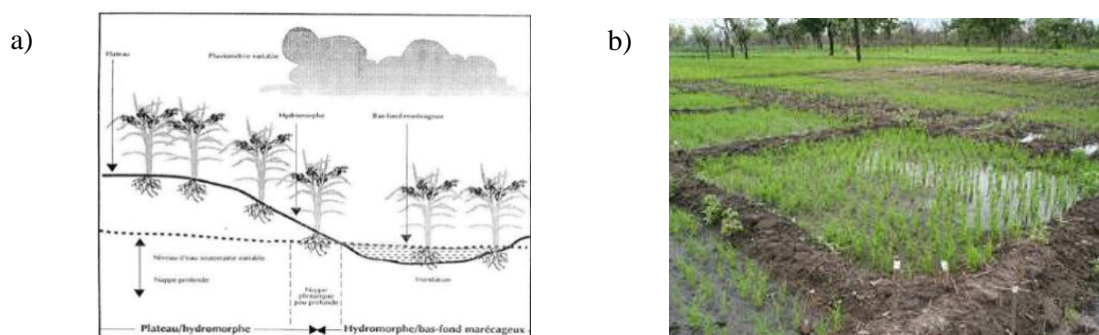


Figure 17. Zone de bas-fonds dans l'Ouémé.

Source : <http://www.impetus.uni-koeln.de/fr/themen-benin/securite-alimentaire/nrc-be-e7.html>

La végétation de la région est principalement caractérisée par de la savane arborée et des zones de cultures (principalement de coton, maïs, l'igname, le riz, le niébé/haricot, le voandzou (Sambiéni *et al.*, 2015) (Figure 18). On notera que la zone de savane est exposée à une forte dégradation du fait de l'exploitation de bois et du défrichement au profit de parcelles cultivables (Cergat, 2011).

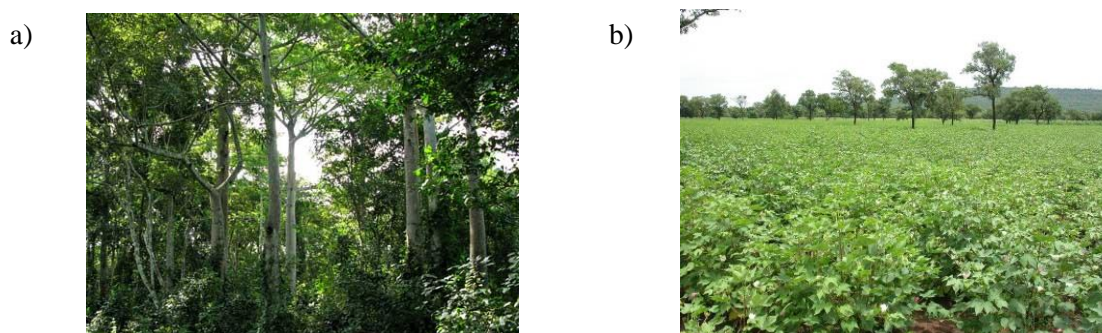


Figure 18. Types de végétation dans l'Ouémé. a) Végétation arborée, b) Plantation de coton au Bénin.

Source : <http://www.africanbirdclub.org/countries/Benin/ibas>

La pédologie du bassin est constituée de deux principaux horizons : une première strate de sols ferrallitiques de 1 à 3 m de profondeur, souvent encroûtée en surface et constituée de sables et gravier dans la part profonde du profil (Hiepe, 2008), une couche d'altérites de 10 à 20 mètres de profondeur (Barthel *et al.*, 2008) issue de l'altération d'un socle cristallin granito-gneissique sur lequel elle repose.

3.2 Réseau de mesures

L'instrumentation hydrologique du bassin de l'Ouémé supérieur a débuté à la fin des années 1990 et s'est fortement renforcée au cours de la phase EOP (Enhanced Observation Period) du projet AMMA de 2005 à 2008. On dispose désormais sur le bassin d'un réseau de mesures hydrométéorologiques dense synthétisé dans la

Figure 19.

Les observations sur l'Ouémé ont permis de quantifier le bilan hydrologique du bassin et de comprendre les processus hydrologiques qui le contrôlent. Elles offrent également un cadre idéal pour implémenter

des modèles hydrologiques distribués à base physique, évaluer leurs simulations et en étudier la sensibilité à certains facteurs hydrologiques. En particulier, la présence d'un réseau dense de pluviographes (en moyenne 1 tous les 20 km²) fournissant des données au pas de temps minimal de 5 minutes est un atout majeur pour élaborer des champs de précipitation de référence et entrée des modèles hydrologiques et étudier la sensibilité des simulations au forçage pluviométrique.

Dans notre étude nous ferons régulièrement référence à deux sous-bassins de l'Ouémé dont les exutoires sont définis par les stations hydrométriques C238 (qui draine un sous bassin de 3.100 km²) et Bétérou (avec 10.050 km² de surface drainée).

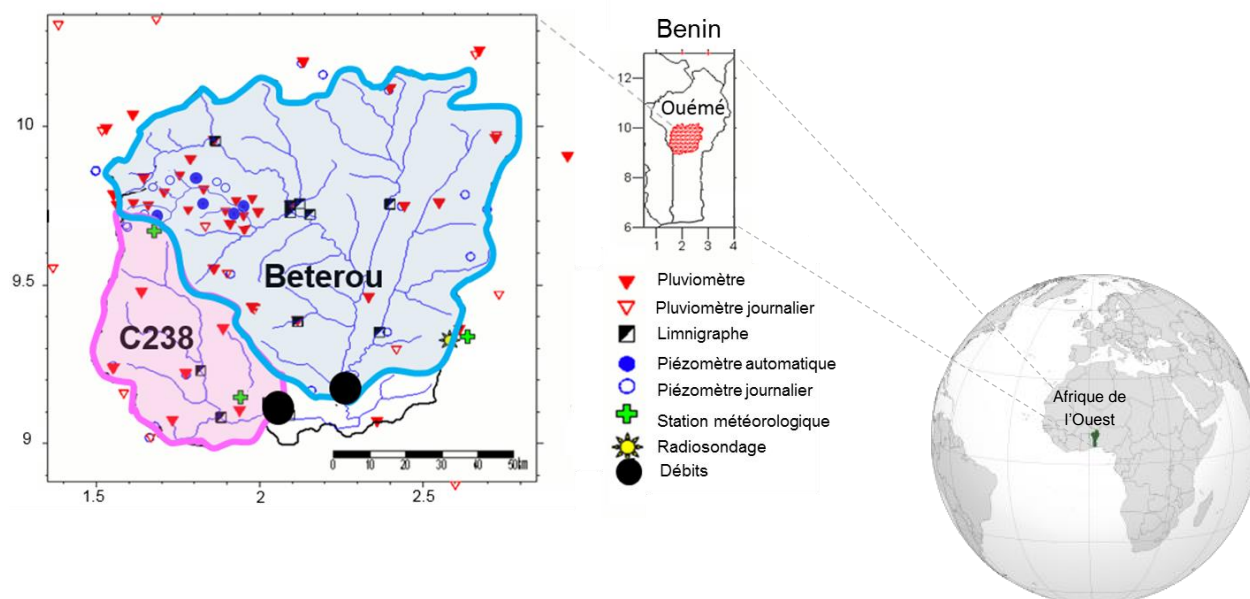


Figure 19. Bassin versant Ouémé instrumenté pour AMMA-CATCH.
Modifié à partir de: <http://www.amma-catch.org/>

3.3 Hydrologie du bassin : bilan et fonctionnement hydrologique

3.3.1 Terme du bilan hydrologique

Le bilan hydrologique à l'échelle d'un bassin versant représente la conservation de la masse d'eau dans le système par l'équilibre des flux hydriques qui participent dans l'entrée et la sortie du bassin. Il se définit de manière générale par l'équation suivante :

$$P = E + Q + \Delta S \quad (\text{Equation 1})$$

Où P est la précipitation qui constitue l'entrée au système. L'évapotranspiration (E) et l'écoulement (Q) correspondent aux sorties et le terme ΔS représente le stockage dans le bassin.

Afin de connaître la dynamique des flux hydriques de la région d'étude ci-après sont déclinés brièvement les différents termes du bilan pour le bassin de l'Ouémé tels que documentés dans la littérature.

P (Pluviométrie)

La précipitation moyenne annuelle de la région est de 1190 mm pour la période 1950 – 2002 (Le Lay et Galle, 2005). Le régime de pluie est monomodal constitué par une saison sèche entre novembre à mars

et une saison humide qui démarre mi-mars jusqu' à octobre avec un maximum placé dans le mois d'aout (Lawin, 2007) ; cependant l'auteur mentionne que durant les années sèches a été observé un déficit pluviométrique dans le mois de juin (Figure 20) qui coïncide avec le saut de la mousson. Selon Le Lay et Galle, (2005) la variabilité interannuelle des précipitations au cours des dernières décennies est élevée dans la région.

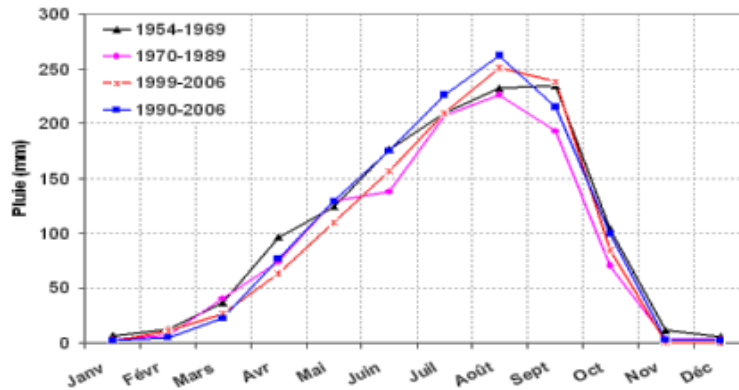


Figure 20. Pluiosité mensuelle de l'Ouémé évolution entre 1954 et 2006. Source: Lawin, (2007)

E (Evapotranspiration)

Les températures dans cette région soudanienne oscillent entre 20 °C en saison humide et 35° C en saison sèche, de sorte que l'évapotranspiration constitue une composante importante du cycle hydrologique qui représente plus ou moins 70 à 80% de toute la précipitation qui tombe sur la région (El-Fahem, 2008). Des estimations d'évapotranspiration faites dans la région par Guyot, (2010) soulignent qu'elle varie entre 73 % et 90 % de la précipitation de l'année 2008. D'un autre côté (Séguis *et al.*, 2011) signalent que l'évapotranspiration annuelle peut varier entre 60% et 65% pour une année sèche et 80% pour une année humide.

L'étude de Kamagaté, (2006) présente des données historiques du cycle mensuelle de l'évapotranspiration dans différentes stations de l'Ouémé (Figure 21) qui présentent un pic maximal entre les mois de mars et mai et un minimum au mois d'août. Malgré que ces stations se situent à une distance importante des stations de cette étude (C238 et Bétérou), la station Parakou se trouve à une latitude (9° N 21') proche de la sortie du bassin l'Ouémé. La Figure 21 montre aussi le peu de variation annuelle des lames évaporées à Djougou entre 2002 et 2004, qui dépassent les 1200 mm dans cette région.

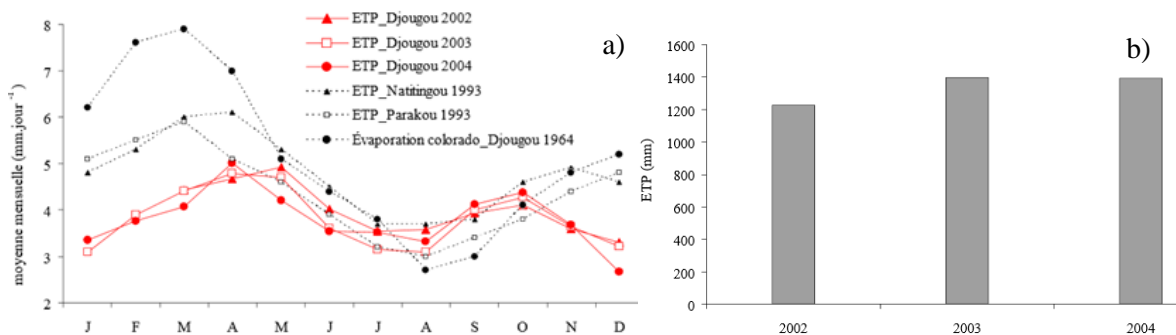


Figure 21. Evapotranspiration potentielle calculée à partir des variables climatiques mesurées dans l'Ouémé a) cycle mensuelle et b) cumuls annuels.

Source : Kamagaté, (2006)

Q (Débits)

L'Ouémé est un cours d'eau intermittent ; la Figure 22 montre le cycle saisonnier moyen des écoulements à Bétérou dont la saison hydrologique commence en mars (Le Lay, 2006), mais est clairement visible entre mai et septembre. Le Lay, (2006) indique que pour la période 1954 – 2002 à Bétérou les écoulements en rivière représentent 12 % des précipitations annuelles et qu'ils ont une haute variabilité interannuelle, ce fait est mis en évidence par les quantiles 10% et 90% , qui sont présentés aussi par Richard (2014) pour la récente période 2001 – 2010 (Figure 22). Le temps de réponse à Bétérou est de 3 à 4 jours du fait de la faible vitesse d'écoulement dans le réseau hydrographique qui sont influencés par les faibles pentes et par la végétation présente dans le lit des rivières (Le Lay, 2006).

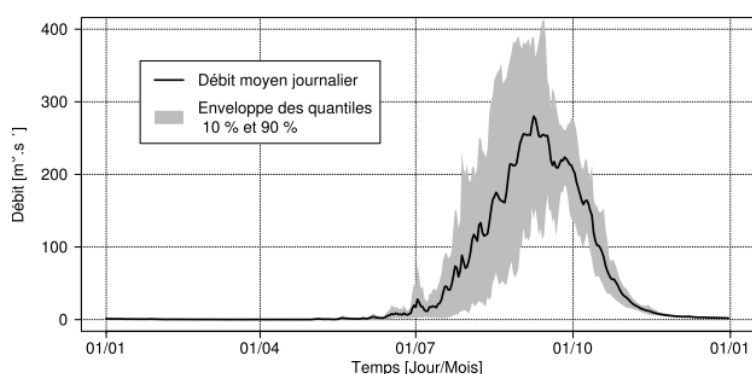


Figure 22. Cycle saisonnier moyen des écoulements à Bétérou pour la période 1998 et 2000.

Source: Richard, (2014)

ΔS (Stock d'eau souterraine)

Dans le sous-bassin de la Donga, l'étude de puits villageois utilisés pour l'approvisionnement en eau domestique, a permis de montrer qu'il existait une nappe pérenne dans les altérites. Son niveau piézométrique oscille entre 10 m dans la saison sèche et 3 m dans la saison humide (Richard, 2014). En continuité avec la zone de socle, l'eau de cette nappe peut percoler plus en profondeur lorsque des fracturations le permettent (Barthel, 2008; Seguis *et al.*, 2011). Selon (Séguis *et al.*, 2011; Kamagaté *et al.*, 2011) pour la période 2003-2006 la recharge de l'aquifère d'altérites peut varier entre 10% et 15% de la précipitation annuelle.

3.3.2 Fonctionnement hydrologique

Dans la Figure 23 nous présentons un schéma conceptuel de la dynamique de l'eau précipitée sur un versant type du bassin de l'Ouémé. La compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin est issue de nombreuses études sur les processus hydrologiques à l'échelle du versant et du petit bassin versant (notamment le bassin de l'Ara et la Donga) parmi lesquelles (Fass, 2004; Barthel, 2008; Le Lay, 2006; Kamagaté, 2006; Kamagaté *et al.*, 2007; Richard, 2014) auxquelles le lecteur pourra se référer pour plus de détails.

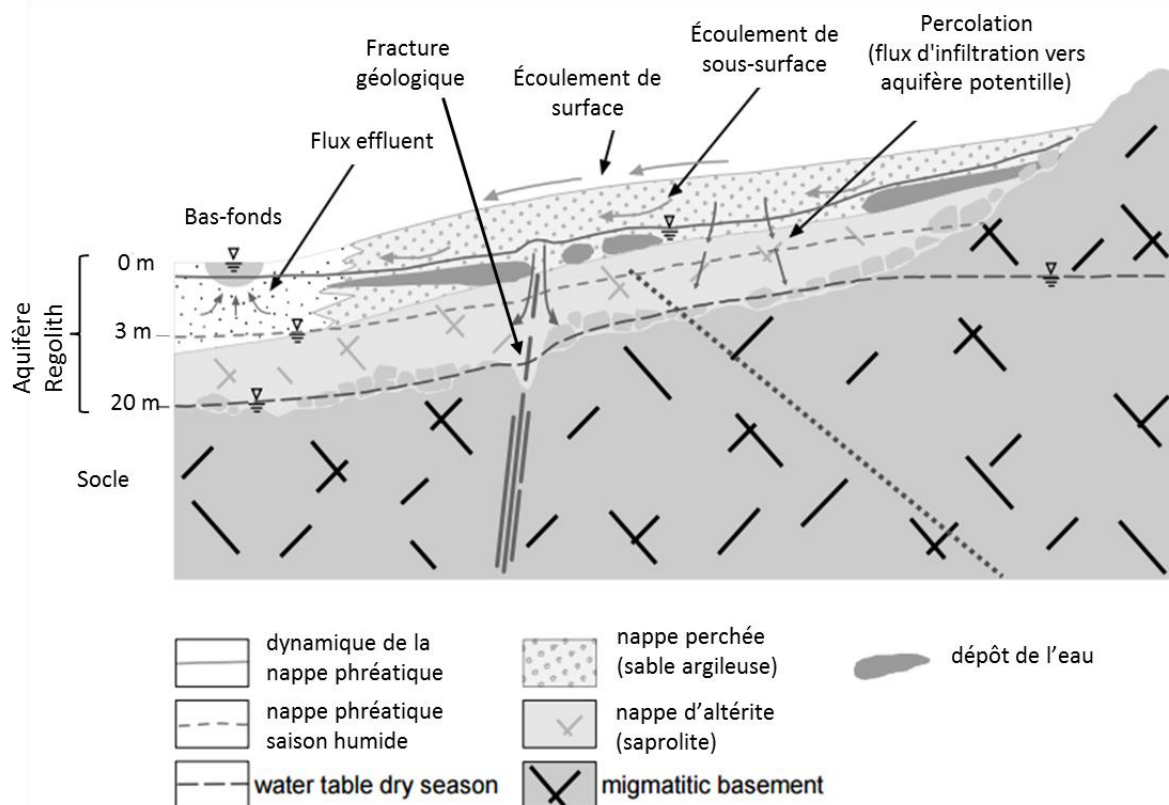


Figure 23. Modèle conceptuel de la dynamique de la circulation de l'eau en surface et sous-surface du bassin l'Ouémé.
Adapté à partir de Fass, (2004)

Nous ne mentionnerons ici que les principaux traits du fonctionnement hydrologique du bassin qui permettent de justifier les approches de modélisation hydrologique adoptées dans la thèse et décrites dans le Chapitre IV ; et d'en définir également certaines limites.

Rôle de la sub-surface dans les écoulements en rivière

La présence de végétation et de macropores sur les versants du bassin favorise l'infiltration des eaux précipitées qui s'accumulent temporairement jusqu'à 3 mètres de profondeur dans une nappe temporaire située au-dessus de la nappe d'altérites. Les expérimentations piézométriques réalisées sur un sous-bassin de l'Ouémé (l'Ara) ont montré que le stock annuel de cette nappe perchée était nul et que les fluctuations de son niveau sont directement associées aux écoulements en rivière (Kamagaté *et al.*, 2007).

Cette nappe superficielle transfère par écoulements de sub-surface les eaux en bas de versants qui sont ensuite drainées directement dans le réseau hydrographique ou stockées temporairement dans les bas-fonds présents dans les sous-bassins de tête. En s'accumulant dans les thalwegs et les replats topographiques, l'eau de sub-surface sature les sols et participe ainsi à la production du ruissellement sur surfaces saturées. Kamagaté, (2006) a ainsi montré dans le sous-bassin de la Donga, que sur une année donnée, les débits annuels sont constitués par 68 % d'écoulements de sub-surface et 13 % d'écoulements de surface.

On notera que la production de ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration du sol (ruissellement hortonien) est très limitée sur l'Ouémé comme dans la majorité des bassins soudaniens contrairement aux bassins sahéliens où la faible infiltrabilité des sols rend le ruissellement hortonien prédominant.

Déconnexion nappe d'altérite/réseau hydrographique

Contrairement à la nappe temporaire de sub-surface, la nappe d'altérites est pérenne et les variations de son niveau piezométrique ne sont pas liées aux écoulements de la rivière. Des études hydrochimiques sur la Donga ont ainsi montré qu'il n'existait pas ou peu d'échanges entre les eaux profondes et celles de la rivière. Il est donc très probable que la nappe d'altérites soit totalement déconnectée du réseau hydrographique. L'eau qui percole en profondeur peut donc être considérée comme un terme de perte pour les écoulements en réseau.

Pour l'heure les battements du niveau de la nappe d'altérites au cours de la saison ont principalement été attribués à la transpiration de la végétation arbustive dont le réseau racinaire peut dépasser la dizaine de mètres de profondeur. A l'échelle régionale, le rôle du drainage de la nappe profonde et sa connexion potentielle au réseau hydrographique reste encore une question ouverte.

Partie II. DONNES ET METHODES

CHAPITRE III. Données de précipitation.....	49
1. Précipitation utilisée dans la modélisation hydrologique	50
1.1 Contexte général.....	50
1.2 Précipitation au sol	51
1.3 Précipitation par satellite	52
2. Spécifications des données de précipitation utilisées dans cette étude.....	53
2.1 Résolutions de pluie	53
2.2 Agrégation spatio-temporelle	53
3. Protocole d'analyses des champs de précipitation	55
3.1 Analyse de la précipitation au sol.....	55
3.2 Evaluation de la précipitation par satellite	56
4. Analyses de la précipitation de la période d'étude	58
4.1 Caractérisation de la précipitation au sol.....	58
5. Evaluation de la précipitation par satellite	68
5.1 Principales caractéristiques pluviométriques.....	68
6. Discussions de l'analyse de la précipitation de l'étude	77
6.1 Impact de la dégradation spatio-temporelle des résolutions de pluie au sol.....	77
6.2 Evaluation des produits de pluie par satellite	78



CHAPITRE III. Données de précipitation

La forte variabilité naturelle de la précipitation rend cette variable très difficile à estimer, quelle que soit la combinaison de capteurs utilisée pour la mesurer. Dans le cas où on cherche à construire des champs de forçage pluviométriques en entrée de modèle hydrologique, la question de la précision de l'estimation doit s'envisager sous l'angle de la résolution des champs en question. Il se peut par exemple qu'une combinaison optimale de données sol et de données satellite permette d'obtenir une estimation de la pluie moyenne sur un bassin de 10.000 km² au pas de temps journalier, mais que le besoin du modèle hydrologique soit de travailler à une résolution spatiale de quelques km² au pas de temps horaire ou inférieur. Il faut donc explorer l'effet de la résolution choisie sur la précision de l'estimation ; c'est le sujet central de ce chapitre.

En préalable à l'étude des effets de la dégradation des résolutions spatiales et temporelles des champs de précipitation sur la simulation des débits sur le bassin de l'Ouémé (présentée en Chapitre V) on a donc calculé et comparé des champs de pluie pour différentes tailles du maillage spatial et pour plusieurs intervalles du temps. Cette comparaison a notamment mis l'accent sur deux points : (i) les effets d'abattement des intensités induits par l'agrégation et ii) la distribution des valeurs maximales sur le domaine d'étude. Ce travail est mené dans un premier temps en ne considérant que des champs de précipitation produits à partir de données sol uniquement. Ensuite, on présente une évaluation de la performance des produits par satellite sur l'Ouémé par rapport à la pluie au sol qui est utilisée comme référence. Cette évaluation inclut une analyse de la dégradation des résolutions spatio-temporelles des produits satellitaires.

1. Précipitation utilisée dans la modélisation hydrologique

1.1 Contexte général

La qualité de toute étude hydrologique dépend en grande partie de la représentativité des entrées de précipitation qui sont disponibles (Larson et Peck, 1974; Obled *et al.*, 1994), en particulier lorsque l'on cherche à établir des bilans d'eau par modélisation. Ces entrées de pluie peuvent dériver des estimations directes (pluviomètres, disdromètres) ou indirectes (radar, modèles météorologiques, satellites, etc) comme le montre la Figure 24. Mais, avant de démarrer une telle modélisation il convient d'évaluer les propriétés des champs de pluie utilisés pour forcer le modèle, que ce soit sous l'angle de leurs intensités ponctuelles ou de leurs propriétés spatiales (Wood *et al.*, 2000). Il n'existe aucun système de mesure qui garantisse une estimation parfaite des quantités pluviométriques tombant sur un bassin-versant, et ce d'autant moins que ces estimations sont à effectuer pour différentes échelles spatio-temporelles. Les erreurs inhérentes à l'estimation des champs de forçage pluviométriques vont se propager et, souvent, s'amplifier dans la modélisation hydrologique. De plus en plus, on cherche à bénéficier des avantages respectifs de chaque type d'instrument de mesure pour les combiner en vue de minimiser les erreurs d'estimation.

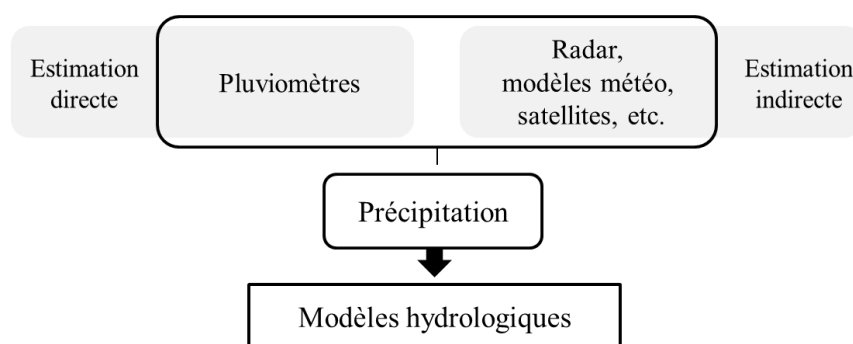


Figure 24. Types de précipitation utilisés dans la modélisation hydrologique

Avantages et inconvénients des types d'estimations des précipitations

La précipitation enregistrée directement en surface constitue la mesure la plus fiable, mais elle présente l'inconvénient de ne donner une valeur qu'en un point. Dès lors que l'on cherche à obtenir une estimation sur une surface à partir de mesures directes ponctuelles, sa qualité est fortement conditionnée par la densité du réseau de mesures (Mishra, 2013), la qualité des enregistrements et les méthodes d'interpolation utilisées. La représentation correcte de la pluie dans l'espace est un facteur essentiel pour les études hydrologiques. Certaines études comme par exemple Vischel et Lebel, (2007) et Bárdossy et Das, (2008) ont trouvé que la diminution de la densité du réseau de pluie diminue la précision des simulations hydrologiques. D'autres études montrent que la performance de l'estimation de la pluie, surtout des réponses hydrologiques associées varient selon la méthode d'interpolation de pluie utilisée (Wagner *et al.*, 2007; Ruelland *et al.*, 2008; Fu *et al.*, 2011; Mair et Fares, 2011). L'utilisation de la télédétection, qu'elle soit active (radars au sol ou radar embarqués sur satellite) ou passive (radiomètres visibles, infra-rouges ou micro-ondes), permet de remédier au problème de la discontinuité spatiale de l'échantillonnage réalisé par des réseaux de pluviomètres, en fournissant des images complètes sur l'ensemble de la zone couverte par le capteur utilisé. La précipitation obtenue à partir d'une mesure de réflectivité radar a été validée comme une entrée utile pour la modélisation dans plusieurs études (Hossain et Anagnostou, 2004; Delrieu et Braud, 2009; Rozalis *et al.*, 2010; Zhu *et al.*, 2014; Wang *et*

al., 2015). Outre sa couverture complète, l'avantage des radars basés au sol tient à sa bonne résolution spatiale (de l'ordre de 1 km) et temporelle (typiquement 5 minutes, voire moins) de la mesure. La surveillance radar présente cependant un certain nombre d'autres inconvénients que nous ne détaillerons pas ici (voir Collier, 1989; Harrison *et al.*, 2000) pour une revue à ce sujet), le principal problème en ce qui concerne l'Afrique étant leur coût élevé et le niveau élevé de maintenance qu'ils exigent. Il n'existe donc actuellement aucun réseau de radar hydrométéorologique opérationnel dans cette région du monde pour l'estimation des précipitations. Cette situation ne va pas changer avant de nombreuses années.

Dans le domaine de l'estimation des pluies par télédétection, les mesures satellitaires représentent actuellement la seule alternative crédible et opérationnelle pour l'Afrique de l'Ouest, leurs principaux atouts étant leur large couverture spatiale et leur disponibilité en temps réel ou peu différé. Cependant, la mesure satellitaire est bien plus éloignée de la précipitation au sol que ne l'est la mesure radar, que ce soit du fait de son éloignement géométrique (altitude du capteur) ou de la grandeur mesurée, notamment dans le cas des températures de brillance infra-rouge. En outre, les résolutions spatiales et temporelles des produits obtenus à partir des capteurs embarqués sur les satellites sont souvent trop grossières au regard des échelles de la variabilité hydrologique. C'est pourquoi, dans cette thèse, nous nous attacherons à étudier particulièrement les effets de ces résolutions imparfaites sur la qualité des estimations pluviométriques. Il s'agit d'un sujet bien moins étudié que celui de la qualité globale de l'estimation des pluies par satellite, où l'on mélange les erreurs intrinsèques associées au capteur et à la grandeur physique mesurée avec les erreurs liées à la résolution.

Il est à noter qu'une alternative à la construction de champs de forçage pluviométriques à partir de différents types de mesure est d'utiliser les sorties des modèles atmosphériques – en particulier les modèles de méso-échelle ou les modèles régionaux, tels que, par exemple, MM5 (Dudhia, 1993; Grell *et al.*, 1994) ou WRF (Michalakes *et al.*, 2001). Cependant, si l'utilisation de ces modèles est dans certains cas incontournable, il est notoire qu'ils souffrent de biais considérables dans le domaine du calcul des précipitations, comme une étude récente (Mourre *et al.*, 2016) l'a encore montré.

Dans la suite de ce travail nous nous concentrerons donc sur deux sources d'information pour construire des champs pluviométriques sur le bassin de l'Ouémé : les mesures directes au sol et les mesures satellitaires.

1.2 Précipitation au sol

1.2.1 Type de capteurs

Les données de précipitation au sol proviennent du site béninois du réseau AMMA-CATCH (Lebel *et al.*, 2009). Ce réseau est composé de 54 pluviographes à augets basculeurs, soit une distance moyenne de séparation de 20 km environ. Sur le sous-bassin expérimental de la Donga, l'interdistance descend à 1 km (voir dans la partie gauche et haute de la Figure 19). Le basculement d'un auget correspond à 0.5 mm de précipitation avec une résolution temporelle de 1 seconde (deux basculements séparés de moins d'une seconde seraient enregistrés comme un seul); ceci garantit un échantillonnage conservatif jusqu'à des intensités de 1800 mm/h. Les séries collectées sont traitées postérieurement et cumulées au pas de temps de 5 minutes. Pour cet intervalle de temps les cumuls inférieurs à 0.01 mm sont considérés comme non pluie.

1.2.2 Technique d'élaboration des champs de pluie issus des données sol

A partir de ces mesures ponctuelles, des champs de précipitation de référence sont calculés par une méthode d'interpolation Lagrangienne (Amani et Lebel, 1997; Vischel *et al.*, 2011). L'originalité de cette méthode est de chercher à conserver la dynamique des systèmes convectifs par une technique d'interpolation qui garantisse en chaque point de grille la forme du hyétogramme et les temps d'arrivée de la pluie. La comparaison faite par (Vischel *et al.*, 2011) entre le krigeage classique et cette méthode de krigeage lagrangien montre que ce dernier représente mieux la forte intermittence des pluies dans la région et améliore la représentation de la variabilité spatiale des cumuls pluvieux aux faibles pas de temps (typiquement 5 minutes).

Une description détaillée de la méthode d'élaboration de ces champs de pluie se trouve dans Vischel *et al.*, (2011). La génération de ces champs de pluie est faite principalement par les deux étapes suivantes :

- i. Dans un premier temps, l'interpolation est faite à une résolution spatiale de 1 km² et temporelle de 5 minutes dans un repère Lagrangien, obtenu en déplaçant tous les hyétogrammes vers l'origine d'un axe temporel fictif commun (qui peut être calculé de différentes manières, par exemple en prenant comme origine du temps à chaque station le début de la pluie pour un événement pluvieux donné). Ceci garantit la préservation de la forme du système propagé.
- ii. Postérieurement, l'hydrographe interpolé est re-déplacé dans le repère Eulérien d'origine ; le temps d'arrivée de la pluie aux points non mesurés est calculé en interpolant les temps d'arrivée aux points de mesure. Trois méthodes ont été testées pour cela : i) interpolation du temps de la première valeur de pluie enregistrée (FirstRain), ii) interpolation du temps d'occurrence de la précipitation maximale (MaxRain) et, iii) calcul de la dynamique - vitesse et direction - d'un système convectif théorique sur la région (ASH, Depraetere *et al.*, 2009b). Vischel *et al.*, (2011), mentionne que FirstRain permet un bon compromis de la forme et du temps de l'hydrogramme ; c'est donc finalement la méthode choisie pour interpoler le temps dans les forçages de krigeage Lagrangien.

Ces champs de précipitation d'origine ont été agrégés postérieurement aux résolutions de 0.05° et 30 minutes conformément aux standards dictés pour le projet ALMIP 2 (Voir Chapitre II, point 2.2). Ce sont ces champs de pluie aux résolutions 0.05° et 30 min qui seront utilisés comme référence dans cette étude.

1.3 Précipitation par satellite

Les différents capteurs d'observation satellitaire et les techniques d'estimation des pluies à partir de ce type de capteur ont été présentés au Chapitre II. Les produits qui vont être utilisés au cours de ce travail, sont : TRMM, PERSIANN et CMORPH, dans leurs versions corrigées (TRMM 3B42, PERSIANN-ADJ, CMORPH-ADJ) et brutes (TRMM 3B42RT, PERSIANN, CMORPH-RAW). Les résolutions les plus fines de ces produits sont de 0.25° et 3 h, donc bien plus grossières que celles des champs de pluie de référence calculés à partir des données sol (pour mémoire : 0.05° et 30 minutes). La précipitation satellite provient des serveurs web de chaque produit. Une extraction a été réalisée sur le même domaine que celui couvert par les champs de pluie au sol (entre les latitudes 8°50' et 10°10' N et les longitudes 1°28'–2°49' E).

2. Spécifications des données de précipitation utilisées dans cette étude

2.1 Résolutions de pluie

Nous présentons dans le Tableau 2 les résolutions principales des données de pluie utilisées au cours de ce travail. Pour chaque type de précipitation, on donne sa résolution la plus fine ainsi que les différents intervalles d'agrégation spatiale et temporelle considérés dans l'étude. La période d'analyse pour tous les champs de pluie a une longueur de quatre années de 2005 à 2008. Les grilles de pluie au sol interpolées sont considérées comme des références fiables, à la fois du fait de la forte densité du réseau et du fait du potentiel de la méthode d'interpolation dans la représentation des principales caractéristiques des systèmes convectifs sur la région d'étude. En ce qui concerne les produits par satellite, ils ont été choisis principalement parce que leur performance a été largement testée par la communauté scientifique dans plusieurs études hydrologiques (Chapitre I, point 4.2) et aussi par le contraste existant entre les versions brutes et corrigées de ces produits.

Type de précipitation	Résolution spatiale	Résolution temporelle
Au sol	<i>Fine résolution de référence</i>	
	0.05°	30 min
	<i>Agrégations</i>	
	0.10°, 0.25°, 0.50°	1h, 3h, 6h, 12h, 24h
TRMM 3B42 TRMM 3B42RT PERSIANN PERSIANN_ADJ CMORPH_RAW CMORPH_ADJ	<i>Fine résolution satellite</i>	
	0.25°	3h
	<i>Agrégations satellite</i>	
	0.50°	24h

Tableau 2. Précipitations et résolutions utilisées dans cette étude.

2.2 Agrégation spatio-temporelle

Le domaine d'étude (8°50'-10°10' N; 1°28'-2°49' E) est découpé en 25 x 28 pixels de 0.05°x0.05° et sur une année la précipitation est distribuée en une succession de grilles qui représentent les cumuls de pluie en 30 minutes. Lorsque l'on teste l'effet de résolutions dégradées, (par exemple 0,25) en trois heures), on re-projette la grille à résolution dégradée dans une grille à la résolution de référence, en conservant la même valeur pour tous les sous-pixels de la grille de référence. Ainsi, tous les champs de précipitation utilisés pour forcer les modèles hydrologiques (voir Chapitre IV) sont distribués sur des grilles de référence à résolution identique de 0.05° et 30 min, même si en réalité l'information sous-jacente correspond à des résolutions plus ou moins fines. Cette démarche est illustrée dans la Figure 25 ci-dessous : (i) sur un champ de référence nous avons les valeurs de pluie sur des pixels de 0.05°, (ii) quand elles sont agrégées à une résolution de 0.25°, la valeur de la pluie dans la grande cellule de 0,25° X 0,25° est égale à 2 mm, correspondant à la moyenne spatiale des 25 pixels, finalement, (iii) pour avoir le nouveau champ de pluie à la résolution de référence, nous attribuons cette valeur moyenne de 2 mm à chacun des 25 sous-pixels de 0.05°x0,05°.

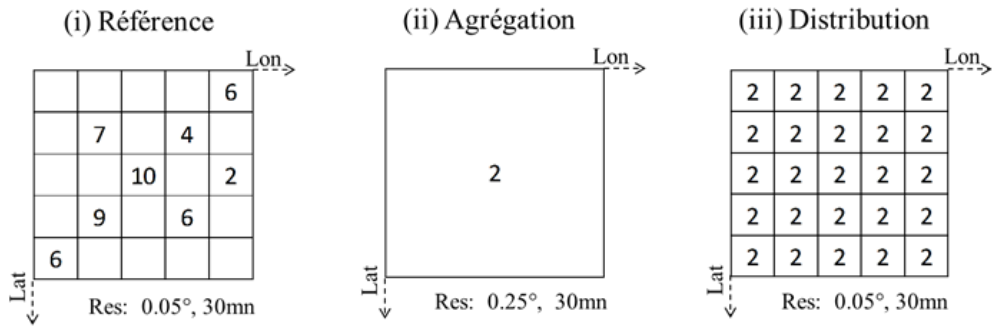


Figure 25. Description des processus d'agrégation et distribution de la pluie sur un pixel donné de la grille de précipitation de l'Ouémé.

Pour l'agrégation temporelle la technique est similaire. Un champ de pluie de référence de résolution 30 minutes, agrégé à un pas de temps plus grand (ex : 3 h) est finalement redistribué au pas de temps plus fin (30 min), en attribuant une valeur constante moyenne à tous les sous-pas de temps. La distribution des agrégations sur la grille d'origine ne modifie pas les moyennes, ce qui change est la structure spatio-temporelle de la pluie. Il faut noter que ces deux procédures sont effectuées indépendamment l'une de l'autre : lors de l'agrégation spatiale, on ne modifie pas la résolution temporelle et, réciproquement, lors de l'agrégation temporelle on ne modifie pas la résolution spatiale (Figure 26).

La raison principale pour conserver tous les forçages de pluie à la résolution 0.05°/30 min est de conserver la compatibilité des résolutions spatiales et temporelles entre la pluie et les autres forçages météorologiques exigés par le modèle hydrologique pilote de cette étude (voir DHSVM, Chapitre IV).

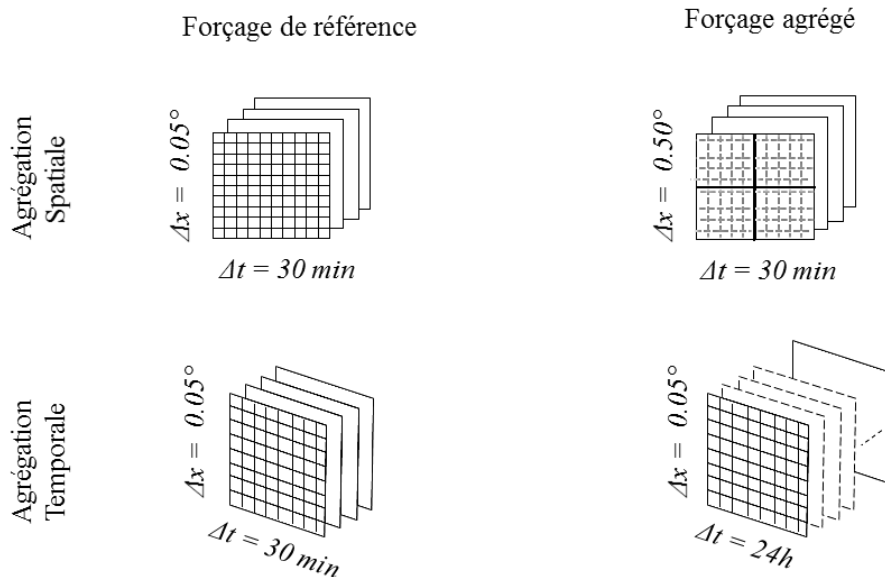


Figure 26. Représentation de l'agrégation spatiale et temporelle des forçages de pluie de référence.

Les agrégations des forçages de précipitation de référence (0.05° et 30mn) ont été faites par une simple interpolation linéaire aux résolutions spatiales : 0.10°, 0.25° et 0.50° ; et par une moyenne temporelle aux résolutions temporelles : 1h, 3h, 6h, 12h et 24h.

3. Protocole d'analyses des champs de précipitation

Dans une première étape, on analyse uniquement les champs obtenus à partir de mesures au sol ; dans une deuxième étape la capacité des produits par satellites est évaluée en utilisant comme référence les champs dérivés des précipitations mesurées au sol. L'analyse des deux types de précipitation (au sol et satellite) inclut i) une description des caractéristiques pluviométriques des champs de pluie et ii) une analyse de l'influence de la dégradation des résolutions spatiales et temporelles de la précipitation sur leurs intensités.

3.1 Analyse de la précipitation au sol

- i) Les cumuls mensuels et annuels de pluie seront utilisés pour décrire la variabilité interannuelle des champs de précipitation de référence des années de la période l'étude. Certaines caractéristiques de ces champs de précipitation au sol seront présentées au cours de l'évaluation de la précipitation par satellite, afin d'éviter les redondances.
- ii) L'influence de la modification des intensités de la précipitation de référence (0.05° , 30 min) par la dégradation des résolutions spatiales (0.10° , 0.25° , 0.50°) et des résolutions temporelles (1h, 3h, 6h, 12h, 24h) est étudiée en analysant graphiquement les modifications des distributions des fréquences cumulées, représentées en utilisant la transformation suivante :

$$G(x) = -\ln(1 - F(x)) \quad (\text{Équation 2})$$

où $F(x)$ est la fréquence cumulée de la précipitation en 30 minutes non nulle (> 0 mm/30 minutes) sur un pixel de résolution 0.05° et x étant la précipitation (mm/30 minutes). La transformation de l'Equation 2 permet de mieux visualiser les modifications de distribution pour les intensités de pluie dont les fréquences de non dépassement sont les plus fortes. Pour aider à décrypter les figures tracées avec une abscisse en G , on donne ci-dessous une petite table (Tableau 3) de passage de F à G

F	0,9	0,95	0,99	0,995	0,9975	0,9999
$G=-\ln(1 - F)$	2,3	3,0	4,6	5,3	6	9,2

Tableau 3. Correspondances de valeurs entre les fonctions F et G

Dans l'étude de Sambou, (2004) sont présentés plus de détails de la fonction $G(x)$; d'autres études précédentes (D'Amato et Lebel, 1998 et Balme *et al.*, 2006) l'ont utilisée également comme fonction pour analyser l'effet de la dégradation des résolutions sur les intensités de pluie en Afrique de l'Ouest. Egalement comme ces auteurs, on utilise des critères statistiques pour mieux expliquer les distributions des intensités à la pluie comme F_0 -nombre de pluie nulle (relative à l'intermittence), moyenne, écarts types (descripteur de la dispersion) et coefficients que décrit l'abattement des intensités de pluie associés aux différents probabilités de non-dépassement (90%, 95% et 99%).

3.2 Evaluation de la précipitation par satellite

Cette évaluation a porté sur la capacité des produits satellitaires à reproduire les principales caractéristiques pluviométriques de la région telles que vues par les pluies au sol. Les forçages de la précipitation de référence (0.05° et 30 min) sont agrégés à la résolution des produits par satellite (0.25° et 3 h) comme est représenté dans la Figure 27, afin de réaliser les évaluations à égales résolutions de pluie en écartant les incertitudes liées aux fines résolutions.

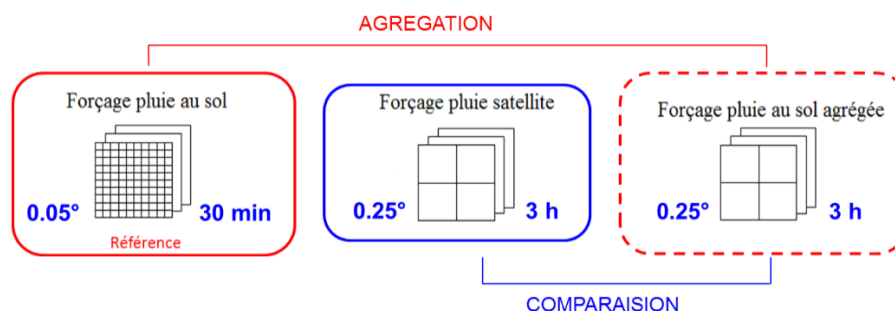


Figure 27. Processus d'agrégation des forçages de pluie au sol dans la résolution de référence (0.05° et 30 min) et aux résolutions des produits par satellite (0.25° et 3h).

- i) La capacité pluviométrique des produits satellitaires dans la région est évaluée par plusieurs analyses, telles que :

Analyse des variabilités intra-annuelle et interannuelle, en utilisant les cumuls de pluie annuels et mensuels. Deux autres paramètres sont aussi étudiés, qui visent à caractériser l'intermittence (nombre de jours pluvieux versus nombre de jours non pluvieux), d'une part, et, d'autre part, comment les valeurs de précipitation sont dispersées autour de la moyenne pour chaque produit (écart-type) ce dernier aspect est aussi représenté par le coefficient de variation (qui dérive de la relation entre l'écart type et la moyenne).

Analyse de contingence, une évaluation des produits par satellite peut être faite par l'association de la pluie de référence (REF) et la précipitation par satellite (SAT), résumée dans une table de contingence (Tableau 4) à partir de laquelle on déduit les probabilités conjointes et conditionnelles. Les quatre combinaisons possibles correspondent aux évènements suivants: succès positif (pluie REF identifiée par SAT), échec (identification de pluie par REF mais non par SAT), fausse alerte (pluie identifié par SAT sans être enregistré par REF) et succès négatif (pluie non identifié par REF et SAT). A partir de ces combinaisons on peut calculer différents coefficients statistiques destinés à évaluer la performance de l'occurrence de la précipitation estimée par les satellites en relation à un seuil de pluie (WWRP/WGNE, 2015).

		Référence au sol		
		Oui	Non	Total
Estimation par satellite	Oui	a (Succès positif)	b (Fausses alertes)	Prévus
	Non	c (échec)	d (Succès négatif)	Non prévus
Total		Observés	Non observés	Total

Tableau 4. Table de contingence utilisée pour évaluer la performance statistique des produits par satellite

Différents indicateurs peuvent être calculés à partir de cette table pour évaluer la performance des produits, ici, nous allons utiliser les indicateurs statistiques suivants (Tableau 5) : probabilité de détection (POD), qui représente la fréquence d'occurrence des pluies identifiées par le satellite ; ratio de fausse alerte (FAR), qui décrit la fraction de détection de pluie par le satellite sans qu'elles soient enregistrées par la référence ; indice de succès critique (CSI), qui est équivalent à la fraction globale de pluie correctement identifiée par le satellite ; heidke skill score (HSS), qui mesure la fraction des précipitations estimées correctement par le satellite en relation à son estimation totale de pluie ; et l'indice de fréquence du biais (FBIAS), qui caractérise la relation entre la fréquence de l'estimation par le satellite (oui) et la fréquence d'occurrence de la référence (oui). FBIAS ne mesure pas à quel point la prévision correspond aux observations, seules les mesures fréquences relatives (>1 : les estimations sont supérieures aux observations et <1 les observations sont inférieures aux observations). Un produit parfait sera celui pour lequel les indicateurs statistiques arrivent aux valeurs optimales présentées dans le Tableau 5.

Indicateur statistique	Plage de variation	Optimale
$POD = \frac{a}{a+c}$	0 - 1	1
$FAR = \frac{b}{a+b}$	0 - 1	0
$CSI = \frac{a}{a+b+c}$	0 - 1	1
$HSS = \frac{2(ad-bc)}{(a+c)(c+d) + (a+b)(b+d)}$	$\infty - 1$	1
$FBIAS = \frac{a+b}{a+c}$	0 - ∞	1

Tableau 5. Indicateurs statistiques utilisés pour évaluer la capacité de détection de précipitation des produits satellitaires à partir de la table de contingence du Tableau 4.

Analyse de représentation des précipitations ponctuelles dans l'espace et le temps, une année de la période d'étude a été choisie pour comparer entre la pluie de référence et la pluie par satellite le positionnement de la précipitation maximale sur le domaine spatial d'étude et au cours de l'année ; cette analyse permet d'évaluer simultanément la capacité d'estimation des produits dans le temps et l'espace.

- ii) L'influence de la dégradation de la résolution la plus fine de la pluie satellitaire (0.25° , 3 h) dans l'espace (0.50°) et dans le temps (24 h) est évaluée à travers une analyse de distribution de fréquence de précipitation similaire à celle présentée précédemment pour la caractérisation de la précipitation au sol.

4. Analyses de la précipitation de la période d'étude

4.1 Caractérisation de la précipitation au sol

4.1.1 Analyse pluviométrique de la précipitation de référence

La précipitation moyenne de la période 2005 -2008 sur l'Ouémé est de 1150 mm (Tableau 6). Celle-ci est légèrement plus basse que celle présentée par (Le Lay et Galle, 2005), pour le même bassin, mais pour la période 1950 – 2002 (1190 mm).

Année	2005	2006	2007	2008	Moyenne	Ecart type
Précipitation (mm)	1097.4	1021.7	1168.4	1313.0	1150.1	124.0

Tableau 6. Cumuls annuels de la précipitation de référence. La pluie moyenne et l'écart type sont inclus comme indicateurs de la pluie de la période d'étude.

Un contraste marqué est observé dans la distribution mensuelle des quatre années d'étude. Dans la Figure 28 nous pouvons constater que les cumuls maximaux mensuels de pluie des années 2006 à 2008 se produisent au mois d'août avec des cumuls semblables observés au mois de septembre. Par contre en 2005 les précipitations ont leur maximum au mois de juillet avec de faibles cumuls pour le reste de la saison pluvieuse. La distribution des pluies au cours de la saison diffère donc d'une année à l'autre, une distribution monomodale étant observée pour l'année la plus sèche (2006) et la plus humide (2008), alors que pour les années 2005 et 2007 les précipitations ont une tendance bimodale.

La distribution des cumuls de la pluie mensuelle de la période 2005 – 2008 montre la variabilité interannuelle de la précipitation, laquelle est plus marquée au cœur de la saison de pluie (juin – août), tels comme l'indiquent les barres des dispersions mensuels de la Figure 28. Ce fait est expliqué parce que la saison des pluies de la région est contrôlée par des systèmes convectifs qui sont de caractéristique hautement intermittente et variable (Chapitre II, point 1.2.3). Cette analyse permet de montrer comment les fortes précipitations mensuelles de certaines années sont aplanies quand on base une analyse sur la précipitation moyenne de la période d'étude.

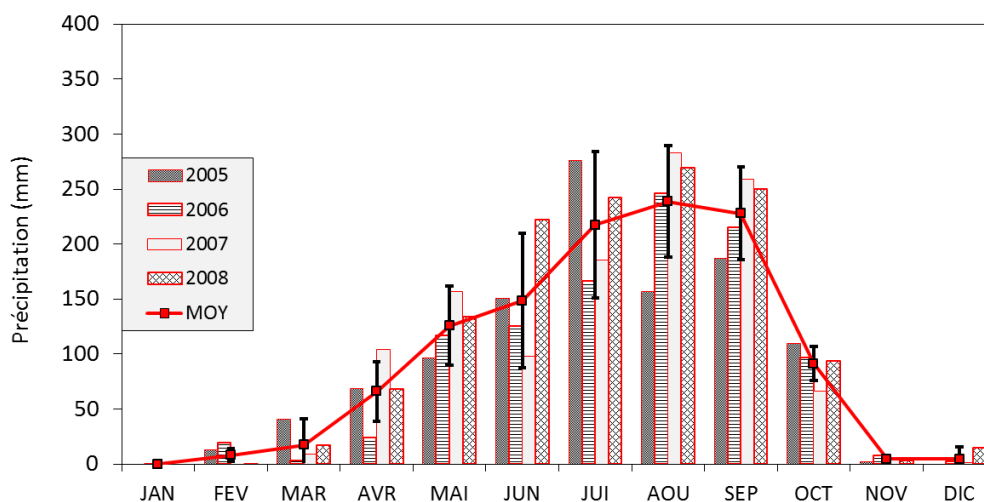


Figure 28. Cumuls de précipitation mensuels des années d'étude. Sont figurées la précipitation moyenne mensuelle et les barres d'erreur qui indiquent la dispersion de la pluie dans chacun des mois.

4.1.2 Influence de la dégradation des résolutions spatiales et temporelles de la pluie de référence

Choix de l'échantillon

L'analyse des distributions de fréquences cumulées est utilisée pour évaluer comment les intensités de précipitation sont modifiées quand les grilles aux résolutions de référence sont agrégées aux intervalles d'espace et de temps plus grands. Le choix de l'échantillon de pluie dans chacune des années est fait par rapport aux critères suivants:

- i. l'analyse a été réduite au cœur de la saison de pluie (mai – septembre) qui concentre en moyenne 83% de la précipitation annuelle sur nos années d'étude.
- ii. nous avons sélectionné sur les champs de précipitation agrégés à 24 h (ré-échantillonnés en intervalles de 30 min) les grilles correspondant à une précipitation moyenne > 0.1 mm/30 min, afin d'utiliser les intervalles du temps associés comme filtre pour choisir les grilles des autres champs de pluie agrégés spatialement et temporellement, en permettant de réaliser l'analyse sur les mêmes intervalles de temps d'une année donnée. Le choix de s'en servir comme filtres des champs de précipitation agrégés aux résolutions journalières est dû au fait qu'ils incluent la quantité maximale des valeurs positives de pluie par rapport aux autres champs de pluie agrégés.
- iii. l'effet de l'agrégation spatiale et temporelle de la pluie est analysé sur les pixels de pluie non nulle (pluie > 0 mm) de chacune des grilles choisies. Du fait que les champs de pluie agrégés dans l'espace et dans le temps ont été ré-échantillonnés aux résolutions de référence (0.05° et 30 min) pour convections du modèle hydrologique (voir point 2, Chapitre II), donc l'analyse de pluie est faite sur des grilles composées par pixels de 0.05° et 30 dans lesquelles selon l'agrégation une valeur de pluie interpolée est répétée plusieurs fois.

4.1.2.1 Modification des intensités de précipitation par dégradation de la résolution spatiale

Dans les graphiques suivants est présentée la distribution des fréquences cumulées de la pluie de référence (0.05° , 30min) et des champs agrégés spatialement aux résolutions de 0.10° , 0.25° et 0.50° , pour chacune des années d'étude. La Figure 29 montre un zoom de la distribution des intensités de

précipitations faibles (<10 mm/ 30 min) et la Figure 30 présente l'effet de la distribution sur les intensités de pluie les plus fortes.

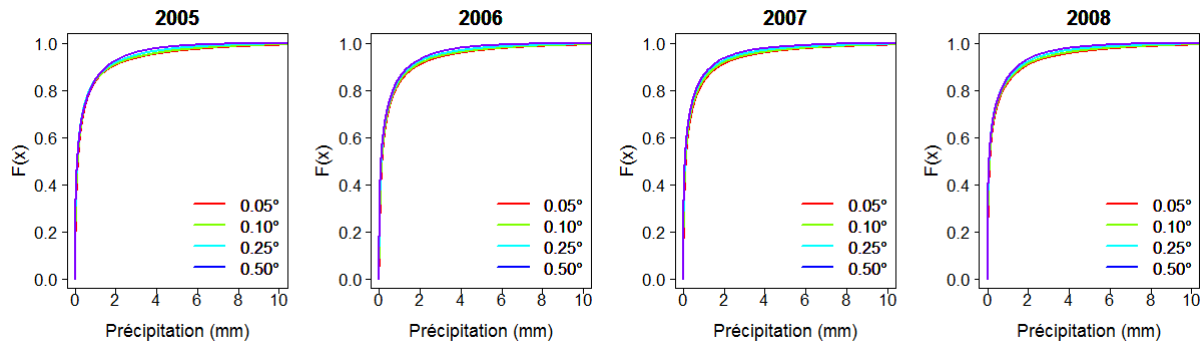


Figure 29. Distribution des intensités de précipitation pour les champs de précipitation agrégés spatialement. Zoom sur les intensités de pluie faibles.

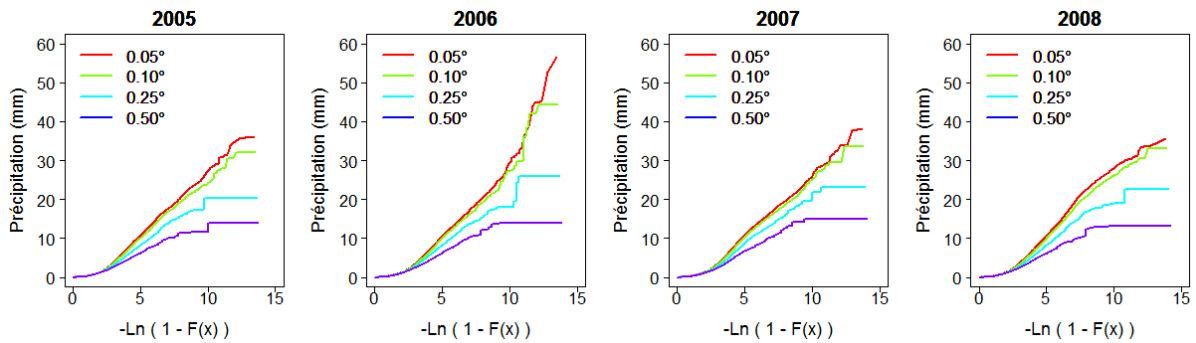


Figure 30. Distribution des intensités de précipitation pour champs de précipitation agrégés spatialement. Effet sur les intensités maximales de précipitation.

L'impact de l'agrégation spatiale sur les intensités de précipitations faibles est peu marqué dans les quatre années (Figure 29), par contre elle est très nette pour les intensités hautes (Figure 30). Globalement, l'agrégation spatiale produit les effets classiques, à savoir une diminution de F_0 (moins de pluies nulles) et une diminution de la dispersion, telle que mesurée par l'écart-type, comme cela est illustré dans le Tableau 7 à gauche pour une année particulière (2005 ; les autres années de la période d'étude montrant une tendance statistique semblable) et, à droite, pour toute la période d'étude (2005 – 2008). Nous avons inclus dans l'Annexe B des informations complémentaires aux statistiques présentées pour les champs de pluie agrégés spatialement sur 2005 et la période.

Année 2005				Période			
Résolution Spatiale	Fo (%)	Moyenne (mm)	Ecart type	Résolution Spatiale	Fo (%)	Moyenne (mm)	Ecart type
0.05°	61.5	0.74	1.78	0.05°	60.8	0.72	1.75
0.10°	58.9	0.70	1.67	0.10°	58.0	0.68	1.65
0.25°	52.9	0.61	1.39	0.25°	51.7	0.59	1.38
0.50°	46.8	0.54	1.09	0.50°	44.6	0.51	1.09

Tableau 7. Critères statistiques utilisés pour évaluer la performance des champs de pluie agrégés spatialement. Analyse sur la pluie non nulle ($P > 0$ mm)

Les statistiques présentées mettent en évidence qu'avec l'agrégation spatiale maximale (0.50°) le pourcentage de pluie non nulle ($P > 0$ mm) diminue approximativement de 24% et 26.6% pour les précipitations de l'année 2005 et la période, respectivement et pourtant les intensités de pluie moyenne sur pixel conditionnées au seuil de pluie non nulle varient en fonction de l'agrégation dans l'espace. Les écarts-types de la précipitation de l'année 2005 et la période montrent que la dispersion des valeurs diminue en fonction de l'agrégation spatiale.

La moindre dispersion associée à la dégradation de la résolution spatiale se traduit par une baisse de la valeur des quantiles aux probabilités de non dépassement les plus élevées (typiquement 90%, 95%, 99%). Cet effet est mesuré par le coefficient d'abattement qui est le ratio entre les intensités de pluie d'égales probabilités de non dépassement sur une surface de même taille, pour deux niveaux d'agrégation différents. Le Tableau 8 donne pour l'année 2005 les valeurs des coefficients d'abattement α_{90} (probabilité de non dépassement de 99%) et α_{99} (probabilité de non dépassement de 99%) pour l'année 2005 et la période d'étude.

Résolution spatiale	2005				Période			
	0.05°	0.10°	0.25°	0.50°	0.05°	0.10°	0.25°	0.50°
Pmax (mm/30 min)	35.90	32.10	20.40	14.00	56.53	44.18	25.95	14.85
α_{90}	1.00	1.00	0.92	0.80	1.00	0.98	0.92	0.81
α_{95}	1.00	0.96	0.83	0.68	1.00	0.96	0.85	0.70
α_{99}	1.00	0.95	0.79	0.60	1.00	0.96	0.81	0.62

Tableau 8. Coefficients d'abattement des intensités de pluie pour le champ de précipitation agrégés spatialement sur l'année 2005 et la période d'étude.

Les statistiques de l'année 2005 et de la période indiquent que l'agrégation de pluie à 0.50° produisent un abattement des intensités de pluie de ~20% associé à la probabilité de non dépassement 90%, les quantiles plus élevés décrivent l'abattement de façon plus marquée. Les intensités de précipitation des autres années d'étude (non montrés ici) ont été affectées de manière similaire par l'agrégation spatiale de la précipitation de référence, y compris l'année 2006 qui a produit les intensités de précipitation les plus fortes.

4.1.2.2 Modification des intensités de précipitation par dégradation de la résolution temporelle

L'influence de la dégradation de la précipitation de référence (0.05°, 30min) aux résolutions temporelles grossières (30 min, 1h, 3h, 6h, 12h, et 24h) est analysée avec les mêmes représentations que pour la dégradation de la résolution spatiale Figure 31 et Figure 32.

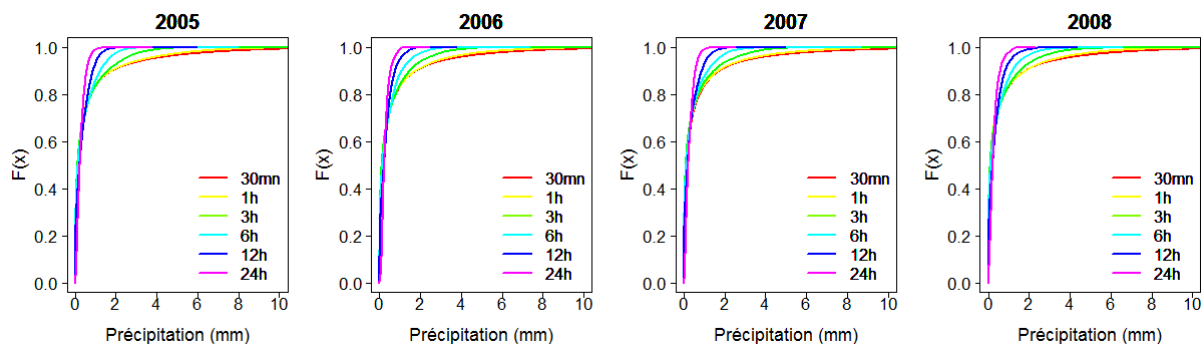


Figure 31. Distribution des intensités de précipitation pour champs de précipitation agrégés temporellement.

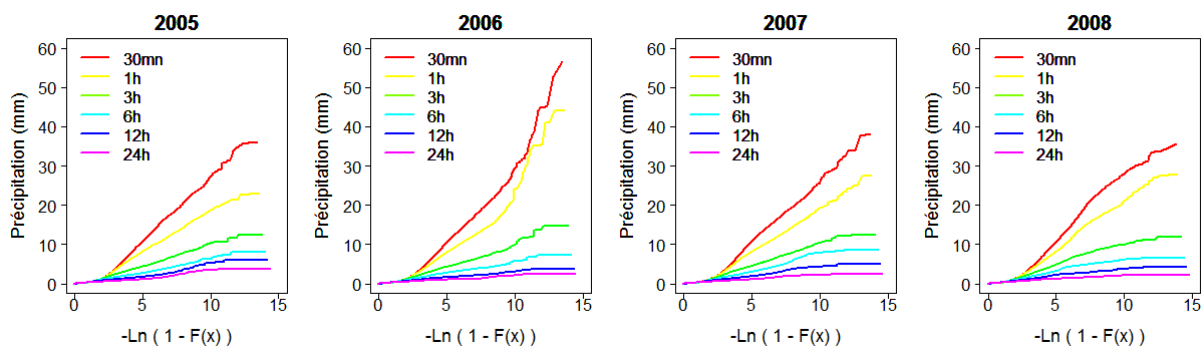


Figure 32. Distribution des intensités de précipitation pour champs de précipitation agrégés temporellement. Effet sur les intensités maximales de précipitation.

Les graphiques montrent que l'effet de la dégradation des résolutions temporelles de précipitation est très marqué pour les intensités hautes de pluie et ce pour toutes les années. Dans la Figure 31 on voit que la probabilité de non dépassement des intensités de précipitations $< 2\text{mm}/30\text{min}$ augmente pour les agrégations temporelles plus grandes. Dans la Figure 32 on voit clairement la chute des intensités de la pluie quand on passe de 30 minutes à 3 heures par exemple pour une valeur de $G(x)=6$ (équivalent à une probabilité de non dépassement $F=0,9975$, voir Tableau 3), qui est divisée par un facteur de ~ 3 pour toutes les années. Les coefficients statistiques présentés dans le Tableau 9 illustrent bien l'effet beaucoup plus fort de la dégradation de la résolution temporelle, par rapport à celui de la dégradation de la résolution spatiale, surtout sur la valeur des coefficients qui caractérisent l'intermittence (F_0) et la dispersion (Ecart type) d'ensemble de l'échantillon.

Année 2005				Période			
Résolution Temporelle	Fo (%)	Moyenne (mm)	Ecart type	Résolution Temporelle	Fo (%)	Moyenne (mm)	Ecart type
30min	61.5	0.74	1.78	30min	60.8	0.72	1.75
1h	56.4	0.66	1.42	1h	55.7	0.64	1.41
3h	43.5	0.51	0.87	3h	42.4	0.49	0.88
6h	30.4	0.41	0.58	6h	29.0	0.40	0.60
12h	17.7	0.35	0.39	12h	14.5	0.33	0.39
24h	0.0	0.29	0.22	24h	0.0	0.28	0.22

Tableau 9. Critères statistiques utilisés pour évaluer la performance des champs de pluie agrégés spatialement.

Les pourcentages des valeurs nulles de précipitation (F_0) diminuent à 100% avec l'agrégation temporelle journalière pour le seuil de pluie non nulle > 0 mm/30min sur l'année 2005 et la période (Tableau 9) et pareil pour les autres années. Sur un pixel de 0.05° l'agrégation temporelle de la pluie de 30 min à 24 h atténuée de 61 % les précipitations moyennes de la période d'étude ; pour les autres années, l'effet de l'agrégation temporelle est semblable sur la pluie moyenne par pixel, avec une légère différence entre les années 2005 et 2006 (plus sèches) dont les intensités de pluie sont légèrement plus fortes et les années 2007 et 2008 (plus humides), par exemple à l'agrégation de 24h la pluie moyenne sur pixel est de 0.29 mm pour les années sèches et de 0.28 mm pour les années humides. La dispersion (écart type) est aussi réduite en fonction du pas de temps d'agrégation.

Les coefficients d'abattement des intensités de pluie aux intervalles du temps d'agrégation et leurs respectives précipitations maximales sont présentés dans le Tableau 10 pour l'année 2005 et la période d'étude. Dans les deux sous-tableaux ci-dessus α_{90} montre que l'influence des intensités de pluie commence à être plus marquée à partir d'une agrégation de 3 h dans un pourcentage supérieur à 20% alors qu'avec la précipitation journalière, l'abattement des intensités de pluie sur un pixel est de 81%; les autres coefficients d'abattement montrent un effet de chute des intensités plus prononcé dû au fait d'être associées à des probabilités de non dépassement plus hautes. Les autres années de la période d'étude ont montré une tendance semblable d'abattement des intensités par effet de l'agrégation temporelle.

Résolution temporelle	2005						Période					
	30m	1h	3h	6h	12h	24h	30m	1h	3h	6h	12h	24h
Pmax (mm/30 min)	35.90	22.80	12.50	7.90	5.90	3.80	56.53	44.08	14.70	8.66	5.96	3.77
α_{90}	1.00	0.99	0.74	0.50	0.32	0.19	1.00	0.99	0.74	0.51	0.32	0.19
α_{95}	1.00	0.89	0.55	0.35	0.22	0.13	1.00	0.89	0.58	0.38	0.24	0.14
α_{99}	1.00	0.77	0.41	0.25	0.16	0.09	1.00	0.77	0.43	0.28	0.17	0.10

Tableau 10. Coefficients d'abattement des intensités de pluie pour le champ de précipitation de 2005 agrégé temporellement.

De l'analyse de toutes les années de la période on a remarqué que 2005 et 2006 ont montré un abattement des intensités légèrement plus prononcé par rapport aux années 2007 et 2008 pour presque toutes les probabilités de non dépassement associés aux coefficients, par exemple le coefficient α_{90} à la résolution journalière indique 81% d'atténuation des intensités sur pixel pour les deux premières années de la période et 80% pour les autres années.

4.1.2.3 Observations sur l'impact de la dégradation spatio-temporelle des résolutions de précipitation sur les intensités

- L'impact sur les intensités de précipitation est plus marqué par l'agrégation temporelle que par l'agrégation spatiale, car le coefficient d'abattement α_{90} a indiqué pour la précipitation de la période une dégradation de 19% à l'intervalle d'espace 0.50° et de 81% à l'agrégation journalier.
- La sensibilité du bassin de l'Ouémé à l'agrégation temporelle semble être cohérente, car la dégradation de la pluie à la résolution journalière a généralement tendance à beaucoup lisser les intensités. Toutefois les résultats de l'abattement des intensités de pluie par la dégradation de la

résolution spatiale dans la région soudanienne de Benin contrastent avec ceux obtenus par Balme *et al.*, (2006) sur la zone sahélienne de Niger, dans lequel la pluie s'est montrée plus sensible à la résolution spatiale qu'au Benin. Dans le Tableau 11 nous présentons l'abattement de la pluie associé à une probabilité de non dépassement de 90% sur ces deux régions africaines, on voit qu'au Niger les intensités de pluie au cœur de la saison (Juillet – Septembre) se modifient de 30% quand la pluie est dégradée à 50x50 Km² tandis qu'au Benin pour une résolution équivalente (0.50°) la pluie de la saison (Mai - Septembre) en moyenne est dégradée de 19%, comme nous l'avons déjà mentionné.

Référence	Région	Résolution spatiale	α_{90}
Cette étude	Benin	0.05° à 0.50°	~ 20%
Balme et al, 2006	Niger	1x1 Km ² à 50x50 Km ²	30%

Tableau 11. Comparaison de l'effet de l'agrégation spatiale de la pluie sur Benin et Niger.

4.1.3 Analyse des autres sources de pluie incluses dans l'étude

La plus basse sensibilité de la pluie à la résolution spatiale sur la zone soudanienne par rapport à celle du Niger (Balme *et al.*, 2006) a déclenché certaines interrogations auxquelles nous avons essayé de répondre de la façon suivante :

- i. Est-ce que la méthode d'interpolation de la pluie a un effet sur la sensibilité des intensités à l'agrégation spatiale ?

Les forçages de pluie de référence sont dérivés de la méthode d'interpolation krigeage Lagrangien qui a montré une bonne performance dans la représentation des systèmes de pluie au Benin et aussi sur d'autres régions de l'Afrique de l'Ouest comme le Niger et le Mali (Vischel *et al.*, 2011), cependant les auteurs ont mentionné que cette méthode introduit une certaine atténuation des intensités de pluie. Donc, dans le but d'évaluer l'implication de la méthode d'interpolation sur la sensibilité de pluie de l'Ouémé, nous avons réalisé sur la région une brève analyse de l'effet des résolutions spatio-temporelles sur des champs de pluie interpolés par la méthode de Thiessen.

- ii. Quel est l'effet que les résolutions spatiales et temporelles de la précipitation introduisent sur les intensités des champs de pluie du Niger pour une des années d'étude ?

Nous avons utilisé des champs de précipitation créés par Vischel *et al.*, (2011) sur le Niger lesquels ont des caractéristiques similaires (résolutions et méthode d'interpolation) aux champs de pluie de référence au Benin afin d'évaluer sur la zone sahélienne la sensibilité aux échelles de représentation de la pluie. Cette analyse permettra de comparer sous une approche semblable l'effet des résolutions spatiales sur l'abattement des intensités de pluie entre le Benin et Niger.

Les analyses réalisées pour répondre à de telles questions ont été réalisées sur l'année 2005 à travers des évaluations de distributions des intensités en utilisant des critères similaires pour la sélection des échantillons de pluie qui seront analysés. L'impact des agrégations de pluie a été évalué seulement sur les résolutions spatio-temporelles maximales de cette étude (0.50° et 24h).

4.1.3.1 Est-ce que la méthode d'interpolation de la pluie a un effet sur la sensibilité des intensités à l'agrégation spatiale ?

Comparaison des champs de pluie interpolés par Thiessen et krigeage Lagrangien

La méthode de polygones de Thiessen interpole les mesures de pluie sur des fractions polygonales du domaine d'étude dans lesquelles la pluie est considérée comme uniforme, cette méthode a comme avantage de préserver les intensités ponctuelles de pluie, mais comme inconvénient qu'elle ne prend pas en compte la dynamique des systèmes précipitants. Inversement, la méthode d'interpolation des champs de pluie de référence (Krigeage Lagrangien) représente bien la dynamique des systèmes de pluie, mais atténue légèrement les intensités de pluie (Vischel *et al.*, 2011). Dans la Figure 33 est montrée la représentation des événements de précipitation qui ont été interpolés par la méthode de krigeage Lagrangienne (gauche) et par la méthode de polygones de Thiessen (droite).

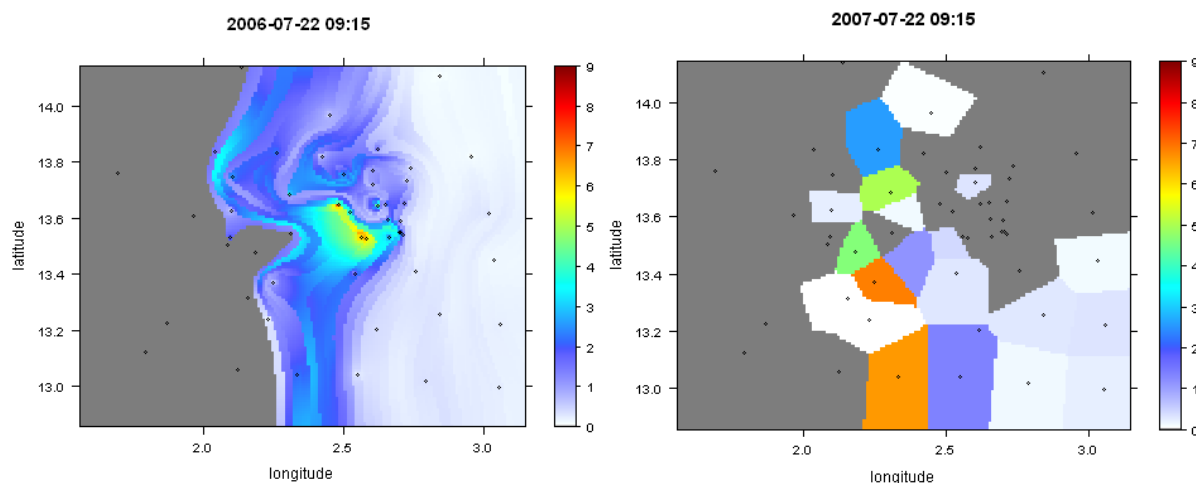


Figure 33. Représentation de l'interpolation des précipitations au sol par la méthode krigeage Lagrangienne (a) et par la méthode de Thiessen (b).

Source: Fourni par Vischel T.

Les champs de pluie de Thiessen sur Benin ont été créés sur le même domaine spatial des champs krigeage Lagrangienne et pour l'année 2005, ils sont des précipitations moyennes légèrement différentes (Kri.Lag: 1098 mm et Thiessen: 1102 mm).

Effet des résolutions spatio-temporelles de la pluie sur champs de Thiessen et krigeage Lagrangien

L'impact de la dégradation de la pluie dans l'espace et dans le temps d'un forçage de pluie Thiessen est comparé avec celui d'un forçage par krigeage Lagrangien dans la Figure 34 par une analyse de distributions de fréquences de pluies sur l'année 2005. Dans la figure ci-dessous les lignes continues représentent les distributions des intensités de Thiessen et les lignes discontinues montrent les distributions Lagrangiennes pour égales résolutions de pluie.

Notamment, les champs de pluie de 2005 interpolés sur l'Ouémé par Thiessen ont des intensités de pluie sur pixel supérieures à celles des champs de Krigeage Lagrangien (Kri.Lag: 36mm/30min, Thiessen: 65mm/30min). Les statistiques du Tableau 12 montrent comment les pourcentages de précipitation nulle ($P_i = 0$ mm) diminuent avec les agrégations dans l'espace et le temps, de même que la précipitation

moyenne sur pixel, les écarts types montrent qu'à partir de Thiessen la dispersion des intensités de pluie sur un pixel est atténuée de 55% quand la pluie est agrégée dans l'espace et de 92% par l'agrégation temporelle (39% et 88%, respectivement par Kri.Lag) ; la variation de ces indicateurs statistiques montre une plus grande modification des intensités de pluie Thiessen par l'agrégation temporelle que par l'agrégation spatiale.

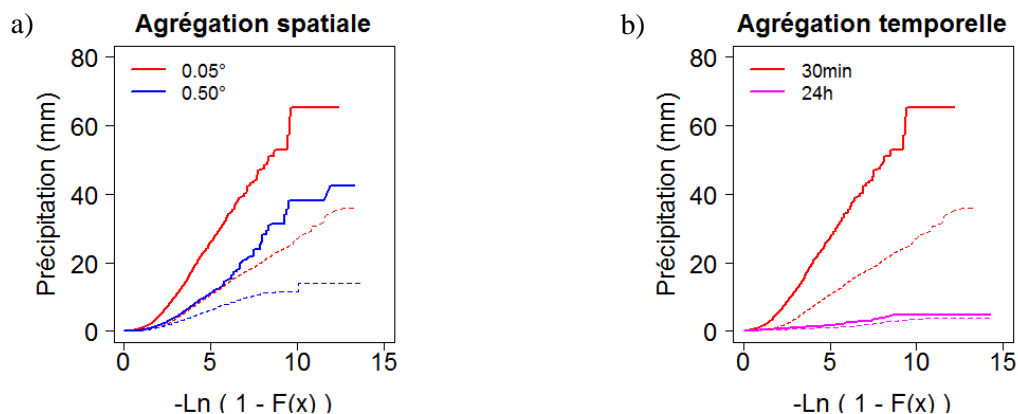


Figure 34. Distribution des intensités de précipitation d'un champ de précipitation interpolé par Thiessen sur l'Ouémé (2005) qui a été agrégé spatialement (a) et temporellement (b). Les lignes discontinues représentent les distributions cumulées de la pluie de référence de 2005.

Année 2005							
Résolution Spatiale	Fo (%)	Moyenne (mm)	Ecart type	Résolution Temporelle	Fo (%)	Moyenne (mm)	Ecart type
0.05°	86.7	2.14	4.47	30min	86.7	2.14	4.47
0.50°	67.3	0.88	2.00	24h	16.0	0.34	0.36

Tableau 12. Critères statistiques utilisés pour évaluer la performance des champs de pluie Thiessen agrégés spatialement et temporellement.

De même que dans les analyses précédentes, nous avons évalué l'effet des résolutions spatio-temporelles par différents coefficients d'abattement des intensités de pluie (Tableau 13). Le coefficient de référence utilisé dans cette étude (α_{90}) indique que pour l'année 2005, à une résolution spatiale de 0.50°, les intensités de pluie Thiessen se modifient de 61% (Kri.Lag: 20%) tandis qu'à l'agrégation temporelle de 24 h l'atténuation est de 87% (Kri.Lag: 81%). Les forçages par Thiessen, dans la gamme des échelles évalués, ont montré que sur la région de l'Ouémé la pluie a une sensibilité plus marquée à l'agrégation temporelle qu'à l'agrégation spatiale, ce qui coïncide avec les analyses menées par des forçages krigeage Lagrangien. Cependant, l'effet de la dégradation de la pluie dans l'espace a résulté plus marqué par Thiessen que par krigeage Lagrangien, comme l'ont indiqué les pourcentages d'abattement.

2005	Résolution Spatiale		Résolution Temporelle	
	0.05°	0.50°	30min	24h
Pluie maximale (mm/30 min)	65.21	42.40	65.21	4.75
Coefficient d'abattement (α_{90})	1.00	0.39	1.00	0.13
Coefficient d'abattement (α_{95})	1.00	0.41	1.00	0.10
Coefficient d'abattement (α_{99})	1.00	0.43	1.00	0.07

Tableau 13. Coefficients d'abattement des intensités des champs de précipitation de Thiessen de 2005 agrégés spatialement et temporellement.

4.1.3.2 Comment est l'impact de la dégradation des résolutions spatio-temporelle de pluie sur le Niger ?

La région d'analyse du Niger est centrée sur Niamey dans un domaine spatial (latitude: 12.775°-13.975°, longitude: 1.775°-3.125°) de surface semblable à la région d'étude du Bénin. Les champs de pluie sur le Niger correspondent à l'année 2005 (précipitation moyenne annuelle de 559,1 mm) et ils sont créés à partir de la méthode krigeage Lagrangien (Vischel *et al.*, 2011). La pluie de Niamey a été agrégée spatialement (0.05° à 0.50°, 30min) et temporellement (30 min à 24 h, 0.05°) et les effets de ces agrégations sur les intensités de pluie sont représentés dans la Figure 35 par des lignes continues (les lignes discontinues montrent l'effet d'abattement au Bénin pour les mêmes résolutions).

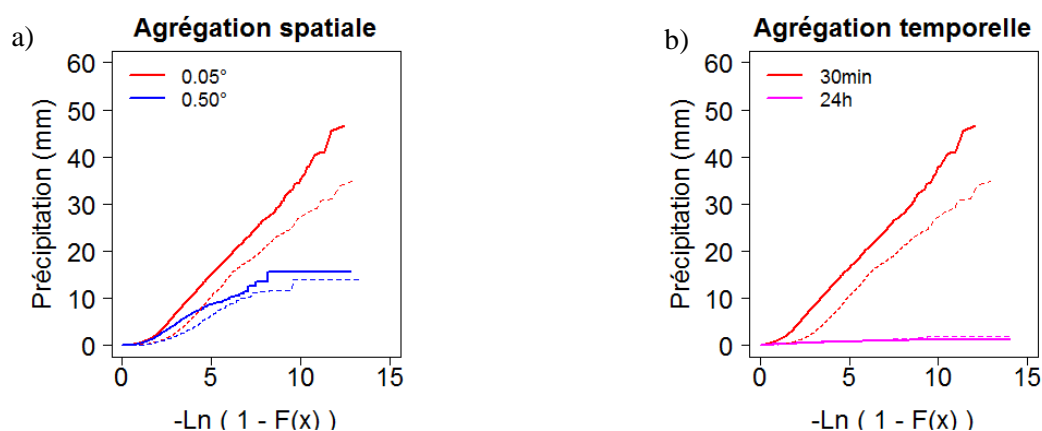


Figure 35. Distribution des intensités de précipitation d'un champ de précipitation de Niamey - Niger (2005) agrégés spatialement (a) et temporellement (b). Les lignes discontinues représentent les distributions cumulées de la pluie de référence de 2005.

Année 2005							
Résolution Spatiale	Fo (%)	Moyenne (mm)	Ecart type	Résolution Temporelle	Fo (%)	Moyenne (mm)	Ecart type
0.05°	79.2	1.31	2.67	30min	79.2	1.31	2.67
0.50°	69.7	0.90	1.68	24h	0.2	0.27	0.19

Tableau 14. Critères statistiques utilisés pour évaluer la performance des champs de pluie sur Niamey-Niger agrégés spatialement et temporellement.

Les indicateurs du Tableau 14 montrent que pour le seuil de pluie non nulle ($P_i > 0$ mm) au Niger, les pourcentages F0 et la précipitation moyenne diminuent avec les deux types d'agrégations. La dispersion des valeurs de pluie (sur pixel/30 min) s'atténue de 37 % avec l'agrégation spatiale et de 93 % par l'agrégation temporelle. D'un autre côté, l'abattement des précipitations par l'agrégation spatiale et temporelle (Tableau 15), montrent qu'à une probabilité de non dépassement de 90% les intensités de pluie sont lissées de 20% par l'agrégation à 0.50° et de 86% par l'agrégation journalière. Sur le Niger l'analyse, pour la même gamme des échelles évaluées précédemment au Benin, a indiqué que la pluie a une plus grande sensibilité aux résolutions temporelles qu'aux résolutions spatiales. D'autre part, dans les deux régions l'abattement des intensités dans l'espace et dans le temps est semblable pour la même année. Dans notre étude l'agrégation spatiale de la pluie à 0.50° sur Niger a montré un impact plus faible à celui observé dans Balme *et al.*, (2006) dans la même région. Les discussions sur cet aspect seront présentées à la fin de ce chapitre.

2005	Résolution Spatiale		Résolution Temporelle	
	0.05°	0.50°	30min	24h
Pluie maximale (mm/30 min)	46.63	15.63	46.63	1.30
Coefficient d'abattement (α_{90})	1.00	0.80	1.00	0.14
Coefficient d'abattement (α_{95})	1.00	0.67	1.00	0.09
Coefficient d'abattement (α_{99})	1.00	0.60	1.00	0.06

Tableau 15. Coefficients d'abattement des intensités des champs de précipitation sur Niger de 2005 agrégés spatialement et temporellement.

5. Evaluation de la précipitation par satellite

La précipitation satellitaire est évaluée en comparaison de la pluie du sol de référence (appelés ici REF), laquelle a été agrégée à la résolution des produits satellite (0.25° et 3 h), comme il est expliqué dans le point 3.2 de ce chapitre. Certains des produits utilisés dans cette étude ont été aussi analysés sur l'Ouémé par Gosset *et al.*, (2013) pour les mêmes années, mais aux résolutions spatiales et temporelles plus grandes (0.10° , 24h).

5.1 Principales caractéristiques pluviométriques

5.1.1 Représentation de la variabilité interannuelle

Notre période d'étude de 4 ans se caractérise par une différence de 30% du total pluviométrique de référence sur l'Ouémé entre l'année la plus sèche (2006, 1022 mm) et l'année la plus pluvieuse (2008, 1313 mm) (Figure 36).

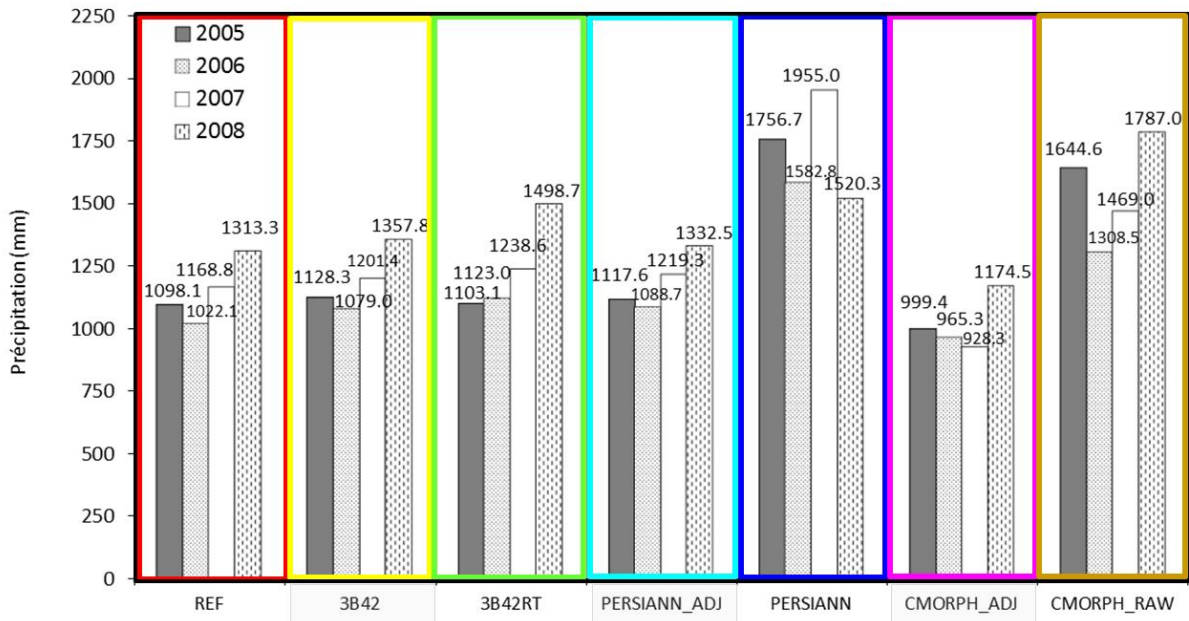


Figure 36. Représentation de la variabilité annuelle sur l’Ouémé de la pluie par satellite et la pluie de référence des années d’étude.

La tendance de la pluie REF est bien reproduite par les produits corrigés (signalés avec des étiquettes grises sur la Figure 36, plus particulièrement par 3B42 et PERSIANN_ADJ qui ont des cumuls semblables à REF pour toutes les années, et un classement identique de l’année la plus sèche à l’année la plus humide ; CMORPH_ADJ présente des précipitations annuelles plus faibles, avec notamment une sous-évaluation marquée en 2007, qui se retrouve du coup être l’année de plus faible pluviométrie. Les produits bruits PERSIANN et CMORPH_RAW surestiment notablement la précipitation de l’Ouémé, avec une tendance sur les quatre années complètement irrégulières par PERSIANN ; CMORPH_RAW surestime la pluie de référence de 30% environ mais respecte assez bien la hiérarchie des années, sauf pour 2005, qui est surestimée de plus de 50%. Le produit 3B42RT surestime la précipitation annuelle de REF, mais les cumuls annuels n’excèdent ceux de REF que de 10% environ.

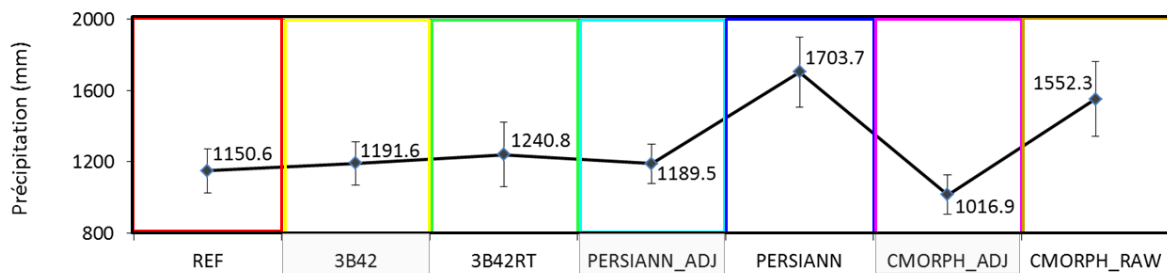


Figure 37. Cumuls moyens et barres d’erreur de la précipitation de la période 2005 – 2008 pour la pluie satellitaire et la pluie de référence sur l’Ouémé.

La Figure 37 présente pour les produits satellitaires et la pluie de REF la précipitation moyenne de la période d’étude et les écarts-types correspondants. Les produits corrigés 3B42 et PERSIANN_ADJ ont des moyennes et des écarts semblables à ceux de REF ; la pluie de la période estimée par le produit 3B42RT est aussi proche de la référence (bien que légèrement surestimée et avec des écarts plus marqués). Les autres produits ont une tendance plus éloignée de la REF soit par une sous-estimation de

la pluie moyenne de la période (CMORPH_ADJ) soit par une surestimation (PERSIANN et CMORPH_RAW).

5.1.2 Représentation de la variabilité intra-annuelle

La variabilité intra-annuelle est évaluée par une analyse de la distribution des précipitations mensuelles moyennées sur 2005-2008 (Figure 38a) ; les coefficients de variation correspondants sont montrés en Figure 38b.

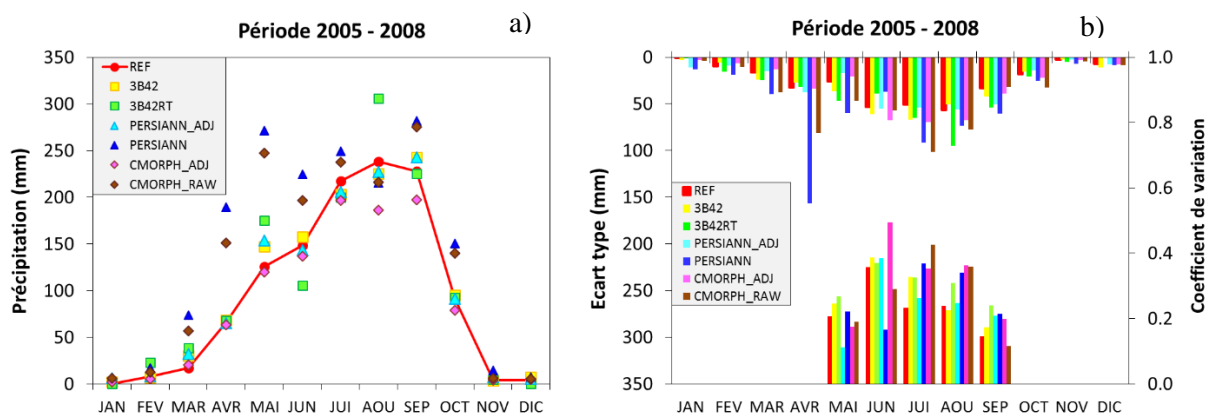


Figure 38. Cumuls mensuels moyens de la période 2005-2008 (gauche) et les écarts types et coefficients de variation (droite) associés de la pluie des produits par satellite et de référence sur l'Ouémé.

La précipitation mensuelle de REF pour la période 2005-2008 présente une tendance monomodale (ce qui coïncide avec Lawin, (2007) avec un incrément de pluie mensuelle à partir du mois avril pour atteindre son maximum au mois d'août avant de redescendre à ~0 mm au mois de novembre. Les écarts-types de la pluie de REF augmentent en fonction de la pluie mensuelle, et ils sont maximaux au cœur de la saison de pluie (juin-août) du fait à la haute intermittence et variabilité qui caractérise la pluie saisonnière ; une tendance similaire est observée pour les coefficients de variation (CV) de la pluie satellite dans la saison.

La tendance mensuelle décrite par la pluie de REF est bien reproduite par les produits corrigés, principalement par 3B42 et PERSIAN_ADJ. Le produit CMORPH_ADJ réalise une bonne estimation de la pluie mensuelle en début et fin de saison, mais il a des problèmes pour estimer les précipitations au cœur de la saison (ex pour août, REF: 227 mm et CMORPH_ADJ: 186 mm), avec des écarts-types plus forts que REF dans les mois les plus pluvieux (Figure 38b). Les produits non-corrigés semblent moins performants. PERSIANN et CMORPH_RAW ont une distribution mensuelle similaire entre eux ; tous les deux surestiment fortement les cumuls de pluie, ce qui explique leurs grandes dispersions (principalement pour les mois d'avril et de juillet). Par contre 3B42RT réalise une estimation des cumuls mensuels de pluie en début et fin de saison qui est cohérente avec REF, mais il a une tendance très irrégulière pour les mois plus pluvieux où quelques mois sont sous-estimés (ex. juin, REF: 148.7 mm et 3B42RT: 105,8 mm) et des autres surestimés (ex. août, REF: 238,6 mm et 3B42RT: 305,9 mm), ce qui se traduit par une forte dispersion de la pluie mensuelle de ce produit au cours de la saison.

Un autre critère appliqué pour analyser la variabilité intra-annuelle de la pluie est le nombre de jours de pluie sur chacune des années d'étude (Figure 39). Dans le Tableau 16 on montre le pourcentage de variation des jours de pluie estimés par les produits en fonction des jours pluvieux de la précipitation de référence.

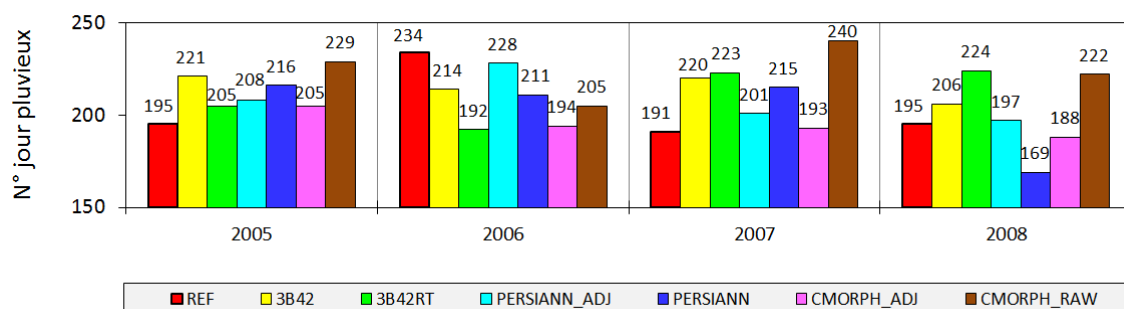


Figure 39. Nombre de jours pluvieux pour la pluie moyenne de la période 2005-2008 sur l’Ouémé pour les produits et la référence.

La sélection d’un jour de pluie est basée sur le même critère qu’au point 4.1.24.1.2, c’est à dire qu’un jour de pluie est équivalent à une précipitation cumulée sur 24h (00h00 – 23h30) supérieure à 0.1 mm.

Produit de précipitation	2005	2006	2007	2008
3B42	13%	-9%	15%	6%
3B42RT	5%	-18%	17%	15%
PERSIANN_ADJ	7%	-3%	5%	1%
PERSIANN	11%	-10%	13%	-13%
CMORPH_ADJ	5%	-17%	1%	-4%
CMORPH_RAW	17%	-12%	26%	14%

Tableau 16. Pourcentage de jours pluvieux des produits par satellite en relation avec la précipitation de référence.

Dans la Figure 39 il est remarquable que l’estimation des jours de pluie par les produits satellitaires soit très variable d’une année à l’autre. Étonnamment tous les produits sous-estiment les jours de pluie pour 2006, l’année la plus sèche de la période mais qui présente également les plus fortes intensités de pluie. Les produits non corrigés 3B42RT et CMORPH_RAW sont, en général, ceux qui surestiment le plus la pluie journalière (pour le seuil choisi) surtout sur l’année 2007 avec un pourcentage de 17% et 26%, respectivement. PERSIANN a une tendance très variable dans l’estimation de la pluie journalière ; pour certaines années ce produit surestime les jours de pluie (2005: 11% et 2007: 13%) et pour les autres les sous-estime (2006: -10% et 2008: -13%). Le produit ajusté 3B42, sauf en 2006, a tendance à surestimer les jours pluvieux, surtout en 2007 (15%). Le produit PERSIANN_ADJ réalise l’estimation de la pluie journalière la plus semblable à la REF, comme on peut le voir dans la Figure 39 et dans le Tableau 16. CMORPH_ADJ a également un bon comportement, à l’exception de la forte sous-estimation des jours pluvieux en 2006 (-17%).

5.1.3 Analyse de contingence de la précipitation par satellite

Nous avons réalisé une analyse de contingence pour évaluer la capacité de détection de la pluie des produits satellite en utilisant plusieurs critères statistiques, déjà présentés au point 3.2 (Tableau 4 et Tableau 5) de ce chapitre. La capacité de détection des produits est évaluée en fonction d’un seuil de précipitation moyenne sur le bassin de 0.1 mm/jour (Figure 40 et Tableau 17). Cependant, la même

analyse a aussi été menée avec un seuil de 1 mm/jour (Figure 41), afin d'évaluer la sensibilité au seuil de précipitation choisi.

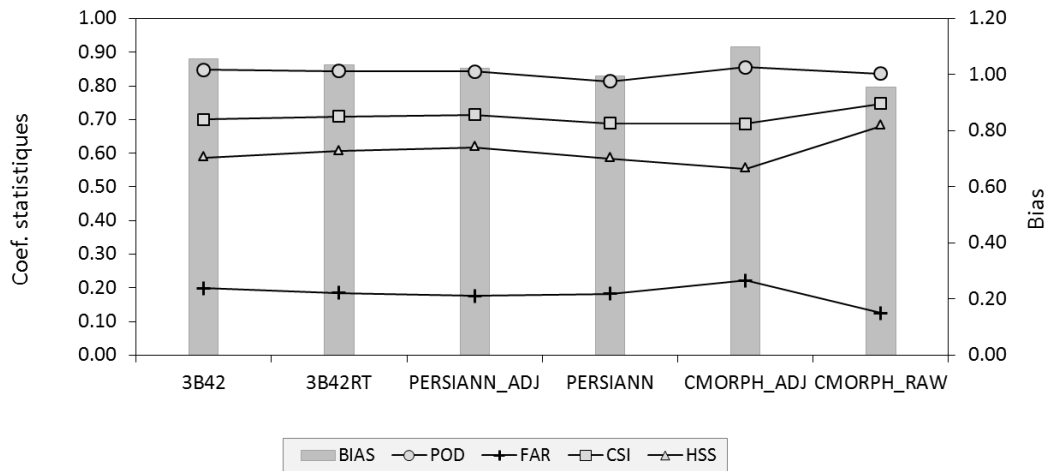


Figure 40. Performance statistiques de la précipitation par satellite des années 2005-2008 pour un seuil $P > 0.1\text{mm/jour}$.

En général les produits corrigés (3B24, PERSIANN_ADJ et CMORPH_ADJ) ont une probabilité de détection POD légèrement supérieure aux produits non corrigés (3B24RT, PERSIANN et CMORPH_RAW), en moyenne 0.85 contre 0.83. Cependant, les produits ajustés ont aussi les taux de fausse détection (FAR) les plus élevés, notamment 3B42 et CMORPH_ADJ (>0.2) ; dans l'extrême contraire se trouve CMORPH_RAW avec le FAR le plus bas (0.13). Le comportement global de l'estimation de pluie est décrit par CSI et il montre que les deux produits TRMM (3B42 et 3B42RT) et le produit PERSIANN_ADJ ont une performance d'estimation supérieure à 0.7. Egalement ces produits sont ceux qui réalisent une meilleure estimation des précipitations REF selon ce que montre HSS, cependant FBIAS montre qu'ils surestiment légèrement la fréquence relative des pluies. Malgré les forts cumuls de pluie du CMORPH_RAW, certains indicateurs (CSI et HSS) ont montré une haute performance pour ce produit ce qui pourrait être lié à ce qu'il a le plus bas FAR.

Produits par satellite	POD	FAR	CSI	HSS	FBIAS
3B42	0.85	0.20	0.70	0.59	1.06
3B42RT	0.84	0.18	0.71	0.61	1.04
PERSIANN_ADJ	0.84	0.18	0.71	0.62	1.02
PERSIANN	0.81	0.18	0.69	0.58	1.00
CMORPH_ADJ	0.86	0.22	0.69	0.55	1.10
CMORPH_RAW	0.84	0.13	0.75	0.68	0.96

Tableau 17. Coefficients statistiques de la précipitation par satellite des années 2005-2008 pour un seuil $P > 0.1\text{mm/jour}$.

Tous les critères statistiques de l'analyse de détection faite avec le seuil de précipitation de 1mm/jour ont signalé comme les plus performants aux deux produits TRMM avec un POD de 1 pour 3B42 et de 0.99 pour 3B24RT et FAR < 0.1 pour les deux produits. Les deux produits CMORPH montrent une bonne capacité de détection de la pluie de 1 mm/jour avec les FAR les plus bas. Les produits PERSIANN, quant à eux, sont moins performants pour tous les critères, surtout le produit non ajusté.

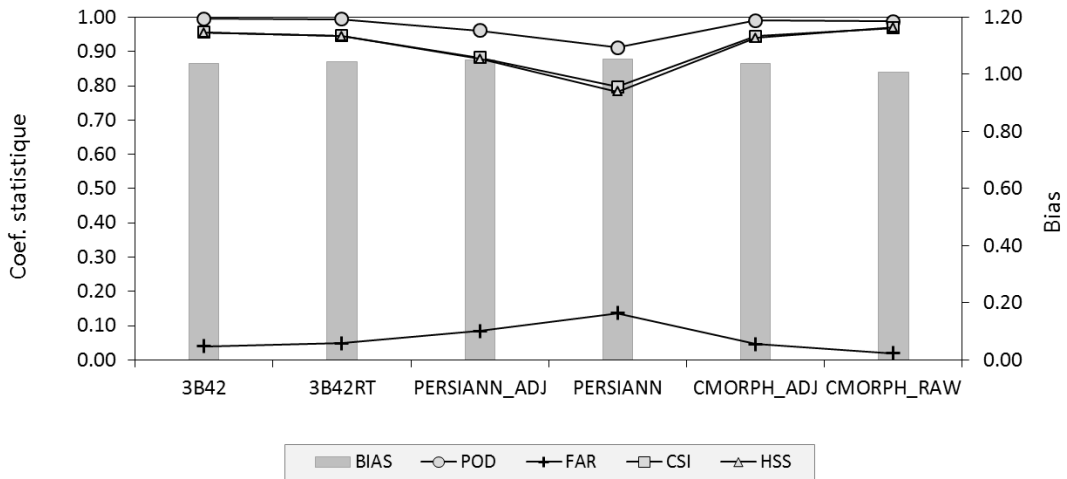


Figure 41. Performances statistiques de la précipitation par satellite des années 2005-2008 pour un seuil $P > 1\text{mm/jour}$.

Ces chiffres illustrent bien la difficulté des satellites à estimer les petits taux de pluie aux intervalles sous-journaliers. Car les coefficients de détection indiquent une meilleure performance de la pluie par satellite quand nous utilisons un seuil de pluie journalier $> 1\text{mm}$ à la place de $> 0.1\text{mm}$. Egalement il est remarqué que le fait de choisir un seuil différent change la performance des produits.

5.1.4 Représentation des patrons spatiaux et temporels de précipitation sur le bassin

Nous avons évalué la capacité des produits à l'identification des patterns spatio-temporels de la pluie de REF sur le domaine d'étude, plus précisément la capacité de détection de la pluie maximale (P_{max}) en 3 h et à sur des mailles de 0.25° pour l'année 2005. Dans la Figure 42 on montre l'emplacement spatial et le temps d'occurrence de la P_{max} de REF et de chacun des produits de pluie.

Le positionnement dans le temps de la P_{max} de REF sur l'année 2005 ($T_{P_{\text{max}}\text{REF}}$: 20 septembre - 18h00) n'a été représentée par aucun des produits par satellite. Tous les produits ont identifié la P_{max} en pleine saison de pluie, sauf CMORPH-RAW qui a estimé la P_{max} annuelle au début de saison (06 mars – 21h00). Les produits ajustés de TRMM et CMORPH ont estimé la P_{max} de 2005 le même jour (16 juillet) dans des intervalles de temps différents, mais avec un emplacement spatial voisin.

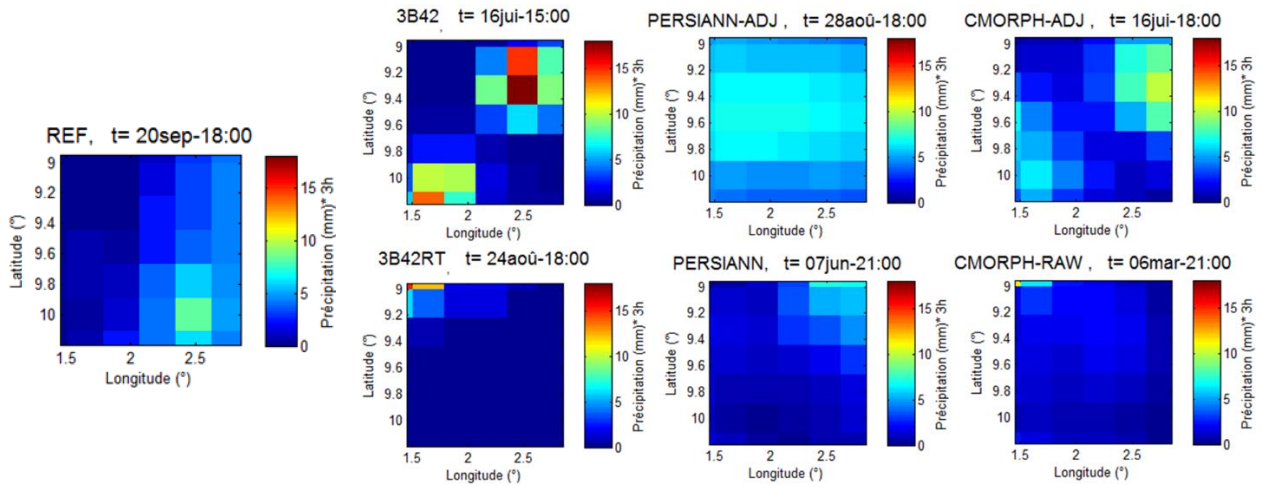


Figure 42. Représentation de la précipitation maximale annuelle dans le temps et l'espace de la pluie de référence et les produits par satellite pour l'année 2005.

Comme les occurrences de la Pmax annuelle des produits par satellite ne coïncident pas avec l'occurrence de la Pmax de REF, nous avons décidé d'analyser les produits satellitaires autour du 20 septembre-18h00 ($T_{PmaxREF}$), afin d'approfondir leur capacité de détection de Pmax. L'exploration a été faite avec deux fenêtres, une première de 24h et une deuxième de 96h. L'exploration de la Pmax dans les produits satellitaires avec une fenêtre de 24h à partir du $T_{PmaxREF}$ n'a pas montré des précipitations semblables à la REF soit dans le temps soit dans l'espace. Des résultats similaires ont été obtenus par l'exploration faite avec une fenêtre d'observation de 96h (Figure 43).

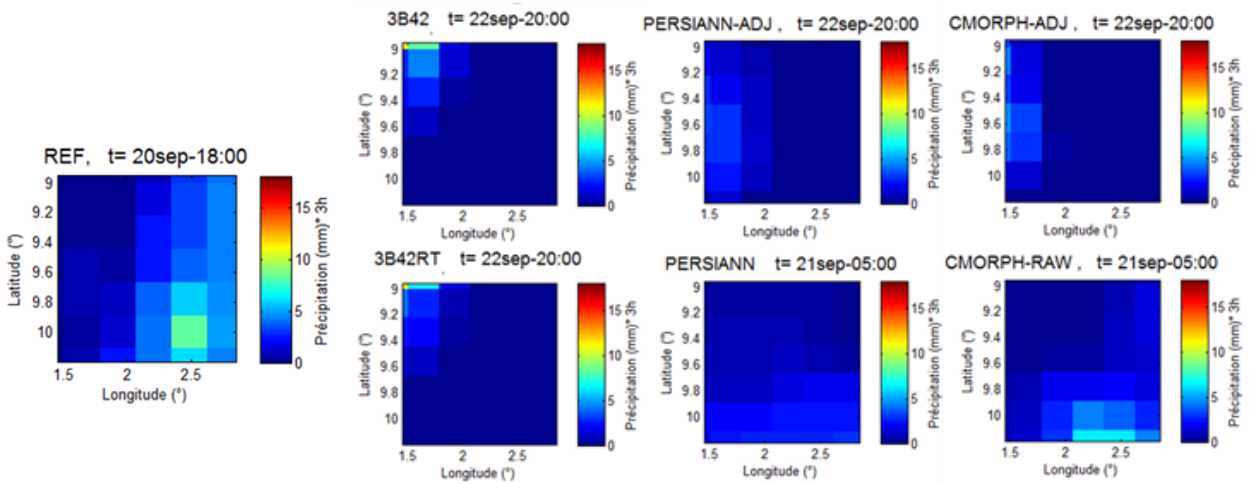


Figure 43. Exploration de la capacité des produits pour identifier dans un ratio de 96h la précipitation maximale de référence

Ces analyses mettent en évidence la difficulté des produits par satellite pour identifier des précipitations fortes et très localisées dans le temps et dans l'espace.

5.1.5 Impact de la dégradation des résolutions spatiales et temporelle de la pluie par satellite

Nous avons évalué l'effet de la dégradation des résolutions spatiale (0.25° à 0.50°) et temporelle (3h à 24h) de la précipitation des produits par satellite par une analyse de distributions des fréquences cumulées de pluie (similaire à l'analyse faite pour la pluie de référence). Les intervalles du temps analysés sont les mêmes pour la REF et les produits satellitaires. Les champs de pluie de REF qui ont été agrégés à 24 h ont été utilisés pour choisir les intervalles de temps correspondants à une pluie non nulle >0.1 mm/30 min sur des pixels de 0.05° de côté (le seuil de pluie non nulle est égal à 0.1 mm/3h sur 0.25° , car nous rappelons que pour convection avec la modélisation hydrologique tous les champs de pluie ont été distribués à la résolution de la grille de référence: 0.05° , 30 min, voir point 2 de ce Chapitre).

Dans la Figure 44 est présenté l'impact de l'agrégation spatiale et temporelle de la pluie sur les distributions d'intensités pour l'année 2005. Nous avons choisi de centrer les résultats de cette analyse sur l'année 2005, du fait que l'effet introduit par la dégradation des résolutions de pluie sur les intensités des produits est semblable pour les autres années de la période d'étude, un comportement déjà observé lors de l'analyse de la sensibilité des champs de pluie au sol à la dégradation des résolutions spatiales et temporelles (Fig. 4.3 et 4.4).

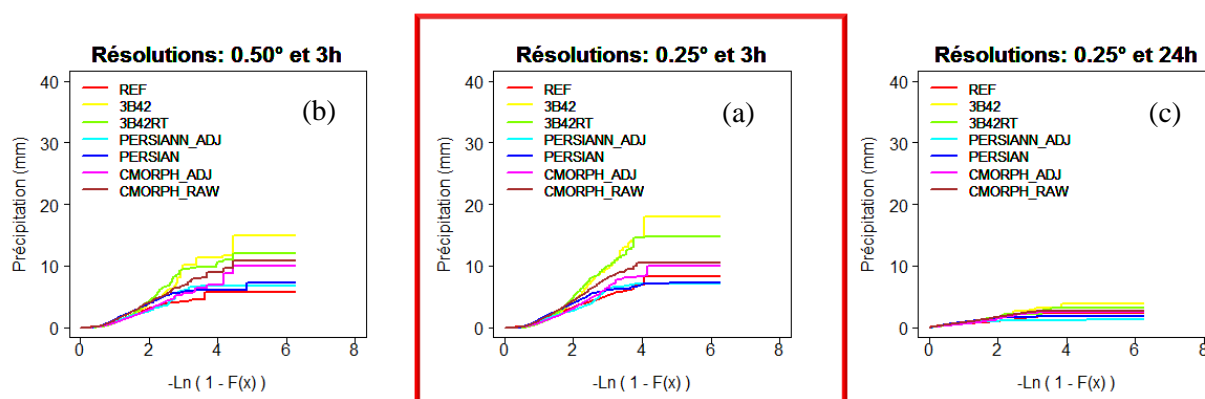


Figure 44. Distribution des intensités fortes de la précipitation par satellite à fine résolution (a), et sa modification par agrégation spatiale (b), et agrégation temporelle (c) pour l'année 2005.

Plus spécifiquement la Figure 44 est composée par un graphique (a) qui présente comment se distribuent les intensités des produits satellitaires en fonction de la REF aux résolutions de 0.25° et 3h; un graphique (b) qui illustre comment sont dégradées les intensités quand la résolution spatiale est dégradée à 0.50° ; et par un autre graphique (c) qui décrit l'impact de l'agrégation temporelle à la résolution journalière.

Dans le graphique (a) on observe que par rapport aux intensités maximales de référence de l'année 2005 (8 mm/3h sur 0.25°) les produits TRMM ont les intensités de pluie plus fortes (> 15 mm/3h) et les produits CMORPH et PERSIANN (dans leurs version bruits et ajustés) ont des intensités maximales semblables à la REF (10 mm/3h et 7 mm/3h, respectivement).

Dans le Tableau 18 sont présentés les abattements des intensités de pluie des produits quand ils sont agrégés dans l'espace et dans le temps. On montre les coefficients d'abattement de pluies associées aux probabilités de dépassement de 90% et 99%.

Produits	Résolution satellite 0.25° et 3h			Agrégation spatiale 0.50° et 3h			Agrégation temporelle 0.25° et 24h		
	Pmax (mm)	α_{90}	α_{99}	Pmax (mm)	α_{90}	α_{99}	Pmax (mm)	α_{90}	α_{99}
3B42	17.92	1.00	1.00	14.91	1.00	0.90	3.79	0.78	0.36
3B42RT	14.98	1.00	1.00	11.97	1.11	0.86	3.19	0.89	0.30
PERSIANN	7.25	1.00	1.00	7.31	0.98	0.96	1.73	0.60	0.38
PERSIANN_ADJ	7.03	1.00	1.00	6.77	0.97	0.94	1.24	0.58	0.37
CMORPH_RAW	10.54	1.00	1.00	10.80	1.00	0.90	2.61	0.74	0.38
CMORPH_ADJ	9.99	1.00	1.00	10.04	1.03	0.89	2.40	0.67	0.43

Tableau 18. Coefficient d'abattement des intensités de pluie des produits par agrégation spatiale et temporelle.

Nous voyons clairement dans la Figure 44 et dans le Tableau 18 que l'agrégation temporelle a un impact beaucoup plus marqué que l'agrégation spatiale sur tous les produits analysés. Le coefficient de référence (α_{90}) montre pour la probabilité de non dépassement de 90% que l'agrégation spatiale de la pluie dégrade très peu les intensités de tous les produits, une augmentation du $\alpha_{90} > 1$ sur certains produits indique que durant l'agrégation de la pluie dans l'espace, les intensités sur pixel augmentent à cause de la légère augmentation du volume annuel produit par un effet du bord. L'agrégation temporelle journalier atténue plus fortement les intensités du produit PERSIANN_ADJ selon α_{90} ; cependant un effet plus marqué de l'abattement des intensités par α_{99} indique que les deux produits TRMM (3B42 et 3B42 RT) et également PERSIAN_ADJ sont les produits avec plus d'impact par l'agrégation de la pluie dans le temps. Ces analyses de la pluie par satellite montrent encore une fois que sur la région africaine soudanienne les intensités de précipitations sont peu sensibles à la résolution spatiale de l'ordre de 0.50°, cependant au-delà d'une résolution temporelle de pluie de 3h les intensités sont considérablement affectées.

6. Discussions de l'analyse de la précipitation de l'étude

Ce chapitre a présenté en détail les données de précipitation utilisés dans cette étude; cependant, il a été caractérisé par deux grandes lignes, une première qui a cherché à évaluer l'impact de la dégradation spatio-temporelle des résolutions de pluie sur les intensités de la précipitation au sol, et une seconde qui a consisté dans l'évaluation des produits par satellite en fonction de la précipitation au sol de référence de la période d'étude.

6.1 Impact de la dégradation spatio-temporelle des résolutions de pluie au sol

La variation des résolutions de pluie dans l'espace et dans le temps est inégale, car une variation spatiale entre 0.05° et 0.50° a un rapport de 10, tandis que la variation temporelle de 30min à 24h présente un rapport de 48 unités. Cependant pour ces gammes des échelles choisies l'analyse de la dégradation des résolutions de précipitations sur l'Ouémé a montré que les intensités de pluie sont plus marquées à la dégradation dans le temps que dans l'espace.

Les résultats de la sensibilité de la pluie à l'espace dans l'Ouémé ont contrasté avec ceux de Balme *et al.*, (2006) sur la région sahélienne de Niger dans laquelle la dégradation spatiale de la pluie a montré un impact plus marqué. Par contre, la sensibilité des précipitations à l'agrégation temporelle a une tendance qui semble cohérente du fait des fortes atténuations de la pluie pour l'agrégation journalière.

Plusieurs évaluations ont été faites afin de répondre aux questions qui ont tourné autour de l'agrégation spatiale de la pluie dans l'Ouémé par rapport à l'impact de cela sur le Niger (Balme *et al.*, 2009). La disponibilité des champs de pluie interpolés par Polygones de Thiessen aux résolutions de référence de l'étude et sur la même surface spatiale a permis tout d'abord d'évaluer l'implication de la méthode d'interpolation de pluie sur la dégradation spatio-temporelle de la pluie dans l'Ouémé, en raison du fait d'une légère atténuation des intensités de pluie par la méthode des champs de référence (Vischel *et al.*, 2011). Evidemment, les champs de précipitation par Thiessen ont montré une meilleure conservation des intensités (Figure 34), mais sans l'avantage de reproduire la dynamique des systèmes pluvieux (comme le représente la Figure 33), ce qui est d'une grande importance surtout dans la modélisation hydrologique. Indépendamment des caractéristiques des champs Thiessen de 2005, les précipitations sont moins sensibles à la résolution spatiale qu'à la résolution temporelle, comme cela a été déjà observé par les champs de pluie de référence. Néanmoins quand la pluie est agrégée dans l'espace le coefficient d'abattement α_{90} indique une modification des intensités de pluie plus marquée par Thiessen (55%) que par krigeage Lagrangien (20%).

Nous avons comparé l'effet des distributions de pluie dans l'espace et le temps entre la région de Niamey et l'Ouémé ; les champs de pluie sur Niger (année 2005) ont été obtenus du travail de Vischel *et al.* (2011) et ils ont été également interpolés par krigeage Lagrangien. Cette évaluation a permis de comparer l'abattement des intensités de pluie de ces deux régions à partir de conditions similaires, telles qu'année, résolutions, méthodes d'interpolation et surface spatiale de la grille de pluie. Finalement sous ces caractéristiques l'impact de l'agrégation spatio-temporelle de la pluie s'est avéré très similaire entre Niger et Benin, l'abattement des intensités de pluie décrits par α_{90} a indiqué que la pluie sur les deux régions se dégrade de 20% à la résolution de 0.50° et de 86% et 81%, respectivement, par l'agrégation journalier. Certainement sur Niger (comme dans l'Ouémé) nos résultats de la sensibilité de la pluie aux résolutions spatiales différent de l'ordre de 10% sur ceux présentés par Balme *et al.*, (2006), lesquels

ont déclenché ces séries des évaluations. Cependant il faut souligner que la comparaison de ces deux analyses sur Niger est faite par des champs de pluie avec des caractéristiques différentes telles que:

- i) la durée de la pluie, notre évaluation de la sensibilité de la pluie à l'agrégation spatiale est faite aux intervalles du temps de 30 minutes tandis que Balme *et al.*, (2006) ont réalisé l'analyse est fait par évènement de pluie.
- ii) la méthode de génération des champs de pluie, les champs de précipitation dans Balme *et al.*, (2006) sont créés à partir d'un modèle de variogramme proposé par Ali *et al.*, (2003) et ici les forçages sont élaborés par krigeage Lagrangien. Nous avons déjà vu par l'évaluation de Thiessen sur l'Ouémé que la méthode de génération de champs de pluie peut jouer sur les intensités de pluie.

Nous mentionnons que les analyses présentées de l'abattement des intensités de pluie par résolution spatio-temporelle ont été réalisées en utilisant un seuil de précipitation $P_{non\ nulle} > 0$ mm, cependant certaines évaluations ont été également faites avec un seuil $P_{non\ nulle} > 0.1$ mm ; ceci a mis en évidence qu'il existe une quantité de valeurs de pluie inférieures à 0.1 que sensibilisent l'abattement des intensités principalement par dégradation spatiale. C'est lié à la quantité des pixels avec pluie nulle sur les grilles du domaine spatial. En dernier on souligne que comme la représentation des distributions des intensités de pluie est faite sur les forçages agrégés dans l'espace et dans le temps et ré-échantillonnés aux résolutions de référence (0.05° et 30 min), on observe des paliers avec des valeurs égales de pluie.

6.2 Evaluation des produits de pluie par satellite

Nous avons analysé la performance des produits TRMM, CMORPH et PERSIANN dans leurs versions brutes et corrigées sur toute la période d'étude et aux résolutions 0.25° et 3h. Les résultats ont indiqué qu'en général les produits corrigés sont plus performants que les produits bruts sur l'Ouémé pour les années analysées.

Les produits corrigés les plus performants ont été PERSIANN_ADJ avec une bonne représentation de cumulés (Figure 36 et Figure 38) et intensités de pluie (Figure 44), aussi avec une haute capacité de détection de pluie (Figure 39 et Figure 40), suivi de TRMM 3B42 qui reproduit bien la pluie mensuelle et annuelle et en dernier le produit CMORPH_ADJ a montré une performance très basse qui est la conséquence principalement de la mauvaise représentation de la pluie au cours de la saison (Juin - Août) (Figure 38). Entre les produits bruts, TRMM 3B42RT est le seul produit avec une performance comparable à celle de la REF (principalement dans la représentation des cumulés annuels de pluie), contrairement à CMORPH_RAW et PERSIANN. Les produits bruts de cette étude et les mêmes années ont été analysés dans la région par Gosset *et al.*, (2013), mais à des résolutions plus grandes (1° et 24h) ; comme dans notre étude, ils coïncident dans une faible performance des produits non corrigés pour représenter la pluie de saison.

Cette évaluation de la pluie par satellite a mis en évidence que la performance des produits dépendra des critères d'évaluation et des années analysées. Nous avons vu que certains produits peuvent estimer bien les cumulés de précipitation, mais représentent mal les intensités de pluie ; tel est le cas des deux produits TRMM (3B42, 3B42RT) ; ou inversement, représentent mal les cumulés de pluie mais sont bons dans la représentation des intensités de pluie (PERSIANN). L'évaluation des patterns spatiaux et temporels de la pluie satellite (point 5.1.4) a montré que ces produits sont peu performants pour estimer des précipitations spécifiques comme par exemple la pluie maximale annuelle de l'année 2005.

L'effet de la dégradation spatio-temporelle des résolutions de précipitations sur l'Ouémé a été évalué avec tous les produits sur l'année 2005, les résultats ont montré que pour cette année en particulier la résolution spatiale de 0.50° affecte peu les intensités de pluie (voir point 5.1.5) mais une résolution journalière atténue plus fortement les intensités de pluie.

CHAPITRE IV. Méthodologie et modélisation hydrologique	81
1. Protocole d'analyse de sensibilité au forçage pluviométrique	82
1.1 Protocole de sensibilité à la résolution spatio-temporelle des forçages pluviométriques au sol	82
1.2 Protocole d'évaluation des forçages pluviométriques issus des produits satellites	83
1.3 Critères utilisés dans l'évaluation des simulations hydrologiques	84
2. Modèles hydrologiques appliqués dans l'étude.....	86
2.1 Justification du choix des modèles hydrologiques pour notre étude	86
2.2 DHSVM.....	88
2.3 nTopAMMA.....	103
2.4 Discussions des modélisations	110



CHAPITRE IV. Méthodologie et modélisation hydrologique

Ce chapitre présente d'abord la méthodologie générale adoptée pour répondre aux deux grandes questions qui ont motivé notre étude, à savoir : (i) comment les résolutions spatio-temporelles de précipitation impactent la réponse de l'Ouémé, (ii) quelle est l'utilité des produits satellitaires de précipitations pour l'hydrologie de la région ?

On présente ensuite les modèles hydrologiques DHSVM (Wigmosta *et al.*, 1994) et nTopAMMA (Le Lay, 2006) choisis pour mener notre étude sur l'Ouémé. Le premier est un modèle distribué à base physique qui se veut généraliste et donc applicable à n'importe quel bassin versant. Le second est un modèle semi-distribué plus conceptuel dont la structure et les paramétrisations ont spécifiquement été pensées pour représenter les processus dominants qui contrôlent la production de débit sur le bassin de l'Ouémé.

On décrit pour chacun des modèles leur structure, les principaux processus physiques qui les composent et leur implémentation sur l'Ouémé. On présente également les processus de calibration et de validation des modèles dans le but de définir des simulations de référence qui serviront à analyser la sensibilité au forçage pluviométrique et évaluer les produits de pluie.

1. Protocole d'analyse de sensibilité au forçage pluviométrique

1.1 Protocole de sensibilité à la résolution spatio-temporelle des forçages pluviométriques au sol

La Figure 45 synthétise les différentes étapes du protocole utilisé pour évaluer l'impact de la résolution spatiale et temporelle des forçages pluviométriques sur les simulations hydrologiques.

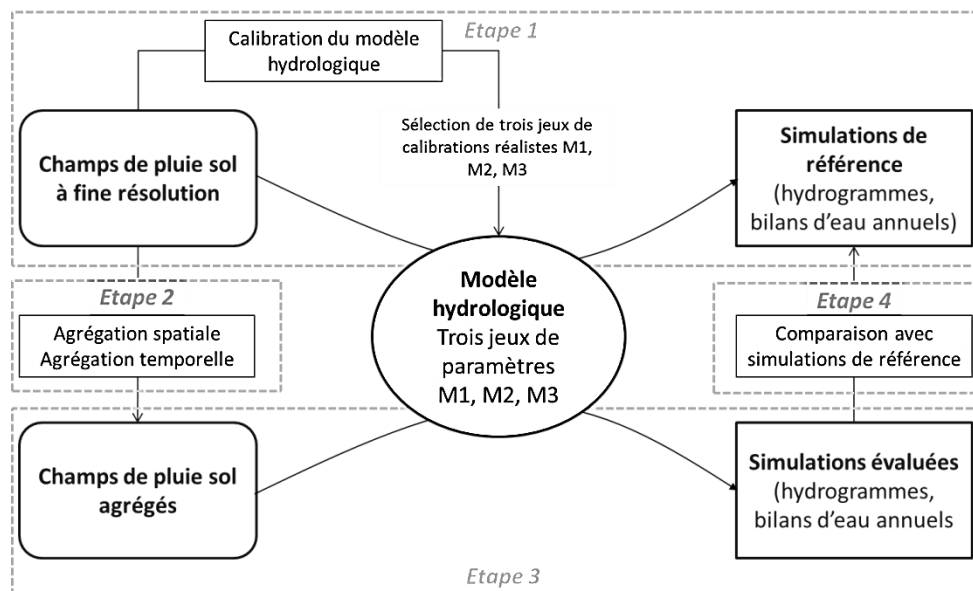


Figure 45. Schéma de la méthodologie adoptée pour évaluer la sensibilité de la réponse simulée du bassin de l'Ouémé aux résolutions spatio-temporelles des champs de forçage pluviométriques.

1.1.1 Etape 1. Définition des simulations de références

Les simulations de référence sont, comme leur nom l'indique, les simulations qui serviront de référence de comparaison pour évaluer l'impact de la résolution spatio-temporelle des champs de pluie sur les simulations hydrologiques. Ces simulations de référence sont obtenues lorsque le modèle hydrologique est forcé par les champs de pluie à la résolution la plus fine (0.05° et 30 min pour DHSVM et 0.05°, 24h pour nTopAMMA). On évite volontairement de se référer aux observations de débit pour intercomparer les différentes simulations entre elles ; l'objectif n'est donc pas de déterminer la *meilleure* simulation (au sens opérationnel du terme, ce qui nécessiterait un tout autre protocole) mais plutôt de se focaliser sur l'évaluation de la sensibilité des modèles à la résolution des champs de pluie. Pour autant on cherche à avoir des simulations de référence suffisamment réalistes pour représenter les principales caractéristiques de la variabilité hydrologique observée sur le bassin. Afin d'obtenir de telles simulations, il est nécessaire de recourir à la calibration du modèle hydrologique. Cette étape de calibration sera détaillée dans la seconde section de ce chapitre pour chacun des deux modèles utilisés. On notera simplement qu'afin de prendre en compte l'indétermination qui peut exister sur la valeur de certains paramètres, liée notamment aux problèmes d'équifinalité inhérents à la calibration (Beven et Binley, 1992), on a souhaité conserver trois jeux de paramètres distincts mais qui génèrent des simulations proches et supposés réalistes (nommés ensuite M1, M2 et M3). Ces différents jeux de paramètres permettront alors d'évaluer si la sensibilité au forçage est (significativement) dépendante ou non du choix de la valeur des paramètres calibrés.

1.1.2 Etape 2. Agrégation spatiale et temporelle des champs de pluie

Afin de tester l'impact de la résolution spatio-temporelle des champs de pluie sur la réponse des modèles hydrologiques, les forçages de pluie au sol à la fine résolution sont agrégés spatialement ou temporellement selon la méthode présentée au Chapitre III (section 2).

Pour l'analyse menée avec DHSVM, les champs de pluie de résolution fine (0.05° - 30 min) sont agrégés spatialement aux résolutions 0.10° , 0.25° et 0.50° et temporellement à 1h, 3h, 6h, 12h et 24h.

Ces différents champs de pluie ont été utilisés pour analyser par DHSVM la sensibilité du bassin à la dégradation de leur résolution spatiale et de leur résolution temporelle. Pour l'analyse avec nTopAMMA seul l'effet de l'agrégation spatiale est testé (agrégation à 0.10° , 0.25° et 0.50°) car le modèle tourne au pas de temps journalier.

1.1.3 Etape .3 Simulations à évaluer

Les champs de pluie agrégés sont utilisés pour forcer le modèle hydrologique afin d'obtenir les simulations à évaluer. On notera qu'il n'y a pas de processus de recalibration mené ici puisqu'on analyse spécifiquement la sensibilité et qu'on ne cherche pas à optimiser la performance du modèle.

1.1.4 Etape 4. Comparaison des simulations aux simulations de référence

L'évaluation de la sensibilité du bassin aux résolutions de pluie est faite en comparant les simulations issues des forçages dégradés aux simulations de référence. Pour cela on comparera les hydrogrammes simulés au pas de temps du modèle (horaire pour DHSVM et journalier pour nTopAMMA) ainsi que les bilans d'eau annuels. Les critères utilisés pour cette comparaison sont détaillés dans la section 1.3.

1.2 Protocole d'évaluation des forçages pluviométriques issus des produits satellites

Sur le même modèle que la Figure 45, la Figure 46 présente les différentes étapes du protocole utilisé pour évaluer l'impact de l'utilisation de forçages pluviométriques issus des satellites.

1.2.1 Etape 1. Définition de simulations de références

Afin d'évaluer les produits satellitaires de pluie, on évalue la sensibilité des simulations issues de forçages pluviométriques satellites par rapport à des simulations de référence. Afin de s'abstraire des erreurs potentiellement liées aux effets d'inadéquation entre la résolution spatio-temporelle des données et des produits satellites, les simulations de référence sont élaborées à partir des données au sol agrégées directement aux résolutions des produits satellites à évaluer. Les jeux de paramètres M1, M2 et M3 issus du processus de calibration décrit dans la section 1.1 et la Figure 45 sont directement utilisés pour réaliser les simulations (on ne recalibre donc pas le modèle hydrologique).

1.2.2 Etape 2. Simulations à évaluer

Trois produits satellites sont utilisés en entrée du modèle hydrologique (TRMM, PERSIANN et CMORPH) dans leur version non-ajustée et ajustée (voir Chapitre III). Ces produits seront évalués à leur résolution de base (0.25° , 3h) mais également agrégés soit spatialement à 0.5° soit temporellement à 24h pour évaluer si l'utilisation des produits satellites à des résolutions plus grossières peut amener à minimiser la sensibilité des simulations.

1.2.3 Etape .3 Comparaison des simulations aux simulations de référence

L'évaluation des simulations est réalisée en comparant les simulations de référence issues de la pluie au sol avec les simulations obtenues à partir des produits satellites. On comparera les hydrogrammes simulés au pas de temps du modèle ainsi que les bilans d'eau annuels avec les critères détaillés dans la section 1.3.

A noter qu'on évaluera également la propagation des erreurs de la pluie satellitaire dans la modélisation (non explicitement montré dans le schéma de la Figure 46), en analysant comment les écarts d'estimation de la pluie satellite par rapport au sol se répercutent en écarts entre lames d'eau simulées de référence et lames d'eau issues du forçage satellite.

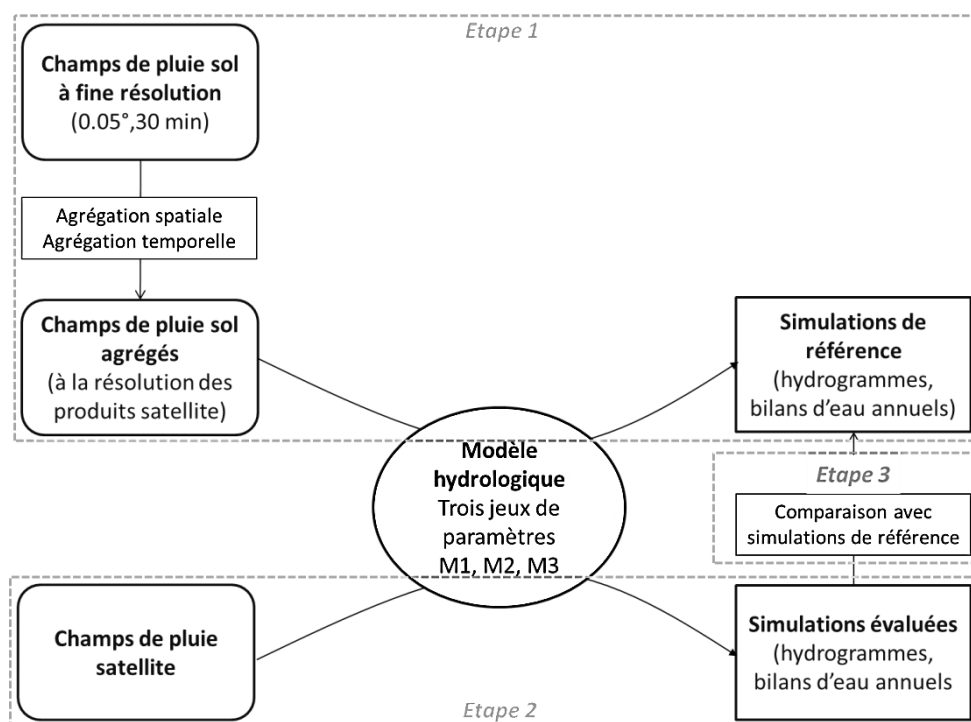


Figure 46. Schéma de la méthodologie adoptée pour évaluer les produits de pluie satellite dans l'Ouémé. Note: Les simulations de référence utilisées dans cette étape correspondent aux simulations de chaque produit satellite à sa résolution basée (0.25°, 3h)

1.3 Critères utilisés dans l'évaluation des simulations hydrologiques

1.3.1 Analyse comparée des hydrogrammes

L'analyse comparée des hydrogrammes est nécessaire dans (i) le processus de calibration du modèle pour comparer les débits simulés aux débits observés, (ii) l'analyse de sensibilité pour comparer les simulations à évaluer aux simulations de référence. Dans ce qui suit nous rassemblerons sous le terme de Q_{ref} les débits observés ou issus des simulations de références et Q_{sim} les débits issus des simulations à évaluer.

Au-delà de la comparaison qualitative fournie par la comparaison visuelle des hydrogrammes, plusieurs critères quantitatifs seront utilisés. Nous les détaillons ci-après.

L'erreur quadratique moyenne (RMSE) : elle représente les erreurs entre valeurs simulées et valeurs de référence. Quand ce coefficient est égal à 0 la série simulée est identique à la série de référence (Equation 3).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Qsim_i - Qref_i)^2} \quad (\text{Equation 3})$$

où N indique le nombre de pas de temps i des séries temporelles analysées.

Le coefficient de détermination (R^2) : il mesure l'adéquation d'une régression linéaire entre valeurs simulées et valeurs de référence, en calculant la proportion de variance expliquée par la régression par rapport à la variance de la série de référence. Il varie entre 0 et 1, et vaut 1 lorsque la série simulée est identique à la série de référence (Equation 4).

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (Qsim_i - \overline{Qref})^2}{\sum_{i=1}^N (Qref_i - \overline{Qref})^2} \quad (\text{Equation 4})$$

où \overline{Qsim} et \overline{Qref} sont les valeurs moyennes des débits simulés et observés.

Le coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe (Nash): c'est une statistique normalisée qui évalue l'efficacité des simulations par une relation entre la variance résiduelle relative et la variance des observations (Nash et Sutcliffe 1970) ; il oscille entre $-\infty$ et 1, quand les simulations sont précises le coefficient est égale à 1 tandis qu'une valeur inférieure à 0 suggère que la moyenne des observations est un meilleur prédicteur que la modélisation faite (Equation 5). Le coefficient Nash a comme inconvénient d'être sensible aux valeurs extrêmes, ce qui peut conduire à privilégier dans la comparaison des simulations les pics de débit aux dépens des étiages.

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Qref_i - Qsim_i)^2}{\sum_{i=1}^N (Qref_i - \overline{Qref})^2} \quad (\text{Equation 5})$$

Le coefficient d'efficacité Kling-Gupta (KGE): ce coefficient a été proposé par Gupta *et al.*, (1998) pour pallier les défauts du coefficient Nash en intégrant de façon explicite et multicritère l'évaluation du biais, de la corrélation et de la variance du signal à évaluer. L'intervalle de valeurs prises par le KGE est le même que celui du Nash. (Equation6)

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

$$\text{où, } r = \sqrt{R^2}; \quad \alpha = \frac{\sigma_{Qsim}}{\sigma_{Qobs}}; \quad \beta = \frac{\overline{Qsim}}{\overline{Qobs}}$$

r représente la corrélation linéaire entre les débits simulés et ceux de référence et il peut être estimé par la racine carré du R^2 , α est une mesure de la variabilité relative qui dépend du ratio entre l'écart type des simulations (σ_{sim}) et l'écart type des observations (σ_{obs}) et β décrit le biais des simulations.

1.3.2 Analyse comparée des bilans d'eau

Afin d'avoir une évaluation globale des simulations réalisées pour la calibration et les analyses de sensibilité, des calculs de bilan d'eau seront également effectués. On calculera donc pour les trois variables de pluie, débit et évapotranspiration des valeurs intégrées sur le bassin à l'échelle annuelle ou pluriannuelle selon l'équation suivante :

$$X = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M x_{ij} \quad (\text{Equation 7})$$

Où X est la variable pluie, débit ou évapotranspiration en mm intégrée sur le bassin (M pixels j) et sur la période annuelle ou pluriannuelle (N pas de temps i).

2. Modèles hydrologiques appliqués dans l'étude

2.1 Justification du choix des modèles hydrologiques pour notre étude

2.1.1 Cadres d'application des modélisations hydrologiques

La modélisation hydrologique a principalement deux cadres d'application : (i) le cadre prédictif utile à l'hydrologie opérationnelle qui doit répondre à des problèmes spécifiques liés à la gestion de l'eau (e.g. prévision hydrologique, aide au dimensionnement d'ouvrages hydraulique), (ii) le cadre cognitif qui vise à mieux comprendre le fonctionnement des hydrosystèmes et leur sensibilité à certains facteurs de variabilité d'origine naturelle (e.g. forçage atmosphérique, couvert végétal) et/ou anthropique (e.g. modification de l'occupation et de l'usage des sols). La stratégie de modélisation est dans ces deux cas très différents.

Pour l'opérationnel, on privilégie souvent des approches simples qui permettent d'obtenir des simulations performantes de la (ou les) variable(s) hydrologique(s) ciblée(s) (par exemple les débits ou la recharge souterraine) ; quitte à ne pas considérer la complexité physique de certains processus (utilisation de paramétrisations conceptuelles comme par exemple des modèles à réservoir) et ignorer ainsi certaines échelles de la variabilité hydrologique (utilisation de modèles globaux par exemple).

Lorsque l'on souhaite investiguer le rôle des certains mécanismes de la variabilité hydrologique, la stratégie doit explicitement prendre en compte les processus supposés jouer un rôle déterminant dans la réponse du système étudié ; et les représenter aux échelles auxquelles ils se produisent. Les modèles sont donc souvent plus complexes que les modèles opérationnels, ils exigent d'avoir des hypothèses a priori du fonctionnement hydrologique et de pouvoir fournir de données en adéquation avec les échelles à représenter. Dès lors, comme le montre la Figure 47, il est tout à fait concevable que le modèle adopté ne soit pas forcément performant au sens opérationnel du terme, mais qu'il soit malgré tout adapté pour fournir des éléments de compréhension du fonctionnement hydrologique.

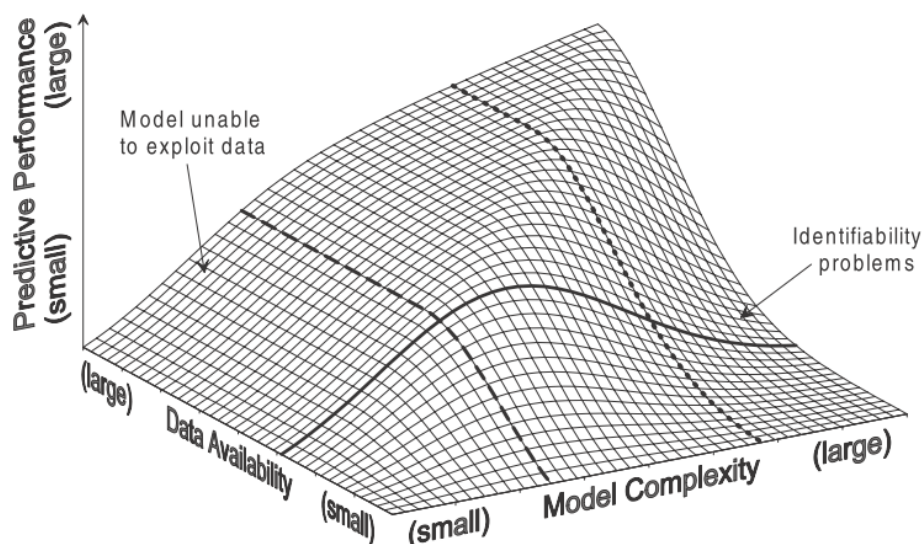


Figure 47. Schéma de la relation entre la complexité du modèle, les données disponibles et la capacité prédictive.
Source: Grayson et Blöschl, (2000)

2.1.2 Conséquence sur notre stratégie de modélisation

Notre démarche de modélisation hydrologique se situe clairement dans un cadre cognitif. On cherche en effet à mieux comprendre les facteurs de contrôle de la variabilité hydro-climatique en Afrique de l'Ouest en ciblant ici le rôle de la variabilité du forçage pluviométrique dans la réponse des hydro-systèmes de la zone soudanienne, représentés ici par le bassin versant de l'Ouémé Supérieur.

Pour ce faire, la stratégie de modélisation doit donc nécessairement intégrer les caractéristiques suivantes:

- Une représentation des échelles spatio-temporelles de la variabilité pluviométrique de la région pertinentes pour l'hydrologie.
- Une représentation explicite des processus qui prédominent dans la réponse hydrologique du bassin à ces échelles.

Appliqué à la région d'étude, cela consiste à :

- Considérer les échelles de variabilité de la pluie convective c'est à dire des résolutions spatiales kilométriques et des résolutions temporelles infra-journalières.
- Représenter (i) les processus de ruissellement de subsurface et le ruissellement sur surface saturée associé, en lien avec la topographie et le type de sol, (ii) l'évapotranspiration qui domine dans le bilan hydrologique annuel en lien avec le couvert végétal.

Les deux modèles choisis dans la thèse remplissent tout ou partie de ces critères.

Le premier DHSVM est un modèle distribué à base physique, DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (Wigmosta et al., 1994), qui dispose de paramétrisations explicites à base physique des processus mentionnés ci-dessus, à des échelles de temps et d'espaces en adéquation avec les résolutions de pluie que l'on souhaite intégrer. Il a été choisi comme modèle pilote de cette étude dans la dynamique du projet ALMIP2. C'est un modèle générique dans le sens où il a été développé à l'Université de Washington pour répondre à des problématiques hydrologiques dans des contextes

hydro-climatiques variés. Afin de garder sa généralité, il a été choisi de ne pas modifier la structure de DHSVM pour coller à certains traits connus du fonctionnement du bassin de l'Ouémé Supérieur (notamment la déconnexion de la nappe profonde du réseau hydrographique absente dans le modèle).

Un second modèle a été testé, le modèle nTopAMMA. Il a été spécifiquement développé par Le Lay, (2006) et Le Lay *et al.*, (2008) pour intégrer, dans la structure du modèle, les connaissances acquises sur le terrain de la structure hydrologique et les processus dominants sur le bassin de l'Ouémé Supérieur. Dans sa version la plus récente (Richard, 2014), le modèle intègre la pluie à des résolutions spatiales sur une dizaine de km² au pas de temps journalier. En l'état, il n'est donc pas directement adapté pour évaluer toute la gamme d'échelle de la pluie convective. Il a donc principalement été utilisé dans le but d'évaluer si (i) la structure du modèle (notamment la déconnexion nappe-rivière) et (ii) le type de paramétrisation des processus hydrologiques (différents de ceux de DHSVM), pouvaient influencer les résultats de l'analyse de sensibilité au forçage pluviométrique.

Le descriptif des deux modèles hydrologiques et leur implémentation est détaillée dans les deux sous-sections suivantes.

2.2 DHSVM

DHSVM est un modèle distribué à base physique qui permet de représenter les effets de la topographie et de la végétation sur les flux d'eau au sein d'un bassin versant. Ce modèle fournit une représentation dynamique de la distribution spatiale de l'évapotranspiration, la couverture de neige, l'humidité du sol et du ruissellement (Wigmosta *et al.*, 1994; Singh, 2002). Sa discrétisation horizontale est basée sur la grille du modèle numérique de terrain (MNT) décrivant le bassin et sa discrétisation verticale permet de prendre en compte plusieurs couches de sol. Le modèle peut ainsi inclure des échelles spatiales aussi fines que la dizaine de mètres et des échelles de temps qui peuvent être infra-journalières pour des simulations pluriannuelles.

Les premières applications de DHSVM concernent les bassins de montagne dans le Nord-Ouest Pacifique des États-Unis mais il a depuis été appliqué dans des contextes hydro-climatiques très variés (Westrick *et al.*, 2002; Cuo *et al.*, 2006; Doten *et al.*, 2006; Waichler *et al.*, 2005; Thanapakpawin *et al.*, 2006; Zhao *et al.*, 2009; Surfleet *et al.*, 2010; Nigussie Engida, 2010; Du *et al.*, 2014; Sun *et al.*, 2015).

2.2.1 Structure générale et processus modélisés

On synthétise ici les principes généraux de la structure et du fonctionnement du modèle. Les informations ont principalement été extraites de Singh, (2002) auquel le lecteur pourra se référer pour plus de détails. A noter que les actualisations les plus récentes du modèle sont régulièrement fournies et documentées sur le site dédié maintenu par l'Université de Washington (Hydro.Washington, 2015)

2.2.1.1 Structure du modèle

DHSVM n'a pas de limitation sur le nombre des types de sol et de végétation qui décrivent un bassin. La représentation dynamique des processus du modèle est basée sur la grille du MNT, donc les équations du bilan d'eau et d'énergie sont résolues à chaque pas de temps dans chacune des cellules qui composent le MNT.

La Figure 48 montre la représentation faite par le modèle d'un bassin avec un zoom sur une cellule du MNT, dans laquelle sont représentés la structure du sol et le modèle de la végétation. Dans DHSVM le sol est divisé par multi-couches, la configuration basique du modèle est conçue pour supporter au moins trois couches du sol, dont les caractéristiques (épaisseur, propriétés hydrodynamiques) peuvent être variables entre eux (ce qui permet de représenter la structure du sol de façon distribuée). La végétation est composée de deux couches, une première qui représente la végétation haute (over-story) et une seconde qui caractérise la végétation basse (under-story). La configuration de la végétation et du sol sont affectés à chaque cellule de la grille du modèle, celles-ci peuvent donc varier spatialement dans tout le bassin et permettent de modéliser d'une façon distribuée les processus connexes.

La connectivité des cellules du MNT selon la plus grande pente (définie à partir des 8 cellules adjacentes pour le souterrain et des 4 cellules adjacentes pour la surface) permet le transfert des écoulements simulés de cellule en cellule. L'eau de surface peut rejoindre le réseau hydrographique modélisé sous forme de canaux de section rectangulaires que l'on peut définir également à partir d'un traitement du MNT.

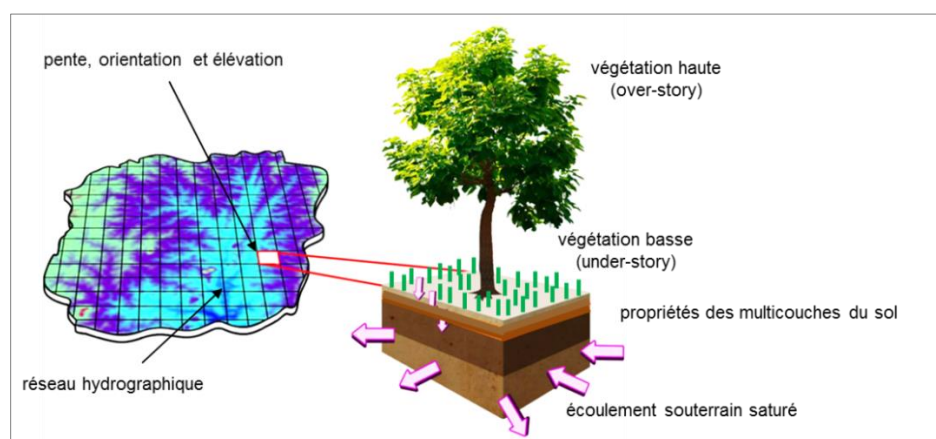


Figure 48. Représentation d'un bassin dans DHSVM avec zoom sur une cellule du MNT.
Source: Modifié à partir de: Singh, (2002)

2.2.1.2 Processus d'évapotranspiration

L'estimation de l'évapotranspiration est réalisée individuellement sur chacune des cellules du modèle. Une cellule peut être composée de végétation haute (Overstory), végétation basse (Understory) ou sol nu. Dans le cas où la végétation haute est présente, elle peut couvrir toute la cellule ou une fraction de celle-ci. La végétation basse ou le sol nu couvrent quant à elle toute la cellule.

Dans le modèle les deux types de végétation comprennent une fraction humide correspondant à la présence d'eau sur les feuilles et une fraction sèche. La première fraction est soumise à l'évaporation de l'eau intercepté (E_i) et pour la seconde la transpiration de la végétation est active (T_a). Ces deux processus (évaporation et transpiration) sont estimés indépendamment par le modèle pour chaque couche de végétation (j) (Figure 49).

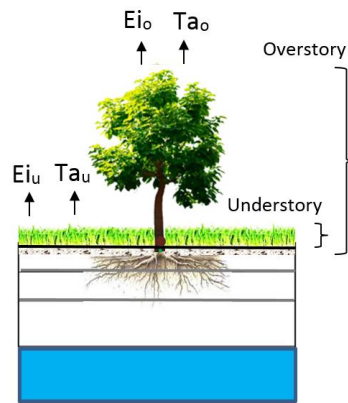


Figure 49. Représentation du processus d'évapotranspiration sur un pixel du MNT du DHSVM

Dans un premier temps le modèle estime l'évaporation potentielle E_{p0} pour la végétation haute, laquelle représente la demande atmosphérique pour une surface d'eau libre. Elle représente le taux d'évapotranspiration maximum. Chaque part d'évapotranspiration pour chaque fraction humide/sèche et pour chaque végétation est alors calculée séquentiellement : l'évaporation de la fraction humide de la végétation haute, la transpiration de la fraction sèche de la végétation haute, l'évaporation de la fraction humide de la végétation basse et enfin la transpiration de la fraction sèche de la végétation basse. L'estimation du taux de transpiration pour chaque végétation j est faite par une approche de Penman-Monteith en fonction de la résistance aérodynamique et de la résistance de la canopée, alors que le processus d'évaporation n'inclut que la résistance aérodynamique. L'approche par étapes (évaporation et transpiration) assure que l'évapotranspiration totale des deux couches de végétation ne dépasse pas l'humidité que l'atmosphère peut absorber.

2.2.1.3 Processus du mouvement d'eau dans le sol et dans les canaux

- Le *mouvement vertical de l'eau dans la zone non saturée* est calculé à travers les couches de sol du modèle par la loi de Darcy généralisée en supposant un gradient hydraulique unitaire et utilisant les équations de Brooks et Corey pour le calcul de la conductivité hydraulique.
- Le *mouvement horizontal de l'eau dans la zone saturée* est réalisé cellule par cellule à travers une approximation d'onde cinématique (topographie abrupte) ou de diffusion (relief bas). Le flux d'écoulement saturé est calculé selon une loi de conservation qui dépend de la transmissibilité hydraulique qui décroît exponentiellement en fonction de la profondeur du sol.
- Les *écoulements de surface* sont produits par dépassement de la capacité d'infiltration et, lorsque le niveau de la nappe phréatique atteint la surface du sol, sur zones saturées et par retour. Ils sont routés à chaque pas de temps cellule par cellule ou via l'utilisation d'un hydrogramme unitaire.
- Le *mouvement de l'eau dans le réseau hydrographique* est fait principalement par un algorithme de routage linéaire de stockage dans lequel chaque bief est considéré comme un réservoir de propriétés hydrauliques constantes où les vitesses d'écoulement sont calculées en fonction de l'équation de Manning et le flux moyen est estimé par un bilan de masse. Le modèle inclut également la possibilité d'utiliser la méthode de Muskingum-Cunge, pour le mouvement dans les canaux, mais il est peu stable dans les bassins de grande taille.

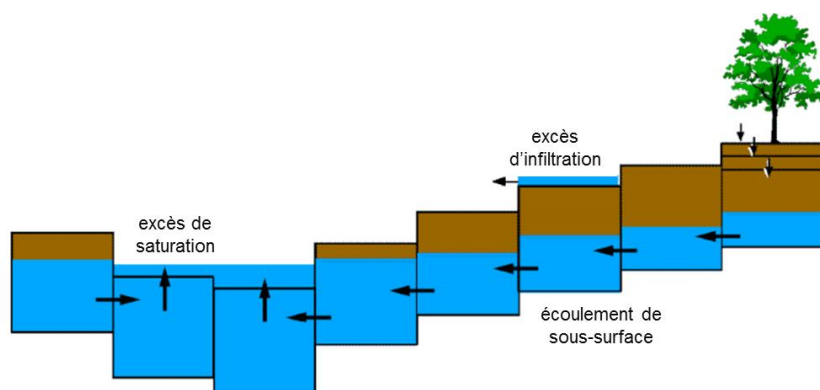


Figure 50. Mouvement d'eau dans le sol représenté par des cellules du modèle.
Source : Singh, (2002)

La Figure 50 montre un schéma de mouvement d'eau entre les cellules voisines du modèle qui résultent en un mouvement horizontal d'eau à travers le réseau de canaux du modèle. Il y a une représentation de l'écoulement par excès d'infiltration qui est postérieurement ré-infiltré sur la cellule suivante, il montre aussi une représentation des écoulements souterrains qui sont connectés à la rivière.

2.2.2 Implémentation du modèle

L'implémentation du DHSVM sur le bassin versant de l'Ouémé a été initiée lors du travail de Master de Kolokytha (2013) réalisé dans le cadre du projet ALMIP2. Dans le cadre de cette thèse, certaines modifications relatives aux données topographiques et à la définition du réseau hydrographique, entre autres, ont été réalisées. Dans cette implémentation le modèle conserve la structure basique du sol proposée par (Wigmosta *et al.*, 1994), c'est-à-dire divisé en trois couches dans lesquelles les caractéristiques physiques du sol ou de la végétation peuvent varier. Nous décrivons ci-dessous les principaux éléments de cette implémentation.

2.2.2.1 Entrées et sorties du modèle

Une représentation schématique des entrées requises par le modèle et des sorties qu'il simule est fournie dans la Figure 51. DHSVM nécessite une grande quantité de données météorologiques, de sol et végétation qui peuvent être divisées dans trois catégories:

- séries spatio-temporelles : ce sont les forçages météorologiques
- données de caractéristiques spatiales : ceci inclut les paramètres relatifs à la topographie (MNT, contours), le sol et la végétation.
- données du réseau hydrographique: il s'agit de l'information hydraulique du réseau hydrographique du bassin versant.

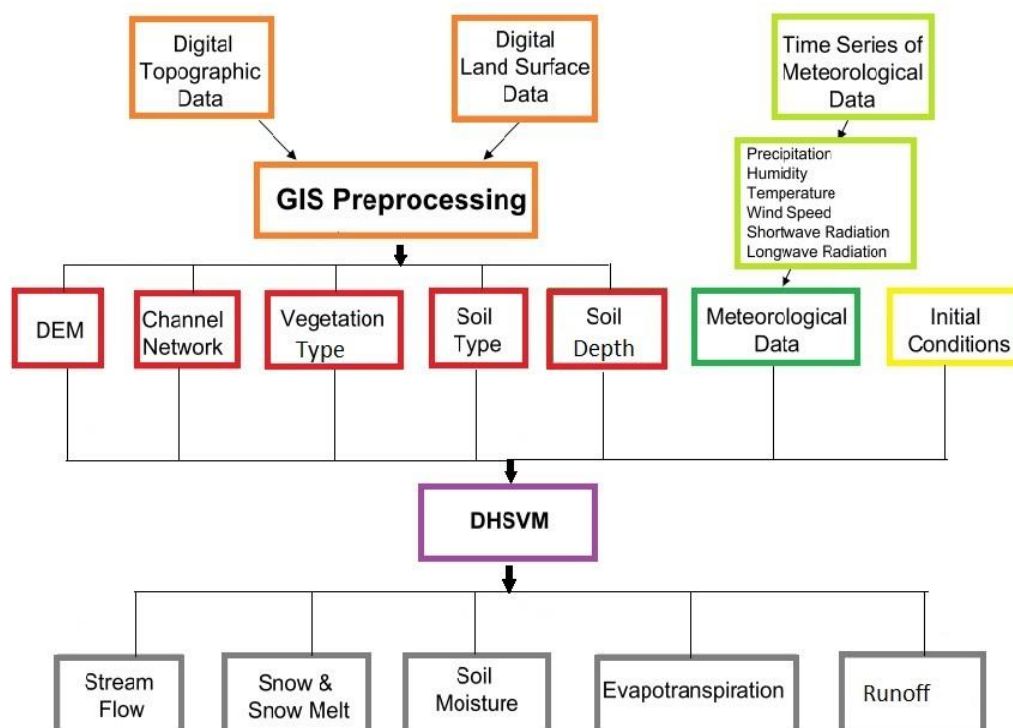


Figure 51. Les entrées et sorties du modèle DHSVM.
Source : Ressource du Project ALMIP

Comme variables de sortie le modèle génère : débits, évapotranspiration, humidité du sol dans chaque couche du modèle, ruissellements et fonte de neige. Ces sorties sont disponibles à la résolution du MNT et au pas du temps des simulations. Le modèle fournit également un bilan d'eau annuel des simulations qui est utilisé pour vérifier que celui-ci est bien bouclé.

2.2.2.2 Sources et structure des données d'entrée

Les données initiales d'entrée utilisées pour implémenter DHSVM sur le bassin de l'Ouémé proviennent des données fournies par le projet ALMIP2.

Données topographiques, cartées sol et cartes végétation

Les données topographiques ont été extraites du MNT SRTM 90-m (Shuttle Radar Topography Mission, 2015) et, après un traitement SIG, ont été agrégées à une résolution de 1 km pour fournir la grille de base du modèle. Les cartes du sol et de végétation ont été élaborées à partir de la base de données d'ECOCLIMAP-II (Kaptue Tchunte *et al.*, 2010) et leur résolution est la même que le MNT.

La Figure 52 présente une illustration de la topographie du bassin et aussi les cartes de profondeur et type du sol et les cartes de végétation dans l'Ouémé.

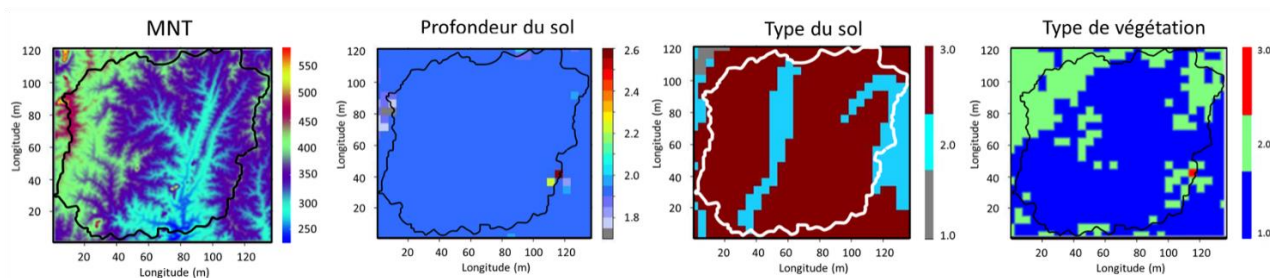


Figure 52. Cartes utilisées pour le modèle DHSVM dérivées des données ECOCLIMAP II.

Les élévations du MNT oscillent entre ~225 et ~500 mètres et la profondeur de sol entre 1.7 et 2.55 mètres. Deux types du sol (Ts) ont été choisis pour modéliser le bassin l’Ouémé, ils sont composés par argile sable limoneux 2 (S2: 25%) et argile sable limoneux 3 (S3: 75%). Dans le Tableau 19 sont présentés les pourcentages de chaque composant du sol. Le S2 se différencie du S3 par le pourcentage de sable et de limon comme est montré dans le tableau ci-dessous.

Type du sol	Sable (%)	Argile (%)	Limon (%)
1	48	23	29
2	50	23	27
3	51	23	26

Tableau 19. Types du sol de l’Ouémé représentés dans DHSVM

La végétation caractéristique de la région a été classée en : 1) forêt mixte (76%), 2) prairies tropicales, (~23%) et 3) zone urbaine (< 0.1%).

Données météorologiques

Les forçages météorologiques ont une résolution spatiale de 0.05° et temporelle de 30 min, ces résolutions ont été fixées par le projet ALMIP2.

Les données atmosphériques : température d’air, humidité spécifique à 2 m, pression de surface et la vitesse du vent proviennent des ré-analyses climatiques produites par le European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Palmer *et al.*, 1990). Le rayonnement d’onde courte et rayonnement d’onde longue sont issus de produits du Land Surface Analysis Satellite Applications Facility (Trigo *et al.*, 2011) à partir d’informations fournies par l’agence de satellite opérationnelle globale de l’Europe EUMETSAT. Pour plus d’information sur l’élaboration de ces forçages le lecteur peut consulter le site web du projet ALMIP2 (ALMIP2, 2015).

Les champs de précipitation de référence de l’étude ont été développés par Vischel *et al.*, (2011), en utilisant la méthode du krigeage Lagrangien pour interpoler les données de pluie enregistrées pour le réseau AMMA-CATCH dans l’Ouémé. Dans le but d’analyser l’influence des méthodes d’interpolation de pluie au sol sur la réponse du bassin nous avons évalué sous le même contexte méthodologique la sensibilité des champs de pluies interpolés par la méthode Thiessen fournis également dans le cadre d’ALMIP2. Une comparaison de ces deux champs de pluie a été présentée dans le Chapitre III.

2.2.2.3 Paramètres requis dans la configuration du modèle

A part des forçages d'entrée requis pour DHSVM, le modèle a également besoin dans sa configuration initiale de plusieurs paramètres qui sont notamment liés au sol et végétation. Ces paramètres affectent différemment les sorties du modèle et les plus sensibles sont utilisés pour adapter les réponses simulées aux réponses observées dans le bassin. Nous présenterons dans l'Annexe C les paramètres du sol et végétation utilisés pour démarrer la modélisation dans cette thèse. Ils sont fournis par Kolokyte, (2013) ; l'auteur mentionne que les paramètres du sol ont été estimés certains par la littérature et d'autres par des fonctions de pedotransfert ROSETTA en utilisant le modèle HYDRUS ; les paramètres de végétation ont été aussi généralement estimés à travers la littérature, mais deux paramètres de grande importance dans le processus de végétation du modèle (indice de surface foliaire (LAI, Leaf Area Index) et albédo) ont été calculés à partir des données d'ECOCLIMAP-II. A noter dans l'Annexe C que dans Kolokyte (2013), pour chaque type du sol il existe une seule valeur des paramètres respectifs, du fait que la structure verticale du sol est considérée comme uniforme, c'est-à-dire une même valeur d'un paramètre donné est assignée aux trois couches du sol qui composent la structure basique du modèle.

2.2.3 Analyse de sensibilité

Les valeurs des paramètres assignées a priori n'ont pas permis d'obtenir des simulations de débit satisfaisantes comparées aux observations (voir Kolokytha, 2013). Nous avons donc dû recourir à une calibration du modèle afin d'obtenir des simulations de référence (comme expliqué dans la partie 1 de ce chapitre). Cette calibration a été précédée d'une analyse de sensibilité du modèle afin d'identifier les paramètres les plus influents à ajuster pour la calibration.

2.2.3.1 Démarche d'analyse de sensibilité partielle

L'analyse de sensibilité globale est le cadre scientifique le plus rigoureux pour identifier les paramètres qui ont une forte influence sur les sorties d'un modèle (Hamby, 1994 ; Matott *et al.*, 2009 ; Song *et al.*, 2015) et qui contribuent le plus à l'incertitude prédictive du modèle (Mishra, 2009). Dans une telle analyse, la sensibilité du modèle aux valeurs probables de l'ensemble des paramètres est évaluée. Elle repose notamment sur la définition de méthodes d'échantillonnage statistique de la distribution des paramètres et/ou sur la simplification mathématique du modèle (méta-modèle) pour limiter les coûts de calcul, d'autant plus prohibitifs que le nombre de paramètres est élevé.

Avec ses multiples paramètres à évaluer (>15 par type du sol et >20 par type de végétation), DHSVM est peu propice à une démarche d'analyse de sensibilité globale qui en pratique est complexe à réaliser et nécessiterait une réelle expertise mathématique et statistique qui sort du cadre de cette thèse. On notera que des expériences d'automatisation de la sensibilité de DHSVM ont été tentées notamment par Surfleet *et al.*, (2010) mais elles nécessitent énormément de temps de calcul et restent très limitées car ne permettent pas *in fine* d'explorer pleinement toutes les interactions entre les paramètres (Surfleet *et al.*, 2010 n'en ont d'ailleurs sélectionné que 4).

Nous avons donc ici adopté une démarche plus simple, en lien avec notre objectif principal qui est de pouvoir disposer de simulations de référence pour tester la sensibilité au forçage pluviométrique. Les simulations de référence doivent être réalistes mais pas forcément optimales au sens mathématique du

terme. Nous avons donc opté pour une analyse de sensibilité partielle basée sur une présélection de paramètres du sol et de la végétation qui contrôlent a priori la simulation des débits en sortie du modèle.

La revue de la littérature sur DHSVM a constitué un support pour l'identification de ces paramètres. Mais les études publiées étant menées dans des contextes hydro-climatiques différents du nôtre, nous avons décidé d'analyser la sensibilité de tous les paramètres qui composent la dynamique du sol et d'un ensemble de paramètres liés à la végétation.

L'analyse de sensibilité de DHSVM a été réalisée par expérimentation manuelle. Elle a consisté en une évaluation indépendante de l'influence des paramètres sur les débits simulés du modèle. Une appréciation qualitative des variations des hydrogrammes simulés en 2005 aux stations C238 et Bétérou a été utilisée comme critère d'analyse de la sensibilité du modèle.

2.2.3.2 Résultats de la sensibilité

Dans le Tableau 20 sont présentés les paramètres sélectionnés comme les plus sensibles a priori dans DHSVM¹⁵, ainsi qu'une description de leur influence sur les hydrogrammes annuels des deux sous-bassins. Des illustrations graphiques de l'analyse de sensibilité sont également disponibles dans l'Annexe D.

Sol		Unité	Sensibilité	Variation sur l'hydrogramme annuel
Paramètres	<i>Lateral conductivity (Kl)</i>	m/s	haute	pics dans la saison de pluie et récession
	<i>Alpha (de Kl)</i>	-	moyenne	pics première moitié de saison de pluie et récession
	<i>Vertical conductivity (Kv)</i>	m/s	aucune	invariable
	<i>Porosity</i>	-	haut à moyenne	pics début saison de pluie
	<i>Field capacity</i>	-	haut à moyenne	volume saison sèche, monté et récession
	<i>Wilting point</i>	-	moyenne à faible	pics début saison de pluie
	<i>Soil depth</i>	m	haute	pics dans la saison sèche et dans la saison de pluie et récession
Végétation		Unité	Sensibilité	Influence sur l'hydrogramme annuel
Paramètres	<i>Root Zone Depths</i>	m	moyenne à faible	pics début saison
	<i>Overstory Root Fraction</i>	-	haute à moyenne	pics toute la saison de pluie et récession
	<i>Understory Root Fraction</i>	-	moyenne	pics début saison et récession

Tableau 20. Paramètres sensibles du modèle DHSVM à l'Ouémé pour l'année 2005 et évaluation qualitative de la sensibilité sur le bassin. Les astérisques* mentionnent les paramètres ajustés pour la calibration.

¹⁵ Dans le Tableau 20 nous décrivons la sensibilité de la conductivité verticale (Kv) parce que elle est signalée comme sensible dans des autres études, ce qui n'est pas le cas des simulations DHSVM dans l'Ouémé, où Kv est peu influent.

Il ressort de l'analyse de sensibilité qu'il existe un nombre restreint de paramètres que l'on peut considérer comme fortement influents sur la simulation des débits. On en retiendra six : la conductivité hydraulique à saturation latérale (Kl), la profondeur du sol (*Soil Depth*), la fraction racinaire de la végétation haute (VI), la porosité (*Porosity*), la capacité au champ (*Field capacity*) et le point de flétrissement (*Wilting point*). On notera qu'il existe une interdépendance forte entre les paramètres Kl et α , car ils contrôlent conjointement la transmissivité du sol¹⁶ et donc la quantité d'écoulement souterrain produit et transféré au réseau de drainage. Ces deux paramètres sont donc très liés et ne peuvent pas être traités l'un sans l'autre.

Les paramètres agissent sur différentes caractéristiques de l'hydrogramme. En particulier la transmissivité (issue de Kl et α), la profondeur de sol et la fraction racinaire influencent majoritairement le volume ruisselé global sur la saison. La porosité, la capacité au champ et le point de flétrissement influent principalement sur l'intensité des pics en début de saison.

Il est à noter que les paramètres plus sensibles de notre analyse coïncident avec ceux signalés dans la littérature. Il semble donc que la région d'étude et/ou le contexte climatique jouent assez peu sur la sensibilité du modèle DHSVM et que les équations du modèle régissent donc au premier ordre la sensibilité de la réponse du modèle.

2.2.4 Calibration du modèle

2.2.4.1 Processus de calibration

Démarche générale

Pour la calibration, nous avons suivi les directives du projet ALMIP2 qui fournissait les observations de débit sur les années 2005 et 2008 à des fins de calibration. Mais, dans la thèse nous avons décidé de ne calibrer que sur l'année 2005 afin de réduire les coûts de calcul (le processus de calibration a été également réalisé sur l'année 2008 avec des performances similaires - non montrées ici). Les champs de précipitation de référence (Vischel *et al.*, 2011) sont utilisés pour forcer le modèle et réaliser des simulations au pas de temps de 30 minutes.

La calibration a été principalement guidée par la capacité de DHSVM à représenter qualitativement puis quantitativement les débits observés au pas de temps horaire sur le sous-bassin C238. Mais on a également pris garde de conserver une bonne représentativité des débits à la station de Bétérou, vérifier une certaine cohérence de la fluctuation des nappes phréatiques et respecter les ordres de grandeurs du bilan hydrologique annuel en analysant les débits et l'évapotranspiration annuels.

Paramètres ajustés et démarche

¹⁶ La transmissivité (T): est le taux de flux qui traverse une unité de largeur d'un aquifère saturé sous un gradient hydraulique. Cette largeur de l'aquifère est comprise entre la nappe phréatique et la profondeur du sol. Dans DHSVM la transmissivité est calculée par la relation suivant:

$$T = \frac{Kl}{\alpha} * (e^{(-\alpha * \text{nappe phréatique})} - e^{(-\alpha * \text{profondeur du sol})})$$

L'analyse de sensibilité a fait émerger 7 paramètres influents (cf. Tableau 21). Afin de réduire le nombre de combinaisons possibles et donc le coût de la calibration, nous avons procédé en plusieurs étapes :

- Nous avons analysé la relation de la conductivité latérale (Kl) et son coefficient de décroissance (α) dans le processus de transmissivité du sol du modèle afin de connaître l'interdépendance de ces deux paramètres, réduisant ainsi le nombre de paramètres ajustés à 6.
- La transmissivité, la profondeur du sol et la fraction racinaire de la végétation haute ont d'abord été ajustés pour retrouver des valeurs de volume annuel écoulé convenables.
- Ensuite, la porosité (*Porosity*), la capacité du champ (*Field capacity*) et le point de flétrissement (*Wilting point*) ont été ajustés afin de reproduire la dynamique des pics de débit notamment en début de saison pour lesquels ils ont une forte influence.

La gamme de valeurs de paramètres explorée a été fixée sur la base des valeurs trouvées dans la littérature pour les types du sol de la région. Durant la calibration nous avons testé l'influence qu'a la structure du sol quand elle est représentée comme uniforme et aussi quand elle est représentée de façon distribuée. Dans la représentation uniforme du sol nous avons assigné aux trois couches et aux trois types du sol de DHSVM dans l'Ouémé les mêmes valeurs des paramètres (ceci équivaut à avoir une seule couche et type du sol) ; par contre dans la structure distribuée du sol, les paramètres respectifs des couches et types du sol ont des valeurs différentes (ce qui permet de réaliser une analyse avec une structure du sol qui a des caractéristiques variables spatialement).

Le calage a été fait manuellement. La stabilité des conditions initiales du sol a été assurée pour chaque jeu de paramètres testé par une année de *spin-up*, dont les conditions finales définissent les conditions initiales de la simulation à évaluer.

2.2.4.2 Choix des simulations de référence

Parmi l'ensemble des simulations réalisées, plusieurs jeux des paramètres parfois très différents ont conduit à des réponses simulées en débit acceptables, compte tenu de nos critères d'évaluation. Cette difficulté, associée au concept d'équifinalité introduit par Beven et Binley (1992), est un écueil courant de la modélisation hydrologique - dès lors qu'elle nécessite une calibration.

Nous avons donc fait le choix de conserver 3 jeux de paramètres distincts pour conduire l'analyse de sensibilité au forçage pluviométrique. Ce choix se justifie pour plusieurs raisons :

- DHSVM fait certaines hypothèses de fonctionnement (notamment de connexion entre la nappe profonde et la rivière) dont on sait, d'après les analyses de terrain, qu'elles ne sont certainement pas réalistes sur le bassin de l'Ouémé. Il serait dès lors inapproprié de préjuger de la supériorité d'un jeu de paramètres par rapport à un autre, compte tenu de cette hypothèse dans la structure du modèle.
- Chacun des trois jeux de paramètres conservés, bien qu'il ne retranscrive pas de façon optimale l'ensemble de variabilité des débits, représente certains traits caractéristiques de la variabilité hydrologique du bassin d'étude et très probablement d'autres bassins de la zone soudanienne.

- Enfin, l'utilisation de trois jeux de paramètres distincts donnant des simulations réalistes permet d'évaluer si la valeur des paramètres peut modifier la sensibilité du modèle au forçage pluviométrique.

Les caractéristiques des trois jeux de paramètres M1, M2 et M3 sont reportées dans le Tableau 21. Les deux premiers types de calibration sont appelés M1 et M2. Chacun d'eux suppose que la surface du sol est considérée comme uniforme, donc elle est représentée par un seul bloc avec des couches (L) et type (S) des sols similaires, mais avec une représentation semi-distribuée du paramètre de végétation. Ces deux calibrations sont différenciées principalement par la transmissivité du sol qui est faible pour M1 et haute pour M2, cependant l'influence de ce processus sur les débits est compensée par la profondeur du sol, car dans M1 elle est moins profonde (~7 m) que dans M2 (~10 m).

Le troisième type de calibration M3 propose une structure distribuée pour représenter les processus du bassin dans laquelle les paramètres relatifs à la physique du sol et au processus de végétation prennent des valeurs différentes pour chaque couche et type du sol du modèle. A noter que dans M3 le type du sol S1 est égal à S2 ($S1 = S2$) du fait que dans notre représentation de l'Ouémé, le sol est composé de deux types différents (voir point 2.2.2.2), donc pour conserver la configuration basique du modèle (basé dans trois types du sol) nous avons assigné les mêmes valeurs des paramètres à S1 (qui représente 0% du sol) et à S2. Dans cette calibration M3 la transmissivité est intermédiaire (moyenne) entre les autres deux types de calibration, avec une profondeur du sol maximale de ~7 m qui reste dans un ordre de grandeur réaliste pour la région (Barthel *et al.*, 2008).

Paramètres du sol	Unité	Calibration M1	Calibration M2	Calibration M3					
		<i>Sol uniforme</i>	<i>Sol uniforme</i>	<i>Sol distribué</i>					
		(S1 = S2 = S3) (L1 = L2 = L3)	(S1 = S2 = S3) (L1 = L2 = L3)	S1 = S2			S3		
				L1	L2	L3	L1	L2	L3
Lateral conductivity (<i>Kl</i>)	m/s	0.007	0.033	0.007			0.007		
Alpha (α)	-	0.8	0.1	0.3			0.25		
Porosity	-	0.400	0.390	0.407	0.405	0.399	0.415	0.414	0.412
Field capacity	-	0.347	0.360	0.369	0.367	0.365	0.399	0.386	0.363
Wilting point	-	0.121	0.121	0.185	0.175	0.175	0.185	0.176	0.175
Soil depth factor * (<i>K</i>)	-	K=3 (5.15 – 7.67) m	K=4 (6.87 – 10.22) m	K=3 (5.15 – 7.67) m					

Transmissivité $f(Kl, \alpha)$	m ² /s	Faible	Haute	Moyenne	Moyenne+

Paramètre de végétation	Unité	L1	L2	L3	L1	L2	L3	L1	L2	L3
Overstory Root Fraction (V1)	-	0.4	0.33	0.33	0.4	0.33	0.33	0.56	0.35	0.35

Tableau 21. Valeurs des paramètres pour les simulations de calibration M1, M2 et M3 de référence dans l'étude.

Les simulations de débits obtenues avec les trois jeux de paramètres M1, M2 et M3 sont présentées dans la Figure 53 pour les sous-bassins C238 et Bétérou.

Dans les deux sous-bassins la dynamique saisonnière est globalement bien respectée. On notera malgré tout la sous-estimation des pics de débits dans C238 et la surestimation à Bétérou pour les trois

simulations. Les calibrations M1 et M2 simulent quelques pics de débits dans la saison sèche, ce qui n'est pas réaliste sur l'Ouémé pour cette année d'étude. En revanche, M1 représente de façon acceptable la récession de l'hydrogramme malgré la forte surestimation des pics. La simulation M2 quant à elle reproduit un peu mieux l'intensité des pics de débit mais produit une récession trop lente qui amène une surestimation significative des débits en fin de saison. La calibration M3, représente mieux les débits au début de la saison, et se positionne de façon intermédiaire entre M1 et M2 pour ce qui est des pics de débit et des récessions simulés.

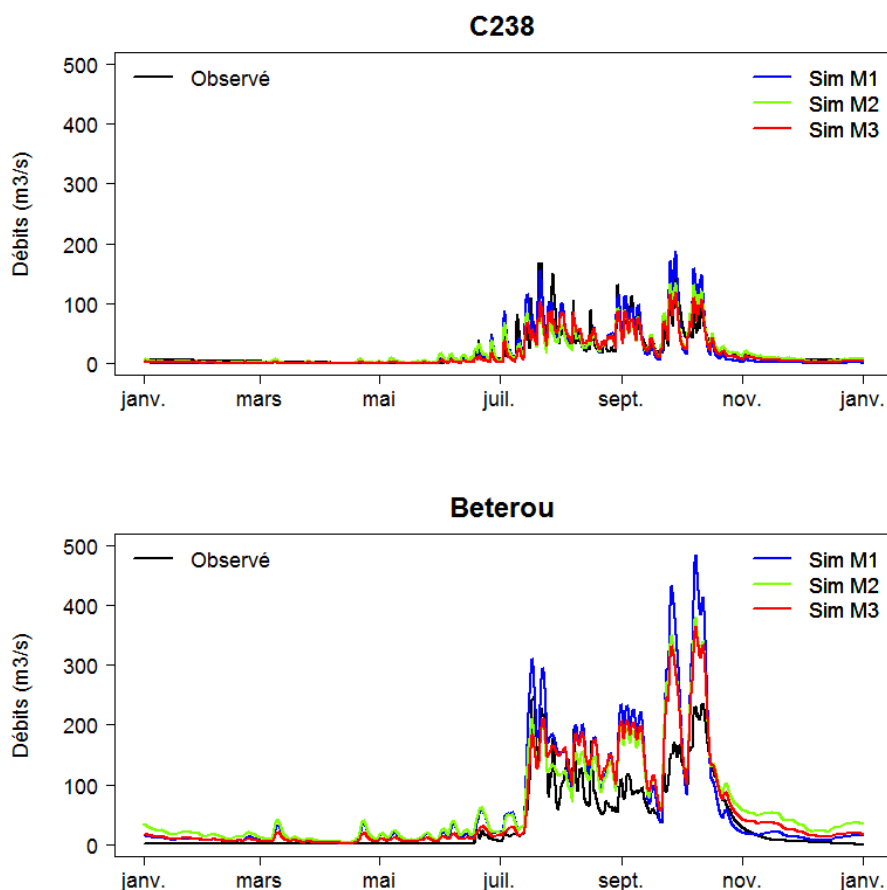


Figure 53. Simulations de référence M1, M2 et M3 générés par DHSVM sur l'Ouémé dans l'année 2005

2.2.4.3 Analyse quantitative des simulations de référence

Une analyse plus quantitative des simulations de référence est proposée ici. Certains des critères calculés serviront de données de base pour l'analyse de sensibilité à la pluie.

Lames d'eau moyennes ruisselées

Les lames d'eau écoulées aux points des stations C238 et Bétérou au cours de l'année 2005 sont présentées dans le Tableau 22 pour chaque type de calibration. Nous incluons également les lames ruisselées du bassin total qui constitue la somme des deux sous-bassins mentionnés. L'erreur relative sur les lames d'eau simulées est également reportée.

Type de calibration	Lame ruisselée (mm)			Erreur relative (%)		
	C238	Bétérou	Bassin	C238	Bétérou	Bassin
M1	47.2	151.6	198.9	2.7	76.8	50.9
M2	46.0	151.7	197.6	0.0	76.8	50.0
M3	40.8	139.4	180.2	-11.3	62.5	36.8
<i>Observation</i>	<i>46.0</i>	<i>85.8</i>	<i>131.8</i>			

Tableau 22. Lames d'eau ruisselées pour les simulations de référence M1, M2 et M3 générés par DHSVM sur l'Ouémé dans l'année 2005 et comparaison avec les lames d'eau observées.

Les simulations M1 et M2 surestiment toutes les débits annuels de 50 % dans le bassin. Pour la simulation M3 le débit annuel de l'Ouémé est également surestimé à l'échelle du bassin mais dans une moindre mesure (~ 37 %). M3 fait en effet office de compromis entre les débits à la station C238 un peu sous-estimés (-11.3%) et à Bétérou toujours surestimés de 62.5%.

Hydrogrammes horaires

La comparaison entre les hydrogrammes simulés et observés est réalisée à partir de plusieurs critères statistiques qui ont été présentés dans la partie 1 de ce chapitre et qui sont couramment utilisés en hydrologie : le coefficient de détermination (R^2), l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'efficacité de Nash et l'efficacité KGE. La valeur des critères a été calculée pour chaque sous-bassin et reportée dans le Tableau 23.

La performance des simulations diffère entre les deux sous-bassins car DHSVM représente mieux les débits à C238 qu'à Bétérou où ils sont surestimés. Les valeurs élevées de corrélation ($R^2 > 0.75$ quelques soient la simulation et le sous-bassin considérés) suggèrent que la dynamique intra-annuelle des débits est relativement bien retranscrite par les simulations. On retrouve en revanche à travers les valeurs de RMSE un biais dans les volumes simulés notamment sur Bétérou où ils sont fortement surestimés.

L'ensemble de ces comportements explique les valeurs d'efficacité de Nash. Elles sont relativement proches de 1 sur C238 (entre 0.71 et 0.81) mais sont beaucoup plus basses sur Bétérou atteignant des valeurs entre 0.09 et 0.51. Le KGE suit un comportement assez similaire au Nash sur C238 avec des valeurs comprises entre 0.78 et 0.84, en revanche il chute de façon plus brutale sur Bétérou suggérant que non seulement il y a un biais en volume dans les simulations sur le sous-bassin mais que la variance des débits simulés est également moins bien estimée que sur C238.

Type de calibration	Coefficients statistiques	C238	Bétérou
M1	R2	0,75	0,83
	RMSE	14,36	42,15
	Nash	0,75	0,45
	KGE	0,84	0,17
M2	R2	0,80	0,85
	RMSE	15,47	54,54
	Nash	0,71	0,09
	KGE	0,78	-0,01
M3	R2	0,82	0,86
	RMSE	12,52	40,11
	Nash	0,81	0,51
	KGE	0,83	0,27

Tableau 23. Performances statistiques des simulations de référence M1, M2 et M3 générés par DHSVM sur l'Ouémé dans l'année 2005

Entre les trois types de calibrations retenues, la simulation M3 se dégage comme étant celle qui fournit le meilleur compromis sur les deux sous-bassins C238 et Bétérou en valeurs des coefficients statistiques, des volumes annuels et de représentation des hydrogrammes observés. La représentation du sol de façon distribuée qui faite M3 semble être plus adéquate pour analyser l'hydrologie de l'Ouémé par rapport à la structure uniforme, car selon Diek *et al.*, (2014) la variabilité spatiale du sol à un effet importante sur la modélisation hydrologique.

2.2.5 Validation de la réponse hydrologique

La validation des trois types de calibrations est réalisée en testant les jeux de paramètres M1, M2 et M3 sur les 2 sous-bassins C238 et Bétérou pour les années 2006 à 2008. Ces simulations sont faites année par année, en utilisant les conditions finales du sol d'une année de simulation comme conditions initiales pour les simulations de l'année suivante. Ici, nous détaillerons les simulations sur la période d'étude faites par M3, et feront une synthèse plus courte des résultats des simulations M1 et M2.

Hydrogrammes horaires par M3

Les débits simulés par DHSVM en utilisant la calibration la plus performante (M3) sur toute la période d'étude sont présentés dans la Figure 54, ils correspondent à la performance quantitative présentée ci-dessus.

La variabilité interannuelle est représentée dans les deux sous bassins au long des années simulées. Dans C238 les simulations montrent une bonne représentation de début et fin des hydrogrammes annuels pour toutes les années. Les simulations des années 2005 et 2006 montrent un accord cohérent avec les observations 2006 (effet déjà signalé pour les coefficients statistiques), cependant pour 2007 et 2008 la basse efficacité montrée par les statistiques est expliquée par une forte surestimation des pics des hydrogrammes. Les simulations sur Bétérou sont surestimées dans toute la période notamment dans les années humides.

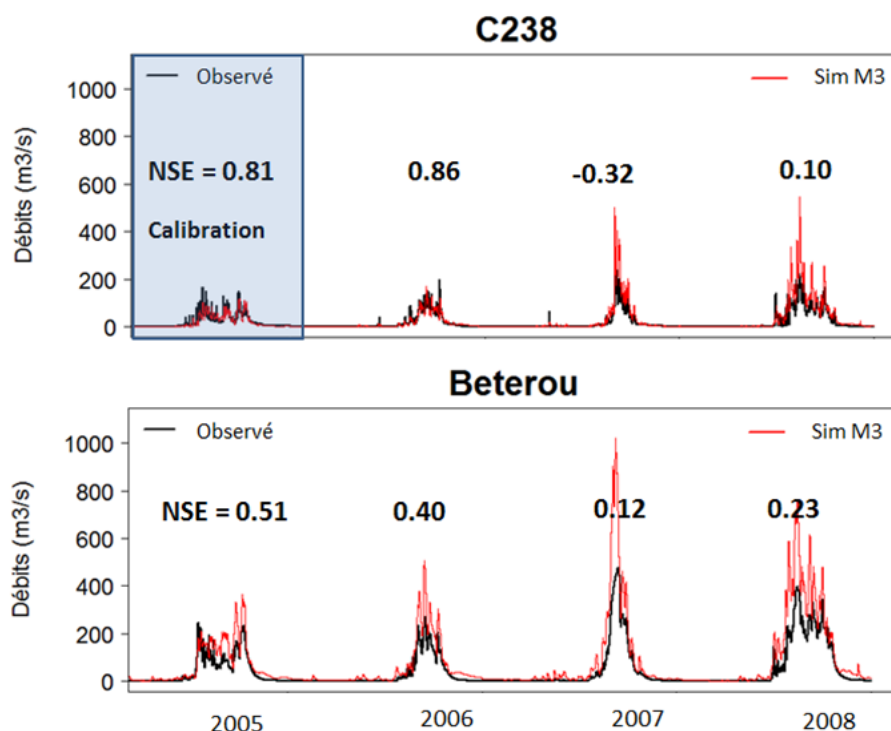


Figure 54. Hydrogrammes simulés par la calibration M3 du DHSVM sur l'Ouémé pour la période d'étude (2005 à 2008). Nous incluons les valeurs de Nash pour représenter dans l'image la performance de chaque année simulée.

Critères d'évaluation statistique des simulations M3

Dans le Tableau 24 est présentée pour l'ensemble des années simulées (2005-2008) une analyse de la performance de la calibration M3 sur l'ensemble des années simulées dans l'Ouémé. Spécifiquement, on présente d'abord les lames écoulées observées et ensuite les lames écoulées simulées, ces dernières sont présentées en valeurs absolues (mm) et en pourcentages (%). Les coefficients Nash et KGE sont inclus pour montrer conjointement l'efficacité statistique des simulations durant l'étape de validation.

Année	Observation		Simulation							
	C238 (mm)	Bétérou (mm)	M3							
			C238				Bétérou			
			(mm)	(%)	Nash	KGE	(mm)	(%)	Nash	KGE
2005 (calibration)	46,0	85,8	40,8	-11,3%	0.81	0,83	139,4	62,5%	0.51	0,27
2006	34,8	67,2	35,5	1,8%	0.86	0,88	126,8	88,7%	0.40	-0,06
2007	31,4	104,1	58,1	85,2%	-0.32	-0,28	196,3	88,6%	0.12	-0,16
2008	56,7	157,0	97,6	72,0%	0.10	-0,02	274,2	74,7%	0.23	0,02

Tableau 24. Performance des débits simulés par calibration M3 du DHSVM sur l'Ouémé pour la période d'étude (2005 calibration, 2006 à 2008 validation).

Les simulations de débits annuels en C238 ont un comportement différent entre 2005-2006 qui sont des années relativement sèches et 2007-2008 qui sont relativement humides (cf. Chapitre III). Les débits sont ainsi sous-estimés en 2005 (~ -11%) ou légèrement surestimés en 2006 et fortement surestimés pour les années humides en 2007 (~ 85%) et 2008 (~ 72%). Par contre à Bétérou les débits sont

surestimés quelle que soit l'année entre 62 % et 88% et donc sans lien direct avec les cumuls de pluie annuels.

La performance statistique des simulations à C238 présente une efficacité de Nash et KGE supérieure à 0.8 pour les années plus sèches, mais inférieure à 0.1 pour les années plus humides. En raison de la surestimation des débits à Bétérou, la performance statistique des simulations est basse (Nash < 0.51 et KGE > 0.27).

Performance des simulations par M1 et M2

Les hydrogrammes associés aux simulations M1 et M2 précédemment décrites sont fournies en Annexe E. Les débits de M1 et M2 présentent de façon similaire à M3 la dynamique interannuelle sur l'Ouémé, mais avec la différence que pour M1 les pics sont plus surestimés et que pour M2 la récession est plus lente sur toutes années simulées. Ce constat est donc similaire à celui fait pour l'année de calibration 2005 (Figure 53).

Les indicateurs qui décrivent la performance des simulations M1 et M2 sont reportées dans le Tableau 25 pour toute la période des simulations incluant l'année de calibration (2005) et les années de validation.

Année	Simulation											
	C238						Bétérou					
	Par calibration M1			Par calibration M2			Par calibration M1			Par calibration M2		
	(%)	Nash	KGE	(%)	Nash	KGE	(%)	Nash	KGE	(%)	Nash	KGE
2005	2,7%	0,71	0,78	0,0%	0,75	0,84	76,8%	0,09	-0,01	76,8%	0,45	0,17
2006	17,6%	0,74	0,77	14,2%	0,78	0,72	106,6%	-0,03	-0,29	106,6%	0,53	-0,11
2007	102,8%	-1,31	-0,62	95,2%	0,39	-0,07	99,9%	-0,27	-0,32	98,5%	0,60	-0,04
2008	85,1%	-0,64	-0,33	81,5%	0,32	0,02	83,8%	-0,17	-0,15	81,4%	0,44	0,07

Tableau 25. Performance des débits simulés par calibrations M1 et M2 du DHSVM sur l'Ouémé pour la période d'étude (2005 calibration, 2006 à 2008 validation).

La performance des simulations par M1 et M2 sur toute la période est similaire à celle-là présentée par M3. Sur C238, les débits annuels des années sèches sont légèrement surestimés avec des performances Nash et KGE > 0,7, tandis que les années humides sont surestimées de plus de 80% et associées à des efficacités basses (< 0,4 pour KGE et Nash). Les simulations des débits par M1 et M2 sur Bétérou sont surestimées dans toute la période d'étude avec des pourcentages vraiment semblables (entre 75% et 107%), mais avec des performances statistiques variables > 0,1 pour M1 et > 0,6 pour M2.

2.3 nTopAMMA

C'est un modèle qui a été implémenté sur le bassin de l'Ouémé, à Bétérou dans le cadre de la thèse de Richard (2014). Dans cette étude on profite de l'implémentation déjà faite pour tester la sensibilité de la pluie sur la réponse simulée par nTopAMMA. L'objectif est d'appréhender si la sensibilité à la résolution des champs de forçage pluviométriques varie selon la nature du modèle hydrologique utilisé ou bien si, au contraire, les tendances sont du même ordre.

Le modèle nTopAMMA est une adaptation du modèle TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979) aux spécificités du fonctionnement hydrologique du bassin de l'Ouémé. Il est construit autour du calcul d'un

indice de similarité hydrologique, destiné à représenter l'organisation spatiale de l'humidité du sol et des écoulements de sub-surface qui lui sont liés. Ce calcul est basé sur la topographie. TOPMODEL est bien adapté pour les simulations des nappes de versant peu profondes (Richard, 2014).

Pour le bassin de l'Ouémé Le Lay, (2006) et Le Lay *et al.*, (2008) ont proposé la version TopAMMA, un modèle qui incorpore un terme de percolation qui représente les écoulements profonds, lesquels ne participent pas aux apports à la rivière. Il a été développé dans le cadre du projet AMMA, ce qui explique son nom ; ses aspects les plus remarquables sont :

- la modification des processus d'interception et d'évaporation,
- l'introduction d'un déficit seuil qui limite l'eau que ne participe plus aux écoulements de sous-surface,
- l'introduction d'une percolation profonde associée.

Le modèle TopAMMA considère les forçages atmosphériques comme uniformes sur l'ensemble du bassin ; dans le but de forcer le modèle avec des entrées distribuées, le modèle nTopAMMA a été proposé par Richard (2014).

2.3.1 Structure du modèle

Un bref résumé sur la structure de nTopAMMA est présenté par la suite. Pour plus de détails sur les équations des processus on se reportera à Richard, (2014) et Le Lay, (2006).

Dans le modèle, le bassin est considéré comme semi-distribué. Il est divisé en n mailles hydrologiques (sous-bassins) de tailles semblables, lesquelles sont composées par les cellules du MNT. Les forçages atmosphériques de nTopAMMA sont adaptés à la structure semi-distribué du bassin, c'est-à-dire qu'ils sont uniformes par maille hydrologique, mais différent d'une maille à l'autre. Les simulations hydrologiques sur les bassins sont les résultats des contributions des n mailles hydrologiques.

2.3.2 Processus relatif aux flux sortants du modèle

La simulation du mouvement de l'eau sur un bassin élémentaire est faite par une hypothèse d'équilibre entre les flux d'entrée et les flux sortants, ces derniers étant modélisés par loi de Darcy. Nous décrivons ici les principaux processus liés aux flux de sortie du modèle (voir aussi Figure 55).

- **Evapotranspiration (ETR)**

Dans le modèle l'évapotranspiration (ETR) est constituée par la somme de deux termes (ETR_1 et ETR_2). Le premier ETR_1 étant estimé par un bilan entre la précipitation (P) et l'évapotranspiration potentielle ETP (forçages d'entrée). Le second terme ETR_2 est estimé en fonction du P et l' ETP et modulé par le taux de saturation de chaque maille hydrologique n .

- **Ruissellement de surface et de surface non saturée**

Le ruissellement par refus d'infiltration (ou *ruissellement hortonien - RH*), se produit quand P dépasse la conductivité hydraulique à saturation K_s . La différence entre P et RH s'infiltré dans la vadose (zone non saturée); cette quantité d'eau peut ensuite soit ressortir en surface soit percoler en profondeur (voir ci-après).

- **Recharge locale et percolation**

L'eau infiltrée dans la zone non saturée, *ruissellement sur surface contributive (RC)*, alimente deux termes du bilan d'eau : i) là où la vadose se sature, les écoulements au sein de la zone non saturée se transforment en ruissellement à la surface du sol, appelé aussi *ruissellement sur zone contributive (RC)*, qui s'ajoute au ruissellement hortonien; ii) l'eau de la zone non saturée peut aussi alimenter une percolation profonde (Per) vers des nappes localement déconnectées du réseau hydrographique.

- **Transfert de l'eau dans les chenaux et débit de base**

Une fonction de transfert basée sur l'hydrogramme unitaire géomorphologique est utilisée pour simuler le mouvement de l'eau (Q) dans les chenaux. Il est nécessaire pour cela de connaître les vitesses moyennes et les distances dans les réseaux hydraulique et sur les versants; ces vitesses sont supposées être uniformes sur un bassin élémentaire donné. Le ruissellement vers la rivière (Qb) est supposé être uniquement généré sur les surfaces connectées au réseau hydrographique. Par ailleurs, le débit de base (Qb) est représenté de manière conceptuelle comme une fonction du déficit moyen de saturation du bassin.

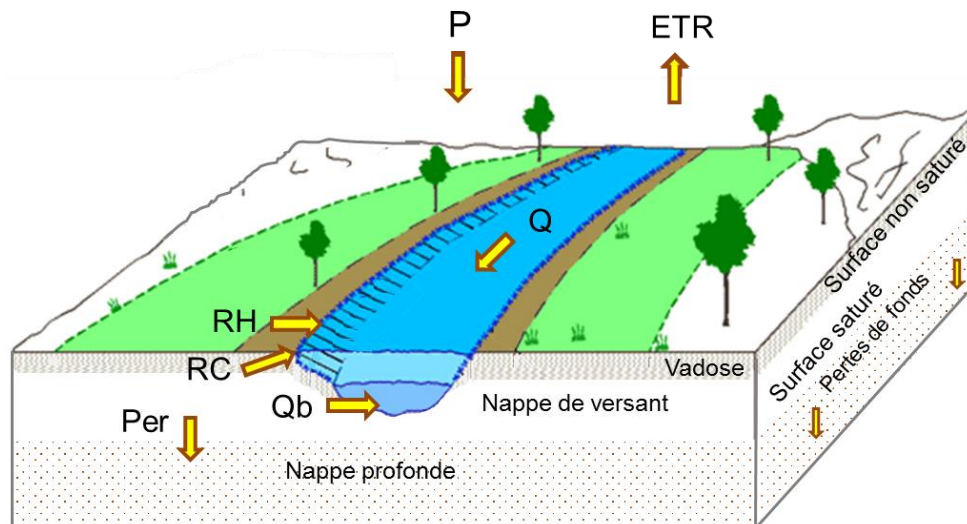


Figure 55. Principaux processus simulés par nTopAMMA dans le bassin l'Ouémé.

2.3.3 Implémentation du modèle

Originellement, le modèle a été implémenté à Bétérou à pas de temps journalier dans le cadre de la thèse de Richard, (2014) pour la même période que dans notre étude (2005 à 2008). Cependant pour analyser la sensibilité de l'Ouémé à la variabilité de la pluie le modèle sera ré-calibré avec les forçages de pluie de référence de cette étude. Le MNT est conservé de son implémentation originale voir Richard, (2014).

2.3.3.1 Données d'entrées du modèle

Forçages atmosphériques

- Les forçages d'entrée du modèle correspondent aux séries temporelles de: *précipitation* (P) et *évapotranspiration potentielles* (ETP), il est nécessaire que les deux champs d'entrée soient fournis au pas du temps des simulations (24h).
- La **précipitation** correspond aux forçages de pluie de référence de cette étude qui dérivent de la pluie au sol interpolée par la méthode du krigeage Lagrangien (Vischel *et al.*, 2011). La résolution spatiale des forçages de pluie étant de 0.05° , les pluies sur toutes les cellules de 0.05° composant une maille hydrologique sont moyennées afin de calculer une pluie uniforme sur chacune de ces mailles hydrologiques; de la même manière, les champs de pluie sont agrégés temporellement à 24h, qui est le pas de temps des simulations hydrologiques.
- Les champs d'**évapotranspiration potentielle** ont été développés dans Richard, (2014), il s'agit de forçages distribués sur l'ensemble du bassin au pas du temps des simulations.

Données topographiques

- L'information topographique du bassin est dérivée de données SRTM, elle a été traitée dans Richard, (2014) pour élaborer les cartes d'indice de similarité hydrologique requis par le modèle. La surface du bassin Bétérou est divisée en 94 mailles hydrologiques (ou sous bassins) d'approximativement 100 km^2 (Figure 56).

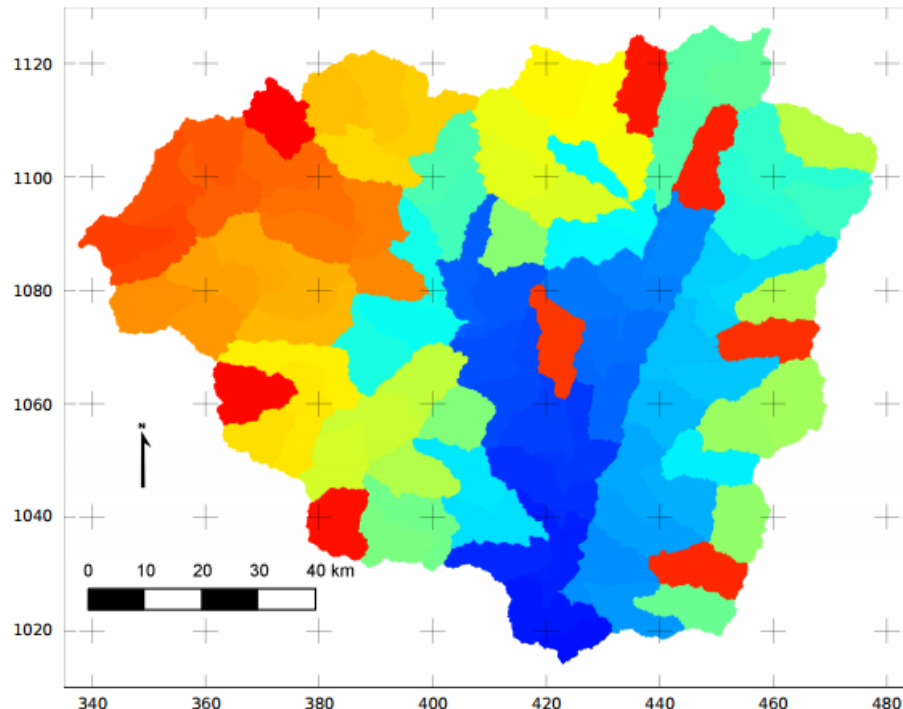


Figure 56. Mailles hydrologiques du bassin de Bétérou requis pour les simulations avec nTopAMMA.
Source : Richard, (2014)

2.3.3.2 Sorties du modèle

Le modèle fournit comme sorties l'évapotranspiration réelle (ETR), la percolation (Per) et les débits (Q), ainsi qu'une variable d'état essentielle qui est le déficit de saturation d sur chaque maille du MNT et le déficit moyen sur le bassin (D), ainsi que d'autres variables secondaires. Toutes ces variables sont fournies à l'échelle du bassin au pas du temps des simulations, ainsi que pour les n mailles hydrologiques qui composent le bassin.

2.3.4 Sensibilité du modèle

Des 6 paramètres qui décrivent les processus hydrologiques de nTopAMMA 3 sont identifiés comme sensibles par Richard (2014) et préalablement par Le Lay, (2006) (Tableau 26), il s'agit de la conductivité latérale (K_s), du facteur de décroissance de la transmissivité (d_{ratio}) et de la profondeur du sol (m). Ces paramètres sont équivalents aux paramètres sensibles de DHSVM dans l'Ouémé (K_l , α , profondeur du sol) présentés au point 2.2.3.2 de ce Chapitre. Cette correspondance montre qu'indépendamment de la configuration physique des deux modèles les écoulements dans la région sont contrôlés principalement par ces paramètres.

Paramètre	Unité	Nom du paramètre	Sensibilité
K_s	m/h	Conductivité latérale	Haute
d_{ratio}	-	Facteur de décroissance de la transmissivité hydraulique avec la profondeur	Très haute
m	m	Profondeur du sol	Haute
K_{ratio}	-	Facteur d'anisotropie entre la conductivité hydraulique latérale et verticale en zone saturé	Nulle
V_{river}	m/s	Vitesse en la rivière	Faible
V_{ratio}	-	Relation entre les vitesses d'écoulement sur versant et en rivière	Nulle

Tableau 26. Paramètres du modèle nTopAMMA. L'appréciation de la sensibilité des paramètres est tirée de Le Lay, (2006).

2.3.5 Calibration du modèle

2.3.5.1 Processus de calibration

Les simulations de calibrations sont basées sur les forçages de pluie de référence de l'étude agrégées au pas de temps journalier (d'accord au pas du temps des simulations et du forçage ETP), la résolution spatiale est celle de la précipitation de référence (0.05°).

Les simulations avec nTopAMMA sont réalisées de façon continue sur toute la période d'étude (2005-2008). La calibration est faite uniquement sur les années 2005 et 2008, donc les simulations des années 2006 et 2007 ont servi de validation. Dans chaque simulation les conditions initiales du modèle sont estimées par 4 années de spin-up (temps pris par le modèle pour arriver à l'état d'équilibre) de la première année de la période.

Le processus de calage de nTopAMMA a consisté à assigner une gamme de valeurs à chacun de ses paramètres sensibles en considérant leurs valeurs théoriques dans la région et les valeurs prises dans le

travail de Richard, (2014) pour ensuite faire tourner le modèle avec les différentes combinaisons de paramètres (Tableau 27). Cette procédure a conduit à effectuer 6375 simulations par calibration qui ont été faites par des routines automatisées en R qui sont intégrées au modèle.

Paramètre	Unité	Valeur minimale	Valeur maximale	Incrément
Ks	m/h	0.01	0.01	17
$dOratio$	-	0.5	2	25
m	m	1	1	15

Tableau 27. Intervalles de variation des paramètres sensibles du nTopAMMA explorés dans la calibration.

2.3.5.2 Choix des simulations de références

Suite à ce protocole, nous avons choisi trois simulations de référence (M1, M2, M3) pour évaluer la sensibilité de la réponse du bassin modélisée par nTopAMMA à la résolution des champs pluviométriques utilisés pour forcer le modèle. Les simulations ont été choisies en fonction des critères suivants: le meilleur ajustement des pics de l'hydrogramme (M1), la meilleure représentation du début et de la fin de l'hydrogramme (M2), simultanément le meilleur Nash et le meilleur KGE (M3) pour les deux années de calibration. Les valeurs des paramètres calibrés correspondant aux simulations de référence sont montrées dans le Tableau 27.

Paramètre	Unité	Calibration M1	Calibration M2	Calibration M3
Ks	m/h	15.50	30.50	10.50
$dOratio$	-	9.00	0.06	7.00
m	m	0.10	8.00	0.07

Tableau 28. Valeurs des paramètres de calibration pour les simulations de référence M1, M2 et M3.

Durant les simulations les valeurs des autres paramètres ont été fixés à: $Ks_{ratio} = 0.01$ et $V_{ratio} = 10$ selon Le Lay *et al.*, (2008) et Richard, (2014). Le paramètre V_r est également fixé, Richard, 2013 mentionne que sa sensibilité au pas du temps journalier est faible et que sa valeur optimale est de 0.2 m/s

Les trois types de calibration choisis représentent avec une bonne performance la variabilité interannuelle des débits à Bétérou (Tableau 28 et Figure 57) avec de légères différences dans les simulations des pics de l'hydrogramme.

Comme dans DHSVM le calage fait sur l'Ouémé a montré que différents jeu de paramètres aboutissent à différentes solutions qui reproduisent correctement les observations (Equifinalité : Beven et Binley, (1992)).

2.3.6 Validation de la réponse hydrologique

Les années 2006 et 2007 sont utilisées pour valider le processus de calibration, les hydrogrammes concernés sont montrés dans la Figure 57 conjointement avec les hydrogrammes des années de calibration (2005 et 2008), car les simulations par nTopAMMA sont réalisées en continu pour la période d'étude.

Hydrogrammes journaliers

En regardant l'ensemble des simulations M1, M2 et M3 sur Bétérou on voit que les hydrogrammes simulés par nTopAMMA représentent la variabilité interannuelle avec un bon accord entre les pics bas et hauts des hydrogrammes et aussi entre la montée et la récession pour chaque année simulée. La calibration M1 surestime moins les pics de l'année 2007, mais elle surestime plus la fin des hydrogrammes. La simulation M2 est la plus surestimée en pics avec une meilleure représentation du début et de la fin des hydrogrammes. En relation à M3, les simulations sont intermédiaires entre les deux précédentes, avec des pics légèrement surestimés mais avec une bonne récession des débits.

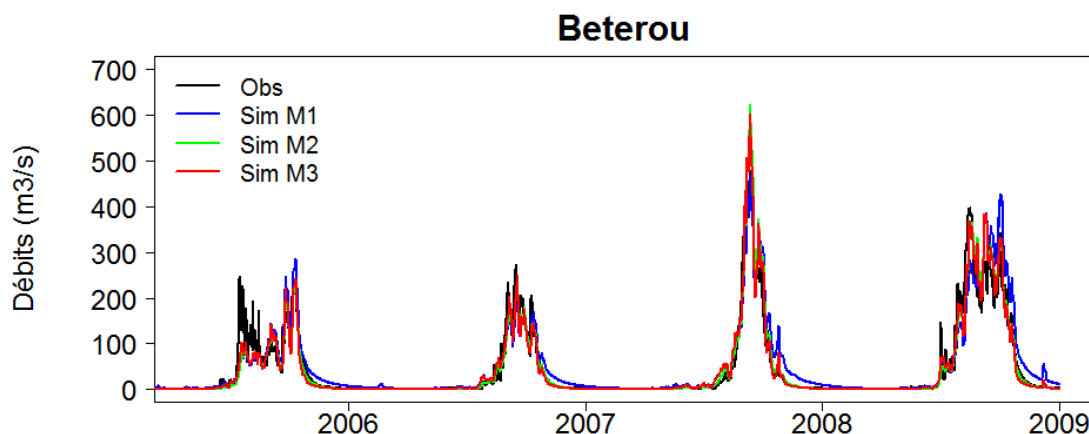


Figure 57. Hydrogrammes simulés par les calibrations M1, M2 et M3 du nTopAMMA sur l'Ouémé pour la période d'étude (2005 à 2008).

Performance des simulations

Nous avons choisi d'analyser la performance statistique des simulations M1, M2 et M3 à travers les coefficients KGE et Nash, lesquels sont présentés dans le Tableau 29 pour les années de calibration (2005 et 2008) et pour les années de validation (2006 et 2007) de la période.

Années	Effizienz	Calibration M1	Calibration M2	Calibration M3
2005-2008	<i>KGE calibration</i>	0.805	0.912	0.914
	<i>Nash calibration</i>	0.807	0.935	0.940
2006-2007	<i>KGE validation</i>	0.761	0.838	0.854
	<i>Nash validation</i>	0.912	0.928	0.924

Tableau 29. Performance des débits simulés par calibrations M1 et M2 du nTopAMMA sur l'Ouémé pour la période d'étude (2005 à 2008).

La performance des années de validation en général est légèrement plus basse que la performance des années de calibration. Evidemment, les simulations par M3 sont plus performantes statistiquement que les simulations par M1 et M2 (en calibration et validation) avec une efficacité KGE et Nash > 0.9 pour la calibration et > 0.8 pour la validation. La calibration M1 est la moins performante mais avec Nash > 0.8 et KGE > 0.7 dans les années simulées ; concernant cette simulation, nous avons trouvé surprenant que le Nash de la validation soit meilleur que celui de la calibration.

2.4 Discussions des modélisations

2.4.1 Performance de DHSVM

L'analyse de sensibilité a permis d'identifier les paramètres les plus influents sur la réponse en débit de DHSVM appliqué au bassin de l'Ouémé supérieur. Six de ces paramètres ont été extraits de cette analyse pour calibrer le modèle sur l'année 2005, principalement à partir des débits mesurés la station C238. Plusieurs jeux des paramètres testés ayant conduit à des débits relativement réalistes, trois simulations dites de références M1, M2 et M3 ont été considérées comme pertinentes pour le travail ultérieur d'analyse de sensibilité à la pluie.

De manière générale, ces simulations de référence montrent un assez bon accord entre les simulations et les observations, en calibration et validation. En revanche, on a noté des biais sur les débits en particulier sur Bétérou où les écoulements annuels sont systématiquement surestimés. Plusieurs facteurs peuvent expliquer ces biais :

- *L'inadéquation de la structure du modèle avec la réalité hydrologique de l'Ouémé supérieur.* DHSVM a un intérêt évident pour la région soudanienne car il permet de rendre compte de façon explicite les flux évaporatoires et les écoulements de subsurface qui prédominent dans la production des débits de rivière. En revanche, certains traits hydrologiques connus de l'Ouémé supérieur n'en font certainement pas, en l'état, le modèle le plus adéquat sur ce bassin en particulier:
 - DHSVM n'est pas conçu pour simuler les pertes par le fond, ce qui est un processus caractéristique de l'Ouémé (Fass, 2004; Kamagaté, 2006; El-Fahem, 2008; Barthel, 2008). La surestimation des débits sur Bétérou (sous-bassin plus grand que celui de C238 sur lequel a été explicitement calibré le modèle) peut provenir de cette absence de déconnexion de la nappe profonde et du réseau dans le modèle.
 - La topographie notamment dans la partie basse du sous-bassin de Bétérou est marquée par la présence de bas-fonds (Fass, 2004; El-Fahem, 2008) qui peuvent par stockage jouer un rôle tampon sur la production de ruissellement ou parfois même être déconnectés du réseau hydrographique (Fass, 2004). La discrétisation kilométrique du bassin ne permet pas de rendre compte de ces bas-fonds et de leur fonctionnement.
- *Le processus de calibration.* Nous avons limité le processus de calibration à certains paramètres, et réalisé celui-ci sur la base d'une seule année et une seule station. Une analyse de sensibilité globale et une plus longue période de calibration pourraient permettre d'améliorer le choix de jeux de paramètres optimums et obtenir une calibration plus robuste.

Cependant, on rappelle que l'objectif n'est pas d'obtenir le modèle le plus adapté au bassin de l'Ouémé supérieur mais d'évaluer par un modèle générique appliqué à un bassin soudanien bien instrumenté, la sensibilité au forçage pluviométrique. Nous considérons donc que le modèle DHSVM et ses performances en l'état, sont suffisamment satisfaisants pour analyser l'impact de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations sur les simulations. La simulation M3, qui a conduit à la meilleure simulation des débits observés dans l'Ouémé sera la simulation de base. Les simulations M1 et M2, qui ont des performances un peu moins bonnes, auront pour but d'estimer l'influence de la valeur de paramètres influents du modèle sur sa sensibilité à l'entrée pluviométrique.

Ces approches ont indiqué qu'il est possible que l'hydrogramme simulé se rapproche des observations en considérant la structure du sol comme homogène et aussi comme distribuée. Cependant une structure du sol distribuée permet plus facilement de contrôler la sensibilité de l'hydrogramme durant la calibration.

2.4.2 Performance de nTopAMMA

Sur la base des études de Le Lay, (2006) et Richard, (2014) sur l'Ouémé, les trois paramètres sensibles du modèle nTopAMMA (qui coïncident avec les paramètres les plus sensibles de DHSVM) sont utilisés pour calibrer le modèle simultanément sur les années 2005 et 2008 à la station de Bétérou. Comme pour DHSVM, nous avons choisi trois simulations de référence (M1, M2, et M3) qui vont permettre, d'une part, d'analyser la sensibilité à la résolution des champs pluviométriques utilisés pour forcer le modèle et, d'autre part, de comparer les performances des deux modèles sur le bassin.


Les simulations de référence reproduisent avec une bonne performance les observations à Bétérou dans la calibration (KGE, Nash > 0.8) et la validation (KGE, Nash > 0.7). Cette bonne performance des simulations peut s'expliquer par plusieurs facteurs:

- *L'adéquate représentation du bassin par le modèle nTopAMMA* ; cette hypothèse doit être avancée avec précaution, car la calibration et la validation ont été centrées spécifiquement sur le bassin Bétérou sans inclure une évaluation sur un autre bassin comme dans l'application de DHSVM.
- *Le processus de calibration* : les processus du modèle sont représentés par peu de paramètres avec trois paramètres sensibles seulement. Une calibration basée sur peu de paramètres permet que le calage soit plus facile à mettre en œuvre et que les équations du modèle convergent plus naturellement vers des solutions optimales, et ceci d'autant plus que les routines automatiques ont permis d'explorer un large spectre de valeurs des paramètres. Egalement, les simulations à pas du temps journalier simplifient le processus numérique de la calibration par rapport à une calibration à pas de temps infra-journalier (comme dans DHSVM).

nTopAMMA simule mieux que DHSVM les débits observés sur l'Ouémé durant la période d'étude (2005 – 2008). Certes, les simulations par nTopAMMA sont menées à Bétérou, et on a vu qu'à cette station, la simulation par DHSVM n'est pas satisfaisante. Cependant en comparant *les processus de calibration et validation* par les deux modèles la supériorité des simulations faites par nTopAMMA est remarquable, car il produit un meilleur ajustement entre les débits simulés et observés.

Partie III. RESULTATS

CHAPITRE V. Impact des résolutions de précipitation au sol sur la réponse hydrologique de l’Ouémé	115
1. Influence de la dégradation spatiale et temporelle des résolutions de pluie sur les simulations par DHSVM	116
1.1 Analyse qualitative de l’impact des résolutions spatio-temporelles de la pluie sur les débits ..	116
1.2 Analyse quantitative de l’impact des résolutions spatiales de pluie sur les simulations	117
1.3 Analyse quantitative de l’impact des résolutions temporelles de la pluie sur les simulations ..	118
1.4 Influence de la méthode d’interpolation de la pluie sur la sensibilité des simulations aux résolutions	120
1.5 Influence du type de calibration sur la sensibilité des simulations aux résolutions spatio-temporelles de la pluie.....	122
2. Influence de la dégradation spatiale des résolutions de pluie sur les simulations par nTopAMMA.	123
2.1 Sensibilité des débits à la résolution spatiale de la pluie	123
2.2 Impact du type de calibration sur l’analyse de sensibilité des simulations aux résolutions spatiale de pluie	124
3. Synthèse et Discussion des résultats.....	126



CHAPITRE V. Impact des résolutions de précipitation au sol sur la réponse hydrologique de l’Ouémé

Ce chapitre vise à évaluer l’impact de la résolution spatiale et temporelle des précipitations sur la réponse de l’Ouémé. La démarche consiste à simuler la réponse du bassin avec des champs de pluie qui ont été agrégés dans l’espace et dans le temps à diverses résolutions pour ensuite en évaluer l’effet sur les simulations hydrologiques.

On cherchera ici à répondre aux questions suivantes :

- Quelle est la sensibilité des simulations hydrologiques à la résolution spatiale et temporelle de la pluie ?

- L’analyse de sensibilité peut-elle être influencée par ;

(i) la méthode d’interpolation initiale des champs de pluie,

(ii) la valeur des paramètres du modèle hydrologique,

(iii) le modèle hydrologique lui-même et sa manière de représenter les processus hydrologiques ?

Le modèle distribué DHSVM est utilisé comme modèle pilote pour cette étude de sensibilité. L’analyse avec ce modèle est présentée dans la première partie de ce chapitre. Elle a fait l’objet d’une publication (Gascon *et al.*, 2015) fournie en Annexe G, dont les résultats sont repris dans le chapitre et complétés par quelques analyses supplémentaires.

La seconde partie du chapitre traite de l’impact des résolutions spatiales de la pluie sur la réponse hydrologique de l’Ouémé simulée par le modèle hydrologique nTopAMMA. Ici, seul l’impact des résolutions spatiales de pluie a été évalué par ce modèle, initialement implémenté sur la région au pas de temps journalier (Richard *et al.*, 2014).

1. Influence de la dégradation spatiale et temporelle des résolutions de pluie sur les simulations par DHSVM

La sensibilité du bassin l'Ouémé aux résolutions de précipitation est analysée sur toutes les années d'étude et spécifiquement sur les sous-bassins C238 et Bétérou. Nous avons inclus dans les évaluations quantitatives de l'impact de la pluie sur la réponse du bassin la tendance moyenne des simulations de la période. Dans cette analyse le modèle a été forcé avec des champs de pluie agrégés spatialement (0.1° , 0.25° et 0.5°) et temporellement (1 h, 2 h, 6 h 12 h et 24 h). Les simulations aux différentes résolutions sont comparées aux simulations de référence générées par le forçage de pluie à haute résolution (0.05° et 30 min).

Dans les sections 1.1 à 1.4, on présente les résultats issus de la calibration de référence M3 de DHSVM. La section 1.5 vise à évaluer l'influence du choix de la calibration en comparant une sélection d'indicateurs simulés par M3 à ceux obtenus par les calibrations M1 et M2.

1.1 Analyse qualitative de l'impact des résolutions spatio-temporelles de la pluie sur les débits

La Figure 58 montre les hydrogrammes simulés de 2005 à 2008 sur les sous-bassins C238 et Bétérou avec des champs de pluie à différents résolutions spatio-temporelles.

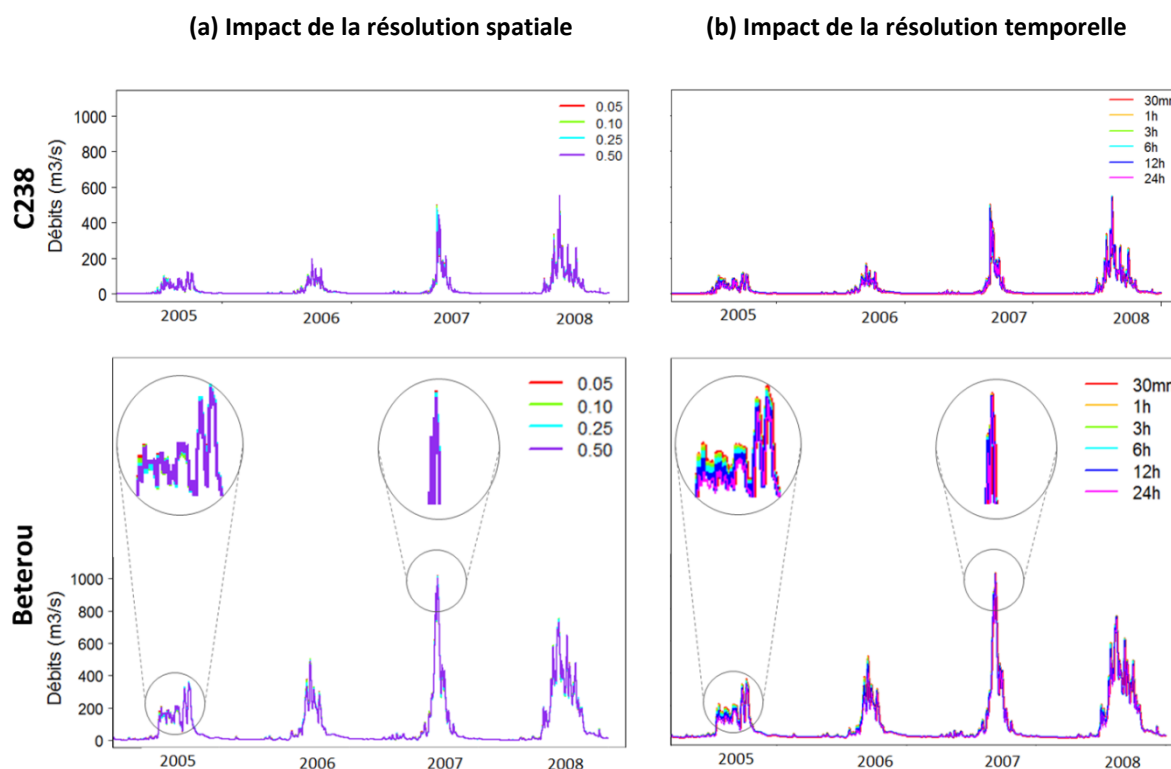


Figure 58. Impact de la dégradation spatio-temporelle sur les hydrogrammes simulés dans l'Ouémé durant les années d'étude

L'effet de dégradation des résolutions de pluie dans l'espace et dans le temps n'est pas immédiatement visible sur les hydrogrammes de la Figure 58. En revanche lorsque l'on zoome sur les pics de débits (comme illustré pour 2005 et 2007 sur Bétérou dans la Figure 58), on constate que l'agrégation temporelle de la pluie a une influence plus marquée sur les hydrogrammes simulés que l'agrégation spatiale.

1.2 Analyse quantitative de l'impact des résolutions spatiales de pluie sur les simulations

1.2.1 Impact sur les débits

L'évaluation de la sensibilité des débits simulés par DHSVM aux résolutions spatiales de la pluie est illustrée dans la Figure 59 pour toutes les années d'étude et les sous-bassins C238 et Bétérou. Dans cette évaluation on analyse comment se dégradent les simulations de référence (pluie à 0.05°) quand la pluie est agrégée dans l'espace. Pour cela on compare le pourcentage de changement de lames ruisselées annuelles (Figure 59a) et la modification de l'efficacité statistique KGE (Figure 59b).

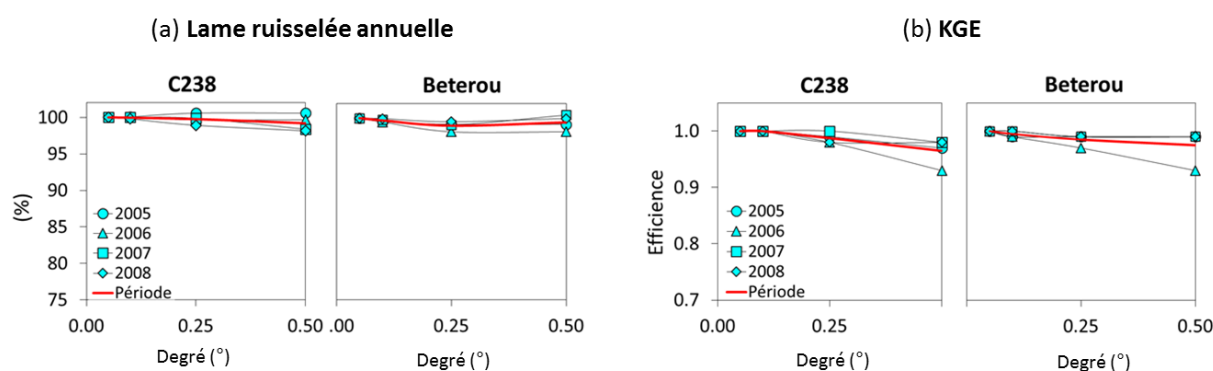


Figure 59. Impact de la résolution spatiale des précipitations sur les débits simulés dans l'Ouémé par DHSVM. Les pourcentages de variation des lames ruisselées (droite) et la dégradation de la performance statistique (gauche) sont estimés en fonction des simulations de référence (pluie à 0.05°)

La dégradation spatiale des résolutions de pluie a un effet peu marqué dans les deux sous-bassins de l'Ouémé avec un pourcentage de dégradation des lames simulées annuelles inférieur à 2%. La diminution de l'efficacité de KGE est toujours inférieure à 0.1. A noter que les autres indicateurs statistiques caractérisant la performance des simulations (R^2 , Nash, RMSE) ont été analysés et ont conduit à des conclusions similaires.

1.2.2 Impact sur le bilan d'eau

Les termes du bilan de l'eau annuel (précipitation, évapotranspiration et ruissellement) ont été calculés à l'échelle du bassin l'Ouémé pour toutes les années d'étude (Figure 60). Pour la précipitation, le processus d'agrégation spatiale conserve théoriquement la précipitation moyenne sur le domaine du bassin. La légère diminution de la précipitation annuelle ($< 1\%$) lorsque la résolution spatiale augmente est liée à des effets de bord entre le contour du bassin versant et les mailles d'agrégation. L'évapotranspiration et le ruissellement annuels montrent de légers changements en fonction de l'agrégation de la pluie (+0.6% pour l'évaporation et -1% pour le ruissellement). Deux facteurs peuvent

expliquer ces changements : la légère variation de la pluviométrie moyenne annuelle et l'abattement des intensités de pluie dû à l'agrégation spatiale. Cependant, vue la faible variation relative des lames annuelles, on peut conclure que l'agrégation spatiale de la précipitation a un impact très modéré voire négligeable sur le bilan d'eau annuel simulé par DHSVM.

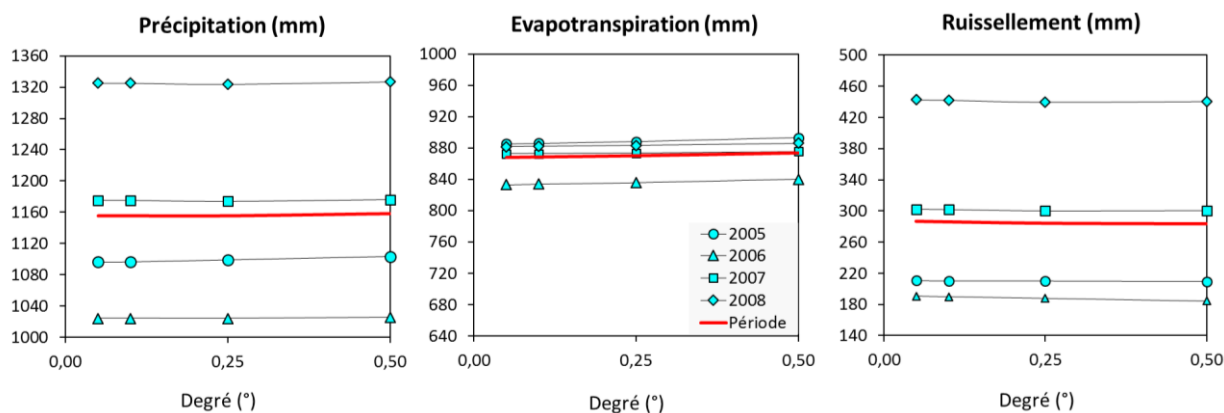


Figure 60. Influence de la résolution spatiale des précipitations sur les composantes du bilan annuel de l'eau du bassin l'Ouémé.

1.3 Analyse quantitative de l'impact des résolutions temporelles de la pluie sur les simulations

1.3.1 Impact sur les débits

L'impact de la résolution temporelle sur les débits simulés à Bétérou et C238 est analysé en fonction des simulations de référence (pluie à 30 min) pour l'ensemble des années d'étude. La Figure 61 montre un effet semblable à celui de la Figure 59, à la différence qu'en abscisse la résolution temporelle remplace la résolution spatiale.

Les lames ruisselées annuelles des deux sous-bassins diminuent de façon constante avec la résolution temporelle. Entre la résolution temporelle fine (30 min) et la résolution journalière, l'abattement des lames d'eau simulées sur toute la période est de 8.7% pour C238 et 12.3% sur Bétérou. Les valeurs de KGE diminuent quant à elles de 0.1 et 0.2 dans les sous-bassins respectifs. Ces résultats confirment et quantifient le constat issu de la Figure 58b qui montrait que la forme des hydrogrammes est sensible à la résolution temporelle de la pluie, notamment les débits de pointe qui sont considérablement sous-estimés lorsque la résolution temporelle devient trop grossière.

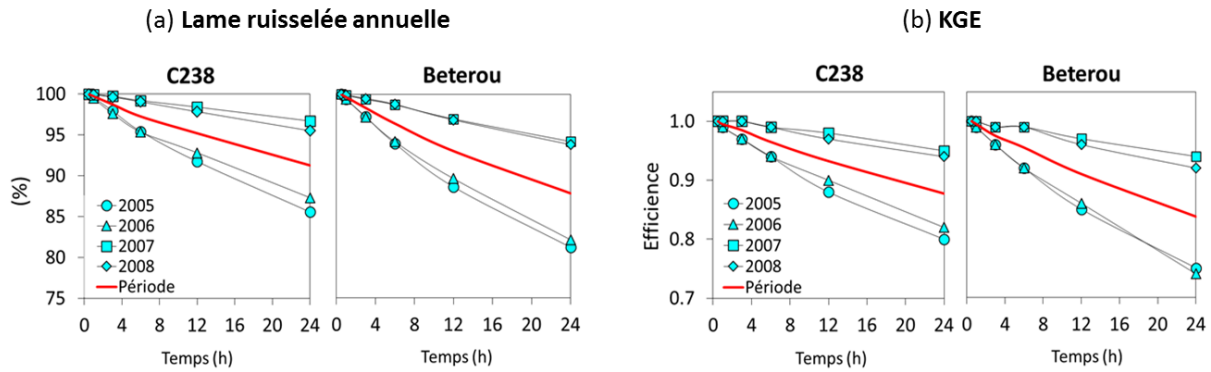


Figure 61. Impact de la résolution temporelle des précipitations sur les débits simulés dans l'Ouémé par DHSVM. Les pourcentages de variation des lames ruisselées (droite) et la dégradation de la performance statistique (gauche) sont estimés en fonction des simulations de référence (pluie à 0.05°)

La Figure 61 montre également que l'effet de la résolution temporelle sur les débits simulés a une magnitude différente selon les années. Dans les deux sous-bassins la diminution des lames d'eau ruisselées et la dégradation associée du KGE sont plus marquées dans les années plus sèches (2005 et 2006) que dans les humides (2007 et 2008). Ce résultat est cohérent avec l'analyse réalisée au Chapitre III sur l'abattement des distributions de pluie sous l'effet de l'agrégation temporelle. Afin de constater cette hypothèse nous avons exploré les analyses de pluie faite au Chapitre III et nous avons constaté que les années plus pluvieuses 2007 et 2008 présentent une occurrence de pluie (selon un seuil de précipitation non nulle > 0.1 mm/30 minutes sur pixel de 0.05°) plus basse que dans les années 2005 et 2006 (analyse non montrée ici). Ce fait rend la précipitation des années 2007 et 2008 plus uniforme et pourtant moins sensible aux effets d'agrégation. D'une autre part, les années plus sèches (principalement 2006) ont présenté des intensités de pluie plus fortes (voir Figure 30 et Figure 32, Chapitre III), ce qui amplifié les écarts entre les valeurs de pluie et fait que l'abattement des intensités par agrégation soit plus marqué sur ces années. En conséquence ces effets de modifications des champs de pluie sont propagés dans la modélisation.

1.3.2 Impact sur le bilan d'eau

La Figure 62 montre l'effet de l'agrégation temporelle sur les trois composantes du bilan d'eau annuel sur l'Ouémé. La résolution temporelle n'a logiquement pas d'effet sur la précipitation moyenne annuelle, car elle est conservative et contrairement à l'agrégation spatiale n'a pas d'effets de bords. En revanche, l'agrégation temporelle modifie la partition de la précipitation annuelle entre l'évapotranspiration et le ruissellement.

La dégradation de la résolution temporelle atténue profondément les intensités de pluie (voir point 0, Chapitre III), donc à résolutions temporelles plus grandes la pluie sera moins intense et l'eau restera plus de temps stockée dans sol. En conséquence il y aura plus d'eau pour suppléer la demande d'évaporation, au détriment du ruissellement produit en surface et en subsurface.

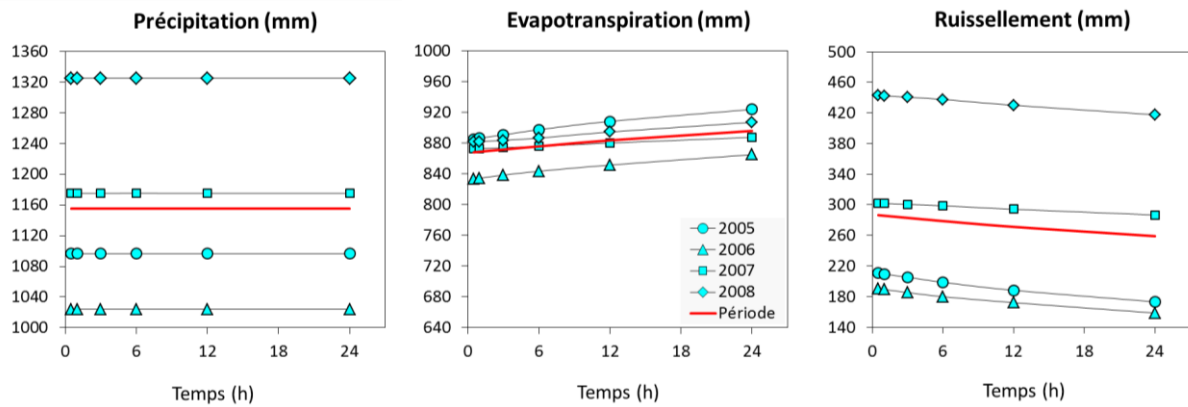


Figure 62. Influence de la résolution temporelle des précipitations sur les composantes du bilan annuel de l'eau du bassin l'Ouémé.

Contrairement à ce qui a été observé lors de la dégradation de la résolution spatiale, les changements dans l'évapotranspiration et le ruissellement sont ainsi significatifs, atteignant en moyenne sur toutes les années 3% pour l'évapotranspiration annuelle et ~10% pour le ruissellement dans les années sèches avec des fourchettes annuelles comprises entre 4.4% (année 2005) et 2.8% (année 2006) pour l'évapotranspiration et 17.8% (année 2005) et 16.7% (année 2006) pour le ruissellement. Ce déséquilibre du bilan d'eau s'accompagne donc également d'une légère modification du stock d'eau dans le bassin.

1.4 Influence de la méthode d'interpolation de la pluie sur la sensibilité des simulations aux résolutions

L'implication d'une autre méthode d'interpolation de la pluie dans les analyses de l'Ouémé a été proposée au point 4.1.3 du Chapitre III afin d'expliquer la faible variation des intensités de pluie par agrégation spatiale ce qui a contrasté avec les résultats de Balme *et al.*, (2006) au Sahel. En conséquence, dans cette partie, on compare les simulations issues de la pluie interpolée par la méthode Thiessen et interpolée par krigeage Lagrangien. Comme mentionné au Chapitre III, ces méthodes traitent différemment la pluie : avec le krigeage Lagrangien on préserve la dynamique des systèmes précipitants mais on atténue les intensités de pluie ; par Thiessen les intensités de pluie sont conservées durant l'interpolation.

L'effet de l'agrégation spatiale et temporelle de la pluie des champs Thiessen et Lagrangienne est évalué sur les simulations de l'année 2005 sur le bassin l'Ouémé. Deux résolutions spatiales (0.05° et 0.5°) et temporelles (30 min et 24 h) sont testées afin d'évaluer comment le type d'interpolation peut influencer la sensibilité des simulations à la résolution spatio-temporelle de la pluie. Les simulations ont été réalisées à partir du jeu de calibration M3.

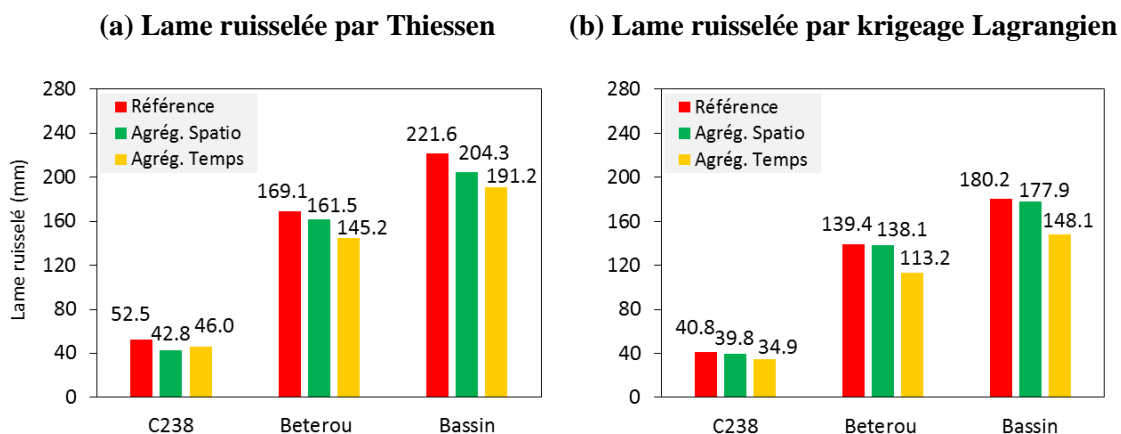


Figure 63. Influence de la dégradation de pluie d'un champ de référence (krigeage Lagrangien) et d'un champ généré par polygones de Thiessen sur les lames ruisselées de l'Ouémé dans l'année 2005

Les lames d'eau simulées à l'issue de ce protocole sont représentées dans la Figure 63 pour les deux sous-bassins de C238 et de Bétérou, ainsi que sur l'ensemble du bassin (considéré comme la somme des deux sous-bassins). Plusieurs éléments peuvent être commentés ici.

- Aux résolutions de référence 30 min/0.05°, les lames d'eau simulées par l'interpolation de Thiessen sont supérieures à celles obtenues par interpolation lagrangienne. Il existe donc une sensibilité évidente des simulations au type d'interpolation ; elle est très vraisemblablement due au lissage spatial des intensités de pluie ponctuelles inexistant pour Thiessen mais bien connu pour le krigeage qui tend vers la moyenne du processus d'autant plus que l'on s'éloigne des stations.
- Quelle que soit la méthode d'interpolation, l'effet d'agrégation temporelle sur le ruissellement est plus important que celui de l'agrégation spatiale pour les gammes d'échelles testées. Une exception pourtant existe pour le bassin C238 où avec l'interpolation de Thiessen l'agrégation spatiale produit une diminution légèrement plus importante du ruissellement que l'agrégation temporelle.
- La dégradation spatiale de la pluie des champs Thiessen a un impact légèrement plus marqué sur les simulations par rapport aux champs de pluie Lagrangien. Ce résultat est plus facilement visible sur la Figure 64 où les pourcentages de variation des lames ruisselées simulées sont représentés. Les champs de précipitation Thiessen (représentés par des lignes discontinues) diminuent de 7.8 % le ruissellement quand la pluie est agrégée spatialement, soit 6 fois plus qu'avec les champs lagrangiens (diminution de 1.3%).
- Cependant, l'agrégation temporelle de la précipitation de référence (30 min) à l'intervalle journalier (24h) présente un effet moins marqué sur la réponse du bassin par Thiessen (13.7 %) que par krigeage Lagrangienne (17.8 %). Cet effet semble un peu contradictoire, surtout sachant que nous avons vu dans les Chapitre III (point 4.1.2) que l'abattement des intensités de pluie par agrégation spatiale et temporelle est plus prononcé sur les champs de pluie Thiessen que sur les champs Lagrangien pour la même année 2005.

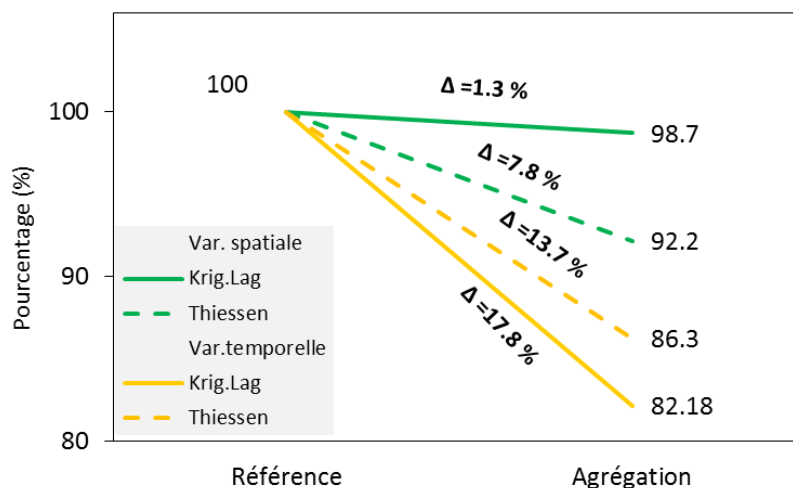


Figure 64. Comparaison de l'influence de la dégradation de pluie d'un champ de référence (krigeage Lagrangien) et d'un champ généré par polygones de Thiessen sur les lames ruisselées de l'Ouémé dans l'année 2005 (Pourcentage de variation sur le bassin)

1.5 Influence du type de calibration sur la sensibilité des simulations aux résolutions spatio-temporelles de la pluie

Dans les résultats précédents, les analyses de sensibilité ont été menées à partir de la simulation de référence M3. La valeur des paramètres de DHSVM assignée pour cette simulation M3 et issue du processus de calibration manuel, a été supposée être un bon compromis pour la simulation des débits de l'Ouémé. Malgré tout, une telle simulation ne peut en aucun cas être représentative de la réalité du fonctionnement du bassin et les valeurs de paramètres choisis peuvent influencer l'analyse de sensibilité au forçage pluviométrique. Dans cette section, on analyse donc pour deux autres jeux de paramètres contrastés mais assez réalistes du point de vue de l'hydrologie de la région (simulations M1 et M2 définies au Chapitre IV) pour évaluer cette influence. Pour chaque jeu de paramètres des simulations M1, M2 et M3 on compare alors l'effet de la dégradation des résolutions en évaluant la variation des lames d'eau ruisselées par rapport à la résolution de référence de la pluie à 0.05° et 30 min.

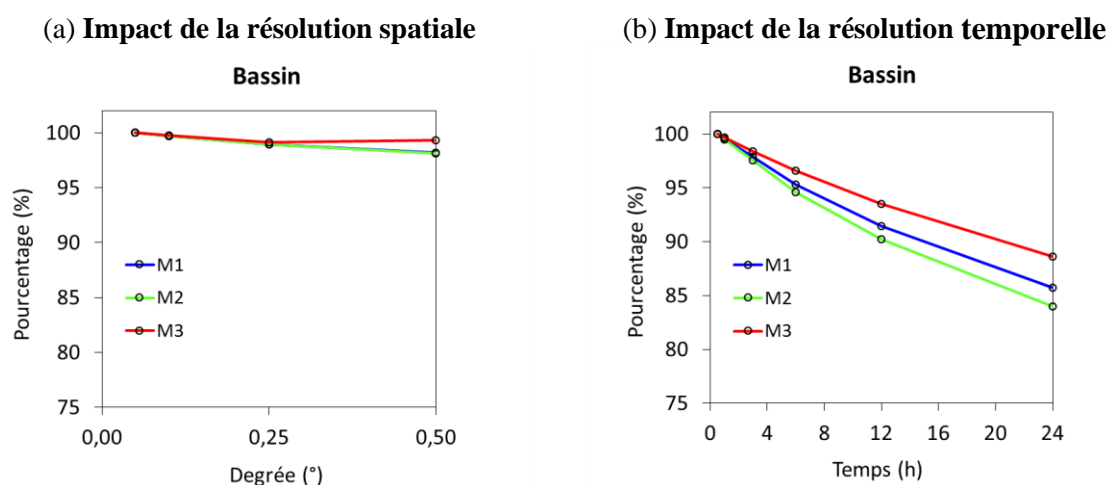


Figure 65. Impact des différents types de calibrations de DHSVM sur l'analyse de sensibilité aux résolutions spatio-temporelles de pluie dans le bassin l'Ouémé.

La Figure 65 montre l'impact de la résolution spatiale (gauche) et temporelle (droite) de la pluie sur les lamées ruisselées. Les résultats montrés correspondent à des simulations réalisées sur la période 2005 à 2008 sur l'ensemble du bassin de l'Ouémé (C238 + Bétérou).

On constate ainsi que la dégradation de résolutions spatiales et temporelles de pluie a un impact assez similaire sur la réponse du bassin quand les simulations sont réalisées par les calibrations M1, M2 et M3. L'agrégation spatiale de la pluie à 0.50° diminue la lame d'eau moyenne ruisselée entre 2 et 3 %, tandis que l'agrégation temporelle à l'échelle journalière la diminue de 10 à 15%. On notera que cet effet a été observé sur chacune des années simulées (non montré ici). Ces analyses montrent que la réaction de DHSVM dans la région est plus dépendante des forçages de pluie que du type de paramètres qui caractérisent une calibration donnée.

2. Influence de la dégradation spatiale des résolutions de pluie sur les simulations par nTopAMMA

Dans la section 1.5 nous avons montré que la valeur des paramètres du modèle influençait assez peu la sensibilité du modèle DHSVM à la variabilité spatio-temporelle de la pluie. On peut en revanche se demander si la paramétrisation, c'est-à-dire les équations qui vont représenter les processus peuvent avoir une influence. Pour savoir si la sensibilité observée dans les analyses précédentes est caractéristique du bassin ou si elle est conditionnée par le modèle hydrologique, nous avons évalué la sensibilité de l'Ouémé aux résolutions de pluie par l'autre modèle hydrologique nTopAMMA. Comme détaillé dans le Chapitre IV, le modèle nTopAMMA a été proposé par Le Lay, (2006) afin de simuler les principaux processus caractéristiques de l'Ouémé. Il a été implémenté sur le bassin Bétérou par Richard, (2014) sur les mêmes années d'étude que DHSVM (2005-2008) dans le cadre du projet ALMIP2.

La démarche entreprise pour évaluer la sensibilité de la région aux résolutions de pluie est similaire à cela utilisée dans les analyses avec DHSVM. En revanche, nTopAMMA n'ayant pour l'instant été implémenté qu'au pas de temps journalier, nous avons uniquement analysé l'effet des résolutions spatiales de la pluie. Les simulations de référence sont donc réalisées à partir de l'agrégation journalière des champs de pluie lagrangien de résolution spatiale 0.05° . Puis nous avons agrégé spatialement les champs journaliers à 0.10° , 0.25° et 0.50° pour tester la sensibilité du modèle à la variabilité spatiale.

Comme nous l'avons présenté au Chapitre IV (point 2.2.4.2), trois types de calibrations (M1, M2 et M3) ont été considérées comme suffisamment réalistes pour représenter le fonctionnement du bassin de l'Ouémé à Bétérou. Dans la section 2.1 nous présentons les résultats de la simulation issue de la calibration M3, la plus optimale au sens statistique. Une comparaison de l'influence de la valeur des paramètres calibrés sur les analyses de sensibilité à la pluie est présentée au point 2.2 en analysant les simulations M1 et M2.

2.1 Sensibilité des débits à la résolution spatiale de la pluie

Dans les graphiques de la Figure 66, on montre l'impact des résolutions spatiales de pluie sur les simulations des débits journaliers à Bétérou. Comme précédemment, la Figure 66 (Figure 66a) présente le pourcentage de diminution des lamées ruisselées simulées aux résolutions dégradées en référence à la résolution 0.05° , sur chaque année et en moyenne sur la période 2005 – 2008. Dans le but de réaliser une meilleure interprétation des simulations nous avons choisi de représenter les résultats des années de calibration (2005 et 2008) par des lignes pointillées et les résultats des années de validation (2006 et

2007) par des lignes continues. Sur la Figure 66b nous montrons comment évolue la performance statistique (Nash et KGE) des simulations sur la période entière toujours en comparaison à la simulation de référence.

On constate ainsi que les lames d'eau ruisselées simulées diminuent progressivement en fonction de la résolution spatiale avec en moyenne sur la période une perte de 5% du ruissellement pour la résolution la plus grossière variant selon les années de ~2% (2008) à ~10% (2006). Les critères statistiques (Nash et KGE) indiquent que la performance globale des simulations se modifie peu avec l'agrégation spatiale, en moyenne l'efficacité des simulations diminue au maximum 0.1 (pour le KGE) quand la pluie est agrégée à 0.50°.

Le modèle nTopAMMA a donc une sensibilité moyenne à la résolution spatiale de la pluie légèrement supérieure à celle de DHSVM (5% contre 2% - précédente section 1.2.1) mais on reste dans des ordres de grandeur similaires. Un point notable en revanche est que la sensibilité semble moins marquée sur les années de calibration que sur les années de validation. Les années de calibration correspondant à une année sèche (2005) et une année humide (2008) - de fait les années de simulations également (2006-sèche et 2007-humide) - on a ici un comportement qui diffère de celui observé avec DHSVM où les années sèches étaient plus sensibles aux effets de résolution que les années humides.

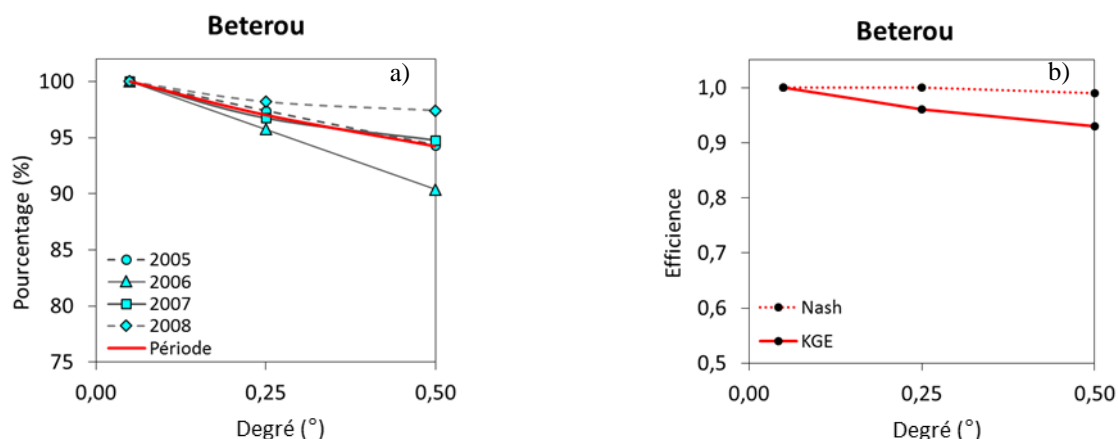


Figure 66. Impact de la résolution spatiale des précipitations (krigeage Lagrangien) sur les débits simulés dans Bétéro par nTopAMMA. Les pourcentages de variation des lames ruisselées (gauche) et la dégradation de la performance statistique (droite) sont estimés en fonction des simulations à fine résolution de pluie (0.05°)

2.2 Impact du type de calibration sur l'analyse de sensibilité des simulations aux résolutions spatiales de pluie

Nous avons comparé l'influence des types de calibrations M1, M2 et M3 de nTopAMMA sur l'analyse de sensibilité des simulations à la pluie en utilisant les champs de pluie Lagrangiens. Ces résultats sont montrés dans la Figure 67 et ils correspondent aux simulations moyennes de la période d'étude.

On peut alors voir que les types de calibration de nTopAMMA n'ont pas d'effet sur la réponse du bassin aux résolutions spatiales de précipitation, car la dégradation des lames ruisselées moyennes de la période à la résolution temporelle de 24h est d'environ 5% pour les trois types de calibration.

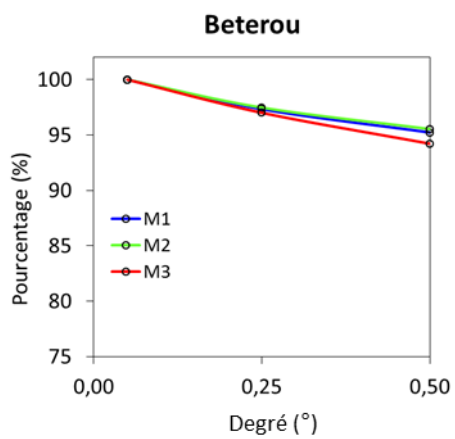


Figure 67. Impact des différents types de calibrations de nTopAMMA sur l'analyse de sensibilité aux résolutions spatio-temporelles de pluie dans le bassin l'Ouémé.

3. Synthèse et Discussion des résultats

Les résultats obtenus à partir des différentes analyses de sensibilité conduites donnent des éléments de réponse aux quatre questions formulées en introduction du chapitre que nous détaillerons dans les sections 3-1 à 3.4 ci-dessous.

3. 1. Quelle est la sensibilité des simulations hydrologiques à la résolution spatiale et temporelle de la pluie ?

Dans les gammes de résolutions spatiales et temporelles testées, DHSVM s'est montré plus sensible à la résolution temporelle (diminution de l'ordre de 15% du ruissellement) que spatiale (diminution de l'ordre de 2%).

Eléments d'explication du résultat : lien avec l'analyse des distributions de pluie et des abattements associés à l'agrégation spatiale et temporelle : on observe un plus fort abattement des intensités de précipitation par l'agrégation temporelle de la pluie (>70%) que par l'agrégation spatiale (<15%) (Voir section 4.1.2, Chapitre III).

3. 2. L'analyse de sensibilité est-elle influencée par la méthode d'interpolation initiale des champs de pluie ?

Les simulations avec DHSVM ont mis en évidence que la méthode d'interpolation de précipitation a un effet notable sur la réponse hydrologique puisque les champs interpolés par la méthode de Thiessen produisent plus de ruissellement que les champs issus du krigeage lagrangien.

L'analyse de sensibilité à la résolution du forçage montre que globalement les modifications relatives des lames d'eau ruisselées en fonction de la résolution spatiale et temporelle sont du même ordre de grandeur pour les deux types d'interpolation Thiessen et Lagrangienne. On note tout de même quelques différences puisque la sensibilité des simulations DHSVM aux résolutions spatiales de pluie semble plus marquée avec les champs Thiessen (~8% de diminution du ruissellement à la résolution 0.5°) que Lagrangien (~2%). C'est l'inverse pour la sensibilité aux résolutions temporelles avec 14% de diminution du ruissellement avec les champs Thiessen contre 18% avec les champs lagrangiens lorsqu'on passe à une résolution journalière.

Ce comportement peut être lié au fait que les champs de pluie de Thiessen génèrent des intensités de pluie en tout point égales à celles issues des mesures de la station pluviométrique la plus proche alors que les champs Lagrangien générés par krigeage lissent les intensités dans l'espace. Par conséquent l'abattement issu de l'agrégation spatiale est plus fort avec les champs Thiessen que Lagrangiens (Chapitre III, point 0, Figure 34). En revanche en temporel, les champs lagrangiens représentent de façon explicite la cinématique des systèmes pluvieux et donc reproduisent mieux l'intermittence temporelle en tout point de l'espace. Cela se traduit par un abattement temporel plus fort en Lagrangien qu'en Thiessen.

On notera toutefois que l'analyse de comparaison de l'effet des méthodes d'interpolation n'a été réalisée que sur une seule année (2005) et pourrait donc être consolidée par l'utilisation de plusieurs années.

3. 3. L'analyse de sensibilité est-elle influencée par la valeur des paramètres du modèle hydrologique

Pour chacun des deux modèles DHSVM et nTopAMMA, trois jeux de paramètres différents mais donnant des simulations réalistes (M1, M2 et M3) ont été sélectionnés comme candidats à l'analyse de sensibilité menée. Les résultats obtenus (analyse en spatial et temporel pour DHSVM et en spatial pour

nTopAMMA) ont montré que les résultats ne changeaient pas significativement en fonction des jeux de paramètres.

3. 4. L'analyse de sensibilité est-elle influencée par le modèle hydrologique lui-même et sa manière de représenter les processus hydrologiques ?

La comparaison de la sensibilité du bassin à la résolution spatiale de la pluie par les simulations de DHSVM et nTopAMMA a montré que le choix du modèle avait une légère influence. Le modèle nTopAMMA semble un peu plus sensible que DHSVM et sa sensibilité ne semble pas liée au caractère humide ou sec de l'année comme c'est le cas pour DHSVM.

Il est pour l'heure encore difficile de certifier la robustesse de ce résultat du fait que l'analyse de sensibilité a été conduite à des pas de temps de simulation différents pour les deux modèles : 30 min pour DHSVM et de 24 h pour nTopAMMA. On pourrait a priori supposer qu'au pas de temps journalier les champs de pluie utilisés pour forcer nTopAMMA sont initialement plus lissés que les champs de pluie à 30 minutes utilisés pour forcer DHSVM et donc que l'effet d'agrégation spatiale issu de nTopAMMA peut être sous-estimé en comparaison à DHSVM. Il serait donc nécessaire pour approfondir cette comparaison de réaliser des simulations à des pas de temps similaires pour les deux modèles.

On notera tout de même que, malgré leurs différences sur (i) la discrétisation du bassin (modèle spatial distribué sur grille régulière du MNT pour DHSVM vs modèle semi-distribué pour TopModel), (ii) la structure (nappe profonde connectée au réseau pour DHSVM vs déconnectée pour nTopAMMA), (iii) les paramétrisations du ruissellement de subsurface (Darcy généralisé pour DHSVM vs indice topographique pour nTopAMMA) et (iv) du routage (onde cinématique pour DHSVM vs hydrogramme unitaire géomorphologique pour nTopAMMA), l'ordre de grandeur de la sensibilité du ruissellement à la résolution spatiale des pluies est assez similaire pour les deux modèles et somme toute assez faible (entre 2 et 5%).

Ce résultat est à mettre en perspective avec ceux obtenus par Vischel et Lebel, (2007) qui ont mené de façon similaire une étude de sensibilité à la résolution spatiale de la pluie en région sahélienne. Leurs résultats ont montré que dans cette région une agrégation de pluie de 1 km à 50 km ($\sim 0.50^\circ$) produisait une variation sur les ruissellements entre 10 % et 30% selon les jeux de paramètres du modèle hydrologique utilisé ; soit une sensibilité bien supérieure à celle que nous avons mis en évidence sur l'Ouémé.

Deux facteurs explicatifs peuvent être incriminés pour expliquer cette différence de sensibilité entre zone sahélienne et soudanienne.

(i) L'influence des précipitations qui comme le soulignent Depraetere *et al.*, (2009) peuvent avoir une nature différente entre le Sahel et la zone soudanienne du fait notamment de l'organisation différente des systèmes pluvieux plus organisés au Sahel que plus au sud de la région ouest-africaine.

(ii) Les mécanismes de production du ruissellement. Certains auteurs (e.g. Obled *et al.*, 1994) soutiennent que les bassins versants où le ruissellement est généré par dépassement de la capacité d'infiltration du sol (Hortonien) comme au Sahel, sont plus sensibles à la variabilité spatiale des précipitations que les bassins avec un ruissellement produit sur zones contributives saturées (Hewlett), ce qui est le mécanisme caractéristique de la région soudanienne.

L'analyse comparée des distributions de pluie menée au Chapitre III, semble écarter la nature des précipitations comme facteur d'influence majoritaire. En effet nos résultats montrent que les effets d'abattement sont similaires en région sahélienne et soudanienne.

Dans le modèle utilisé par Vischel et Lebel, (2007) le ruissellement hortonien est explicitement et exclusivement représenté. Au contraire dans DHSVM et nTopAMMA, les mécanismes qui prédominent sont ceux liés au ruissellement de sub-surface. Il semble donc clair que c'est la représentation des mécanismes de ruissellement qui expliquent au premier ordre la différence de sensibilité à la résolution spatiale des champs de pluie. La présence commune des processus hewlettien dans les modèles DHSVM et nTopAMMA semble donc également responsable de la similarité de leur sensibilité à la résolution spatiale de la pluie, leurs différences structurelles et conceptuelles n'ayant finalement qu'une influence secondaire.

CHAPITRE VI. Evaluation des produits de précipitation par satellite pour la modélisation hydrologique	131
1. Evaluation des produits de précipitation par satellite dans la modélisation hydrologique	132
1.1 Evaluation des produits satellites de pluie non corrigés	132
1.2 Evaluation des produits satellites de pluie corrigés	137
1.3 Impact des types de calibration dans la modélisation hydrologique des produits par satellite	138
2. Influence de la résolution des produits de pluie satellitaire sur les simulations hydrologiques ..	139
2.1 Impact des résolutions des produits sur les simulations	139
2.2 Est-ce que les biais des simulations sont réduits par l'agrégation spatiale ou temporelle des produits ?	142
3. Synthèse et discussion des résultats	144
3.1 Evaluation hydrologique des produits satellites à la résolution base (0.25° et 3h)	144
3.2 Evaluation de l'effet des résolutions spatio-temporelles grossières des produits sur les simulations de l'Ouémé	145



CHAPITRE VI. Evaluation des produits de précipitation par satellite pour la modélisation hydrologique

L'utilité des produits de précipitation par satellite dans la modélisation hydrologique de l'Ouémé est analysée dans ce chapitre à partir des simulations de référence issues de la pluie au sol (krigeage Lagrangien, Vischel *et al.*, 2011). L'analyse est réalisée sur l'ensemble des années d'étude 2005-2008, en utilisant le modèle DHSVM. Les produits de pluie à évaluer correspondent à TRMM, CMORPH, PERSIANN dans leurs versions corrigées et non-corrigées.

Dans un premier temps, on évalue la capacité des produits satellitaires (résolutions: 0.25° et 3h) à reproduire les principaux patterns hydrologiques de la région (variabilité des débits et du bilan hydrologique). Cette analyse permettra de répondre à plusieurs interrogations :

- Y a-t-il des différences de sensibilité des simulations hydrologiques entre pluie au sol et pluie satellite ?
- Y a-t-il des différences entre les simulations issues des produits satellites corrigés et non corrigés?
- Comment les erreurs de précipitation sont-elles propagées dans la modélisation du ruissellement ?
- Les simulations hydrologiques des produits sont-elles influencées par le choix des paramètres de calibration du modèle ?

Dans un second temps, on évalue comment la dégradation des résolutions de pluie par satellite influence la réponse du bassin. Cette étape de l'évaluation des produits dans la région doit donner des éléments de réponse aux questions suivantes :

- Dans quelle mesure les simulations de ruissellement issues d'un forçage pluviométrique satellite sont-elles modifiées par la résolution spatio-temporelle des produits? Est-ce que l'effet des résolutions des produits sur les simulations est semblable à celui de la référence ?
- L'agrégation spatiale ou temporelle des produits permet-elle de réduire les biais identifiés dans les simulations hydrologiques ?

1. Evaluation des produits de précipitation par satellite dans la modélisation hydrologique

Les simulations hydrologiques des produits par satellites sont réalisées sur toutes les années d'étude en utilisant le modèle DHSVM avec les paramètres de la calibration la plus performante (M3), sans recourir à une recalibration. L'évaluation de la réponse hydrologique de la pluie satellitaire est faite par comparaison des simulations de référence de la pluie au sol qui est agrégée aux résolutions des produits (0.25° et 3h), ceci dans le but de dissocier les erreurs liées aux résolutions et celles liées aux intensités de pluie elles-mêmes.

Afin de faciliter l'analyse des simulations des produits satellite, on se concentre dans la section 1.1 sur la performance hydrologique des produits de pluie non corrigés (TRMM 3B42RT, PERSIANN et CMORPH RAW). On décrit ensuite dans la section 1.2 la performance des produits corrigés (TRMM 3B42, PERSIANN ADJ et CMORPH ADJ). A noter qu'afin de faciliter cette comparaison, on a volontairement regroupé au sein des Figure 68 à Figure 72 et du Tableau 30, les produits corrigés (a, analysés dans la section 1.1) et pour produits non corrigés (b, analysés dans la section 1.2). La section 1.3 vise à évaluer l'impact de la calibration sur les différentes évaluations.

1.1 Evaluation des produits satellites de pluie non corrigés

1.1.1 Variabilité des débits simulés

Dans la Figure 68a nous présentons les hydrogrammes issus des produits non corrigés (TRMM 3B42, CMORPH ADJ et PERSIANN ADJ) pour l'année 2005 sur les bassins C238 et Bétérou. On notera qu'un comportement semblable à celui de 2005 a été observé sur les autres années de la période d'étude; les hydrogrammes correspondants sont reportés dans l'Annexe F.

On constate ainsi qu'à l'exception de TRMM 3B42T, les produits non corrigés surestiment considérablement les débits simulés sur les deux sous-bassins. La surestimation est plus marquée à Bétérou que sur C238 (Figure 68a). On voit que PERSIANN et CMORPH RAW produisent une forte surestimation des débits entre mai et août, mois au cours desquels les drains commencent à se remplir (comme le montrent les simulations de référence). Cet effet est expliqué par les forts cumuls mensuels de pluie des deux produits au début de la saison pluvieuse (voir, Chapitre III, Figure 38). Cependant une amélioration de la représentation de la variabilité intra-saisonnière des débits est observée à partir de la moitié de la saison humide qui coïncide avec une amélioration de la variabilité des pluies mensuelles des produits à la fin de la saison de pluie. De son côté 3B42RT reproduit mieux la variabilité des débits dans des gammes de valeurs assez cohérentes avec les simulations de référence.

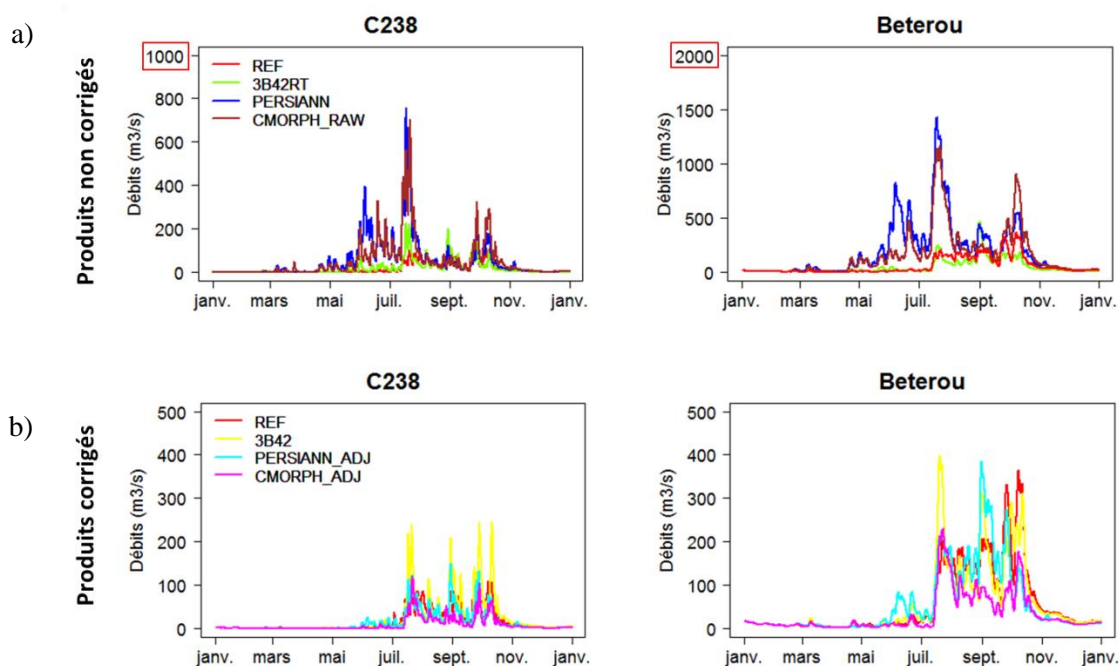


Figure 68. Hydrogrammes simulés sur l’Ouémé par les produits satellitaires de pluie non corrigés (a) et corrigés (b) pour l’année 2005. Afin d’illustrer plus clairement la performance des hydrogrammes entre les deux sous-bassins C238 et Béterou, nous avons choisi de représenter les débits des produits non corrigés avec des gammes d’échelles en ordonnés différentes.

Sur la globalité de la période 2005-2008, les différences entre débits de référence et débits issus des pluies satellites sont clairement retranscrites dans les valeurs d’efficacité KGE reportées dans le Tableau 30a. Mis à part pour TRMM 3B42RT qui donne des efficacités supérieures à zéro, PERSIANN et CMORPH_RAW donnent des valeurs d’efficacité négatives qui traduisent des erreurs dans la variance du signal de débit, une faible corrélation entre les pics de crue et surtout des biais de surestimation qui sont très marqués notamment en début de saison.

a) Produits non corrigés	C238	Béterou	b) Produits corrigés	C238	Béterou
3B42RT	0.18	0.57	3B42	0.32	0.79
PERSIANN	-1.14	-1.14	PERSIANN_ADJ	0.64	0.82
CMORPH_RAW	-0.79	-0.36	CMORPH_ADJ	0.21	0.4

Tableau 30. Valeurs de l’efficacité KGE des hydrogrammes simulés sur la période 2005-2008 pour les différents produits satellite non corrigés (a) et corrigés (b) en comparaison aux simulations de référence.

La Figure 68a permet de voir comment les biais identifiés sur les hydrogrammes à l’échelle intra-saisonnière se répercutent sur les lames d’eau ruisselées calculées à l’échelle annuelle sur les bassins C238 et Béterou. Sur l’ensemble de la période, les lames d’eau simulées par PERSIANN et CMORPH_RAW surestiment les lames de référence de plus de 100%. Pour 3B42RT, cette surestimation est moins forte puisqu’elle reste inférieure à 30% (figure 69b). Un point important à noter est que les biais sont tels qu’ils masquent la variabilité interannuelle présente dans les débits de référence: 2005 et 2006 ne sont pas simulés comme deux années sèches et 2007 et 2008 comme les deux années humides, le rang des cumuls annuels ruisselés diffère ainsi pour chaque produit.

La surestimation des simulations des produits satellitaires PERSIANN et CMORPH RAW est expliquée par les forts cumuls de pluie par rapport à la pluie de référence (de l'ordre de 30% sur la période d'étude) (voir Chapitre III, Figure 37). Pour la surestimation des lames ruisselées par 3B42RT, il est probable qu'elle soit liée à la fois à la surestimation des cumuls de pluie (10% sur la période) et à la surestimation des fortes intensités de pluie (voir Chapitre III, Figure 37 et Figure 44). A noter que ce dernier effet peut aussi expliquer les forts pics de crues visibles sur les hydrogrammes de la Figure 68a.

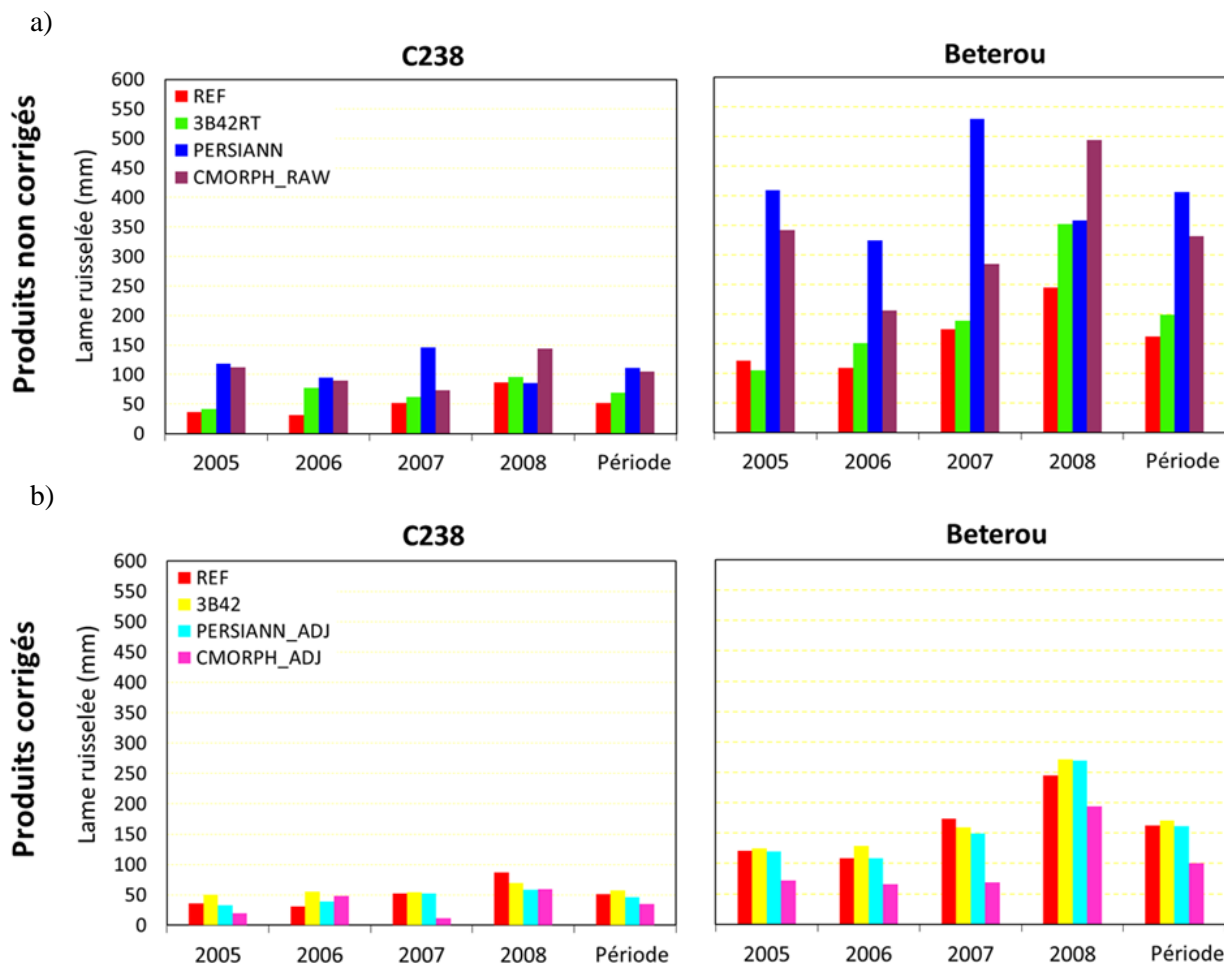


Figure 69. Lames ruisselées simulées par produits de précipitation par satellite sur les années d'étude et sur la période (2005 – 2008).

1.1.2 Bilans d'eau annuels

La capacité des produits à simuler le bilan d'eau annuel de l'Ouémé est présentée dans la Figure 70 sur laquelle sont représentées les trois principales composantes du cycle hydrologique : précipitation (PREC), évapotranspiration (ET) et ruissellement (RUIS) sur toutes les années d'étude. On a également représenté pour chaque produit et pour la référence le bilan d'eau moyen sur l'ensemble de la période d'étude.

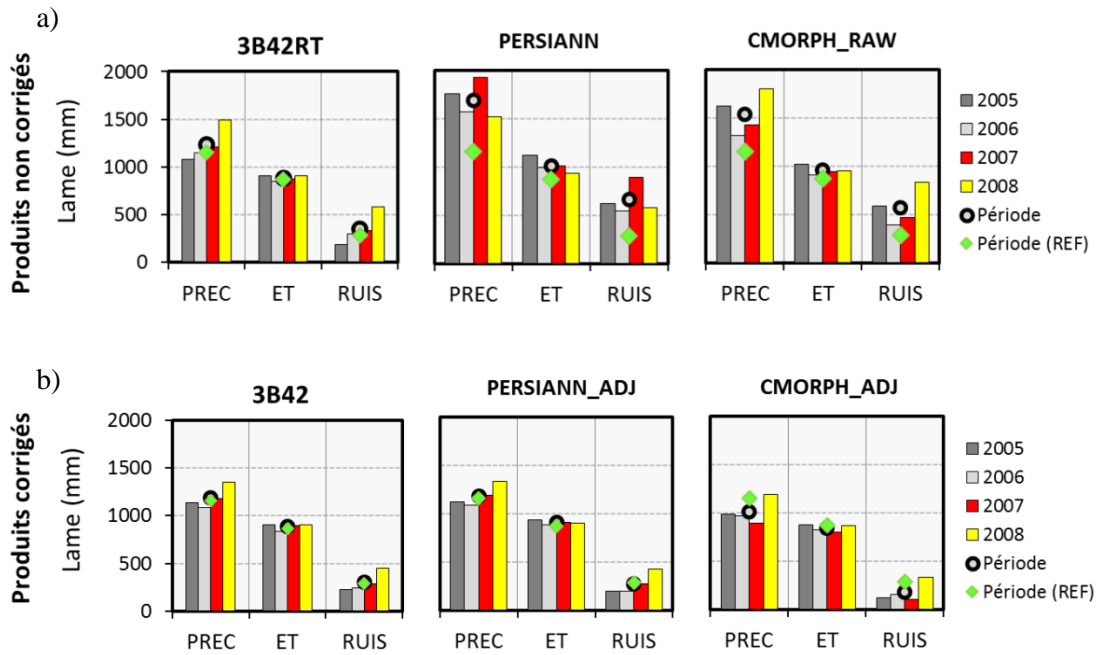


Figure 70. Bilan d'eau simulé par produits de précipitation par satellite sur les années d'étude et sur la période (2005 – 2008).

En comparant les bilans d'eau estimés par les produits satellites sur la période d'étude à ceux estimés par la référence, on voit que 3B42RT est le produit non corrigé qui représente le mieux les termes du bilan d'eau. Pour PERSIANN et CMORPH RAW, il est intéressant de constater que la surestimation de la pluie annuelle produite pour certaines années se répercute par une légère augmentation de l'évapotranspiration, mais que c'est principalement le ruissellement qui absorbe le surplus de pluie.

La conséquence est que le bilan d'eau peut être fortement déséquilibré en fonction du forçage pluviométrique. C'est ce que confirme la Figure 71 qui présente sur la période d'étude 2005-2008 les termes de sorties du bilan d'eau (ET, RUIS et STOCK, voir Figure 70) en pourcentage simulé à partir de chaque produit de pluie.

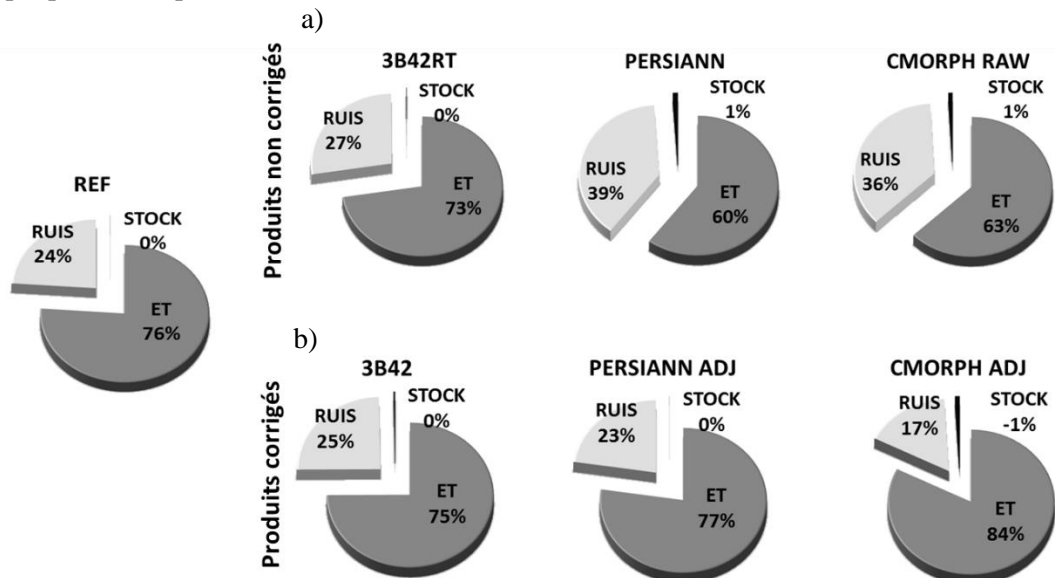


Figure 71. Pourcentages du bilan d'eau simulé par produits de précipitation par satellite sur la période (2005 – 2008).

Le bilan d'eau simulé à partir de la précipitation de référence indique que sur l'Ouémé 76 % de la précipitation repart en évapotranspiration et 24 % ruisselle (le stockage est négligeable). Ce bilan est assez bien reproduit par le produit 3B42RT. En revanche, les produits non corrigés CMORPH RAW et PERSIANN, du fait de la surestimation des ruissellements qu'ils produisent, estiment une évapotranspiration inférieure de 10 à 13% à celle de la simulation de référence.

1.1.3 Propagation des erreurs de pluie satellitaire dans la modélisation hydrologique

Nous avons analysé comment les erreurs associées à l'estimation des lames d'eau de pluie des produits par satellites sont propagées dans la modélisation hydrologique de l'Ouémé à travers une relation simple entre les erreurs des lames de pluie et les erreurs des lames ruisselées (toutes ces deux erreurs estimées en fonction de la référence). La Figure 72a présente la propagation des pourcentages d'erreurs des produits corrigés dans les simulations du bassin sur chaque année et sur la période d'étude. Dans cette représentation, des points alignés sur la première bissectrice indiqueraient que les erreurs sur les précipitations produisent une erreur similaire dans les simulations de ruissellement.

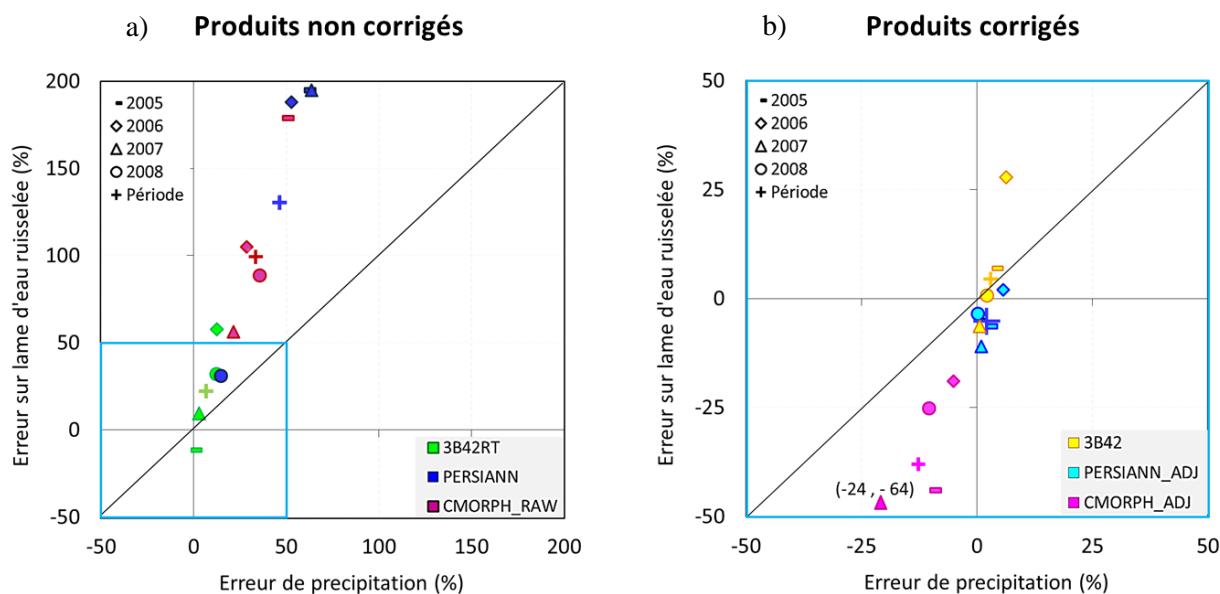


Figure 72. Propagation des erreurs de précipitation dans la modélisation hydrologique du bassin pour les produits par satellite corrigés et non corrigés.

Parmi les produits non corrigés, TRMM 3B42RT est celui qui présente le moins d'erreur d'estimation de la pluie et également le moins d'erreurs dans les simulations sur l'ensemble de la période. On notera malgré tout que les erreurs sur la pluie sont largement amplifiées. Par exemple, en 2006, une erreur sur la pluie de référence légèrement inférieure à 15% produit près de 60% d'erreur sur le ruissellement simulé. Ce constat est également clair pour les produits PERSIANN et CMORPH RAW dont les erreurs de pluie sont encore plus élevées et donc également largement amplifiées en erreur de sur le ruissellement simulé. Ainsi, pour les années aux erreurs sur la pluie les plus élevées (de l'ordre de 60%), les erreurs sur le ruissellement atteignent presque 200%. On notera pour ces deux produits la forte dispersion des erreurs entre les années qui montre que les biais identifiés ne sont pas systématiques et varient fortement d'une année sur l'autre.

La répartition des points sur le graphique de la Figure 72a permet d'estimer qu'en moyenne, les erreurs d'estimation de précipitation se propagent dans les simulations avec un facteur 3. Ce résultat est cohérent avec l'analyse réalisée par Gosset *et al.*, (2013). Il souligne la forte limitation des produits non corrigés pour les applications en modélisation hydrologiques dans la région d'étude.

1.2 Evaluation des produits satellites de pluie corrigés

On analyse ici comment la correction de biais proposée dans les algorithmes TRMM, PERSIANN et CMORPH peut améliorer certaines des faiblesses identifiées pour les simulations issues des produits non corrigés. Les résultats se rapportent aux items (b) des Figure 68 à Figure 72 et du Tableau 30.

1.2.1 Variabilité des débits

La Figure 68b et le Tableau 30b permettent de mettre en évidence que, d'une manière générale, les produits corrigés représentent mieux la variabilité des débits au cours de la saison par rapport aux produits non corrigés.

La dynamique intra-saisonnière (montrée pour l'année 2005 dans la Figure 68b) est beaucoup plus cohérente entre les simulations de référence et les trois produits corrigés, qu'elle ne l'est pour les produits bruts. C'est clairement visible dans le bassin C238, un peu moins sur Bétérou pour 2005, mais les autres années présentées en Annexe F témoignent de cette amélioration également à cette station. Cela se traduit par une nette augmentation des valeurs de l'efficacité KGE pour les trois produits. L'impact est particulièrement important pour PERSIANN qui en mode non corrigé présentait les erreurs les plus fortes et qui, suite à ajustement (PERSIANN ADJ), présente les valeurs de KGE les plus élevées (0.64 à C238 et 0.82 à Bétérou). Malgré tout, des défauts persistent. Le produit TRMM corrigé (3B42) améliore les performances des simulations mais surestime fortement les pics de débits tout au long de la saison, probablement toujours à cause des trop fortes intensités de pluie présentes dans ce produit (voir Chapitre III, Figure 44). PERSIANN ADJ (resp. CMORPH ADJ) est plus proche des hydrogrammes de référence, notamment dans C238, mais à Bétérou il surestime (resp. sous-estime) les pics des débits en particulier pour l'année 2005.

A l'échelle annuelle (Figure 69b), on observe une meilleure restitution des lames d'eau ruisselées sur l'ensemble de la période pour les produits 3B42 et PERSIANN ADJ. La variabilité interannuelle est légèrement mieux reproduite pour ces deux produits mais la distinction année humide/sèche n'est pas tout à fait évidente, contrairement aux précipitations de ces produits qui reproduisent bien la variabilité interannuelle de la pluie de référence (voir Chapitre III, Figure 36). En revanche, CMORPH ADJ souffre d'une sous-estimation significative de la lame d'eau ruisselée sur l'ensemble de la période (de 35%) et reste assez peu fiable sur la variabilité interannuelle (surestimation de 2006 et sous-estimation de 2007).

1.2.2 Bilans d'eau annuels

Les produits corrigés représentent mieux les bilans d'eau sur l'ensemble de la période (Figure 70b), principalement 3B42 et PERSIANN ADJ qui ont des pourcentages semblables à la référence (Figure 71b). On peut à nouveau constater que l'évaporation évolue très peu lorsque la pluie varie (ex : voir année 2008), c'est à nouveau principalement le ruissellement qui est la variable d'ajustement du bilan. Ce comportement s'explique certainement parce que la demande évaporatoire atmosphérique dans la région est toujours satisfaite (la pluie n'est pas un facteur limitant), donc quand le potentiel d'évapotranspiration est atteint, l'eau résiduelle part en ruissellement. Ainsi le produit CMORPH ADJ

qui sous-estime la pluie de la période, simule une évapotranspiration sur la période similaire à la référence mais génère moins de ruissellement. En proportion (Figure 71b), le bilan d'eau associé à CMORPH ADJ reste donc très déséquilibré donnant plus de poids à l'évapotranspiration qu'au ruissellement d'environ 9%. Ce produit montre une variation du bilan de -1% qui pourrait être liée au fait que les simulations de ce produit qui sont menées avec moins de cumule de pluie dans un cadre dans lequel les autres paramètres atmosphériques ne sont pas modifiés (comme cela est établi pour toutes les simulations), donc les sols seront plus sollicités pour remplir la demande évaporatoire.

1.2.3 Propagation des erreurs de pluie satellitaire dans la modélisation hydrologique

La correction de biais permet de largement réduire les erreurs annuelles sur la pluie et les débits. Par conséquent, la représentation de la propagation d'erreur de la Figure 72b est recentrée sur une gamme d'échelle beaucoup plus étroite (<50%) que pour les produits non-corrigés de la Figure 72a (>100% pour le ruissellement). On constate que les erreurs du 3B42 et de PERSIANN sont assez concentrées. Le produit 3B42 surestime la précipitation de la période de 3% amplifiée à 5% dans les simulations hydrologiques. On notera cependant que l'erreur de précipitation de l'année 2006 de 6% s'amplifie à plus de 28% pour le ruissellement. PERSIANN ADJ est le produit avec le moins d'erreurs d'estimation de pluie et le moins d'erreurs sur la modélisation, ainsi l'erreur sur pluie de -2% se traduit par une erreur sur les débits de -5%. En revanche, malgré la correction des biais, le produit CMORPH ADJ conserve une sous-estimation de pluie relativement élevée (-12% sur la période) et génère en conséquence une sous-estimation forte des lames ruisselées (-38% sur la période).

A noter qu'aucune différence de propagation des erreurs n'a été identifiée entre les années sèches (2005 et 2006) et les années humides (2007 et 2008). Il semble en revanche que l'année 2006 soit associée à des erreurs plus importantes par plusieurs produits en version corrigée et non corrigée. La spécificité climatologique d'une telle année serait à approfondir pour en déterminer les causes potentielles.

1.3 Impact des types de calibration dans la modélisation hydrologique des produits par satellite

Dans cette section, on cherche à mettre en évidence si les simulations hydrologiques des produits satellites sont influencées par le choix des paramètres de calibration du modèle? Le produit TRMM 3B42 a été choisi pour analyser cet aspect sur des simulations de l'année 2005 réalisées avec DHSVM pour les trois calibrations M1, M2 et M3 (Figure 73).

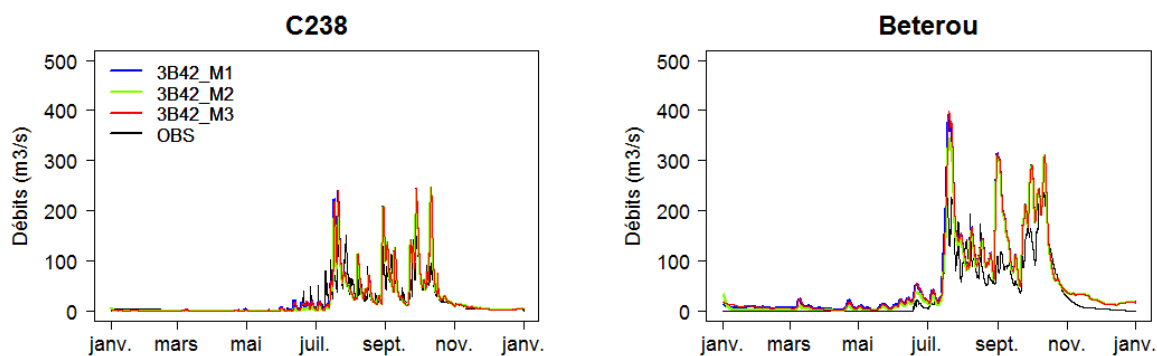


Figure 73. Impact des différents types de calibrations de DHSVM sur les simulations du produit TRMM 3B42 dans l'Ouémé (Année 2005).

Comme attendu compte tenu des résultats déjà obtenus à ce sujet dans le Chapitre V, les hydrogrammes simulés via les trois types de calibration ont une forme très semblable en volume et pics. Cette expérience permet de montrer à nouveau que différents jeux des paramètres calibrés du modèle DHSVM peuvent générer des simulations acceptables et que le choix des valeurs de paramètres influence finalement peu nos analyses, au moins dans les gammes de valeurs explorées ici.

2. Influence de la résolution des produits de pluie satellitaire sur les simulations hydrologiques

Dans ce chapitre on analyse les effets de l'impact de la résolution spatiale et temporelle des produits satellites à travers deux aspects. Dans un premier temps on évalue dans quelle mesure les simulations des lames ruisselées par la pluie satellite à la résolution basse (0.25° et 3h) sont modifiées lorsque la résolution est agrégée dans l'espace (0.50°) et dans le temps (24h). On comparera cette évolution à celle déjà analysée avec la pluie au sol. On présente d'abord l'impact de la dégradation spatiale puis celui de la dégradation temporelle des produits sur les simulations, pour les produits corrigés et non corrigés. Cette évaluation est faite sur l'ensemble de la période d'étude 2005-2008.

Dans un second temps, on cherche à savoir si les biais identifiés dans les simulations hydrologiques diminuent lorsqu'on agrège les produits satellites à des résolutions spatiales ou temporelles plus grossières que la résolution de base. On compare donc ici les erreurs entre simulations issues des produits sols et celles issues des produits satellites pour des résolutions allant jusqu'à 0.50° et 24h.

2.1 Impact des résolutions des produits sur les simulations

2.1.1 Impact de l'agrégation spatiale de la pluie

Dans la Figure 74, on représente la diminution en pourcentage de la lame d'eau ruisselée simulée lorsque la pluie est agrégée de la résolution 0.25° à 0.5° . On analyse également le KGE entre les simulations de base de chaque produit et les correspondantes simulations dégradées.

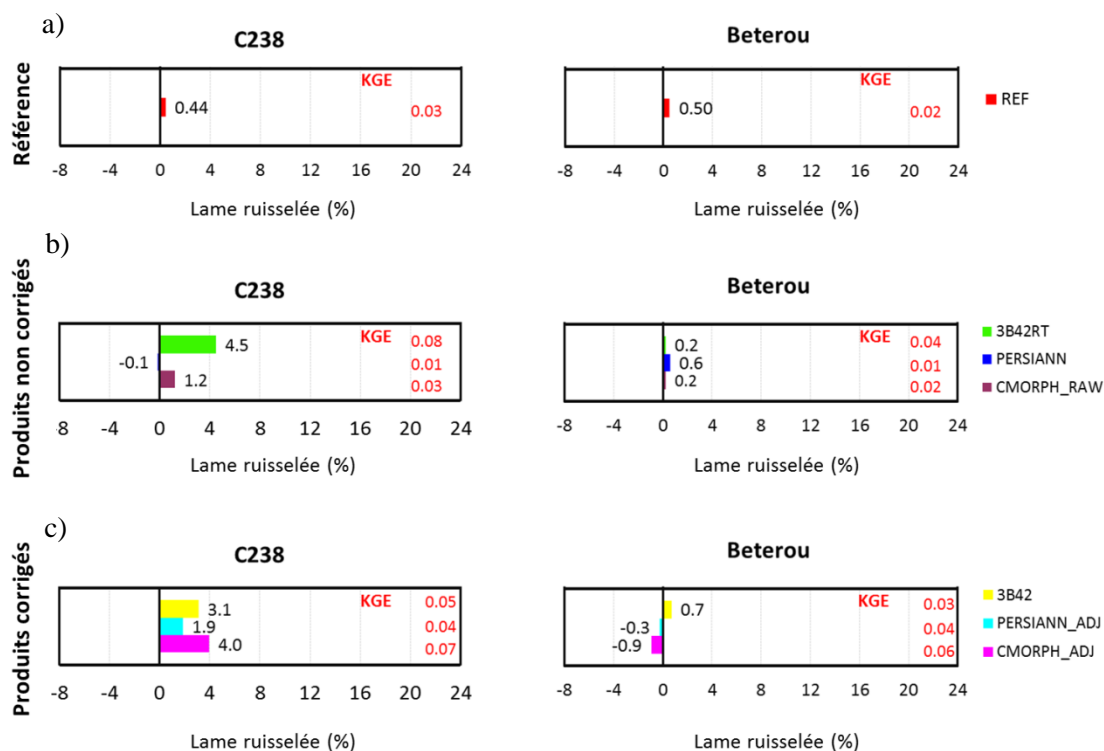


Figure 74. Impact de la résolution spatiale des précipitations satellitaires sur les lames ruisselées de la période d'étude dans l'Ouémé.

Pour beaucoup de produits, l'impact de la dégradation spatiale des produits sur les lames ruisselées est plus marqué sur le bassin C238 que sur Bétérou, ce qui se correspond avec une modification KGE légèrement plus accentuée sur ce premier bassin.

On constate aussi que sur C238, les effets d'agrégation spatiale sont plus marqués pour les produits satellites que pour le produit de pluie au sol. Cependant, de manière générale l'agrégation spatiale de la pluie satellite à la résolution 0.50° modifie peu les lames ruisselées. De tous les produits non corrigés, 3B42RT est celui qui présente la dégradation de lames ruisselées la plus marquée sur la période (4.5% à C238) (Figure 74b), tandis qu'entre les produits corrigés, CMORPH ADJ est le plus sensible à l'agrégation (4% à C238) (Figure 74c).

On notera enfin pour mémoire, qu'une partie des variations des lames ruisselées est liée à une faible augmentation du volume de pluie durant le processus d'agrégation spatiale due aux effets du bord (similaire à celui observé dans la section 1.2, Chapitre V).

2.1.2 Impact de l'agrégation temporelle de la pluie

La Figure 75 est similaire à la Figure 74 mais évalue les effets sur le ruissellement de l'agrégation temporelle de la pluie satellite de 3h à 24h.

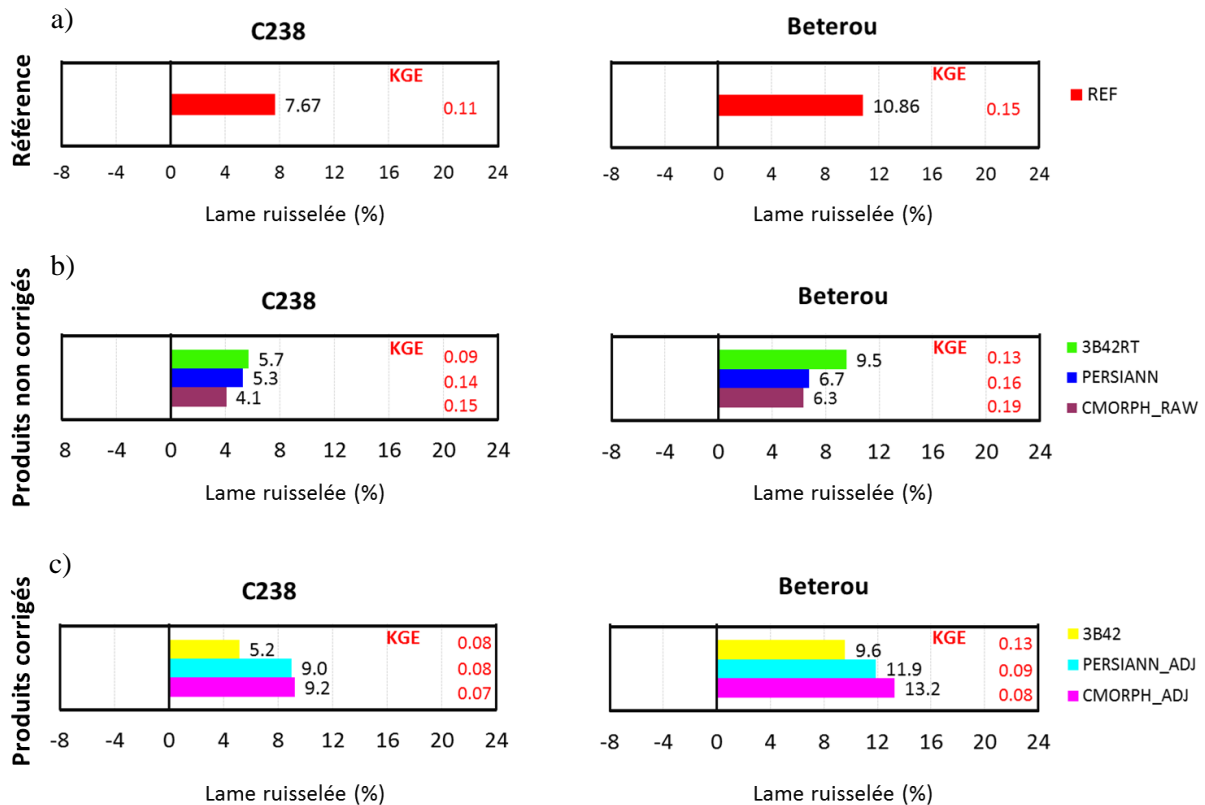


Figure 75. Impact de la résolution temporelle des précipitations satellitaires sur les lames ruisselées de la période d'étude dans l'Ouémé.

Pour les produits satellites non corrigés la diminution de la lame d'eau ruisselée associée à l'agrégation temporelle varie de 4.1 à 5.7% à C238 et de .6.3 à 9.5% à Bétérou (Figure 75b). Ces effets sont légèrement inférieurs à ceux documentés à partir de l'agrégation des données de référence au sol (Figure 75a). Parmi les produits non corrigés 3B42RT est celui qui dégrade de plus les lames ruisselées du bassin (5.7% à C238 et 9.5% à Bétérou). Cela souligne certainement que la représentation de la variabilité temporelle de la pluie par TRMM3B42RT est plus proche de la réalité que dans les autres produits.

L'effet de l'ajustement des produits satellite corrigés (Figure 75c) est peu visible pour TRMM qui reste dans les mêmes ordres de grandeur que dans sa version non corrigée. Il est en revanche marqué pour CMORPH_ADJ et PERSIANN_ADJ qui génèrent plus de dégradation des lames d'eau (9.2% à C238 et ~ 13.2% à Bétérou, respectivement 9% et 11.9%) (Figure 75c). Après ajustement, les intensités de pluie de ces deux produits sont assez similaires aux intensités de la pluie REF (Figure 44, Chapitre III), on voit alors que quand elles se dégradent dans le temps (24h) l'impact sur le ruissellement est similaire à celui de la référence (Figure 75a).

Malgré que, dans la gamme des résolutions testées, l'impact de l'agrégation temporelle des produits par satellite sur les simulations est plus marqué que l'impact de l'agrégation spatiale, on voit que la performance statistique des simulations est peu modifiée par l'agrégation temporelle, car l'indice KGE indique une variation de l'efficacité des simulations de la période inférieure à 0.2 sur les deux bassins.

2.2 Est-ce que les biais des simulations sont réduits par l'agrégation spatiale ou temporelle des produits ?

Afin de répondre à cette question, dans cette section nous avons évalué si les erreurs de simulations obtenues avec les produits satellites pouvaient diminuer lorsque la résolution des produits satellite était agrégée à des résolutions plus grossières que 0.25°, 3h. Pour cela on compare les simulations issues du forçage au sol et celles issues des produits satellite quand elles sont agrégées dans l'espace (0.50°) et dans le temps (24h). On calcule à chaque fois le KGE entre les débits simulés par la pluie au sol et les débits simulés par la pluie satellite agrégée aux mêmes résolutions. Cette analyse a été menée sur l'année 2005 et les résultats sont présentés dans le Tableau 31 pour les produits non corrigés et dans le Tableau 32 pour les produits corrigés.

Produits non corrigés	C238			Bétérou		
		Agrégation spatiale	Agrégation temporelle		Agrégation spatiale	Agrégation temporelle
	0.25° - 3h	0.50° - 3h	0.25° - 24h	0.25° - 3h	0.50° - 3h	0.25° - 24h
REF	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
3B42RT	0.62	0.70	0.77	0.73	0.72	0.66
PERSIANN	-2.52	-2.62	-2.76	-2.32	-2.31	-2.71
CMORPH_RAW	-2.32	-2.37	-2.65	-1.60	-1.60	-1.96

Tableau 31. Variation de la performance statistique KGE des simulations des produits non corrigés selon la dégradation des résolutions spatio-temporelles. (Année 2005)

Produits corrigés	C238			Bétérou		
		Agrégation spatiale	Agrégation temporelle		Agrégation spatiale	Agrégation temporelle
	0.25° - 3h	0.50° - 3h	0.25° - 24h	0.25° - 3h	0.50° - 3h	0.25° - 24h
REF	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
3B42	0.24	0.28	0.19	0.86	0.88	0.88
PERSIAN_ADJ	0.85	0.86	0.82	0.81	0.82	0.79
CMORPH_ADJ	0.42	0.42	0.36	0.41	0.40	0.31

Tableau 32. Variation de la performance statistique KGE des simulations des produits corrigés selon la dégradation des résolutions spatio-temporelles. (Année 2005)

D'après le Tableau 31, le 3B42RT est le seul produit non corrigé qui améliore légèrement sa performance globale sur l'Ouémé quand les simulations sont forcées par la pluie satellite à des résolutions grossières dans l'espace et dans le temps mais uniquement sur C238 où le KGE passe en effet de 0.62 pour la résolution de base 0.25°, 3h à 0.70 lorsque la pluie est agrégée spatialement à 0.5° et à 0.77 lorsque la pluie est agrégée temporellement à 24h. Sur Bétérou, l'agrégation réduit la performance à l'image des deux produits PERSIANN et CMORPH RAW qui montrent à chaque fois une légère diminution de la performance des simulations lorsque leur résolution spatio-temporelle est dégradée.

Ce constat est globalement retrouvé pour les produits corrigés (Tableau 32) à la différence qu'on ne retrouve pas l'amélioration du KGE pour le 3B42 à C238 pour l'agrégation temporelle et qu'une très

légère amélioration semble poindre lorsqu'on agrège spatialement. En revanche, la faible variation des KGE (~ 0.1) ne permet pas de conclure de façon définitive.

D'après cette analyse, il n'existe donc pas de diminution significative des erreurs de simulations lorsque les produits satellites sont agrégés. Les évolutions contrastées plaident d'ailleurs parfois pour une dégradation des performances, notamment en agrégation temporelle mais qu'il faut certainement relativiser ici compte tenu de la faible variation du KGE et du fait que seule l'année 2005 soit étudiée ici.

3. Synthèse et Discussion des résultats

Les produits TRMM, PERSIANN et CMORPH dans leurs versions corrigées et non-corrigées ont été utilisés pour évaluer les pluies satellitaires à des fins de modélisation hydrologique du bassin l'Ouémé. Les simulations ont été réalisées avec le modèle DHSVM avec sa calibration la plus performante (M3) sur toutes les années de la période d'étude. Cette analyse a été divisée en deux parties, dont les questions, résultats et points de discussion sont présentées dans les sections suivantes 3.1 et 3.2.

3.1 Evaluation hydrologique des produits satellites à la résolution base (0.25° et 3h)

Y a-t-il des différences de sensibilité des simulations hydrologiques entre pluie au sol et pluie satellite ?

Nos résultats montrent que les débits simulés par les produits satellites diffèrent sensiblement de ceux issus de la pluie au sol. La réponse à cette question était prévisible compte tenu des différences précédemment observées entre les estimations de la pluie satellite et la précipitation de référence de la région. Néanmoins, on a mis en évidence qu'il existe des produits qui représentent de manière plus cohérentes que d'autres les simulations du bassin.

Est-ce qu'il y a des différences dans les simulations par produits corrigés et non corrigés ?

Les analyses réalisées ont montré une différence marquée entre la performance hydrologique des produits non corrigés qui surestiment fortement les simulations, et les produits corrigés qui représentent de façon acceptable les simulations du bassin. Ces différences sont principalement liées aux cumuls de pluie annuels des produits qui sont surestimés par les produits non corrigés et estimés d'une façon plus cohérente par les produits corrigés, comme cela a été présenté au Chapitre III.

Parmi les produits non corrigés, TRMM 3B42RT est celui qui s'aligne le mieux sur les simulations de référence et reproduit de façon relativement satisfaisante la variabilité intra-annuelle de débits et le bilan d'eau moyen annuel. En revanche les produits PERSIANN et CMORPH RAW surestiment fortement les simulations.

Parmi les produits corrigés, TRMM 3B42 et PERSIANN ADJ sont ceux qui représentent le mieux les simulations (estimation des lames ruisselées, variabilité intra-annuelle des simulations, représentation de bilan d'eau annuel). Le produit CMORPH ADJ reste biaisé et sous-estime la précipitation annuelle et par conséquent les débits simulés.

Cette question a permis de mettre en évidence les points suivants: i) l'algorithme d'estimation des pluies par satellite qui diffère selon les produits a une forte influence pour les applications hydrologiques, un aspect également signalé par Nikolopoulos *et al.*, (2010) dans leur étude de modélisation d'un bassin italien; ii) les produits satellites corrigés sont plus performants pour les simulations du bassin l'Ouémé (également mentionné par Gosset *et al.*, 2013 sur la région du Benin, ainsi que d'autres études dans diverses régions, voir Chapitre I, point 4.2).

Comment les erreurs de précipitation sont propagées dans la modélisation du ruissellement ?

Les biais d'estimation de la pluie diffèrent selon les produits satellites notamment selon qu'ils soient corrigés ou non. En revanche quel que soit le produit, nous avons pu mettre en évidence qu'il existe une amplification très forte de ce biais dans les simulations des débits. On a pu ainsi évaluer que l'erreur sur

les débits est de l'ordre de 3 fois plus forte que les erreurs sur la pluie, amenant parfois certains produits (PERSIANN et CMORPH_RAW) à surestimer de plus de 100% les lames d'eau simulées.

Les simulations hydrologiques sont-elles influencées par le choix des paramètres de calibration du modèle ?

A partir d'une analyse basée sur l'utilisation de TRMM 3B42, nous avons à nouveau constaté que les trois types de calibration de DHSVM (M1, M2 et M3) ne produisaient pas de variations significatives entre les hydrogrammes générés, les différences obtenues étant très inférieures à celles identifiées en comparant les effets des différents forçages pluviométriques.

3.2 Evaluation de l'effet des résolutions spatio-temporelles grossières des produits sur les simulations de l'Ouémé

Dans quelle mesure les simulations de ruissellement issues d'un forçage pluviométrique satellite sont-elles modifiées par la résolution spatio-temporelle des produits ?

Les produits de pluie en résolution de base (0.25° et 3h) ont été dégradés dans l'espace (0.50°) et dans le temps (24h) pour montrer comment l'utilisation de données satellite à des résolutions plus grossières pouvait affecter les simulations. Les résultats ont montré que l'effet de l'agrégation spatiale de la pluie par satellite influence peu les simulations hydrologiques sur la période d'étude ($< 5\%$ de dégradation des lames ruisselées) pour les produits non corrigés et corrigés. L'agrégation temporelle de la pluie satellitaire a un effet un peu plus marqué sur les simulations mais diffère selon que le produit est non corrigé ($\sim 6\%$ de dégradation des lames ruisselées) ou corrigé ($\sim 10\%$ de dégradation des lames ruisselées).

Est-ce que l'effet des résolutions des produits sur les simulations est semblable à celui de la référence ?

Les simulations de l'Ouémé ont montré une sensibilité à la résolution spatiale légèrement plus marquée pour la pluie par satellite (des produits corrigés et non corrigés) que pour la pluie de référence. Par contre, l'effet de la résolution temporelle des produits satellites est comparable avec celui de la référence. C'est principalement vrai pour les produits corrigés (spécifiquement PERSIANN ADJ et CMORPH ADJ) qui dégradent les simulations du bassin dans des pourcentages comparables à la référence. Comme nous l'avons mentionné précédemment, ce comportement est certainement lié au fait que ces deux produits corrigés ont des intensités de précipitation proches de la pluie de référence.

L'agrégation spatiale ou temporelle des produits permet-elle de réduire les biais identifiés dans les simulations hydrologiques ?

Une comparaison des erreurs existantes entre les simulations issues de la pluie de référence et la pluie satellite aux résolutions de base (0.25° et 3h), et celle aux résolutions dégradées dans l'espace (0.50° et 3h) et dans le temps (0.25° , 24h) a été faite pour évaluer si l'utilisation de produits satellites à des résolutions grossières permettrait de réduire les biais dans la modélisation hydrologique.

Les analyses ont montré que, pour plusieurs produits (3B42, 3B42 RT et PERSIANN ADJ) l'agrégation spatiale ne diminuait que très peu les erreurs des simulations, et que pour certaines (PERSIANN, CMORPH RAW) les erreurs pouvaient même augmenter. Quant à la dégradation temporelle de la pluie à la résolution journalière, elle introduit sur les simulations des erreurs qui sont en général semblables à celles produites par la pluie à 3h.

En général, on n'a pas observé une diminution significative des erreurs dans les simulations avec les résolutions grossières de la pluie satellite. Ce constat est partagé par d'autres études, notamment celle de Nikolopoulos *et al.*, (2010) sur un bassin de montagne en Italie et celle de Chintalapudi *et al.*, (2014) sur un bassin à faible relief au Texas, ce qui suggère que les résolutions fines des produits ne sont pas un frein à leur utilisation pour la modélisation hydrologique et qu'il n'est donc pas nécessaire de privilégier des produits de plus faible résolution.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

1. Conclusions Générales

1.1 Rappel de la problématique de thèse

L'Afrique de l'Ouest est une région qui présente une forte variabilité du régime pluviométrique, où malgré des conditions sèches prédominantes, se produisent aussi des extrêmes humides associés à des épisodes d'inondations (Chapitre II). Face à la perspective du changement climatique global, il est essentiel de mieux documenter comment la variabilité de la pluie de cette région impacte la réponse des hydro-systèmes, afin de mieux la prendre en compte dans les recherches ou applications hydrologiques futures.

Dans la région soudanienne du Bénin, le bassin versant de l'Ouémé (13150 km²) a constitué une zone privilégiée pour aborder cette problématique, car, dans le cadre du Service d'Observation AMMA-CATCH, on bénéficie d'enregistrements de pluie à fine résolution spatio-temporelle et de mesures de débits sur plusieurs sous-bassins sur plusieurs années. De telles conditions d'instrumentation hydrologique sont uniques et la plupart des bassins de la zone soudanienne ne sont pas ou peu instrumentés. Pour les régions non-jaugées, l'utilisation de produits de pluie issus d'estimations satellites s'avère prometteuse pour répondre aux besoins des études hydrologiques et en particulier de la modélisation hydrologique. Pour évaluer ce potentiel, il est important de disposer de méthodes d'évaluation ciblées sur la base de données et de modélisations de référence. Dans ce sens, les mesures (pluie-débit) disponibles dans l'Ouémé, et les expériences de modélisation qui y sont menées, peuvent servir pour explorer l'utilité des produits de pluie satellite dans la modélisation hydrologique de la région.

La problématique mentionnée a été analysée autour des deux grands objectifs basés sur l'évaluation de la sensibilité des hydrosystèmes soudanien à la variabilité spatio-temporelle de la pluie et l'évaluation des données satellites pour la modélisation hydrologique. Nous présentons ici les conclusions générales de la thèse sous la forme de réponses aux grandes questions associées à chacun des objectifs. Nous présenterons ensuite les perspectives qui se dégagent du travail réalisé et qui pourraient être explorées dans des travaux futurs.

1.2 Sensibilité aux résolutions spatio-temporelles de pluie

Premier objectif

Analyser comment la résolution spatio-temporelle des champs de forçage pluviométrique influence la réponse du bassin l'Ouémé telle que simulée par des modèles hydrologiques

Est-ce que les résolutions spatio-temporelles de la pluie introduisent des modifications sur la réponse du bassin l'Ouémé?

Les analyses réalisées ont mis en évidence que la représentation de la pluie dans l'espace et dans le temps a un impact sur les simulations hydrologiques dans ce bassin soudanien. Cependant pour les gammes d'échelles de pluie évaluées, on a montré une plus faible sensibilité de la réponse du bassin à la variation spatiale (2% diminution du ruissellement lorsque la résolution du forçage passe de 0.05° à 0.5°) qu'à la variabilité temporelle (14% de diminution lorsque la résolution du forçage passe de 30 minutes à 24h).

Les tendances mentionnées sont en fonction des simulations de référence de l'étude. Cependant nous avons vu que le degré de sensibilité du bassin aux résolutions de pluie peut varier selon les méthodes d'interpolation utilisées pour générer les champs de précipitation, le modèle hydrologique utilisé dans les simulations et même entre les années.

Existe-t-il des résolutions plus adaptées pour représenter l'hydrologie du bassin l'Ouémé ?

D'après les simulations réalisées nous avons constaté que la pluie à fines résolutions (0.05° et 30min) permettait de reproduire de façon acceptable la réponse du bassin, on peut donc considérer qu'elle est adaptée pour mener des études hydrologiques dans la région. Cependant nous avons mis en évidence que la pluie jusqu'aux résolutions de 0.25° et 3h dégrade en moyenne très peu la réponse du bassin, et reste donc acceptable pour notre bassin d'étude. Au-delà de ces échelles les simulations produisent une variation plus marquée (notamment pour le temporel).

Notre étude de sensibilité à la résolution des champs de forçage pluviométrique est-elle « paramètre » ou « modèle dépendante » ?

Beven et Binley (1992) soulignent que généralement le principe d'équifinalité, associé au fait que plusieurs valeurs de paramètres peuvent produire des simulations hydrologiques acceptables, est peu pris en compte dans les études de modélisation hydrologique. Afin d'évaluer ces effets, nous avons choisi trois types de calibrations performantes pour évaluer la sensibilité du bassin à la pluie. Cette simple approche nous a permis de montrer que dans la gamme des paramètres étudiés, la sensibilité de la réponse hydrologique au forçage pluviométrique était assez similaire.

De même nous avons testé si le choix du modèle pouvait avoir un impact sur les résultats d'analyse de sensibilité. Nous avons pour cela étudié la sensibilité à la résolution spatiale du forçage pour deux modèles DHSVM et nTopAMMA qui diffèrent par leur structure et leurs paramétrisations mais qui représentent tous les deux les processus dominants pour la production du ruissellement (principalement liés aux surfaces contributives saturées) sur le bassin de l'Ouémé. Nos résultats ont montré que la sensibilité était assez similaire, suggérant que le rôle des processus documentés domine sur la structure et la paramétrisation des modèles.

Comment cet objectif contribue-t-il à l'étude de la région ?

Les précipitations en Afrique de l'Ouest sont notoirement connues pour leur très forte variabilité dans l'espace et dans le temps. Cela a été montré dans différents contextes climatiques dans la région souvent aux échelles décennales et interannuelles mais finalement peu à des échelles inférieures (voir Chapitre II), et en particulier à méso-échelle, échelle des systèmes convectifs, qui gouverne in fine la variabilité pluviométrique aux échelles supérieures. A l'échelle des systèmes précipitants certaines études ont montré que les modifications de la pluie avaient un impact très significatif sur les systèmes hydrologiques ouest-africains (zone sahéenne : Vischel, 2006 et zone soudanienne : Le Lay, 2006).

L'effet de la résolution spatio-temporelle de la pluie sur le ruissellement a été évalué par Vischel et Lebel (2007) sur la région du Sahel à l'aide d'un modèle conceptuel représentant les processus hortonien qui dominent en contexte sahéen dans la génération du ruissellement. Ils ont mis en évidence que les résolutions spatio-temporelles grossières de la pluie de fait impactent considérablement la simulation du ruissellement de la région. Dans la zone soudanienne, l'étude de l'impact de la variabilité des échelles de précipitation sur le ruissellement n'avait pas été traité avant notre travail. Or

les résultats que nous avons obtenus montrent que sur cette région, contrairement au Sahel, la réponse hydrologique est peu sensible à la résolution spatiale de la pluie, un fait qui peut être principalement lié aux mécanismes de ruissellement qui caractérisant les deux régions. Les processus hydrologiques en région soudanienne diffèrent en effet fortement de ceux de la région sahélienne. Le ruissellement en particulier est de type hewlettien et donc très lié aux écoulements de subsurface qui produisent les surfaces saturées productives. Ces mécanismes sont donc très intégrateurs à l'échelle du bassin et tamponnent la variabilité pluviométrique, ce qui explique certainement en partie la moindre sensibilité à la résolution de la pluie.

1.3 Evaluation de l'utilité de la pluie satellite

Deuxième objectif

(Articulée autour des deux axes)

- i) Evaluer les produits satellitaires de précipitation pour la modélisation hydrologique de l'Ouémé
- ii) Etudier l'impact des résolutions spatio-temporelles des précipitations satellitaires sur les simulations hydrologiques de l'Ouémé.

Les produits par satellite peuvent-ils être utilisés pour la modélisation hydrologique de la région? Quels produits sont plus souhaitables pour simuler l'hydrologie de l'Ouémé ?

La réponse à ces questions a été menée en comparant les simulations issues de forçage de produits satellite avec des simulations de références issues de forçage pluviométriques au sol. A noter qu'aucune recalibration du modèle n'a été effectuée pour cette analyse.

Les simulations réalisées avec les produits dans leur version non-corrigée ont montré de grandes différences montrant clairement que le choix des algorithmes d'estimation des pluies a un impact sur la reproduction de l'occurrence et l'intensité de pluie qui se répercute sur les débits. Parmi les trois produits non corrigés, TRMM 3B42RT est ressorti comme le plus à même de retranscrire la variabilité hydrologique de la région en débit et en bilan d'eau.

La correction de biais des produits satellite permet en général d'améliorer les simulations. Les produits corrigés sont donc plus appropriés pour analyser l'hydrologie du bassin l'Ouémé. Ce résultat coïncide avec celui de Gosset *et al.*, (2013) réalisé sur la même région. Parmi les évaluations réalisées nous avons trouvé que les produits PERSIANN ADJ et TRMM 3B42 ont une bonne capacité à reproduire les simulations hydrologiques de référence réalisées sur les années 2005 à 2008. On notera que le produit PERSIANN ADJ est celui qui a produit le meilleur score en KGE (>0.6) sur les simulations de la période. Cela signifie que ce produit est bon en estimation des lames ruisselées, pics de débits et dans la représentation de la variabilité des hydrogrammes Il est également le plus cohérent pour représenter les cumuls de pluies annuelles, mensuelles et les intensités de précipitation de référence par rapport à TRMM 3B42 qui a tendance à surestimer les intensités de pluie.

On notera en revanche que les corrections faites sur CMORPH produisent des performances de simulation qui restent assez faibles, caractérisées pour une sous-estimation des débits simulés (et de la pluie annuelle). Contrairement à TRMM et PERSIANN qui sont débiaisés mensuellement, CMORPH est corrigé à partir de données journalières. Ce choix est certainement questionnable dans des régions où, comme en Afrique de l'Ouest, la disponibilité de telles données est très limitée.

L'utilisation des produits satellites à plus faibles résolutions spatio-temporelle permet-elle d'améliorer les simulations hydrologiques ?

Nous avons trouvé qu'agrégée à basse résolution spatiale (0.50° au lieu de 0.25°), la pluie satellite modifie peu les simulations des lames ruisselées du bassin (<5%), par contre la résolution temporelle grossière (24h) introduit une plus grande variation (~10%). D'autre part la performance statistique des simulations (évalué par le critère KGE) s'est montrée assez peu sensible à la dégradation des résolutions de la pluie satellite dans l'espace et le temps, ce qui est assez cohérent avec l'analyse menée à partir des champs de pluie au sol. Nous avons noté cependant que le degré de sensibilité des simulations peut varier en fonction de l'année et du produit.

Quelle est la contribution du travail réalisé dans le contexte régional ?

Jusqu'alors, le travail de référence sur l'évaluation des produits satellites à des fins d'étude hydrologique dans la région est l'étude de Gosset *et al.*, (2013). Nos travaux ajoutent plusieurs plus-values à ces travaux :

- D'une part l'étude de Gosset *et al.*, (2013) ne considère que les produits satellites aux échelles journalières. Nous avons donc ici généralisé certains résultats à partir des produits satellites utilisés à leur résolution la plus fine de 3h.
- Les applications hydrologiques de l'étude de Gosset *et al.*, (2013) se basait sur des modèles conceptuels globaux. Nous avons ici utilisé des approches de modélisation distribuées qui représentent de façon explicite les processus hydrologiques dans la région. Cela nous a permis de montrer le potentiel des produits satellites pour des applications hydrologiques qui dépassent le simple cadre opérationnel et qui permettent d'aborder des questions scientifiques plus larges autour des changements globaux.
- L'approche par modélisation distribuée a permis d'analyser la performance des produits satellites en dissociant les effets de résolution, des effets de biais. Cette approche est originale dans la région et plus généralement dans le paysage des études traitant de la validation hydrologique des produits satellites.
- Nos analyses ont montré le fort potentiel du produit PERSIANN ADJ pour simuler l'hydrologie du bassin de l'Ouémé. Il est à noter que ce produit n'avait pas encore été exploré sur le territoire de l'Afrique de l'Ouest. Nous avons mis en évidence que les résultats de PERSIANN ADJ peuvent être comparés à ceux du produit TRMM 3B42 et même les améliorer.

2. Perspectives et Limitations

Durant ce travail nous avons réalisé plusieurs analyses et interprétations permettant d'apporter des éléments de réponse aux questions posées. Cependant, les méthodes choisies pour atteindre les objectifs et les résultats obtenus peuvent présenter certaines limites et par ailleurs ouvrent de nouvelles questions qui pourraient être abordées dans de futures recherches sur la région. Ces interrogations et pistes de travail sont listées ci-après, ordonnées par thématiques.

2.1 Sur l'adaptabilité du modèle DHSVM dans la région

Une amélioration des simulations sur l'Ouémé avec DHSVM est-elle envisageable?

Une des plus grandes difficultés rencontrées dans cette étude a été la calibration du modèle pilote DHSVM. Dans les différents scénarios de calages testés, nous avons pu sélectionner une calibration

satisfaisante mais qui résulte d'un compromis entre (i) la modélisation des deux sous-bassins considérés (C238 et Bétérou), (ii) la reproduction de la variabilité des hydrogrammes de débit et (iii) la retranscription des bilans d'eau annuels.

Plusieurs pistes sont certainement envisageables pour améliorer les simulations de référence sur le bassin :

- i) reconsidérer le traitement du MNT du modèle afin de mieux représenter les connexions de drainage
- ii) introduire une percolation profonde non reliée au réseau hydrographique telle que supposée sur le bassin de l'Ouémé d'après les études de terrain et déjà intégrée dans nTopAMMA.
- iii) adopter un cadre de calibration automatique plus à même de répondre aux questions de sensibilité des simulations aux paramètres du modèle et de prendre également en compte de façon plus rigoureuse les incertitudes de calibration.

Pour ce dernier point, du fait du nombre élevé de paramètres dans DHSVM, un cadre numérique et statistique rigoureux devrait être mis en place qui demande une forte expertise statistique et numérique. La complexité d'une telle approche explique d'ailleurs pourquoi la plupart des études hydrologiques réalisées avec DHSVM recourent à la calibration manuelle. On notera cependant, qu'il existe quelques études où une calibration automatisée de DHSVM a été proposée, comme Surfleet *et al.*, (2010) qui a utilisé des techniques de Monte Carlo dans les simulations d'un bassin au nord-est des Etats Unis et Mourre, (2015) qui a utilisé des plans d'expérience basés sur les Hypercube Latins pour définir l'espace des paramètres à calibrer sur un bassin dans les Andes péruvien.

2.2 Sur les évaluations faites avec nTopAMMA

Quelle est l'influence de la variabilité temporelle de la pluie la réponse du bassin simulé par nTopAMMA ?

Dans notre travail, nous avons utilisé le modèle nTopAMMA pour comparer les résultats d'analyse de sensibilité au forçage pluviométrique à ceux obtenus avec DHSVM. Nous nous sommes en revanche limités à l'influence de la résolution spatiale de la pluie car, en l'état et suite au travail de thèse de Richard 2014, nTopAMMA tourne au pas de temps journalier. Afin de compléter notre analyse, il serait souhaitable d'appliquer nTopAMMA à un pas de temps sous-journaliers. Cela nécessiterait de réadapter les fichiers de forçage du modèle et de le recalibrer en conséquence.

2.3 Sur la sensibilité des bassins à la pluie

Est-ce qu'une meilleure représentation de la réponse du bassin l'Ouémé pourrait modifier la sensibilité à la variation de la pluie dans le temps et dans l'espace ?

Dans le cas où l'on apporterait à DHSVM les modifications d'amélioration suggérées précédemment (section 2.1), il est légitime de se demander si nos résultats seraient différents. Plusieurs arguments nous permettent d'être assez confiants sur la robustesse de nos résultats.

- L'analyse de trois calibrations a permis de montrer que même si la valeur des paramètres sensibles du modèle changent, la sensibilité à la pluie est toujours la même.

- L'utilisation de nTopAMMA montre que même lorsqu'un terme d'infiltration profonde est introduit, la sensibilité du ruissellement au forçage pluviométrique est du même ordre que celui de DHSVM.

2.4 Sur la performance des produits de pluie dans les simulations

Est-ce que la recalibration des modèles hydrologiques pourrait introduire des améliorations sur les simulations forcées par des estimations de pluie satellite ?

Dans notre travail nous n'avons pas recouru à la recalibration des modèles hydrologiques et donc avons évalué les produits de pluie satellite dans un cadre d'analyse de sensibilité. Il est possible qu'au travers d'une recalibration des modèles on puisse améliorer la performance des simulations. Par exemple, dans Bitew et Gebremichael (2011) et Bitew *et al.*, (2011), il est montré comment la ré-calibration des modèles forcés par des données de pluie satellite améliore les simulations de débits. Toutefois, ils mentionnent que la recalibration peut introduire des déficiences dans les autres variables du bilan d'eau, en particulier l'évapotranspiration, et conduire à l'ajustement de valeurs de paramètres de sol peu réalistes.

Une analyse de recalibration pourrait néanmoins être intéressante à évaluer pour compléter notre étude. Comme déjà mentionné plus haut, une telle approche est très contraignante avec DHSVM compte tenu du coût numérique induit par de multiples simulations. Le modèle nTopAMMA qui est plus parcimonieux pourrait être un outil pratique pour répondre à cette question, à condition de l'adapter aux pas de temps infra-journaliers que requiert l'analyse des produits satellites dans leur résolution originelle.

Comment peut-on améliorer la correction de biais des produits de pluie par satellite?

Notre étude, comme beaucoup d'autres, a mis en évidence que les produits corrigés sont plus performants que les produits bruts pour les applications en modélisation hydrologique. Or ces corrections sont souvent faites à partir de corrections de biais mensuels ou à partir d'un faible nombre de stations journalières avec des algorithmes qui fonctionnent de façon similaire sur l'ensemble de la couverture des données.

Certains travaux proposent des techniques de réajustement des produits sur la base de données locales et adapté aux contraintes climatiques régionales (e.g. Tobin et Bennett (2010) ; Li et Shao (2010)). Il pourrait être intéressant sur la région d'Afrique de l'Ouest d'envisager des applications de ce type pour combiner les données sol avec les données satellites et fournir ainsi des produits optimaux compte tenu des données en présence.

Peut-on raisonnablement utiliser les données satellites pour les applications hydrologiques sur des bassins non jaugés?

Malgré la bonne performance de certains produits pour représenter l'hydrologie de la région étudiée ici, plusieurs points nous amènent à émettre un message de prudence quant à l'utilisation des produits satellites de pluie pour les applications hydrologiques :

- Notre analyse a été guidée uniquement par les applications en modélisation hydrologique. Les résultats obtenus ne doivent donc pas être étendus à d'autres domaines de l'hydrologie

(prédétermination des pluies, études climatologique du régime des précipitations, prévision hydrologique opérationnelle,...) sans analyse préalable.

- Nous avons mis en évidence des différences fortes entre les produits testés. Les résultats que nous avons obtenus peuvent servir d'aide à la sélection des produits pertinents mais :
 - o Notre application s'est limitée à l'usage des produits d'un contexte hydro-climatique spécifique à la zone soudanienne et pourraient donc être différents dans un autre contexte.
 - o Nos résultats ont été obtenus sur la base de quatre années (définies dans le cadre du projet ALMIP2). Cette durée peut être considérée comme insuffisante et pourrait être prolongée pour consolider nos résultats. On notera toutefois que les années testées étaient suffisamment contrastées pour mettre en évidence que les biais pouvaient varier d'une année sur l'autre et également entre le caractère humide ou sec d'une année.

Compte tenu des biais encore présents dans les données satellites, qu'ils soient liés aux effets de résolution ou aux erreurs d'estimation des intensités de pluie, il reste très recommandable d'évaluer les produits satellites. Nous en avons démontré l'intérêt pour la pluie mais nous pouvons sans aucun doute généraliser ce commentaire à l'ensemble des variables du cycle de l'eau désormais estimées grâce aux différentes missions satellites. Pour ce faire, il est nécessaire de disposer de jeux de données de référence au sol que seule la préservation des réseaux d'observation existants peut fournir. La pérennisation sur le long terme des dispositifs d'observation au sol tels que structurés à l'échelle nationale dans les SOERE (Système d'observation et d'expérimentation sur le long terme pour la recherche en environnement) ou plus généralement dans les infrastructures de recherche, doit rester une priorité scientifique pour continuer à étudier les changements climatiques et environnementaux qui touchent notre planète.

Références Bibliographiques

- Aich, V., B. Koné, F. F. Hattermann, et E. N. Müller. 2014. « Floods in the Niger basin - analysis and attribution ». *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions* 2 (août): 5171-5212. doi:10.5194/nhessd-2-5171-2014.
- 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*, 355-65. Wallingford: IAHS. <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:26482>.
- Amani, A., et T. Lebel. 1997. « Lagrangian kriging for the estimation of Sahelian rainfall at small time steps ». *Journal of Hydrology* 192 (1-4): 125-57. doi:10.1016/S0022-1694(96)03104-6.
- Asadullah, Anita, Neil McTire, et Max Kigobe. 2008. « Evaluation of five satellite products for estimation of rainfall over Uganda / Evaluation de cinq produits satellitaires pour l'estimation des précipitations en Ouganda ». *Hydrological Sciences Journal* 53 (6): 1137-50. doi:10.1623/hysj.53.6.1137.
- Bajracharya, Sagar Ratna, Wahid Palash, Mandira Singh Shrestha, Vijay Ratan Khadgi, Chu Duo, Partha Jyoti Das, Chhimi Dorji, et al. 2015. « Systematic Evaluation of Satellite-Based Rainfall Products over the Brahmaputra Basin for Hydrological Applications, Systematic Evaluation of Satellite-Based Rainfall Products over the Brahmaputra Basin for Hydrological Applications ». *Advances in Meteorology, Advances in Meteorology* 2015, 2015 (avril): e398687. doi:10.1155/2015/398687, 10.1155/2015/398687.
- Balme, Maud, Théo Vischel, Thierry Lebel, Christophe Peugeot, et Sylvie Galle. 2006. « Assessing the water balance in the Sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff: Part 1: Rainfall variability analysis ». *Journal of Hydrology, Water Resources in Regional Development: The Okavango River*, 331 (1-2): 336-48. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.05.020.
- Bárdossy, A., et T. Das. 2008. « Influence of rainfall observation network on model calibration and application ». *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 12 (1): 77-89. doi:10.5194/hess-12-77-2008.
- Barthel, R. 2008. « Aspects of choosing appropriate concepts for modelling groundwater resources in regional integrated water resources management – Examples from the Neckar (Germany) and Oue´me´ catchment (Benin) ».
- Barthel, R., J. Jagelke, J. Göttinger, T. Gaiser, et Andreas Printz. 2008. « Aspects of choosing appropriate concepts for modelling groundwater resources in regional integrated water resources management – Examples from the Neckar (Germany) and Ouémé catchment (Benin) ». *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, Hydrological Assessment and Integrated Water Resources Management with Special Focus on Developing Countries*, 33 (1-2): 92-114. doi:10.1016/j.pce.2007.04.013.
- Begni, G., R. Escafadal, D. Fontannaz, A. T. Hong-Nga Nguyen, T. Bennouna, A. Cornet, E. Delaitre, M. Mainguet, et B. Toutain. 2005. *Remote sensing, a tool to monitor and assess desertification*. Montpellier: Agropolis international. http://publications.cirad.fr/une_notice.php?dk=541397.
- Bernus, E., et G. Savonnet. 1973. « Les problèmes de la sécheresse dans l'Afrique de l'Ouest ». *Présence Africaine*, n° 88: 113-38.
- Beven, K. J., et M. J. Kirkby. 1979. « A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant ». *Hydrological Sciences Bulletin* 24 (1): 43-69. doi:10.1080/02626667909491834.

- Beven, Keith, et Andrew Binley. 1992. « The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction ». *Hydrological Processes* 6 (3): 279-98. doi:10.1002/hyp.3360060305.
- Bitew, Menberu M., et Mekonnen Gebremichael. 2011. « Evaluation of Satellite Rainfall Products through Hydrologic Simulation in a Fully Distributed Hydrologic Model ». *Water Resources Research* 47 (6): W06526. doi:10.1029/2010WR009917.
- Bitew, Menberu M., Mekonnen Gebremichael, Lula T. Ghebremichael, et Yared A. Bayissa. 2011a. « Evaluation of High-Resolution Satellite Rainfall Products through Streamflow Simulation in a Hydrological Modeling of a Small Mountainous Watershed in Ethiopia ». *Journal of Hydrometeorology* 13 (1): 338-50. doi:10.1175/2011JHM1292.1.
- Boone, Aaron, Bertrand Decharme, Françoise Guichard, Patricia de Rosnay, Gianpaolo Balsamo, Anton Beljaars, Franck Chopin, et al. 2009. « The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP) ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 90 (12): 1865-80. doi:10.1175/2009BAMS2786.1.
- Bras, Rafael L., et Ignacio Rodríguez-Iturbe. 1976. « Evaluation of Mean Square Error Involved in Approximating the Areal Average of a Rainfall Event by a Discrete Summation ». *Water Resources Research* 12 (2): 181-84. doi:10.1029/WR012i002p00181.
- Casse, C., M. Gosset, C. Peugeot, V. Pedinotti, A. Boone, B. A. Tanimoun, et B. Decharme. 2015a. « Potential of satellite rainfall products to predict Niger River flood events in Niamey ». *Atmospheric Research*, 6th Workshop of the International Precipitation Working Group, 163 (septembre): 162-76. doi:10.1016/j.atmosres.2015.01.010.
- Casse, C., Marielle Gosset, Christophe Peugeot, V. Pedinotti, A. Boone, B. A. Tanimoun, et B. Decharme. 2015b. « Potential of satellite rainfall products to predict Niger River flood events in Niamey ». *Atmospheric Research* 163 (SI): 162-76. doi:10.1016/j.atmosres.2015.01.010.
- Cerget. 2011. « Réalisation de l'étude de référence sur la diversité biologique des massifs forestiers des trois rivières, de Sota, de Goungoun, de Dogo-Ketou, de l'Ouémé supérieur-N'Dali ». *CeRGeT*, Programme de Gestion des Forêts et Terroirs Riverains. Rapport Final édition.
- Chintalapudi, Singaiah, Hatim O. Sharif, et Hongjie Xie. 2014. « Sensitivity of Distributed Hydrologic Simulations to Ground and Satellite Based Rainfall Products ». *Water* 6 (5): 1221-45. doi:10.3390/w6051221.
- Cimini, D., F. Romano, E. Ricciardelli, F. Di Paola, M. Viggiano, F. S. Marzano, V. Colaiuda, E. Picciotti, G. Vulpiani, et V. Cuomo. 2013. « Validation of satellite OPEMW precipitation product with ground-based weather radar and rain gauge networks ». *Atmos. Meas. Tech.* 6 (11): 3181-96. doi:10.5194/amt-6-3181-2013.
- Collier, C. G. 1989. *Applications of Weather Radar Systems: A Guide to Uses of Radar Data in Meteorology and Hydrology*. Ellis Horwood.
- Conway, Declan, Aurelie Persechino, Sandra Ardoin-Bardin, Hamisai Hamandawana, Claudine Dieulin, et Gil Mahé. 2009. « Rainfall and Water Resources Variability in Sub-Saharan Africa during the Twentieth Century ». *Journal of Hydrometeorology* 10 (1): 41-59. doi:10.1175/2008JHM1004.1.
- Cuo, Lan, Thomas W. Giambelluca, Alan D. Ziegler, et Michael A. Nullet. 2006. « Use of the distributed hydrology soil vegetation model to study road effects on hydrological processes in Pang Khum Experimental Watershed, northern Thailand ». *Forest Ecology and Management, Catchment Processes in Southeast Asia*, 224 (1-2): 81-94. doi:10.1016/j.foreco.2005.12.009.
- Curran, Paul. 1982. « The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring. E. C. Barrett and W. M. Martin, Academic Press, London, 1981. No. of Pages: 340. Price: £27.80 ». *Journal of Climatology* 2 (2): 198-198. doi:10.1002/joc.3370020211.
- Dacosta, Honoré, et K.Y. Kandia. 2002. « La Variabilité Spatio-Temporelle Des Précipitations Au Sénégal Depuis Un Siècle », IAHS édition.
- D'Amato, N., et T. Lebel. 1998. « On the Characteristics of the Rainfall Events in the Sahel with a View to the Analysis of Climatic Variability ». *International Journal of Climatology* 18 (9): 955-74. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199807)18:9<955::AID-JOC236>3.0.CO;2-6.
- Demaria, E. M. C., D. A. Rodriguez, E. E. Ebert, P. Salio, F. Su, et J. B. Valdes. 2011. « Evaluation of Mesoscale Convective Systems in South America Using Multiple Satellite Products and an

- Object-Based Approach ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116 (D8): D08103. doi:10.1029/2010JD015157.
- Depraetere, Christian, Marielle Gosset, S. Ploix, et Henri Laurent. 2009. « The organization and kinematics of tropical rainfall systems ground tracked at mesoscale with gages : first results from the campaigns 1999-2006 on the Upper Oueme Valley (Benin) ». *Journal of Hydrology* 375 (1-2): 143-60. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.01.011.
- Desbois, Michel, Michel Capderou, Laurence Eymard, Rémy Roca, Nicolas Viltard, Michel Viollier, et Nadia Karouche. 2007. « Megha-Tropiques, a French Indian satellite ». <http://hdl.handle.net/2042/18185>.
- Descroix, L., G. Mahé, T. Lebel, G. Favreau, S. Galle, E. Gautier, J-C. Olivry, 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, Surface processes and water cycle in West Africa, studied from the AMMA-CATCH observing system*, 375 (1-2): 90-102. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.012.
- Descroix, Luc, I.B. Moussa, Pierre Genthon, D. Sighomnou, Gil Mahé, I. Mamadou, J.P. Vandervaere, et al. 2013. « Impact of Drought and Land - Use Changes on Surface - Water Quality and Quantity : The Sahelian Paradox ». In *Current Perspectives in Contaminant Hydrology and Water Resources Sustainability*, édité par P.M. Bradley, 243-71. Rijeka: Intech. <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010058371>.
- Diek, Sanne, Arnaud J. A. M. Temme, et Adriaan J. Teuling. 2014. « The effect of spatial soil variation on the hydrology of a semi-arid Rocky Mountains catchment ». *Geoderma* 235-236 (décembre): 113-26. doi:10.1016/j.geoderma.2014.06.028.
- Donat, Markus G., Andrew L. Lowry, Lisa V. Alexander, Paul A. O’Gorman, et Nicola Maher. 2016. « More Extreme Precipitation in the World’s Dry and Wet Regions ». *Nature Climate Change* 6 (5): 508-13. doi:10.1038/nclimate2941.
- Doten, Colleen O., Laura C. Bowling, Jordan S. Lanini, Edwin P. Maurer, et Dennis P. Lettenmaier. 2006. « A Spatially Distributed Model for the Dynamic Prediction of Sediment Erosion and Transport in Mountainous Forested Watersheds ». *Water Resources Research* 42 (4): W04417. doi:10.1029/2004WR003829.
- Du, Enhao, Timothy E. Link, John A. Gravelle, et Jason A. Hubbart. 2014. « Validation and Sensitivity Test of the Distributed Hydrology Soil-Vegetation Model (DHSVM) in a Forested Mountain Watershed ». *Hydrological Processes* 28 (26): 6196-6210. doi:10.1002/hyp.10110.
- Dudhia, Jimy. 1993. « A Nonhydrostatic Version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model: Validation Tests and Simulation of an Atlantic Cyclone and Cold Front ». *Monthly Weather Review* 121 (5): 1493-1513. doi:10.1175/1520-0493(1993)121<1493:ANVOTP>2.0.CO;2.
- Ebert, Elizabeth E., John E. Janowiak, et Chris Kidd. 2007a. « Comparison of Near-Real-Time Precipitation Estimates from Satellite Observations and Numerical Models ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 88 (1): 47-64. doi:10.1175/BAMS-88-1-47.
- El-Fahem, Tobias. 2008. « Hydrogeological conceptualisation of a tropical river catchment in a crystalline basement area and transfer into a numerical groundwater flow model - Case study for the Upper Ouémé catchment in Benin - ».
- Fass, Thorsten. 2004. « Hydrogeologie im Aguija Einzugsgebiet in Benin/Westafrika », Elektronische Dissertation der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn édition.
- Fekete, Balázs M., Charles J. Vörösmarty, John O. Roads, et Cort J. Willmott. 2004. « Uncertainties in Precipitation and Their Impacts on Runoff Estimates ». *Journal of Climate* 17 (2): 294-304. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0294:UIPATI>2.0.CO;2.
- Fritsch, J. M., R. J. Kane, et C. R. Chelius. 1986. « The Contribution of Mesoscale Convective Weather Systems to the Warm-Season Precipitation in the United States. » *Journal of Applied Meteorology* 25 (octobre): 1333-45. doi:10.1175/1520-0450(1986)025<1333:TCOMCW>2.0.CO;2.
- Fu, Suhua, Torben O. Sonnenborg, Karsten H. Jensen, et Xin He. 2011. « Impact of Precipitation Spatial Resolution on the Hydrological Response of an Integrated Distributed Water Resources Model ». *Vadose Zone Journal* 10 (1): 25-36. doi:10.2136/vzj2009.0186.

- Grell, J. Dudhia. 1994. « A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5) ». *NCAR Scientific Tech Note* NCAR/TN-398 STR (NCAR/TN-398 STR): 138pp. doi:10.5065/D60Z716B.
- Gascon, T., T. Vischel, T. Lebel, G. Quantin, T. Pellarin, V. Quatela, D. Leroux, et S. Galle. 2015. « Influence of rainfall space-time variability over the Ouémé basin in Benin ». *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* 368 (mai): 102-7. doi:10.5194/piahs-368-102-2015.
- Gautier, F., H. Lubes-Niel, R. Sabatier, J. M. Masson, J. E. Paturel, et E. Servat. 1998. « Study of the rainfall regime variability in non-Sahelian West Africa from 1950 to 1989 ». *Hydrological Sciences Journal* 43 (6): 921-35. doi:10.1080/02626669809492187.
- Gebregiorgis, Abebe, et Faisal Hossain. 2011. « How Much Can A Priori Hydrologic Model Predictability Help in Optimal Merging of Satellite Precipitation Products? » *Journal of Hydrometeorology* 12 (6): 1287-98. doi:10.1175/JHM-D-10-05023.1.
- Gosset, Marielle, Julien Viarre, Guillaume Quantin, et Matias Alcoba. 2013. « Evaluation of Several Rainfall Products Used for Hydrological Applications over West Africa Using Two High-Resolution Gauge Networks ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139 (673): 923-40. doi:10.1002/qj.2130.
- Grayson, R., et G. Blöschl. 2000. « Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling. » *Cambridge University Press* 18 (2): 393-94. doi:10.1002/hyp.5215.
- Griffith, Cecilia Girz, William Lee Woodley, Pamela G. Grube, David W. Martin, John Stout, et Dharendra N. Sikdar. 1978. « Rain Estimation from Geosynchronous Satellite Imagery—Visible and Infrared Studies ». *Monthly Weather Review* 106 (8): 1153-71. doi:10.1175/1520-0493(1978)106<1153:REFGSI>2.0.CO;2.
- Gupta, Hoshin Vijai, Soroosh Sorooshian, et Patrice Ogou Yapo. 1998. « Toward Improved Calibration of Hydrologic Models: Multiple and Noncommensurable Measures of Information ». *Water Resources Research* 34 (4): 751-63. doi:10.1029/97WR03495.
- Delrieu Guy, Isabelle Braud. 2009. « Weather Radar and Hydrology ». *Advances in Water Resources* 32 (2009) 7 32 (7). doi:10.1016/j.advwatres.2009.03.006.
- Guyot, Adrien. 2010. « Estimation de L'évapotranspiration Sur Un Couvert Complexe Par Utilisation de La Scintillométrie Infrarouge: Application À Un Bassin Versant de Zone Soudano-Sahélienne (Bénin) ». Université de Grenoble. <http://espace.library.uq.edu.au/view/UQ:331379>.
- Hamby, D. M. 1994. « A Review of Techniques for Parameter Sensitivity Analysis of Environmental Models ». *Environmental Monitoring and Assessment* 32 (2): 135-54. doi:10.1007/BF00547132.
- Harrison, D L, S J Driscoll, et M Kitchen. 2000. « Improving Precipitation Estimates from Weather Radar Using Quality Control and Correction Techniques ». *Meteorological Applications* 7 (2): 135-44. doi:10.1017/S1350482700001468.
- Hiepe, Claudia. 2008. « Soil degradation by water erosion in a sub-humid West-African catchment: a modelling approach considering land use and climate change in Benin ». University of Bonn.
- Hillger, D.W. 1997a. « Geostationary Weather Satellites ». *Topical Time*, avril, sect. 41-42.
- . 1997b. « Polar-Orbiting Weather Satellites ». *Topical Time*, août, sect. 33-36.
- Hirpa, Feyera A., Mekonnen Gebremichael, et Thomas Hopson. 2009. « Evaluation of High-Resolution Satellite Precipitation Products over Very Complex Terrain in Ethiopia ». *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 49 (5): 1044-51. doi:10.1175/2009JAMC2298.1.
- Hong, Yang, Kuo-lin Hsu, Hamid Moradkhani, et Soroosh Sorooshian. 2006. « Uncertainty Quantification of Satellite Precipitation Estimation and Monte Carlo Assessment of the Error Propagation into Hydrologic Response ». *Water Resources Research* 42 (8): W08421. doi:10.1029/2005WR004398.
- Hossain, Faisal, et Emmanouil N. Anagnostou. 2004. « Assessment of Current Passive-Microwave- and Infrared-Based Satellite Rainfall Remote Sensing for Flood Prediction ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109 (D7): D07102. doi:10.1029/2003JD003986.

- Hsu, Kou-lin, Xiaogang Gao, Soroosh Sorooshian, et Hoshin V. Gupta. 1997. « Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information Using Artificial Neural Networks ». *Journal of Applied Meteorology* 36 (9): 1176-90. doi:10.1175/1520-0450(1997)036<1176:PEFRSI>2.0.CO;2.
- Hsu, Kuo-lin, Hamed Ashouri, Dan Braithwaite, et Soroosh Sorooshian. 2014. « Climate Data Record (CDR) Program. Precipitation – PERSIANN-CDR. », NOAA édition.
- Hsu, Kuo-lin, Hoshin V. Gupta, Xiaogang Gao, et Soroosh Sorooshian. 1999. « Estimation of Physical Variables from Multichannel Remotely Sensed Imagery Using a Neural Network: Application to Rainfall Estimation ». *Water Resources Research* 35 (5): 1605-18. doi:10.1029/1999WR900032.
- Huffman, George J., Robert F. Adler, Philip Arkin, Alfred Chang, Ralph Ferraro, Arnold Gruber, John Janowiak, Alan McNab, Bruno Rudolf, et Udo Schneider. 1997. « The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 78 (1): 5-20. doi:10.1175/1520-0477(1997)078<0005:TGPCPG>2.0.CO;2.
- Huffman, George J., Robert F. Adler, David T. Bolvin, et Guojun Gu. 2009. « Improving the Global Precipitation Record: GPCP Version 2.1 ». *Geophysical Research Letters* 36 (17): L17808. doi:10.1029/2009GL040000.
- Huffman, George J., Robert F. Adler, David T. Bolvin, et Eric J. Nelkin. 2010. « The TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA) ». In *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*, édité par Mekonnen Gebremichael et Faisal Hossain, 3-22. Springer Netherlands. http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-90-481-2915-7_1.
- Huffman, George J., David T. Bolvin, Eric J. Nelkin, David B. Wolff, Robert F. Adler, Guojun Gu, Yang Hong, Kenneth P. Bowman, et Erich F. Stocker. 2007. « The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales ». *Journal of Hydrometeorology* 8 (1): 38-55. doi:10.1175/JHM560.1.
- Hulme, M., et N. Tosdevin. 1989. « The Tropical Easterly Jet and Sudan Rainfall: A Review ». *Theoretical and Applied Climatology* 39 (4): 179-87. doi:10.1007/BF00867945.
- Hulme, Mike, et Mick Kelly. 1993. « Exploring the links between Desertification and Climate Change ». *Environment: Science and Policy for Sustainable Development* 35 (6): 4-45. doi:10.1080/00139157.1993.9929106.
- Janicot, Serge. 1992. « Spatiotemporal Variability of West African Rainfall. Part I: Regionalizations and Typings ». *Journal of Climate* 5 (5): 489-97. doi:10.1175/1520-0442(1992)005<0489:SVOWAR>2.0.CO;2.
- Janowiak, John E., P. Xie, et R.J Joyce. 2004. « Validation of Satellite-Derived Rainfall Estimates and Numerical Model Forecasts of Precipitation over the United States. » Climate Prediction Center/NOAA. http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/proceedings/cdw29_proceedings/Janowiak.pdf.
- Jiang, Shanhu, Liliang Ren, Yang Hong, Xiaoli Yang, Mingwei Ma, Yu Zhang, et Fei Yuan. 2014. « Improvement of Multi-Satellite Real-Time Precipitation Products for Ensemble Streamflow Simulation in a Middle Latitude Basin in South China ». *Water Resources Management*. <http://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=US201400103386>.
- Jiang, Shanhu, Liliang Ren, Yang Hong, Bin Yong, Xiaoli Yang, Fei Yuan, et Mingwei Ma. 2012. « Comprehensive evaluation of multi-satellite precipitation products with a dense rain gauge network and optimally merging their simulated hydrological flows using the Bayesian model averaging method ». *Journal of Hydrology* 452-453 (juillet): 213-25. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.05.055.
- Joyce, R.J, et John E. Janowiak. 2010. « Improvement and Validation of a Multi-Satellite, Multi-Sensor Precipitation Estimation Algorithm: A Prototype 'Day 1' GPM Product ». NOAA. http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/hsmb/docs/GPMSG/PI_PMM_report_FY10_Xie.pdf.
- Joyce, Robert J., John E. Janowiak, Phillip A. Arkin, et Pingping Xie. 2004. « CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution ». *Journal of Hydrometeorology* 5 (3): 487-503. doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2.

- Joyce, Robert J., John E. Janowiak, Pingping Xie, et Phillip A. Arkin. 2007. « CPC MORPHING Technique (CMORPH) ». In *Measuring Precipitation From Space*, édité par Vincenzo Levizzani, Peter Bauer, et F. Joseph Turk, 307-17. Advances In Global Change Research 28. Springer Netherlands. http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-1-4020-5835-6_24.
- Joyce, Robert J., et Pingping Xie. 2011. « Kalman Filter-Based CMORPH ». *Journal of Hydrometeorology* 12 (6): 1547-63. doi:10.1175/JHM-D-11-022.1.
- Kamagate, Bamory. 2006. « Fonctionnement hydrologique et origine des écoulements sur un bassin versant en milieu tropical de socle au Bénin : bassin versant de la Donga (haute vallée de l'Ouémé) ». Phdthesis, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00193895/document>.
- Kamagaté, Bamory, Luc Séguis, Guillaume Favreau, J. L. Seidel, Marc Descloitres, et P. Affaton. 2007. « Hydrological processes and water balance of a tropical crystalline bedrock catchment in Benin (Donga, upper Ouémé River) ». *Comptes Rendus Géoscience* 339 (6): 418-29. doi:10.1016/j.crte.2007.04.003.
- Kaptue Tchuente, Armel Thibaut, Jean-Louis Roujean, et Stéphanie Faroux. 2010. « ECOCLIMAP-II: An ecosystem classification and land surface parameters database of Western Africa at 1 km resolution for the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) project ». *Remote Sensing of Environment* 114 (5): 961-76. doi:10.1016/j.rse.2009.12.008.
- Kidd, Chris, R. Ferraro, F. Joseph Turk, et John E. Janowiak. 2007. « The International Precipitation Working Group ». In . Amsterdam. https://www.researchgate.net/publication/257117142_The_International_Precipitation_Working_Group.
- Kolokytha, Eleni. 2013. « Implementation of the Distributed Hydrological Soil Vegetation Model (DHSVM) in West Africa: ALMIP Phase Projet ». Memoire Master. Grenoble, France: LTHE.
- Koren, V, et C.B Barret. 1995. « Satellite based distributed monitoring, forecasting, and simulation (MFS) system for the Nile River ». In *Application of Remote Sensing in Hydrology*, 187-200. Saskatoon, Saskatchewan, Canada.
- Larson, L., et E. Peck. 1974. « Accuracy of Precipitation Measurements for Hydrologic Modelling ». *Water Resources Research, NOAA*, Vol. 10, No. 4 édition.
- Lawin, Agnidé. 2007. *Analyse climatologique et statistique du régime pluviométrique de la haute vallée de l'Oueme à partir des données pluviographiques amma-catch benin*. Grenoble, INPG. <http://www.theses.fr/2007INPG0169>.
- Le Barbé, Luc, Thierry Lebel. International Meeting on Statistical Climatology, Rotorua (NZL), 1989/03. 1989. « Analysis of Regional Precipitation Patterns in West Africa Based on the Law of Leaks ». In *International Meeting on Statistical Climatology*. sl: sn. <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:27882>.
- Le Barbé, Luc, Thierry Lebel, et Dominique Tapsoba. 2002. « Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950-90 ». *Journal of Climate* 15 (2): 187-202. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0187:RVIWAD>2.0.CO;2.
- Le Lay, M. 2006. « Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydroclimatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin. » Thèse de doct, Grenoble, France: Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Le Lay, M., G. M. Saulnier, Sylvie Galle, Luc Séguis, M. Metadier, et Christophe Peugeot. 2008. « Model representation of the Sudanian hydrological processes : application on the Donga catchment (Benin) ». *Journal of Hydrology* 363 (1-4): 32-41. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.09.006.
- Le Lay, et Sylvie Galle. 2005. « Variabilités interannuelle et intra-saisonnière des pluies aux échelles hydrologiques. La mousson ouest-africaine en climat soudanien / Seasonal cycle and interannual variability of rainfall at hydrological scales. The West African monsoon in a Sudanese climate ». *Hydrological Sciences Journal* 50 (3): null-524. doi:10.1623/hysj.50.3.509.65029.
- Lebel, T., F. Delclaux, L. Le Barbé, et J. Polcher. 2000. « From GCM Scales to Hydrological Scales: Rainfall Variability in West Africa ». *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 14 (4-5): 275-95. doi:10.1007/s004770000050.

- Lebel, Thierry, et Abdou Ali. 2009. « Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007) ». *Journal of Hydrology*, Surface processes and water cycle in West Africa, studied from the AMMA-CATCH observing system, 375 (1–2): 52–64. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030.
- Lebel, Thierry, Bernard Cappelaere, Sylvie Galle, Niall Hanan, Laurent Kergoat, Samuel Levis, Baxter Vieux, et al. 2009a. « AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview ». *Journal of Hydrology*, Surface processes and water cycle in West Africa, studied from the AMMA-CATCH observing system, 375 (1–2): 3–13. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.020.
- Lebel, Thierry, Arona Diedhiou, et Henri Laurent. 2003. « Seasonal Cycle and Interannual Variability of the Sahelian Rainfall at Hydrological Scales ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108 (D8): 8389. doi:10.1029/2001JD001580.
- Lebel, Thierry, Douglas J. Parker, Cyrille Flamant, Hartmut Höller, Jan Polcher, Jean-Luc Redelsperger, Chris Thorncroft, et al. 2011. « The AMMA Field Campaigns: Accomplishments and Lessons Learned ». *Atmospheric Science Letters* 12 (1): 123–28. doi:10.1002/asl.323.
- Leduc, C, G Favreau, et P Schroeter. 2001. « Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger ». *Journal of Hydrology* 243 (1–2): 43–54. doi:10.1016/S0022-1694(00)00403-0.
- Leese, John A. 1987. « Remote sensing applications in the meteorology and operational hydrology programmes of WMO ». *Advances in Space Research* 7 (3): 49–57. doi:10.1016/0273-1177(87)90123-2.
- Leroux, Delphine, Thierry Pellarin, Théo Vischel, Jean-Martial Cohard, Tania Gascon, et Francois Gibon. 2016. « Assimilation of SMOS soil moisture into a distributed hydrological model and impacts on the water cycle variables over the Ouémé catchment in Benin ». *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*
- Li, K. Y., M. T. Coe, et N. Ramankutty. 2005. « Investigation of Hydrological Variability in West Africa Using Land Surface Models ». *Journal of Climate* 18 (16): 3173–88. doi:10.1175/JCLI3452.1.
- Li, Ming, et Quanxi Shao. 2010. « An improved statistical approach to merge satellite rainfall estimates and raingauge data ». *Journal of Hydrology* 385 (1–4): 51–64. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.01.023.
- Maggioni, Viviana, Humberto J. Vergara, Emmanouil N. Anagnostou, Jonathan J. Gourley, Yang Hong, et Dimitrios Stampoulis. 2013a. « Investigating the Applicability of Error Correction Ensembles of Satellite Rainfall Products in River Flow Simulations ». *Journal of Hydrometeorology* 14 (4): 1194–1211. doi:10.1175/JHM-D-12-074.1.
- Mahe, Gil, Jean-Emmanuel Paturel, Eric Servat, Declan Conway, et Alain 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 (1–4): 33–43. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.04.028.
- Mair, A., et A. Fares. 2011. « Comparison of Rainfall Interpolation Methods in a Mountainous Region of a Tropical Island ». *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 16, No. 4 édition.
- Mamadou, Ossenatou. 2014. « Etude des flux d'évapotranspiration en climat soudanien : comportement comparé de deux couverts végétaux au Bénin ». Université de Grenoble. <http://www.lthe.fr/PagePerso/boudevil/THESES/mamadou14.pdf>.
- Mathon, Vincent, et Henri Laurent. 2001. « Life Cycle of Sahelian Mesoscale Convective Cloud Systems ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127 (572): 377–406. doi:10.1002/qj.49712757208.
- Matott, L. Shawn, Justin E. Babendreier, et S. Thomas Purucker. 2009. « Evaluating Uncertainty in Integrated Environmental Models: A Review of Concepts and Tools ». *Water Resources Research* 45 (6): W06421. doi:10.1029/2008WR007301.
- Menzel, W. Paul. 2006. « Remote Sensing Applications with Meteorological Satellites », W. Paul Menzel édition. <https://cimss.ssec.wisc.edu/rss/benevento/source/AppMetSat06.pdf>.

- Michalakes, J., S. Chen, J. Dudhia, L. Hart, J. Klemp, J. Middlecoff, et W. Skamarock. 2001. « Development of a next-generation regional weather research and forecast model ». In , 269-76. World Scientific. doi:10.1142/9789812799685_0024.
- Mishra, Anoop Kumar. 2013. « Effect of rain gauge density over the accuracy of rainfall: a case study over Bangalore, India ». *SpringerPlus* 2 (juillet). doi:10.1186/2193-1801-2-311.
- Mishra, Srikanta. 2009. « Uncertainty and Sensitivity Analysis Techniques for Hydrologic Modeling ». *Journal of Hydroinformatics* 11 (3-4): 282. doi:10.2166/hydro.2009.048.
- Motha, Raymond P., Sharon K. Leduc, Louis T. Steyaert, Clarence M. Sakamoto, et Norton D. Strommen. 1980. « Precipitation Patterns in West Africa ». *Monthly Weather Review* 108 (10): 1567-78. doi:10.1175/1520-0493(1980)108<1567:PPIWA>2.0.CO;2.
- Mourre, L. 2015. « Précipitations dans les Andes tropicales : analyse spatio-temporelle, intercomparaison de forçages et impacts dans un modèle glaciohydrologique. Cas du Rio Santa au Pérou. » Thèse de doct, Université de Grenoble.
- Mourre, L., T. Condom, C. Junquas, T. Lebel, J. E. Sicart, R. Figueroa, et A. Cochachin. 2016. « Spatio-temporal assessment of WRF, TRMM and in situ precipitation data in a tropical mountain environment (Cordillera Blanca, Peru) ». *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20 (1): 125-41. doi:10.5194/hess-20-125-2016.
- Nash, J. E., et J. V. Sutcliffe. 1970. « River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles ». *Journal of Hydrology* 10 (3): 282-90. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- Negri, Andrew J., et Robert F. Adler. 1987. « Infrared and visible satellite rain estimation. I - A grid cell approach. II - A cloud definition approach ». *Journal of Climate and Applied Meteorology*, novembre, 1553-157.
- Nicholson, S., et J. Grist. 2001. « A Conceptual Model for Understanding Rainfall Variability in the West African Sahel on Interannual and Interdecadal Timescales ». *International Journal of Climatology* 21 (14): 1733-57. doi:10.1002/joc.648.
- Nicholson, Sharon E. 2000. « The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia ». *Global and Planetary Change, Paleomonsoon variations and terrestrial environmental change*, 26 (1-3): 137-58. doi:10.1016/S0921-8181(00)00040-0.
- Nicholson, S. E., C. J. Tucker, et M. B. Ba. 1998. « Desertification, Drought, and Surface Vegetation: An Example from the West African Sahel ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 79 (5): 815-29. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<0815:DDASVA>2.0.CO;2.
- Nicholson, Sharon E., et Sharon E. Nicholson. 2013. « The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability, The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability ». *International Scholarly Research Notices, International Scholarly Research Notices* 2013, 2013 (février): e453521. doi:10.1155/2013/453521, 10.1155/2013/453521.
- Nigussie Engida, Agizew. 2010. « Hydrological and Suspended Sediment Modeling in the Lake Tana Basin, Ethiopia ». Grenoble, France: Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Nikolopoulos, Efthymios I., Emmanouil N. Anagnostou, Faisal Hossain, Mekonnen Gebremichael, et Marco Borga. 2010a. « Understanding the Scale Relationships of Uncertainty Propagation of Satellite Rainfall through a Distributed Hydrologic Model ». *Journal of Hydrometeorology* 11 (2): 520-32. doi:10.1175/2009JHM1169.1.
- Novella, Nick, et Wassila Thiaw. 2009. « Validation of Satellite-Derived Rainfall Products over the Sahel ». In . United Kingdom.
- Obled, Ch., J. Wendling, et K. Beven. 1994. « The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data ». *Journal of Hydrology* 159 (1): 305-33. doi:10.1016/0022-1694(94)90263-1.
- Ochoa-Sánchez, A. E., Pineda Ordonez, Luis Eduardo, Patrick Willems, et P. Crespo. 2014. « Evaluation of TRMM 3B42 (TMPA) Precipitation Estimates and WRF Retrospective Precipitation Simulation over the Pacific-Andean Basin into Ecuador and Peru ». *Hydrology and Earth System Sciences & Discussions* 11 (janvier): 411-49. doi:10.5194/hessd-11-411-2014.

- OECD, et Sahel and West Africa Club. 2009. *West African Studies Regional Atlas on West Africa*. OECD Publishing.
- Olivry, Jean-Claude, Jean-Pierre Bricquet, et Gil Mahé. 1998. « Variabilité de la puissance des crues des grands cours d'eau d'Afrique intertropicale et incidence de la baisse des écoulements de base au cours des deux dernières décennies ». In *Water resources variability in Africa during the 20th century = Variabilité des ressources en eau en Afrique au 20ème siècle*, édité par Eric Servat, D. Hughes, Jean-Marie Fritsch, Mike Hulme, et Water Resources Variability in Africa during the 20th Century : International Conference, Abidjan (CIV), 1998/11/16-19, 189-95. Publication - AISH 252. Wallingford: AISH. <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010017933>.
- Palmer, T. N., C. Brankovic, F. Molteni, S. Tibaldi, L. Ferranti, A. Hollingsworth, U. Cubasch, et E. Klinker. 1990. « The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Program on Extended-Range Prediction ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 71 (9): 1317-30. doi:10.1175/1520-0477(1990)071<1317:TECFMR>2.0.CO;2.
- Panthou, Gérémy. 2013. « Analyse des extrêmes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et de leurs évolution au cours des 60 dernières années ». Phdthesis, Université de Grenoble.
- Panthou, G., T. Vischel, et T. Lebel. 2014. « Recent Trends in the Regime of Extreme Rainfall in the Central Sahel ». *International Journal of Climatology* 34 (15): 3998-4006. doi:10.1002/joc.3984.
- Parkinson, Claire. 2002. « AQUA. Monitoring the Earth's Water Cycle and Associated Variables from the Vantage of Space ». NASA. https://www.nasa.gov/pdf/151986main_Aqua_brochure.pdf.
- Paturel, J. E., M. Ouedraogo, G. Mahe, E. Servat, A. Dezetter, et S. Ardoiin. 2003. « The influence of distributed input data on the hydrological modelling of monthly river flow regimes in West Africa ». *Hydrological Sciences Journal* 48 (6): 881-90. doi:10.1623/hysj.48.6.881.51422.
- Peugeot, Christophe, O. Bock, A. Boone, Bernard Cappelaere, M. Gosset, R. Meynadier, Luc Séguis, Thierry Lebel, et J.L. Redelsperger. 2012. « Le cycle de l'eau dans le système de mousson d'Afrique de l'Ouest ». *La Météorologie*, no Spécial AMMA: 55-63. doi:10.4267/2042/48133.
- Petty, Grant W., et Witold F. Krajewski. 1996. « Satellite estimation of precipitation over land ». *Hydrological Sciences Journal* 41 (4): 433-51. doi:10.1080/02626669609491519.
- Raffy, M. 1992. « Change of scale in models of remote sensing: A general method for spatialization of models ». *Remote Sensing of Environment* 40 (2): 101-12. doi:10.1016/0034-4257(92)90008-8.
- Ramos F., Lia. 2013. « Estudio de la utilidad de la lluvia estimada de satélite en la modelación hidrológica distribuida ». Thèse, Valence, Espagne: Universitat Politècnica de València. <http://www.tesisenred.net/handle/10803/108075>.
- Redelsperger, Jean-Luc, Chris D. Thorncroft, Arona Diedhiou, Thierry Lebel, Douglas J. Parker, et Jan Polcher. 2006. « African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 87 (12): 1739-46. doi:10.1175/BAMS-87-12-1739.
- Richard, A. 2014. « Analyse du cycle hydrologique en climat soudanien au Bénin Vers une modélisation couplée des processus latéraux et verticaux ». Thèse de doct, Université de Grenoble.
- Roca, Rémy, Philippe Chambon, Isabelle Jobard, Pierre-Emmanuel Kirstetter, Marielle Gosset, et Jean Claude Bergès. 2010. « Comparing Satellite and Surface Rainfall Products over West Africa at Meteorologically Relevant Scales during the AMMA Campaign Using Error Estimates ». *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 49 (4): 715-31. doi:10.1175/2009JAMC2318.1.
- Rodriguez-Iturbe, Ignacio, et Peter S. Eagleson. 1987. « Mathematical Models of Rainstorm Events in Space and Time ». *Water Resources Research* 23 (1): 181-90. doi:10.1029/WR023i001p00181.
- Rodriguez-Iturbe, Ignacio, et José M. Mejía. 1974. « On the Transformation of Point Rainfall to Areal Rainfall ». *Water Resources Research* 10 (4): 729-35. doi:10.1029/WR010i004p00729.
- Rozalis, Shahar, Efrat Morin, Yoav Yair, et Colin Price. 2010. « Flash flood prediction using an uncalibrated hydrological model and radar rainfall data in a Mediterranean watershed under changing hydrological conditions ». *Journal of Hydrology*, Flash Floods: Observations and

- Analysis of Hydrometeorological Controls, 394 (1–2): 245–55. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.03.021.
- Ruelland, D., Sandra Ardoin Bardin, G. Billen, et Eric Servat. 2008. « Sensitivity of a lumped and semi-distributed hydrological model to several methods of rainfall interpolation on a large basin in West Africa ». *Journal of Hydrology* 361 (1–2): 96–117. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.07.049.
- Sambiéni, Kouagou Raoul, Mireille Scholastique Toyi, et Adi Mama. 2015. « Perception paysanne sur la fragmentation du paysage de la Forêt classée de l’Ouémé Supérieur au nord du Bénin ». *Vertigo - la revue électronique en sciences de l’environnement*, n° Volume 15 Numéro 2. doi:10.4000/vertigo.16477.
- Sambou, Soussou. 2004. « Modèle statistique des hauteurs de pluies journalières en zone sahélienne: exemple du bassin amont du fleuve Sénégal / Frequency analysis of daily rainfall in the Sahelian area: case of the upstream basin of the Senegal River ». *Hydrological Sciences Journal* 49 (1): 115–29. doi:10.1623/hysj.49.1.115.53989.
- Schmugge, Thomas J., William P. Kustas, Jerry C. Ritchie, Thomas J. Jackson, et Al Rango. 2002. « Remote sensing in hydrology ». *Advances in Water Resources* 25 (8–12): 1367–85. doi:10.1016/S0309-1708(02)00065-9.
- Séguis, L., N. Boulain, B. Cappelaere, J.m. Cohard, G. Favreau, S. Galle, A. Guyot, et al. 2011. « Contrasted Land-Surface Processes along the West African Rainfall Gradient ». *Atmospheric Science Letters* 12 (1): 31–37. doi:10.1002/asl.327.
- Séguis, L., B. Kamagaté, G. Favreau, M. Descloitres, J. -L. Seidel, S. Galle, C. Peugeot, et al. 2011. « Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid Sudanian zone: The Donga basin (Benin, West Africa): Inter-annual variability of water budget ». *Journal of Hydrology* 402 (1–2): 1–13. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.01.054.
- Servat, E., J. E. Paturol, B. Kouame, M. Travaglio, M. Ouedraogo, et J.F Boyer. 1998. « Identification, caractérisation et conséquences d’une variabilité hydrologique en Afrique de l’ouest et centrale ». In: *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century*, IAHS Publ. 252, IAHS Press édition.
- Shen, Yan, Anyuan Xiong, Ying Wang, et Pingping Xie. 2010. « Performance of High-Resolution Satellite Precipitation Products over China ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115 (D2): D02114. doi:10.1029/2009JD012097.
- Singh, Vijay P. 2002. *The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model in: Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*. Water Resources Publication.
- Sivakumar, M. V. K., et J. L. Hatfield. 1990. « Spatial Variability of Rainfall at an Experimental Station in Niger, West Africa ». *Theoretical and Applied Climatology* 42 (1): 33–39. doi:10.1007/BF00865524.
- Song, Xiaomeng, Jianyun Zhang, Chesheng Zhan, Yunqing Xuan, Ming Ye, et Chonggang Xu. 2015. « Global sensitivity analysis in hydrological modeling: Review of concepts, methods, theoretical framework, and applications ». *Journal of Hydrology* 523 (avril): 739–57. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.02.013.
- Sorooshian, Soroosh, Kuo-Lin Hsu, Xiaogang Gao, Hoshin V. Gupta, Bisher Imam, et Dan Braithwaite. 2000. « Evaluation of PERSIANN System Satellite–Based Estimates of Tropical Rainfall ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 81 (9): 2035–46. doi:10.1175/1520-0477(2000)081<2035:EOPSSE>2.3.CO;2.
- Stampoulis, Dimitrios, et Emmanouil N. Anagnostou. 2012. « Evaluation of Global Satellite Rainfall Products over Continental Europe ». *Journal of Hydrometeorology* 13 (2): 588–603. doi:10.1175/JHM-D-11-086.1.
- Stisen, Simon, et Inge Sandholt. 2010. « Evaluation of Remote-Sensing-Based Rainfall Products through Predictive Capability in Hydrological Runoff Modelling ». *Hydrological Processes* 24 (7): 879–91. doi:10.1002/hyp.7529.
- Sun, Ning, John Yearsley, Nathalie Voisin, et Dennis P. Lettenmaier. 2015. « A Spatially Distributed Model for the Assessment of Land Use Impacts on Stream Temperature in Small Urban Watersheds ». *Hydrological Processes* 29 (10): 2331–45. doi:10.1002/hyp.10363.

- Surfleet, Christopher G., Arne E. Skaugset, et Jeffrey J. McDonnell. 2010. « Uncertainty assessment of forest road modeling with the Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) ». *Canadian Journal of Forest Research* 40 (7): 1397-1409. doi:10.1139/X10-079.
- Sylla, B.M, I. Diallo, et J.S Pal. 2013. « West African Monsoon in State-of-the-Science Regional Climate Models », Aondover Tarhule édition. <http://www.intechopen.com/books/climate-variability-regional-and-thematic-patterns/west-african-monsoon-in-state-of-the-science-regional-climate-models>.
- Tempfli, Klaus, Norman Kerle, Gerrit Huurneman, et Lucas L.F Jassen. 2009. *Principles of Remote Sensing. An introductory textbook*. ITC EDUCATIONAL TEXTBOOK SERIES. https://www.itc.nl/library/papers_2009/general/principlesremotesensing.pdf.
- Thanapakpawin, P., J. Richey, D. Thomas, S. Rodda, B. Campbell, et M. Logsdon. 2006. « Effects of landuse change on the hydrologic regime of the Mae Chaem river basin, NW Thailand ». *Journal of Hydrology* 334 (1–2): 215–30. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.10.012.
- Thiemig, Vera, Rodrigo Rojas, Mauricio Zambrano-Bigiarini, Vincenzo Levizzani, et Ad De Roo. 2012. « Validation of Satellite-Based Precipitation Products over Sparsely Gauged African River Basins ». *Journal of Hydrometeorology* 13 (6): 1760–83. doi:10.1175/JHM-D-12-032.1.
- Tobin, Kenneth J., et Marvin E. Bennett. 2010. « Adjusting Satellite Precipitation Data to Facilitate Hydrologic Modeling ». *Journal of Hydrometeorology* 11 (4): 966–78. doi:10.1175/2010JHM1206.1.
- Trigo, Isabel F., Carlos C. Dacamara, Pedro Viterbo, Jean-Louis Roujean, Folke Olesen, Carla Barroso, Fernando Camacho-de-Coca, et al. 2011. « The Satellite Application Facility for Land Surface Analysis ». *International Journal of Remote Sensing* 32 (10): 2725–44. doi:10.1080/01431161003743199.
- Vischel, Théophile. 2006. « Impact de la variabilité pluviométrique de méso-échelle sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens : modélisation, simulation et désagrégation ». Grenoble, INPG. http://www.lthe.fr/PagePerso/boudevil/THESES/vischel_06.pdf.
- Vischel, T., G. Quantin, T. Lebel, J. Viarre, M. Gosset, F. Cazenave, et G. Panthou. 2011. « Generation of High-Resolution Rain Fields in West Africa: Evaluation of Dynamic Interpolation Methods ». *Journal of Hydrometeorology* 12 (6): 1465–82. doi:10.1175/JHM-D-10-05015.1.
- Vischel, Théo, et Thierry Lebel. 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): 340–55. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.09.007.
- Wagner, S., H. Kunstmann, et A. Bardossy. 2007. « Uncertainties in Water Balance Estimations due to Scarce Meteorological Information: A Case Study for the White Volta Catchment in West Africa. » In , 86–97. IAHS Press.
- Waichler, Scott R., Beverley C. Wemple, et Mark S. Wigmosta. 2005. « Simulation of Water Balance and Forest Treatment Effects at the H.J. Andrews Experimental Forest ». *Hydrological Processes* 19 (16): 3177–3199. doi:10.1002/hyp.5841.
- Wang, Li-Pen, Susana Ochoa-Rodríguez, Johan Van Assel, Rui Daniel Pina, Mieke Pessemier, Stefan Kroll, Patrick Willems, et Christian Onof. 2015. « Enhancement of radar rainfall estimates for urban hydrology through optical flow temporal interpolation and Bayesian gauge-based adjustment ». *Journal of Hydrology*, Hydrologic Applications of Weather Radar, 531, Part 2 (décembre): 408–26. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.05.049.
- Westrick, Kenneth J., Pascal Storck, et Clifford F. Mass. 2002. « Description and Evaluation of a Hydrometeorological Forecast System for Mountainous Watersheds ». *Weather and Forecasting* 17 (2): 250–62. doi:10.1175/1520-0434(2002)017<0250:DAEOAH>2.0.CO;2.
- Wigmosta, Mark S., Lance W. Vail, et Dennis P. Lettenmaier. 1994a. « A Distributed Hydrology-Vegetation Model for Complex Terrain ». *Water Resources Research* 30 (6): 1665–79. doi:10.1029/94WR00436.
- Wood, S. J., D. A. Jones, et R. J. Moore. 2000. « Accuracy of Rainfall Measurement for Scales of Hydrological Interest ». *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 4 (4): 531–43.

- Wu, Man-Li C., Oreste Reale, Siegfried D. Schubert, Max J. Suarez, Randy D. Koster, et Philip J. Pegion. 2009. « African Easterly Jet: Structure and Maintenance ». *Journal of Climate* 22 (17): 4459-80. doi:10.1175/2009JCLI2584.1.
- Zhao, Q., Z. Liu, B. Ye, Y. Qin, Z. Wei, et S. Fang. 2009. « A snowmelt runoff forecasting model coupling WRF and DHSVM ». *Hydrology and Earth System Sciences* 13: 1897-1906.
- Zhu D., Xuan Y. 2014. « Hydrological appraisal of operational weather radar rainfall estimates in the context of different modelling structures ». *Hydrology and Earth System Sciences* 18 (1): 257-72. doi:10.5194/hess-18-257-2014.

Pages d'internet

- ALMIP2, 2015. Forçages pluviométriques. Consulté le : 06/10/2015. Disponible à l'adresse : http://www.cnrn-game-meteo.fr/amma-moana/amma_surf/almip2/
- BBEMG, 2015. Concept des champs. Consulté le: 20/02/2015. Disponible à l'adresse : <http://www.bbemg.be/fr/50hz-information-generale/champs-electriques-magnetiques/notions-champs.html>
- EUMETSAT, 2015. Multispectral Satellite Applications. Consulté le: 20/02/2015. Disponible à l'adresse : http://www.meted.ucar.edu/satmet/multispectral_topics/fire_wx2/media_gallery.php
- EUMETCAL, 2015. Orbites satellitaires et Observation de la Terre – Exemples. Consulté le: 20/02/2015. Disponible à l'adresse <http://www.eumetcal.org/euromet/french/satmet/s3220/s3220327.htm>
- GOES, 2015. Geostationary satellite server. Full Disk: Meteosat. Consulté le: 20/02/2015. Disponible à l'adresse : http://www.goes.noaa.gov/f_meteo.html
- NASA-TRMMa , 2015. Precipitation Measurement Missions. TRMM. Consulté le: 20/02/2015
Disponible à l'adresses: <http://pmm.nasa.gov/TRMM/trmm-instruments> et à l'adresses: <https://wdc.dlr.de/sensors/>
- NASA-TRMMb 2015. TRMM Tropical Measuring Mission. Consulté le: 20/02/2015
Disponible à l'adresse: http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/background.html
- WWRP/WGNE, 2015. Analyse de contingence. Consulté : 28/08/2015.
Disponible à l'adresse : <http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/>

Table des matières générales

INTRODUCTION GENERALE.....	1
Partie I. CONTEXTE GENERALE	7
CHAPITRE I. Contexte satellite	9
1. La télédétection par satellite.....	10
2. Types des systèmes satellitaire.....	11
2.1 Satellites géostationnaires dans le spectre infrarouge (IR) et visible (VIS)	12
2.2 Satellites d'orbite polaire dans le spectre micro-onde (MO) et VIS	14
2.3 Satellites d'orbite basse avec techniques d'estimation multispectrales.....	15
3. Protocole d'élaboration des produits de précipitation par plusieurs satellites.....	17
3.1 TRMM.....	17
3.2 PERSIANN	19
3.3 CMORPH	21
3.4 Principales caractéristiques des produits de précipitation	23
4. Précipitations par satellite dans des études hydrologiques	25
4.1 Techniques d'évaluation des produits de précipitation par satellite.....	25
4.2 Performance de la pluie satellite et son implication dans la modélisation hydrologique	26
4.3 Propagation des erreurs de la pluie satellite dans la modélisation hydrologique	29
CHAPITRE II. Région d'étude	31
1. Contexte hydroclimatique ouest-africain.....	32
1.1 La mousson d'Afrique de l'Ouest	32
1.2 Régime des précipitations.....	33
1.3 Variabilité hydroclimatique multi-décennale	35
1.4 La meso-échelle au cœur de la variabilité hydroclimatique	37
2. Observation et modélisation du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest : le programme AMMA-CATCH	38
2.1 Le service d'observation AMMA-CATCH.....	38
2.2 Project ALMIP 2	39
3. Zoom sur le bassin d'étude : l'Ouémé supérieur.....	39
3.1 Caractéristiques géographiques	39
3.2 Réseau de mesures.....	40
3.3 Hydrologie du bassin : bilan et fonctionnement hydrologique.....	41
Partie II. DONNES ET METHODES	47

CHAPITRE III. Données de précipitation	49
1. Précipitation utilisée dans la modélisation hydrologique	50
1.1 Contexte générale	50
1.2 Précipitation au sol	51
1.3 Précipitation par satellite	52
2. Spécifications des données de précipitation utilisés dans cette étude	53
2.1 Résolutions de pluie	53
2.2 Agrégation spatio-temporelle	53
3. Protocole d'analyses des champs de précipitation	55
3.1 Analyse de la précipitation au sol.....	55
3.2 Evaluation de la précipitation par satellite	56
4. Analyses de la précipitation de la période d'étude	58
4.1 Caractérisation de la précipitation au sol.....	58
5. Evaluation de la précipitation par satellite	68
5.1 Principales caractéristiques pluviométriques.....	68
6. Discussions de l'analyse de la précipitation de l'étude	77
6.1 Impact de la dégradation spatio-temporelle des résolutions de pluie au sol.....	77
6.2 Evaluation des produits de pluie par satellite	78
CHAPITRE IV. Méthodologie et modélisation hydrologique	81
1. Protocole d'analyse de sensibilité au forçage pluviométrique	82
1.1 Protocole de sensibilité à la résolution spatio-temporelle des forçages pluviométriques au sol	82
1.2 Protocole d'évaluation des forçages pluviométriques issus des produits satellites	83
1.3 Critères utilisés dans l'évaluation des simulations hydrologiques	84
2. Modèles hydrologiques appliqués dans l'étude.....	86
2.1 Justification du choix des modèles hydrologiques pour notre étude	86
2.2 DHSVM.....	88
2.3 nTopAMMA.....	103
2.4 Discussions des modélisations	110
Partie III. RESULTATS	113
CHAPITRE V. Impact des résolutions de précipitation au sol sur la réponse hydrologique de l'Ouémé	115
1. Influence de la dégradation spatiale et temporelle des résolutions de pluie sur les simulations par DHSVM	116
1.1 Analyse qualitative de l'impact des résolutions spatio-temporelles de la pluie sur les débits ..	116

1.2	Analyse quantitative de l'impact des résolutions spatiales de pluie sur les simulations	117
1.3	Analyse quantitative de l'impact des résolutions temporelles de la pluie sur les simulations	118
1.4	Influence de la méthode d'interpolation de la pluie sur la sensibilité des simulations aux résolutions	120
1.5	Influence du type de calibration sur la sensibilité des simulations aux résolutions spatio- temporelles de la pluie.....	122
2.	Influence de la dégradation spatiale des résolutions de pluie sur les simulations par nTopAMMA	123
2.1	Sensibilité des débits à la résolution spatiale de la pluie.....	123
2.2	Impact du type de calibration sur l'analyse de sensibilité des simulations aux résolutions spatiale de pluie.....	124
3.	Synthèse et Discussion des résultats.....	126
CHAPITRE VI. Evaluation des produits de précipitation par satellite pour la modélisation hydrologique		131
1.	Evaluation des produits de précipitation par satellite dans la modélisation hydrologique.....	132
1.1	Evaluation des produits satellites de pluie non corrigés.....	132
1.2	Evaluation des produits satellites de pluie corrigés.....	137
1.3	Impact des types de calibration dans la modélisation hydrologique des produits par satellite	138
2.	Influence de la résolution des produits de pluie satellitaire sur les simulations hydrologiques ..	139
2.1	Impact des résolutions des produits sur les simulations	139
2.2	Est-ce que les biais des simulations sont réduits par l'agrégation spatiale ou temporelle des produits ?.....	142
3.	Synthèse et discussion des résultats	144
3.1	Evaluation hydrologique des produits satellites à la résolution base (0.25° et 3h)	144
3.2	Evaluation de l'effet des résolutions spatio-temporelles grossières des produits sur les simulations de l'Ouémé.....	145
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		148
1.	Conclusions Générales	149
1.1	Rappel de la problématique de thèse	149
1.2	Sensibilité aux résolutions spatio-temporelles de pluie.....	149
1.3	Evaluation de l'utilité de la pluie satellite	151
2.	Perspectives et limitations	152
2.1	Sur l'adaptabilité du modèle DHSVM dans la région.....	152
2.2	Sur les évaluations faites avec nTopAMMA.....	153
2.3	Sur la sensibilité des bassins à la pluie.....	153

2.4 Sur la performance des produits de pluie dans les simulations	154
Références Bibliographiques.....	157
ANNEXES	180
Annexe A. Synthèse des applications hydrologique de précipitation satellites.....	180
Annexe B. Information sur les échantillons de pluie utilisés dans l'analyse de distribution et fréquence des intensités.....	183
Annexe C. Paramètres du sol et végétation utilisés dans l'initialisation de DHSVM.....	185
Annexe D. Illustration de l'analyse de sensibilité des paramètres de sol et végétation du modèle DHSVM	188
Annexe E. Calibrations de DHSVM par jeu de paramètres M1 et M2.....	192
Annexe F. Variabilité intra-saisonnière des débits simulés par produits satellites.....	194
Annexe G. Publication en Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS)	197
Annexe H. Fichier de configuration DSHVM.....	204

LISTE DE FIGURES

Figure 1. Spectre électromagnétique	11
Figure 2. Système de télédétection générale	11
Figure 3. Angle d'observation des satellites géostationnaires.....	12
Figure 4. Couverture globale terrestre des principaux satellites géostationnaires.....	13
Figure 5. Observation satellitaire par spectre VIS (gauche) et par IR (droit) capturé par Meteosat le 09/03/2015.....	13
Figure 6. Rotation des satellites défilantes et représentation de leur couverture en 24 heures.	14
Figure 7. Description et illustration des principaux capteurs de satellite TRMM.....	16
Figure 8. Schème générale d'estimation de précipitation TRMM-TMPA.....	18
Figure 9. Schème générale de la structure de système PERSIANN.....	20
Figure 10. Techniques utilisées dans l'évaluation des données de précipitation par satellite.	25
Figure 11. Variation de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) dans l'Afrique de l'Ouest.	32
Figure 12. Systèmes atmosphériques que caractérisent le climat du l'Afrique de l'Ouest.	33
Figure 13 . Zones climatiques de l'Afrique de l'Ouest.	33
Figure 14. Cycle saisonnier moyen des précipitations sur différents régions de l'Afrique de l'Ouest.	34
Figure 15. Systèmes convectifs de Mésos-échelles sur l'Afrique.....	35
Figure 16. Indice standardisé de pluie entre 1950 et 2010 au le Sahel Central et sur la région Soudanienne de Benin.....	36
Figure 17. Zone de bas-fonds dans l'Ouémé.....	40
Figure 18. Types de végétation dans l'Ouémé. a) Végétation arbustive, b) Plantation de coton au Benin.	40
Figure 19. Bassin versant Ouémé instrumenté pour AMMA-CATCH.....	41
Figure 20. Pluviosité mensuelle de l'Ouémé évolution entre 1954 et 2006.....	42
Figure 21. Evapotranspiration potentielle calculé à partir des variables climatiques mesurés dans l'Ouémé a) cycle mensuelle et b) cumuls annuels.	43
Figure 22. Cycle saisonnière moyen des écoulements à Bétérou pour la période 1998 et 2000.....	43
Figure 23. Modèle conceptuelle de la dynamique de la circulation de l'eau en surface et sous-surface du bassin l'Ouémé.....	44
Figure 24. Types de précipitation utilisés dans la modélisation hydrologique.....	50
Figure 25. Description des processus d'agrégation et distribution de la pluie sur un pixel donné de la grille de précipitation de l'Ouémé.....	54
Figure 26. Représentation de l'agrégation spatiale et temporelle des forçages de pluie de référence. .	54
Figure 27. Processus d'agrégation des forçages de pluie au sol dans la résolution de référence (0.05° et 30 min) et aux résolutions des produits par satellite (0.25° et 3h).	56

Figure 28. Cumuls de précipitation mensuels des années d'étude. Il est montré la précipitation moyenne mensuelle et les barres d'erreur qui indiquent la dispersion de la pluie dans chacun des mois.	59
Figure 29. Distribution des intensités de précipitation pour les champs de précipitation agrégés spatialement. Zoom sur les intensités de pluie faibles.....	60
Figure 30. Distribution des intensités de précipitation pour champs de précipitation agrégés spatialement. Effet sur les intensités maximales de précipitation.	60
Figure 31. Distribution des intensités de précipitation pour champs de précipitation agrégés temporellement.....	62
Figure 32. Distribution des intensités de précipitation pour champs de précipitation agrégés temporellement. Effet sur les intensités maximales de précipitation.	62
Figure 33. Représentation de l'interpolation des précipitations au sol par la méthode krigeage Lagrangienne (a) et par la méthode de Thiessen (b).	65
Figure 34. Distribution des intensités de précipitation d'un champ de précipitation interpolé par Thiessen sur l'Ouémé (2005) qui a été agrégés spatialement (a) et temporellement (b). Les lignes discontinues représentent les distributions cumules de la pluie de référence de 2005.....	66
Figure 35. Distribution des intensités de précipitation d'un champ de précipitation de Niamey - Niger (2005) agrégés spatialement (a) et temporellement (b). Les lignes discontinues représentent les distributions cumules de la pluie de référence de 2005.....	67
Figure 36. Représentation de la variabilité annuelle sur l'Ouémé de la pluie par satellite et la pluie de référence des années d'étude.	69
Figure 37. Cumuls moyens et barres d'erreur de la précipitation de la période 2005 – 2008 pour la pluie satellitaire la pluie de référence sur l'Ouémé.	69
Figure 38. Cumuls mensuels moyens de la période 2005-2008 (droite) et les écarts types et coefficients de variation (gauche) associés de la pluie des produits par satellite et de référence sur l'Ouémé.	70
Figure 39. Nombre de jours pluvieux pour la pluie moyenne de la période 2005-2008 sur l'Ouémé pour les produits et la référence.....	71
Figure 40. Performance statistiques de la précipitation par satellite des années 2005-2008 pour un seuil $P > 0.1\text{mm/jour}$	72
Figure 41. Performance statistiques de la précipitation par satellite des années 2005-2008 pour un seuil $P > 1\text{mm/jour}$	73
Figure 42. Représentation de la précipitation maximale annuelle dans le temps et l'espace de la pluie de référence et les produits par satellite pour l'année 2005.	74
Figure 43. Exploration de la capacité des produits pour identifier dans un ratio de 96h la précipitation maximale de référence	74
Figure 44. Distribution des intensités fortes de la précipitation par satellite à fine résolution (a), et sa modification par agrégation spatiale (b), et agrégation temporelle (c) pour l'année 2005.....	75

Figure 45. Schéma de la méthodologie adoptée pour évaluer la sensibilité de la réponse simulée du bassin de l’Ouémé aux résolutions spatio-temporelles des champs de forçage pluviométriques.	82
Figure 46. Schéma de la méthodologie adoptée pour évaluer les produits de pluie satellite dans l’Ouémé. Note: Les simulations de référence utilisées dans cette étape correspondent aux simulations de chaque produit satellite à sa résolution basée (0.25°, 3h).....	84
Figure 47. Schéma de la relation entre la complexité du modèle, les données disponible et la capacité prédictive.....	87
Figure 48. Représentation d’un bassin dans DHSVM avec zoom sur une cellule du MNT.	89
Figure 49. Représentation du processus d’évapotranspiration sur un pixel du MNT du DHSVM	90
Figure 50. Mouvement d'eau dans le sol représenté par des cellules du modèle.....	91
Figure 51. Les entrées et sorties du modèle DHSVM.	92
Figure 52. Cartes utilisées pour le modèle DHSVM dérivées des données ECOCLIMAP II.....	93
Figure 53. Simulations de référence M1, M2 et M3 générés par DHSVM sur l’Ouémé dans l’année 2005.....	99
Figure 54. Hydrogrammes simulés par la calibration M3 du DHSVM sur l’Ouémé pour la période d’étude (2005 à 2008). Nous incluons les valeurs de Nash pour représenter dans l’image la performance de chaque année simulée.	102
Figure 55. Principaux processus simulés par nTopAMMA dans le bassin l’Ouémé.	105
Figure 56. Mailles hydrologiques du bassin de Bétérou requis pour les simulations avec nTopAMMA.	106
Figure 57. Hydrogrammes simulés par les calibrations M1, M2 et M3 du nTopAMMA sur l’Ouémé pour la période d’étude (2005 à 2008).	109
Figure 58. Impact de la dégradation spatio-temporelle sur les hydrogrammes simulés dans l’Ouémé durant les années d’étude	116
Figure 59. Impact de la résolution spatiale des précipitations sur les débits simulés dans l’Ouémé par DHSVM. Les pourcentages de variation des lames ruisselées (droite) et la dégradation de la performance statistique (gauche) sont estimés en fonction des simulations de référence (pluie à 0.05°).....	117
Figure 60. Influence de la résolution spatiale des précipitations sur les composantes du bilan annuel de l'eau du bassin l’Ouémé.	118
Figure 61. Impact de la résolution temporelle des précipitations sur les débits simulés dans l’Ouémé par DHSVM. Les pourcentages de variation des lames ruisselées (droite) et la dégradation de la performance statistique (gauche) sont estimés en fonction des simulations de référence (pluie à 0.05°).....	119
Figure 62. Influence de la temporelle des précipitations sur les composantes du bilan annuel de l'eau du bassin l’Ouémé.....	120
Figure 63. Influence de la dégradation de pluie d’un champ de référence (krigeage Lagrangien) et d’un champ généré par polygones de Thiessen sur les lames ruisselés de l’Ouémé dans l’année 2005	121

Figure 64. Comparaison de l'influence de la dégradation de pluie d'un champ de référence (krigeage Lagrangien) et d'un champ généré par polygones de Thiessen sur les lames ruisselées de l'Ouémé dans l'année 2005 (Pourcentage de variation sur le bassin)	122
Figure 65. Impact des différents types de calibrations de DHSVM sur l'analyse de sensibilité aux résolutions spatio-temporelles de pluie dans le bassin l'Ouémé.....	122
Figure 66. Impact de la résolution spatiale des précipitations Lagrangienne sur les débits simulés dans Bétérou par nTopAMMA. Les pourcentages de variation des lames ruisselées (droite) et la dégradation de la performance statistique (gauche) sont estimés en fonction des simulations à fine résolution de pluie (0.05°).....	124
Figure 67. Impact des différents types de calibrations de nTopAMMA sur l'analyse de sensibilité aux résolutions spatio-temporelles de pluie dans le bassin l'Ouémé.....	125
Figure 68. Hydrogrammes simulées sur l'Ouémé par les produits satellitaires de pluie non corrigés (a) et corrigés (b) pour l'année 2005. Afin d'illustrer plus clairement la performance des hydrogrammes entre les deux sous-bassins C238 et Bétérou, nous avons choisi de représenter les débits des produits non corrigés avec des gammes d'échelles en ordonnées différentes.....	133
Figure 69. Lames ruisselées simulées par produits de précipitation par satellite sur les années d'étude et sur la période (2005 – 2008).....	134
Figure 70. Bilan d'eau simulée par produits de précipitation par satellite sur les années d'étude et sur la période (2005 – 2008).	135
Figure 71. Pourcentages du bilan d'eau simulée par produits de précipitation par satellite sur la période (2005 – 2008).	135
Figure 72. Propagation des erreurs de précipitation dans la modélisation hydrologique du bassin pour les produits par satellite corrigés et non corrigés.	136
Figure 73. Impact des différents types de calibrations de DHSVM sur les simulations du produit TRMM 3B42 dans l'Ouémé (Année 2005).	138
Figure 74. Impact de la résolution spatiale des précipitations satellitaires sur les lames ruisselées de la période d'étude dans l'Ouémé.	140
Figure 75. Impact de la résolution temporelle des précipitations satellitaires sur les lames ruisselées de la période d'étude dans l'Ouémé.	141
Figure 76. Variations de Lateral Conductivity (Kl) par les différentes valeurs assignées	189
Figure 77. Variations de Alpha Coefficient de Kl par les différentes valeurs assignées.....	189
Figure 78. Variations de Porosity par les différentes valeurs assignées.....	189
Figure 79. Variations de Field Capacity par les différentes valeurs assignées.....	190
Figure 80. Variations de Wilting Point par les différentes valeurs assignées	190
Figure 81. Variations de Soil Depth par les différentes valeurs assignées	190
Figure 82. Variations de Understory Root Fraction (V1-Type de végétation 1, L1-couche du sol 1) par les différentes valeurs assignées.....	191

Figure 83. Variations de Understory Root Fraction (V1-type de végétation 1, L2-couche du sol 2) par les différentes valeurs assignées.....	191
Figure 84. Variations de Understory Root Fraction (V1-type de végétation 1, L3-couche du sol 3) par les différentes valeurs assignées.....	191
Figure 85. Simulations des débits pour les années 2005 à 2008 par calibration M1.....	193
Figure 86. Simulations des débits pour les années 2005 à 2008 par calibration M2.....	193
Figure 87. Hydrogrammes simulées sur l’Ouémé par les produits satellitaires de pluie non corrigés (haut) et corrigés (bas) pour l’année 2006.....	195
Figure 88. Hydrogrammes simulées sur l’Ouémé par les produits satellitaires de pluie non corrigés (haut) et corrigés (bas) pour l’année 2007.....	195
Figure 89. Hydrogrammes simulées sur l’Ouémé par les produits satellitaires de pluie non corrigés (haut) et corrigés (bas) pour l’année 2008.....	196

LISTE DE TABLEAU

Tableau 1. Principales caractéristiques de produits par satellite utilisés dans cette étude.....	24
Tableau 2. Précipitations et résolutions utilisés dans cette étude.	53
Tableau 3. Correspondances de valeurs entre les fonctions F et G	55
Tableau 4. Table de contingence utilisée pour évaluer la performance statistique des produits par satellite	57
Tableau 5. Indicateurs statistiques utilisés pour évaluer la capacité de détection de précipitation des produits satellitaires à partir de la table de contingence du Tableau 4.	57
Tableau 6. Cumuls annuels de la précipitation de référence. La pluie moyenne et l'écart type sont inclus comme indicateurs de la pluie de la période d'étude.....	58
Tableau 7. Critères statistiques utilisés pour évaluer la performance des champs de pluie agrégés spatialement. Analyse sur la pluie non nulle ($P > 0$ mm).....	60
Tableau 8. Coefficients d'abattement des intensités de pluie pour le champ de précipitation agrégés spatialement sur l'année 2005 et la période d'étude.....	61
Tableau 9. Critères statistiques utilisés pour évaluer la performance des champs de pluie agrégés spatialement.....	62
Tableau 10. Coefficients d'abattement des intensités de pluie pour le champ de précipitation de 2005 agrégé temporellement.	63
Tableau 11. Comparaison de l'effet de l'agrégation spatiale de la pluie sur Benin et Niger.	64
Tableau 12. Critères statistiques utilisés pour évaluer la performance des champs de pluie Thiessen agrégés spatiale et temporellement.....	66
Tableau 13. Coefficients d'abattement des intensités des champs de précipitation de Thiessen de 2005 agrégé spatiale et temporellement.	67
Tableau 14. Critères statistiques utilisés pour évaluer la performance des champs de pluie sur Niamey-Niger agrégés spatiale et temporellement.....	67
Tableau 15. Coefficients d'abattement des intensités des champs de précipitation sur Niger de 2005 agrégés spatiale et temporellement.....	68
Tableau 16. Pourcentage de jour pluvieux des produits par satellite en relation avec la précipitation de référence.	71
Tableau 17. Coefficients statistiques de la précipitation par satellite des années 2005-2008 pour un seuil $P > 0.1$ mm/jour.....	72
Tableau 18. Coefficient d'abattement des intensités de pluie des produits par agrégation spatiale et temporelle.....	76
Tableau 19. Types du sol de l'Ouémé représentés dans DHSVM	93

Tableau 20. Paramètres sensibles du modèle DHSVM à l’Ouémé pour l’année 2005 et évaluation qualitative de la sensibilité sur le bassin. Les astérisques* mentionnent les paramètres ajustés pour la calibration.....	95
Tableau 21. Valeurs des paramètres pour les simulations de calibration M1, M2 et M3 de référence dans l’étude.....	98
Tableau 22. Lames d’eau ruisselées pour les simulations de référence M1, M2 et M3 générés par DHSVM sur l’Ouémé dans l’année 2005 et comparaison avec les lames d’eau observées.....	100
Tableau 23. Performances statistiques des simulations de référence M1, M2 et M3 générés par DHSVM sur l’Ouémé dans l’année 2005.....	101
Tableau 24. Performance des débits simulés par calibration M3 du DHSVM sur l’Ouémé pour la période d’étude (2005 calibration, 2006 à 2008 validation).....	102
Tableau 25. Performance des débits simulés par calibrations M1 et M2 du DHSVM sur l’Ouémé pour la période d’étude (2005 calibration, 2006 à 2008 validation).....	103
Tableau 26. Paramètres du modèle nTopAMMA. L’appréciation de la sensibilité des paramètres est tirée de Le Lay, (2006).....	107
Tableau 27. Intervalles de variation des paramètres sensibles du nTopAMMA explorés dans la calibration.....	108
Tableau 28. Valeurs des paramètres de calibration pour les simulations de référence M1, M2 et M3.....	108
Tableau 29. Performance des débits simulés par calibrations M1 et M2 du nTopAMMA sur l’Ouémé pour la période d’étude (2005 à 2008).....	109
Tableau 30. Valeurs de l’efficacité KGE des hydrogrammes simulés sur la période 2005-2008 pour les différents produits satellite non corrigés (a) et corrigés (b) en comparaison aux simulations de référence.....	133
Tableau 31. Variation de la performance statistique KGE des simulations des produits non corrigés selon la dégradation des résolutions spatio-temporelles. (Année 2005).....	142
Tableau 32. Variation de la performance statistique KGE des simulations des produits corrigés selon la dégradation des résolutions spatio-temporelles. (Année 2005).....	142
Tableau 33. Synthèse des diverses applications hydrologiques des produits par satellite.....	181
Tableau 34. Echantillons de pluie non nulle ($P > 0$ mm) et de pluie nulle ($P = 0$ mm) évalués dans l’agrégation spatiale des champs de pluie de l’année 2005 et de la période d’étude 2005 - 2008.....	184
Tableau 35. Echantillons de pluie non nulle ($P > 0$ mm) et de pluie nulle ($P = 0$ mm) évalués dans l’agrégation temporelle des champs de pluie de l’année 2005 et de la période d’étude 2005 - 2008.....	184
Tableau 36. Valeurs initiales des paramètres du sol dans DHSVM.....	186
Tableau 37. Valeurs initiales des paramètres de végétation dans DHSVM.....	187

ANNEXES

Annexe A. Synthèse des applications hydrologique de précipitation satellites

(Chapitre I. Contexte Satellite)

Tableau 33. Synthèse des diverses applications hydrologiques des produits par satellite

Référence	Produits satellite	Résolution	Région	Surface (Km ²)	Topographie	Modèle Hydrologique	Technique d'évaluation	Résultats générales sur les produits
Chintalapudi et al, 2014	PERSIANN	0.25°, 3h	Région subtropicale. Bassin Guadeloupe. Texas, USA. Amérique du nord	1232 Km ²	Relief plaine	Modèle distribué GSSHA	- Adaptation d'un cadre de modélisation hydrologique pour simuler deux événements de tempêtes (sans ré-calibration) afin de comparer la performance hydrologique des produits par satellite à partir des simulations par pluie au sol.	- Entre tous les produits TRMM 3B42 v7 a une meilleure performance malgré la sous-estimation des pics de pluie et la surestimation des volumes et pics de débits, dans les deux événements. PERSIANN surestime toujours la pluie et les débits, et PERSIANN CSS 1h les sous-estime. PERSIANN CSS 3h, pour un événement surestime pluie et débits, mais pour l'autre sous-estime les deux. CMORPH n'identifie presque pas la précipitation des deux événements.
	PERSIANN CCS	0.04°, 1h						
	TRMM 3B42 v7	0.04°, 3h						
	CMORPH	0.25°, 3h						
Zubieta, 2013	TRMM 3B42 v7	0.25°, 3h	Région inter-tropicale. Bassin de l'Amazonie péruvienne. (Pérou, Equateur). Amérique du sud	878 305 Km ²	Relief entre plaine et montagnes des Andes (62 - 6257 m)	Modèle distribué MGB-IPH	- Implémentation du modèle hydrologique des grands bassins par calibration manuelle et ajustement des paramètres par routine automatique pour une évaluation postérieure des produits par satellite sur différentes stations hydrométriques du bassin.	- La performance des produits par satellites sur ce bassin de grande variabilité climatologique est fortement contrastée. - Le produit TRMM 3B42 v7 a une meilleure performance statistique et représente mieux les volumes dans la plus part des stations, malgré la faible représentation des pics. La performance de CMORPH est moyenne et pour PERSIANN faible.
	CMORPH							
	PERSIANN							
Demaria, 2010	TRMM 3B42 v6	0.25°, 3h	Région subtropicale. Bassin La Plata. (Brasil, Argentine). Amérique du sud	70000 km ²	Relief de plateau légèrement ondulé	Modèle semi-distribué VIC	- Implémentation d'un modèle hydrologique en utilisant une analyse de sensibilité automatique pour quantifier l'incertitude des produits par satellite dans l'estimation des systèmes à méso-échelle et leur influence dans la représentation des débits simulés.	- TRMM 3B42 v6, PERSIANN et CMORPH ont montré un certain degré de difficulté pour capturer les processus de convection dans le bassin, plus marqués pour les deux derniers produits. Dans les simulations les caractéristiques comme les pics des débits et le temps au pic, ne sont pas sensibles aux erreurs de la précipitation par satellite estimée sur un bassin de grande taille.
	CMORPH							
	PERSIANN							

Gosset et al, 2013	PERSIANN	0.1°, 24h	Région inter-tropicale Bassin xx. Niger. Afrique de l'Ouest	≈ 1° x 1°	Peu marqué	Modèle conceptuel SCS	-Analyse de la performance des produits de pluie dans la représentation de la dynamique de la saison des pluies qui est décrite par une source de pluie dérivée des pluviomètres et une évaluation de l'impact de tels produits sur la réponse hydrologique de deux systèmes hydrologiques (bassins) différents.	TRMM 3B42 a une performance similaire à la pluie au sol en dépit de la légère surestimation de l'écoulement, qui est sous-estimé par REF et beaucoup plus par EPSAT. Surestimation pour PERSIANN (100%), CMORPH et TRMM 3B42RT (50%), GSMaP (2.5%) et GPCP-IDD (très forte).
	CMORPH						Les produits régionaux (REF et EPSAT) sous-estiment les débits et les produits RT (PERSIANN, CMORPH et TRMM 3B42RT) ont une forte surestimation. Les produits TRMM 3B42 v6 et GPCP-IDD sont plus performants dans la reproduction du débit et de l'inter-variabilité annuelle.	
	TRMM 3B42 v6							
	TRMM 3B42 RT							
Stisen et Sandholt, 2010	GSMaP	8km, 24h	Région inter-tropicale. Bassin de la rivière de Sénégal (Guinée, Sénégal, Mali and Mauritanie). Afrique de l'Ouest	350 000 km ²	Région de savane	Modèle distribué MIKE SHE	- Les produits régionaux (GPC et CCD) ont une meilleure performance dans la modélisation probablement liés à leurs ajustements avec données pluviométriques. TRMM a un biais plus positif que CMORPH et PERSIANN possiblement expliqué par la même raison que les deux premiers produits. Après la correction et la ré-calibration, CMORPH et PERSIANN arrivent à reproduire la saison de pluie et les différences interannuelles à différence de TRMM malgré ce faible biais n'est pas performant.	
	REF							
	EPSAT							
	GPCP-IDD							
	CMORPH							
Bitew et Gebremichael, 2011	CCD	0.25°, 3h	Région inter-tropicale. Bassin Koga, Ethiopie. Afrique de l'Est	299 Km ²	Région de montagne (1890 - 3130 m)	Modèle semi-distribué SWAT	- Inter-comparaison de la performance hydrologique des produits par trois cadres de modélisation. Un par calibration automatique du modèle avec pluie au sol, un autre, avec chaque produit et un dernier avec chaque produit corrigé.	
	CPC-FEWS v2							
	TRMM 3B42 v6							
	TRMM 3B42							
	PERSIANN							
Bitew et Gebremichael, 2011	CMORPH	0.25°, 3h	Région inter-tropicale. Bassin Koga, Ethiopie. Afrique de l'Est	299 Km ²	Région de montagne (1890 - 3130 m)	Modèle semi-distribué SWAT	- Tous les produits ont des biais négatifs. CMORPH et TRMM 3B42RT satisfaisant reproduction des débits, mais non PERSIANN et TRMM 3B42. La réponse simulée pour calage avec données au sol reste meilleure pour les sources de pluviomètre que pour les satellites, mais avec la ré-calibration en utilisant les produits corrigés le biais des simulations avec satellite est similaire à celui obtenu en utilisant la pluie au sol.	
	TRMM 3B42							
	TRMM 3B42 RT							
	PERSIANN							

Annexe B. Information sur les échantillons de pluie utilisés dans l'analyse de distribution et fréquence des intensités

(Chapitre III. Données de précipitation)

Echantillons choisis entre les mois mai et septembre sur une grille de 25 x 28 pixels (longitude et latitude) à intervalles de 30 minutes

Résolution spatiale	2005			
	0.05°	0.10°	0.25°	0.50°
Pluie non nulle	673 510	717 796	821 370	929 531
Pluie nulle	1 073 690	1 029 404	925 830	817 669
Echantillon total	1 747 200	1 747 200	1 747 200	1 747 200

Résolution spatiale	Période			
	0.05°	0.10°	0.25°	0.50°
Pluie non nulle	3 224 577	3 454 050	3 977 409	4 561 818
Pluie nulle	5 007 423	4 777 950	4 254 591	3 670 182
Echantillon total	8 232 000	8 232 000	8 232 000	8 232 000

Tableau 34. Echantillons de pluie non nulle ($P>0$ mm) et de pluie nulle ($P=0$ mm) évalués dans l'agrégation spatiale des champs de pluie de l'année 2005 et de la période d'étude 2005 - 2008

Résolution temporelle	2005					
	30min	1h	3h	6h	12h	24h
Pluie non nulle	673 510	761 678	986 832	1 215 288	1 438 464	1 747 200
Pluie nulle	1 073 690	985 522	760 368	531 912	308 736	0
Echantillon total	1 747 200	1 747 200	1 747 200	1 747 200	1 747 200	1 747 200

Résolution temporelle	Période					
	30min	1h	3h	6h	12h	24h
Pluie non nulle	3 224 577	3 647 200	4 743 846	5 848 584	7 034 304	8 231 904
Pluie nulle	5 007 423	4 584 800	3 488 154	2 383 416	1 197 696	96
Echantillon total	8 232 000	8 232 000	8 232 000	8 232 000	8 232 000	8 232 000

Tableau 35. Echantillons de pluie non nulle ($P>0$ mm) et de pluie nulle ($P=0$ mm) évalués dans l'agrégation temporelle des champs de pluie de l'année 2005 et de la période d'étude 2005 - 2008

Annexe C. Paramètres du sol et végétation utilisés dans l'initialisation de DHSVM

(Chapitre IV. Modélisation hydrologique)

Les valeurs des paramètres utilisés à l'initie des simulations de cette thèses sont montrés dans la Tableau 36 et Tableau 37 (prise du travail de Kolokytha, 2013)

Parameter	Description	unit	Soil parameters		
			Soil 1 (Loam)	Soil 2 (SaClLo_1)	Soil 3 (SaClLo_2)
Lateral conductivity	lateral saturated hydraulic conductivity	m/s	0.0001	0.0001	0.0001
Exponential decrease	exponent for change of lateral conductivity with depth	-	1.0	1.0	1.0
Maximum infiltration	maximum infiltration rate	m/s	3.2e-5	6.0e-5	6.0e-5
Surface albedo	albedo of the bare soil surface	m/s	0.2	0.2	0.2
Porosity	porosity of each soil layer	-	0.4464	0.4435	0.4422
Pore size distribution	% of bulk volume of various sizes of soil pores for each soil layer	-	0.3965	0.3816	0.3756
Bubbling pressure	air entry value for each soil layer	m	0.5747	0.5235	0.5025
Field capacity	the water content of the soil where all free water has been drained from the soil through gravity	-	0.4018	0.3992	0.3980
Wilting point	water retained for each soil layer	-	0.0663	0.0600	0.0656
Bulk density	the weight of a unit volume of dry soil, which includes the volume of solids and pore space	Kg/m ³	1494.72	1502.55	1506.06
Vertical conductivity	vertical saturated hydraulic conductivity for each soil layer	m/s	1.218e-6	1.3287e-6	1.375e-6
Thermal conductivity	the heat flow through an area of the square metre of soil subjected to a temperature gradient of 1°C per meter	W/m°C	6.886	6.941	6.964
Thermal capacity	the heat required to raise the temperature of one cubic meter of the soil by 1°C, without change of moisture content	J/m ³ °C	2.2e6	2.2e6	2.2e6
Capillary drive	a gradient at the wetting front	m	0.11	0.263	0.263
Mannings n	Manning's roughness coefficient	-	0.1	0.1	0.1

Tableau 36. Valeurs initiales des paramètres du sol dans DHSVM

Parameter	Description	unit	Vegetation parameters							
			Vegetation 1 (Deciduous forest)		Vegetation 2 (Tropical grassland (C4))		Vegetation 3 (Garden and parks)			
			overstory	understory	overstory	understory	overstory	understory		
Overstory /Understory presence	whether an overstory and/ or understory is present	-	TRUE	TRUE	FALSE	TRUE	FALSE	FALSE		
Fractional coverage	the fraction of total area occupied by the overstory	-		0.9		-		-		
Trunk space	distance from the ground surface to the start of the crown canopy attenuation coefficient for the wind profile	m		0.4		-		-		
Aerodynamic attenuation	radiation attenuation of the overstory	-		3.5		-		-		
Radiation attenuation	radiation attenuation of the overstory	-		0.5		-		-		
Maximum snow int int capaci	maximum snow interception capacity for the overstory	m (of water equivalent)		0.04		-		-		
Max release drip ratio	ratio of mass release to melt water drip from intercepted snow	-		0.4		-		-		
Snow Iterception eff	percentage of snowfall intercepted until the maximum snow interception capacity has been met	-		0.6		-		-		
Impervious fraction	impervious fraction of vegetation type	-		0.0		0.0		0.0		
Height	height of each vegetation layer	m	6.0	0.5	-	0.3		-		
Maximum resistance	maximum stomatal resistance for each vegetation layer	s/m	6000	4500	-	3000		-		
Minimum resistance	Minimum stomatal resistance for each vegetation layer	s/m	126.0031	100.0	-	116.4524		71.70834		
Moisture threshold	soil moisture threshold above which soil moisture does not restrict transpiration for each vegetation layer	-	0.30	0.10	-	0.33		-		
Vapor pressure deficit	vapor pressure deficit threshold above which stomatal closure occurs for each vegetation layer	Pa	2500	3000	-	2000		-		
Rpc	fraction of shortwave radiation that is photosynthetically active for each layer	-	0.108	0.108	-	0.108		-		
Number of root zones	number of rooting zones	-		3		3		3		
Root zones depths	thickness of soil layers	m	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	0.3
Overstory root fraction	fraction of the roots of the overstory in each root zone layer	-	0.5	0.5	0.0				-	
Understory root fraction	fraction of the roots of the understory in each root zone layer	-	0.6	0.4	0.0	0.6	0.4	0.0		-
Overstory monthly LAI	overstory leaf area index for each of the 12 months	-	not presented here the values (see chapter 4.2.2)			-				-
Understory monthly LAI	understory leaf area index for each of the 12 months	-	not presented here the values (see chapter 4.2.2)			not presented here the values (see chapter 4.2.2)				-
Overstory monthly alb	overstory albedo for each vegetation for each of the 12 months	-	not presented here the values (see chapter 4.2.2)			-				-
Understory monthly alb	understory albedo for each vegetation for each of the 12 months	-	not presented here the values (see chapter 4.2.2)			not presented here the values (see chapter 4.2.2)				-

Tableau 37. Valeurs initiales des paramètres de végétation dans DHSVM

Annexe D. Illustration de l'analyse de sensibilité des paramètres de sol et végétation du modèle DHSVM

(Chapitre IV. Modélisation hydrologique)

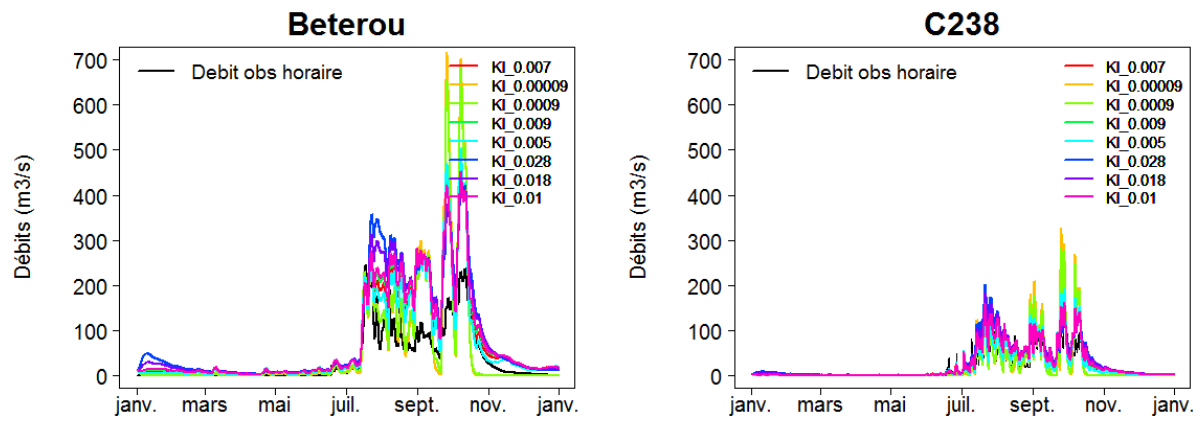
Paramètres du sol

Figure 76. Variations de Lateral Conductivity (KI) par les différentes valeurs assignées

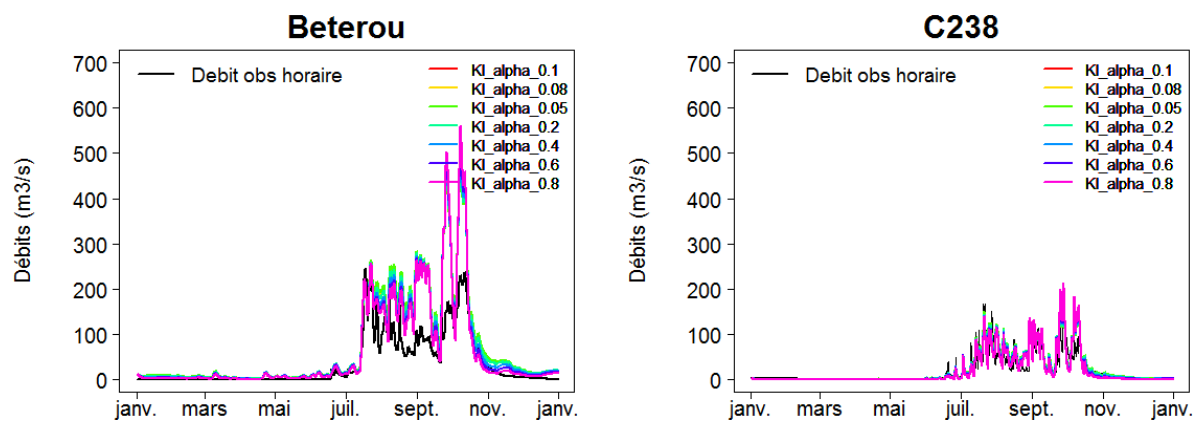


Figure 77. Variations de Alpha Coefficient de KI par les différentes valeurs assignées

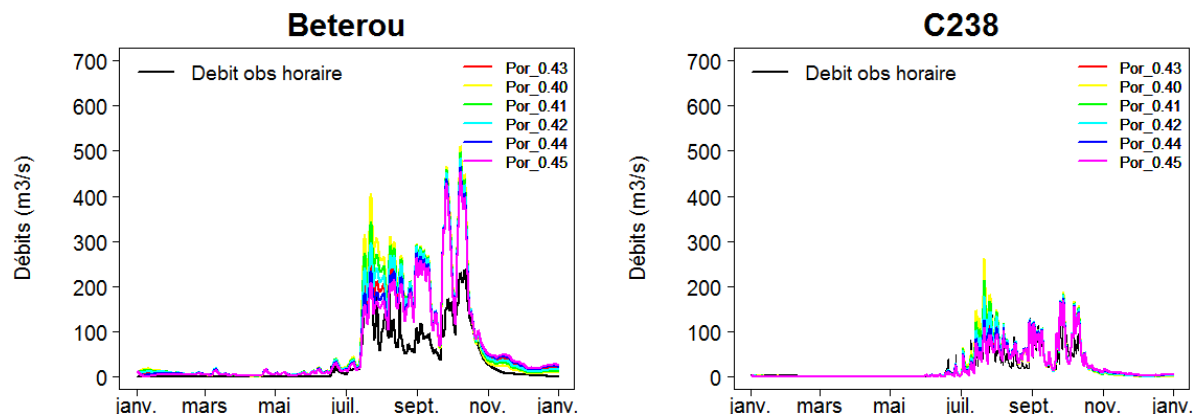


Figure 78. Variations de Porosity par les différentes valeurs assignées

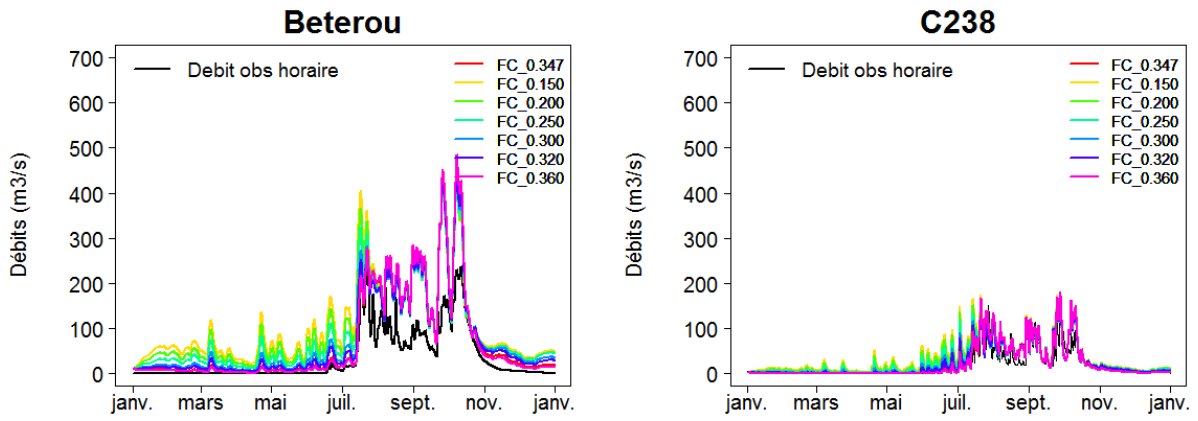


Figure 79. Variations de Field Capacity par les différentes valeurs assignées

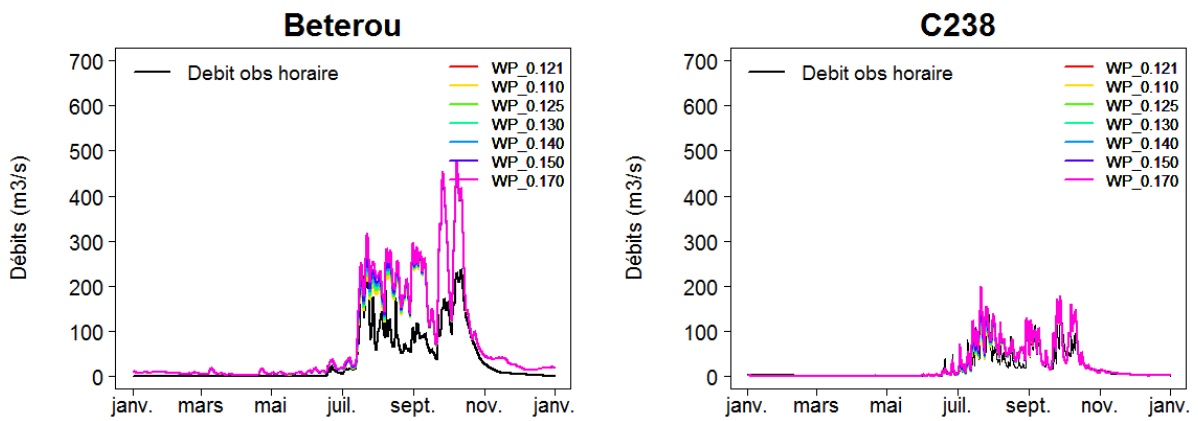


Figure 80. Variations de Wilting Point par les différentes valeurs assignées

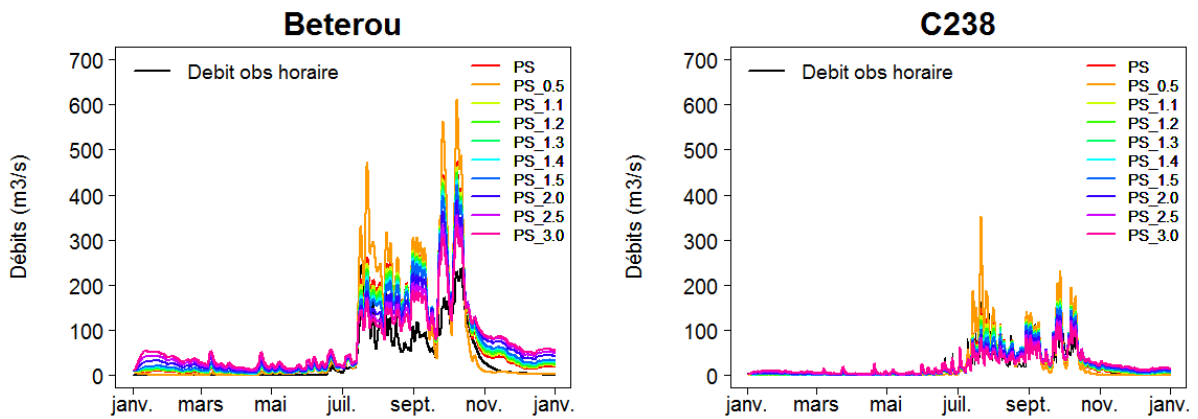


Figure 81. Variations de Soil Depth par les différentes valeurs assignées

Paramètres de végétation

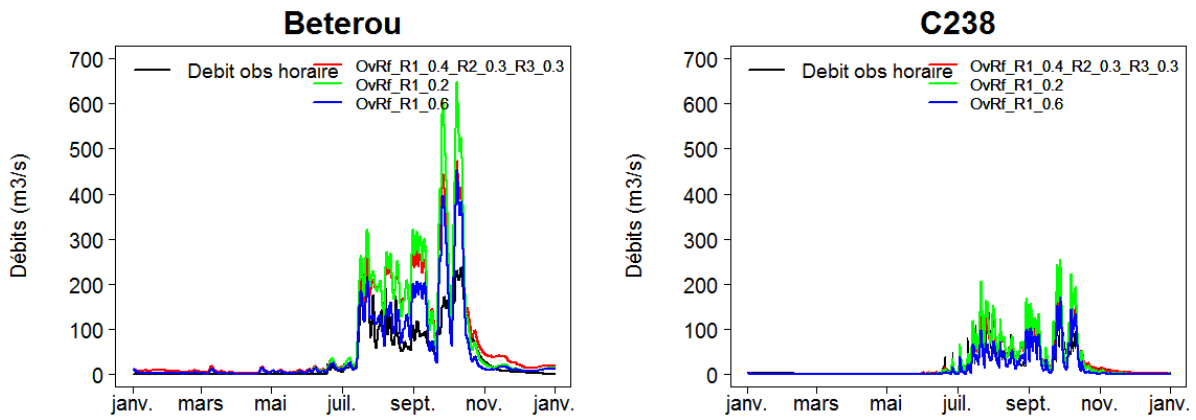


Figure 82. Variations de Understory Root Fraction (V1-Type de végétation 1, L1-couche du sol 1) par les différentes valeurs assignées

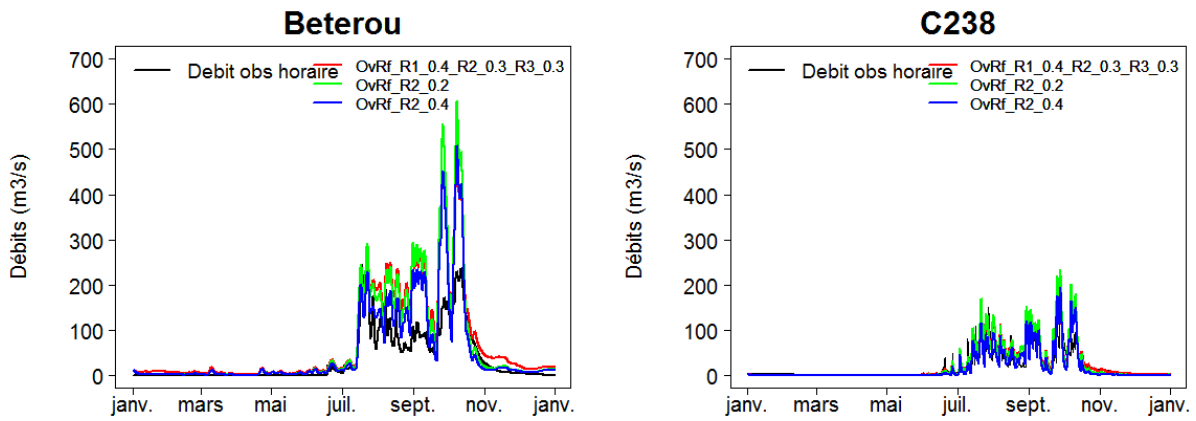


Figure 83. Variations de Understory Root Fraction (V1-type de végétation 1, L2-couche du sol 2) par les différentes valeurs assignées

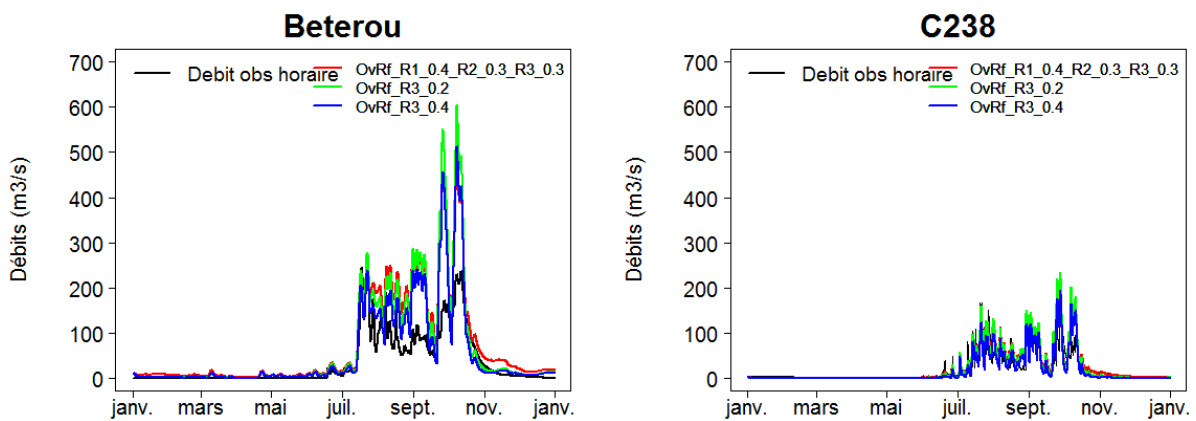


Figure 84. Variations de Understory Root Fraction (V1-type de végétation 1, L3-couche du sol 3) par les différentes valeurs assignées

Annexe E. Calibrations de DHSVM par jeu de paramètres M1 et M2

(Chapitre IV. Modélisation hydrologique)

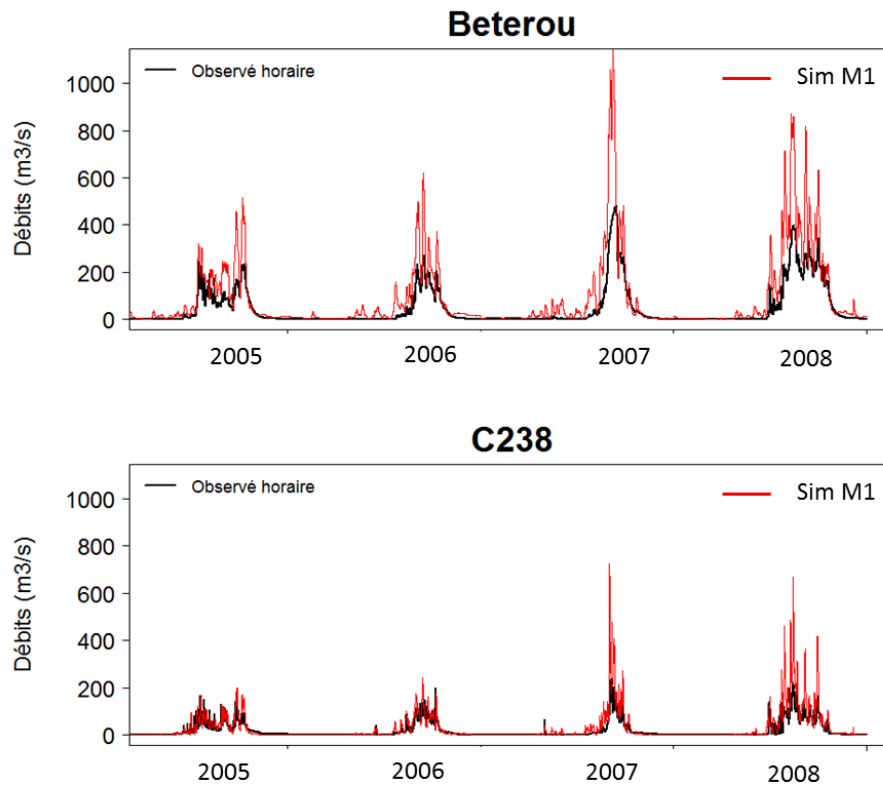


Figure 85. Simulations des débits pour les années 2005 à 2008 par calibration M1

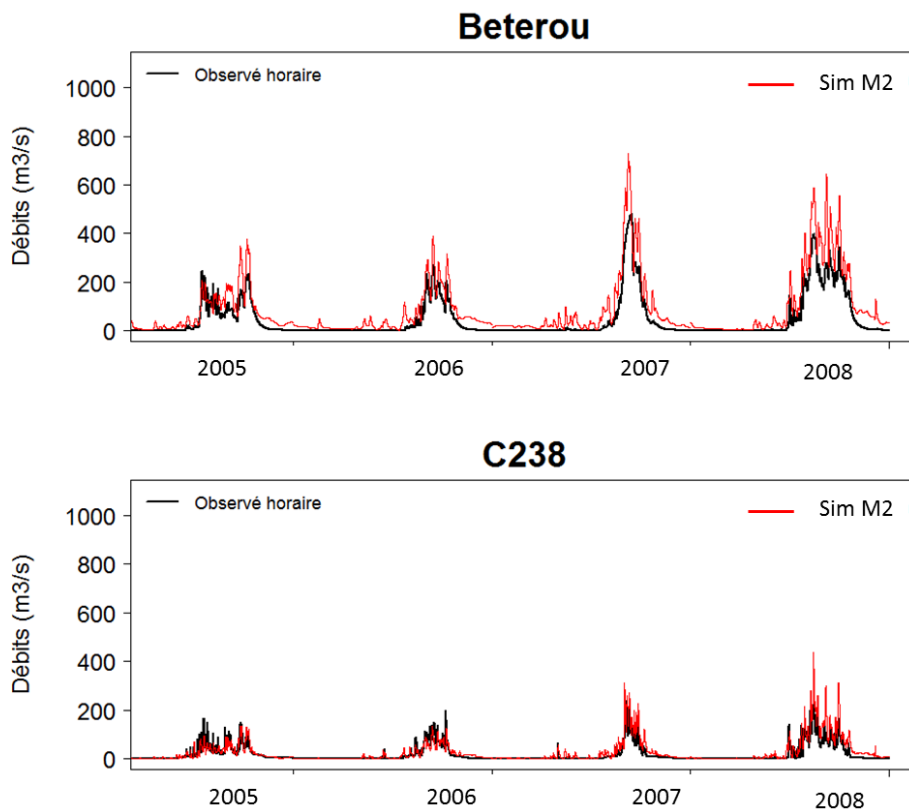


Figure 86. Simulations des débits pour les années 2005 à 2008 par calibration M2

Annexe F. Variabilité intra-saisonnière des débits simulés par produits satellites

(Chapitre VI. Evaluation des produits par satellite)

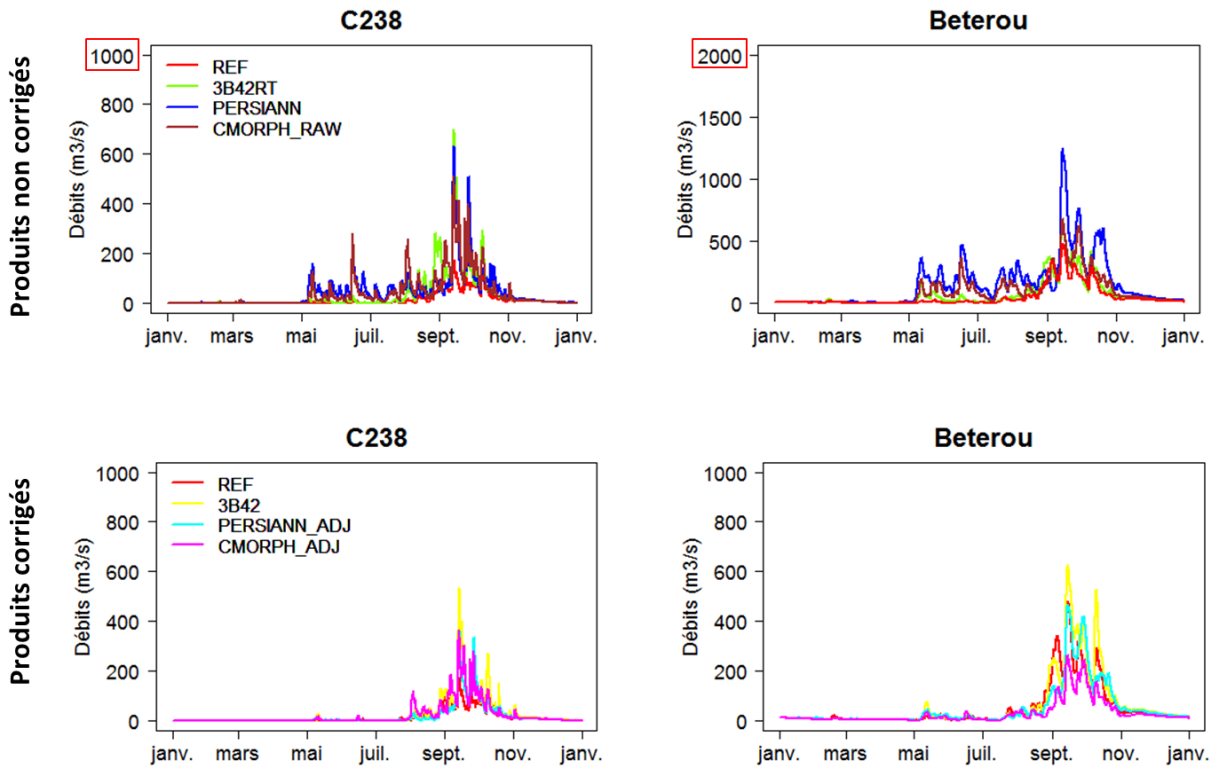


Figure 87. Hydrogrammes simulées sur l’Ouémé par les produits satellitaires de pluie non corrigés (haut) et corrigés (bas) pour l’année 2006

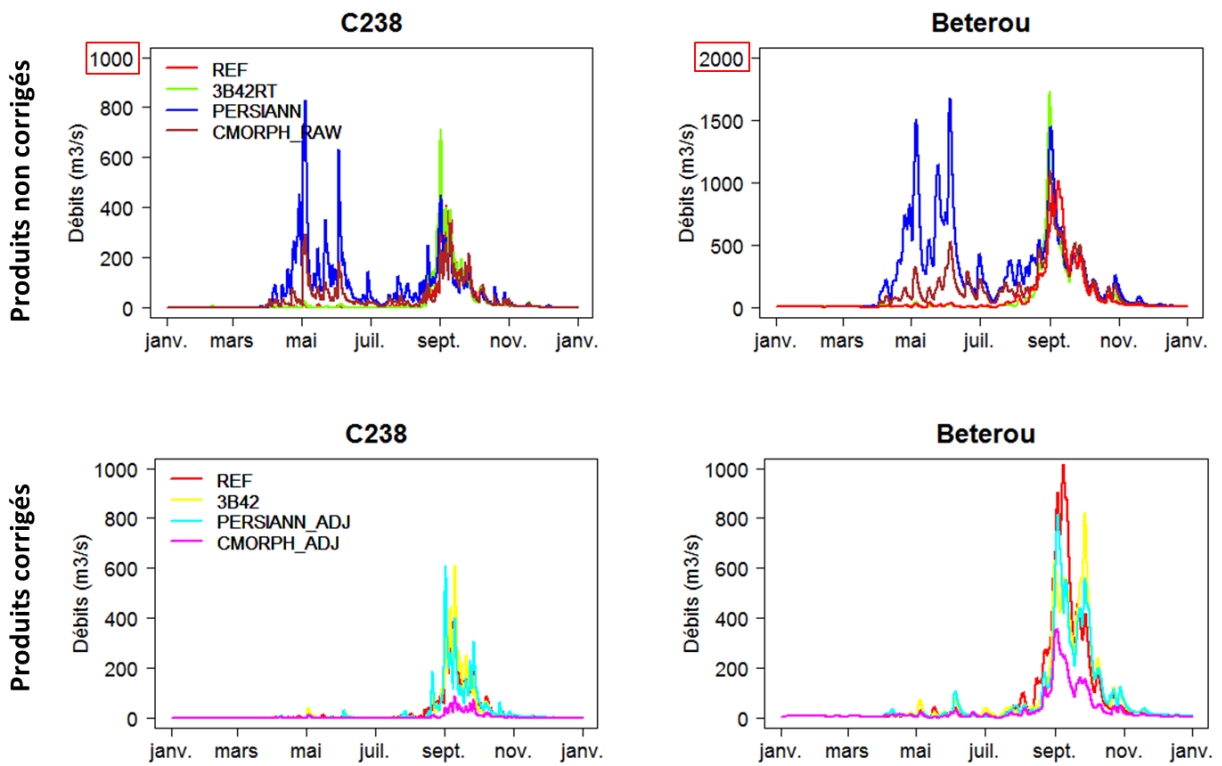


Figure 88. Hydrogrammes simulées sur l’Ouémé par les produits satellitaires de pluie non corrigés (haut) et corrigés (bas) pour l’année 2007

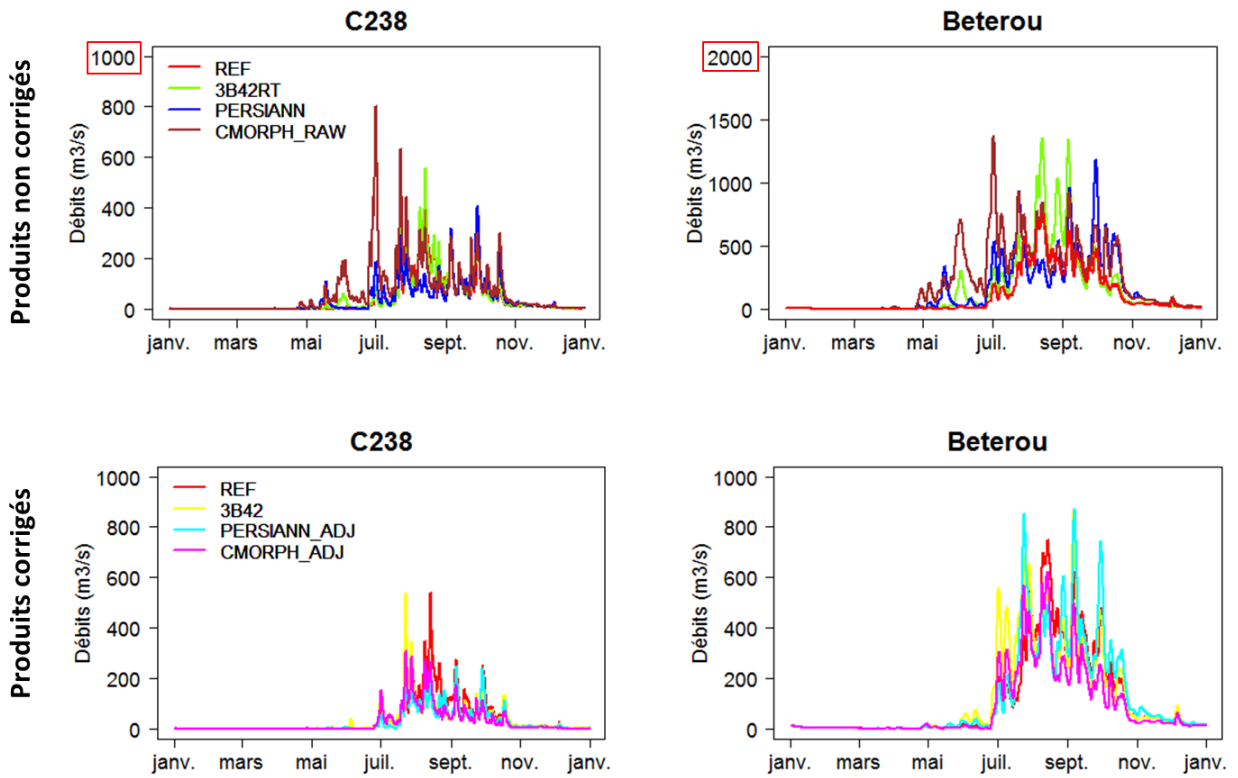


Figure 89. Hydrogrammes simulées sur l’Ouémé par les produits satellitaires de pluie non corrigés (haut) et corrigés (bas) pour l’année 2008

Annexe G. Publication en Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS)

Influence of rainfall space-time variability over the Ouémé basin in Benin

T. GASCON, T. VISCHEL, T. LEBEL, G. QUANTIN, T. PELLARIN,
V. QUATELA, D. LEROUX & S. GALLE

LTHE (UMR 5564), Univ. Grenoble, IRD, CNRS, Grenoble, France
tania.gascon@ujf-grenoble.fr

Abstract In West Africa, the concomitant occurrence of extreme droughts and damaging floods points to the urgent need for linking the climate variability at various time scales (daily to decadal) to its impact in terms of water related risks. While hydrological models are key tools to do so, their use in this part of the world is strongly limited by the scarcity of rainfall data. Satellite precipitation products can be used as rainfall input to models in order to make up for this shortage of appropriate surface data. However, these satellite products have their own weaknesses, both in terms of accuracy and resolution. While the accuracy of satellite rainfall estimates has already received a fair amount of attention, little published work deals with the resolution issue. The study presented here is motivated by this lack of attention to the resolution issue. It makes use of the data produced by a very dense rainfall network covering the Ouémé catchment in Benin (14 600 km²), to study the impact of varying the space-time resolution of input rainfields on the output produced by DHSVM (Distributed Hydrology Soils and Vegetation Model), thus mimicking the resolution-induced errors associated with using satellite rainfall input for such physically-based models. The major result of this sensitivity analysis is that the model output is much more sensitive to the time resolution than to the space resolution, at least for this region and for the range of resolutions tested.

Key words rainfall; space-time variability; hydrological modelling; DHSVM; West Africa

INTRODUCTION

West Africa is well known for having experienced a severe drought since the end of the 1960s, but over the last two decades the region has also been increasingly affected by floods of unprecedented severity. Finely assessing the water related consequences of such climatological changes requires using hydrological models able to render the complexity of the river response to such changes. The range of scales that need to be considered in such studies is large – depending on the type of impact one has in mind – and so are the range of scales and resolutions that need to be documented by the hydro-meteorological data used either to force the model or to validate it. As soon as one gets interested in flood issues, forcing rainfields at high space-time resolution (typically kilometric in space and hourly – or less – in time) becomes an important need for accurately simulating the catchment response, or so is believed.

In many regions of the world, the available surface rainfall measurements do provide such high space-time resolution rainfields with a reasonable margin of uncertainty – this is notably the case for West Africa, where operational raingauge networks are characterised by low gauge density. Satellite precipitation products then become an attractive alternative to surface rainfall measurements for use as input to hydrological models. However, these satellite products have their own weaknesses. They are often characterised by a coarse spatial resolution and/or by a coarse time resolution, to smooth out their local errors in rainfall pattern and intensity estimates (see Gosset *et al.* 2013, for West Africa). The effect of the resolution of forcing rainfields on the performance of hydrological models has received little attention in the literature. In a previous study Vischel *et al.* (2007) quantified the errors generated when using rainfields for various degraded space and time resolutions in a Sahelian sub-region of West Africa. The Sahel being characterised by a semi-arid climate, the conclusions of Vischel *et al.* (2007) need to be revisited for the more humid regions of West Africa, where the most damaging floods occurred over the past 10 years or so. This is achieved here by using the data produced by a very dense rainfall network covering the Ouémé catchment in Benin (14 600 km²). This dataset allows production of high space-time resolution rainfields that are then aggregated in time and space to study how using coarser resolutions affects the performance of the physically based hydrological model DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model; Wigmosta *et al.*, 1994). This simulation procedure

allows separation of two effects in the hydrological errors associated with satellite rainfall products: (i) the pure resolution effect; and (ii) the effect of these products incorrectly estimating rainfall patterns and intensities.

REGION OF STUDY AND FORCING RAINFIELDS

The Ouémé catchment

The Ouémé catchment (Fig. 1) is located in the north of Benin. It covers 14 600 km² spread over an undulating topography ranging in elevation from 250 to 500 m. It is characterized by a Sudanian climate with a single rainy season from April to October and mean annual precipitation ranging from 1200 mm in the north to 1300 mm in the south. The temperature varies between 20° and 35°C making evapotranspiration a major component of the water balance. The streamflows are of intermittent nature occurring mostly between the end of June and November.

In situ hydrological data

The Ouémé catchment is one of the three sites of the AMMA-CATCH observatory (African Monsoon Multidisciplinary Analysis – Coupling the Tropical Atmosphere and the Hydrological Cycle, Lebel *et al.*, 2009), the two others being in Niger and Mali. At these sites specific instruments are dedicated to the measurement of meteorological variables (rainfall, radiations, and energy fluxes), soil and vegetation, soil moisture, water table and streamflow (Fig. 1).

For the present study, rainfall and streamflow data have been extracted from the AMMA-CATCH database (<http://bd.amma-catch.org/amma-catch2/>). During the study period, defined as between 2005 and 2008, two streamgauges were operating at the outlet of the main sub-basins of the Ouémé catchment: the Beterou station (drainage area 10050 km²) and the C238 station (drainage area 3100 km²) both providing continuous estimates of river discharge.

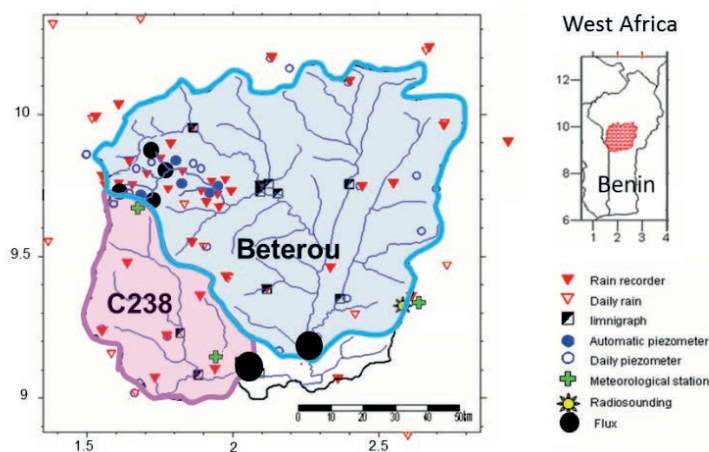


Fig. 1 Hydrometeorological network over the Ouémé catchment.

Rainfall data and rainfields

Rainfall data are collected by recording raingauges at high space sampling (one gauge every 20 km or so, and locally one gauge every km; a total of 54 gauges) and high time resolution (5 minutes). These rain gauge data are used to generate rainfields by interpolating the point measurements, using the Lagrangian kriging approach proposed by Vischel *et al.* (2011). This method takes into account the propagation of the rainfall systems to interpolate rainfall, and was shown to improve the representation of the spatial intermittency and spatial variability of rainfall intensities compared to classical ordinary kriging. Reference rainfields are produced at a half-hourly time step over a 0.05° resolution grid.

HYDROLOGICAL MODELLING

General description of DHSVM

The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) is an open source physically-based distributed hydrological model designed to represent the effects of topography and vegetation on water fluxes through a catchment. The DHSVM structure is based on a digital elevation model (DEM) that quantifies topography and flow directions. Parameters are spatially distributed through soil and vegetation classes assigned to DEM cells. The most recent model equations and processes are detailed in Singh *et al.* (2002) and updated versions of the model are regularly provided and documented on the dedicated website maintained by the University of Washington.

Model implementation

The application of DHSVM to the Ouémé catchment has been motivated by the ALMIP2 project (AMMA Land surface Model Intercomparison Project – Phase 2; Boone *et al.* 2009) which aims to intercompare results from an ensemble of hydrologic and land surface models applied to the catchments of the AMMA-CATCH observatory. Topographical data are extracted from the SRTM 90-m DEM. The atmospheric data (air temperature, specific humidity at 2 m, surface pressure and wind speed) are derived from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) forecast data. Soil and vegetation maps come from the ECOCLIMAP-II database (Kaptue Tchunte *et al.* 2010). The reference rainfields (resolution of 0.05° generated by interpolating the raingauge data are used as input to the model.

Model initialization, calibration and evaluation

The initialization of DHSVM is ensured by a spin-up realized over the first year of simulation. The poor performances of the first simulations obtained with the model parameters estimated *a priori* led us to calibrate the model. We only calibrated the most sensitive parameters according to the DHSVM literature and our own expertise gained through manual sensitivity analyses. The calibration process was performed manually and was based on streamflows of year 2005 measured at the C238 station (Fig. 1). The other years as well as the streamflow observations at the Beterou station, were used to evaluate the performance of the model, with no recalibration. The Nash and Sutcliffe efficiency (NSE) was used to evaluate the simulation performances (Fig. 2).

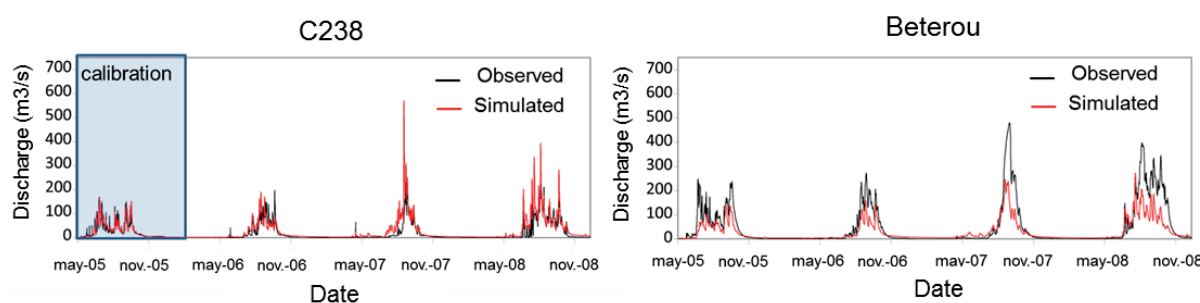


Fig. 2 Calibration and evaluation of the DHSVM simulations over the Ouémé catchment.

A good agreement is obtained in calibration between observation and simulation (NSE of 0.82). At the C238 station, the evaluation for the three following years at the same station shows a good representation of the interannual variability of streamflows, but an overestimation of the peak flows is noted, especially in 2007. However, the overall simulations are acceptable with the efficiency ranging from 0.71 for 2006, to 0.54 for 2008. At the Beterou stations, the streamflow values are underestimated despite a good representation of the intra-seasonal variability, leading to lower efficiency values (of 0.57 in 2005 and 2008).

Obviously one can argue that the simulations could be perfected. However, our objective is not to get the best calibration but more to fairly represent the main hydrological processes to assess

the sensitivity of a typical Sudanian catchment to rainfall variability. We thus consider that the model performances are sufficient and that the simulations presented in Fig. 2 can be used as a reference to evaluate the model sensitivity to rainfall variability.

IMPACT OF RAINFALL AGGREGATION ON HYDROLOGICAL SIMULATIONS

Rainfall aggregation

The rainfall sensitivity analysis is realized by separating the effect of spatial and temporal resolution on simulations. The reference rainfields (resolutions of 30 minutes and 0.05°) are spatially aggregated to resolutions of 0.1°, 0.25° and 0.5° in space and to resolutions 1 h, 2 h, 6 h, 12 h and 24 h in time. The aggregated rainfields are then used to force DHSVM without recalibration. It is noteworthy that the model time step and grid are kept at their initial resolution (30 minutes, 0.05°). This allows isolating the impact of rainfall resolution from any other effects (e.g. computational effect, change of topographic features, effects of other forcing variables). To do so, the aggregated rainfields are resampled at the initial model resolution. The effect of resolution is analysed by comparing the simulations obtained from coarse resolution rainfields with the reference simulations obtained with the finest resolution rainfields (Fig. 2).

Impact of rainfall spatial resolution on hydrological simulations

The effect captured by DHSVM from the spatial aggregation of the reference rainfall is presented in Fig. 3. Here, we show the influences over the annual volume of rainfields to resolutions 0.05°, 0.1°, 0.25° and 0.5° over the domain of Benin catchment. Quite surprisingly the impact on streamflow simulations shown in Fig. 3 is very low. For both sub-basins, the simulated annual runoff is very similar for all resolutions, with differences always lower than 3%. The insignificant changes in NSE with spatial resolution show that the overall pattern of the simulated hydrographs remains the same.

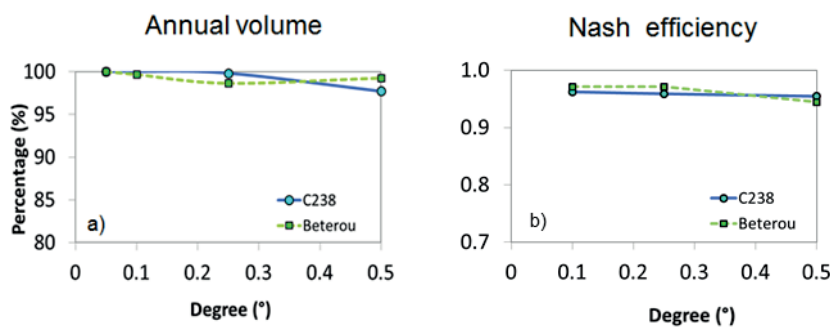


Fig. 3 Impact of rainfall spatial resolution on the simulated annual runoff of the Ouémé catchment. Changes (in %) of the annual runoff volume (left) and Nash efficiency values of the simulated hydrographs (right). Simulations at resolution 0.05° are taken as reference.

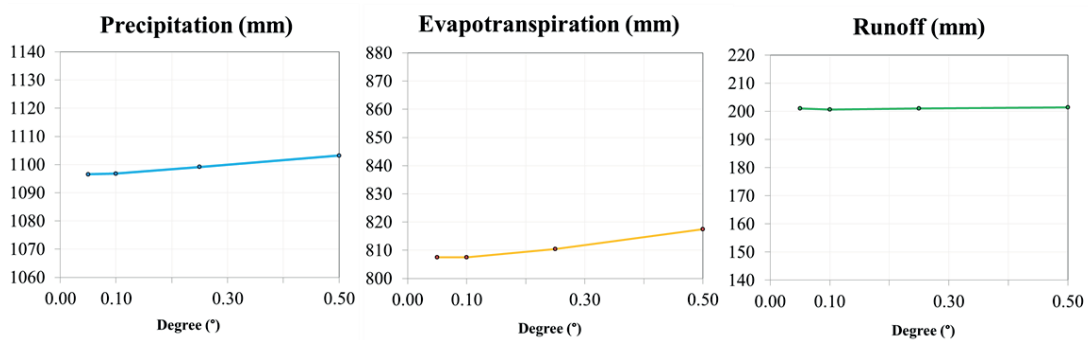


Fig. 4 Influence of rainfall spatial resolution on the components of the annual water balance of the Ouémé catchment.

Figure 4 shows the impact of spatial resolution on the evolution of the mean annual rainfall, evapotranspiration and runoff. Although the aggregation process theoretically maintains the mean spatial rainfall over the square domain, a little increase (less than 1%) of the computed annual precipitation is produced when increasing the spatial resolution. This is likely due to border effects generated by the aggregation process. Small changes of the annual evapotranspiration and of the annual runoff are observed as a direct consequence of this small change of the mean annual rainfall; however, given the level of accuracy of such hydrological simulations, one can consider all these small changes as non-significant.

Impact of temporal resolution on hydrological simulations

The impact of the temporal resolution on the hydrological simulations is shown in Fig. 5. The annual runoff over the two sub-basins steadily decreases with the time resolution. At the 24 h resolution it is almost 20% lower than at the 30-min resolution. The decreasing values of NSE suggest that the time aggregation also modifies the shape of the simulated hydrographs. An analysis of the simulated hydrographs (not shown here) revealed that peak flows are significantly underestimated for coarse time resolution.

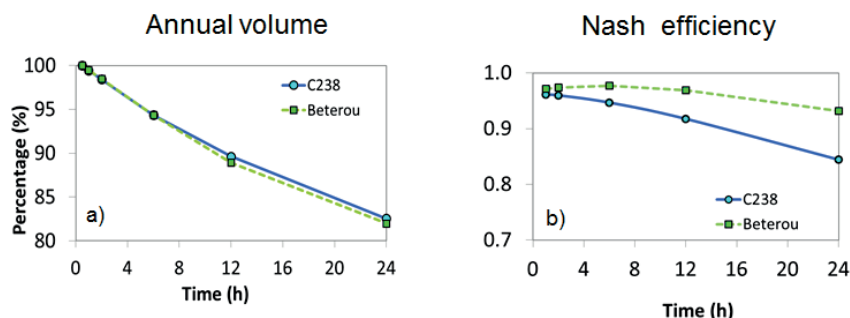


Fig. 5 Impact of rainfall temporal resolution on the simulated annual runoff of the Ouémé catchment. Changes (in %) of the annual runoff volume (left) and Nash efficiency values of the simulated hydrographs (right). Simulations at resolution 30 minute are taken as the reference.

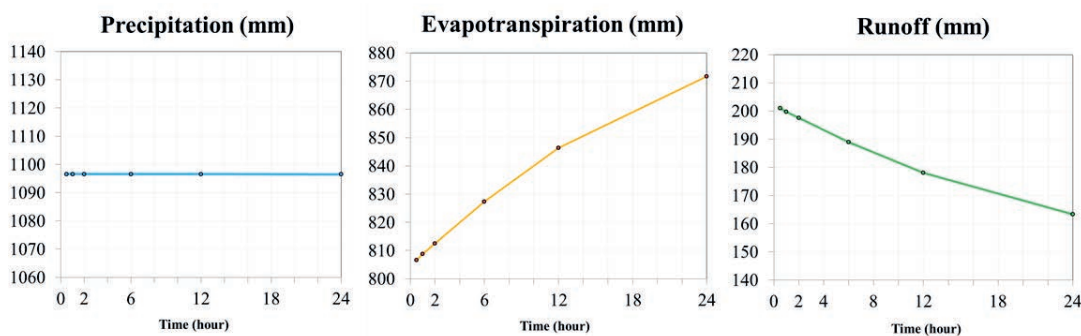


Fig. 6 Influence of the rainfall time resolution on the components of the annual water balance of the Ouémé catchment.

Figure 6 shows the effect of temporal aggregation on the three components of the water balance. The time resolution has no effect on the precipitation as amounts are conserved with aggregation (no temporal border effect). However, the time aggregation modifies the partition of the annual rainfall between evapotranspiration and runoff. Obviously, degrading the time resolution profoundly attenuates the rain intensities. Lower rainfall intensities are associated with the longer time steps, generating less runoff, which leaves more water to be stored in the soil, this water being later used to supply the evaporation demand. In contrast to what was observed when degrading the spatial resolution, the changes in evapotranspiration and runoff appear to be significant, reaching about 10% for the mean annual evapotranspiration and 15% for the annual

runoff. All in all, this means that the annual evapotranspiration represents 73% of the annual rainfall at the finest resolution and 80% at the coarsest resolution.

CONCLUSION AND DISCUSSION

In regions like West Africa where *in situ* rainfall data are scarce, satellite rainfall are attractive alternatives when it comes to obtaining realistic inputs to hydrological models. However, beyond their difficulty to provide accurate rainfall estimate, satellite rainfall products often display space-time resolutions that are much coarser than the resolutions required to force physically-based hydrological models. To evaluate the potential of satellite products for hydrological modelling studies in West Africa, the objective of the present work was to evaluate the impact of rainfall space-time resolution on a 14 300 km² catchment in Benin using the DHSVM model. After calibration, the hydrological model was shown to reasonably simulate the catchment hydrographs over a period of four years from 2005 to 2008. Using forcing rainfields computed for different spatial and time resolutions, it has been shown that: (i) spatial resolution has almost no effect on the simulated hydrographs and overall annual runoff and evapotranspiration; (ii) temporal aggregation has a significant effect on the simulated hydrograph shape and on the respective contributions of evapotranspiration and runoff to the catchment annual water balance.

These results contrast with those obtained by (Vischel and Lebel 2007) in Sahelian West Africa where the spatial and temporal resolutions were shown to both influence the calculation of the runoff and the evapotranspiration. The nature of rainfall might be an explanation for such differences as convective rainy systems in the Sahel are much more variable and intermittent than the rainy systems in the Sudanian region. But the most probable reason lies in the way runoff is produced over the catchment. Some authors (Obled *et al.* 1994) argue that catchments for which infiltration-excess (Hortonian) runoff mechanisms are preponderant, as in the Sahel, are more sensitive to the spatial variability of rainfall than catchments for which runoff is produced by saturation-excess runoff mechanisms as in the Sudanian region. The reason why time resolution strongly affects the simulations requires further investigation but it is clear from our results that accounting properly for the exact time sequence of rainfall intensities is required to properly model the peak flows of the hydrographs.

The next step of this study will be to evaluate the potential of satellite rainfall products to provide appropriate forcing variables for modelling the hydrology of the Ouémé catchment. According to our findings we can reliably state that the spatial resolution of the satellite rainfall products should not be a significant source of uncertainties in these hydrological simulations, while the time resolution will be more of an issue.

REFERENCES

- Boone, A., *et al.* (2009) AMMA Land Surface Model Intercomparison Project Phase 2 (ALMIP-2). *GEWEX News*, 19(4).
- Gosset, M., *et al.* (2013) Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(673), 923–940.
- Kaptue Tchunte, A. T. *et al.* (2010) ECOCLIMAP-II: An ecosystem classification and land surface parameters database of Western Africa at 1 km resolution for the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) project. *Remote Sensing of Environment*, 114(5), 961–976.
- Lebel, T., *et al.* (2009) AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *Journal of Hydrology*, 375, 3–13.
- Obled, C., Wendling, J. and Beven, K. (1994) The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data. *Journal of Hydrology*, 159, 305–333.
- Vischel, T. and 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), 340–355.
- Vischel, T., *et al.* (2011) Generation of high resolution rainfields in West Africa: evaluation of dynamical interpolation methods. *Journal of Hydrometeorology*, 110426113802000.
- Wigmosta, M.S., Vail, L.W. and Lettenmaier, D.P. (1994) A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30(6), 1665–1679.

Annexe H. Fichier de configuration DSHVM

```

#####
# OPTIONS SECTION
#####
[OPTIONS]                                # Model Options
Format                                  =NETCDF                                # BIN, BYTESWAP or NETCDF
Extent                                  =BASIN                                  # POINT or BASIN
Gradient                                 =WATERTABLE                             # TOPOGRAPHY or WATERTABLE
Flow Routing                            =NETWORK                                 # UNIT_HYDROGRAPH or NETWORK
Sensible Heat Flux                       =FALSE                                  # TRUE or FALSE
Sediment                                 =FALSE                                  # TRUE or FALSE
Sediment Input File                     =                                         # path for sediment c
Overland Routing                         =CONVENTIONAL                           # CONVENTIONAL or KINEMATIC
Interpolation                            =NEAREST                                 # NEAREST or INVDIST or VARCRESS
MM5                                       =TRUE                                    # TRUE or FALSE
QPF                                       =FALSE                                   # TRUE or FALSE
PRISM                                     =FALSE                                   # TRUE or FALSE
PRISM data path                          =../input/prism/PrismMap                 # path for PRISM files
PRISM data extension                     =bin                                     # file extension for PRISM files
Canopy radiation attenuation mode        =FIXED                                  # FIXED or VARIABLE
Shading                                  =FALSE                                  # TRUE or FALSE
Shading data path                        =                                         # path for shading files
Shading data extension                   =bin                                     # file extension for shading files
Skyview data path                        =                                         # path for skyview file
Snotel                                   =FALSE                                  # TRUE or FALSE
Outside                                   =TRUE                                    # TRUE or FALSE
Rhoverride                               =FALSE                                  # TRUE or FALSE
Precipitation Source                     =RADAR                                  # STATION or RADAR
Wind Source                              =MODEL                                  # STATION or MODEL
Temperature lapse rate                   =CONSTANT                               # CONSTANT or VARIABLE
Precipitation lapse rate                 =CONSTANT                               # CONSTANT, MAP, or VARIABLE
Infiltration                             =DYNAMIC                                # STATIC or DYNAMIC
Cressman radius                          =10                                     # in model pixels
Cressman stations                        =10                                     # number of stations
#####
# MODEL AREA SECTION
#####
[AREA]                                    # Model area
Coordinate System                        =USER_DEFINED                           # UTM or USER_DEFINED
Extreme North                            =1017500.                               # Coordinate for northern edge of grid
Extreme West                              =147500.                                 # Coordinate for western edge of grid
Center Latitude                           =957500                                  # Central parallel of basin //change that
Center Longitude                          =215000                                  # Central meridian of basin //change that
Time Zone Meridian                       =+1.0                                    # Time zone meridian for area
Number of Rows                            =121                                     # Number of rows
Number of Columns                         =136                                     # Number of columns
Grid spacing                              =1000                                    # Grid resolution in m
#####
# TIME SECTION
#####
[TIME]                                    # Model period
Time Step                                 =0.5                                    # Model time step (hours)
Model Start                               =01/01/2005-00                          # Model start time (MM/DD/YYYY-HH)
Model End                                 =12/31/2005-23                          # Model end time (MM/DD/YYYY-HH)
#####
# CONSTANTS SECTION
#####
[CONSTANTS]                              # Model constants

```

```

Ground Roughness      =0.02          # Roughness of soil surface (m)
Snow Roughness        =0.02          # Roughness of snow surface (m)
Rain Threshold        =0.0           # Minimum temperature at which rain
                                # occurs (C)
Snow Threshold        =0.5           # Maximum temperature at which snow
                                # occurs (C)
Snow Water Capacity   =0.03          # Snow liquid water holding capacity
                                # (fraction)
Reference Height       =30.0          # Reference height (m)
Rain LAI Multiplier   =0.0001        # LAI Multiplier for rain interception
Snow LAI Multiplier   =0.0005        # LAI Multiplier for snow interception
Min Intercepted Snow  =0.005         # Intercepted snow that can only be
                                # melted (m)
Outside Basin Value   =0             # Value in mask that indicates outside
                                # the basin

Temperature Lapse Rate =-0.0065      # Temperature lapse rate (C/m)
Precipitation Lapse Rate =0.00000    # Precipitation lapse rate (m/m)
#####
# TERRAIN INFORMATION SECTION
#####
[TERRAIN] # Terrain information
DEM File      =../Input_data/DEM/DEM.nc # path for DEM file
Basin Mask File =../Input_data/Mask/Mask.nc # path for mask file
#####
# ROUTING SECTION
#####
[ROUTING] # Routing information. This section is
# only relevant if the Extent =BASIN
#####
# STREAM NETWORK #####
# The following three fields are only used if Flow Routing =NETWORK
Stream Map File      =../Input_data/Stream/stream.map.dat # path for stream map file
Stream Network File  =../Input_data/Stream/stream.network.dat # path for stream network file
Stream Class File    =../Input_data/Stream/stream.class.dat # path for stream class file
#####
# ROAD NETWORK #####
# The following three fields are only used if Flow Routing =NETWORK and there
# is a road network
#Road Map File      =../Input_data/Road/road.map.dat # path for road map file
#Road Network File  =../Input_data/Road/road.network.dat # path for road network file
#Road Class File    =../Input_data/Road/road.class.dat # path for road network file
#####
# METEOROLOGY SECTION #####
#####
# MM5 #####
# The following block only needs to be filled out if MM5 =TRUE. In that case
# This is the ONLY block that needs to be filled out
MM5 Start           =01/01/2005-00 # Start of MM5 file (MM/DD/YYYY-HH),
MM5 Rows            =25
MM5 Cols            =28
MM5 Extreme North   =1017500.
MM5 Extreme West    =147500.
MM5 DY              =5000
# MM5 met files
MM5 Temperature File =../Input_data/Meteo/Forcing_AMMA_Tair_C_Lag2005.nc
MM5 Humidity File    =../Input_data/Meteo/Forcing_AMMA_HR_Lag2005.nc
MM5 Wind Speed File  =../Input_data/Meteo/Forcing_AMMA_Wind_Lag2005.nc
MM5 Shortwave File   =../Input_data/Meteo/Forcing_AMMA_SWdown_Lag2005.nc
MM5 Longwave File    =../Input_data/Meteo/Forcing_AMMA_LWdown_Lag2005.nc
MM5 Pressure File    =../Input_data/Meteo/Forcing_Pressure_Lag2005.nc
MM5 Precipitation File =../Input_data/Meteo/BM_2005_0.05d_30mn_last_m.nc

```



```

MM5 Terrain File      =../Input_data/Meteo/Forcing_Terrain.nc
MM5 Temp Lapse File  =../Input_data/Meteo/Forcing_Temp_lapse_Lag2005.nc
#####
# SOILS INFORMATION SECTION
#####
[SOILS]                # Soil information
Soil Map File        =../Input_data/Soil/nvc_sortie_soil_2005.nc
Soil Depth File      =../Input_data/Soil/nvc_sortie_depth_2005_k3.nc
Number of Soil Types =3
##### SOIL 1 #####
Soil Description     1 =Loam
Lateral Conductivity 1 =0.008
Exponential Decrease 1 =0.8
Maximum Infiltration 1 =3.6e-5
Surface Albedo       1 =0.1
Number of Soil Layers 1 =3
Porosity             1 =.40 .40 .40
Pore Size Distribution 1 =.1200 .1200 .1200
Bubbling Pressure    1 =.99 .99 .99
Field Capacity       1 =.347 .347 .347
Wilting Point        1 =.1000 .1000 .1000
Bulk Density         1 =1485.00 1485.00 1485.00
Vertical Conductivity 1 =8.0e-05 8.0e-05 8.0e-05
Thermal Conductivity 1 =7.114 7.114 7.114
Thermal Capacity     1 =1.4e6 1.4e6 1.4e6
Capillary Drive      1 =0.11
Mannings n           1 =0.2
##### SOIL 2 #####
Soil Description     2 =Sand Clay Loam 1
Lateral Conductivity 2 =0.007
Exponential Decrease 2 =0.3
Maximum Infiltration 2 =3.6e-5
Surface Albedo       2 =0.1
Number of Soil Layers 2 =3
Porosity             2 =.407 .405 .399
Pore Size Distribution 2 =.1210 .1210 .1210
Bubbling Pressure    2 =.99 .99 .99
Field Capacity       2 =.369 .367 .365
Wilting Point        2 =.1845 .1753 .1748
Bulk Density         2 =1502.55 1502.55 1502.55
Vertical Conductivity 2 =8.0e-05 8.0e-05 8.0e-05
Thermal Conductivity 2 =7.114 7.114 7.114
Thermal Capacity     2 =1.4e6 1.4e6 1.4e6
Capillary Drive      2 =0.263
Mannings n           2 =0.2
##### SOIL 3 #####
Soil Description     3 =Sand Clay Loam 2
Lateral Conductivity 3 =0.007
Exponential Decrease 3 =0.25
Maximum Infiltration 3 =3.6e-5
Surface Albedo       3 =0.1
Number of Soil Layers 3 =3
Porosity             3 =.415 .414 .412
Pore Size Distribution 3 =.1210 .1210 .1210
Bubbling Pressure    3 =.99 .99 .99
Field Capacity       3 =.399 .386 .383
Wilting Point        3 =.1850 .1755 .1750

```

```

Bulk Density      3 =1506.06 1506.06 1506.06
Vertical Conductivity 3 =8.0e-05 8.0e-05 8.0e-05
Thermal Conductivity 3 =7.114 7.114 7.114
Thermal Capacity  3 =1.4e6 1.4e6 1.4e6
Capillary Drive   3 =0.263
Mannings n        3 =0.2
#####
# VEGETATION INFORMATION SECTION
#####
[VEGETATION]
Vegetation Map File      =../Input_data/Vegetation/nvc_sortie_vegetation_2005.nc
#Vegetation Map File     =../Input_data/Vegetation/nvc_sortie_vegetation_2005_ALLforest.nc
Number of Vegetation Types =3
##### VEGETATION 1 #####
Vegetation Description   1 =Deciduous Forest
Overstory Present        1 =TRUE
Understory Present       1 =TRUE
Fractional Coverage      1 =0.9
Trunk Space              1 =0.4
Aerodynamic Attenuation  1 =3.5
Radiation Attenuation    1 =0.5
Hemi Fract Coverage      1 =
Clumping Factor          1 =
Leaf Angle A             1 =
Leaf Angle B             1 =
Scattering Parameter     1 =
Max Snow Int Capacity    1 =0.04
Mass Release Drip Ratio  1 =0.4
Snow Interception Eff    1 =0.6
Impervious Fraction      1 =0.0
Height                   1 =6.0 0.5
Maximum Resistance       1 =6000. 4500.
Minimum Resistance       1 =126.0031 100.
Moisture Threshold       1 =0.30 0.10
Vapor Pressure Deficit   1 =2500 3000
Rpc                      1 =0.108 0.108
Number of Root Zones     1 =3
Root Zone Depths         1 =0.09 0.40 0.25
Overstory Root Fraction  1 =0.56 0.35 0.35
Understory Root Fraction 1 =0.80 0.4 0.4
Overstory Monthly LAI    1 =1.05 1.10 1.23 1.59 2.12 2.86 3.50 3.82 3.69 3.02 1.93 1.25
Understory Monthly LAI   1 =0.53 0.55 0.61 0.80 1.06 1.43 1.75 1.91 1.85 1.51 0.97 0.63
Overstory Monthly Alb    1 =0.06 0.06 0.06 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.06
Understory Monthly Alb   1 =0.06 0.06 0.06 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.06
##### VEGETATION 2 #####
Vegetation Description   2 =Tropical Grassland (C4)
Overstory Present        2 =FALSE
Understory Present       2 =TRUE
Fractional Coverage      2 =
Trunk Space              2 =
Aerodynamic Attenuation  2 =
Radiation Attenuation    2 =
Hemi Fract Coverage      2 =
Max Snow Int Capacity    2 =
Mass Release Drip Ratio  2 =
Snow Interception Eff    2 =
Impervious Fraction      2 =0.0

```

```

Height                2 =0.3
Maximum Resistance    2 =6000
Minimum Resistance    2 =116.4524
Moisture Threshold    2 =0.10
Vapor Pressure Deficit 2 =2000
Rpc                  2 =0.108
Number of Root Zones  2 =3
Root Zone Depths      2 =0.09 0.40 0.25
Overstory Root Fraction 2 =
Understory Root Fraction 2 =0.5 0.3 0.2
Overstory Monthly LAI  2 =
Understory Monthly LAI 2 =0.55 0.57 0.63 0.82 1.18 1.76 2.30 2.60 2.52 1.98 1.12 0.65
Overstory Monthly Alb  2 =
Understory Monthly Alb 2 =0.07 0.07 0.07 0.06 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.05 0.06 0.07
##### VEGETATION 3 #####
Vegetation Description 3 =Garden and Parks
Overstory Present       3 =FALSE
Understory Present      3 =FALSE
Fractional Coverage     3 =
Trunk Space             3 =
Aerodynamic Attenuation 3 =
Radiation Attenuation   3 =
Hemi Fract Coverage     3 =
Clumping Factor         3 =
Leaf Angle A            3 =
Leaf Angle B            3 =
Scattering Parameter    3 =
Max Snow Int Capacity   3 =
Mass Release Drip Ratio 3 =
Snow Interception Eff   3 =
Impervious Fraction     3 =0.0
Height                  3 =
Maximum Resistance      3 =
Minimum Resistance      3 =71.708
Moisture Threshold      3 =
Vapor Pressure Deficit 3 =
Rpc                     3 =
Number of Root Zones    3 =3
Root Zone Depths        3 =0.09 0.40 0.25
Overstory Root Fraction 3 =
Understory Root Fraction 3 =
Overstory Monthly LAI   3 =
Understory Monthly LAI 3 =
Overstory Monthly Alb   3 =
Understory Monthly Alb  3 =
#####
# MODEL OUTPUT SECTION
#####
[OUTPUT]                # Information what to output when
Output Directory         =./RESULTS_2005_M3/
Initial State Directory  =../ModelState/M3/
##### MODEL STATE
#####
Number of Model States   =1 # Number of model states to dump
State Date               1=12/31/2005-23
    
```

