MODELISATION HYDROLOGIQUE DANS UN CONTEXTE DE VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin.

Matthieu Le Lay

▶ **To cite this version:**

Matthieu Le Lay. MODELISATION HYDROLOGIQUE DANS UN CONTEXTE DE VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin.. Hydrologie. Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG, 2006. Français. NNT : . tel-00116912

HAL Id: tel-00116912

https://theses.hal.science/tel-00116912

Submitted on 28 Nov 2006

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

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

INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE

N° attribué par la bibliothèque
/__/__/__/__/__/__/__/__/__/__/

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'INPG

Spécialité : ***Océan, Atmosphère, Hydrologie***

préparée au

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
(LTHE, UMR 5564, CNRS-INPG-IRD-UJF)

dans le cadre de l'Ecole Doctorale ***« Terre, Univers, Environnement »***

présentée et soutenue publiquement par

Matthieu LE LAY

le 9 février 2006

MODELISATION HYDROLOGIQUE DANS UN CONTEXTE DE VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE.

Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin.

Directrices de thèse :

Isabelle BRAUD
Sylvie GALLE

JURY

M. Charles OBLED	Professeur, INP Grenoble	Président
M. Vazken ANDREASSIAN	IGREF, CEMAGREF Antony	Rapporteur
M. Christophe BOUVIER	DR IRD, Hydrosciences Montpellier	Rapporteur
M. Keith BEVEN	Professeur, Université de Lancaster (UK)	Examinateur
M. Isabelle BRAUD	DR CEMAGREF Lyon	Directrice de thèse
M. Sylvie GALLE	CR IRD, LTHE Grenoble	Co-encadrante

Remerciements

La thèse, c'est fait...

Mais avant de passer à autre chose, je tiens à remercier les gens qui ont, de près ou de loin, accompagné ce travail et l'ont rendu possible.

Je tiens en premier lieu à remercier mes directrices de thèse, Sylvie Galle et Isabelle Braud. C'est auprès de Sylvie, dès mon DEA, que je me suis formé à l'hydrologie. Son recul, sa vision toujours pragmatique d'hydrologue de terrain et sa connaissance de l'hydrologie africaine m'ont été précieux. Son expatriation à Cotonou n'a pas entamé son intérêt et sa disponibilité, et je l'en remercie chaleureusement. Isabelle a toujours gardé un oeil sur mon travail. Je lui suis très reconnaissant de s'être montrée, malgré son emploi du temps chargé, si disponible pour m'écouter.

Mon travail doit également beaucoup à Georges-Marie Saulnier et à son expertise en modélisation distribuée. Lorsque je lui ai fait part de ma volonté de travailler avec TOPMODEL, il m'a tout de suite encouragé, et son soutien ne s'est ensuite jamais démenti. C'est sûrement grâce à ses brillantes idées et à son enthousiasme que beaucoup de résultats ont pu voir le jour. Notre collaboration ne devant pas s'arrêter là, j'espère avoir encore l'occasion de progresser à ses côtés.

Je tiens également à remercier les membres du jury. Vazken Andréassian et Christophe Bouvier m'ont fait le plaisir d'accepter de rapporter ce mémoire. Je leur suis reconnaissant d'avoir apporté un regard extérieur et des commentaires pertinents sur mon travail. Keith Beven, dont les travaux en modélisation et traitement des incertitudes ont largement inspiré nos recherches, m'a fait un grand honneur en acceptant d'examiner ce travail. Merci enfin à Charles Obled, qui a non seulement présidé ce jury, mais également relu en détail mon mémoire (*en police 11...*) et nourri ma réflexion par ses remarques pertinentes.

Que ce soit à Grenoble, Montpellier, Antony ou Cotonou, de nombreuses personnes ont suivi avec intérêt mon travail. Je tiens en particulier à remercier Thierry Lebel, Christophe Peugeot, Luc Séguis, Charles Perrin, Isabella Zin, Abou Amani et Christian Depraetere.

Je n'oublie pas non plus les *béninois*, qui oeuvrent sur le terrain pour collecter et analyser les données, sans lesquelles nos beaux modèles ne serviraient pas à grand chose. Merci donc à Jean Michel Bouchez, Marc Arjounin, Fred Malinur, sans oublier Boub, Simon et Théodore (mes camarades de jaugeage), Florent et Nicolas (excellents hôteliers à Cotonou !).

Je remercie également tous les membres du LTHE, pour leur accueil, leur soutien scientifique, technique, administratif ou amical. Que ce soit en réunion d'équipe, en séminaire, en salle café ou autour d'un pot, leur présence a toujours été agréable et enrichissante. Comme tous les *linuxiens*

du LTHE, j'aurais déjà jeté mon ordinateur par la fenêtre sans l'aide de Bruno, à qui j'adresse un merci tout particulier.

Je ne saurai oublier les thésards du LTHE, avec qui j'ai vécu beaucoup de très bons moments. Un merci spécial aux deux T.V., avec qui j'ai partagé phases de doutes et de remotivations (jamais synchro, évidemment, ce serait trop facile...). Avec Théo, j'ai partagé idées plus ou moins lumineuses, bugs IDL et escalade. Les talents de chroniqueur sportif de Christophe sont pour beaucoup dans l'ambiance qui règne au LTHE. Ca n'aura pas suffi à me faire aimer le foot, mais sans aucun doute à rendre le travail très agréable. Eddy, Véronique, Moctar, Eric-Pascal et Emmanuel vont bientôt en finir eux aussi : bon courage ! J'ai aussi une pensée particulière pour Laëtitia, *Madame l'institutrice*, David, mon compagnon de cordée, Noémie, *Grande Prêtresse* de POWER avec qui j'ai arpenté les côtes brésiliennes, et Latif, Maître IDL et statistiques de toute une génération de thésards. Les *vieux* (je ne vais pas les citer, au risque d'en oublier, mais ils se reconnaîtront) nous ont passé le flambeau et nous ont transmis leur goût pour les thèses qui se prolongent... Les suivants ont l'air plus pressé, et ils quitteront peut-être le LTHE avant moi ! Merci à tous, d'avoir rendu le temps passé ici si agréable.

Merci enfin à mes parents, qui ont mis un point d'honneur à relire ma thèse et corriger mes fautes en un week-end. Aurélie aussi a relu ce manuscrit. Deux fois. Mais ce n'est pas pour cela que je tiens à la remercier. Elle, qui veille quotidiennement à ce que je ne perde pas le peu de sens des réalités dont je dispose, je la remercie pour tout.

Voilà, si je n'ai oublié personne, c'est un miracle...

Résumé

Ce travail de thèse, qui s'inscrit dans le cadre du programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine), vise à modéliser le fonctionnement hydrologique de la Haute Vallée de l'Ouémé (14400 km^2) au Bénin. Il a pour but de réaliser une première estimation des bilans hydrologiques et de contribuer au développement d'outils capables de simuler les impacts climatiques et anthropiques sur la ressource en eau. Dans un premier temps, nous avons cherché à caractériser le fonctionnement hydrologique de la région, et à quantifier les principaux termes du bilan hydrologique à méso-échelle. Pour conceptualiser ces bassins versants, une démarche comparative a été adoptée, et deux modélisations parcimonieuses ont été mises en oeuvre : GR4J, structure empirique et générique, et TOPAMMA, formalisme dérivé de TOPMODEL et développé au cours de ce travail. Un cadre d'évaluation complet a été défini, permettant de juger les modèles en terme : (i) de performances, (ii) d'incertitudes associées à leurs prédictions ; (iii) de réalisme. Ainsi, bien que leurs performances pour simuler la relation pluie-débit soient comparables, ces modèles se distinguent lorsque les incertitudes sur les simulations et les autres composantes du cycle hydrologique sont considérées. La variabilité hydro-climatique observée dans la région au cours de 50 dernières années a également permis d'évaluer le pouvoir d'extrapolation des modèles et leur application dans des conditions non stationnaires. Nous nous sommes en particulier intéressés aux aspects méthodologiques de la détection de changements de la relation pluie-débit à partir des modèles hydrologiques. Enfin, une première estimation de la sensibilité de la réponse hydrologique au régime de mousson a été réalisée, à travers différents scénarios de forçage pluviométrique.

Abstract

The aim of this PhD is to model the hydrological behaviour of the Upper Ouémé catchment (14400 km^2) in Benin. It is a part of the AMMA project (African Monsoon Multidiciplinary Analysis). We estimate the water balance and develop tools to predict climatic and anthropogenic impacts on water resources. First, the hydrological behaviour of the catchments and the main parts of the mesoscale water balance have been characterized. To represent the catchments under study, two parcimonious models have been applied : GR4J, an empirical generic structure, and TOPAMMA, a modified version of TOPMODEL developed during this work. To evaluate these models, a complete framework has been defined, to assess the two models in term of : (i) performance, (ii) uncertainties, (iii) realism. Although runoff simulations are similarly good, the two models show significantly different uncertainties and water balance estimations. The hydro-climatic variability experienced by the region over the last fifty years allows us to study the application of models in non stationary conditions. First, we focused our work on the use of models to detect changes in hydrological behaviour. Finally, the sensitivity of the hydrological response to changes in monsoon regime has been explored through various rainfall scenarios.

Table des matières

Avant-propos **1**

partie I

Contexte scientifique

1 Contexte géographique et problématique scientifique **7**
1.1 Spécificités hydro-climatiques de l'Afrique de l'Ouest 8
1.1.1 Contexte climatologique 8
1.1.2 Fonctionnement hydrologique des surfaces continentales 10
1.2 Le projet AMMA et ses composantes 12
1.2.1 Objectifs scientifiques et stratégies d'observations 12
1.2.2 Le volet hydrologique 14
1.3 Problématique scientifique de la thèse 15
1.3.1 Objectifs généraux de la thèse 15
1.3.2 Questions scientifiques soulevées 15
1.3.3 Démarche scientifique 16

2 Quelles modélisations pour quels contextes et quels objectifs ? **17**
2.1 Objectifs de la modélisation 18
2.2 Principes et construction des modèles hydrologiques 18
2.2.1 Définition des modèles mathématiques 18
2.2.2 Terminologie relative aux modèles 19
2.2.3 Une terminologie remise en cause : pertinence des concepts utilisés ? 20
2.3 Identification des paramètres et évaluation des modèles 22
2.3.1 Spécification des paramètres 22
2.3.2 Evaluation des modèles 25
2.3.3 Les promesses des méthodes multi-critères 26
2.4 Erreurs et incertitudes dans la modélisation hydrologique 29
2.4.1 Sources d'erreurs et d'incertitudes 29
2.4.2 Prise en compte et quantification des incertitudes 33
2.5 Conclusion : Vers un équilibre entre objectifs, données et complexité 37
2.5.1 Les enjeux de la parcimonie 38
2.5.2 Vers un développement et une utilisation rigoureuse des modèles 39

partie II

Bassins et modèles

3 La Haute Vallée de l'Ouémé : Réseaux d'observation et fonctionnement hydrologique 43
3.1 Présentation de l'OHHVO et des bassins versants étudiés . . . 44
3.1.1 Zone géographique et réseau d'observation . . . 44
3.1.2 Le bassin de l'Ouémé à Bétérou . . . 46
3.1.3 Le bassin de la Donga . . . 46
3.2 Caractérisation du bilan hydrologique . . . 47
3.2.1 Processus et bilans hydrologiques : des questions d'échelles . . . 47
3.2.2 Les précipitations . . . 50
3.2.3 Les écoulements . . . 70
3.2.4 L'évapotranspiration . . . 73
3.2.5 La relation pluie-débit . . . 76
3.3 Autres informations disponibles . . . 79
3.3.1 Le modèle numérique de terrain . . . 79
3.3.2 Caractérisation des écoulements souterrains . . . 80
3.3.3 Caractérisation de la surface et de l'humidité du sol . . . 81
3.3.4 Mesures géophysiques . . . 82
3.3.5 Mesures géochimiques . . . 82
3.4 Synthèse : Etat des connaissances sur le fonctionnement hydrologique des bassins étudiés 84
3.4.1 Redistribution de l'eau à l'échelle du versant . . . 84
3.4.2 Relations nappes-rivières et origine des écoulements . . . 85

4 Une démarche comparative de modélisation : GR4J et TOPAMMA 87
4.1 De l'intérêt d'une approche comparative . . . 88
4.2 Critères de choix des modélisations . . . 89
4.2.1 Objectifs poursuivis . . . 89
4.2.2 Contraintes imposées . . . 90
4.2.3 Choix des échelles spatiales et temporelles . . . 90
4.3 Le modèle GR4J . . . 92
4.3.1 Description . . . 92
4.3.2 Discussion des hypothèses . . . 95
4.3.3 Mise en oeuvre . . . 96
4.4 TOPAMMA : une version modifiée de TOPMODEL . . . 96
4.4.1 Définition du cadre conceptuel : similarité hydrologique et écoulements latéraux . . . 97
4.4.2 Représentation des processus verticaux : développement d'une nouvelle paramétrisation . . . 105
4.4.3 La fonction de transfert géomorphologique . . . 109
4.4.4 Récapitulatif de l'algorithme et des paramétrisations . . . 110
4.4.5 Mise en oeuvre : traitements topographiques préalables . . . 111
4.5 Conclusions : deux modélisations complémentaires . . . 112

partie III

Simulations comparées du cycle hydrologique

5 Evaluation des modélisations 117

5.1 Critères de mise en oeuvre et d'évaluation des modèles . . . 118
5.1.1 Conditions de mise en oeuvre . . . 118
5.1.2 Critères d'évaluation . . . 120
5.2 Simulation des hydrogrammes journaliers . . . 121
5.2.1 Performances globales et robustesse . . . 121
5.2.2 Dépendance du calage à la série de données disponibles . . . 124
5.3 Analyses de sensibilité et évaluation des paramétrisations . . . 130
5.3.1 Exploration de l'espace des paramètres . . . 130
5.3.2 Analyse approfondie des sensibilités locales . . . 135
5.4 Quantification des incertitudes . . . 137
5.4.1 Sensibilité des simulations au choix de la fonction objectif . . . 137
5.4.2 Implémentation de la méthode GLUE . . . 139
5.4.3 Sélection des jeux équifinaux : discussion et proposition d'un nouveau critère . . . 142
5.5 Simulations au pas de temps horaire . . . 148
5.5.1 Transposabilité des modèles au pas de temps horaire . . . 148
5.5.2 Impact de l'utilisation des pluies horaires sur les simulations . . . 149
5.6 Simulation des différentes composantes du cycle hydrologique . . . 152
5.6.1 Vers une validation multi-critères . . . 152
5.6.2 Estimation des composantes du bilan hydrologique . . . 157
5.7 Applications pour une modélisation hydrologique régionale . . . 160
5.7.1 Transposition des paramètres à différents bassins . . . 161
5.7.2 Estimation *a priori* des paramètres . . . 162
5.8 Conclusions . . . 166

6 Applications à la modélisation dans un contexte de variabilité hydro-climatique 169

6.1 Du problème de la modélisation hydrologique dans un contexte non stationnaire . . . 170
6.1.1 Problématiques associées à la variabilité hydro-climatique . . . 170
6.1.2 Une revue des approches méthodologiques existantes . . . 170
6.2 Détection de modifications de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant . . . 172
6.2.1 Non-stationnarité des conditions hydro-climatiques sur la Haute Vallée de l'Ouémé 173
6.2.2 Détection de changements hydrologiques à partir des résidus de simulation . . . 176
6.2.3 Détection de changements hydrologiques à partir des paramètres . . . 181
6.2.4 Une approche originale de détection du changement hydrologique . . . 186
6.2.5 Analyse critique des résultats . . . 188
6.3 Impacts hydrologiques de modifications du régime pluviométrique . . . 191
6.3.1 Construction de scénarios . . . 191
6.3.2 Evaluation des incertitudes . . . 193
6.3.3 Sensibilité des écoulements au régime pluviométrique . . . 194
6.3.4 Sensibilité des autres composantes du bilan hydrologique . . . 196
6.4 Conclusions . . . 200

Conclusion générale 203

Références bibliographiques 209

Annexes

A Article soumis à *Water Ressources Research* **227**

B Article publié dans *IAHS publications* **243**

Avant-propos

Pour introduire ce travail, le plus simple est probablement de commencer par en expliquer l'intitulé : *"Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin"*.

Modélisation hydrologique...

Ces premiers mots définissent l'objet d'étude principal de cette thèse : la modélisation hydrologique. L'hydrologie, en tant que science s'intéressant à la partie continentale du cycle de l'eau, a pour principal objet d'étude le bassin versant. Pour en comprendre le fonctionnement, la modélisation hydrologique, projection mathématique de nos connaissances, est un complément essentiel aux observations. La complexité des processus intervenant dans le cycle de l'eau, à laquelle s'ajoute celle de leurs interactions, rend en effet la modélisation incontournable dès lors que l'on souhaite extrapoler les mesures de terrain, tant temporellement que spatialement. Les modèles constituent donc un outil indispensable pour la gestion ou la prédiction des ressources en eau et des risques hydrologiques.

...dans un contexte de variabilité hydro-climatique.

Déjà, après ces quelques lignes, la difficulté apparaît : *prédire n'est pas expliquer*, et les modèles ne sont en général performants que parce que seul est jugé leur pouvoir d'interpolation. Les défis actuels posés à l'hydrologie sont pourtant beaucoup plus ambitieux : depuis une vingtaine d'années, le réchauffement global du climat et l'augmentation de la pression anthropique soulèvent la question de la relation entre le climat, l'homme et le cycle de l'eau. Si la modélisation constitue aujourd'hui le seul outil pour y répondre, son application dans un tel contexte de variabilité hydro-climatique présuppose qu'elle soit, non pas seulement un bon interpolateur de la dynamique du bassin versant, mais également un extrapolateur robuste de cette dynamique, capable de simuler avec précision l'ensemble des composantes du cycle hydrologique dans des conditions différentes de celles de son domaine de définition. Ce cadre d'application est par conséquent particulièrement exigeant, et suppose une compréhension fine et une représentation pertinente des processus dominants du cycle hydrologique.

Une approche comparative...

Pour aborder cette question, ce travail s'appuie sur la comparaison de deux approches de modélisation. La description des processus hydrologiques, à l'échelle du bassin versant, n'admet pas de cadre théorique unifié. Certains diront qu'il faut y voir le signe de la relative *jeunesse* de l'Hydrologie. D'autres argueront de l'incroyable complexité des processus mis en jeu. Quoi qu'il en soit, et sans entrer dans le débat, nous prenons acte de cette constatation et proposons donc le regard croisé de deux conceptualisations différentes du bassin versant.

...pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin.

Bien que la modélisation hydrologique constitue potentiellement un sujet d'étude auto-suffisant, ce travail ne prend tout son sens qu'au regard du contexte d'application : les hydrosystèmes d'Afrique de l'Ouest sub-sahélienne. Cette région est le siège d'une sécheresse généralisée depuis les années 70, considérée comme le signal climatique le plus marquant, à l'échelle mondiale, de la seconde moitié du XX^e siècle (Hulme *et al.* 1992). A ce stress hydrique d'origine climatique s'ajoute un stress d'origine anthropique, en raison de la croissance de la population et de la dégradation de la couverture végétale liée aux pratiques agricoles. En définitive, bien que la contribution de l'Afrique à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre soit négligeable, ce continent est, en raison de sa structure économique, sociale et démographique, le plus vulnérable aux changements climatiques (IPCC 1997). Il est donc urgent d'y développer des outils capables d'évaluer les impacts climatiques et anthropiques sur la réponse des hydrosystèmes et la ressource en eau.

Ce travail se veut une contribution à cet objectif. Il s'appuie sur le suivi réalisé sur la fenêtre d'observation de l'ORE AMMA-CATCH[1], au Bénin, pour caractériser et modéliser le cycle hydrologique. Le terme *méso-échelle*, plus communément utilisé en météorologie qu'en hydrologie, fait ici référence à l'échelle spatiale des systèmes convectifs organisés responsables des précipitations dans la région. De l'ordre de quelques centaines à quelques dizaines de milliers de km^2, ces systèmes sont à l'origine du dimensionnement du réseau d'observation mis en place et des échelles de modélisations envisagées.

Organisation du mémoire

Une fois l'intitulé de cette thèse explicité, reste à présenter notre démarche et la façon dont elle est retranscrite dans ce document. Ce travail est composé de six chapitres, organisés en trois parties :

La première partie situe le contexte scientifique de cette thèse. Le chapitre 1, qui peut être lu comme une introduction générale, résume dans un premier temps les questions scientifiques posées par le contexte hydro-climatique ouest-africain et pose les objectifs propres à ce travail de thèse. Le chapitre 2 présente ensuite une synthèse, forcément subjective et partielle, des enjeux de la modélisation hydrologique, des concepts qui la sous-tendent et des difficultés inhérentes à

[1] *Observatoire de Recherche en Environnement - Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère et du Cycle Hydrologique.*

la démarche de modélisation des hydrosystèmes. Il pose également les bases de la réflexion qui a orienté nos choix de modélisation et le cadre méthodologique de notre étude.

La seconde partie a pour but de présenter de façon plus détaillée et concrète les hydrosystèmes étudiés et les modèles hydrologiques mis en oeuvre dans ce travail. Le chapitre 3 propose dans un premier temps une description des bassins de la Haute Vallée de l'Ouémé, au Bénin, et des réseaux d'observation. Il situe également le contexte hydrologique, *via* une caractérisation du bilan hydrique et de la dynamique du cycle de l'eau à méso-échelle. Le chapitre 4 présente les modèles hydrologiques GR4J et TOPAMMA mis en oeuvre pour répondre aux questions scientifiques posées. Il insiste en premier lieu sur l'intérêt d'une approche comparative et sur les choix relativement pragmatiques imposés par le contexte hydrologique.

La troisième partie contient le coeur de ce travail, à savoir l'ensemble des résultats de modélisation et leur interprétation. Dans le chapitre 5, les modèles sont évalués et comparés suivant plusieurs approches complémentaires. Après avoir insisté sur les aspects méthodologiques de la validation des modèles hydrologiques, les performances, incertitudes et réalisme des deux modèles sont analysés. Une fois jugée la pertinence des concepts et représentations utilisées, le chapitre 6 explore la question de la modélisation dans un contexte de variabilité hydro-climatique, à travers deux cas concrets : la détection de modifications de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant et les impacts hydrologiques de modifications du régime pluviométrique.

Première partie

Contexte scientifique

1 Contexte géographique et problématique scientifique

Ce premier chapitre présente le contexte géographique et la problématique scientifique de mon travail de thèse, et peut donc être lu comme une introduction générale à ce manuscrit. Il débute par une rapide description des spécificités climatiques et hydrologiques du continent ouest africain, puis par la présentation du cadre proposé par le programme AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine). Il se termine par la définition de la problématique et des objectifs scientifiques propres à cette thèse.

1.1 Spécificités hydro-climatiques de l'Afrique de l'Ouest

1.1.1 Contexte climatologique

1.1.1.1 Variabilité pluviométrique

L'Afrique de l'Ouest est caractérisée par une grande variabilité des précipitations et par conséquent des ressources en eau. La sécheresse observée pendant les décennies 70 et 80 au Sahel (Folland *et al.* 1986), mais aussi sur l'ensemble du sous-continent ouest africain (Le Barbé *et al.* 2002), en est une signature aux conséquences humaines et économiques dramatiques. Les déficits pluviométriques de cette période, s'ils présentent une forte hétérogénéité spatiale (de moins de 10% sur certaines régions guinéennes à plus de 30% sur une grande partie du Sahel), représentent un des signaux inter-décennaux les plus forts observés sur la planète au XX^e siècle. A cette variabilité inter-décennale se superposent également des variations interannuelles et intra-saisonnières importantes (Nicholson et Palao 1993 ; Le Barbé *et al.* 2002). De tels modes de variabilités soulèvent des questions importantes pour le développement durable de toute la région, notamment pour ce qui concerne la dégradation des terres, la sécurité alimentaire et l'accès aux ressources en eau.

1.1.1.2 Différents régimes pluviométriques

De façon générale, les précipitations en région tropicale se caractérisent par une rapide diminution à mesure que l'on s'éloigne de l'Equateur. Ce gradient pluviométrique s'accompagne d'un changement dans la distribution annuelle des précipitations, permettant de discriminer deux grands types de cycle saisonnier (voir figure 1.1 pour une carte de l'Afrique de l'Ouest) :

- Le **régime bimodal** concerne les régions situées à des latitudes inférieures à 7°N ou 8°N. Les deux maxima de précipitations, en juin et en octobre, sont séparés par deux saisons sèches très inégales, de décembre à mars et de juillet à septembre.
- Un **régime unimodal** caractérise les régions au nord de ces latitudes. La saison des pluies, centrée sur le mois d'août, dure entre 7 mois au sud et 3 mois au nord.

Le climat d'Afrique de l'Ouest sub-saharienne peut également être décrit sur la base des cumuls de précipitations annuels. On parle alors classiquement de :

- **Climat tropical humide** ou guinéen, pour les régions situées aux basses latitudes et pour lesquelles les précipitations annuelles sont supérieures à 1400-1500 mm,
- **Climat tropical sec** ou soudanien, pour les régions où les précipitations annuelles sont comprises entre 700-800 mm et 1400-1500 mm,
- **Climat sahélien**, pour les régions où les précipitations annuelles ne dépassent pas 700-800 mm.

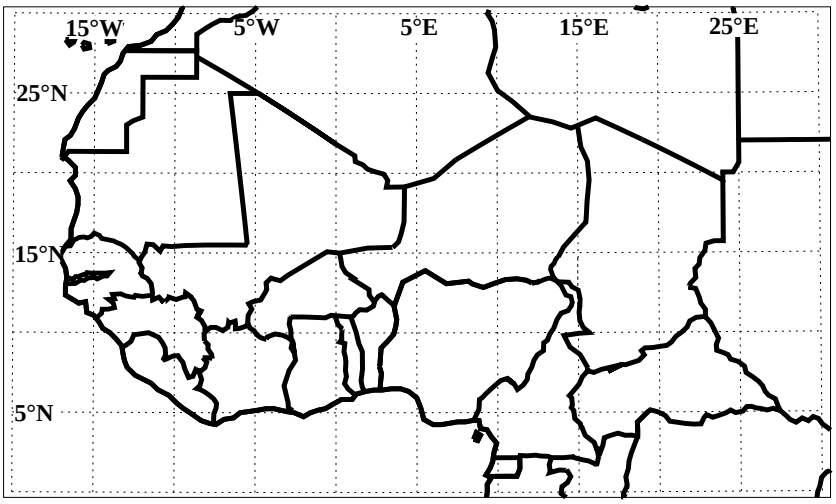


FIG. 1.1: Carte de l'Afrique de l'Ouest

1.1.1.3 Fonctionnement de la mousson d'Afrique de l'Ouest

De façon relativement simple, il est possible de décrire l'évolution de la mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) de la façon suivante : la répartition de l'énergie au sein du système Terre-Océan-Atmosphère introduit des disparités entre les basses latitudes qui connaissent un bilan excédentaire et les hautes latitudes dont le bilan est au contraire déficitaire. Cette répartition différentielle se traduit par l'existence d'une source chaude située dans les régions intertropicales, et de deux sources froides, l'une entre l'Equateur et 10°N au niveau de pression 300 hPa (altitude d'environ 10 km), et l'autre vers 800 hPa (altitude d'environ 2 km) dans les moyennes et hautes latitudes (Fontaine et Janicot 1993). Ce sont ces différences dans la répartition spatiale du bilan radiatif, qui en amplifiant le gradient méridien de températures aux latitudes moyennes et le gradient vertical aux latitudes tropicales, provoquent la mise en mouvement de l'atmosphère pour rééquilibrer la distribution d'énergie dans le système. Dans les régions tropicales, cette cinétique se traduit par une circulation méridienne assurant le transfert de l'énergie vers les zones déficitaires que sont les niveaux supérieurs de la troposphère et les pôles.

Au contact dynamique des circulations atmosphériques des deux hémisphères se trouve la **Zone de Convergence Intertropicale** (ZCIT), aussi appelée Equateur Météorologique, caractérisée par une intense convection et le développement de systèmes pluviogènes. En altitude, cette zone de concentration de la vapeur d'eau, advectée par les alizés et les flux de mousson, présente une structure inclinée qui définit deux zones d'ascendances distinctes : la convection sèche et la convection profonde. La trace au sol de la ZCIT, appelée **Front Intertropical** (FIT), marque la position de la convection sèche, moins développée verticalement et située plus au nord que la convection profonde. Le mouvement apparent du soleil commande le déplacement de la ZCIT, entre sa position méridionale autour de 5°N (décembre à février) et sa position septentrionale autour de 15°N (juin à août), et rythme donc les grands régimes pluviométriques de l'Afrique de l'Ouest.

Si la vision classique de la dynamique de la mousson repose sur un déplacement progressif de la ZCIT, des études récentes ont au contraire mis en évidence le caractère brusque de l'installation des pluies sur le continent ouest africain (Eltahir et Gong 1996 ; Le Barbé *et al.* 2002 ; Lebel *et al.* 2003). Sultan et Janicot (2003) montrent, pour l'expliquer, que la MAO se met en place en deux temps. La première étape correspond à l'arrivée du FIT à 15°N, permettant le développement de systèmes convectifs isolés en zone soudano-sahélienne, alors que la ZCIT est encore centrée sur sa position de quasi-équilibre à 5°N ; ils parlent alors de "pre-onset" de la mousson, correspondant aux premières pluies des régions soudano-sahéliennes au mois de mai-juin. La seconde phase, appelée "onset", est marquée par le déplacement méridien brutal de la ZCIT à une seconde position de quasi-équilibre à 15°N (c'est le ***saut de mousson***, qui a lieu autour du 18 juin). Cette période active de la mousson contribue pour 70 à 90% des pluies annuelles en zones soudaniennes et sahéliennes.

L'apparente simplicité de la circulation atmosphérique tropicale cache cependant des interactions complexes entre l'atmosphère, la biosphère et les surfaces océaniques et continentales. Ces interactions, aux échelles régionales et synoptiques, semblent avoir une influence notable sur la dynamique de la mousson (e.g. Charney *et al.* 1977 ; Eltahir et Gong 1996 ; Fontaine et Janicot 1996).

1.1.2 Fonctionnement hydrologique des surfaces continentales

1.1.2.1 Régimes fluviaux

De façon générale, le fort contraste pluviométrique entre les régions humides et arides de l'Afrique de l'Ouest est atténué par la configuration du réseau hydrographique. Les principaux cours d'eau de la région (Niger, Volta, Sénégal) prennent leur source dans des régions soudano-guinéennes bien arrosées, avant de traverser les zones sahéliennes où les déficits pluviométriques sont chroniques. Ces cours d'eau permettent ainsi une sorte de transfert inter-zonal d'eau douce des régions humides vers les régions arides. Ces transferts, associés au fait que les principaux fleuves traversent plusieurs pays, conduisent à une forte interdépendance des pays ouest-africains en ce qui concerne l'utilisation et la gestion des ressources en eau. Parallèlement à ces grands bassins fluviaux, les régions sahéliennes sont caractérisées par l'existence de systèmes endoréiques[1]. Le régime des cours d'eau ouest africains est très dépendant de la surface qu'ils drainent : sur les bassins de méso-échelle ($<$10000 km^2), les écoulements ont le plus souvent un caractère unimodal et intermittent, dont l'évolution suit globalement celle des précipitations ; pour les bassins de tailles supérieures, le régime peut être bimodal du fait des différentes périodes de pluies observées (cas du Niger à Niamey par exemple).

[1] Endoréisme : écoulement des eaux de surface à travers un réseau hydrographique n'atteignant pas la mer et se perdant dans des dépressions fermées.

1.1.2.2 Impacts climatiques et anthropiques sur les ressources en eau

A l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, on observe une relative correspondance entre la zonalité climatique, la zonalité pédologique et la végétation. Le fonctionnement hydrologique des bassins est donc très contrasté entre : (i) les régions sahéliennes, où les écoulements sont principalement hortoniens du fait de sols peu couverts, imperméables et encroûtés (Peugeot *et al.* 1997) ; (ii) les régions soudano-guinéennes, où la coexistence de ruissellement hortonien et sur surfaces saturées, d'écoulements de sub-surface et souterrains rend la réponse hydrologique plus complexe (Chevallier et Planchon 1987).

De nombreuses études ont montré le lien étroit entre la variabilité pluviométrique et la variabilité des ressources en eau (Paturel *et al.* 1997 ; Mahé *et al.* 2005b). Comme le montre la Figure 1.2 pour le Niger à Malanville (10^6 km^2), les écoulements des grands fleuves varient de façon concomitante avec les précipitations, mais de façon non-linéaire, puisque la diminution relative des écoulements est plus importante que celle des pluies. Le déficit pluviométrique d'environ 10 à 30% observé sur la région depuis les années 70 a ainsi entrainé une baisse de plus de 40% des débits des grands fleuves (Paturel *et al.* 2003). Cette diminution des débits des grands cours d'eau s'est traduite par une réduction significative de la superficie des principales zones humides naturelles, comme le delta intérieur du fleuve Niger dont la surface inondée maximale est passée d'environ 37000 km^2 au début des années 1950 à 15000 km^2 dans les années 1990.

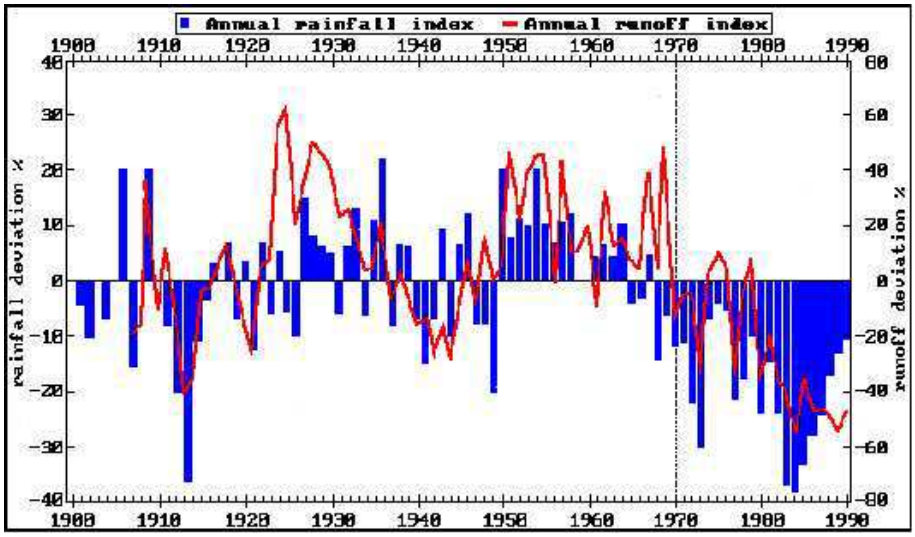


FIG. 1.2: Indices de pluies et d'écoulements annuels sur le bassin du Niger à Malanville entre 1900 et 1990

Des études récentes montrent néanmoins que les impacts de la variabilité du régime pluviométrique sur le cycle de l'eau sont fonction des échelles spatio-temporelles considérées et des conditions de surface (Seguis *et al.* 2004b ; Mahé *et al.* 2005b). Sur les bassins soudano-guinéens, la baisse des coefficients d'écoulement, probablement liée à une diminution des ressources en eau souterraine (Mahé *et al.* 2005b), amplifie l'effet du déficit pluviométrique. En zone sahélienne, les bassins montrent des comportements différents et paradoxaux : la dégradation de la végétation et l'augmentation des surfaces cultivées, consécutive à la sécheresse et la pression anthropique des

décennies 70 et 80, ont entraîné l'augmentation des coefficients de ruissellement au Sahel, aboutissant à une faible diminution, voire une augmentation des écoulements (Seguis *et al.* 2004b ; Mahé *et al.* 2005a). Sur de petits bassins endoréiques, Leduc *et al.* (2001) ont également mis en évidence une augmentation continue du niveau de la nappe phréatique pendant les dernières décennies, qu'ils expliquent comme la conséquence d'une augmentation du ruissellement sur les versants dégradés et donc du niveau des mares qui constituent des zones de recharge privilégiées de la nappe souterraine.

1.2 Le projet AMMA et ses composantes

1.2.1 Objectifs scientifiques et stratégies d'observations

Le programme de recherche AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) est né de la volonté de fédérer les recherches internationales sur les mécanismes du climat d'Afrique de l'Ouest (AMMA 2002).

Le projet AMMA vise à améliorer la compréhension de la MAO et à évaluer son influence sur l'environnement physique, chimique et sur la biosphère, aux échelles régionales et globales. L'approche multidisciplinaire se décline en plusieurs points :

- Réalisation de recherches détaillées sur les processus physiques et chimiques influençant le système couplé terre-océan-atmosphère en Afrique de l'Ouest avec le but de quantifier tant les interactions au sein de ce système que les impacts sur le climat local, régional et global. L'objectif est d'améliorer les prévisions météorologiques et les simulations du climat de l'Afrique de l'Ouest, que ce soient celles utilisées aux échelles intra-saisonnières ou aux échelles plus longues, par exemple pour produire des scénarios de changement climatique.
- Caractérisation de l'impact de la variabilité du climat de l'Afrique de l'Ouest sur les ressources en eau, la sécurité alimentaire, la santé et les stratégies de développement, et étude de la rétroaction des activités humaines sur la variabilité de climat.
- Implantation d'un réseau intégré de mesures multi-échelles fournissant les paramètres clefs pour une recherche scientifique multidisciplinaire.
- Développement d'activités intégrées de formation et d'éducation pour les institutions technique et de recherche en Afrique.
- Développement d'une méta-base et des bases de données se focalisant sur les thèmes du projet.

Pour comprendre les mécanismes de la MAO, qui font intervenir des processus aux échelles spatio-temporelles très différentes, le projet AMMA repose sur une stratégie d'observations multi-échelles. Les échelles spatiales à couvrir sont très vastes, puisqu'elles vont de l'échelle locale (quelques km^2) à l'échelle régionale (totalité de l'Afrique de l'Ouest). Le dispositif d'observations mis en place (fig.1.3) est composé d'un réseau de mesures atmosphériques couvrant toute l'Afrique

de l'Ouest, associé à trois sites de méso-échelle instrumentés pour suivre le bilan hydrique et la dynamique de la végétation :

- Le degré carré d'HAPEX-Sahel (the Hydrology-Atmosphere Pilot Experiment in the Sahel) (2°E - 3°E ; 13°N - 14°N), situé au Niger et suivi depuis 1990 ;
- Le Gourma malien (25000 km^2 entre 15°N et 17°N), sur lequel les premières études de végétation remontent à 1982 ;
- Le haut bassin de l'Ouémé (14000 km2, situé entre 9°N-10°N et 1,5°E-2,5°E), équipé depuis 1997.

Ces trois sites ont été labélisés ORE (Observatoire de Recherche en Environnement) sous le nom d'observatoire AMMA-CATCH (CATCH pour Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique). En leur sein, des sites locaux (ou *super-sites*) disposent sur quelques centaines de km^2 de réseaux de mesures plus denses et plus complets.

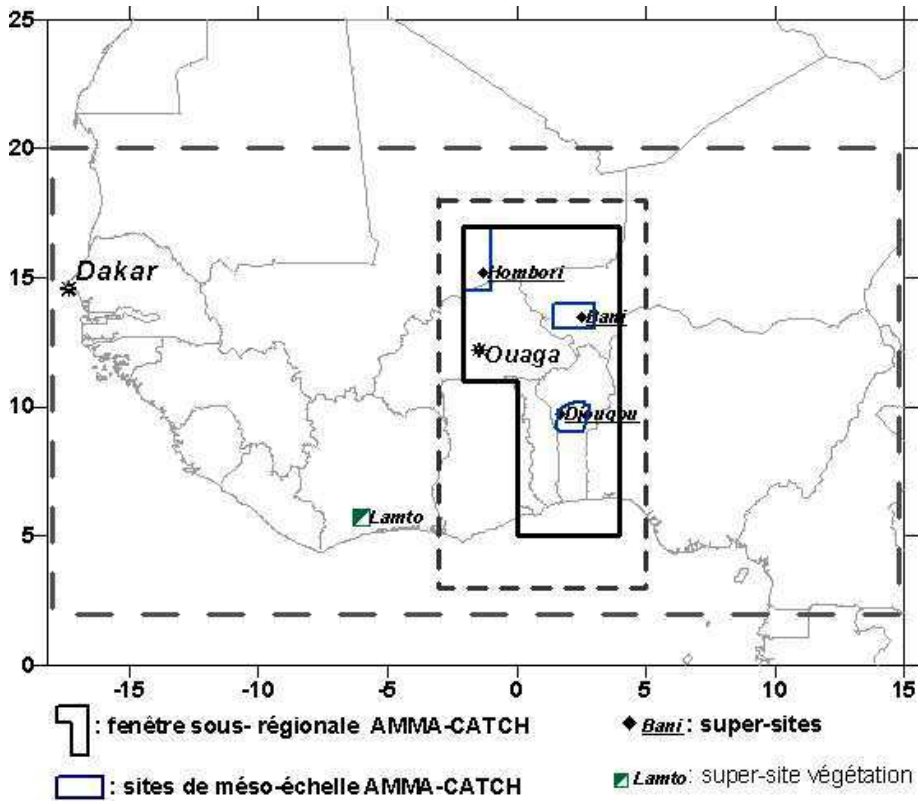


FIG. 1.3: Fenêtres d'observations du projet AMMA

Au niveau temporel, le projet est implémenté sur trois périodes d'observations emboîtées. La période d'observations à long terme (LOP-Long Observation Period) s'étend sur 10 ans (2001-2010) et concerne l'ensemble des observations pluviométriques et surfaciques nécessaires pour l'analyse de la variabilité interanuelle de la MAO. La période d'observations spéciales (SOP-Special Observation Period) se focalisera en 2006 sur des observations détaillées des processus spécifiques aux 3 phases principales de la saison des pluies : (i) début de mousson, (ii) maximum de mousson (iii) retrait de la mousson. La période d'observations renforcées (EOP-Enhanced Observation Period), entre 2005 et 2007, est conçue pour servir de lien entre la LOP et la SOP.

Son objectif principal est de documenter sur un transect climatique le cycle annuel des paramètres de surface et atmosphériques aux échelles convectives à synoptiques. La figure 1.4 met en regard les échelles d'intérêt de la Mousson Africaine avec les phases d'observation du projet.

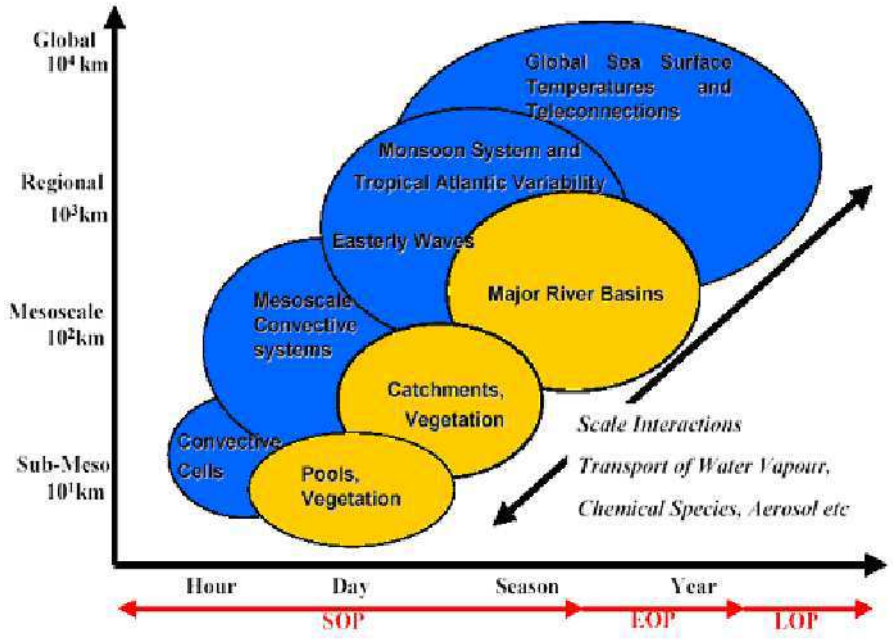


FIG. 1.4: Stratégie d'observations du programme AMMA, au regard des échelles d'intérêt de la Mousson Africaine

Les observations récoltées dans le cadre de AMMA doivent servir à alimenter des modélisations et valider leurs paramétrisations. Le couplage atmosphère/hydrologie/végétation est une des préoccupations majeures du projet, et les questions liées aux effets d'échelles sont donc au coeur des approches de modélisation entreprises.

1.2.2 Le volet hydrologique

Le volet hydrologique du projet AMMA vise principalement à mieux comprendre les interactions d'échelles qui contrôlent la répartition du bilan hydrique entre les différents compartiments de la surface et de la sub-surface continentale. Dans ce cadre, trois éléments sont distingués : (i) le forçage pluviométrique, (ii) le fonctionnement hydrologique des surfaces continentales, et (iii) les rétroactions avec l'atmosphère. L'objectif est d'établir une cohérence entre observations et modélisation pour dégager les échelles de variabilité de ces différents éléments et de quantifier les termes du bilan hydrologique à ces échelles.

Sur l'observatoire sahélien d'AMMA, les travaux réalisés dans le cadre du programme HAPEX-Sahel permettent à l'heure actuelle une compréhension fine des processus hydrologiques (cf. numéros spéciaux de *Journal of Hydrology*, vol. 188-189, 1997). Plusieurs travaux de modélisation hydrologique y ont été réalisés (Peugeot *et al.* 1997 ; Peugeot *et al.* 2003 ; Cappelaere *et al.* 2003 ; Messager 2005 ; Massuel 2005).

Sur l'observatoire AMMA-CATCH Bénin, qui va nous intéresser dans ce travail, les connaissances actuelles sont beaucoup plus limitées. Les objectifs scientifiques y sont triples, puisque l'instrumentation mise en place vise à :

- Documenter les variabilités interannuelles et intra-saisonnières des composantes du cycle hydrologique.
- Etudier les processus hydrologiques qui gouvernent le fonctionnement et la réponse des bassins versants.
- Développer et valider des modélisations de bassin versant, qui permettent d'intégrer les connaissances acquises et de simuler la réponse des surfaces continentales aux variabilités climatiques et anthropiques auxquelles est soumise l'Afrique de l'Ouest.

Les premières tentatives de modélisation hydrologique sur cet observatoire se sont concentrées sur la simulation des écoulements mensuels à l'exutoire du bassin principal (l'Ouémé à Bétérou, 9670 km^2), à travers l'utilisation de 2 modèles globaux (Le Lay 2002). Une modélisation plus ambitieuse a ensuite été mise en oeuvre par Varado (2004), qui a appliqué le modèle distribué REW-v4.0 sur le *super-site* de la Donga (586 km^2). Du fait des connaissances très limitées du fonctionnement hydrologique du bassin alors disponibles, la conceptualisation utilisée n'a toutefois pas permis de reproduire la dynamique du bassin de façon satisfaisante. La représentation utilisée de la zone non saturée n'a en particulier pas permis de prendre en compte la formation des nappes temporaires de versant, dont le rôle prépondérant a été depuis mis en évidence.

1.3 Problématique scientifique de la thèse

1.3.1 Objectifs généraux de la thèse

Le travail de thèse présenté dans ce mémoire s'inscrit pleinement dans les problématiques soulevées par le volet hydrologique du programme AMMA. En s'appuyant sur l'instrumentation mise en place et les données collectées sur l'observatoire AMMA-CATCH Bénin, il a pour objectif de contribuer : (i) à la **caractérisation des composantes du bilan hydrologique** sur cette région ; (ii) au développement et à l'**évaluation de modélisations hydrologiques** permettant de simuler les impacts climatiques et anthropiques sur la dynamique du cycle de l'eau et sur les ressources.

1.3.2 Questions scientifiques soulevées

Derrière les objectifs généraux de ce travail de thèse se cachent plusieurs questions scientifiques fondamentales et inhérentes à toute démarche de modélisation de systèmes environnementaux :

- Quel degré de sophistication, dans la prise en compte de la variabilité spatio-temporelle des processus et dans leur représentation, est nécessaire pour capter de façon satisfaisante la physique d'un bassin versant ?

- Quel est le pouvoir d'extrapolation des modèles numériques ? Autrement dit, peut-on avoir confiance dans leur capacité à prédire la dynamique d'un bassin dans un contexte de variabilité hydro-climatique ?
- Quels sont les degrés de dépendance des simulations aux choix de conceptualisation, et donc aux modèles mis en oeuvre ?

Ce travail n'a évidement pas la prétention de répondre à toutes ces questions, qui intéressent depuis des années la communauté hydrologique internationale. Néanmoins, ma démarche vise à améliorer la compréhension et la construction des outils de modélisation, ainsi que leur utilisation comme prédicteurs de la sensibilité des systèmes hydrologiques au forçage climatique.

1.3.3 Démarche scientifique

Si la prédiction des impacts de changements climatiques ou anthropiques sur la dynamique du cycle de l'eau constitue l'un des objectifs les plus ambitieux de l'hydrologie actuelle, elle suppose une compréhension fine du fonctionnement des modèles utilisés et de leur pouvoir d'extrapolation. Malheureusement, la construction et la validation des modèles est le plus souvent réalisée dans un contexte où seule la capacité d'interpolation du modèle est évaluée. Ce travail s'intéresse donc à leur application dans un contexte de **variabilité hydro-climatique**, contexte rencontré en Afrique de l'Ouest au cours des cinquante dernières années.

La démarche scientifique adoptée dans ce travail se veut **descendante** et **comparative**. Le terme descendant fait référence à un débat classique de méthodologie scientifique, et signifie ici que l'on s'est intéressé au système hydrologique dans sa globalité et que l'on a cherché à décrire ses propriétés émergentes (une définition plus complète est donnée dans le paragraphe 2.2.3.1). En ce sens, notre approche diffère donc de celle de Varado (2004) sur le bassin de la Donga, basée sur une modélisation distribuée et qualifiée d'ascendante. Nous verrons que bien qu'apparemment opposées, ces deux types d'approches offrent avant tout une riche complémentarité. Notre démarche est également comparative, au sens où elle s'appuie sur deux conceptualisations mathématiques différentes du bassin versant. Ce choix résulte de l'idée que la pertinence d'un modèle ne peut être jugée que de façon relative, et que la comparaison de plusieurs formalismes est un moyen d'évaluer différentes hypothèses ou concepts scientifiques. Elle permet d'autre part d'introduire une relativité appréciable pour analyser les résultats de simulation. Même si elles sont encore relativement peu nombreuses, les études comparatives de modélisation sont d'ailleurs aujourd'hui recommandées, tant en hydrologie qu'en météorologie.

2 Quelles modélisations pour quels contextes et quels objectifs ?

La multitude de modèles hydrologiques incite souvent à dire qu'il y a presque autant de modèles que d'hydrologues. Cette thèse repose par conséquent sur des choix de modélisation, nés certes du contexte dans lequel elle a été réalisée, mais également d'une vision personnelle. Pour justifier ces choix, il convient donc d'introduire et d'expliciter les théories et concepts qui sous-tendent le développement et la mise en oeuvre des modèles hydrologiques. C'est l'objectif de ce chapitre, qui ne prétend en aucun cas être exhaustif sur le sujet, mais reflète plutôt ma vision des problématiques inhérentes à la modélisation hydrologique. Après avoir rappelé le vocabulaire et les concepts fondamentaux, je présente les difficultés et autres points de blocage auxquels est confrontée la communauté scientifique et les choix nécessairement pragmatiques qui doivent à mon sens en découler.

2.1 Objectifs de la modélisation

S'il existe de nombreuses raisons pour chercher à modéliser le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, la principale réside probablement dans les mesures limitées dont nous disposons pour comprendre les systèmes hydrologiques. Ces mesures partielles, dans le temps comme dans l'espace, incitent au développement de modèles mathématiques capables d'interpoler, voire d'extrapoler la physique des bassins versants, à la fois temporellement et spatialement. Ces modèles constituent également une formalisation des connaissances sur les processus intervenant dans le cycle de l'eau. Ils permettent de les associer de façon dynamique et d'ainsi mieux comprendre leur nature, leur rôle et leurs interactions spatiales et temporelles. Ils sont donc par conséquent des outils pour valider, infirmer ou proposer des concepts ou théories.

En tant que projection mathématique de nos connaissances, la modélisation hydrologique peut également permettre de répondre aux questions que pose la dynamique des eaux continentales en terme de risques et de ressources, comme : (i) la prévision des crues et des étiages ; (ii) la prévision des impacts de changements climatiques ou anthropiques sur le cycle de l'eau.

2.2 Principes et construction des modèles hydrologiques

2.2.1 Définition des modèles mathématiques

Modèle : *"ensemble d'équations rendant compte d'un phénomène complexe et permettant d'en décrire les caractères et d'en prévoir les évolutions." (Dictionnaire de l'Académie française, neuvième édition)*

Le fonctionnement d'un modèle peut être résumé de la façon suivante : il s'agit de simuler l'évolution spatio-temporelle de certaines **variables pronostiques** ou de sortie (e.g. les écoulements à l'exutoire d'un bassin versant) en réponse à l'évolution spatio-temporelle de certaines **variables de forçage** ou d'entrée (e.g. les précipitations), en tenant compte, éventuellement, d'un certain nombre de **variables d'état** ou variables internes (e.g. l'état d'humidité du bassin). Des informations caractéristiques du système étudié sont généralement également prises en compte dans les modèles. Il peut s'agir de caractéristiques mesurables (avec une certaine précision) du système, et donc directement utilisables en tant que variables d'entrée du modèle (e.g. la topographie du bassin versant). D'autres caractéristiques spécifiques du système peuvent avoir une nature plus subjective, car relatives à la description formelle que l'on fait du système étudié. Elles constituent donc une projection mathématique de notre connaissance, et sont dépendantes des échelles spatio-temporelles de description du système. Ce sont les **paramètres** du modèle (e.g. la conductivité hydraulique à saturation).

Le développement d'un modèle mathématique, en tant que représentation d'une réalité, fait intervenir les stades suivants : (i) la perception du phénomène ; (ii) la formalisation dans un cadre conceptuel et (iii) la traduction en un logiciel (Ambroise 1999). Chacune de ces phases

introduit de nouvelles approximations, et un modèle doit en conséquence être perçu comme une conceptualisation de la réalité. Il convient donc d'avoir à l'esprit que tout modèle est à la fois relatif aux approximations et hypothèses effectuées par le modélisateur et aux objectifs poursuivis, et que cette relativité induit un domaine de validité et des limites à son champ d'applications.

2.2.2 Terminologie relative aux modèles

En hydrologie, la variété des objectifs poursuivis et des cadres conceptuels[1] conduit à une grande diversité de modèles. Parmi les nombreuses classifications proposées (e.g. Ambroise 1999 ; Beven 2001), deux critères principaux peuvent être distingués : (i) la manière dont sont décrits les processus et (ii) la représentation spatiale du bassin versant. A partir de ces critères, la terminologie la plus courante (e.g. Ambroise 1999) offre quelques clefs de différenciation des modèles. J'en présente ici succinctement les principaux traits.

2.2.2.1 Représentation des processus

Il y a tout d'abord les **modèles "boîte noire"**, qui visent à caractériser la relation pluie-débit par des traitements de séries chronologiques, sans faire intervenir de données sur la nature physique des bassins. C'est par exemple le cas des modèles régressifs, des réseaux de neurones, ou encore des méthodes basées sur les fonctions de transfert, comme l'hydrogramme unitaire (Jakeman et Whitehead 1996) ou la DPFT (Duband *et al.* 1993). Si ces modèles sont très utilisés en ingénierie hydrologique, ils restent avant tout des interpolateurs du fonctionnement hydrologique des bassins versants. Ils ne permettent donc ni d'analyser ce fonctionnement, ni de l'extrapoler à d'autres conditions (évènements extrêmes, changement d'hydrologie, etc.). Il n'en sera donc plus question dans ce qui suit.

Les **modèles dits "conceptuels"** décomposent eux le fonctionnement des bassins versants en plusieurs sous-processus. Le plus souvent, le bassin est représenté comme un assemblage de réservoirs inter-connectés (on parle aussi de modèles "à réservoirs"), décrits par des équations de bilan et des lois de vidange. On y distingue en général : (i) un module de production, assurant la gestion des bilans en eau (rapports stockage/évapotranspiration/écoulements) ; (ii) un module de transfert, gérant la répartition temporelle des écoulements sur le bassin. S'ils permettent de simuler de façon globale les différentes composantes du cycle de l'eau (évapotranspiration, débits, recharge et contribution des nappes, stockage hydrique), ils constituent néanmoins une représentation très simplifiée du fonctionnement réel d'un bassin. L'interconnexion des réservoirs et les lois de vidange utilisées sont le plus souvent issues d'une approche empirique, et les paramètres sont sans grande signification physique.

Enfin, les **modèles à base physique** ont pour objectif de représenter les processus physiques intervenant dans la dynamique des bassins versants, et ce dans un cadre théorique unifié. Ils font

[1] La complexité des systèmes hydrologiques ne permet actuellement pas d'établir un cadre théorique unifié, comme cela peut être le cas dans d'autres domaines scientifiques (les équations de Navier-Stockes en météorologie par exemple).

appel aux relations de conservation (de masse, d'énergie, de quantité de mouvement), décrites par un système d'équations aux dérivées partielles dont les paramètres, associés aux propriétés physiques du système, sont *en principe* mesurables (Abbott *et al.* 1986). Ils se basent sur une discrétisation spatio-temporelle fine, pour simuler en tout point et tout instant l'évolution du système.

2.2.2.2 Représentation spatiale du bassin versant

Le second critère de différenciation des modèles concerne la représentation spatiale du bassin versant. Il est possible de considérer le bassin comme une seule entité homogène, représentée par des paramètres moyens ou équivalents, tenant compte de façon indirecte des hétérogénéités spatiales : on parle alors d'approche **globale**. On peut au contraire discrétiser spatialement le bassin, de façon à considérer la variabilité spatiale des processus de façon explicite. Le degré de prise en compte des hétérogénéités spatiales différencie alors les modèles **semi-distribués** des modèles **distribués**, bien que l'acceptation de ces termes soit sujette à discussion (souvent, on parle de modèles semi-distribués en référence à une prise en compte partielle de la variabilité spatiale, *via* la discrétisation du bassin mais pas du forçage).

2.2.3 Une terminologie remise en cause : pertinence des concepts utilisés ?

Si elle permet de simplifier la description et l'utilisation des modèles, cette terminologie n'est pas exempte d'ambiguïtés. Les oppositions sémantiques entre modèles conceptuels globaux, conceptuels semi-distribués, physiques distribués, ou encore physico-conceptuels semi-distribués (Ambroise 1999) traduisent le degré de confusion et de subjectivité qui en résulte. Les hydrologues sont par conséquent de plus en plus nombreux à s'en écarter et à proposer de réviser les concepts qui sous-tendent ce vocabulaire. Je fais ici le point sur les approches originales qui, à mon sens, renouvellent le débat.

2.2.3.1 La prise en compte de la démarche de construction d'un modèle

Klemes (1983) a le premier formalisé le développement des modèles à travers deux concepts diamétralement opposés : les approches ascendantes et descendantes. **L'approche ascendante** (aussi appelée *upward* ou *bottom-up* dans la littérature) consiste à tenter d'extrapoler les concepts mathématiques applicables localement à une échelle plus large. Cette approche, aussi qualifiée de *mécaniste*, considère les propriétés du bassin versant comme la somme des propriétés des éléments qui le composent. Les travaux de Reggiani *et al.* (1998, 1999) pour dériver les équations de bilans de masse, de moments, d'énergie et d'entropie à l'échelle d'un bassin représentatif (REW-Representative Elementary Watershed), sont caractéristiques de ce type d'approches. Au contraire, **l'approche descendante** (*downward* ou *top-down*) cherche à trouver des concepts directement applicables à l'échelle d'intérêt et à déterminer ensuite les étapes qui en sont à l'origine à plus fine échelle. Cette approche constitue pour Sivapalan *et al.* (2003) "un contrepoint nécessaire à l'approche mécaniste qui prévaut actuellement dans le développement des modèles

hydrologiques". Elle permet en outre de définir de façon rigoureuse le degré de complexité requis pour modéliser la réponse d'un bassin, au regard de l'information disponible et de la compréhension du système (Jothityangkoon *et al.* 2001).

Ces considérations ont amené certains auteurs à proposer d'autres adjectifs pour décrire les modèles. Beven (2001) parle ainsi de **modèle perceptuel** pour définir la représentation que se fait le modélisateur des modes de réponse dominants d'un bassin versant aux précipitations, et qui va déterminer le cadre conceptuel de son modèle. Andréassian (2005) rejette lui le terme de conceptuel, qu'il considère comme ambigu, et définit les modèles à partir de la démarche qui sous-tend leur développement. Il qualifie ainsi de :

- **Modèles empiriques**, les structures mathématiques basées sur leurs capacités à reproduire les variables observées (e.g. les débits), qui peuvent être définis comme des "modèles construits de façon itérative, pour lesquels le modélisateur n'accepte de complexification [...] que si l'augmentation du nombre de degrés de liberté rend le modèle plus performant" (Nash et Sutcliffe 1970). Les modèles empiriques résultent nécessairement d'une approche descendante, car ils visent à décrire le fonctionnement global du bassin versant, considéré comme une unité élémentaire.
- **Modèles à base physique**, les formalismes mathématiques qui cherchent à représenter les processus physiques intervenant dans le bassin versant et résultant donc d'une approche ascendante.

2.2.3.2 Peut-on parler de modèle à base physique : un problème d'échelles

Beven (1989), puis Grayson *et al.* (1992) ont, les premiers, remis en cause le concept même de modèle à base physique, en se fondant sur deux considérations :

- D'une part, les lois physiques y sont utilisées hors de leur domaine de validité, du fait des échelles spatio-temporelles de résolution. L'application de ces lois à l'échelle de la maille du modèle suppose en outre que des paramètres équivalents peuvent être définis, ce qui est loin d'être évident compte tenu du caractère non linéaire des processus mis en jeu.
- D'autre part, les techniques de mesure ou d'estimation *a priori* des paramètres ne permettent pas de prédéterminer leurs valeurs à l'échelle de la maille du modèle. Il est donc nécessaire de recourir à leur calibration, qui, si elle permet de s'accommoder de la réalité, se fait au détriment des fondements théoriques sur lesquels le modèle est basé.

Pour Beven (1989), les modèles distribués à base physique souffrent donc des mêmes maux que les modèles conceptuels globaux. Par conséquent, faute de cadre théorique rigoureux, Beven (2002) estime que le réalisme physique[1] des modèles doit être validé par la cohérence de leurs prédictions avec les observations, ce qui l'amène à considérer nombre de modèles dits conceptuels comme physiques et à rejeter le caractère physique de certains modèles (ceux qui ne donnent pas de résultats acceptables). Ces réflexions sont aujourd'hui reprises par une grande partie des hydrologues, qui voient dans la question du **transfert d'échelles** un des champs d'investigation

[1] Par réalisme physique, on entend que les principes de la physique sont respectés aux échelles où ils sont appliqués.

majeurs des prochaines années (e.g. Blöschl et Sivapalan 1995 ; Grayson et Blöschl 2000 ; Beven 2001 ; Sivapalan *et al.* 2003).

Pour dépasser cette opposition *conceptuel/à base physique*, qui ne saurait perdurer au regard du développement de plus en plus modulaire des structures de modélisation, Grayson et Blöschl (2000) ou Varado (2004) proposent une terminologie unifiée, inspirée de la communauté météorologique : les météorologues parlent de processus paramétrés, ou sous-maille, lorsque leur résolution est incompatible avec les échelles de résolution du modèle, et de processus résolus explicitement, lorsqu'il est possible d'utiliser les lois physiques à ces échelles. Ainsi, suivant les contraintes imposées par le bassin et les objectifs du modélisateur, le choix de la résolution spatiale (i.e. la maille élémentaire sur laquelle les processus sont représentés) dicte la façon dont les processus sont représentés dans le modèle (explicite ou paramétrée). On pourra ainsi par exemple, au sein d'un même modèle, décrire explicitement l'infiltration par l'équation de Richards, et paramétrer la reprise évaporatoire.

2.3 Identification des paramètres et évaluation des modèles

2.3.1 Spécification des paramètres

Une fois la structure de modélisation[1] choisie, il est nécessaire d'en estimer certains des paramètres. Très souvent, la valeur numérique de ces paramètres est impossible à mesurer ou estimer *a priori* (cf. 2.4.1.3). C'est en effet la valeur du paramètre au sens de l'algorithme, et non pas celle au sens physique, qui doit être recherchée. Leur identification (ou spécification) consiste donc à rechercher les valeurs qui permettent de simuler au mieux, au vu d'un critère choisi, le comportement du système étudié. On se réfère généralement à cette étape en parlant de **calage** (ou calibration) du modèle. Il s'agit d'un **problème inverse**, que l'on peut grossièrement définir comme la recherche des causes connaissant les effets. La résolution d'un problème inverse passe par sa reformulation sous la forme de la minimisation d'une fonctionnelle d'erreur entre les *mesures réelles* et les *mesures synthétiques* (i.e. la solution du problème direct). On verra par la suite que les problèmes inverses sont souvent mal posés en hydrologie : il n'existe ni solution exacte, ni solution unique.

En considérant le problème de façon déterministe, la recherche d'une solution approchée s'effectue donc en deux étapes distinctes : (i) le choix d'une mesure de la performance du modèle, appelée **fonction objectif**, fondée sur la distance entre les séries des valeurs mesurées et simulées des variables de calage choisies ; (ii) le choix d'une méthode d'exploration de l'espace des paramètres, dite **méthode d'optimisation**.

La calibration peut également être traitée de façon probabiliste, afin de prendre en compte sa nature éminemment incertaine (cf. 2.4.1.3). Les **statistiques bayésiennes** et la **théorie de la vraisemblance** offrent à cet égard un cadre mathématique séduisant : les probabilités sont

[1] On entend par structure de modèle l'ensemble des algorithmes qui constituent son formalisme mathématique.

utilisées comme moyen de traduire numériquement un degré de connaissance (au contraire de la théorie mathématique des probabilités, qui n'oblige en rien à associer celles-ci à des fréquences, qui n'en représentent qu'une application particulière). Cela revient à dire qu'on peut déterminer, non seulement des probabilités à partir d'observations des issues d'une expérience, mais aussi les paramètres relatifs à ces probabilités. Il devient alors possible de considérer les paramètres du modèle comme des variables aléatoires, dont la distribution *a posteriori* peut être inférée d'une mesure de leur vraisemblance (ou en toute rigueur de la vraisemblance des simulations auxquelles ils conduisent).

2.3.1.1 Définition d'une fonction objectif

La calibration du modèle consiste à chercher les valeurs des paramètres correspondant au minimum (ou maximum, selon la fonction) de la **surface de réponse**, représentant les variations de la fonction objectif dans l'espace des paramètres de calage. Dans ce qui suit, je rappelle la définition des deux principales familles de fonctions objectif utilisées en hydrologie. La nomenclature est commune à toutes les formules : $Z_{i,obs}$ et $Z_{i,calc}$ représentent respectivement les variables pronostiques observées et calculées au pas de temps i, $\overline{Z_{obs}}$ la valeur moyenne des observations et n le nombre de pas de temps considéré. Si la variable pronostique la plus utilisée est le débit à l'exutoire du bassin, il est possible d'appliquer ces fonctions à bien d'autres variables.

Les fonctions d'erreur quadratique

Ces fonctions sont basées sur la somme des erreurs quadratiques du modèle, définie par :

$$F = \sum_{i=1}^{n} (Z_{i,calc} - Z_{i,obs})^2 \tag{2.1}$$

La mesure de l'erreur quadratique moyenne (RMSE - Root Mean Square Error) est souvent utilisée pour décrire la dispersion des observations et simulations (plus la RMSE est faible, plus les prédictions du modèle sont proches des observations) :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (Z_{i,calc} - Z_{i,obs})^2} \tag{2.2}$$

Nash et Sutcliffe (1970) ont proposé une fonction dans laquelle les performances du modèle sont normées par les performances d'un modèle élémentaire constant, égal à la moyenne des observations. Cette fonction, connue sous le nom d'efficience, ou critère de Nash, s'exprime ainsi :

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (Z_{i,calc} - Z_{i,obs})^2}{\sum_{i=1}^{n} (Z_{i,obs} - \overline{Z_{obs}})^2} \tag{2.3}$$

Elle permet d'exprimer, sous l'hypothèse que les résidus soient indépendants, centrés et gaussiens, la part de variance des mesures expliquée par le modèle.

Les fonctions d'erreur quadratique, de par leur formulation, amplifient l'importance des erreurs relatives sur les fortes valeurs des variables pronostiques. Ainsi, lorsqu'elles sont appliquées aux débits, les périodes de crue ont un poids prépondérant. Il est possible, pour y remédier, d'appliquer une transformation préalable sur les débits, de type logarithmique ou puissance. Dans mon travail, j'ai en particulier utilisé l'efficience de Nash sur la racine carrée des débits, afin de donner une importance plus homogène aux différentes classes de débits (e.g. Perrin 2000).

Les fonctions d'erreur cumulée

Elles visent à quantifier de façon exclusive le biais global d'un modèle, i.e. sa sous-estimation ou surestimation systématique des observations. A la différence des fonctions précédentes, elles ne font plus référence à une adéquation temporelle, pour chaque pas de temps, entre observations et simulations. Parmi les nombreuses formulations possibles, on peut par exemple citer le critère de bilan suivant :

$$B = \frac{\sum_{i=1}^{n} Z_{i,calc}}{\sum_{i=1}^{n} Z_{i,obs}} - 1 \tag{2.4}$$

Les estimateurs du maximum de vraisemblance

Les fonctions objectif que nous venons de citer ne prennent pas en compte la structure statistique des erreurs, qui sont souvent auto-corrélées et hétéroscédastiques. Elles ne peuvent donc être considérées comme des estimateurs du maximum de vraisemblance au sens strict (Sorooshian et Dracup 1980 ; Sorooshian *et al.* 1983 ; Kuczera 1983a). D'autres fonctions ont donc été proposées, tenant compte explicitement de ces structures d'erreurs (e.g. le *Heteroscedastic Maximum Likelihood Estimator (HMLE)*). Néanmoins, pour Gupta *et al.* (1998) et Beven et Freer (2001b), "les erreurs du modèle n'ont pas nécessairement de propriétés statistiques exploitables dans la construction d'une fonction objectif". Il n'y a donc probablement pas de fonction objectif statistiquement correcte, et par conséquent pas de choix de paramètres statistiquement optimal[1].

Autres fonctions

On peut également chercher à maximiser le coefficient de détermination (R^2) pour obtenir la meilleure corrélation entre variables observées et simulées :

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} \left[(Z_{i,obs} - \overline{Z_{obs}})(Z_{i,calc} - \overline{Z_{calc}}) \right]^2}{\sum_{i=1}^{n} (Z_{i,obs} - \overline{Z_{obs}})^2 \sum_{i=1}^{n} (Z_{i,calc} - \overline{Z_{calc}})^2} \tag{2.5}$$

[1] La mesure de vraisemblance, au sens strict, mesure la vraisemblance des observations au regard d'un modèle et d'une structure d'erreurs. Dans le cas qui nous intéresse, c'est la vraisemblance des modèles au regard des observations et d'erreurs à la structure inconnue qui est recherchée.

Rappelons que ce critère n'est sensible qu'à la co-fluctuation des variables, et pas au biais. Il n'est donc jamais utilisé seul. D'autres formulations sont parfois utilisées, comme celles basées sur les *flow duration curves* (e.g. Yu et Yang 2000).

Quelle que soit la démarche adoptée, il est important de retenir que pour une structure de modèle donnée, la spécification des paramètres est fortement conditionnée (i) par les observations disponibles et (ii) par le choix de la fonction objectif choisie (cf. 2.4.1.3).

2.3.1.2 Choix d'une méthode d'optimisation

Pour palier les méthodes d'ajustement manuelles, par essence subjectives et délicates pour les modèles complexes, des algorithmes d'optimisation sont utilisés. Le lecteur intéressé par ces méthodes peut, par exemple, se référer à la description complète qu'en fait Perrin (2000). Dans ce qui suit, il n'en sera pas question, dans la mesure où la relative simplicité des modèles utilisés dans cette thèse a permis l'exploration systématique de l'espace des paramètres. Nos calibrations sont en effet le résultat d'un échantillonnage uniforme des valeurs de paramètres, par exploration systématique de l'espace des paramètres. Cette méthode permet, au prix d'un nombre de calculs élevé, d'observer (et par là même d'analyser) intégralement la surface de réponse du modèle. On verra également plus loin qu'elle est adaptée à la quantification des incertitudes.

2.3.2 Evaluation des modèles

Une fois les valeurs de paramètres spécifiées, et par conséquent le modèle identifié, il convient d'évaluer le réalisme de ses prédictions sur des séries de données non utilisées lors de la calibration. On parle alors souvent de **validation** du modèle. L'ambiguïté de ce terme, souvent utilisé dans le sens de vérification (terme qui désigne la démonstration de la vérité), a conduit certains auteurs à le rejeter, au profit par exemple de confirmation (cf. Oreskes *et al.* 1994 ou Refsgaard et Henriksen 2004 pour une discussion de ces questions sémantiques). Dans ce qui suit, j'utilise le terme d'**évaluation**, beaucoup plus modeste mais à mon sens plus *honnête*.

Klemes (1986) a été l'un des premiers à proposer une procédure systématique d'évaluation des modèles, dite *hiérarchique* et comprenant quatre étapes :

- le *split-sample test (SS)* : séparation de la période disponible en deux sous-périodes indépendantes ; calage du modèle sur la première période et test en simulation sur la seconde, puis échange des rôles des deux sous-périodes.
- le *differential split-sample test (DSS)* : application du test SS sous des conditions de forçage climatique non stationnaires.
- le *proxy-basin test (PB)* : calage du modèle sur un bassin A et application sur un bassin B, puis l'inverse. Si ce test donne des résultats satisfaisants, application possible à des bassins non jaugés.

– le *proxy-basin differential split-sample test (PB-DSS)* : application du test PB sous des conditions de forçage climatique non stationnaires.

Cette procédure doit permettre d'évaluer de façon rigoureuse le pouvoir d'interpolation du modèle, mais aussi ses capacités d'extrapolation dans des conditions non stationnaires et à des bassins non jaugés. Néanmoins, l'évaluation des modèles se limite le plus souvent au *split-sample test*, dont Mroczkowski *et al.* (1997), par exemple, montrent l'insuffisance (cf. Refsgaard et Knudsen 1996 pour une des rares mises en oeuvre complète de cette procédure).

Dans le contexte de variabilité hydro-climatique qui est le nôtre, on conçoit aisément que la question du pouvoir d'extrapolation des modèles est de première importance et que ce dernier doit être rigoureusement évalué.

2.3.3 Les promesses des méthodes multi-critères

2.3.3.1 L'évaluation multi-critères

Dans la grande majorité des cas, la calibration et l'évaluation des modèles portent uniquement sur les débits à l'exutoire du bassin versant, variable à la fois la plus simple à mesurer et la plus intégratrice du fonctionnement du bassin. Par conséquent, les modèles hydrologiques sont en fait le plus souvent des modèles pluie-débit, incapables de reproduire les autres composantes du cycle hydrologique au sein du bassin versant. Il s'agit donc plus d'interpolateurs de la relation pluie-débit que de la physique du bassin. Si cette caractéristique est revendiquée par certains concepteurs de modèles (Perrin *et al.* 2003), pour qui il s'agit avant tout de réaliser des outils de prévision ou de prédétermination de crues (ou d'étiages), le développement des modèles distribués, et parallèlement des techniques de mesures, autorise aujourd'hui l'utilisation de différentes variables et ce, à différentes échelles. Ces approches, regroupées sous le terme *multi-critères*, ont pour but d'évaluer les différentes composantes du cycle hydrologique simulées par les modèles. Leur mise en oeuvre peut intervenir pour calibrer le modèle ou plus simplement l'évaluer.

Le tableau 2.1 propose quelques exemples d'approches multi-critères trouvés dans la littérature. On peut distinguer, bien qu'elles soient souvent assez proches : (i) les stratégies multi-objectifs, qui visent à tirer partie de l'utilisation de plusieurs fonctions objectif ; (ii) les stratégies multi-variables, basées par exemple sur les niveaux piézométriques (Ambroise *et al.* 1995 ; Lamb *et al.* 1997), les concentrations en éléments chimiques (Mroczkowski *et al.* 1997) ou les surfaces de saturation du bassin (Franks et Beven 1998 ; Blazkova *et al.* 2002) ; (iii) les stratégies multi-échelles, utilisant les données disponibles à différentes échelles spatiales (e.g. débits intermédiaires sur le bassin (Motovilov *et al.* 1999)) ou temporelles (Parkin *et al.* 1996).

Si les méthodes multi-critères ont pour objectif de mieux contraindre les modèles (i.e. de diminuer l'incertitude d'estimation des paramètres), les résultats obtenus sont cependant parfois contraires (Kuczera et Mroczkowski 1998 ; Lamb *et al.* 1998), du fait de la non compatibilité des informations (Kuczera 1983b) ou de l'inadéquation des hypothèses de modélisation (Günter *et al.* 1999).

Auteurs	Modèles	Superficie BV (km^2)	Variables de validation	Commentaires
Kuczera (1983b)	Modèle de Langford	0.623	Débits et humidité du sol	L'utilisation de plusieurs variables permet une meilleure contrainte du modèle, à condition qu'elles soient compatibles
Ambroise *et al.* (1995)	Modèle Couplé (MC)	450	Débits à différents pas de temps, contenu en eau du manteau neigeux et teneur en eau du sol	Estimation *a priori* (mesures) de certains paramètres
Parkin *et al.* (1996)	SHETRAN	1.4	Débits à différents pas de temps (hydrogrammes, débits de pointe, volumes mensuels et annuels)	Application à des conditions hydroclimatiques non stationnaires
Lamb *et al.* (1998)	TOPMODEL	0.0075	Débits et niveaux piézométriques	L'utilisation de variables supplémentaires ne contraint pas forcément mieux le modèle (méthode GLUE)
Mroczkowski *et al.* (1997)	CATPRO	0.82 et 0.94	Débits, concentrations en chlorures et niveaux piézométriques	Utilisation de plusieurs schémas de calage/validation ; Test d'hypothèses de modélisation
Refsgaard (1997)	MIKE SHE	440	Débits et niveaux piézométriques	Validation "multi-sites" (variables internes au BV) ; test de différentes résolutions spatiales
Franks et Beven (1998)	TOPMODEL	12	Débits et surfaces saturées (estimation satellite)	Estimation des surfaces saturées permet une meilleure contrainte du modèle (méthode GLUE)
Günter *et al.* (1999)	TOPMODEL	40	Débits, surfaces saturées, composantes des écoulements (méthodes géochimiques)	Mise en défaut de certaines hypothèses de modélisation
Houghton-Carr (1999)	Modèles de Bonvoisin et Boorman, PDM	25 à 1616	Débits à différents pas de temps (10 fonctions objectif et 3 critères qualitatifs)	Comparaison de fonctions objectif
Motovilov *et al.* (1999)	ECOMAG	6.2 à 950	Débits intermédiaires et à l'exutoire, évapotranspiration, contenu en eau du sol et niveaux piézométriques	Plusieurs niveaux d'utilisation des différentes variables (échelles temporelles, validations quantitatives/qualitatives)
Anderton *et al.* (2002)	SHETRAN	0.56	Débits, contenu en eau du sol, niveaux piézométriques	Croisement des surfaces de réponses obtenues avec différentes variables
Beldring (2002)	modèle basé sur l'onde cinématique	6.33	Débits et niveaux piézométriques	Niveaux piézométriques permettent une meilleure contrainte du modèle (calibration multi-objectifs (MOCOM-UA))
Bandaragoda *et al.* (2004)	TOPNET	800 à 2500	Débits intermédiaires	Applications avec et sans calibration (estimation *a priori* des paramètres)

TAB. 2.1: Exemples de calages et validations multi-critères de modèles hydrologiques

2.3.3.2 Les méthodes de calibration multi-objectifs

Ces méthodes s'appuient sur "la nature multi-objectifs de la calibration des modèles" (Gupta *et al.* 1998), dont la prise en compte est susceptible d'améliorer l'identification du modèle optimal. Différents aspects de la réponse hydrologique sont donc jugés, *via* plusieurs fonctions objectif. Le problème d'optimisation s'écrit alors :

$$min \quad F(\Theta) = \begin{bmatrix} f_1(\Theta) \\ f_2(\Theta) \\ . \\ . \\ . \\ f_m(\Theta) \end{bmatrix} \tag{2.6}$$

Où $f_1, ..., f_m$ sont les m fonctions objectif à minimiser et Θ le vecteur de paramètres.

Alors que certaines approches consistent à agréger ces différentes fonctions dans un unique critère (Madsen 2000), Gupta *et al.* (1998) et Yapo *et al.* (1998) ont proposé de les conserver indépendantes, et d'accepter la non-unicité de la solution. L'ensemble des solutions optimales, au sens des différentes fonctions, constitue un **ensemble de Pareto** (cf. figure 2.1). Tout membre Θ_p de cet ensemble a les propriétés suivantes :

- $F(\Theta_p)$ est strictement inférieur à $F(\Theta_d)$ pour tous les membres Θ_d non contenus dans l'ensemble de Pareto (i.e. $f_i(\Theta_p) < f_i(\Theta_d)$, pour tout $i = 1, ..., m$).
- Il est impossible de trouver un Θ_p^* dans cet ensemble tel que $F(\Theta_p^*)$ soit strictement inférieur à $F(\Theta_p)$.

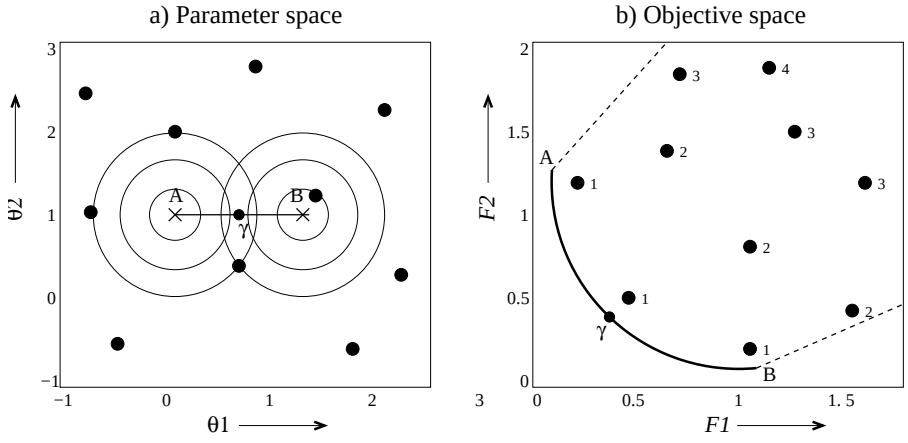


FIG. 2.1: Illustration du concept d'ensemble de Pareto dans le cas d'un modèle à 2 paramètres (Θ_1, Θ_2) et de 2 fonctions objectif (F_1, F_2), dans l'espace des paramètres (a) et des fonctions objectif (b). A et B désignent les solutions qui minimisent respectivement F_1 et F_2. Le trait continu correspond à l'ensemble de Pareto, dont γ est un élément (d'après Vrugt 2003)

Au sein de l'ensemble de Pareto, il est impossible, au regard des informations disponibles, de distinguer de meilleures solutions que d'autres : toutes sont qualifiées de *bonnes*. Hors de cet ensemble, les solutions sont jugées *mauvaises*.

Pour déterminer l'ensemble de Pareto[1], des algorithmes d'optimisation multi-objectifs ont été développés, comme le MOCOM-UA (Yapo *et al.* 1998) ou le MOSCEM-UA (Vrugt *et al.* 2003). Ces algorithmes ont souvent été utilisés ces dernières années, pour des applications variées (e.g. pour la calibration de modèles de type SVAT (*Soil Vegetation Atmosphere Transfert* ; Bastidas *et al.* 1999 ; Demarty *et al.* 2004) et avec diverses fonctions objectif. A ce titre, l'approche de Boyle *et al.* (2000) et Wagener *et al.* (2001) peut être citée, car elle propose de définir des fonctions objectif sur différents modes de réponse du bassin, à travers le découpage de l'hydrogramme en plusieurs périodes sur lesquelles le comportement du bassin est jugé différent.

Remarque : Si les intervalles prédictifs obtenus à partir des ensembles de Pareto reflètent la nature multi-objectifs de l'exercice de calibration, ils ne doivent cependant pas être considérés comme des intervalles de confiance au sens strict du terme (Beven 2001).

2.4 Erreurs et incertitudes dans la modélisation hydrologique

"Nous devons avoir conscience de l'incertitude de nos raisonnements à cause de l'obscurité de leur point de départ." (C. BERNARD, Introd. ét. méd. exp., 1865, p. 59)

Les modèles, par nature, ne sont que le reflet de l'état de nos connaissances d'un système. Or il convient de reconnaître que cette connaissance est pour le moins incomplète. A cela s'ajoutent les approximations inhérentes à la description mathématique (i.e. la conceptualisation) de ce système que constituent les modèles. Il convient donc de considérer les prédictions des modèles comme incertaines (cf. figure 2.2). La question de ces incertitudes en modélisation hydrologique est traitée dans ce qui suit, à travers la présentation des principales sources d'incertitudes, et de quelques méthodes utilisées pour en rendre compte.

2.4.1 Sources d'erreurs et d'incertitudes

2.4.1.1 Structure du modèle

Les modèles, y compris les plus complexes, ne sont que de grossières approximations de la réalité, par manque de théories adéquates ou par incorporation partielle des théories existantes.

Limites et simplifications théoriques

Les sciences hydrologiques souffrent encore d'un manque de théories adéquates pour la description de certains processus : c'est par exemple le cas des écoulements préférentiels dans les

[1] Il n'est en réalité possible d'obtenir qu'une approximation de cet ensemble.

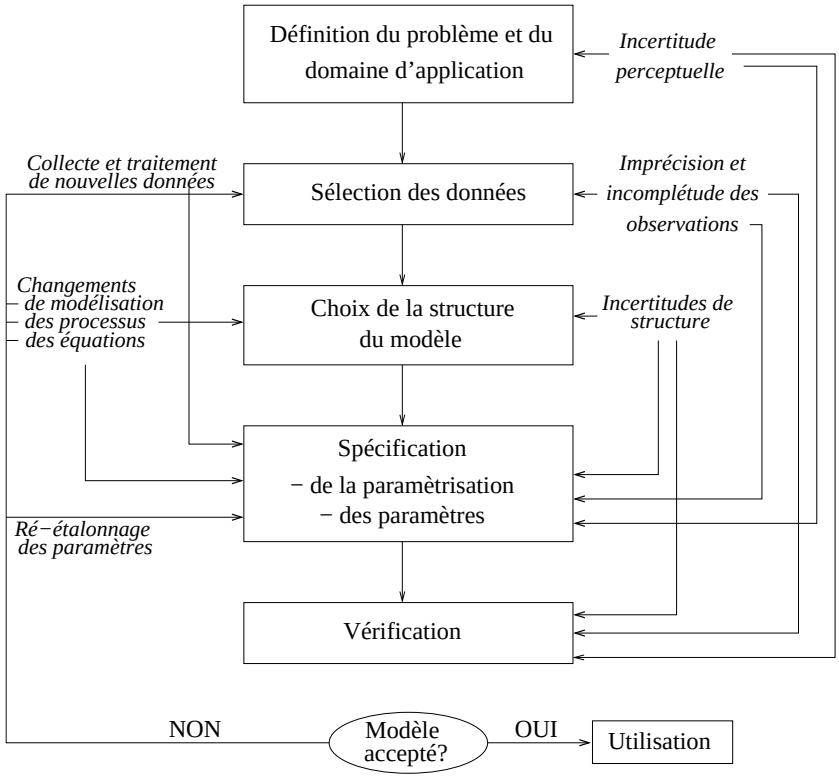


FIG. 2.2: Introduction des incertitudes dans les différentes étapes d'identification du modèle (d'après Zin 2002)

macropores (e.g. Beven et Germann 1982). Le couplage et les interactions de processus sont également mal formalisés, notamment aux interfaces (cas de échanges nappes-rivières par exemple).

Par ailleurs, de nombreuses approximations sont inhérentes au processus de modélisation. Le modèle perceptuel, tel que défini par Beven (2001), constitue déjà un premier niveau d'approximation, dans la mesure où il est le résultat de la perception de la réponse du bassin par l'hydrologue. Il s'agit donc d'une vision subjective et incomplète du système d'étude, qui va en conditionner la description mathématique (i.e. la conceptualisation). D'autre part, même lorsque les théories sont disponibles, leurs formulations générales conduisent souvent à des équations très complexes. La plupart des modèles utilisent donc des approximations de ces équations ou des relations empiriques. Ces approximations conduisent souvent à négliger (ou paramétrer) certains processus et interactions, jugés secondaires dans la réponse du bassin versant.

La discrétisation spatiale et temporelle adoptée par le modèle induit également des approximations, puisque toute hétérogénéité de taille inférieure aux pas choisis est négligée. Elle doit donc tenir compte des échelles caractéristiques des processus, tout en étant compatible avec les résolutions spatiales et temporelles des données disponibles (cf. 2.4.1.4). A titre d'exemple, on peut citer le cas des bassins hortoniens sahéliens, où les intensités locales de précipitations sont prépondérantes dans la génération des écoulements. Il convient donc de choisir des modélisations capables d'utiliser l'information hydro-météorologique à fine résolution.

Approximations numériques

Enfin, à ces simplifications d'ordre conceptuel et théorique s'ajoutent des approximations d'ordre numérique, car les équations différentielles non linéaires qui décrivent la plupart des processus sont résolues par des algorithmes discrétisant l'espace et le temps. Du fait de la non linéarité des processus, l'écart entre les solutions réelles et les solutions numériques approchées peut être important.

2.4.1.2 Quantité et qualité des données

Les observations disponibles pour la modélisation sont également une source importante d'incertitudes, et ce, qu'il s'agisse de variables de forçage ou de variables pronostiques. Lorsqu'on cherche à définir leur rôle, deux attributs doivent être distingués : (i) la **précision** de leur mesure, et (ii) leur **contenu informatif**. De nombreux travaux se sont intéressés à cette source d'incertitudes. Parmi les approches utilisées, on distingue : (i) l'analyse de la propagation de perturbations dans les données (Paturel *et al.* 1995) et (i) l'analyse des effets de la dégradation des données sur les simulations et les paramètres (e.g. Andréassian *et al.* 2001 ; Andréassian *et al.* 2004 ; Oudin *et al.* 2005).

Précision de mesure

Toute variable mesurée est assortie d'une imprécision. Dans le cas des variables hydrométéorologiques, principaux forçages des modèles hydrologiques, on peut citer deux exemples :

- La mesure des précipitations : les mesures "sol", par pluviomètres ou pluviographes, sont assorties d'une imprécision importante, liée aux erreurs de captation (effets du vent ou du relief), d'appareillage, de positionnements, etc. ; l'estimation par radar obtenue après mesure d'une réflectivité et d'une transformation en intensité de pluie (nommée relation Z-R) relève quant à elle principalement de la recherche, tant les difficultés pour déterminer de façon univoque cette relation sont grandes.
- L'estimation des débits : elle est assortie d'une triple erreur, à la fois sur la mesure ponctuelle des débits (jaugeages), sur la relation hauteur d'eau/débit (courbe de tarage ou d'étalonnage) qui en est déduite et sur la mesure continue des hauteurs d'eau.

Données et information disponibles

Il est fondamental, lorsqu'on s'intéresse aux données disponibles, de séparer la quantité de données et l'information contenue dans ces données. Comme le soulignent Sorooshian *et al.* (1983), le contenu informatif des données de calibration importe plus que la quantité de données ou la longueur de la période de calage. La définition d'un plan d'échantillonnage joue donc un rôle primordial pour extraire le maximum d'information d'une variable donnée (Ambroise 1999).

2.4.1.3 Spécification des paramètres

Si le rôle du calage est avant tout d'estimer les paramètres inconnus, il sert aussi, de façon implicite, à compenser les erreurs liées au modèle ou aux données. Troutman (1983), par exemple, montre que le processus de calibration transfère ces erreurs dans les paramètres du modèle, sous forme de biais dans leurs valeurs. Par conséquent, **le choix de valeurs de paramètres optimales est une étape délicate, source d'incertitudes importantes**.

L'estimation des paramètres dépend en premier lieu de la mesure utilisée pour évaluer le niveau de performance du modèle (cf. 2.3.3.2). Or, de même que la qualité d'une simulation peut être appréciée de multiples façons (on pourra par exemple demander au modèle de simuler avec précision les pics de crues, les étiages ou encore les volumes d'eau écoulés), il n'existe pas de mesure universelle pour en juger (Weglarczyk 1998 ; Houghton-Carr 1999). Les valeurs de paramètres obtenues ne sont donc optimales qu'au sens du critère choisi, qui doit lui-même dépendre des objectifs du modélisateur. Pour Boyle *et al.* (2000) ou Wagener *et al.* (2003), l'utilisation d'une seule mesure globale des performances est insuffisante pour identifier un modèle, et ne peut donc pas suffire pour qualifier une structure donnée.

La détermination des valeurs de paramètres est également influencée par les données utilisées en calibration, et plus précisément par : (i) la quantité de données (e.g. la longueur de la période de calage) : plus les séries disponibles sont longues, moins les erreurs éventuelles dans les données ont du poids, et donc plus l'estimation des paramètres est robuste (Yapo *et al.* 1996 ; Gan *et al.* 1997 ; Perrin 2000) ; (ii) l'information contenue dans les données de calibration : pour identifier avec robustesse les paramètres clefs de la réponse hydrologique, les données doivent permettre au modèle d'*activer* ces paramètres (Gupta et Sorooshian 1985). Wagener *et al.* (2003) qualifient donc comme périodes informatives celles pour lesquelles les prédictions du modèle sont sensibles aux valeurs de paramètres. 0n s'accorde pour dire qu'une certaine quantité d'informations est nécessaire pour calibrer de façon robuste un modèle et éviter les problèmes de **sur-calage**[1]. Néanmoins, la dépendance observée des valeurs de paramètres à la période de calage limite le pouvoir d'extrapolation des modèles, dont le comportement se rapproche souvent de simples modèles statistiques.

Enfin, les interactions entre les paramètres, liées à la **non-orthogonalité** de la structure d'un modèle, compliquent grandement sa calibration. Les effets de compensation d'erreur engendrés rendent l'identification du modèle quasi-impossible (Sorooshian et Gupta 1983). Des résultats acceptables peuvent alors être obtenus avec des valeurs de paramètres improbables. En d'autres termes, le modèle fournit la bonne réponse pour de mauvaises raisons (Grayson *et al.* 1992).

2.4.1.4 Transfert d'échelles

L'inadéquation entre les échelles d'observation, de description des processus et de modélisation du bassin versant, déjà évoquée dans le paragraphe 2.2.3.2, est à l'origine des problèmes de **trans-**

[1] Par sur-calage on entend une situation où les paramètres du modèle deviennent trop spécifiques à l'échantillon de calage, le gain d'ajustement sur cet échantillon ayant pour contrepartie une moins bonne transposabilité du modèle calé à d'autres observations.

fert d'échelles, considérés comme l'un des "défis majeurs des géosciences de l'environnement à l'aube du troisième millénaire" (Grayson et Blöschl 2000).

La description des processus, telle qu'elle est réalisée dans les modèles hydrologiques, est appliquée à des échelles spatiales variant de quelques km^2 (pour les modèles distribués) à la taille du bassin versant (pour les modèles globaux), et des échelles temporelles comprises entre quelques minutes et plusieurs jours. Au contraire, la plupart des techniques de mesure disponibles en hydrologie sont limitées à l'échelle ponctuelle, ce qui pose le problème de leur représentativité à des échelles supérieures : que vaut une conductivité hydraulique à saturation, mesurée sur une colonne de sable de quelques dizaines de cm^2, à l'échelle d'un bassin versant de plusieurs km^2 ? Pour effectuer ce transfert d'échelles, plusieurs approches sont possibles : (i) la recherche d'une équivalence entre les paramètres des modèles et les mesures, par agrégation (*upscaling*) des valeurs locales ; (ii) la mise à l'échelle (*scaling*) des lois ponctuelles ; (iii) la spatialisation des mesures locales.

La discussion de ces questions sort du cadre de cette thèse, et d'intéressantes réflexions sur le sujet peuvent être trouvées dans Blöschl et Sivapalan (1995), Blöschl *et al.* (1995), Beven (1995), Grayson et Blöschl (2000) ou Beven (2002). On notera simplement que l'absence de cadre théorique général donne à ces approches un caractère empirique.

2.4.2 Prise en compte et quantification des incertitudes

Remarque : jusqu'ici, le terme *modèle* a été utilisé dans un sens relativement générique. Dans la suite de ce document, une définition plus précise et rigoureuse a été choisie : **un modèle constitue la combinaison d'une structure de modélisation et d'un jeu de paramètres**. C'est dans ce sens qu'il faut donc désormais comprendre ce terme.

2.4.2.1 Généralités

Toutes les difficultés évoquées plus haut conduisent à une **identification incertaine du modèle optimal**. Il n'existe donc pas une unique simulation des variables pronostiques, et les prédictions du modèle sont assorties d'une incertitude. Pour identifier la structure de ces incertitudes et les quantifier, deux familles d'analyses ont été développées :

- **Les analyses de sensibilité**, qui visent à quantifier les effets relatifs des différents facteurs et paramètres sur les sorties de modèle.
- **Les analyses d'incertitudes**, qui ont pour objet de quantifier la dispersion des sorties de modèle résultant des incertitudes sur les facteurs et paramètres.

Les fondements théoriques et conceptuels de ces deux familles d'analyses sont très proches et leur distinction se fait généralement suivant l'approche suivie pour leur implémentation, que l'on qualifie de locale ou globale.

Les **analyses locales** visent à estimer la sensibilité d'un modèle à des variations de variables de forçage ou de paramètres, et ce dans une région de l'espace limitée autour de points prédéfinis

(les valeurs nominales). La forme de la surface de réponse y est utilisée pour analyser le comportement du modèle (Sorooshian et Arfi 1982). Ces analyses reposent sur une approximation des erreurs au voisinage des valeurs nominales, au premier ou second ordre d'un développement en séries de Taylor. Les développements qui en sont issus, comme les méthodes numériques de propagation de la variance (Mein et Brown 1978 ; Troutman 1985), sont très appliqués en hydrologie. Ces méthodes, connues sous le nom de FOVE (First Order Variance Estimation) ou FOSM (First Order Second Moment), sont en particulier bien adaptées à la propagation d'incertitudes sur les données de forçage (Troutman 1982). Parallèlement à ces méthodes s'est développée dans le domaine météorologique la méthode dite de *l'état adjoint*, issue des techniques variationnelles et dont nous expliquons brièvement la philosophie dans le paragraphes suivant.

Au contraire, les **approches globales** explorent, de façon simultanée, la sensibilité des simulations aux différents facteurs et paramètres au sein d'un espace beaucoup plus large. Ce faisant, elles visent à s'affranchir des difficultés liées aux non-linéarités présentes dans les modèles et à la non-orthogonalité de leurs structures. Les analyses globales sont donc généralement utilisées dans le cadre de l'estimation des incertitudes de spécification des valeurs de paramètres, pour lesquels nous ne disposons souvent d'aucune information *a priori*. Parmi ces approches, la *Regionalized Sensitivity Analysis* (RSA) (Hornberger et Spear 1981) et la *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (GLUE) (Beven et Binley 1992) ont été utilisées dans ce travail. Les paragraphes suivants présentent ces deux méthodes, ainsi que le concept d'équifinalité qui sous-tend leur application.

Pour une description plus complète des méthodes d'estimation des incertitudes, le lecteur intéressé peut par exemple se reporter à Saltelli *et al.* (2000), Beven (2001) ou Zin (2002).

2.4.2.2 Les méthodes variationnelles et leur utilisation pour l'analyse de sensibilité

Bien que les approches locales n'aient pas été utilisées dans ce travail, un intérêt particulier a néanmoins été porté à la méthode de l'état adjoint, connue sous l'acronyme ASAP (*Adjoint Sensitivity Procedure*). Cet intérêt s'explique par le travail de thèse de William Castaings (2006), réalisé au LMC (*Laboratoire de Modélisation et de Calculs*, Grenoble) sur l'utilisation des modèles adjoints pour l'analyse de sensibilité des modèles hydrologiques. Une partie de son travail a porté sur le bassin de la Donga, ce qui a permis de confronter certains de nos résultats (cf. chapitre 5). La présentation des méthodes variationnelles, tout comme celle de leur application en hydrologie, sort du cadre de ce travail. J'invite par contre le lecteur intéressé à se reporter à Castaings (2006).

En résumé, la méthode de l'état adjoint permet le calcul exact et efficace des dérivées d'une fonctionnelle (typiquement une fonction objectif) dépendant des variables d'état du modèle par rapport aux variables de contrôle autour de leur valeur nominale. Elle considère pour cela cette fonctionnelle comme une composition de fonctions dérivables (voir par exemple Castaings (2006) pour une description des développements mathématiques de la méthode). Le gradient de cette fonctionnelle y est obtenu par intégration rétrograde du modèle dit *adjoint*, dont la complexité est sensiblement la même que celle du modèle original (Le Dimet et Talagrand 1986).

La principale difficulté de cette approche est la dérivation du modèle adjoint. Elle est cependant grandement facilitée par les méthodes de différentiation automatique aujourd'hui disponibles. Ces techniques s'appliquent non seulement sur les systèmes d'équations aux dérivées partielles continues (sur lesquelles est basée le cadre théorique de la méthode), mais également sur les systèmes d'équations discrétisées et sur les algorithmes (on parle alors de différentiation algorithmique). La différentiation algorithmique permet aujourd'hui de dériver des modèles qui ne reposent pas sur des équations aux dérivées partielles, comme c'est souvent le cas en hydrologie. C'est pourquoi ces techniques variationnelles n'ont été que très récemment appliquées à l'hydrologie, alors que leur utilisation s'est développée depuis plus de 20 ans en météorologie ou en océanographie.

Outre leur intérêt dans le domaine de l'assimilation de données, les méthodes variationnelles, associées à la technique de l'adjoint, permettent de mener des analyses de sensibilité multi-critères et multi-variables. Il est en particulier possible de calculer l'évolution temporelle et spatiale des dérivées d'une fonction objectif (ou de toute autre fonctionnelle de ce type), et ce pour un coût de calcul très réduit.

Même si l'utilisation des modèles adjoints est encore peu répandue en hydrologie, plusieurs travaux peuvent néanmoins être cités, comme par exemple White *et al.* (2003), Seo *et al.* (2003) ou Castaings (2006).

2.4.2.3 Le concept d'équifinalité

Les difficultés rencontrées pour identifier un modèle optimal (Hornberger et Spear 1981 ; Sorooshian et Arfi 1982 ; Kuczera 1982 ; Sorooshian et Gupta 1983 ; Gupta et Sorooshian 1985) ont amené certains modélisateurs à considérer l'identification des paramètres comme un problème mal posé, pour lequel il n'existe pas de solution unique. L'existence d'un modèle optimal est alors rejetée au profit du concept d'**équifinalité** (Beven 1993), reconnaissant l'equivalence ou quasi-équivalence de différents modèles -*au sens structure+paramètres*- comme représentations de la réponse hydrologique. Ce concept a pris forme dans la *Regionalized Sensitivity Analysis* (RSA) de Hornberger et Spear (1981) et dans son prolongement proposé par Beven et Binley (1992), connu sous le nom de *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (GLUE).

2.4.2.4 L'analyse de sensibilité régionalisée (RSA)

Hornberger et Spear (1981) se sont distingués en proposant pour la première fois de considérer plusieurs combinaisons de valeurs de paramètres comme d'acceptables descripteurs du système étudié. L'approche qui en résulte est connue sous le nom de *Regionalized Sensitivity Analysis* (RSA). Elle repose sur une classification binaire (*acceptable/non acceptable*) des combinaisons de valeurs de paramètres, élaborée à partir des étapes suivantes.

Dans un premier temps, les séries temporelles d'observations sont remplacées par des intervalles de valeurs plus souples, tenant compte des incertitudes qui les affectent (figure 2.3a). Ensuite, des combinaisons de valeurs de paramètres sont tirées aléatoirement dans une loi de dis-

tribution fixée *a priori* (le plus souvent uniforme faute d'informations) et utilisées pour obtenir un ensemble de simulations de la variable d'intérêt. Les combinaisons de valeurs de paramètres sont alors classifiées selon leur respect des contraintes fixées par les intervalles de valeurs observées établis précédemment : seules les combinaisons permettant de respecter ces contraintes sont considérées comme représentatives du système étudié (figure 2.3b). Aucune distinction suplémentaire n'est effectuée : les combinaisons rejetées sont affectées d'une vraissemblance nulle, et celles acceptées sont considérées comme équiprobables. La classification ainsi réalisée permet d'obtenir les distributions *a posteriori* des valeurs de paramètres acceptables et non acceptables. Si, pour un paramètre donné, ces distributions sont significativement différentes, les simulations seront jugées sensibles à ce paramètre (figure 2.3c). Dans le cas contraire, le paramètre peut être considéré : (i) **inutile** s'il n'a aucun impact sur les simulations ou (ii) **redondant** si sa valeur est compensée par les autres paramètres (figure 2.3d).

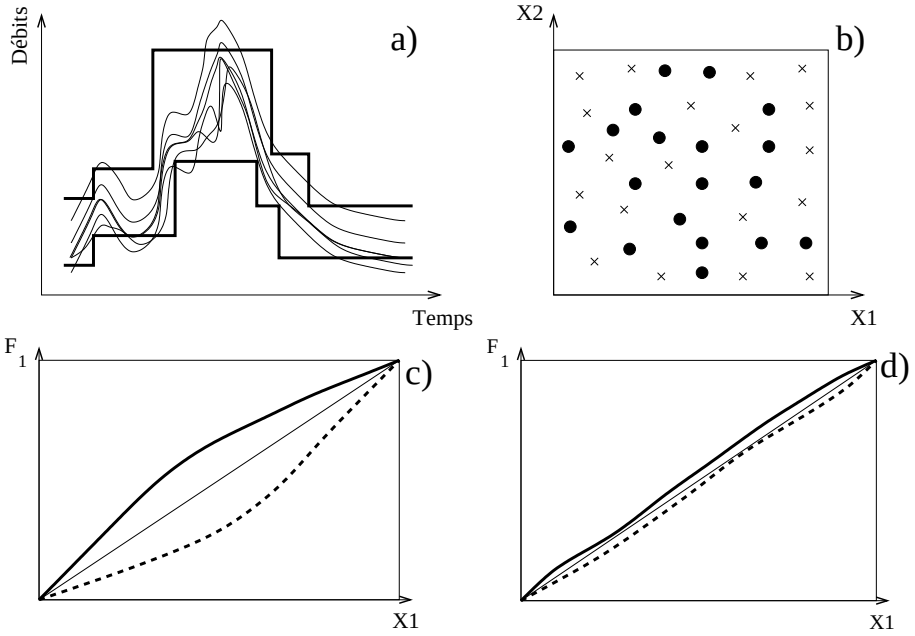


FIG. 2.3: Implémentation de la RSA dans le cas d'un modèle à 2 paramètres (X1 et X2) : spécification des contraintes sur les réponses acceptables du modèle (a) ; classification des jeux de paramètres acceptables (points) et non-acceptables (croix) (b) ; distributions *a posteriori* des valeurs de paramètres acceptables (trait continu) et non acceptables (trait discontinu) : cas d'un paramètre sensible aux observations (c) et d'un paramètre insensible (d). Dans les 2 cas la droite à 45° représente la distribution de valeurs *a priori* uniforme.

2.4.2.5 La Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE)

Beven et Binley (1992) ont repris les travaux de Hornberger et Spear (1981), en proposant d'affecter un ordre d'importance aux combinaisons de paramètres équifinales. S'il est impossible de définir *un* modèle optimal, un degré de vraisemblance peut être associé à chaque structure de modèles ou jeu de paramètres en fonction de la qualité de ses prédictions. L'implémentation de la méthode GLUE est proche de celle de la RSA, dont elle constitue un prolongement.

Classiquement, elle nécessite de préciser :

1. Les frontières de l'espace des paramètres : selon la nature des paramètres, plusieurs critères de choix peuvent être invoqués (arguments physiques ou expérience du modélisateur).
2. L'échantillonnage de cet espace des paramètres, à partir de la connaissance - ou croyance - *a priori* de la vraisemblance des valeurs de paramètres. Le plus souvent, un échantillonnage de type Monte Carlo basé sur une fonction de distribution uniforme est utilisé.
3. La mesure de vraisemblance : de nombreuses fonctions peuvent être utilisées, suivant l'hypothèse faite sur la structure des erreurs de modélisation (cf. 2.3.1.1). Freer *et al.* (1996) ont comparé quelques unes de ces fonctions, et ont proposé d'utiliser l'efficience de Nash comme estimateur de la vraisemblance. La structure statistique des erreurs étant inconnues, l'utilisation de ce critère simple est ainsi souvent préférée (Beven et Freer 2001b).
4. Le critère d'acceptation/rejet : Le choix de ce critère, très subjectif, est le plus souvent fondé sur une valeur seuil de la mesure de vraisemblance.

Remarque : Le concept d'équifinalité concerne les modèles au sens défini précédemment. Il s'applique, par conséquent, aussi bien aux combinaisons de paramètres qu'aux structures de modélisation. Dans ce qui suit, $M(\Theta)$ désigne donc le modèle défini par une structure M et une combinaison de paramètres Θ.

Une fois ces choix effectués, le théorème de Bayes permet d'exprimer la vraisemblance *a posteriori* d'un modèle $L[M(\Theta)]$ comme le produit de la vraisemblance calculée (pour une période de calage donnée T) $L_T[M(\Theta)]$ et de la vraisemblance *a priori* $L_0[M(\Theta)]$:

$$L[M(\Theta)] = \frac{L_0[M(\Theta)].L_T[M(\Theta|Y_T, Z_T)]}{C} \tag{2.7}$$

Avec $L_0[M(\Theta)]$ la vraisemblance *a priori* du modèle $M(\Theta)$; $L_T[M(\Theta|Y_t, Z_t)]$ sa vraisemblance calculée sur la période T, conditionnée par les observations Z_T et les variables de forçage Y_T. La constante d'échelle C permet de considérer les mesures de vraisemblance comme des probabilités (i.e. $\sum_i L[M(\Theta)] = 1$). **L'approche Bayésienne** permet donc la prise en compte de nouvelles données, en considérant alors comme vraisemblance *a priori* la vraisemblance *a posteriori* issue des données initiales.

La mesure de vraisemblance est le reflet de la performance d'un modèle, eu égard aux non-linéarités et erreurs présentes dans la structure du modèle et les données. La densité de probabilité des prédictions de la modélisation peut être estimée, à chaque pas de temps, à partir de la vraisemblance de chaque modèle, au moyen de la relation suivante :

$$P(\hat{Z}_t < z) = \sum_{i=1}^{n_{acc}} L[M(\Theta_i)|\hat{Z}_{t,i} < z] \tag{2.8}$$

Avec $\hat{Z}_{t,i}$ la valeur de la variable simulée au pas de temps t par le modèle $M(\Theta_i)$, et n_{acc} le nombre de modèles retenus. On déduit alors aisément l'intervalle prédictif sur les variables pronostiques.

Remarque : Les fonctions de distributions obtenues sont conditionnelles, puisque conditionnées par les données de forçage, le choix de la mesure de vraisemblance, et celui des modélisations considérées comme acceptables.

Beven et Freer (2001b) proposent une liste exhaustive des applications de la méthode GLUE dans des domaines variés. Parmi les travaux réalisés sur les modèles hydrologiques, on peut par exemple citer (mais il en existe bien d'autres !) ceux de Beven et Binley (1992), Freer *et al.* (1996), Lamb *et al.* (1998) ou Campling *et al.* (2002).

2.5 Conclusion : Vers un équilibre entre objectifs, données et complexité

Au regard de ces différentes réflexions, la notion d'**équilibre** me paraît être fondamentale lorsqu'on aborde le problème du développement ou du choix d'une modélisation. Il faut en effet mettre en cohérence la complexité du modèle[1], les données disponibles pour sa mise en oeuvre et son évaluation, et les questions auxquelles on cherche à répondre. Par ailleurs, le contexte de variabilité hydro-climatique, auquel nous nous intéressons dans ce travail, interroge le pouvoir d'extrapolation des modèles hydrologiques. Il nécessite donc une approche particulièrement rigoureuse.

2.5.1 Les enjeux de la parcimonie

Nash et Sutcliffe (1970) ont exprimé pour la première fois la nécessité de définir des structures simples et sans redondances. Le **principe de parcimonie** (parmi les modèles pouvant répondre à certains objectifs, il est préférable de choisir le plus simple) qui en découle, sorte de garde-fou contre toute complication superflue des modèles, est aujourd'hui partagé par de nombreux auteurs, pour qui les justifications sont triples.

En premier lieu, le modélisateur est confronté au **principe de réalité** : il ne peut extraire plus d'informations que ce que lui offrent les données ! La complexité supportée par un modèle est donc limitée par les données disponibles pour son identification. Les travaux de Jakeman et Hornberger (1993) ont montré que lorsque pluies, débits et températures sont les seules données disponibles sur un bassin versant, seuls 5 à 6 paramètres peuvent être identifiés. La validation de modélisations plus complexes nécessite donc davantage de données ou une meilleure utilisation de l'information qu'elles contiennent. Les méthodes multi-critères (cf. 2.3.3.1) constituent à ce titre une voie prometteuse.

[1] La complexité d'un modèle est ici assimilée au nombre de degrés de liberté dont il dispose, i.e. au nombre de paramètres optimisables.

Michaud et Sorooshian (1994) soulignent également que la complexité ne doit pas être confondue avec la précision. Dans une étude comparative (19 structures de modèles globaux appliquées à 429 bassins versants), Perrin *et al.* (2001) montrent par exemple que 3 à 5 paramètres suffisent pour simuler correctement les hydrogrammes journaliers, et que l'ajout de degrés de liberté supplémentaires n'améliore pas les performances de manière significative (voir aussi Perrin *et al.* 2003). Toute complexité supplémentaire doit donc être justifiée en terme de performances, en particulier sur d'autres variables du bilan hydrologique.

Enfin, le non-respect de ce principe de parcimonie conduit souvent à des problèmes de **surparamétrisation**, à savoir une trop grande complexité de la structure des modèles au regard de l'information contenue dans les données (Beven 1989). La surparamétrisation complique considérablement l'identification des combinaisons de paramètres optimales et augmente donc les problèmes d'équifinalité. Lorsqu'une détermination fiable des paramètres est nécessaire, par exemple dans le cas de tentatives de régionalisation ou de détection de changements hydrologiques, la surparamétrisation est donc très problématique (Kokkonen et Jakeman 2001 ; Wagener *et al.* 2001).

La figure 2.4 schématise la relation entre complexité de modélisation, données disponibles et performances selon Grayson et Blöschl (2000).

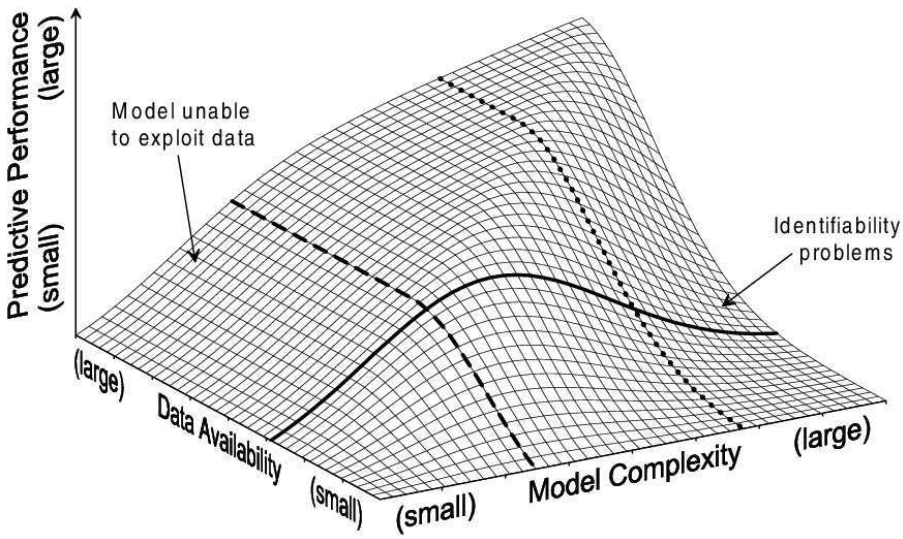


FIG. 2.4: Schématisation de la relation entre complexité du modèle, données disponibles et performances du modèle (d'après Grayson et Blöschl 2000)

Par données disponibles est entendu ici leur nombre mais aussi leur adéquation avec les besoins de la modélisation (données spatialisées par exemple). Le niveau de performance doit d'autre part être compris comme une capacité à prédire de multiple variables, et ce à différentes échelles. Cette notion comporte donc une certaine subjectivité, selon les objectifs visés par le modélisateur. Pour un certain niveau de données, il y a une complexité de modèle optimale, au delà de laquelle les problèmes d'identification nuisent aux performances du modèle. Autrement dit, l'information contenue dans les données est insuffisante pour identifier la totalité des processus mis en jeu par

le modèle. Si on utilise un modèle plus simple que l'optimum, il n'exploitera pas pleinement cette information. Pour un niveau de complexité donné, l'augmentation de l'information disponible dans les données améliorera les performances du modèle jusqu'à un certain point, au delà duquel le modèle ne peut faire mieux.

2.5.2 Vers un développement et une utilisation rigoureuse des modèles

Le développement et l'application des modèles hydrologiques se doit d'obéir à une logique rigoureuse, si l'on souhaite éviter les pièges évoqués dans ce chapitre. Le cadre général proposé par Wagener *et al.* (2001), et représenté sur la figure 2.5, repose sur l'équilibre entre le degré de complexité nécessaire dans la structure du modèle et celui qui peut être supporté par les données disponibles. Un tel schéma suppose une analyse minutieuse des processus clés, en fonction des échelles d'observation et du degré d'exactitude nécessaire, avant de les inclure dans une structure de modélisation dont les propriétés doivent être soigneusement évaluées.

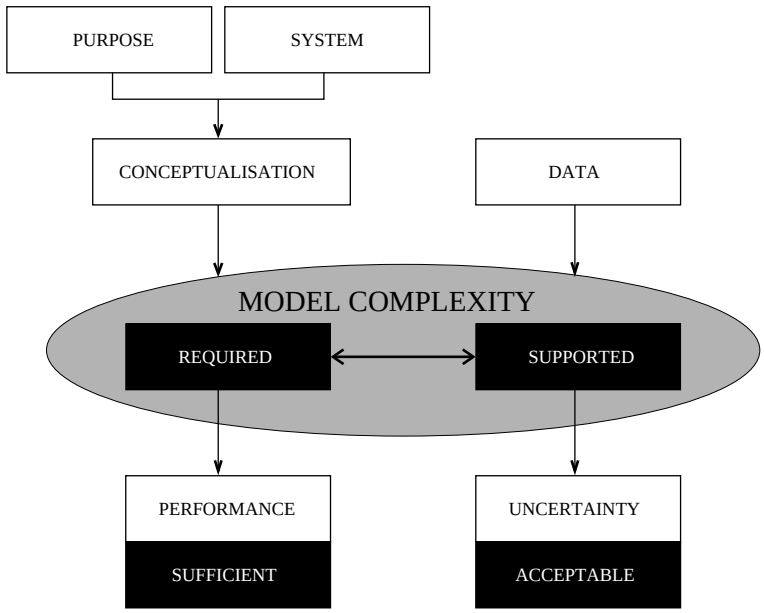


FIG. 2.5: Schéma de construction et d'application des modèles hydrologiques (d'après Wagener et al 2001)

Inspirée de cette approche, la démarche développée dans ce travail tente d'évaluer les concepts de modélisation et paramétrisations utilisées sous plusieurs angles : leur performance, les incertitudes qui leur sont associées et leur réalisme.

Deuxième partie

Bassins et modèles

3 La Haute Vallée de l'Ouémé : Réseaux d'observation et fonctionnement hydrologique

---

Dans le premier chapitre de cette thèse, nous avons brièvement évoqué les observatoires hydro-météorologiques AMMA-CATCH sur lesquels sont étudiées les rétro-actions atmosphère-surfaces continentales. Ce travail s'intéresse au site béninois, à savoir ***l'Observatoire Hydro-météorologique de la Haute Vallée de l'Ouémé*** **(OHHVO)**. L'objet de ce chapitre est de présenter ce site d'étude, et plus particulièrement les deux bassins versants modélisés : **l'Ouémé au *pont de Bétérou*** et **la Donga à *Donga Pont***.

Cette thèse constitue l'une des premières études menées sur l'OHHVO (voir aussi Le Barbé *et al.* 1993, Le Lay 2002, Seguis *et al.* 2004 et Varado 2004). Il a donc été nécessaire de caractériser les principaux termes du bilan hydrologique. Parmi eux, les précipitations ont fait l'objet d'une attention particulière et d'un article publié dans *Hydrological Sciences Journal*, inséré dans ce chapitre. L'ensemble des données acquises sur le bassin de la Donga est également exposé, et une synthèse des connaissances sur le fonctionnement hydrologique de la région est présentée.

3.1 Présentation de l'OHHVO et des bassins versants étudiés

3.1.1 Zone géographique et réseau d'observation

L'Ouémé prend sa source au pied de l'Atacora, dans la région de Djougou, traverse le Bénin en direction de la côte et se jette dans le lac Nokoué, juste au nord de Cotonou. L'OHHVO, créé en 1997 dans le cadre du programme CATCH (*Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique*), recouvre la partie amont de l'Ouémé et s'étend sur une région de 14400 km^2 comprise entre $9°N$ et $10°N$ et $1.5°E$ et $3°E$ (figure 3.1). Le relief est peu marqué, avec un dénivelé d'environ 200 m entre la région de Djougou, dont l'altitude est d'environ 480 m, et l'exutoire, situé à 272 m. On trouve cependant quelques sommets isolés (*inselbergs*), affleurements granitiques avoisinant les 600 m, au sud du bassin.

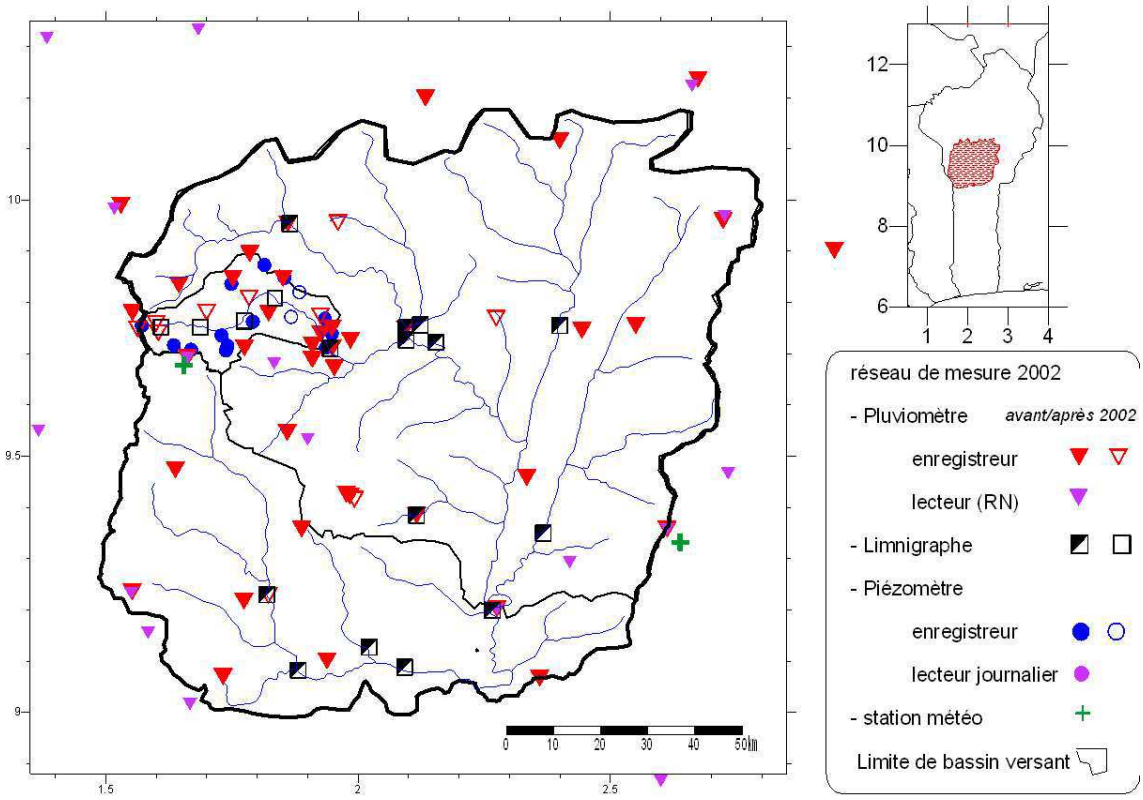


FIG. 3.1: Situation et équipement de l'OHHVO en 2002

La végétation sur l'OHHVO est très contrastée et caractérisée par 5 ou 6 types d'occupation des sols différents (Bigot *et al.* 2005). Si la forêt claire correspond à la végétation *naturelle* dans cette région, on y trouve également plusieurs états dégradés (par densité d'arbres décroissante) : savane arborée, savane arbustive, jachère, cultures, zones ouvertes. Quelques exemples de végétation sont illustrés sur la figure 3.2. Actuellement, la forte anthropisation de la région conduit à un défrichement rapide des forêts, par brûlis, aux profits de cultures de rente (coton) ou vivrières (igname, maïs, sorgho, riz). Par ailleurs, le lit majeur des cours d'eau est fortement végétalisé, avec la présence de forêts galeries (figure 3.3).

(a) paysage de jachères

(b) paysage de cultures

(c) paysage de savane arborée

FIG. 3.2: Exemples de paysages caractéristiques de l'OHHVO (*photos S. Galle et M. Le Lay*)

Au niveau géologique, le haut bassin de l'Ouémé repose sur un socle granito-gneissique, dit *Dahomeyen*, présentant une structure fracturée et une orientation générale NNE-SSW (Le Barbé *et al.* 1993). Les études de reconnaissance pédologiques menées sur la région (Faure 1977) ont mis en évidence la stratigraphie suivante : une couche de sol de surface (ferralitiques, 1 à 3 m d'épaisseur) et une zone d'altérites de 10 à 20 m d'épaisseur sur un socle fracturé.

L'instrumentation de l'OHHVO s'appuie sur 12 pluviomètres gérés par la Direction de la Météorologie Nationale (DMN) et 6 limnigraphes gérés par la Direction de l'Hydraulique (DH). A ce réseau, nommé *Réseau National* se superpose le réseau CATCH, en permanente progres-

FIG. 3.3: Paysages de forêts galeries (*photos J.M. Bouchez et S. Galle*)

sion depuis 1997. Depuis 2002, le dispositif instrumental est composé de 19 limnigaphes et 47 pluviographes. 21 puits sont suivis, dont 14 équipés de piézographes (figure 3.1).

3.1.2 Le bassin de l'Ouémé à Bétérou

Le bassin de l'Ouémé au pont de Bétérou, plus simplement nommé *Ouémé à Bétérou* dans la suite de ce document, constitue le plus grand bassin versant jaugé de l'OHHVO. L'exutoire, situé quelques kilomètres en aval de la confluence de l'Ouémé avec le Yérou-Maro et instrumenté depuis 1952, draine une surface de 9670 km^2. Son contour est surligné sur la figure 3.1.

Parmi les nombreux bassins jaugés, l'Ouémé à Bétérou a été retenu dans cette étude pour trois raisons : (i) les jaugeages y sont nombreux et de bonne qualité ; (ii) les séries chronologiques de débits souffrent de relativement peu de lacunes comparées aux autres bassins ; (iii) enfin, et surtout, les très longues séries de données pluviométriques et limnimétriques disponibles permettent de modéliser son fonctionnement depuis 1954. Les données disponibles sur l'Ouémé à Bétérou vont donc nous permettre d'étudier le fonctionnement hydrologique de ce bassin sur près de 50 ans, et ainsi de nous intéresser à la question de la variabilité hydro-climatique sur la région.

3.1.3 Le bassin de la Donga

Le bassin de la Donga, d'une superficie de 586 km^2, est le second bassin étudié dans ce travail. Ce sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou, situé au nord-ouest de l'OHHVO, a été choisi comme *super-site* AMMA-CATCH en 1998. Il bénéficie donc d'un suivi hydro-météorologique renforcé et de dispositifs instrumentaux spécifiques. Sur ce bassin est réalisé un suivi à fine échelle des processus de versants, pour étudier les interactions entre écoulements de surface, de sub-surface, végétation et précipitations aux échelles convectives. Il constitue donc le site privilégié de la modélisation.

Les écoulements sont suivis à l'exutoire de ce bassin depuis 1998. En 2002, 4 limnigraphes ont été installés en amont de l'exutoire afin de suivre les écoulements sur des sous-bassins emboîtés de tailles variées (tableau 3.1).

Station	Aire drainée
Ara	12.8 km^2
Kolokondé	105 km^2
Koua	292 km^2
Nékété	409 km^2
Donga Pont	586 km^2

TAB. 3.1: Stations limnimétriques de la Donga et aires drainées

Si l'instrumentation de la Donga a débuté en 1998, elle s'est considérablement densifiée en 2002 (figure 3.4). Le réseau de 8 pluviographes et le limnigraphe de Donga Pont installés en 1998 permettent toutefois de modéliser le fonctionnement hydrologique de ce bassin depuis cette date.

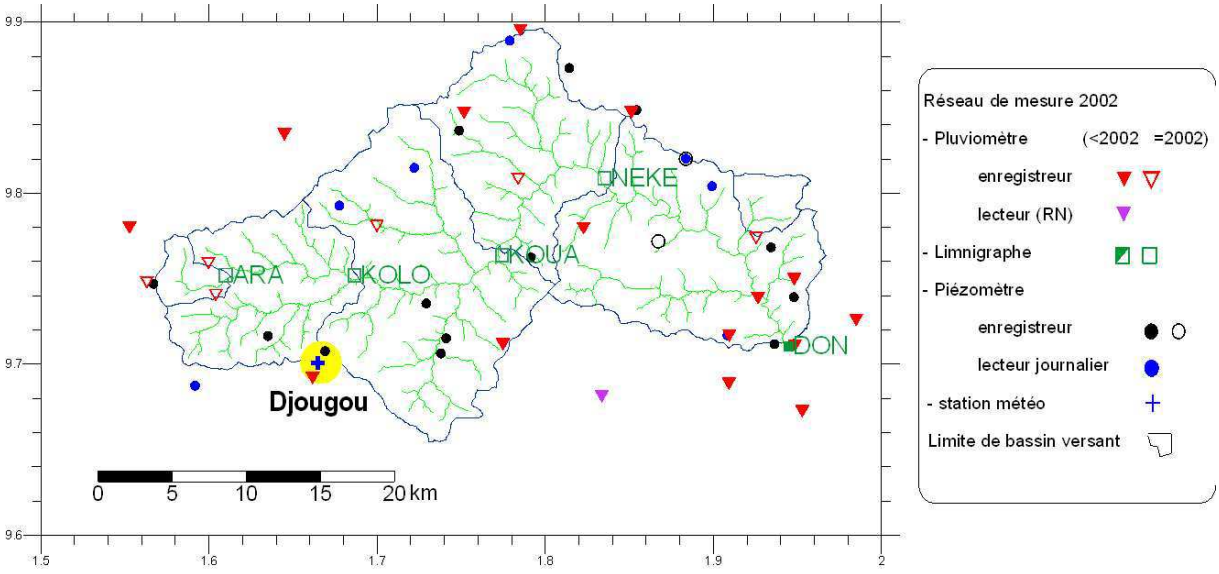


FIG. 3.4: Equipement du bassin de la Donga avec délimitation des sous-bassins

3.2 Caractérisation du bilan hydrologique

Cette partie vise à caractériser les principaux termes du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant. Après quelques remarques préalables sur les échelles d'observation des processus et du bilan hydrologique, nous discutons des précipitations, des écoulements et de l'évapotranspiration jusqu'à 2002, année jusqu'à laquelle les travaux de modélisation ont été menés.

3.2.1 Processus et bilans hydrologiques : des questions d'échelles

3.2.1.1 Processus hydrologiques

Les processus hydrologiques, illustrés sur la figure 3.5 à l'échelle du versant, interagissent de façon complexe. La représentation proposée par Blöschl et Sivapalan (1995), et illustrée sur la figure 3.6, permet de les distinguer suivant leurs échelles caractéristiques. Les régions grisées de cette figure peuvent être interprétées comme des régions où les puissances spectrales (temporelles et spatiales) sont maximales. Comme on l'a vu au paragraphe 2.4.1.4, l'un des défis majeurs de la modélisation hydrologique réside dans la prise en compte explicite, *via* un échantillonnage spatio-temporel optimal, des échelles de variabilité des processus.

FIG. 3.5: Processus hydrologiques à l'échelle du versant

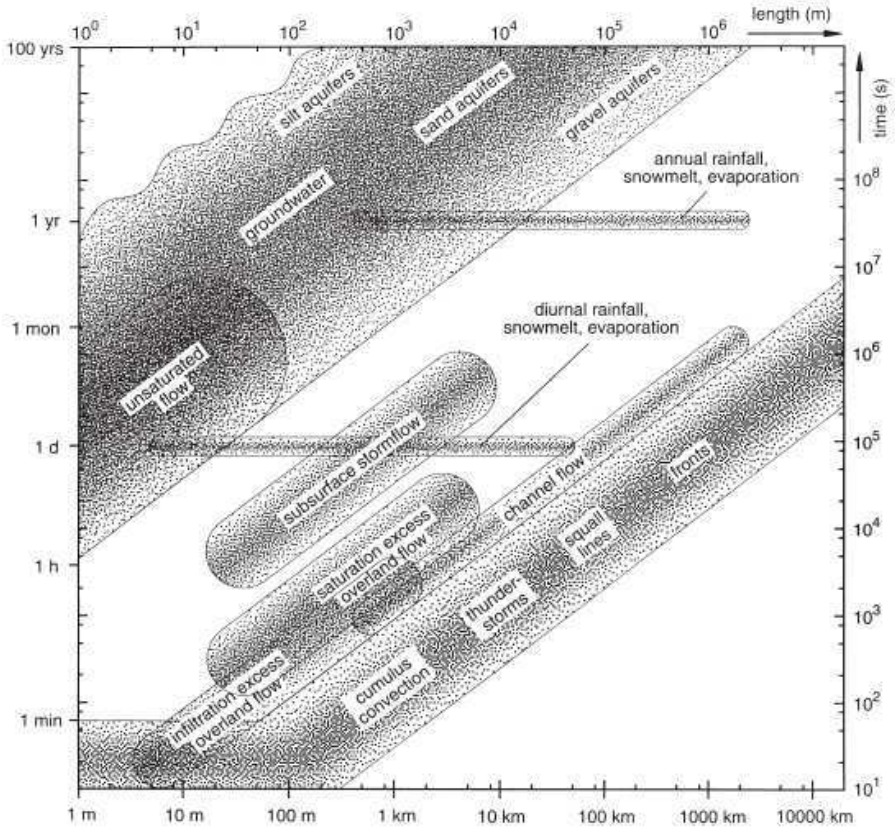


FIG. 3.6: Relations entre échelles spatiales et temporelles des principaux processus hydrologiques (d'après Blöschl et Sivapalan, 1995)

3.2.1.2 Bilan hydrologique : définition et généralités

Définition

Bilan hydrologique : *"Bilan d'eau fondé sur le principe que, pendant un certain intervalle de temps, le total des apports à un bassin versant ou à une formation aquatique doit être égal au total des sorties plus la variation, positive ou négative, du volume d'eau stocké dans le bassin ou la formation" (Glossaire International d'Hydrologie).*

Le bilan hydrologique se situe donc à l'échelle du bassin versant (quelle que soit sa taille), considéré comme un système fermé, dont on peut résoudre l'équation de base :

$$P = Q + E + \Delta S \tag{3.1}$$

Où P est la pluie, Q le volume écoulé à l'exutoire, E l'évapotranspiration et ΔS les variations de contenu en eau du bassin versant (tous ces termes étant exprimés en lames d'eau). Cette équation est valable à n'importe quelle échelle temporelle, mais n'a d'intérêt qu'utilisée dans un intervalle ayant une signification hydrologique (année hydrologique, épisode de crue, saison hydrologique, etc.).

Estimation des composantes

Si les variables P et Q sont mesurables, l'estimation de ΔS et E est plus délicate. Le terme ΔS englobe à la fois les variations de stockage de l'eau dans la tranche superficielle du sol (réserve *hydrique*, ou réserve *utile*, R_u) et dans le sous-sol (réserve *hydrologique*, R_h). La réserve hydrologique, en régime non influencé, peut se déduire de l'équation de la loi de décrue (tarissement), dans la mesure où celle-ci a pu être établie. La réserve hydrique est plus difficile à connaître avec précision : elle ne peut se mesurer que ponctuellement ou s'estimer à partir de différents modèles de reconstitution ou de décroissance. Dans la mesure du possible, on essaie de s'en affranchir en partant de moments privilégiés du cycle hydrologique entre lesquels les variations de niveau des réserves peuvent être considérées comme nulles ou négligeables : pour R_h, ce sera des moments où le débit de base est le même ; pour R_u, ce sont les valeurs d'équilibre (capacité de rétention ou au contraire épuisement, qui selon les climats peuvent se maintenir une bonne partie de l'année), qui seront privilégiées. L'évapotranspiration demeure souvent inconnue, et reste alors la valeur à déduire par soustraction à partir de l'équation de bilan. En tant que terme résiduel, il est donc entaché des erreurs et incertitudes affectant les autres termes du bilan.

Fermeture du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant

Si le bilan hydrologique demeure en tout état de cause la seule méthode de référence possible pour connaître l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin, il ne faut pas pour autant en sous-estimer les faiblesses. La principale est probablement de considérer le bassin versant comme un système fermé. Si cette hypothèse est le plus souvent vérifiée lorsqu'on résout le bilan hydrologique aux échelles régionales, elle peut conduire à des erreurs importantes aux échelles inférieures

(échelles locales et méso-échelle), lorsque le bassin hydro-géologique n'est pas superposable au bassin topographique.

3.2.1.3 Echelles choisies pour caractériser le bilan hydrologique

Le choix d'échelles spatio-temporelles pertinentes pour étudier les composantes du bilan hydrologique résulte dans notre cas de plusieurs considérations, concernant à la fois :

1. les échelles caractéristiques des phénomènes étudiés ;
2. les échelles d'observation de ces phénomènes ;
3. les échelles envisagées pour la modélisation du cycle hydrologique.

Les premières définissent le niveau de discrétisation maximal, *a priori* idéal mais en pratique irréaliste[1]. Les secondes définissent un certain *principe de réalité*, que l'on peut parfois contourner par l'emploi de techniques de désagrégation mais qui limite toutefois le plus souvent les échelles d'étude des phénomènes. Les dernières, à savoir la résolution des modélisations, résultent d'un compromis qui sera défini au paragraphe 4.2.3. Ce sont ces échelles qui en définitive ont guidé la caractérisation du bilan hydrologique présentée ici. La journée, échelle temporelle retenue, a d'une part une certaine pertinence climatologique (cf. 3.2.2.3) et permet d'autre part un échantillonnage correct de la réponse des bassins versants étudiés. Nous travaillerons à l'échelle des bassins, ce qui, malgré leurs tailles variées, est relativement cohérent au vu de la taille des systèmes pluviogènes (cf. 3.2.2.2). Nous reviendrons sur ces questions d'échelles spatiales et temporelles pour discuter leur choix pour la modélisation (cf. 4.2.3).

3.2.2 Les précipitations

3.2.2.1 Réseau d'observation

Sur l'OHHVO, le *Réseau National* est composé de 12 pluviomètres dont les données sont disponibles depuis 1921 pour les plus anciennes et depuis 1969 pour les plus récentes. Les pluviographes CATCH mis en place à partir de 1997 ont progressivement densifié le réseau existant pour atteindre 47 stations en 2002 (figure 3.1).

Deux remarques s'imposent quant aux réseaux de mesures utilisés dans ce travail :

- Le *Réseau National* a été utilisé pour les études pluviométriques (paragraphe 3.2.2.3) et hydrologiques (dont la modélisation) sur la période 1954-2002 (paragraphe 3.2.5.2 et chapitre 6), dans le but de ne pas biaiser l'information de forçage par la densification importante du réseau après 1997. Une brève description en est donnée dans l'article qui constitue ce paragraphe.
- L'intégralité des données disponibles a par contre été utilisée pour modéliser les bassins à partir de 1998, dans la mesure où l'évolution du réseau a été limitée entre 1998 et 2002.

[1] On devine bien qu'il est impossible de caractériser la pluie à l'échelle de quelques secondes et quelques m^2, échelles pourtant pertinentes si l'on veut simuler le refus à l'infiltration.

3.2.2.2 Spatialisation des pluies journalières ponctuelles

Le passage des pluies ponctuelles aux lames d'eau précipitées nécessite l'utilisation d'un interpolateur. Les plus couramment utilisés en hydrologie sont probablement : la méthode des *polygones de Thiessen* (définition de moyennes pondérées par la surface d'influence des points de mesures) ; les *fonctions Spline* (interpolateur analytique minimisant l'énergie de flexion entre deux points) ; le *krigeage* (interpolateur géostatistique). Cette dernière méthode est la plus aboutie, dans la mesure où elle ne se contente pas de prendre en compte la géométrie du réseau de mesures, mais considère également la structure spatiale du phénomène étudié. Elle permet en outre d'associer aux valeurs estimées la variance des erreurs d'estimation. Ainsi, pour Lebel (1984), "le krigeage (...) [est] à la fois moins biaisé et plus efficace que les méthodes plus traditionnelles et [est] donc à recommander dès lors qu'on est amené à travailler avec des réseaux de faible densité ou mal répartis".

Le krigeage a été utilisé pour calculer les **moyennes spatiales journalières des précipitations** sur les bassins de la Donga et de l'Ouémé à Bétérou. Il n'est pas nécessaire d'en rappeler ici les éléments théoriques, dont on pourra par exemple trouver des développements complets dans plusieurs travaux réalisés au sein du LTHE (Creutin et Obled 1982 ; Lebel *et al.* 1987). Signalons cependant certains points clefs de la mise en oeuvre du krigeage sur nos bassins.

Comme on l'a évoqué, le krigeage est un interpolateur géostatistique qui utilise la structure spatiale du processus d'intérêt. Il nécessite donc la définition d'une fonction de structure spatiale ou **variogramme**. Or, s'il existe de nombreux travaux sur les propriétés géostatistiques des champs de pluies sahéliens suite à l'expérience HAPEX-Sahel (Lebel et Le Barbé 1997 ; Ali 2004), les premières estimations de variogrammes sur l'OHHVO n'ont été réalisées que très récemment. La structure spatiale des champs de pluie à l'échelle événementielle fait ainsi l'objet de la thèse d'Emmanuel Lawin, en cours au LTHE.

Le variogramme empirique des pluies journalières utilisé ici a été construit par Varado (2004) à partir des données disponibles sur l'ensemble de l'OHHVO pendant la période 1997-2002. Il a les caractéristiques suivantes :

- Il s'agit d'un variogramme *climatologique*, dans la mesure où il est unique[1], et *normé* par la variance du processus.
- Il s'agit d'un variogramme *isotrope*, puisqu'il suppose que la structure spatiale du phénomène est indépendante de la direction considérée.

Sur ce variogramme empirique a été calé un modèle de type exponentiel (figure 3.7) :

$$\gamma(h) = C_0 + (C - C_0) * \left[1 - e^{-\frac{3h}{a}}\right] \tag{3.2}$$

Avec : C_0 la pépite à l'origine, i.e. $\lim_{\varepsilon \to 0^+} \gamma(\varepsilon) = C_0$; C la valeur du palier ; a la portée du variogramme (ou distance de décorrélation).

[1] On suppose donc que les échantillonnages de pluies journalières sont tous issus du même processus.

Les paramètres identifiés par Varado (2004) sont :

- $C_0 = 0.2$
- $C = 1.2$
- $a = 90km$

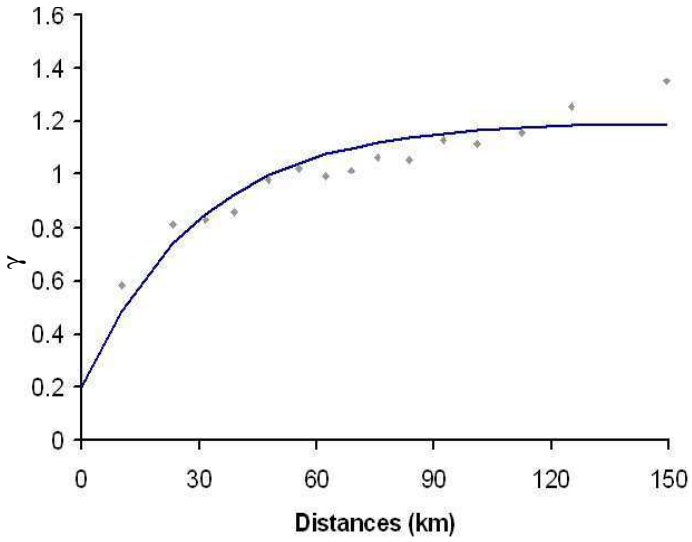


FIG. 3.7: Variogramme climatologique normé des pluies journalières sur l'OHHVO

Remarques :

1. L'effet de pépite relativement important (20% de la variance libre du processus) ne peut s'expliquer uniquement par la présence d'un bruit blanc intrinsèque au processus. Il est probablement du à un espacement trop lâche des points de mesure ne permettant pas de connaître la variabilité du processus aux petites distances.
2. Les valeurs du variogramme empirique obtenues aux distances les plus longues (environ 150 km) laissent penser que le réseau de mesure utilisé ne permet pas d'observer toute l'extension spatiale des systèmes pluvieux, et qu'une structure de variogramme emboîtée pourrait être utilisée, à l'image de ce qui a été fait au Sahel (Ali 2004).

Ce variogramme a été utilisé pour calculer les lames précipitées journalières sur les différents sous-bassins étudiés. Les calculs ont été réalisés avec le logiciel SPATIAL (Delclaux et Thauvin 1993a ; Delclaux et Thauvin 1993b), outil développé par l'IRD et le LTHE.

Influence du réseau sur l'estimation des lames d'eau journalières moyennes

Les lames d'eau journalières obtenues à partir du Résau National et du réseau complet (Réseau National + réseau CATCH) ont été comparées, sur la période 1998-2002, pour les bassins de la Donga et de Bétérou.

La figure 3.8 montre que le choix du réseau a un impact important sur l'estimation des lames d'eau journalières, en particulier sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou. Ceci s'explique par

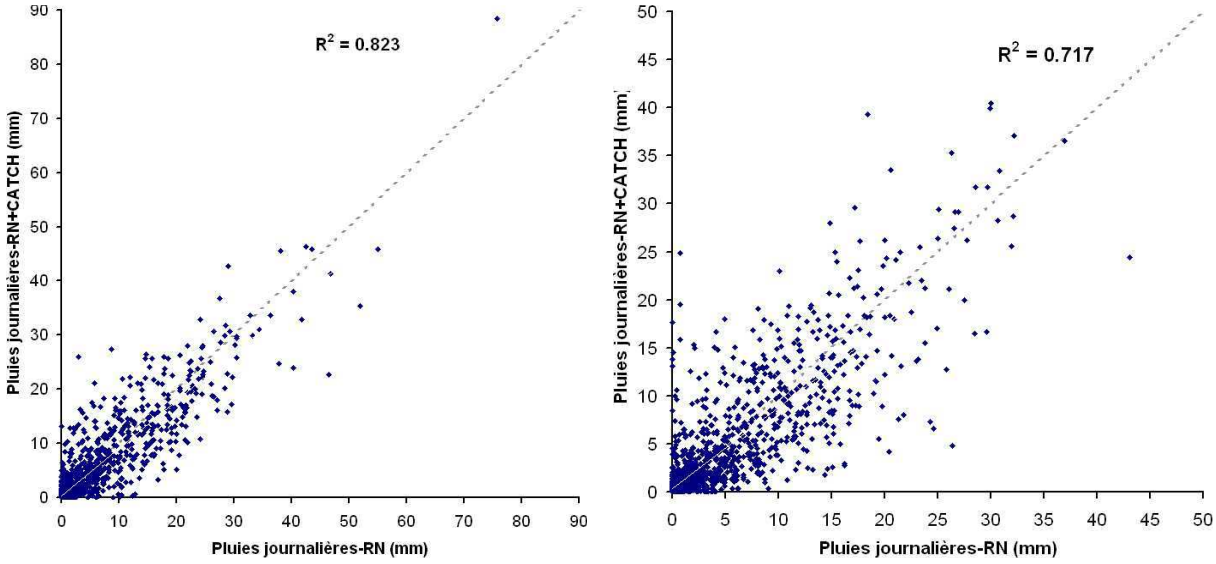


FIG. 3.8: Corrélation des lames d'eau journalières moyennes, krigées à partir du Réseau National (RN) et du réseau complet (RN+CATCH) sur les bassins de la Donga (à gauche) et de l'Ouémé à Bétérou (à droite), pour la période 1998-2002

les densités très différentes des deux réseaux utilisés. Le Réseau National ne comprend que 12 stations pluviométriques réparties sur une surface de plus de 14000 km^2, soit une densité moyenne de 1 station pour 1200 km^2. La variabilité spatiale (la distance de décorrélation est de 90 km) est donc relativement mal échantillonnée par ce réseau. Ceci s'explique par l'hétérogénéité spatiale du réseau, qui est importante (mauvaise couverture du centre et du nord du bassin). Au contraire, le réseau complet (de 25 à 47 stations entre 1998 et 2002), avec une densité moyenne comprise entre 560 km^2 et 300 km^2 par station, permet une estimation très correcte des lames d'eau journalières. Sur le bassin de la Donga, l'influence du réseau sur l'estimation des lames d'eau journalières est réduite, du fait de la présence d'un pluviomètre bien situé sur ce bassin.

3.2.2.3 Variabilités interannuelle et intra-saisonnière

Ce travail n'a pas pour objet d'étude principal les précipitations. Néanmoins, dans la mesure où l'on s'intéresse aux impacts hydrologiques potentiels de changements climatiques, il nous est apparu nécessaire de caractériser le régime pluviométrique sur l'OHHVO afin de pouvoir orienter ensuite des études de sensibilité des bassins au forçage pluviométrique (cf. 6.3).

Dans ce qui suit est donc présentée une étude de la variabilité intra-saisonnière et interanuelle des précipitations, dont la particularité est d'observer l'objet d'étude directement aux échelles d'intérêt de la modélisation hydrologique de méso-échelle. Elle s'appuie sur les pluies moyennes obtenues sur quatre sous-bassins de l'OHHVO. Ce travail a été publié dans *Hydrological Sciences Journal* (2005), sous l'intitulé suivant : **"Variabilités interannuelle et intra-saisonnière des pluies aux échelles hydrologiques. La mousson ouest-africaine en climat soudanien"**. Il est inséré ici dans son intégralité.

Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques, **50**(3) juin 2005

Variabilités interannuelle et intra-saisonnière des pluies aux échelles hydrologiques. La mousson ouest-africaine en climat soudanien

MATTHIEU LE LAY[1] **& SYLVIE GALLE**[2]

1 *LTHE – IRD, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9, France*
matthieu.lelay@hmg.inpg.fr

2 *LTHE – IRD, 08BP841, Cotonou, Bénin*

Résumé En Afrique de l'Ouest, les précipitations sont caractérisées par une forte variabilité, à la fois interannuelle et décennale. La quantification des impacts hydrologiques de cette variabilité nécessite l'analyse de la pluviométrie à fine échelle. Cette étude diagnostique caractérise le régime pluviométrique soudanien aux échelles pertinentes pour l'hydrologie, grâce à l'analyse de données collectées sur le bassin de la Haute Vallée de l'Ouémé (Bénin) entre 1950 et 2002. Comme au Sahel, la sécheresse marquée des décennies 1970 et 1980 y est observable, mais la variabilité interannuelle demeure ici importante. L'étude de la dynamique saisonnière, basée sur la distinction entre les régimes de mousson océanique et continental, montre que l'essentiel des modifications pluviométriques observées est lié à la variabilité de la saison continentale. D'une part, la mise en place de ce régime, observée sur les cinquante dernières années, est de plus en plus précoce au cours de la saison. D'autre part, le caractère déficitaire d'une année est principalement corrélé à la diminution du nombre de gros systèmes convectifs au sein de cette saison.

Mots clefs bassin versant; climat soudanien; déficit pluviométrique; mousson; précipitations; Afrique de l'Ouest

Seasonal cycle and interannual variability of rainfall at hydrological scales. The West African monsoon in a Sudanese climate

Abstract West African rainfall is characterized by a strong variability, both at decadal and interannual scales. In order to quantify the hydrological impacts of such a variability, analysis of rainfall patterns at fine scales is highly essential. This diagnostic study aims to characterize the Sudanese rainfall regime at hydrological scales, using a raingauge data set collected on the upper Oueme River catchment (Benin) between 1950 and 2002. A long-term drought is observed during the 1970s and 1980s, as in the Sahel. However, the interannual variability remains significant in the Sudanese region. The study of the seasonal cycle, based on the distinction between the oceanic and continental monsoon regimes, shows that the majority of rainfall changes occur in the continental regime. On the one hand, the rainfall peak associated with this regime that has been observed for the last 50 years has occurred increasingly earlier in the season. On the other hand, the annual rainfall deficit is mainly linked to the decrease in the number of large events during the continental part of the season.

Key words catchment; Sudanese climate; rainfall deficit; monsoon; precipitation; West Africa

INTRODUCTION

La pluviométrie d'Afrique de l'Ouest présente une importante variabilité interannuelle, à laquelle se superpose un signal décennal ou pluri-décennal fort, mis en évidence par de nombreux auteurs (e.g. Hubert *et al.*, 1989; Nicholson & Palao, 1993; Le Barbé & Lebel, 1997; Paturel *et al.*, 1997; Le Barbé *et al.*, 2002). Le déficit pluviométrique observé depuis les années 70 au Sahel, mais aussi plus généralement dans toute l'Afrique de l'Ouest, en est une signature aux conséquences humaines et économiques considérables. La connaissance de la mousson ouest-africaine a notablement progressé ces dernières années et permet aujourd'hui de mieux comprendre les liens entre la circulation atmos-

La discussion concernant cet article est ouverte jusqu'au 1er décembre 2005 Copyright © 2005 IAHS Press

phérique, les conditions de surfaces océaniques et continentales, et la pluviométrie (Eltahir & Gong, 1996; Fontaine & Janicot, 1996). Néanmoins, si quelques études ont établi des liens entre la variabilité interannuelle et le cycle saisonnier des précipitations sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (Le Barbé & Lebel, 1997; Le Barbé *et al.*, 2002; Lebel *et al.*, 2003; Sultan & Janicot, 2003), la plupart des travaux a analysé le régime de mousson à l'échelle interannuelle. La quantification des impacts hydrologiques de cette variabilité climatique nécessite cependant d'observer le phénomène à des échelles de temps plus fines, afin de caractériser l'intermittence des pluies dans une région où elle constitue le paramètre clef de la réponse hydrologique.

Ce travail étudie la variabilité des précipitations aux échelles intéressant l'hydrologie et sa modélisation, dans le but d'orienter le forçage des simulations d'impact climatique sur la ressource en eau. Il s'appuie sur la fenêtre d'observation du programme AMMA-CATCH (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine – Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique) en zone soudanienne (Observatoire de la Haute Vallée de l'Ouémé, Bénin). Sur ce site pilote sont étudiées les interactions entre la mousson et le cycle hydrologique. Les caractéristiques pluviométriques de ce site seront discutées à la lumière de celles de la zone sahélienne (site du degré carré de Niamey), plus largement étudiée par la communauté scientifique au cours de ces dernières années, et de la région guinéenne (site de Cotonou). Le climat soudanien apparaît en effet comme une zone de transition entre les climats guinéen (régime à deux saisons des pluies) et sahélien (régime à une saison des pluies), aux dynamiques très différentes.

Nous présentons ici dans un premier temps les différents modes de variabilité de la pluie sur la région étudiée, les manifestations intra-saisonnières du déficit pluviométrique, et abordons le cas de la dernière décennie, aux conditions climatiques contrastées. Dans la seconde partie, les caractéristiques du cycle saisonnier sont étudiées aux échelles spatio-temporelles adéquates pour l'élaboration de scénarios de changements climatiques sur la région.

ZONES D'ETUDE ET DONNEES UTILISEES

Les données sont issues de l'Observatoire Hydrométéorologique de la Haute Vallée de l'Ouémé (OHHVO), au Bénin (Fig. 1). Située à une latitude comprise entre 9 et 10°N, à une longitude moyenne de 2°E et couvrant une surface d'environ 14 400 km^2, cette région présente un climat de type soudanien, avec un cumul pluviométrique annuel moyen de 1190 mm (période 1950–2002). La végétation est principalement composée de savane arborée et de cultures, et le relief est peu marqué (altitudes comprises entre 200 et 600 m). Au vu de plusieurs études menées sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (Paturel *et al.*, 1997; Servat *et al.*, 1999; Le Barbé *et al.*, 2002), cette région montre un comportement comparable à la majeure partie de la bande soudanienne. Dans cette étude, l'homogénéité du réseau d'observations a fait l'objet d'une attention particulière. L'amélioration et l'augmentation des données disponibles au début des années cinquante a conduit au choix de la période 1950–2002 comme référence pour ce travail. Douze stations pluviométriques du réseau national béninois, situées sur ou à proximité de la zone d'étude, ont été retenues (localisation en Fig. 1). Pour chacune de ces stations, les années incomplètes ont été traitées comme années manquantes, et le

Copyright © 2005 IAHS Press

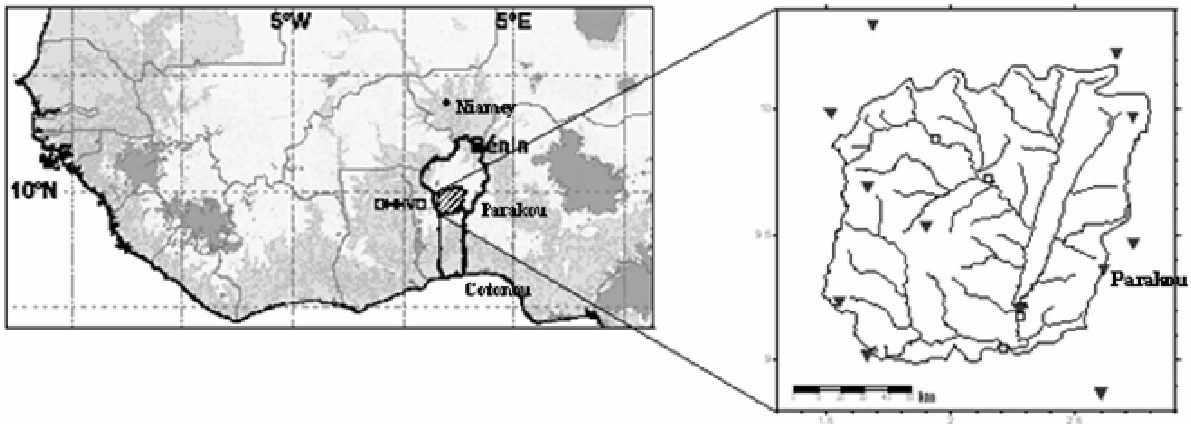


Fig. 1 Observatoire de la Haute Vallée de l'Ouémé (OHHVO). Réseau de stations pluviométriques (▼) et exutoires des bassins versants jaugés (□).

Tableau 1 Liste des stations pluviométriques étudiées.

Station	Longitude	Latitude	Date d'installation	Nobre d'années manquantes (période 1950–2002)
Bembéréké	2.66	10.22	1921	1
Djougou	1.66	9.69	1921	10
Parakou	2.61	9.36	1921	0
Kouandé	1.68	10.33	1931	4
Tchaourou	2.60	8.87	1937	9
Ina	2.73	9.97	1947	5
Bassila	1.67	9.02	1950	14
Birni	1.52	9.98	1954	12
Bétérou	2.27	9.20	1954	9
Okpara	2.73	9.47	1957	9
Partago	1.90	9.53	1969	23
Pénéssoulou	1.55	9.23	1969	20

réseau réellement utilisé dans tout ce qui suit est composé de 9 à 12 pluviomètres suivant les années. Les données disponibles, ainsi que les lacunes éventuelles, sont résumées dans le Tableau 1. Les stations installées tardivement (Partago et Pénéssoulou) ont été retenues après vérification de la cohérence de leurs données avec le reste du réseau. L'analyse de la variabilité spatiale des précipitations, réalisée sur l'OHHVO par Varado (2004) à partir du réseau AMMA-CATCH (environ 40 stations pluviographiques) sur la période 1997–2002, a permis le calage d'un variogramme exponentiel de portée 90 km sur les données journalières. Comparées à l'interdistance moyenne des stations du réseau national (60 km), ces propriétés géostatistiques justifient l'utilisation d'un interpolateur statistique (krigeage) pour le calcul des moyennes spatiales journalières (krigeage effectué à partir des 9 à 12 pluviomètres disponibles chaque année).

Les données pluviométriques du degré carré de Niamey (maille de 1° × 1° comprise entre 13 et 14°N, 2 et 3°E, réseau de 12 stations pluviométriques), ainsi que celles de la station de Cotonou (6.3°N, 2.5°E), permettront de mettre en lumière les analogies et les différences entre ces zones climatiquement contrastées.

Copyright © 2005 IAHS Press

VARIABILITE INTERANNUELLE ET CYCLE SAISONNIER DE LA MOUSSON

Variabilité interannuelle et décennale

Le déficit pluviométrique observé dans les années 1970 et 1980 tend à montrer l'existence d'un signal décennal fort dans le climat ouest-africain. Afin de distinguer ce signal de la variabilité interanuelle des précipitations, plusieurs auteurs (Hubert *et al.*, 1989; Paturel *et al.*, 1997; Servat et al, 1999; Mahé *et al.*, 2001) ont cherché à détecter une rupture statistique dans les séries pluviométriques. Si cette rupture apparaît clairement à la fin des années 1960 au Sahel, elle semble moins nette dans les zones soudaniennes et guinéennes, où d'importantes disparités spatiales demeurent. L'analyse spectrale des précipitations annuelles réalisée par Nicholson & Palao (1993) met également en évidence des différences entre les régions situées de part et d'autre de 10°N. La variabilité du signal sahélien est en effet dominée par des fluctuations de basses fréquences alors que les hautes fréquences prévalent dans les régions soudaniennes et guinéennes.

La comparaison des indices pluviométriques réduits ($I_i = (P_i - P_{moy})/\sigma$, avec P_i le cumul annuel de l'année i, P_{moy} et σ respectivement la moyenne et l'écart type des précipitations annuelles sur la période considérée) sur le degré carré de Niamey et sur l'OHHVO (Fig. 2), deux zones de tailles similaires, illustre les différences notables entre les régimes sahélien et soudanien. Conformément aux résultats cités précédemment, l'alternance de longues périodes humides et sèches sur l'OHHVO est largement bruitée par les fluctuations interannuelles, excepté lors de la première moitié des années 1980, systématiquement déficitaire. D'autre part, les années 1990 semblent voir le retour de conditions plus humides sur l'OHHVO (en considérant pour l'indice I un seuil de significativité de ±0.5, on observe six années humides contre trois années sèches depuis 1988), alors que la région de Niamey conserve une pluviométrie légèrement déficitaire, malgré quelques années remarquablement humides (1994, 1998 et 1999). L'Hôte *et al.* (2002) considèrent à ce sujet que la période sèche n'est actuellement pas terminée au Sahel, même si certains auteurs soulignent la nécessité d'avoir plus de recul pour pouvoir l'affirmer étant données les procédures statistiques employées (Ozer *et al.*, 2003). On notera cependant, avec Balme *et al.* (2005), que le retour à des conditions plus humides dans les régions sub-sahéliennes distingue ces dernières années de la sécheresse généralisée des décennies 1970 et 1980.

L'Afrique de l'Ouest sub-saharienne n'est donc pas affectée de la même façon par cette variabilité de grande échelle, et dans certaines régions la forte variabilité inter-annuelle peut rester le signal pluviométrique prédominant. Il est dès lors délicat d'attribuer à une année donnée un caractère sec ou humide à l'échelle régionale, et il convient de tenir compte des fortes hétérogénéités spatiales des champs de précipitations par des analyses à plus fine échelle. Ces aspects spatiaux seront plus largement discutés par la suite.

Cycle saisonnier

La vision classique de la mousson ouest-africaine est basée sur un déplacement progressif de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) sur le continent entre 5°N

Copyright © 2005 IAHS Press

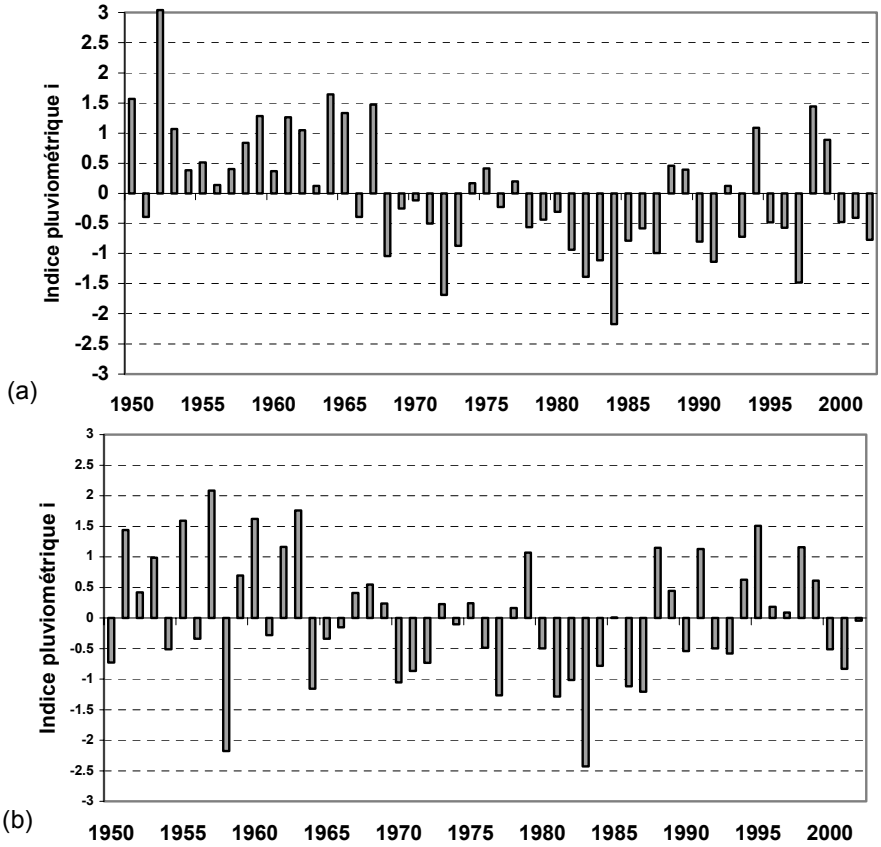


Fig. 2 Indices pluviométriques réduits ($I_i = (P_i - P_{moy})/\sigma$) de 1950 à 2002, (a) sur le degré carré de Niamey, (b) sur l'OHHVO.

en mai et 15°N en août. Les études récentes du cycle saisonnier (Le Barbé *et al.*, 2002; Lebel *et al.*, 2003; Sultan & Janicot, 2003) remettent en cause ce schéma, en montrant la non linéarité du déplacement de la ZCIT sur le continent entre deux positions de quasi-équilibre à 5°N et 10°N, et l'existence d'un "saut de mousson" entre ces deux latitudes. Deux régimes pluviométriques, directement associés aux mouvements méridiens de la ZCIT, sont dès lors distingués, à savoir une première saison dite océanique, essentiellement due à l'apport d'humidité à partir du Golfe de Guinée, et une seconde dite continentale après le saut de mousson, mettant en jeu une dynamique très différente.

Le cycle saisonnier moyen de la période 1950–2002, observé sur un transect situé à 2°E et s'étendant de la côte guinéenne (Cotonou) au Sahel (Niamey), corrobore cette nouvelle vision (Fig. 3). Sur ce signal, moyenné sur 11 jours (fenêtre glissante de j – 5 à j + 5), trois phases sont mises en évidence. Le régime océanique est à l'origine de la première saison des pluies guinéenne, avec un premier pic de pluie mi-juin. Plus au nord, il se caractérise au même moment par un pic moins marqué à Parakou et un léger ralentissement dans l'établissement de la mousson début juin à Niamey. Le saut de mousson est très net à la fin du mois de juin. Il se manifeste par un brusque renforcement des précipitations à Niamey et Parakou, et par la fin de la première saison des pluies à Cotonou. La date de ce saut confirme les résultats obtenus par

Copyright © 2005 IAHS Press

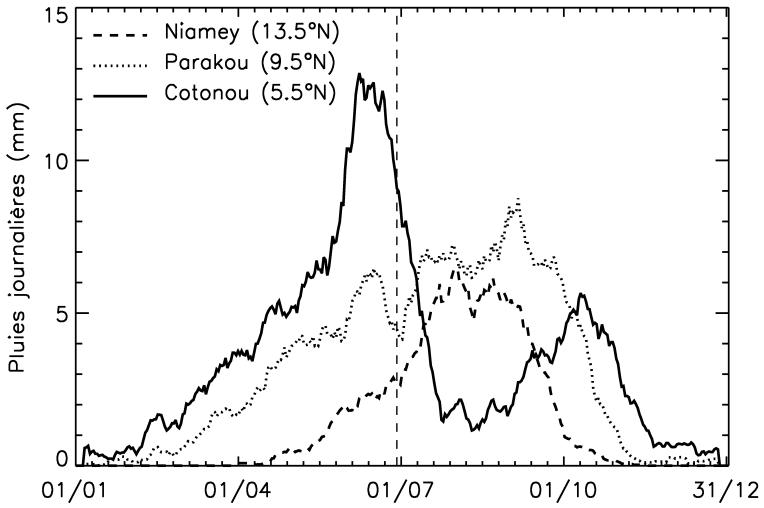


Fig. 3 Cycle saisonnier moyen des précipitations sur un transect situé à 2°E, pour la période 1950–2002. Présentation en moyenne glissante sur 11 jours.

Sultan & Janicot (2003) sur la fenêtre 10°O–2°E et la période 1968–1990. Le régime continental, enfin, constitue l'essentiel de la saison à Niamey (de juillet à septembre), le coeur de la saison à Parakou (de juillet à octobre), et l'intégralité de la seconde saison à Cotonou (de septembre à mi-novembre). Ce régime continental apporte 84% des précipitations annuelles à Niamey, 65% à Parakou, et 42% à Cotonou (moyennes sur la période 1950–2002).

Modifications du cycle saisonnier sur la période 1950–2002

Que l'on souhaite comprendre les mécanismes de la mousson ou les impacts hydrologiques de sa variabilité, il est nécessaire de caractériser les manifestations intra-saisonnières du déficit pluviométrique. Pour cela, une analyse du cycle saisonnier des précipitations est réalisée ici. Le découpage de la période d'étude (1950–2002) s'appuie sur la rupture climatologique la plus souvent située autour de 1970 sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest, et définit les périodes 1950–1970 (P_1) et 1971–2002 (P_2). Cependant, si la période P_2 se caractérise par une plus forte occurrence d'années sèches, la forte variabilité interannuelle au sein d'une même période incite à l'observation de sous-ensembles secs et humides. Au sein de chacune de ces deux périodes, on identifie donc un composite des sept années les plus humides (P_H) et un composite des sept années les plus sèches (P_S). Il nous est ainsi possible de distinguer les caractéristiques du déficit pluviométrique avant et après la rupture climatologique. La Fig. 4 compare les cycles saisonniers moyens sur la région (moyenne glissante sur 11 jours, moyenne spatiale sur l'OHHVO), pour les quatre périodes P_{1H}, P_{2H}, P_{1S} et P_{2S}. De façon globale, la variabilité interannuelle des précipitations est comparable pour les périodes antérieures et postérieures à 1970 ($cumul(P_{1S})/cumul(P_{1H}) = 0.70$; $cumul(P_{2S})/cumul(P_{2H}) = 0.68$). Elle est aussi bien supérieure à la variabilité pluri-décennale ($cumul(P_2)/cumul(P_1) = 0.91$). Avant comme après 1970, la comparaison des composites secs et humides montre un déficit pluviométrique réparti sur toute la saison

Copyright © 2005 IAHS Press

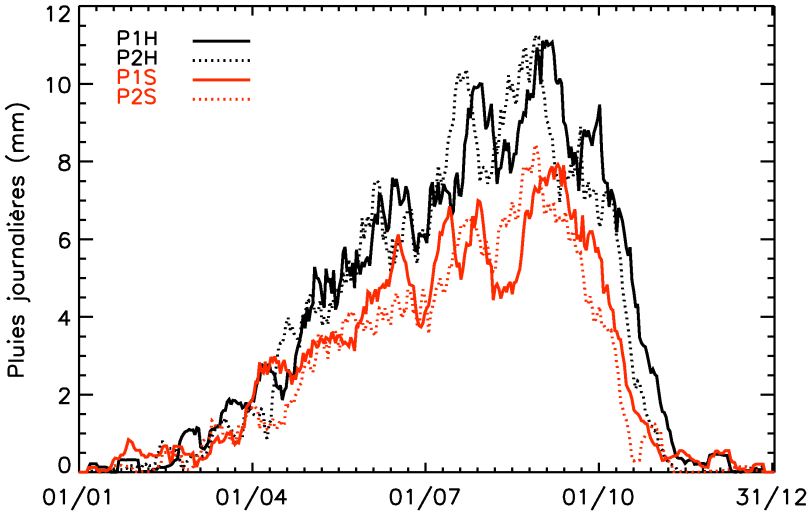


Fig. 4 Cycle saisonnier des précipitations moyennes sur l'OHHVO, pour les composites d'années humides (P_{1H}: avant 1970; P_{2H}: après 1970) et sèches (P_{1S}: avant 1970; P_{2S}: après 1970). Ces composites ont une durée de 7 ans, et les valeurs sont des moyennes glissantes sur 11 jours.

et relativement homothétique. La dynamique saisonnière des années sèches et humides est sensiblement identique, puisque les dates des trois pics de pluies (juin, fin-juillet et début septembre) et du saut de mousson (fin juin) sont identiques. A contrario, elle semble significativement différente entre les périodes P_1 et P_2, tant pour les années sèches que humides, comme le montre le décalage du troisième (et principal) pic de précipitations et de la fin de la saison des pluies, plus précoces d'une quinzaine de jours après 1970. Ce fait, également signalé par Le Barbé *et al.* (2002), tend donc à montrer que les modifications de forçage atmosphérique responsables de la forte occurrence d'années sèches depuis 1970 ont également influé sur la dynamique saisonnière de la mousson en zone soudanienne, et plus particulièrement sur le cœur de la saison des pluies (août–septembre).

Le décalage progressif du dernier pic de pluies illustre cette évolution (Fig. 5). Afin de s'affranchir autant que possible des artefacts éventuels liés à la technique de détection de ce pic, deux méthodes ont été utilisées. A partir d'un signal moyenné sur 10 ans, la première détecte la position du centre de gravité de la période de 30 jours la plus humide (méthode 1), et la seconde la position du centre de gravité de la période pour laquelle les pluies décadaires sont supérieures (pas obligatoirement de façon continue) à un certain pourcentage (faible sensibilité des résultats à ce seuil, ici 96%) du cumul de la décade la plus humide (méthode 2). Une fenêtre glissante sur les différentes décennies comprises entre 1950 et 2002 permet de tracer la tendance observée. Le glissement de ce pic de pluies est un phénomène très progressif, particulièrement marqué à la fin des années 1950, qui semble se poursuivre actuellement, et dont résulte un décalage d'environ 25 jours entre 1950 et aujourd'hui. Les variations très rapides observées lors de la dernière décennie sont dues à quelques années au régime pluviométrique très particulier qui ont rendu imprécise la détection du maximum de pluies, et sont donc à considérer avec prudence. Cependant, ces résultats montrent que la dernière décennie, si elle voit la réapparition de saisons plus

Copyright © 2005 IAHS Press

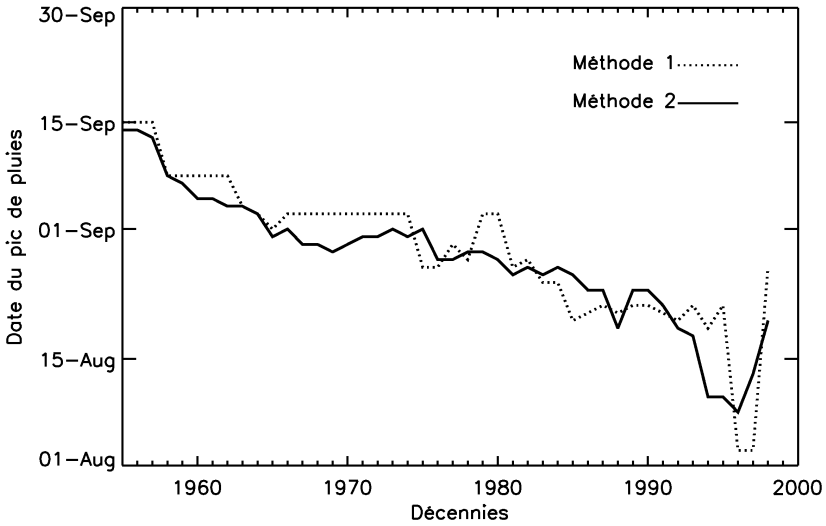


Fig. 5 Evolution de la date du maximum de pluies entre 1950 et 2002, à partir des précipitations moyennes sur l'OHHVO, calculée suivant deux méthodes.

humides sur la région, ne peut être considérée comme un retour à des conditions antérieures, puisque l'évolution du forçage atmosphérique associée à la sécheresse des années 1970 et 1980 semble se poursuivre.

Dans ce qui suit, la caractérisation intra-saisonnière du déficit pluviométrique est affinée, par la prise en compte de la variabilité spatiale des champs pluviométriques d'une part, et par l'étude du signal temporel à l'échelle de l'événement pluvieux d'autre part.

CARACTERISATION INTRA-SAISONNIERE DES ANNEES SECHES ET HUMIDES A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT

Nous appuyons ici notre propos sur quatre sous-bassins versants emboîtés et jaugés de l'OHHVO (localisation des exutoires en Fig. 1), de tailles comprises entre 586 km^2 et 14 400 km^2, et étudiés dans le cadre du programme CATCH. Dans cette gamme d'échelles, le réseau pluviométrique utilisé permet une estimation correcte, par krigeage, de la lame d'eau moyenne journalière. Le temps de réponse hydrologique de ces bassins (entre 2 et 5 jours) justifie par ailleurs l'utilisation de données journalières. Nous regarderons donc ici la pertinence de l'information disponible à méso-échelle, dans la perspective d'études de sensibilité des systèmes hydrologiques aux modifications de régimes pluviométriques (Le Lay & Galle, 2005).

Echelles spatiales et temporelles d'observation du cycle saisonnier

L'impact hydrologique d'un changement climatique est fortement dépendant de la façon dont il se manifeste au cours de la saison. Une caractérisation fine du signal saisonnier est donc un préalable indispensable à la quantification réaliste de la vulnérabilité des ressources en eau.

Copyright © 2005 IAHS Press

Partant du principe qu'un cumul pluviométrique sur une période donnée est égal à la somme des cumuls événementiels s'y produisant, il est possible de décomposer le signal saisonnier en deux composantes distinctes: le nombre d'événements pluvieux et le cumul événementiel moyen. La principale difficulté réside dans la notion d'événement pluvieux, dont la définition à partir de systèmes de mesures à pas de temps fixes (le plus souvent journaliers ou décadaires) est complexe. Le Barbé & Lebel (1997) ont développé un modèle statistique basé sur la loi des fuites, permettant de caractériser le cycle saisonnier par deux paramètres: le nombre moyen d'événements pluvieux sur une période donnée et le cumul événementiel moyen sur cette même période. Les résultats (Le Barbé & Lebel, 1997; Le Barbé *et al.*, 2002) montrent que les périodes 1950–1969 et 1970–1989 diffèrent essentiellement par le nombre moyen d'événements pluvieux au cours de la saison, la diminution du cumul moyen événementiel étant faible. Cette réduction du nombre d'événements n'est pas homogène sur la saison, et varie suivant la latitude. Ainsi, au delà de 10°N, le coeur et la fin de la saison sont particulièrement touchés, alors que plus au sud, l'intégralité de la saison est concernée. Lubès-Niel *et al.* (2001) ont par ailleurs mis en évidence des modifications des caractéristiques (de forme et d'intensité) des événements pluvieux supérieurs à 20 mm à la station de Niamey avant et après 1969. Des résultats similaires ont également été observés à partir de l'étude du cycle diurne des précipitations pour plusieurs stations sahéliennes par Shinoda *et al.* (1999).

Les caractéristiques pluviométriques aux échelles événementielle et ponctuelle sont néanmoins rarement directement assimilables dans les modèles hydrologiques, dont les échelles de travail sont le plus souvent différentes. Les échelles temporelles utilisées par ces modèles (exception faite des applications à la prévision de crues) sont le plus fréquemment journalières, décadaires ou mensuelles. On notera quelques exceptions notables en zone sahélienne, s'appuyant sur un modèle physique événementiel (Vieux *et al.*, 1998; Cappelaere *et al.*, 2003; Peugeot *et al.*, 2003). D'autre part, les modèles hydrologiques, qu'ils soient globaux ou distribués, ne sont jamais forcés par des données ponctuelles, mais plutôt par des valeurs spatialisées. Leur résolution dictera le niveau d'intégration spatiale, de quelques km² pour un modèle distribué, à la taille du bassin versant étudié dans le cas de modèles globaux. Il est donc nécessaire de caractériser le cycle saisonnier aux échelles utilisées pour le forçage de tels modèles. Nous parlerons ici d'échelles hydrologiques par abus de langage, dans la mesure où il ne s'agit pas des échelles caractéristiques des processus hydrologiques (et de leur mesure) mais plutôt de leur représentation dans les modèles.

Toute analyse de la pluviométrie à l'échelle d'un bassin versant comporte un biais, lié à la variabilité spatiale des précipitations. L'indice pluviométrique présenté sur la Fig. 6(a) montre par exemple que la sécheresse des décennies 1970 et 1980 a relativement peu touché la station de Parakou, située sur l'OHHVO, et que la pluviométrie annuelle à cette station n'explique que 66% de la variance des pluies sur l'observatoire (Fig. 6(b)). De telles hétérogénéités spatiales ont des conséquences considérables sur la ressource en eau, car elles gouvernent les processus intervenant dans la réponse des systèmes hydrologiques. De façon plus générale, toute démarche d'intégration spatiale des précipitations pose le problème du rapport entre la taille des systèmes pluvieux, leur vitesse de déplacement, la surface d'intégration et le pas de temps considérés. Sur le plan conceptuel, il n'est en effet pas simple de caractériser un événement pluvieux à partir d'une valeur moyennée sur plusieurs centaines de km^2:

Copyright © 2005 IAHS Press

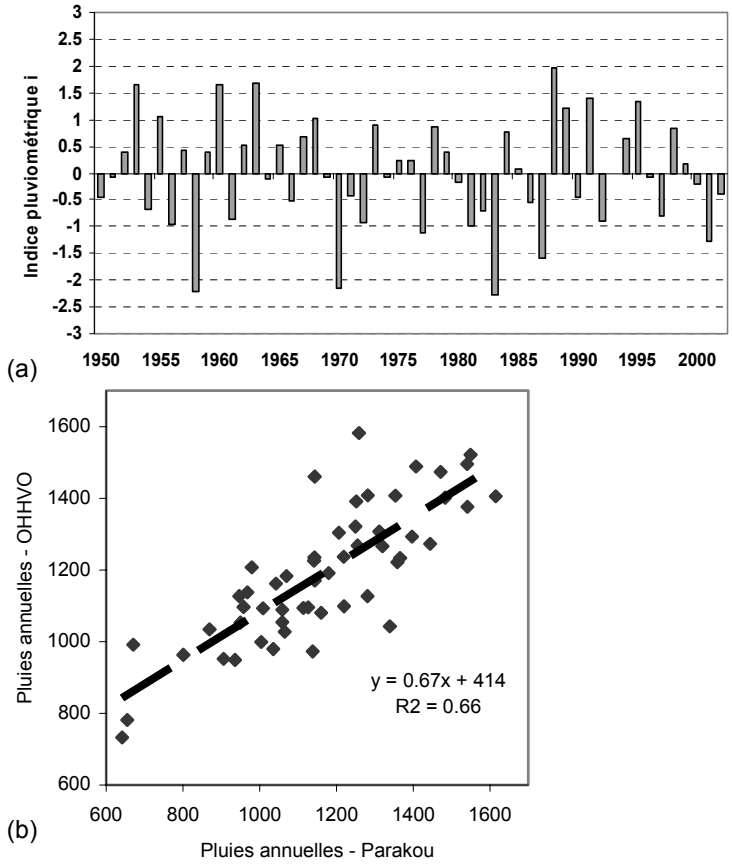


Fig. 6 (a) Indices pluviométriques réduits ($I_i = (P_i - P_{moy})/\sigma$) de 1950 à 2002, à la station de Parakou; (b) Corrélation entre les cumuls annuels de précipitations à la station de Parakou et sur l'OHHVO.

pour un même cumul moyen sur le bassin versant, il est évident qu'un système convectif organisé de grande échelle faiblement actif et un événement localisé intense sont très différents, à la fois sur les plans climatologique et hydrologique.

D'autre part, l'utilisation de cumuls journaliers induit un biais, lié à la dynamique propre des événements, qui, si elle suit grossièrement un rythme diurne, n'est pas centrée sur le découpage des données journalières. Autant de problèmes liés à l'inadéquation entre les échelles caractéristiques des processus mesurés et celles de leur représentation dans les modèles.

Seuillage des pluies journalières et superficie de bassin

L'observation du cycle saisonnier à l'échelle du bassin versant et au pas de temps journalier nécessite de définir un seuil sur les cumuls journaliers, au dessus duquel les précipitations seront prises en compte. Ce seuil, destiné à ne considérer que les événements pluvieux significatifs dans le cumul annuel, doit évidemment tenir compte de la surface d'intégration des pluies. L'effet du seuillage des précipitations sur l'information disponible à différentes échelles spatiales est présenté sur la Fig. 7, par le

Copyright © 2005 IAHS Press

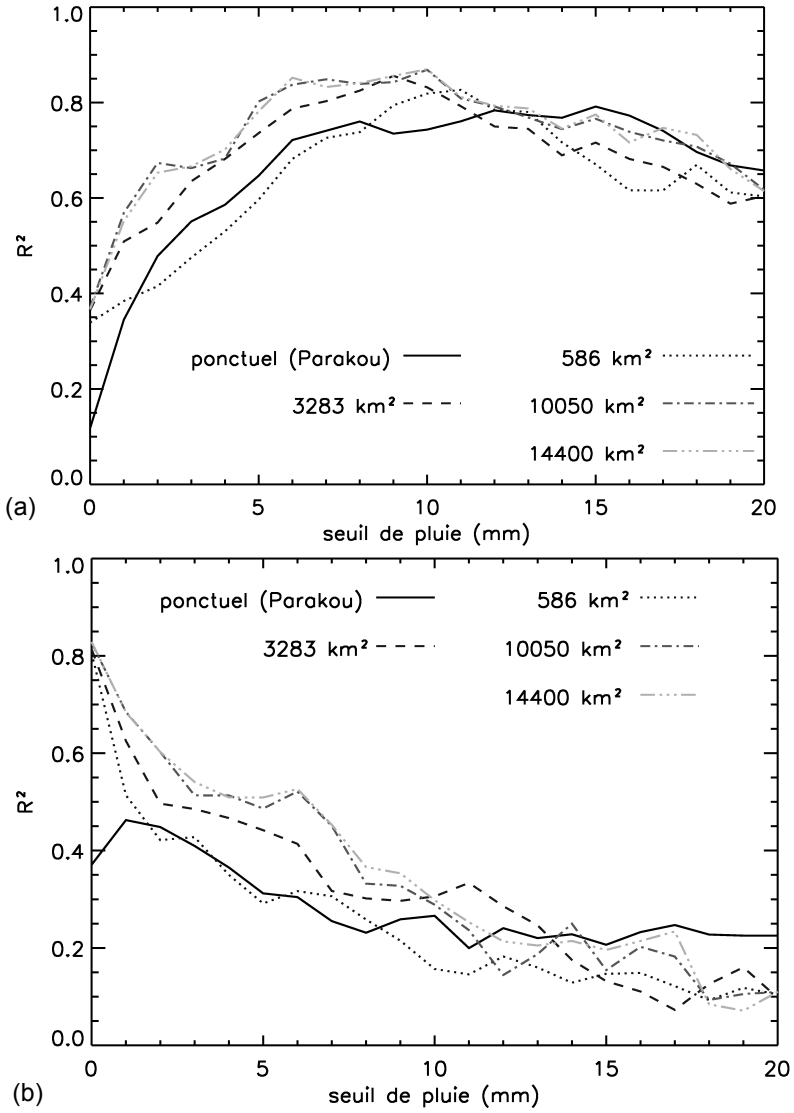


Fig. 7 Part de la variance du cumul annuel des précipitations expliquée, en fonction du seuil de pluie retenu: (a) par le nombre de jours pluvieux; (b) par la hauteur moyenne des jours pluvieux.

biais d'une analyse en corrélation multiple. On peut en effet écrire le cumul annuel P sous la forme du produit de la hauteur de pluie journalière moyenne (H) et du nombre de jours pluvieux (N) au cours de l'année: $P = H \times N + \varepsilon$, où ε croît avec le seuil considéré, et où H et N sont des variables quasi-indépendantes ($R < 0.15$). Sur la Fig. 7(a) a été portée la part de variance du cumul annuel expliquée par le nombre de jours pluvieux (N) en fonction du seuil choisi, dont l'optimum ($R^2 = 0.8$) se situe entre 5 et 10 mm suivant la surface considérée (excepté en ponctuel, dont le cas est traité plus loin). Plus cette surface est grande, plus le seuil optimal est faible (un cumul de 5 mm correspond à un événement plus important s'il s'agit d'une moyenne sur quelques milliers de km^2 que sur quelques centaines). Les pluies inférieures à 5 mm

Copyright © 2005 IAHS Press

polluent donc le pouvoir explicatif de la variable N, et un seuillage supérieur à 10 mm induit un rejet d'un nombre trop important d'événements pluvieux significatifs. L'analyse du coefficient de détermination de la relation entre le cumul annuel et la hauteur moyenne des jours pluvieux (*H*) met en évidence des valeurs élevées pour un seuil nul, diminuant très rapidement lorsque le seuil augmente (Fig. 7(b)). Le cumul moyen sur une surface est en effet très rarement nul pendant la saison des pluies, et ce d'autant plus que l'estimation de la valeur moyenne implique de nombreuses stations (et donc que cette surface est importante). Ainsi, en l'absence de seuil, le cumul moyen des jours pluvieux correspond pratiquement au cumul journalier moyen de la saison, expliquant l'artefact observé sur la Fig. 7(b). A l'échelle ponctuelle (sur la Fig. 7, station de Parakou), les résultats confirment le rôle prédominant du nombre d'événements dans le cumul annuel, puisque moyennant un très léger seuillage (pluies supérieures à 3 mm), la variance du cumul annuel est principalement expliquée par la variable *N*. Par la suite, on retiendra pour le seuil de pluies une valeur unique de 6 mm (prise en compte de 88–92% du cumul annuel suivant le bassin considéré), étant donnée la relativement faible sensibilité des résultats précédents à la surface observée.

Caractérisation temporelle et fréquentielle des déficits pluviométriques

Dans ce qui suit, le signal saisonnier est décomposé en deux variables: le nombre moyen de jours pluvieux sur une période donnée (*N*) et la hauteur moyenne des jours pluvieux (*H*) sur cette même période, pour des pluies seuillées à 6 mm. Deux périodes composites d'égale longueur (26 ans) sont définies, l'une composée des années les plus humides (P'_H) et l'autre des années les plus sèches (P'_S). Comme précédemment, les résultats sont présentés à partir d'une fenêtre glissante de 11 jours. La Fig. 8 résume les résultats obtenus sur le plus petit des bassins (BV1—586 km^2, Fig. 8(a)) et le plus grand (BV2—14 400 km^2, Fig. 8(b)), pour les périodes P'_H et P'_S. Quelle que soit la superficie, les années sèches se caractérisent par un déficit du nombre de jours pluvieux (*N*) durant toute la saison, plus particulièrement marqué après le saut de mousson (fin juin), c'est-à-dire au cours du régime continental. Les pluies sont les plus fréquentes début septembre quelle que soit la période considérée, et leur occurrence chute en moyenne plus tôt les années sèches. La hauteur moyenne des jours pluvieux (*H*) est moins touchée, mais un certain déficit est observable, en particulier en début (juin–juillet) et fin de saison (septembre–octobre). Le Tableau 2 résume ces résultats pour les quatre sous-bassins, en distinguant les précipitations de part et d'autre du saut de mousson. On peut en particulier noter la plus forte diminution des hauteurs de

Tableau 2 Evolution du nombre moyen de jours pluvieux (*N*) et du cumul journalier moyen (*H*) entre les composites d'années humides et d'années sèches, pour quatre superficies différentes. Découpage de la saison autour de la date moyenne du saut de mousson. Pluies seuillées à 6 mm.

Superficie	*N*		*H*	
(km^2)	Océanique	Continental	Océanique	Continental
586	–12%	–21%	–16%	–10%
2 383	–10%	–24%	–17%	–12%
10 050	–10%	–25%	–16%	–13%
14 400	–14%	–24%	–14%	–14%

Copyright © 2005 IAHS Press

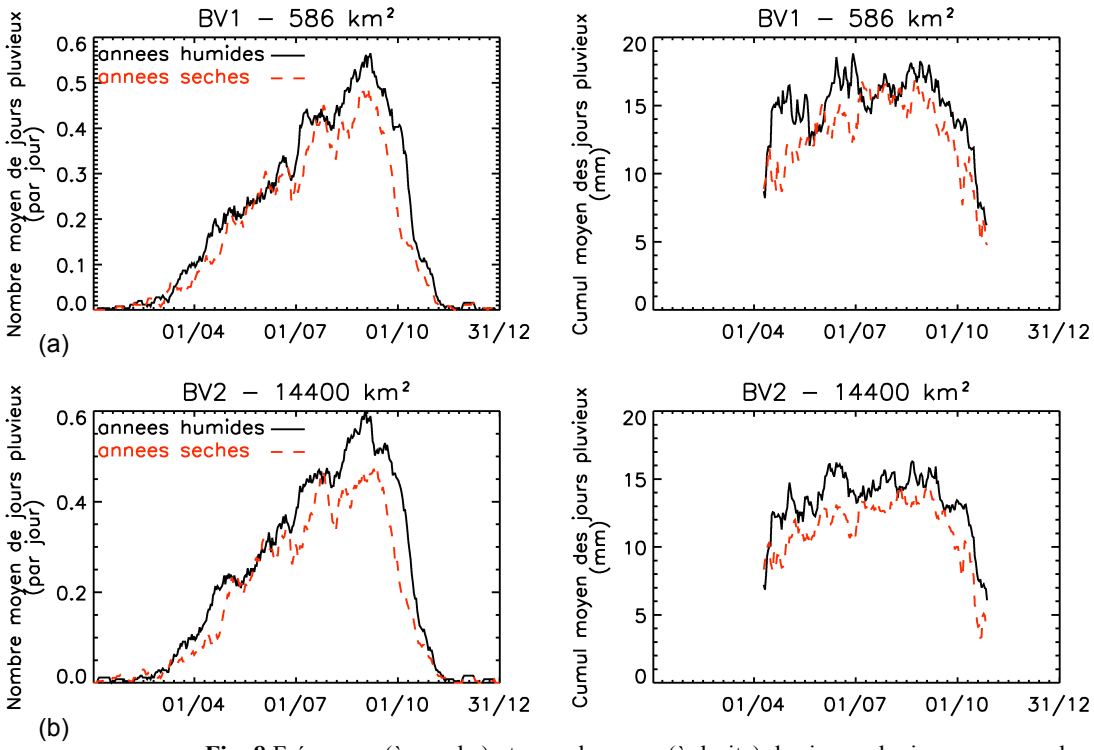


Fig. 8 Fréquence (à gauche) et cumul moyen (à droite) des jours pluvieux au cours de la saison, pour les composites des 26 années les plus humides (P'_H) et les plus sèches (P'_S) de la période 1950–2002. Résultats en moyenne glissante sur 11 jours, pour: (a) le bassin BV1 (586 km^2); (b) le bassin BV2 (10 050 km^2).

pluies moyennes (H) avant le saut de mousson qu'après ce saut. La faible sensibilité des résultats à la surface d'intégration peut être interprétée comme une conséquence de la plage de superficie des bassins étudiés (de 586 à 14 400 km^2), qui, au regard de la taille des systèmes convectifs sur la région (organisés en lignes de grain, ils peuvent atteindre une étendue de 50 par 300 km) et de leur vitesse de déplacement (environ 60 km h^{-1}), est relativement limitée. Dans ce qui suit, seuls les résultats obtenus sur le bassin de 14 400 km^2 sont donc présentés.

L'importance relative de la diminution du nombre de jours pluvieux et de la baisse de leur cumul moyen sur le déficit pluviométrique des années sèches peut être quantifiée en posant:

$$\Delta P = P_S - P_H = H_S N_S - H_H N_H$$

où P_H et P_S sont les cumuls annuels moyens des pluies seuillées sur les périodes P'_H et P'_S (valeurs intégrées spatialement); H_H et H_S sont les hauteurs journalières moyennes des pluies seuillées sur les périodes P'_H et P'_S (valeurs intégrées spatialement); et N_H et N_S sont les nombres moyens de jours pluvieux (pluies seuillées) sur les périodes P'_H et P'_S. Cette relation peut être réécrite sous la forme:

$$\Delta P = H_{\text{moy}} \Delta N + N_{\text{moy}} \Delta H$$

Chaque terme de la relation correspond alors à la contribution des deux variables ΔN et

Copyright © 2005 IAHS Press

Tableau 3 Poids relatifs moyens de N et H dans le déficit pluviométrique entre composites d'années humides et sèches, sur l'ensemble de l'OHHVO (14 400 km^2). Pluies seuillées à 6 mm.

	$H_{moy}\Delta N/\Delta P$	$N_{moy}\Delta H/\Delta P$
Océanique	57%	43%
Continental	74%	26%
Totalité saison	69%	31%

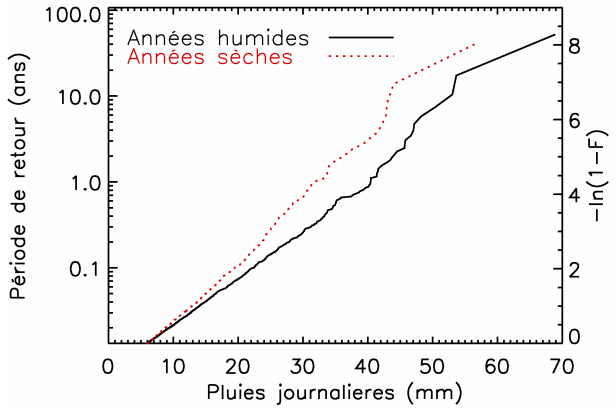


Fig. 9 Distributions conditionnelles des cumuls pluviométriques journaliers supérieurs à 6 mm sur l'OHHVO, pour les composites d'années humides (P'_H) et sèches (P'_S). F est la fréquence empirique au non dépassement.

ΔH au déficit pluviométrique. Le Tableau 3 compare ces contributions, en distinguant les deux régimes de mousson. La diminution du nombre de jours de pluie contribue à plus des deux tiers du déficit pluviométrique annuel, contre une contribution deux fois plus faible de la diminution des hauteurs journalières. D'autre part, ce poids prépondérant de ΔN est encore renforcé pendant la seconde partie de la saison (ΔN explique alors environ 75% du déficit pluviométrique).

La caractérisation des déficits pluviométriques suppose enfin de connaître les cumuls événementiels concernés. Les distributions empiriques conditionnelles des cumuls journaliers supérieurs à 6 mm, observées pour les deux périodes P'_H et P'_S à partir les moyennes spatiales sur l'OHHVO, sont représentées sur la Fig. 9. Ces distributions, dont l'ajustement graphique avec une loi exponentielle est évident, sont nettement distinctes, en particulier pour les cumuls importants. Les années sèches se traduisent donc par un déficit de gros événements pluvieux, généralement associés aux systèmes convectifs de méso-échelle (SCM). Trois classes de cumuls journaliers sont discriminées: $H < 6$ mm (pluies non observées précédemment), $6 < H < 30$ mm (événements de grande et moyenne taille), et $H > 30$ mm (très gros événements, générateurs importants de ruissellement). La contribution de chacune de ces classes au cumul annuel moyen des périodes P'_H et P'_S (Tableau 4) est observée, en distinguant les deux régimes de mousson. La contribution relative des cumuls supérieurs à 30 mm au cumul annuel passe ainsi de 11% pour la période P'_H à 4% pour P'_S, essentiellement au profit des cumuls inférieurs à 6 mm, non touchés par le déficit pluviométrique. La classe de cumuls intermédiaire conserve par contre la même importance relative dans le cumul annuel pour ces deux périodes. Les cumuls importants sont en recul avant

Copyright © 2005 IAHS Press

Tableau 4 Contributions moyennes (pourcentage du cumul annuel) de différentes classes de cumuls journaliers, pour les composites d'années humides (P'_H) et d'années sèches (P'_S), sur l'ensemble de l'OHHVO (14 400 km^2).

	$P < 6$ mm		6 mm $< P <$ 30 mm		$P >$ 30 mm	
	Océanique	Continental	Océanique	Continental	Océanique	Continental
P'_H	7%	11%	20%	51%	3%	8%
P'_S	9%	14%	22%	50%	1%	3%

comme après le saut de mousson, et ce dans une même proportion. L'analyse conjointe de ces différents résultats confirme donc le rôle prépondérant de la diminution de l'occurrence des SCM sur la région, tout comme on l'observe au Sahel (Laurent & Lebel, 1998).

CONCLUSIONS

En Afrique de l'Ouest, les précipitations sont caractérisées par différents modes de variabilité spatiales et temporelles, qui imposent une grande rigueur dans leur caractérisation. Le site de la Haute Vallée de l'Ouémé est un observatoire privilégié du cycle hydrologique, sur lequel une étude fine du régime pluviométrique est possible pour comprendre les interactions entre la mousson et les surfaces continentales en climat soudanien. En ce sens, la mise en évidence de l'évolution du cycle saisonnier des précipitations depuis 1950 est un résultat important. L'apparition de plus en plus précoce du régime de mousson continental et du pic de pluies associé, déjà mise en évidence dans les régions sub-sahéliennes par Le Barbé *et al.* (2002) entre les périodes 1950–1970 et 1971–1990, est ici étudiée jusqu'en 2002. Le glissement progressif observé depuis cinquante ans se poursuit encore aujourd'hui. Dans ces conditions, la dernière décennie, plus humide que les années 1970 et 1980, ne peut être considérée comme la fin de l'épisode sec, dans la mesure où le forçage atmosphérique semble avoir été plus durablement modifié. Ce travail a aussi permis de caractériser les années sèches et humides aux échelles pertinentes pour l'observation et la modélisation du cycle hydrologique. La diminution du nombre d'événements pluvieux au coeur de la saison, pointée par Le Barbé *et al.* (2002) comme principale cause du déficit pluviométrique des années sèches en Afrique de l'Ouest, est une information robuste à l'intégration à l'échelle du bassin versant et au pas de temps journalier. Notre approche nous a en outre permis de quantifier l'importance relative de l'occurrence des jours pluvieux et des cumuls associés à ces jours pluvieux dans la variabilité des cumuls annuels. Les deux régimes de pluies montrent des résultats différents: alors que la variabilité de la saison continentale est très largement expliquée par l'occurrence des pluies (à près de 75%), celle de la saison océanique correspond à une diminution comparable de l'occurrence des pluies et de leurs cumuls. Enfin, l'importance de l'effet de seuil, lié aux interactions d'échelles entre le phénomène observé, sa mesure et sa caractérisation, a été dégagée. Ainsi caractérisée, l'évolution du régime pluviométrique fournit des informations de première importance pour construire des scénarios climatiques pertinents, réaliser des simulations d'impacts hydrologiques réalistes, et mieux comprendre le rôle de la distribution intra-saisonnière des précipitations sur la réponse des bassins versants (Le Lay & Galle, 2005).

Copyright © 2005 IAHS Press

Remerciements Ces recherches ont été financées dans le cadre du programme international AMMA. Les auteurs remercient Thierry Lebel pour sa relecture avisée, ainsi que Hélène Niel dont les remarques pertinentes ont contribué à l'amélioration de la qualité de cet article.

REFERENCES

Balme, M., Lebel, T. & Amani, A. (2005) Années sèches et années humides au Sahel: Quo vadis? *Hydrol. Sci. J.* (s*oumis pour publication*).

Cappelaere, B., Vieux, B. E., Peugeot, C., Maia, A. & Séguis, L. (2003) Hydrologic process simulation of a semi-arid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 2. Model calibration and uncertainty characterization. *J. Hydrol*. **279**, 244–261.

Eltahir, E. & Gong, C. (1996) Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J. Climate* **9**, 1030–1042.

Fontaine, B. & Janicot, S. (1996) Sea surface temperature fields associated with west African rainfall anomaly types. *J. Climate* **9**, 2935–2940.

Hubert, P., Carbonnel, J. & Chaouche, A. (1989) Segmentation des séries hydrométéorologiques—application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *J. Hydrol.* **110**, 349–367.

Laurent, H. & Lebel, T. (1998) How important is the contribution of the mesoscale convective complexes to the Sahelian rainfall? *Phys. Chem. Earth* **23**, 629–633.

Le Barbé, L. & Lebel, T. (1997) Rainfall climatology of the Hapex-Sahel region during the years 1950–1990. *J. Hydrol*. **188/189**, 43–73.

Le Barbé, L., Lebel, T. & Tapsoba, D. (2002) Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90. *J. Climate* **15**(2), 187–202.

Lebel, T., Diedhiou, A. & Laurent, H. (2003) Seasonal cycle and interannual variability of the sahelian rainfall at hydrological scales. *J. Geophys. Res.* **108**(D8), 8389 doi:10.1029.

Le Lay, M. & Galle, S. (2005) How changing rainfall regimes may affect the water balance: a modelling approach in West Africa. In: *Regional Hydrological Impacts of Climate Change—Hydroclimatic Variability* (ed. by S. Franks, T. Wagener, E. Bøgh, H. V. Gupta, L. Bastidas, C. Nobre & C. de Oliveira Galvão) (Proc. Foz do Iguaçu Symp., April 2005), 203–210. IAHS Publ. 296, IAHS Press, Wallingford, UK.

L'Hôte, Y., Mahé, G., Somé, B. & Triboulet, J. P. (2002) Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrol. Sci. J.* **47**(4), 563–572.

Lubès-Niel, H., Séguis, L. & Sabatier, R. (2001) Etude de la stationnarité des caractéristiques des évènements pluvieux de la station de Niamey sur la période 1956–1998. *C. R. Acad. Sci. Paris* **333**, 645–650.

Mahé, G., L'Hôte, Y., Olivry, J. & Wotling, G. (2001) Trends and discontinuities in regional rainfall of west and central Africa. *Hydrol. Sci. J.* **46**(2), 211–226.

Nicholson, S. & Palao, I. (1993) A re-evaluation of rainfall variability in the Sahel. Part 1. Characteristics of rainfall fluctuations. *Int. J. Climatol.* **13**, 371–389.

Ozer, P., Erpicum, M., Demarée, G. & Vandiepenbeeck, M. (2003) The Sahelian drought may have ended during the 1990s. *Hydrol. Sci. J.* **48**(3), 489–492.

Paturel, J. E., Servat, E., Kouamé, B., Lubès, H., Ouedraogo, M. & Masson, J. (1997) Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part 2: An integrated regional approach. *J. Hydrol*. **191**, 1–15.

Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B. E., Séguis, L. & Maia, A. (2003) Hydrologic process simulation of a semi-arid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *J. Hydrol*. **279**, 224–243.

Servat, E., Paturel, J.E., Lubès-Niel, H., Kouamé, B., Masson, J., Travaglio, M. & Marieu, B. (1999) De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'ouest et centrale non sahélienne. *Rev. Sci. Eau* **12**(2), 363–387.

Shinoda, M., Okatani, T. & Saloum, M. (1999) Diurnal variations of rainfall over Niger in the West African Sahel: a comparison between wet and drought years. *Int. J. Climatol.* **19**, 81–94.

Sultan, B., & Janicot, S. (2003). The West African monsoon dynamics. Part 2: The 'preonset' and 'onset' of the summer monsoon. *J. Climate* **16**, 3407–3427.

Vieux, B., Looper, J., Cappelaere, B., Peugeot, C. & Maia, A. (1998) Exploring climatic impacts on water resources in West Niger, Africa. In: *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century* (ed. by E. Servat, D. Hughes, J.-M. Fritsch & M. Hulme) (Proc. Abidjan Conf., November 1998), 347–354. IAHS Publ. 252, IAHS Press, Wallingford, UK.

Varado, N. (2004) Contribution au développement d'une modélisation hydrologique distribuée. Application au bassin versant de la Donga, au Bénin. Thèse de Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, France.

Reçu le 10 décembre 2004; accepté le 11 mars 2005

Copyright © 2005 IAHS Press

3.2.3 Les écoulements

3.2.3.1 Traitements hydrométriques

Etalonnage des stations hydrométriques

La quantification des écoulements aux stations limnimétriques nécessite (figure 3.9) :
- des mesures continues des hauteurs d'eau,
- des courbes de tarage[1].

Le tracé des courbes de tarage est, sans conteste, l'étape où l'interprétation est maximale, donc à l'origine d'incertitudes difficiles à évaluer sur la qualité du débit annoncé. Ce tracé sera d'ailleurs d'autant plus incertain qu'il nécessitera une extrapolation des débits au delà des valeurs mesurées (points de jaugeages). C'est pourquoi un important effort a été réalisé pour jauger les stations limnimétriques de l'OHHVO. Les campagnes de jaugeages débutées en 1997 se sont multipliées depuis 2003 (cf. Le Lay *et al.* 2004 pour une synthèse des résultats), et permettent aujourd'hui d'obtenir des courbes de tarage de bonne qualité. Par *bonne* courbe de tarage, on entend la définition proposée par la norme ISO 1100/2 et reprise par la *charte qualité de l'hydrométrie* (1998), à savoir : (i) une courbe **bien échantillonnée**, adaptée à l'évolution du site et à la variabilité des débits, (ii) une courbe **précise**, c'est à dire présentant une faible dispersion des jaugeages autour de la courbe de tarage, (iii) une courbe **univoque**, qui permette d'afficher un débit et un seul, quelle que soit la hauteur considérée.

Traitement des lacunes

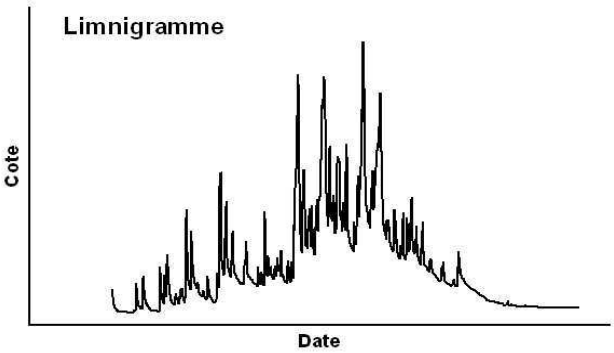
Les lacunes présentes dans les séries de débits ont été reconstituées, lorsque cela était possible, à l'aide de méthodes simples (corrélations multiples entre stations, extrapolation des courbes de tarissement) décrites dans les rapports de campagne de l'ORE AMMA-CATCH (Le Lay 2002 ; Le Lay *et al.* 2003). Plusieurs saisons n'ont néanmoins pas pu être utilisées dans cette thèse, du fait de lacunes trop nombreuses. C'est le cas des années 1952, 1953, 1971, 1980, 1989, 1991 et 1993 à la station de Bétérou.

3.2.3.2 Description des écoulements

De façon générale, les écoulements sur les bassins de l'OHHVO peuvent être qualifiés d'intermittents, dans la mesure où la plupart des cours d'eau sont à sec entre décembre et mai. La nappe soutient probablement les écoulements en début de saison sèche, comme semble l'indiquer la présence de bas-fonds humides à cette époque de l'année. Néanmoins, la rapidité des tarissements (Le Barbé *et al.* 1993 ; Le Lay 2002) incite à penser que les écoulements souterrains sont limités.

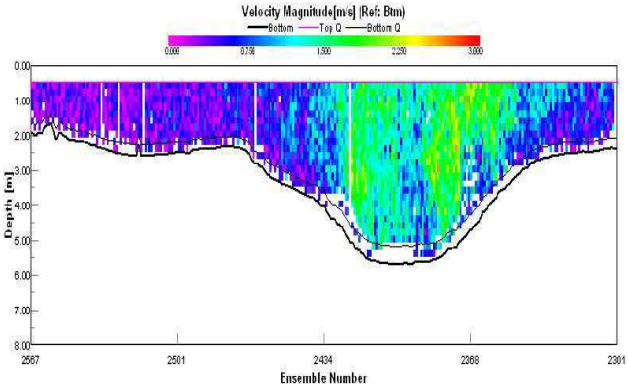
[1] La courbe de tarage est la relation unissant la hauteur d'eau au débit en un site donné.

(a) Station limnimétrique de Donga Pont

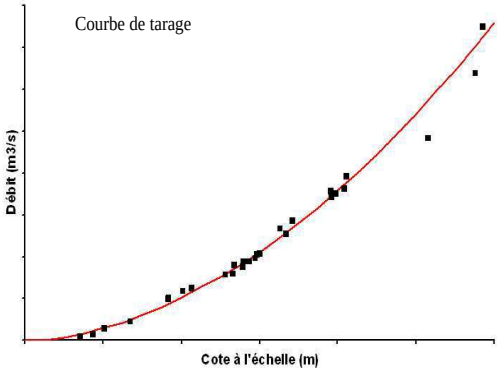


(b) Chronique limnimétrique

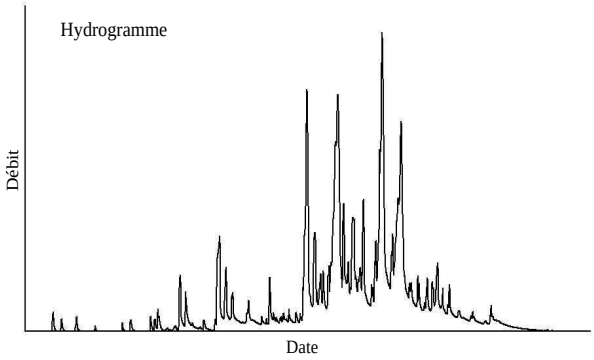
(c) Jaugeage à l'ADCP



(d) Profil de vitesses mesurées à l'ADCP



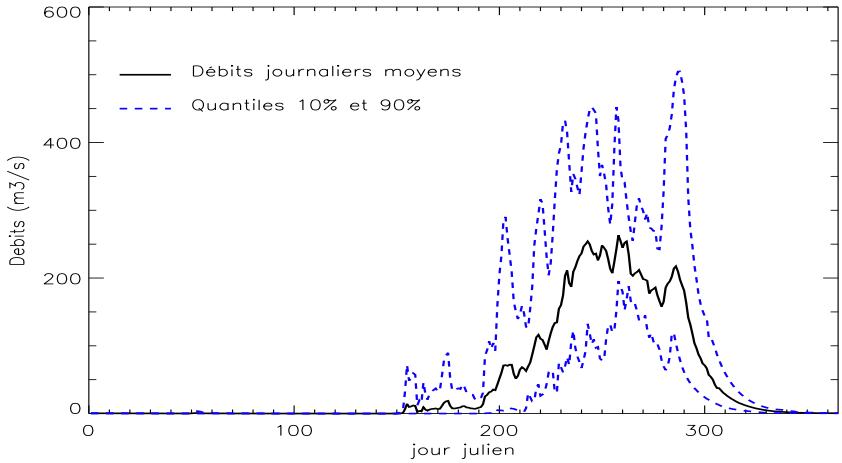
(e) Courbe de tarage



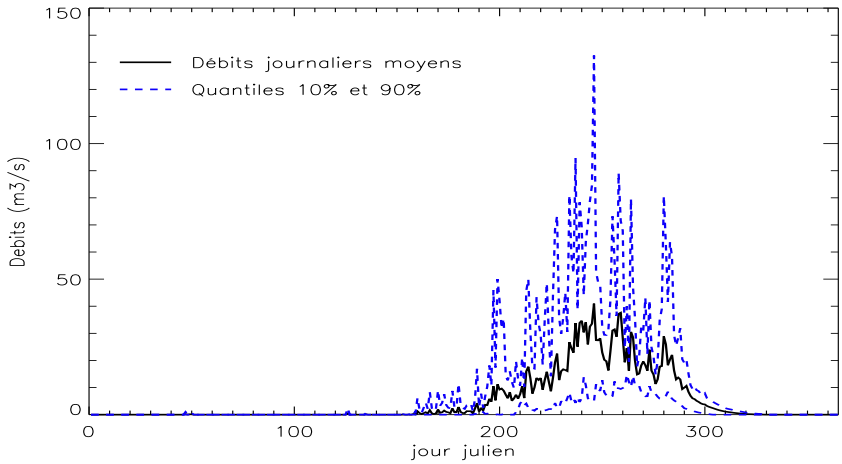
(f) Hydrogramme

FIG. 3.9: Du limnigramme à l'hydrogramme : exemple de jaugeage à l'ADCP sur la Donga

Le cycle saisonnier moyen des écoulements à Donga Pont et Bétérou est illustré sur la figure 3.10, à partir des données disponibles sur la période 1998-2002. Les quantiles 10% et 90% mettent en évidence la grande variabilité interannuelle de ces écoulements. Le début de l'année hydrologique peut être défini en mars. Néanmoins, nous avons gardé dans tout ce qui suit un découpage en années calendaires, dans la mesure où les précipitations et les écoulements entre le 1^{er} janvier et la fin février sont quasiment nuls (moins de 0.1% du volume écoulé annuel à Bétérou).



(a) Bétérou



(b) Donga Pont

FIG. 3.10: Moyenne, quantiles 10% et 90% de la distribution des débits journaliers à Bétérou (a) et Donga Pont (b), sur la période 1998-2002

Les vitesses moyennes d'écoulement dans le réseau hydrographique sont faibles, du fait des faibles pentes et de la végétation présente dans le lit des rivières. A la station de Donga Pont, les jaugeages réalisés à l'ADCP permettent d'estimer que ces vitesses moyennes sont de l'ordre de 0.6 à 0.8 $m.s^{-1}$ (en hautes eaux). Les temps de propagation des crues sont par conséquent importants, de l'ordre de 3 à 4 jours entre la tête du bassin et l'exutoire de l'Ouémé à Bétérou.

En ce qui concerne le tarissement, rappelons qu'il peut correspondre à deux processus : le destockage de l'eau accumulée dans le réseau hydrographique et/ou la vidange de nappes souterraines. A Donga Pont et Bétérou, on observe deux régimes, avec la succesion d'un tarissement lent et d'un tarissement plus rapide. Notons qu'il s'agit d'un comportement caractéristique des rivières situées sur le socle, où la contribution des nappes souterraines aux écoulements est faible (Le Barbé *et al.* 1993).

3.2.4 L'évapotranspiration

Dans les régions tropicales et arides, l'évapotranspiration (dite aussi **évapotranspiration réelle (ETR)**) peut représenter entre 50% et 90% du bilan hydrique (Derive 2003). S'il s'agit donc d'une variable clef du bilan hydrique dans ces régions, elle demeure cependant très difficile d'accès à l'échelle du bassin versant. A l'échelle ponctuelle ou à l'échelle de la parcelle, son estimation est possible, *via* la mesure des nombreux facteurs de surface et atmosphériques qui la gouvernent. A plus grande échelle, le peu de données disponibles conduit souvent à l'utilisation du concept d'**évapotranspiration potentielle (ETP)**, qui représente la demande évaporatoire de l'atmosphère et constitue donc la limite supérieure de l'ETR. Les variables climatiques nécessaires à son calcul sont plus faciles à mesurer et en général plus homogènes spatialement que les conditions de surface. L'ETP est ainsi quasi systématiquement utilisée en modélisation hydrologique comme condition de forçage climatique, à partir de laquelle on accède à l'ETR *via* diverses formulations.

Sur la période étudiée, aucune mesure d'ETR n'est disponible, et c'est donc à l'ETP, en tant que variable de forçage des modèles hydrologiques, que nous nous intéressons ici. Notons néanmoins que des stations de mesure de flux implantées sur la Donga en novembre 2005 vont permettre de documenter la reprise évapotranspiratoire sur différents types de végétation de la région.

3.2.4.1 Calcul de l'évapotranspiration potentielle

L'évapotranpiration potentielle a été calculée par Varado (2004) à partir de la méthode proposée par la FAO (1998), qui définit une **évapotranspiration de référence** ET_0 correspondant à l'évapotranspiration d'une surface de référence (gazon de 12 cm de haut, albédo de 0.23 et résistance de surface de 70 $s.m^{-1}$) bien irriguée. Moyennant ces hypothèses, l'ET_0 peut être dérivée de la formule de Penman-Monteith et s'écrire de la façon suivante :

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma_{psy}\frac{900}{T+273}u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma_{psy}(1 + 0.34u_2)} \tag{3.3}$$

Où ET_0 est l'évapotranspiration de référence $[mm.j^{-1}]$, R_n est la radiation nette $[MJ.m^{-2}.j^{-1}]$, G est le flux de chaleur du sol $[MJ.m^{-2}.j^{-1}]$, T est la température moyenne journalière $[°C]$, u_2 est la vitesse du vent à 2 m du sol $[m.s^{-1}]$, e_s et e_a sont les pressions de vapeur saturante et réelle $[kPa]$. Δ représente la pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne

de l'air $[kPa.°C^{-1}]$ et γ_{psy} est la constante psychrométrique $[kPa.°C^{-1}]$. Pour plus de détails sur le calcul de l'ET_0, on peut consulter l'ouvrage édité par la FAO (1998).

Le calcul de l'ETP nécessite donc un grand nombre de variables météorologiques, et suppose une instrumentation complète. Sur l'OHHVO, quatre stations météorologiques sont capables de fournir ces données :

- La station synoptique de Parakou (située à la frontière EST de la zone), disposant de données journalières depuis 1950. Mis à part pour les températures, les séries historiques souffrent néanmoins de nombreuses lacunes qui limitent le calcul de l'ETP aux années les plus récentes.
- La station automatique de Djougou, sur la bassin de la Donga, installée en 2002.
- Les stations automatiques de Savannah et Mont-De-Gaulle, implantées par le projet allemand IMPETUS sur le bassin expérimental de l'Aguima (sud de l'OHHVO) en 2002.

3.2.4.2 Variabilité spatiale de l'ETP sur l'OHHVO

Etant donné le réseau existant, il est impossible de renseigner la variabilité spatiale de l'ETP à l'échelle de l'OHHVO. Néanmoins, les comparaisons effectuées par Varado (2004) entre les valeurs mesurées en 2002 aux 4 stations disponibles nous donnent les informations suivantes :

- les séries d'ETP journalières montrent une grande variabilité spatiale (corrélations inférieures à 0.5), due en particulier aux différences de vent entre les différentes stations ;
- le signal saisonnier d'ETP est beaucoup plus homogène, avec des corrélations supérieures à 0.72 entre les valeurs mensuelles des différents stations.

3.2.4.3 Estimation de l'ETP climatologique

Il y deux options pour forcer par l'ETP un modèle hydrologique, comme c'est le cas ici. La première consiste à utiliser des valeurs *datées*, c'est à dire vraies, et la seconde à utiliser des valeurs *moyennes interannuelles* obtenues à partir de longues chroniques (on parle alors d'**ETP climatologique**). La première approche est évidement la plus satisfaisante, mais elle pose le problème du nombre important de données nécessaires (problème rencontré ici étant données les longues périodes d'étude). D'autre part, la plupart des modèles sont insensibles à une prise en compte fine des fluctuations de l'ETP, dans la mesure où le sol joue un rôle intégrateur des variations climatiques (Fowler 2002 ; Andréassian *et al.* 2004 ; Oudin *et al.* 2005). Si l'on ajoute que les données disponibles avant 2002 sont issues d'une seule station située en périphérie de bassin et peu représentatives, à des pas de temps fins, de la moyenne spatiale de l'ETP, il apparaît donc inutile et peu robuste d'utiliser des valeurs datées.

J'ai donc calculé, à partir des séries journalières d'ETP de Parakou, un signal moyen interannuel (figure 3.11). Pour ce faire, j'ai utilisé les données de la période 1997-2002, dont les séries sont complètes. L'ETP annuelle, qui varie sur cette période entre 1410 mm et 1580 mm, est ainsi estimée à environ 1530 mm.

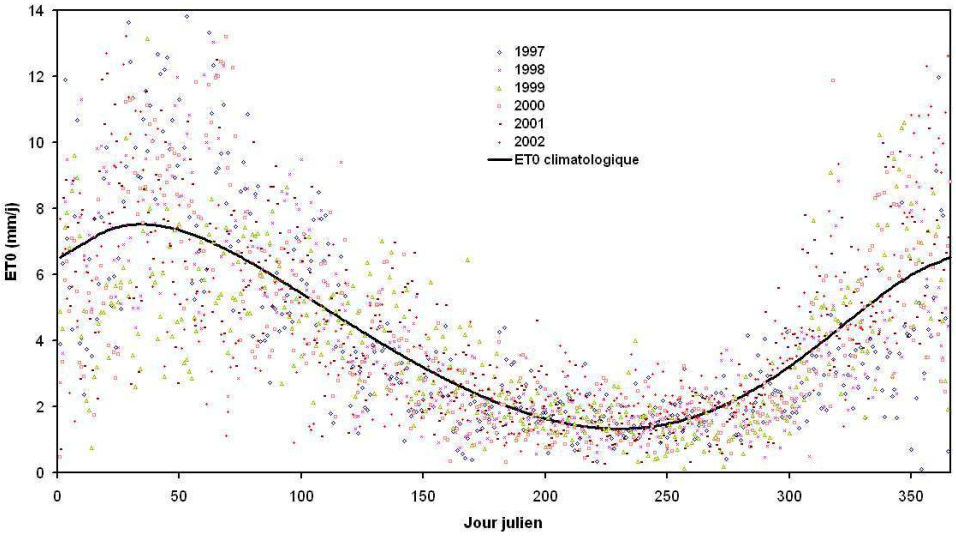


FIG. 3.11: Chroniques d'ETP datée et climatologique à Parakou

Si ce choix d'une ETP climatologique est fréquent en modélisation, il convient tout de même d'en discuter la pertinence dans notre cas. Nous nous intéressons ici à la modélisation dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Or si cette variabilité concerne les précipitations et les écoulements, elle peut aussi intéresser les conditions atmosphériques, et par conséquent l'ETP. Le choix d'une ETP climatologique est alors important, dans la mesure où il s'appuie sur une hypothèse de stationnarité discutable. Faute d'autres choix possibles, la plupart des études négligent pourtant cet aspect. C'est pourquoi je présente ici quelques éléments qui permettent d'accepter cette hypothèse.

En premier lieu, le principal mode de variabilité intra-saisonnière de l'ETP est lié à l'alternance d'une saison sèche et d'une saison humide (cf. figure 3.11), phénomène très reproductible d'une année à l'autre. Le deuxième mode de variabilité, à savoir les variations journalières, a quant à lui un impact très limité sur l'ETR. En région tropicale, c'est en effet le contenu en eau du sol qui est le principal facteur limitant l'évapotranspiration. Or le sol joue un rôle intégrateur, qui "absorbe" les variations journalières de l'ETP (Oudin 2004).

Une première estimation de la variabilité interannuelle de l'ETP pendant la seconde moitié du XX^{eme} siècle peut être réalisée en observant les séries de températures maximales et minimales annuelles fournies par la DMN. La figure 3.12, basée sur les données disponibles de la période 1963-1997, met en évidence une légère augmentation des températures (de l'ordre de 1°C) au cours des quarante dernières années. L'impact de la hausse de température observée sur l'ETP peut par exemple être évalué, en première approximation, par la formule de Thornthwaite (Thornthwaite 1948). Cette relation lie de façon empirique les températures mensuelles et l'ETP mensuelle de la façon suivante :

$$ETP = \frac{4.10^{-3}}{3}.D.\Big(\frac{10.T_m}{l}\Big)^K \tag{3.4}$$

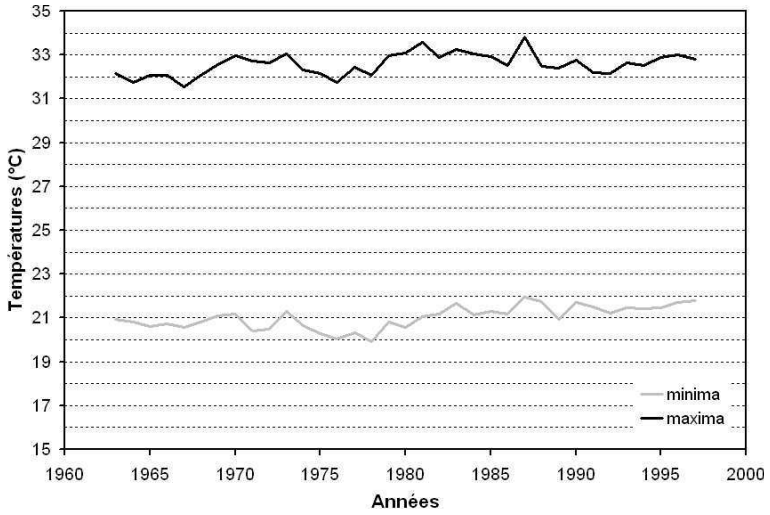


FIG. 3.12: Températures minimales et maximales annuelles à Parakou de 1963 à 1997

où l est l'indice thermique annuel donné par $l = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5}\right)^{1.51}$,

T_i est la moyenne interannuelle de la température au mois i [°C],

T_m est la température mensuelle du mois m [°C],

$K = 0.49 + 1.8.\frac{l}{100} - 0.77.(\frac{l}{100})^2 + 0.67.(\frac{l}{100})^3$

L'application de cette formule permet d'estimer qu'une augmentation d'environ 4% des températures, comme observée ici, conduit à une augmentation de 15% de l'ETP annuelle. Nous en discuterons les conséquences au paragraphe 6.2.

Remarque : Rappelons que l'ET_0 calculée doit théoriquement être modulée par un coefficient cultural, fonction de la végétation et du stress hydrique des plantes. A l'échelle d'un bassin versant de plusieurs centaines de km^2, qui plus est sur des couverts hétérogènes, les coefficients culturaux sont particulièrement difficiles à obtenir. Ces considérations ont amené Varado (2004) à proposer, pour améliorer la simulation des écoulements, un coeffcient multiplicatif de 1.5 à la valeur de l'ET_0. Nous discuterons par la suite de ce choix et de ses impacts sur la modélisation.

3.2.5 La relation pluie-débit

3.2.5.1 Description intra-saisonnière

Une des particularités des bassins étudiés provient du décalage entre le début de la saison des pluies et le début des écoulements. Sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou (figure 3.13) entre 1954 et 2002, ce décalage est en moyenne de 100 à 120 jours et correspond à un cumul de pluies de près de 300 mm. Les écoulements apparaissent probablement après l'intensification des pluies liées au *saut de mousson*. Sur le bassin de la Donga, le retard des écoulements est d'environ 90 jours sur

la période 1998-2002. Cette apparition tardive des écoulements soulève de nombreuses questions sur le devenir des premières pluies et les mécanismes hydrologiques mis en jeu en début de saison. Nous verrons dans le paragraphe 5.6.2.2 les réponses apportées par les modélisations.

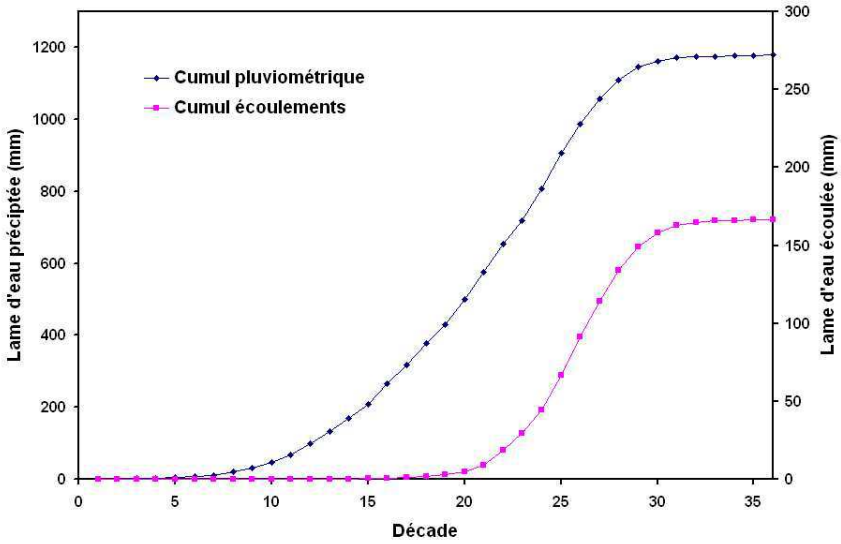


FIG. 3.13: Lames d'eau cumulées sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou (période 1954-2002)

L'autre particularité de ces bassins réside dans l'importance de leur temps de réponse, puisque le décalage entre pic de pluie et pic de crue (temps de montée de l'hydrogramme) est d'environ une quinzaine d'heures à Donga Pont et de l'ordre de 72 h à 96 h à Bétérou (cf. Depraetere 2004 pour une étude des temps de transfert des bassins de la région).

3.2.5.2 Variabilité interannuelle

La relation pluie-débit annuelle, à l'échelle du bassin versant, peut être résumée par le coefficient d'écoulement $C_r = Q/P$ (avec P et Q respectivement les volumes annuels précipités et écoulés sur le bassin), dont la figure 3.14 illustre la variabilité interannuelle sur les bassins de la Donga et de l'Ouémé à Bétérou. Sur ce dernier, C_r a une valeur moyenne de 12% sur la période 1954-2002, mais il varie entre 1% (1958) et 27% (1955). Sur le bassin de la Donga, les coefficients d'écoulement sont supérieurs, avec une valeur moyenne (obtenue sur seulement 5 ans) de 23%. Ce facteur d'échelle (diminution des coefficients d'écoulement avec l'augmentation de la superficie) peut plus généralement être observé sur la figure 3.15, sur laquelle ont été tracés les coefficients d'écoulements annuels moyens sur sept bassins versants jaugés de l'OHHVO pendant la période 1998-2000. Notons la particularité du bassin de Cote 238 (3133 km^2), dont les coefficients d'écoulement sont plus élevés, probablement du fait de caractéristiques pédologiques et d'une végétation différente.

Si l'on revient au cas de l'Ouémé à Bétérou, on peut constater une diminution sensible des coefficients d'écoulement à partir du milieu des années 70. Cela peut évidement être vu comme

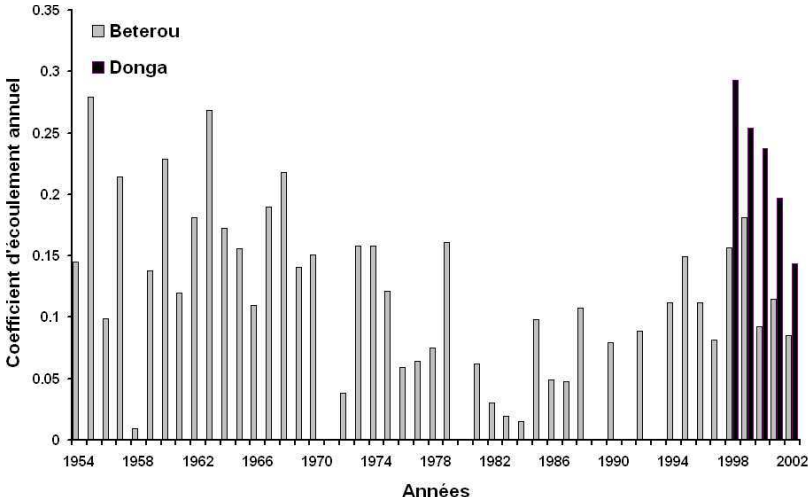


FIG. 3.14: Coefficients d'écoulement annuels sur les bassins de l'Ouémé à Bétérou et de la Donga (période 1954-2002)

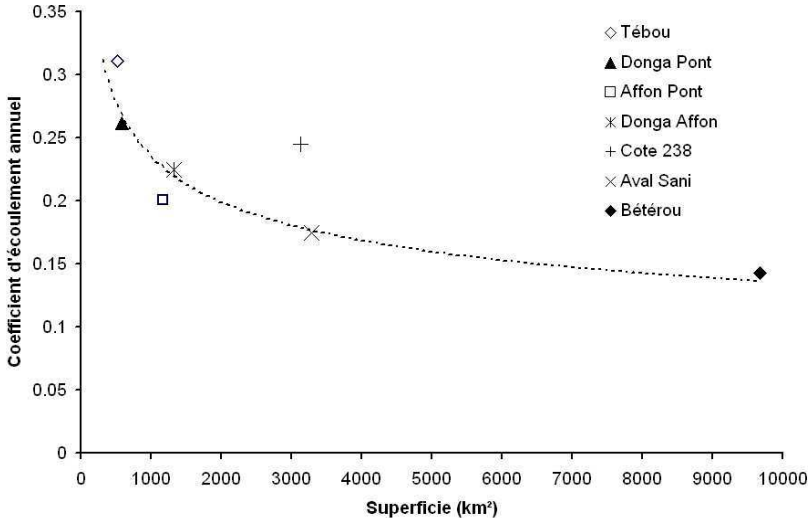


FIG. 3.15: Coefficients d'écoulement annuels moyens (1998-2000) en fonction de la superficie des bassins sur l'OHHVO

le résultat de la diminution des pluies sur l'Afrique de l'Ouest au cours des décennies 70 et 80, dans la mesure où C_r est très corrélé à la pluviométrie. Il est cependant possible de se poser la question de l'évolution de la relation pluie-débit sur le bassin. La figure 3.16 illustre cette relation, en y superposant une courbe *moyenne* et en distinguant (de façon totalement arbitraire) les 22 premières années (1954-1976) et les 22 dernières (1977-2002) de la période 1954-2002. En premier lieu, il apparaît clairement que les volumes écoulés sur l'Ouémé à Bétérou ne peuvent être uniquement expliqués par la pluviométrie annuelle, et que la distribution intra-saisonnière des précipitations joue un rôle important dans le fonctionnement du bassin. D'autre part, il semble que les années de la seconde période aient en moyenne des coefficients d'écoulement plus faibles (points sous la courbe moyenne). On peut dès lors supposer une évolution de la relation pluie-débit sur le bassin, et parler d'un contexte de variabilité hydro-climatique, sur lequel nous reviendrons dans la dernière partie de cette thèse.

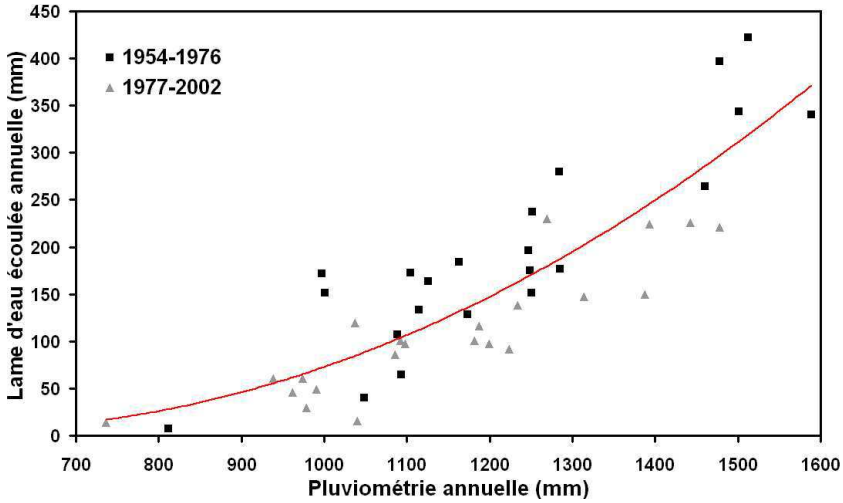


FIG. 3.16: Relation pluie-débit annuelle sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou(période 1954-2002)

Remarque : Les années 1998 à 2002 (années disponibles sur la Donga) se caractérisent, sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou, par une pluviométrie comprise entre 1037 et 1443 mm. Elles couvrent donc une plage relativement large de la variabilité pluviométrique interannuelle, et constituent ainsi un riche jeu de données pour la modélisation.

3.3 Autres informations disponibles

Parallèlement à l'estimation quantitative des termes du bilan hydrologique que l'on vient d'évoquer, d'importants efforts d'instrumentation ont été menés dans le cadre du projet PNRH Donga (Seguis *et al.* 2004 ; Galle *et al.* 2005). Ils permettent aujourd'hui de caractériser, de façon spatialisée, un certain nombre de variables et processus intervenant dans la réponse hydrologique du bassin de la Donga. Sont regroupées ici les informations qui nous ont permis : (i) de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique de la région ; (ii) de le formaliser dans une modélisation ; (iii) de valider ou d'infirmer certaines hypothèses des modèles.

3.3.1 Le modèle numérique de terrain

Depuis avril 2004 est disponible sur l'ensemble de l'OHHVO un modèle numérique de terrain (M.N.T.) de bonne qualité, issu des données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, 2000) et traité par C. Depraetere au LTHE. Ce M.N.T., qui utilise la technique de l'interférométrie radar, possède une résolution spatiale de 3 secondes d'arc (environ 90 m) et une précision altimétrique de 16m/10m (absolu/relatif). Par rapport aux cartes IGN disponibles sur la région ($1/100000^e$ sur une grande partie de l'OHHVO), ce MNT permet une couverture homogène et de meilleure qualité.

Les figures 3.17 et 3.18 sont les résultats des traitements topographiques (cf. 4.4.5) sur les bassins de l'Ouémé à Bétérou et de la Donga. Les caractéristiques principales du relief, à savoir les faibles pentes et la présence de reliefs isolés, sont bien visibles sur ces cartes.

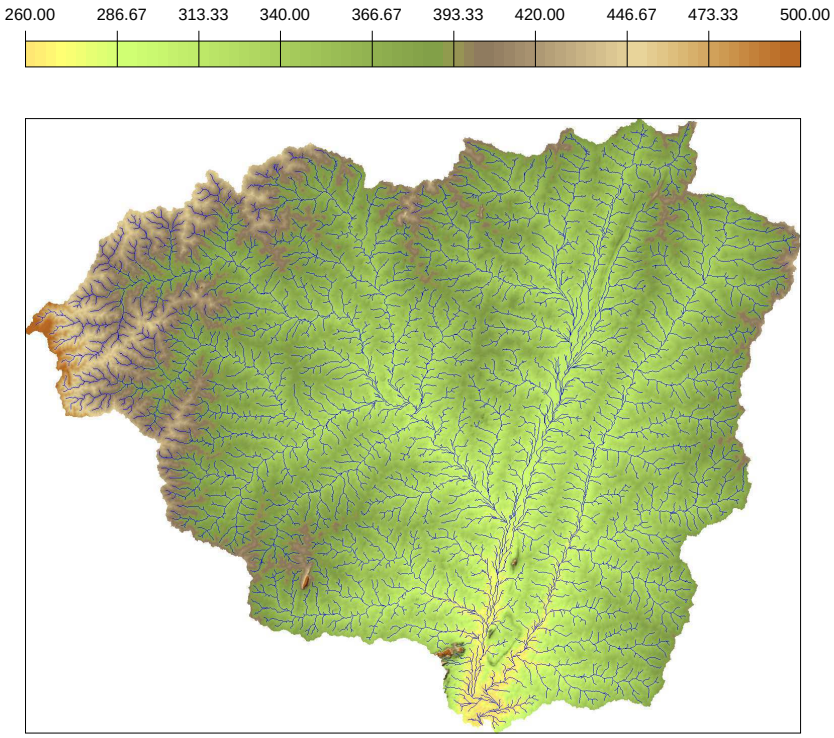


FIG. 3.17: Bassin versant de l'Ouémé à Bétérou : topographie et réseau hydrographique

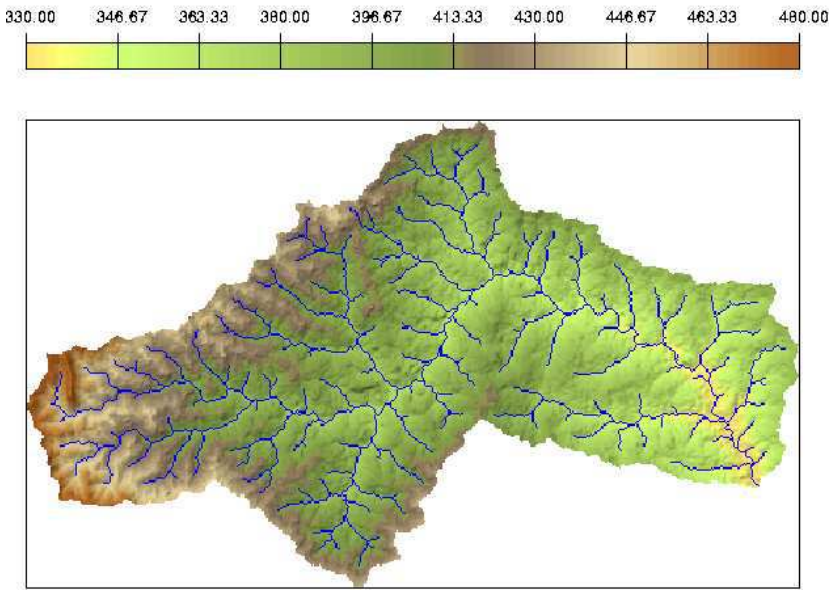


FIG. 3.18: Bassin versant de la Donga : topographie et réseau hydrographique

3.3.2 Caractérisation des écoulements souterrains

L'essentiel des efforts, tant en terme d'instrumentation que de modélisation, s'est pour le moment concentré sur la Donga. Sur ce bassin, le réseau de mesures piézométriques est composé depuis 2000 de 22 puits villageois, dont 14 équipés d'enregistreurs (cf. figure 3.4). On peut en trouver une description détaillée dans Kamagate *et al.* (2003) ou Varado (2004). La surface piézométrique est également suivie depuis 2004 le long de deux toposéquences (transects s'étendant de l'interfluve au drain) situées sur un site de jachères et un site de forêt (Seguis *et al.* 2004), afin de suivre la redistribution latérale de l'eau sur les versants. Les piézomètres y sont placés en haut, milieu et bas de versant et à différentes profondeurs (0.5 m, 2 m, 10 m et 20 m).

Plusieurs descriptions ont été faites de la dynamique des écoulements souterrains sur la Donga, initialement à partir des données de puits villageois (Varado 2004), puis à partir des transects de piézomètres mis en place sur la toposéquence instrumentée (Seguis *et al.* 2004). Elles mettent en évidence la présence de deux nappes au fonctionnement distinct[1] (figure 3.19) :

- une nappe dans les altérites, dont le toit est situé vers 5 m de profondeur en saison sèche et entre 2 et 4 m en fin de saison des pluies,
- une nappe perchée temporaire, située entre 0 et 2 m de profondeur.

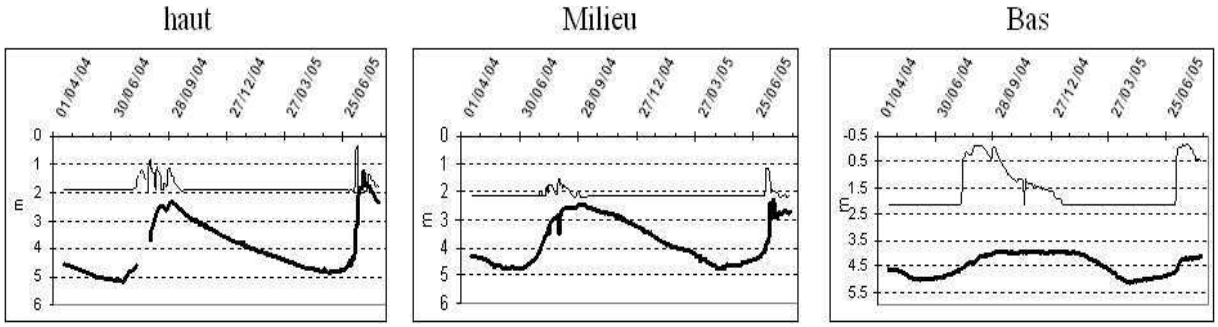


FIG. 3.19: Evolution en 2004 et 2005 des niveaux piézométriques (trait fin : piézomètre crépiné à 2 m de profondeur ; trait épais, piézomètre crépiné à 10m de profondeur) sur les sites de bilan local *haut*, *milieu* et *bas* de la toposéquence jachère-culture (d'après Galle et al. 2005)

La surface piézométrique observée dans les puits villageois est à associer à la nappe située dans les altérites. Elle est à peu près parallèle à la surface topographique du bassin, ce qui autorise à en tracer une profondeur moyenne sur le bassin (Séguis, communication personnelle), observée sur la figure 3.24. Il est néanmoins important de souligner que ces données doivent être considérées avec prudence, étant donné le biais induit par les prélèvements d'eau effectués par les villageois.

3.3.3 Caractérisation de la surface et de l'humidité du sol

En décembre 2000, une campagne de mesures d'infiltration a été menée sur le bassin de la Donga (Angulo *et al.* 2001). On peut en trouver une description détaillée, ainsi qu'une spatialisation, dans la thèse de Noémie Varado (2004). Je me contenterai donc ici de rappeler quelques

[1] Ces résultats restent néanmoins à confirmer sur d'autres toposéquences en cours d'instrumentation.

caractéristiques de la distribution des valeurs de conductivité hydraulique à saturation (K_s) obtenues à partir de 80 essais de surface réalisés par la méthode Beerkan (Braud *et al.* 2005) :

	Moyenne	Ecart-type	Minimum	Maximum
Ks (mm/s)	0.0387	0.0357	0.0011	0.2112

TAB. 3.2: Caractéristiques de la distribution des valeurs de Ks

Par ailleurs, un suivi de l'humidité du sol a été entrepris en 2004 sur deux types de végétation (jachère, savane arbustive). Sur une profondeur de 3 m sont suivies la teneur en eau, la succion et la température, afin de caractériser le fonctionnement de la couche de sol de surface. Les premiers résultats montrent qu'en première partie de saison des pluies, seule la couche de surface (0-30cm) s'humidifie. Une infiltration sur le reste du profil est observée à partir du début juillet 2004 (Galle *et al.* 2005).

3.3.4 Mesures géophysiques

Les méthodes géophysiques peuvent contribuer à une caractérisation détaillée de la géométrie, à priori complexe, des différents compartiments de la couverture de sol et des nappes d'eaux souterraines. Une mission de reconnaissance géophysique a été effectuée en mai 2003 sur le bassin d'Ara (Wubda 2003). Deux méthodes ont été utilisées : (i) des coupes de résistivité électrique, (ii) une cartographie de la conductivité électrique sur l'ensemble du bassin versant.

Les premiers résultats obtenus sur la toposéquence de jachères, illustrés par la figure 3.20, donnent les informations suivantes :

- présence en surface de cuirasses de degrés d'altération variables ;
- une profondeur du socle de l'ordre de 10 et 20 m ;
- présence de zones très conductrices à des profondeurs comprises entre 0 et 7 m, peut-être associées à des nappes d'altérites ;
- présence de discontinuités brutales dans la couverture d'altération, pouvant avoir des conséquences sur la nappe.

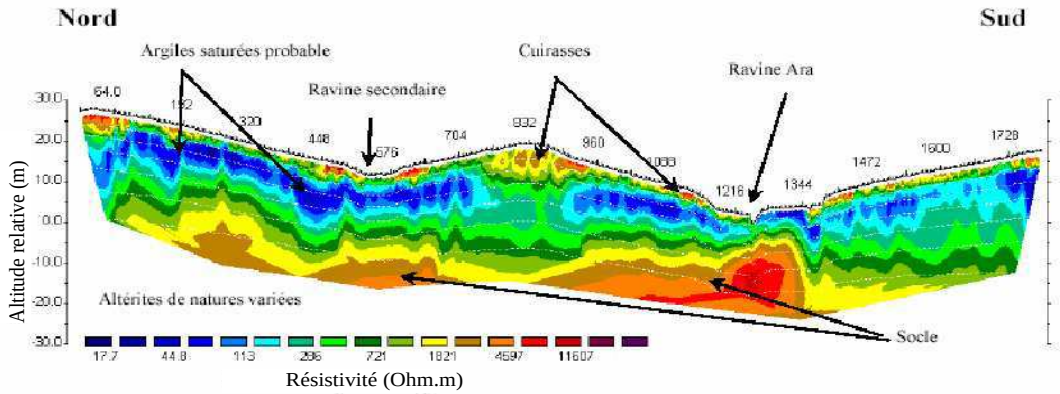


FIG. 3.20: Profil électrique 2D. Résultats de l'inversion et interprétation de la distribution des résistivités du profil de reconnaissance P2 (d'après Wubda, 2003)

3.3.5 Mesures géochimiques

Dans le cadre de la thèse de B. Kamagate (HSM Montpellier), des mesures géochimiques ont été réalisées sur le bassin de la Donga. Elles doivent permettre de quantifier les rôles respectifs du ruissellement de surface et des écoulements souterrains (de sub-surface et profonds) dans la réponse du bassin versant, à travers leurs signature isotopique. Plusieurs types de mesures ont été réalisées :

- des prélèvements dans les puits villageois et les forages, au cours de la saison des pluies 2002.
- un suivi quotidien des conductivités dans les puits villageois depuis 2003.
- un échantillonnage de plusieurs crues aux stations de Ara, Kolokondé et Donga Pont en 2003 et 2004.
- un suivi continu de la rivière aux stations de Ara et Donga Pont (sondes à radon et conductimètres automatiques).
- un échantillonnage de plusieurs pluies.

Les premiers résultats (Seguis *et al.* 2004) laissent à penser que l'origine des écoulements diffère entre la tête du bassin et l'exutoire (figure 3.21). Sur le bassin d'Ara (12.8 km^2), le ruissellement de surface semble contribuer de façon prépondérante aux écoulements. Sur l'ensemble du bassin de la Donga, par contre, les contributions de surface et souterraines semblent plus partagées. Kamagate *et al.* (2005) estiment ainsi que les écoulements à l'exutoire de la Donga proviennent pour près de 70% de l'exfiltration de l'horizon superficiel du sol et pour 30% du ruissellement de surface. Dans tous les cas néanmoins, les valeurs de conductivités obtenues semblent indiquer que la nappe dans les altérites ne contribue pas, ou très peu, aux écoulements dans la rivière. Là encore, les résultats sont toutefois à confirmer par un suivi systématique des crues.

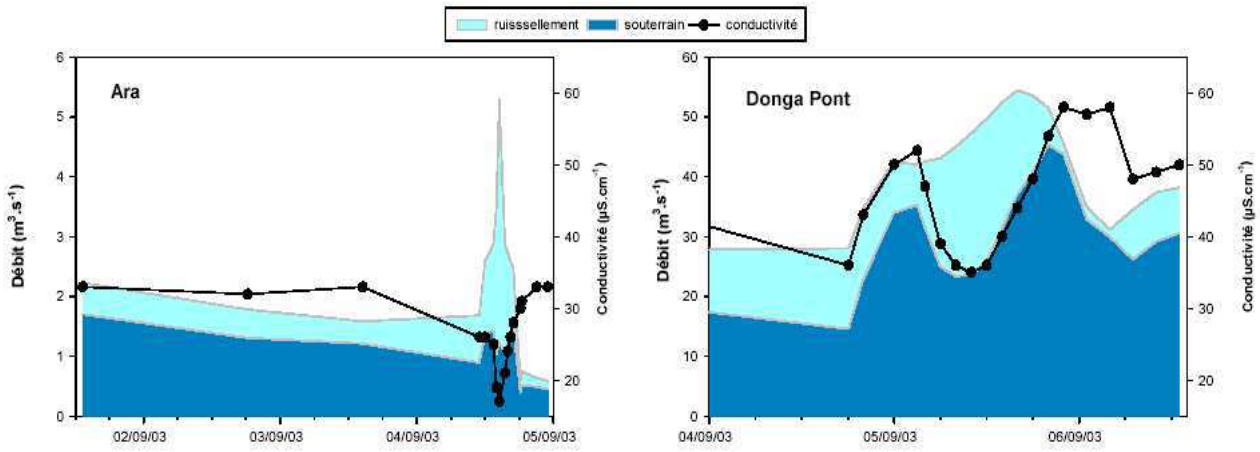


FIG. 3.21: Evolution de la conductivité et du débit au cours d'une crue enregistrée en 2003 aux stations d'Ara et Donga Pont. Modélisation de l'hydrogramme en 2 termes : ruissellement et écoulement souterrain (d'après Séguis et al., 2004)

3.4 Synthèse : Etat des connaissances sur le fonctionnement hydrologique des bassins étudiés

L'instrumentation mise en oeuvre sur l'OHHVO, et plus particulièrement sur le bassin de la Donga, permet aujourd'hui une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique de la région. Ce paragraphe synthétise les principales conclusions auxquelles sont arrivés les hydrologues impliqués dans le projet ECCO-PNRH Donga (Galle *et al.* 2005). Il est important de rappeler qu'il s'agit de l'état des connaissances en 2005. La plupart des résultats présentés ici sont donc issus d'un travail commun réalisé pendant ma thèse.

3.4.1 Redistribution de l'eau à l'échelle du versant

Le fonctionnement des versants peut être résumé par la figure 3.23. Pendant un épisode pluvieux, il y formation d'une nappe temporaire de versant dans les premières dizaines de cm de surface ($< 2m$), comme l'illustrent les écoulements sur la photo 3.22, prise en saison des pluies sur la Donga. Le ruissellement hortonien est probablement très limité, au contraire du ruissellement sur surfaces saturées. Le développement de surfaces contributives semble en effet important pendant les pluies, non seulement en pied de versant, mais aussi en haut de versant au niveau des ruptures de pente. La couche d'altération s'humidifie pendant la seconde partie de la saison des pluies (après le *saut de mousson*, lorsque les pluies se font plus régulières), sur des profondeurs d'environ 10 m, avec la création d'une nappe dans les altérites. Il est encore difficile de dire si le plancher de cette nappe est situé sur le socle ou sur une couche d'altération moins perméable. Les piézomètres qui, au contraire des puits villageois, ne sont pas soumis aux prélèvements, ne s'assèchent pas en saison sèche et incitent à penser que cette nappe est pérenne.

FIG. 3.22: Ecoulements de sub-surface sur le bassin de la Donga (*photo B. Kamagaté*)

L'évapotranspiration demeure la principale inconnue du bilan hydrologique, et son estimation, via les modèles, ne pourra être confirmée qu'à la lumière des mesures de flux effectuées sur le bassin en 2006 et 2007.

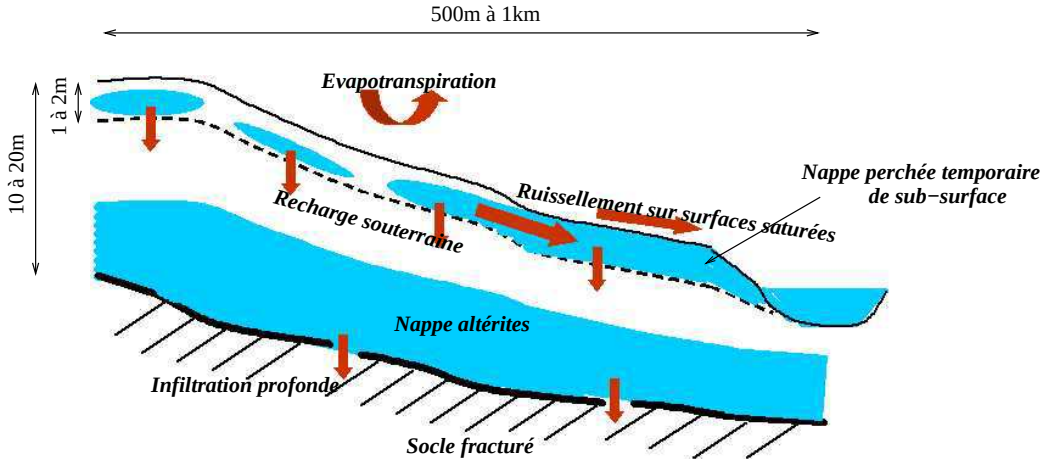


FIG. 3.23: Fonctionnement de versant supposé

3.4.2 Relations nappes-rivières et origine des écoulements

Un des principaux résultats mis en évidence sur la Donga concerne les relations complexes entre les nappes et la rivière. Il semble, comme le montre la figure 3.24, que la nappe située dans les altérites ne soit pas en communication directe avec la rivière, si ce n'est lors de périodes très pluvieuses. Le niveau piézométrique continue en effet de diminuer alors que les débits dans la rivière sont nuls. Ceci s'observe dans les puits villageois (figure 3.24), mais également dans les piezomètres (figure 3.19) non soumis aux prélèvements. En d'autres termes, l'exutoire de la Donga ne draine pas tout le bassin hydrogéologique, et un drainage régional des eaux souterraines est probable. Ce résultat est confirmé par les valeurs de conductivité, qui indiquent une contribution prépondérante des nappes de sub-surface faiblement conductrices aux écoulements dans la rivière. Nous verrons dans le chapitre suivant les implications importantes de cette hypothèse sur la modélisation.

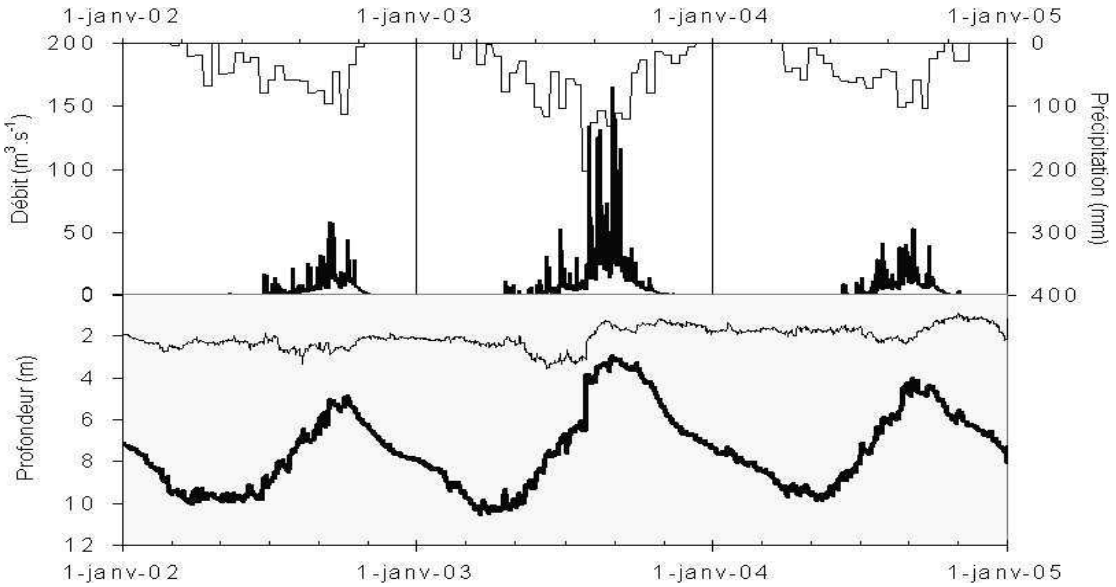


FIG. 3.24: Mise en rapport de la précipitations décadaire et du débit journalier à Donga Pont (graphique supérieur) avec la profondeur moyenne du niveau piézométrique dans les 22 puits villageois (trait épais du graphique inférieur, écart-type en trait fin)-(d'après Galle et al. 2005)

4 Une démarche comparative de modélisation : GR4J et TOPAMMA

L'objet de ce chapitre est en premier lieu de présenter les modèles hydrologiques utilisés. Y sont tout d'abord exposées les considérations qui nous ont encouragé à adopter une démarche comparative et qui ont présidé au choix des approches de modélisation. Les modèles GR4J, développé au CEMAGREF, et TOPAMMA, structure dérivée de TOPMODEL et développée au cours de cette thèse, sont ensuite présentés.

4.1 De l'intérêt d'une approche comparative

Les intercomparaisons de modèles peuvent avoir de nombreux objectifs différents. Certaines ont pour but d'évaluer la valeur relative de différents modèles au vu d'un critère donné, par exemple dans un contexte de prévision de crues. D'autres cherchent à dégager le niveau de complexité optimal ou les échelles spatio-temporelles pertinentes pour décrire un bassin versant dans un contexte précis. Elles peuvent aussi tout simplement viser à évaluer la pertinence de différentes conceptualisations, dans le cas où le modèle est vu comme un outil pour tester des hypothèses de fonctionnement.

Une des premières expériences d'intercomparaison a été réalisée par l'Organisation Mondiale de la Météorologie (WMO 1975), qui a cherché à discriminer les performances des modèles hydrologiques conceptuels globaux de l'époque, et n'a en fait pas abouti à des conclusions claires. Par la suite, un certain nombre d'études comparatives ont été menées, testant différents types de modèles, à divers pas de temps, sur différentes variables et sous des conditions climatiques variées. Je n'en réaliserai pas une revue exhaustive, mais seulement un rapide tour d'horizon à travers quelques publications qui me paraissent significatives.

Michaud et Sorooshian (1994) ont appliqué, sur un bassin expérimental américain semi-aride, un modèle physique distribué et deux versions, l'une globale et l'autre distribuée, du modèle SCS. Leurs résultats mettent en évidence la supériorité des approches distribuées dans ce type de conditions (fonctionnement hortonien) mais aussi l'intérêt limité d'une description *physique* du bassin.

Refsgaard et Knudsen (1996) ont comparé les performances de trois modélisations de complexités différentes (un modèle conceptuel global, un modèle physique distribué et un modèle intermédiaire) sur trois bassins versants de méso-échelle au Zimbabwe. Basée sur une méthodologie rigoureuse (schéma de validation hiérarchique de Klemes 1986), cette étude montre que l'utilisation de modèles complexes pour simuler les débits ne se justifie pas lorsque des données sont disponibles pour la calibration.

Kokkonen et Jakeman (2001) ont comparé deux versions d'un même modèle sur deux petits bassins australiens (< 1 km^2). La première est purement statistique, alors que la seconde, dont la formulation de la reprise évaporatoire est modifiée, peut être qualifiée de conceptuelle. Les auteurs montrent qu'à degré de complexité égal et si l'unique objectif est de simuler les débits, l'ajout de conceptualisation (i.e. de connaissances *a priori* sur le fonctionnement du bassin) peut conduire à une dégradation des performances.

Les nombreuses modélisations appliquées sur le bassin expérimental de la Brugga (40 km^2, Allemagne) fournissent un très bon exemple de l'intérêt d'une intercomparaison de modèles pour tester différentes hypothèses et conceptualisations lorsque de nombreuses données sont disponibles (Günter *et al.* 1999 ; Uhlenbrook *et al.* 1999). Si toutes ont donné de bons résultats en terme de débits, leurs structures sont apparues inadaptées au vu des variables internes, et leur comparaison a permis de trouver une structure et un degré de discrétisation pertinent (Uhlenbrook *et al.* 2004).

Une démarche originale est par ailleurs développée au CEMAGREF, qui consiste à construire et améliorer un modèle à travers des approches comparatives (Perrin *et al.* 2001). Les qualités respectives de nombreux modèles sont évaluées de façon relative sur un large échantillon de bassins, afin de dégager les structures les plus robustes et les plus fiables, tout en évaluant l'influence de leur complexité (Perrin *et al.* 2003).

L'approche descendante, déjà évoquée au paragraphe 2.2.3.1, s'appuie également sur une démarche comparative, puisqu'elle teste l'apport relatif de toute complexité supplémentaire pour développer des structures parcimonieuses et pertinentes (Jothityangkoon *et al.* 2001 ; Sivapalan *et al.* 2003 ; Farmer *et al.* 2003).

Le projet d'intercomparaison des modèles distribués (*DIMP - Distributed Model Intercomparison Project*), récemment terminé (Smith *et al.* 2004), est un exemple des potentialités des approches comparatives. Outre le fait qu'il a permis de faire le point sur les modèles existants, les intercomparaisons y ont été réalisées selon un protocole défini (bassins, données, procédures de calibration, etc.), permettant ainsi des conclusions plus claires quant aux capacités actuelles des modèles distribués (cf. numéro spécial de *Journal of Hydrology*, vol. 298(1-4)). Les difficultés spécifiques liées à leur calibration, mais aussi leur intérêt pour simuler la réponse de bassins très hétérogènes, ont ainsi été montrés.

A la lumière de ces études, quel intérêt peut on attribuer aux intercomparaisons de modèles ? En premier lieu, elles apportent un degré de relativité salutaire aux résultats de modélisation. A ce titre, si les conclusions que l'on peut en tirer sont souvent assez floues, cela doit être considéré comme le résultat d'une plus grande rigueur de la démarche scientifique. Par ailleurs, dans la mesure où elles permettent de tester différentes hypothèses de fonctionnement, elles présentent un intérêt tout particulier dans des études exploratoires et prospectives, comme c'est le cas ici.

4.2 Critères de choix des modélisations

4.2.1 Objectifs poursuivis

Des études qui viennent d'être présentées, il est difficile de tirer des conclusions claires, dans la mesure où les résultats obtenus sont conditionnés par les modèles utilisés, les bassins sur lesquels ils sont appliqués, les données disponibles ou encore les critères de comparaison. C'est la raison pour laquelle ce travail se fixe un objectif précis et volontairement modeste : **Trouver une conceptualisation pertinente pour modéliser le cycle hydrologique sur la région AMMA-CATCH Bénin**. Le terme conceptualisation est ici entendu dans un sens large, dans la mesure où il inclut : le choix des processus dominants, leur description mathématique et les échelles spatio-temporelles utilisées.

Dans un premier temps, l'objectif de la comparaison de modèles est donc de tester des hypothèses de fonctionnement. Afin de ne pas biaiser les résultats par l'effet du nombre de degrés de liberté des modèles, nous avons travaillé avec des structures dont le nombre de paramètres

optimisables est identique. **Nous comparons donc deux modèles de même complexité** (au sens entendu au paragraphe 2.5).

4.2.2 Contraintes imposées

Un certain nombre de contraintes ont guidé le choix des modèles :
- La connaissance du fonctionnement hydrologique de la région étudiée était très réduite lorsque ce travail a commencé. Nous n'avions en particulier pas d'idées quant aux processus dominants ;
- Les données hydro-météorologiques disponibles étaient également limitées, puisqu'elles se résumaient principalement à des mesures pluie-débit.

Ces contraintes limitent fortement les possibilités de modélisations basées sur une compréhension poussée des processus et *gourmandes* en terme de données, comme le montrent sur ces même bassins Bormann et Diekkrüger (2003). Face à ce *principe de réalité*, notre approche se veut donc pragmatique.

4.2.3 Choix des échelles spatiales et temporelles

Dans le choix d'une modélisation, se pose la question des échelles spatiales et temporelles appropriées pour représenter le comportement hydrologique des bassins versants. Voici les considérations qui sont à l'origine de nos choix.

4.2.3.1 Résolution temporelle

Le premier choix concerne le pas de temps du modèle, conditionné par la dynamique du bassin étudié et qui conditionnera à son tour la résolution spatiale pertinente (Obled, communication personnelle). Si l'on se place dans une démarche mécaniste, le pas de temps à utiliser est celui nécessaire à la représentation des phénomènes élémentaires identifiés. Il faut alors travailler à des pas de temps souvent très fins (la simulation du refus à l'infiltration, par exemple, peut nécessiter une résolution temporelle de quelques secondes). Dans les approches descendantes, au sein desquelles nous nous plaçons ici, le pas de temps est plutôt fixé à partir de la dynamique de la variable pronostique (le plus souvent le débit). Ce qui importe alors est d'échantillonner correctement la dynamique temporelle de la réponse du bassin versant étudié. Dans une perspective de prévision de crues, Berne *et al.* (2004) préconisent par exemple de travailler à un pas de temps inférieur à la moitié du temps de montée de l'hydrogramme. Dans un contexte de simulation du bilan hydrologique, comme c'est le cas ici, un pas de temps plus large peut néanmoins être utilisé, dans la mesure où c'est la dynamique générale du bassin que l'on cherche à reproduire. Compte tenu des temps de base des hydrogrammes de la Donga et de l'Ouémé à Bétérou, supérieurs à 24 heures, le pas de temps journalier peut être considéré comme une résolution acceptable.

La disponibilité des données doit également être évoquée, dans la mesure où elle constitue un critère de choix qui, bien que fondé sur des considérations plus pragmatiques, est tout aussi

important. Nous avons, par volonté d'utiliser de façon optimale les données, choisi de principalement travailler au pas de temps journalier. Sur la Donga et ses sous-bassins, la disponibilité de données horaires en 2002 nous a aussi permis de travailler au pas de temps horaire, et d'ainsi tester l'intérêt d'un meilleur échantillonnage temporel des variables de forçage.

Remarque : En Afrique de l'Ouest, des approches basées sur des modèles de bilan mensuels ont souvent été utilisées (Ardoin-Bardin 2004). Au vu des objectifs affichés ici, elles sont néanmoins peu pertinentes (Le Lay 2002).

4.2.3.2 Quid de la prise en compte de la variabilité spatiale des précipitations ?

L'intérêt des modèles distribués, et plus largement de la prise en compte des hétérogénéités dans les variables de forçage, les caractéristiques de surface et les processus pour décrire le fonctionnement hydrologique des bassins versants, a intéressé nombre d'auteurs. Pour en avoir une vue d'ensemble, on peut par exemple se référer à la revue bibliographique dressée par Smith *et al.* (2004). Elle montre qu'il est très délicat de généraliser les conclusions, qui sont très dépendantes du contexte climatique, des caractéristiques et de la taille du bassin considéré. Ainsi, pour certains, la distribution des pluies sur le bassin revêt l'importance principale (Andréassian *et al.* 2004), alors que pour d'autres ce sont les caractéristiques du bassin qui doivent être distribuées (Jothityangkoon *et al.* 2001).

Dans le cas de ce travail, les données ne nous permettent pas de distribuer les caractéristiques de surface à l'échelle des bassins (épaisseurs de sol, conductivités hydrauliques, etc.), mais l'on peut néanmoins se poser la question de la prise en compte de la variabilité spatiale des précipitations. Les nombreuses études menées (e.g. Obled *et al.* 1994 ; Winchell *et al.* 1998 ; Krysanova *et al.* 1999 ; Boyle *et al.* 2001 ; Andréassian *et al.* 2004) montrent qu'il est difficile de généraliser les conclusions sur le sujet.

Le rôle de la spatialisation du forçage pluviométrique est double, dans la mesure où elle permet à la fois : (i) un meilleur échantillonnage des intensités de pluie, (ii) la localisation de ces pluies sur le bassin. Selon la taille du bassin, l'organisation spatiale des systèmes pluviogènes et les processus hydrologiques dominants, ces deux aspects ont une influence respective très différente (Obled et Saulnier 1999). De façon générale, un certain nombre d'études (Michaud et Sorooshian 1994 ; Koren *et al.* 1999) montrent que les bassins de type hortonien sont les plus sensibles à la variabilité spatiale des pluies, dans la mesure où le ruissellement y est produit par le dépassement local des capacités d'infiltration. L'accès aux intensités locales de pluie est alors primordial, comme c'est le cas au Sahel (Vischel 2006). Les bassins versants fonctionnant par zones contributives sont moins sensibles à cette variabilité spatiale, du fait du rôle intégrateur du bassin, même si la localisation et l'extension des pluies peuvent y jouer un rôle important sur la réponse hydrologique (Obled *et al.* 1994).

Il existe en outre un rapport d'échelles spatio-temporelles à respecter en modélisation hydrologique. Or, le choix d'un pas de temps journalier limite quelque peu l'intérêt d'une discrétisation spatiale fine des précipitations, et peut justifier de considérer comme uniforme le forçage pluviométrique sur des bassins de méso-échelle. Varado *et al.* (2005), sur la Donga, constatent d'ailleurs

le faible impact de la spatialisation des pluies sur les simulations du modèle REW-v4.0. Nous avons donc fait le choix d'un forçage uniforme, dont nous discuterons la pertinence à la lumière des résultats obtenus. Retenons toutefois que la question de la prise en compte de la variabilité spatiale des pluies méritera, au delà de ce travail, d'être posée.

4.3 Le modèle GR4J

Le modèle GR4J (*modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier*) appartient à la famille des modèles hydrologiques GR développés au CEMAGREF suivant une approche que ses concepteurs résument de la façon suivante[1] :

- Le bassin versant est vu comme une entité globale ;
- L'approche adoptée est empirique (pas d'usage *a priori* d'équations physiques) ;
- Les structures de modèles sont développées à partir de structures les plus simples, progressivement complexifiées ;
- La complexité du modèle est conditionnée par la capacité du modèle à reproduire la transformation pluie-débit ;
- On recherche les structures les plus générales possible ;
- Le test en calage-contrôle, sur de grands échantillons de bassins, est le mode d'évaluation standard des modèles ;
- Les modèles sont évalués de manière relative (pas de *bons* modèles, seulement des modèles meilleurs que d'autres).

Pour se faire une idée plus précise de cette démarche, le lecteur peut par exemple consulter Michel (1983), Perrin (2000) ou Andréassian (2005).

4.3.1 Description

GR4J est utilisé ici dans la version de Perrin (2000), dont on peut également trouver une description dans Perrin *et al.* (2003). Il s'agit d'un modèle global à réservoirs, dont la structure (figure 4.1) et le formalisme mathématique sont décrits ci-dessous.

Neutralisation du forçage

A la pluie brute (P) est prélevée l'évapotranspiration potentielle (ETP). La pluie et l'évapotranspiration nettes P_n et E_n sont alors déterminées par :

$$\begin{aligned} &\text{Si} \quad P(t) \geq ETP(t), \quad P_n(t) = P(t) - ETP(t) \quad \text{et} \quad E_n(t) = 0 \\ &\text{Si} \quad P(t) \leq ETP(t), \quad P_n(t) = 0 \quad \text{et} \quad E_n(t) = ETP(t) - P(t) \end{aligned} \tag{4.1}$$

[1] page web des modèles GR :http ://www.cemagref.fr/webgr/index.htm.

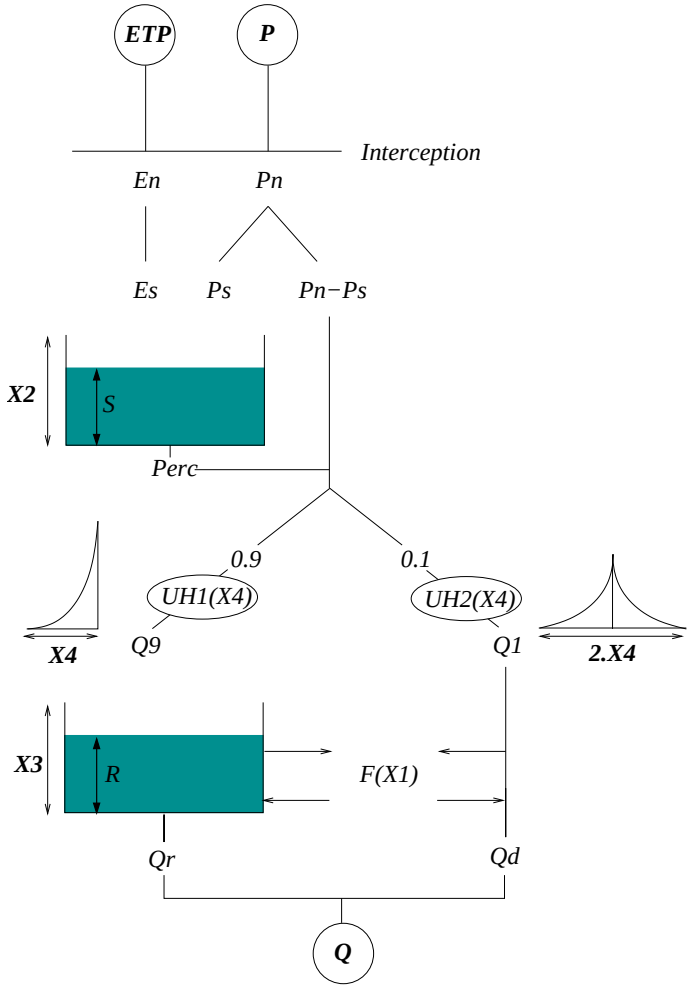


FIG. 4.1: Structure du modèle GR4J (inspiré de Perrin, 2000)

Remarque : Cette neutralisation est équivalente à un réservoir d'interception de capacité nulle.

Réservoir de production

La fraction P_s de la pluie nette alimentant le réservoir sol est fonction de l'état hydrique de celui-ci :

$$P_s = \frac{P_n\left(1 - \left(\frac{S}{X_2}\right)^2\right)}{1 + P_n\left(1 + \frac{S}{X_2}\right)} \tag{4.2}$$

où S est le niveau dans le réservoir sol et X_2 la capacité maximale de ce réservoir.

L'évapotranspiration E_s prélevée dans ce réservoir est également fonction de son état hydrique :

$$E_s = \frac{E_n \frac{S}{X_2}\left(2 - \frac{S}{X_2}\right)}{1 + \frac{E_n}{X_2}\left(2 - \frac{S}{X_2}\right)} \tag{4.3}$$

Une percolation est autorisée au fond de ce réservoir. Elle s'additionne à la fraction $P_n - P_s$ (pluie efficace). Son taux est défini par une loi de vidange en puissance 5 et de capacité à 1 jour[1] $2.25X_2$:

$$Perc = S - \left(S^{-4} + (\frac{9}{4}X_2)^{-4}\right)^{-\frac{1}{4}} \tag{4.4}$$

La figure 4.2 illustre la forme de ces relations :

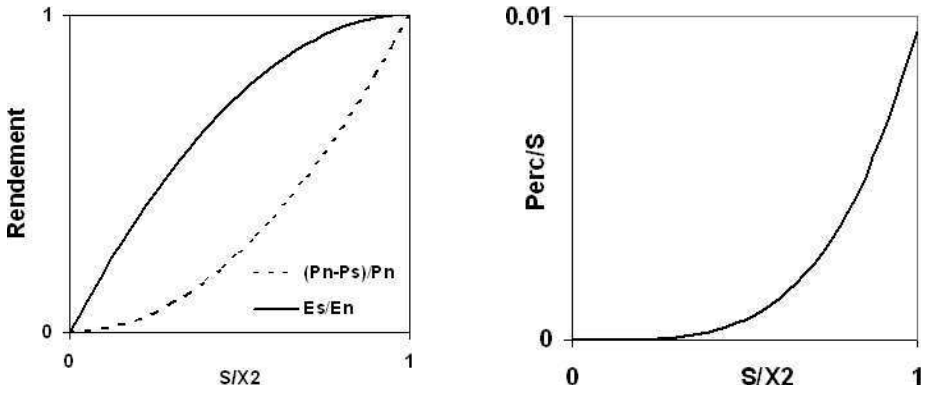


FIG. 4.2: Forme des relations régissant l'évolution du réservoir de production de GR4J

Séparation des composantes de l'écoulement

La pluie efficace est séparée en deux composantes : un écoulement pseudo-direct, correspondant à 10% de la pluie efficace, est routé par un hydrogramme unitaire. Le reste (90% de la pluie efficace) est routé par un autre hydrogramme unitaire et un réservoir de routage.

Hydrogramme unitaire

Un retard progressif est appliqué aux deux composantes de l'écoulement, par utilisation d'hydrogrammes unitaires permettant de reproduire le temps de montée de l'hydrogramme.

L'écoulement transitant par le réservoir de routage est retardé par un hydrogramme UH1, alors que l'écoulement pseudo-direct est retardé par un hydrogramme UH2. UH1 et UH2 sont caractérisés par un même temps de montée X_4. Leurs formes intégrées (*S-curves*) respectives SH1 et SH2 sont décrites en fonction du temps t par :

$$\begin{aligned} SH1(t) &= \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{pour} \quad 0 \leq t \leq X_4 \\ SH1(t) &= 1 \quad \text{pour} \quad t \geq X_4 \end{aligned} \tag{4.5}$$

[1]Par capacité à un jour on entend le contenu qui reste dans le réservoir le jour j+1 quand il est alimenté le jour j par une quantité infinie.

$$\begin{aligned} SH2(t) &= \frac{1}{2}\left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} && \text{pour} \quad 0 \leq t \leq X_4 \\ SH2(t) &= 1 - \frac{1}{2}\left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} && \text{pour} \quad X_4 \leq t \leq 2X_4 \\ SH2(t) &= 1 && \text{pour} \quad t \geq 2X_4 \end{aligned} \tag{4.6}$$

Les hydrogrammes UH1 et UH2 s'en déduisent par :

$$\begin{aligned} UH1(t) &= SH1(t) - SH1(t-1) \\ UH2(t) &= SH2(t) - SH2(t-1) \end{aligned} \tag{4.7}$$

Réservoir de routage

Après avoir été retardée par l'hydrogramme unitaire, la principale composante de l'écoulement transite par un réservoir de routage non linéaire. La vidange, qui suit une loi en puissance 5 et de capacité à 1 jour X_3, s'écrit :

$$Q_r = R - \left(R^{-4} + X_3^{-4}\right)^{-\frac{1}{4}} \tag{4.8}$$

Terme d'échanges souterrains

Un paramètre X_1 permet de tenir compte des infiltrations profondes ou des échanges d'eau souterrains. Il intervient dans le terme F suivant :

$$F = X_1\left(\frac{R}{X_3}\right)^{\frac{7}{2}} \tag{4.9}$$

Si X_1 est négatif, F est un terme puits soustrait à l'écoulement direct Q_1 et au niveau R du réservoir de routage. Si X_1 est positif, F devient un terme source, appliqué de la même façon à Q_1 et R.

4.3.2 Discussion des hypothèses

4.3.2.1 Fermeture du bilan hydrologique

Une des originalités de la structure de GR4J est de considérer explicitement le bassin versant comme une entité ouverte, en utilisant un terme source/puit sensé représenter les échanges avec des nappes d'eau profondes. Cette hypothèse est pour beaucoup dans les bonnes performances affichées par le modèle (Perrin *et al.* 2003), dans la mesure où elle permet d'ajuster le bilan d'eau sur le bassin. Elle joue en outre un double rôle, puisqu'elle permet de compenser les erreurs d'estimation sur les variables de forçage et l'inadéquation éventuelle de la fonction de rendement du modèle.

4.3.2.2 Paramètres fixés

Un certain nombre de termes, dans les équations du modèle, peuvent être considérés comme des paramètres dont les valeurs ont été fixées. C'est le cas des facteurs puissances utilisés dans plusieurs équations, ou du coefficient de partage des écoulements pseudo-directs et des écoulements retardés ($10\% - 90\%$). Le faible gain de performance obtenu en relaxant ces paramètres est à l'origine de leur prescription.

4.3.2.3 Génération et origine des écoulements

La formulation du modèle ne permet pas de distinguer et de simuler spécifiquement les différents types d'écoulements (ruissellement hortonien, ruissellement sur surfaces saturées, écoulements de sub-surface, écoulements souterrains, etc.). En outre, la prescription du coefficient de partage des écoulements pseudo-directs et des écoulements retardés ($10\% - 90\%$) n'autorise pas la distinction entre écoulements rapides et lents.

Remarque : Sur les bassins de la Donga et de l'Ouémé à Bétérou, une version à 5 paramètres du modèle (GR4J + coefficient de partage des écoulements) a été testée. La faible amélioration des résultats, tout comme les valeurs calibrées du coefficient de partage des écoulements (très proches de la valeur initialement prescrite) nous ont poussé à utiliser la version initiale à 4 paramètres.

4.3.3 Mise en oeuvre

La mise en oeuvre de GR4J nécessite un nombre réduit de données hydro-météorologiques et d'informations sur le bassin, dans la mesure où seuls doivent être renseignés :

- les pluies moyennes journalières,
- l'ETP journalière,
- les débits moyens journaliers à l'exutoire (pour la calibration),
- la superficie du bassin versant.

Le nombre de degrés de liberté du modèle est limité, puisque seuls 4 paramètres sont optimisés :

- X_1 : coefficient d'échanges souterrains,
- X_2 : capacité maximale du réservoir de production,
- X_3 : capacité maximale du réservoir de routage,
- X_4 : temps de montée de l'hydrogramme unitaire.

X_1 et X_2 gèrent la fonction de production ; X_3 et X_4 gèrent celle de transfert.

4.4 TOPAMMA : une version modifiée de TOPMODEL

L'ensemble des travaux menés sur la bassin de la Donga a mis en évidence un fonctionnement par développement de surfaces contributives (cf. paragraphe 3.4). Il nous est donc apparu judicieux d'y tester les hypothèses de TOPMODEL, modèle basé sur ce type de processus et pour lequel le LTHE dispose d'une expérience conséquente (Wendling 1992 ; Saulnier 1996 ; Datin 1998 ; Zin 2002).

Ceci n'est pas la première application des concepts de TOPMODEL en milieu tropical. Notons par exemple les travaux de Quinn *et al.* (1991) sur le bassin de Booro-Borotou (1.36 km^2) en Côte d'Ivoire, de Molicova *et al.* (1997) sur un petit bassin (1.5 ha) en Guyane ou de Campling *et al.* (2002) sur un bassin Nigerian (379 km^2).

La base conceptuelle de TOPMODEL est dans un premier temps présentée. Ensuite sont décrits la paramétrisation des processus verticaux retenue, la fonction de transfert utilisée et les détails de la mise en oeuvre du modèle.

4.4.1 Définition du cadre conceptuel : similarité hydrologique et écoulements latéraux

Originellement conçu par Beven et Kirkby (1979) pour de petits bassins versants écossais, TOPMODEL (*TOPography based hydrological MODEL*) est aujourd'hui l'un des modèles hydrologiques les plus populaires et les plus étudiés. Il s'appuie sur la topographie pour représenter, en chaque point du bassin, les écoulements latéraux de sub-surface, que l'on sait être à l'origine du ruissellement sur surfaces saturées (Cappus 1960 ; Dunne et Black 1970 ; figure 4.3).

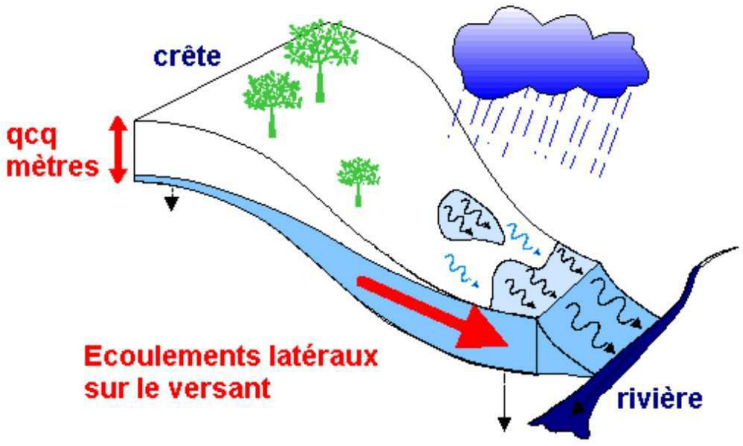


FIG. 4.3: Génération du ruissellement sur surfaces saturées (d'après Saulnier, 1996)

Son originalité est de proposer une description spatialisée des processus fondée sur le concept de **similarité hydrologique**[1].

[1] On peut traduire cette notion par l'existence de régularités dans l'état hydrique de différents points du bassin versant : il n'est par exemple surprenant pour personne d'observer des zones saturées aux pieds des versants, alors que les sommets sont secs.

TOPMODEL est, en toute rigueur, plus un modèle de processus qu'un modèle hydrologique à part entière. Il est donc toujours couplé à d'autres modèles, représentant les autres processus actifs sur le bassin (fonctions de production, fonctions de transfert ou encore diverses formulations d'infiltration, d'écoulements souterrains, etc.). C'est pourquoi il existe aujourd'hui un grand nombre de versions du modèle initial, et il est plus exact de considérer les TOPMODELs comme une famille de modélisations. Outre la version (quasi-) originale de TOPMODEL (Beven 1995), on peut ainsi trouver dans la littérature :

- des versions simplifiées événementielles, comme TOPSIMPL (Wendling 1992 ; Saulnier 1996) ;
- des versions couplées avec des modèles SVAT (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*) (Famiglietti *et al.* 1992 ; Pellenq 2002) ;
- des versions relaxant certaines hypothèses de TOPMODEL (Datin 1998 ; Beven et Freer 2001a ; Ciarapica et Todini 2002 ; Bandaragoda *et al.* 2004). Le modèle TOPODYN (Datin 1998), par exemple, relaxe l'hypothèse de recharge uniforme sur le bassin et celle d'aires drainées indépendantes du temps. Le Dynamic TOPMODEL de Beven et Freer (2001b) utilise lui l'onde cinématique pour relaxer l'hypothèse de successions d'états stationnaires de la zone saturée et définir des aires drainées dynamiques.

Dans ce paragraphe, je présente donc la base commune à presque tous les TOPMODELs, à savoir la description des écoulements latéraux et les hypothèses qui la sous-tendent. La formulation adoptée n'est cependant pas exempte de spécificités propres aux versions développées au LTHE, et en particulier à TOPSIMPL (Saulnier 1996).

4.4.1.1 Remarques préalables sur le vobulaire employé

Il convient, afin de clarifier la présentation des concepts de TOPMODEL, de quelque peu préciser le vocabulaire utilisé.

En premier lieu, la description de l'état hydrique du bassin repose sur la notion de **déficit à saturation**, représentant la quantité d'eau qu'il faudrait infiltrer pour faire affleurer la nappe de versant. En d'autres termes, c'est la profondeur y à laquelle se trouve cette nappe multipliée par la porosité :

$$d = y.(\theta_{sat} - \theta_r) = y.\Delta\theta \tag{4.10}$$

où θ_{sat} est la teneur en eau du sol à saturation et θ_r la teneur en eau résiduelle, lorsque toute l'eau disponible pour les écoulements latéraux a été évacuée. $\Delta\theta$ est en quelque sorte la *porosité effective* pour les écoulements latéraux. Notons que cette porosité n'est pas exactement la porosité du milieu, au sens où θ_r représente l'eau retenue dans la matrice poreuse par les forces capillaires lorsque les écoulements rapides ont eu lieu.

Important : La notion de nappe est ici employée dans un sens très particulier, puisqu'elle fait référence aux écoulements temporaires de sub-surface. On assimile en effet les écoulements latéraux préférentiels de sub-surface à un aquifère continu se développant dans les horizons superficiels de sol bien aérés. Le modèle conceptuel de nappe saturée (tel qu'illustré sur la figure 4.3)

utilisé pour formaliser ces processus se distingue donc totalement de la nappe pérenne alimentant l'hydrologie profonde.

Enfin, si TOPMODEL peut être considéré comme un modèle *distribué*, dans la mesure où l'on peut connaître à tout instant l'état hydrique de chaque point du bassin, il n'est pas un modèle *maillé*, puisque le calcul du bilan hydrique est effectué à l'échelle du bassin versant et non à l'échelle du pixel.

4.4.1.2 Hypothèses

Equilibre de versant

La dynamique du système est approchée par une succession d'états stationnaires. A chaque pas de temps, on suppose la nappe en équilibre au niveau du versant, de sorte qu'au niveau d'un pixel i, le flux entrant q_{in} est égal au flux sortant q_{out}[1] (figure 4.4) :

$$q_{in}(i,t) = q_{out}(i,t) \tag{4.11}$$

Le flux entrant s'exprime par :

$$q_{in}(i,t) = a_i.R_i(t) \tag{4.12}$$

où a_i est l'aire draînée par le pixel i et R_i la recharge de versant au niveau du pixel i, i.e. la lame d'eau moyenne qui alimente la nappe à l'amont de ce pixel.

La loi de Darcy permet d'écrire le flux sortant :

$$q_{out}(i,t) = T_i(t).grad(h_i) \tag{4.13}$$

où $grad(h_i)$ est le gradient hydraulique local et $T_i(t)$ la transmissivité latérale du pixel i, fonction du niveau de la nappe.

L'équilibre s'écrit donc :

$$a_i.R_i(t) = T_i(t).grad(h_i) \tag{4.14}$$

Remarque : L'hypothèse de succession d'états stationnaires induit *de facto* une limitation sur la résolution temporelle du modèle, dans la mesure où l'équilibre de versant, supposé atteint dans le pas de temps, ne peut être atteint pour des pas de temps très court et perd de son sens pour des pas de temps trop longs (cf. 5.5).

Gradient hydraulique parallèle à la pente du terrain

On suppose le gradient local de charge hydraulique invariant dans le temps et approché par la pente locale du sol. Cette hypothèse, également effectuée par le modèle de l'onde cinématique,

[1] En d'autres termes, on néglige, à un instant donné, la variation de stock à l'intérieur du pixel.

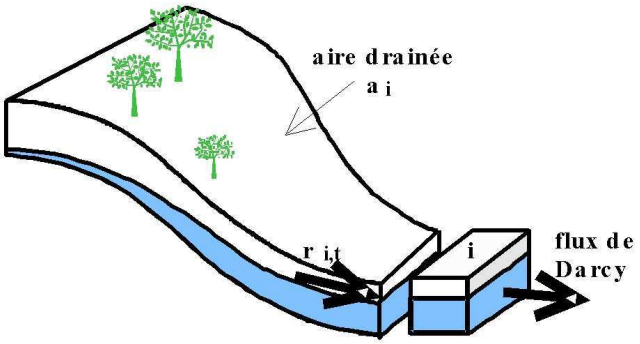


FIG. 4.4: Equilibre de versant (d'après Saulnier, 1996)

est justifiée lorsque la profondeur des écoulements hypodermiques est faibles devant la longueur de pente. On admet donc :

$$grad(h_i) = \tan \beta_i \tag{4.15}$$

avec β_i la pente topographique locale.

Remarque : cette approximation étant faite au niveau local, cela n'implique pas que la nappe soit globalement parallèle à la surface du sol.

Forme du profil de transmissivité

La transmissivité est supposée décroître exponentiellement avec la profondeur :

$$T(d_i) = T_0 . \exp\big(-\frac{d_i}{M}\big) \tag{4.16}$$

Avec :

- T_0 la transmissivité latérale quand le sol est saturé jusqu'en surface $[m^2.s^{-1}]$, supposée constante sur le bassin (hypothèse justifiée plus loin) ;
- d_i le déficit local $[m]$, représentant la lame d'eau qu'il faudrait infiltrer pour saturer le point i en supposant que la zone non saturée soit totalement vide (il s'agit en fait de la profondeur locale de la nappe, à la porosité *effective* du sol près) ;
- M le coefficient de décroissance de la transmissivité avec la profondeur $[m]$; homogène à une épaisseur, il donne un indice de l'épaisseur efficace du sol où ont lieu la majorité des écoulements.

Remarques :

1. Le profil de conductivité hydraulique à saturation correspondant s'écrit :

$$K(d_i) = K_0 . \exp\big(-\frac{d_i}{M}\big) \tag{4.17}$$

Avec K_0 la conductivité hydraulique à saturation en surface. La transmissivité totale T_0 du profil de sol s'exprime donc comme le produit de K_0 et M, ce qui associe M à l'épaisseur qu'aurait le sol si la conductivité était constante et égale à K_0 sur le profil.

2. Une telle hypothèse exprime le fait que le sol est en profondeur plus tassé qu'en surface et que les macroporosités y sont moins nombreuses. Si le profil exponentiel constitue une hypothèse raisonnable, il est néanmoins possible d'utiliser d'autres lois de décroissance (Ambroise *et al.* 1996).

Recharge uniforme

La recharge disponible pour les écoulements préférentiels est supposée spatialement uniforme :

$$R_i(t) = R(t) \tag{4.18}$$

Remarque : Cette hypothèse ne signifie pas que la pluie soit spatialement uniforme, dans la mesure où la recharge d'un pixel intègre, et donc moyenne, toutes les recharges locales des points situés à l'amont de ce pixel. Elle n'en demeure pas moins acceptable que si la variabilité spatiale des précipitations est limitée à l'échelle du bassin modélisé. Il est tout à fait possible de relaxer cette hypothèse, comme l'a fait Datin (1998) dans le but de prendre en compte la variabilité spatiale des pluies dans TOPMODEL.

Variabilité spatiale des sols

On dispose rarement d'informations sur la variabilité spatiale de la transmissivité et des épaisseurs de sol. C'est pourquoi, dans la plupart des formulations de TOPMODEL, T_0 et M sont supposés constants sur le bassin. Saulnier (1996) a néanmoins montré qu'il était possible de les faire varier spatialement sans changer les concepts de base du modèle.

4.4.1.3 Formulation mathématique

Equilibre de versant

Compte tenu des hypothèses faites précédemment, l'équation 4.14 d'équilibre de la nappe peut s'écrire :

$$R(t).a_i = T_0.\tan\beta_i \exp\Big(-\frac{d_i(t)}{M}\Big) \tag{4.19}$$

On obtient ainsi une expression explicite de $d_i(t)$:

$$d_i(t) = -M.\ln\Big(\frac{a_i}{T_0.\tan\beta_i}\Big) - M.\ln R(t) \tag{4.20}$$

Indice de similarité hydrologique

Cette relation fait apparaître que tous les points ayant le même rapport $a_i/(T_0.\tan\beta_i)$ ont le même déficit local, et se comportent donc, d'un point de vue hydrologique, de façon identique. On aboutit ainsi au concept d'**indice de similarité hydrologique**, au coeur de la philosophie de TOPMODEL :

$$\lambda_i = \ln\left(\frac{a_i}{T_0 \tan\beta_i}\right) \tag{4.21}$$

Remarque : L'indice de similarité est aussi qualifié d'indice pédo-topographique. Dans la version utilisée ici, il s'agit en fait d'un indice topographique puisque T_0 est constant. Il reste néanmoins valide lorsque T_0 varie spatialement, et s'écrit alors :

$$\lambda_i = \ln\left(\frac{a_i}{T_{0i} \tan\beta_i}\right) \tag{4.22}$$

Spécification des épaisseurs de sol

L'épaisseur active de sol contribuant aux écoulements dans la rivière est contrôlée par le paramètre M. Datin (1998) a par ailleurs proposé de définir, pour les sols peu profonds mais transmissifs, un déficit seuil d_0, correspondant à la profondeur maximale du sol (à la porosité près) à laquelle peuvent encore se dérouler des écoulements rapides drainés par la rivière. Ceci conduit à travailler avec un profil de transmissivité seuillé à la profondeur d_0 (figure 4.5). Les pixels ayant un déficit égal à d_0 sont considérés comme *secs*, et leur comportement n'est plus modélisé par les équations issues de l'équilibre de la nappe de versant.

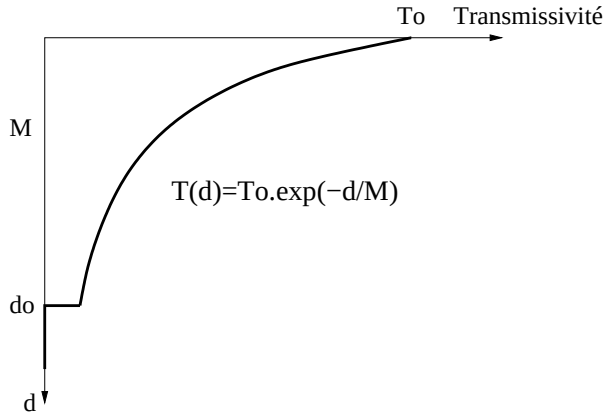


FIG. 4.5: Profil de transmissivité seuillé à d_0

$$d_i(t) = \begin{cases} 0 & \text{si le pixel est saturé} \\ 0 < d_i(t) < d_0 & \text{si le pixel n'est ni sec, ni saturé} \\ d_0 & \text{si le pixel est sec} \end{cases} \tag{4.23}$$

Remarques :

1. Cette modification a été introduite dans le but de prendre en compte la variabilité spatiale des précipitations, car elle autorise une définition dynamique des aires drainées en fonction du temps. Nous verrons qu'elle présente également d'autres intérêts (paragraphe 4.4.2).
2. En toute rigueur, T_0 s'écrit maintenant :

$$T_0 = K_0.M.\left(1 - \exp(-\frac{d_0}{M})\right) \tag{4.24}$$

Etant données les valeurs prises en pratique par le rapport d_0/M (de l'ordre de 8 ou 9 sur nos bassins), l'approximation $T_0 = K_0.M$ utilisée par la suite est acceptable (erreur inférieure à 2/100 dès que d_0/M est supérieur à 4).

Relation entre le déficit moyen et le déficit local

Le déficit moyen $\overline{D}(t)$ est calculé en intégrant les déficits locaux sur la surface A du bassin :

$$\overline{D}(t) = \frac{1}{A}\int_A d_i(t).dA \tag{4.25}$$

Le détail du calcul, effectué selon la formulation proposée par Saulnier et Datin (2004), n'est pas présenté ici (cf. Datin 1998 ou Pellenq 2002). Il convient de retenir qu'il diffère de la formulation originale de TOPMODEL, dans la mesure où :

- Il relaxe l'hypothèse que la surface saturée est négligeable, comparée à la surface du bassin, et corrige ainsi un biais analytique du modèle ;
- Il prend en compte la surface sur laquelle les pixels sont *secs* (i.e. $d_i(t) = d_0$).

Sous ces conditions, le déficit moyen $\overline{D}(t)$ s'écrit :

$$\overline{D}(t) = \frac{A - A_c(t) - A_0(t)}{A}.(d_i(t) - M.(\overline{\lambda}^*(t) - \lambda_i)) + \frac{A_0(t)}{A}.d_0 \tag{4.26}$$

où $A_c(t)$ est la surface *contributive* au pas de temps t (i.e. la surface saturée) et A_0 la surface *sèche* (i.e. surface où $d_i = d_0$). $\overline{\lambda}^*$ représente l'indice topographique moyen sur la surface $A - A_c(t) - A_0(t)$, qualifiée de surface *active*.

Il est également possible d'exprimer cette relation sous la forme :

$$\overline{D}^*(t) - d_i(t) = -M(\overline{\lambda}^*(t) - \lambda_i) \tag{4.27}$$

où $\overline{D}^*(t)$ est le déficit moyen sur la surface *active* du bassin et vaut :

$$\overline{D^*}(t) = \frac{A.\overline{D}(t) - A_0(t).d_0}{A - A_c(t) - A_0(t)} \tag{4.28}$$

La relation 4.27 est essentielle dans la mise en oeuvre de TOPMODEL : elle exprime le fait que la différence entre le déficit local du point i et le déficit moyen est directement liée à la différence entre l'indice topographique du point i et l'indice moyen. Le changement d'échelle est ainsi explicite.

Ruissellement sur surfaces contributives

Le ruissellement sur surfaces saturées R_C, exprimé en lame d'eau sur le bassin, est obtenu par :

$$R_C(t) = P_n(t).\frac{A_c(t)}{A} \tag{4.29}$$

où $P_n(t)$ est la pluie nette après interception (cf. 4.32).

Ecoulements de sub-surface

La seconde composante des écoulements modélisés par TOPMODEL est l'exfiltration de la nappe de versant. Classiquement, on exprime le débit de base $Q_b(t)$ comme une fonction du déficit moyen $\overline{D}(t)$ sur le bassin :

$$Q_b(t) = AT_0 exp(-\overline{\lambda}) exp\left(-\frac{\overline{D}(t)}{M}\right) \tag{4.30}$$

où $\overline{\lambda}$ représente la moyenne des indices topographiques sur le bassin.

Dans le cas de sols de profondeur limitée, le déficit maximal est d_0. La valeur du débit d'exfiltration doit donc être nulle lorsque $\overline{D}(t)$ est égal à d_0. D'où l'expression retenue :

$$Q_b(t) = AT_0 exp(-\overline{\lambda}) \left[exp\left(-\frac{\overline{D}(t)}{M}\right) - exp\left(-\frac{d_0}{M}\right)\right] \tag{4.31}$$

Remarque : le noyau de TOPMODEL, à savoir les indices de similarités hydrologiques et la gestion des écoulements latéraux, vient d'être présenté. J'en ai volontairement exclu la représentation des flux verticaux, qui comme on va le voir peut prendre des formes variées.

4.4.2 Représentation des processus verticaux : développement d'une nouvelle paramétrisation

La représentation des flux verticaux à l'interface sol-atmosphère n'est pas le propos principal de TOPMODEL (Beven 1997). Suivant les versions utilisées, les formulations diffèrent donc largement. Dans ce qui suit, est présentée une nouvelle paramétrisation de ces processus verticaux, motivée par le contexte hydrologique spécifique sur lequel nous travaillons.

4.4.2.1 Motivations pour une nouvelle version

Après avoir testé avec peu de succès des versions *classiques* de TOPMODEL sur le bassin de la Donga, il nous est apparu que la spécificité hydrologique forte de ce bassin nécessitait de redéfinir un certains nombre de composantes du modèle. **L'objectif initial de la version proposée, nommée TOPAMMA, est donc d'intégrer les hypothèses de fonctionnement de la Donga**. Elle est en particulier née d'un questionnement : comment formaliser la déconnexion entre la rivière et les écoulements souterrains profonds ?

Néanmoins, la paramétrisation qui est présentée ici est plus généralement le résultat de la volonté de clarifier la définition de TOPMODEL, en lui rendant sa première vocation : modéliser les écoulements rapides de sub-surface et le ruissellement sur surfaces saturées. Cela se traduit concrètement par l'externalisation maximale des autres composantes du modèle, comme je le montre dans ce qui suit.

4.4.2.2 Processus d'interception et d'évapotranspiration

Formulation initiale (TOPSIMPL)

Dans la plupart des versions de TOPMODEL, les transferts sol-atmosphère sont gérés par un réservoir surfacique de capacité maximale $SRMax$, à partir duquel différentes formulations d'interception et d'évapotranspiration peuvent être appliquées.

Ainsi, dans TOPSIMPL, la reprise évaporatoire est représentée de façon très simplifiée par l'intermédiaire d'un paramètre $Inter$, assimilé au taux potentiel : le réservoir surfacique, apparenté à la zone racinaire, se remplit sous l'effet de la pluie et se vide sous l'action d'$Inter$ (si la quantité d'eau disponible est inférieure à $Inter$, le réservoir est entièrement vidé). Tant qu'il n'est pas rempli, l'eau ne percole pas dans la zone non saturée. La pluie nette (i.e. la différence entre la pluie et l'évapotranspiration) excédant la capacité $SRMax$ constitue la variable d'entrée pour le calcul du bilan hydrique de la nappe de sub-surface.

Dans les versions continues de TOPMODEL, la reprise évaporatoire est conditionnée par l'ETP, utilisée comme variable de forçage (et qui remplace alors le paramètre $Inter$ de TOPSIMPL). L'ETR est alors prélevée dans le réservoir racinaire (le plus souvent en fonction de son contenu en eau) et éventuellement aussi dans la zone non saturée.

Remarque : On peut constater que le rôle du réservoir racinaire, et donc du paramètre $SRMax$ qui le caractérise, est ambigu, puisqu'il représente à la fois :

1. L'épaisseur de la zone racinaire dans laquelle est prélevée de façon prépondérante (ou parfois exclusive) l'évapotranspiration. Il définit donc le rendement du bassin.
2. La quantité d'eau nécessaire pour *mouiller* le bassin avant que n'apparaissent les écoulements, et par conséquent le contenu en eau initial du bassin.

Ces deux rôles distincts donnent à ce paramètre un caractère très conceptuel, en particulier dans le cas qui nous intéresse, où sont très sensibles à la fois (i) l'estimation des pertes par évapotranspiration et (ii) le décalage entre les premières pluies et le début des écoulements.

Reformulation proposée (TOPAMMA)

Dans la version proposée, nous avons supprimé le réservoir racinaire, dont on vient d'évoquer l'ambigüité, au profit d'un réservoir d'interception de capacité nulle, à l'image de ce qui est fait dans GR4J. Cela consiste à neutraliser, à chaque pas de temps, la pluie par l'ETP, de sorte que :

$$\begin{aligned} &\text{Si} \quad P(t) \geq ETP(t), \quad P_n(t) = P(t) - ETP(t) \quad \text{et} \quad E_n(t) = 0 \\ &\text{Si} \quad P(t) \leq ETP(t), \quad P_n(t) = 0 \quad \text{et} \quad E_n(t) = ETP(t) - P(t) \end{aligned} \tag{4.32}$$

La reprise évaporatoire est également autorisée dans la zone non saturée, à un taux proportionnel au contenu en eau du sol et à la demande évaporative non satisfaite E_n :

$$ETR(t) = E_n.\big(1 - \frac{D(t)}{d_0}\big) \tag{4.33}$$

Remarque : Cette formulation a comme principal intérêt de réduire le nombre de paramètres du modèle, puisque $SRMax$ est supprimé. Elle a évidemment des limites, du fait de l'absence d'un véritable réservoir d'interception (i.e. de capacité non nulle), mais il est tout à fait possible pour le modélisateur d'utiliser un autre modèle d'interception.

4.4.2.3 Génération du ruissellement hortonien

En première approximation, le ruissellement par refus à l'infiltration, dit ruissellement hortonien R_H, est produit dans TOPAMMA lorsque $P_n(t) > K_0$. Il s'écrit :

$$R_H = P_n(t) - K_0 \tag{4.34}$$

où P(t) est le taux de précipitations nettes au temps t et K_0 la conductivité hydraulique à saturation en surface obtenue à partir de T_0 par la relation :

$$K_0 = \frac{T_0}{M} \tag{4.35}$$

Remarque : Dans TOPMODEL, les valeurs de conductivité moyenne K_0 obtenues par calibration sont très élevées, supérieures de plus de deux ordres de grandeur aux valeurs données dans la littérature ou mesurées sur le terrain ; le ruissellement hortonien n'est donc en pratique jamais activé. Plusieurs raisons peuvent être évoquées pour expliquer cette différence avec les mesures (Beven 1997) :

- K_0 représente la valeur en surface de la conductivité *latérale* lorsque le sol est saturé. Cette valeur est certainement plus élevée que les valeurs mesurées, intégrées sur des colonnes de sol homogènes et souvent plutôt verticales qu'horizontales.
- Au sein de l'indice pédo-topographique, les valeurs importantes de T_0 compensent la surestimation fréquente des aires drainées.
- La dynamique des nappes de sub-surface n'est pas régie par des écoulements capillaires dans la matrice poreuse du sol, mais plutôt par l'activation de *chemins préférentiels* à travers les macroporosités du sol (Beven et Germann 1982) ou de forts gradients hydrauliques entre différentes couches de sol (Chappell *et al.* 1990).

4.4.2.4 Infiltration dans la zone non saturée

TOPMODEL suppose la prédominance des écoulements rapides ou *préférentiels* dans la génèse des écoulements latéraux de sub-surface, au détriment du drainage capillaire lent. Par conséquent, aucune représentation explicite de l'infiltration n'est effectuée, et le transfert de la zone non saturée à la zone saturée est régi par :

- un transfert *instantané* (i.e. dans le pas de temps) dans la zone non saturée ;
- une recharge locale de la nappe $q_v(i,t)$ contrôlée par la conductivité hydraulique à saturation à la profondeur d_i de l'interface :

$$q_v(i,t) = min\Big(K(d_i) \quad ; \frac{V_{ZNS}(i,t)}{\delta t}\Big) \tag{4.36}$$

où V_{ZNS} est le volume d'eau effectivement disponible dans la zone non saturée. Lorsque ce volume est supérieur à $K(d_i)$, l'excédent d'eau est stocké dans la zone non saturée et utilisé au pas de temps suivant.

Par ailleurs, dans la plupart des versions de TOPMODEL, les conductivités hydrauliques latérales et verticales sont confondues. Cette hypothèse d'isotropie, si elle se justifie par un souci de simplicité, est en réalité souvent mise en défaut. Les réseaux de macroporosité se développent généralement de façon anisotrope et sont à l'origine de valeurs de conductivités latérales supérieures de un à deux ordres de grandeur à la conductivité verticale (Troch *et al.* 1993 ; Widiatmaka 1994 ; Newman *et al.* 1998 ; Obled et Saulnier 1999). Par conséquent, **l'hypothèse d'isotropie a été relaxée, et on distinguera dorénavant K_{0V} et K_{0H}.**

Remarques :

1. Cette modification produit en fait un effet analogue au paramètre de retard t_d parfois utilisé dans TOPMODEL pour calculer la recharge de la nappe sous la forme : $q_v = V_{ZNS}/(d_i.t_d)$ (Campling *et al.* 2002).

2. Il est par ailleurs tout à fait possible de coupler les écoulements rapides de TOPMODEL avec une équation d'infiltration capillaire, pour par exemple contrôler le refus à l'infiltration (Sivapalan *et al.* 1987 ; Bandaragoda *et al.* 2004) ;

4.4.2.5 Percolation profonde

Sur le bassin de la Donga, deux nappes ont été mises en évidence : (i) une nappe temporaire de versant contribuant de façon importante aux écoulements dans la rivière, et (ii) une nappe de socle pérenne, *a priori* le plus souvent déconnectée de la rivière (cf. paragraphe 3.4).

La solution proposée, pour explicitement prendre en compte l'existence de ces deux nappes, repose sur l'utilisation du paramètre d_0, caractérisant le déficit maximum et par la même l'épaisseur efficace de sol dans laquelle ont lieu les écoulements latéraux rapides de sub-surface. A la profondeur d_0, où se situe le plancher de la nappe de versant, l'infiltration maximale vaut $K_V(d_0)$. Il a été rappelé au paragraphe 4.4.1.1 que le terme de nappe est abusif, et que le rapport d_i/d_0 représente plutôt un degré de saturation de la couche de sol superficielle. La recharge de la nappe d'altérites, nommée par la suite **percolation profonde** peut donc être exprimée par la relation :

$$Perc_i(t) = K_V(d_0).\left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0}\right) \tag{4.37}$$

$$= K_{0V}.e^{(-\frac{d_0}{m})}.\left(1 - \frac{d_i(t)}{d_0}\right) \tag{4.38}$$

Remarque : Cette formulation prend en compte le taux de saturation de la couche de sol de façon analogue au modèle de Brooks et Corey (1964), avec $\beta = 1$:

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = (\frac{\theta}{\theta_s})^{\beta} \tag{4.39}$$

où θ est la teneur en eau volumique, θ_s la teneur en eau à saturation et β un paramètre.

4.4.2.6 Mise à jour des déficits

Pour mettre à jour le déficit moyen, il suffit d'exprimer la conservation de la masse à l'échelle du bassin versant :

$$\overline{D}(t+dt) = \overline{D}(t) + \Big(\frac{Q_b(t)}{A} - R(t) + Perc(t)\Big).dt \tag{4.40}$$

où $R(t)$ est la recharge disponible pour les écoulements préférentiels [m], calculée en intégrant les recharges locales $q_v(i,t)$ à l'échelle du bassin versant. $Perc(t)$ est la percolation profonde [m], calculée en intégrant les percolations locales $Perc_i(t)$ à l'échelle du bassin versant.

4.4.3 La fonction de transfert géomorphologique

La fonction de transfert, dont le but est de transférer les volumes d'eau générés jusqu'à l'exutoire du bassin, est ici basée sur un hydrogramme unitaire géomorphologique (**GUH** - *Geomorphologic Unit Hydrograph*). La dérivation du GUH présente l'avantage de ne pas utiliser de données pluie-débit (comme c'est le cas pour les hydrogrammes unitaires classiques) mais seulement la géomorphologie du bassin, ce qui en fait un outil adapté aux bassins non-jaugés (Rodriguez-Iturbe et Valdes 1979 ; Depraetere 1996 ; Andre 2001).

L'approche utilisée ici pour dériver l'hydrogramme unitaire est basée sur la détermination de la localisation et de l'extension des zones saturées contributives. Une description complète de la méthode, ainsi qu'une discussion des hypothèses qui la sous-tendent, peut être trouvée dans Zin et Obled (2005). En résumé, elle peut être exprimée comme la convolution d'une réponse de versant et d'un routage dans le réseau hydrographique. Son implémentation nécessite : (i) la détermination, pour chaque point du bassin, des distances de transfert sur versant et dans le réseau ; (ii) l'estimation des vitesses moyennes sur versant et dans le réseau.
On peut alors écrire le temps de transfert vers l'exutoire :

1. pour les points appartenant à la rivière :

$$t_{out} = v_{river}.d_{out} \tag{4.41}$$

2. pour les points situés en zones saturées contributives :

$$t_{out} = v_{river}.d_{out} + v_{hill}.d_{river} \tag{4.42}$$

Avec v_{hill} et v_{river} respectivement les vitesses sur versant et en rivière ; d_{out} la distance de parcours dans le réseau jusqu'à l'exutoire ; d_{river} la distance de parcours sur le versant jusqu'à la rivière.

La distribution de ces temps de transfert constitue l'hydrogramme unitaire géomorphologique, dont l'estimation s'appuie sur plusieurs hypothèses :

1. le ruissellement est supposé être uniquement généré sur les surfaces saturées connectées à la rivière ;
2. la géométrie du réseau hydrographique est supposée être indépendante du temps ;
3. les vitesses d'écoulements, en rivière comme sur versant, sont supposées être uniformes sur le bassin.

Une fois les distances dérivées du M.N.T. et des indices topographiques (cf. paragraphe 4.4.5), la fonction de transfert fait donc apparaître deux paramètres : V_{hill} et V_{river}.

Ainsi formulée, la fonction de transfert peut être définie de façon *statique* ou *dynamique* :

1. **Statique** si le GUH est considéré comme invariant dans le temps : on fixe alors un degré de saturation moyen du bassin, permettant de ne calculer qu'une fois l'hydrogramme unitaire (ici, nous avons retenu une valeur de 20% au vu des pourcentages de saturation simulés).

2. **Dynamique** si le GUH est recalculé à chaque pas de temps pour tenir compte de l'évolution du degré de saturation.

Remarque : Zin et Obled (2005) ont montré, sur des bassins méditerranéens, que l'hypothèse d'un GUH indépendant du temps est justifiée, du fait des effets de compensation entre les augmentations conjointes des vitesses et des distances sur versant lorsque le degré de saturation du bassin augmente. Après avoir testé les deux hypothèses et constaté le faible intérêt de la version dynamique, j'ai décidé de ne travailler qu'avec le GUH statique.

4.4.4 Récapitulatif de l'algorithme et des paramétrisations

4.4.4.1 Algorithme

L'algorithme de TOPAMMA peut être résumé de la façon suivante :

1. Initialisation du déficit moyen ($\overline{D}_{t=0}$)
2. Calcul de l'indice topographique critique et de la répartition des déficits locaux autour du déficit moyen, en fonction de la topographie (équation 4.27)
3. Gestion de la zone non saturée :
   (a) Déficit strictement positif :
      i. Neutralisation des pluies par l'évapotranspiration (équation 4.32)
      ii. Calcul du refus à l'infiltration (équation 4.34)
      iii. Remplissage éventuel de la zone non saturée, et pompage de l'évapotranspiration (equation 4.33)
      iv. Alimentation de la nappe (equation 4.36)
   (b) Déficit nul : génération du ruissellement, dans le cas où la pluie est non nulle (equation 4.29)
4. Calcul de la recharge globale de la nappe
5. Calcul du débit d'exfiltration de la nappe (équation 4.31)
6. Mise à jour du déficit moyen (équation 4.40)
7. Fin du pas de temps (retour au point 2 pour le début du pas de temps suivant)

A la fin de chaque pas de temps, le ruissellement et le flux de sub-surface sont transférés à l'exutoire du bassin par l'intermédiaire de l'hydrogramme géomorphologique.

4.4.4.2 Paramètres

Nous avons mis en évidence dans TOPAMMA les paramètres suivants : T_{0H}, T_{0V},M, d_0, V_{river} et V_{hill}. Parmi ces paramètres, deux ont été fixés, sur la base des considérations suivantes :

1. Il est fréquent de considérer un ordre de grandeur entre les vitesses d'écoulement sur versant et en rivière (Le Meillour 1996). On a donc fixé le rapport :

$$\frac{V_{river}}{V_{hillslope}} = 10 \tag{4.43}$$

2. Plusieurs travaux ont montré que le facteur d'anisotropie (K_{0V}/K_{0H}) est souvent de un à deux ordres de grandeurs (Newman *et al.* 1998). Après une analyse de sensibilité préalable, nous avons fixé ce rapport tel que :

$$\frac{K_{0V}}{K_{0H}} = 0.01 \tag{4.44}$$

Soit en terme de transmissivité :

$$\frac{T_{0V}}{T_{0H}} = 0.01 \tag{4.45}$$

En pratique, l'épaisseur efficace de sol est à la fois contrôlée par M et d_0, et le paramètre sensible pour le modèle est en définitive le ratio d_0/M (cf. 5.3.1). Au final, la structure retenue ne nécessite donc l'optimisation, comme dans le cas de GR4J, que de quatre paramètres libres (M, T_{0H}, d_0/M, V_{river}).

Remarque : La prescription des rapports de transmissivités et de vitesses se justifie ici par la volonté de travailler avec deux structures de même degré de complexité (i.e. même nombre de paramètres libres). La mise en oeuvre de TOPAMMA au delà de ce travail pourra relaxer ces hypothèses.

4.4.5 Mise en oeuvre : traitements topographiques préalables

La mise en oeuvre de TOPAMMA nécessite un certains nombre de traitements topographiques préliminaires (extraction des bassins versants et du réseau hydrographique, calcul des indices topographiques, etc.), réalisés à partir des algorithmes de Saulnier (1996).

La méthode de calcul des indices topographiques, proposée par Saulnier *et al.* (1997), distingue les pixels *versants* des pixels *réseau* et permet ainsi de réduire la dépendance traditionnellement observée entre les valeurs calées de la transmissivité T_0 et la résolution du MNT. Les indices, calculés en chaque point du bassin sont ensuite résumés par leur densité de probabilité (figure 4.6).

L'extraction du réseau hydrographique nécessite : (i) l'identification des points situés en tête du réseau (*points sources*) ; (ii) la détermination des points appartenant à la rivière en partant des *points sources* et en descendant vers l'exutoire par la plus grande pente. Les *points sources* sont identifiés à partir de deux critères :

- avoir une aire drainée supérieure à un seuil donné (influence la longueur du réseau) ;
- avoir un indice topographique supérieur à un seuil donné (influence le chevelu du réseau).

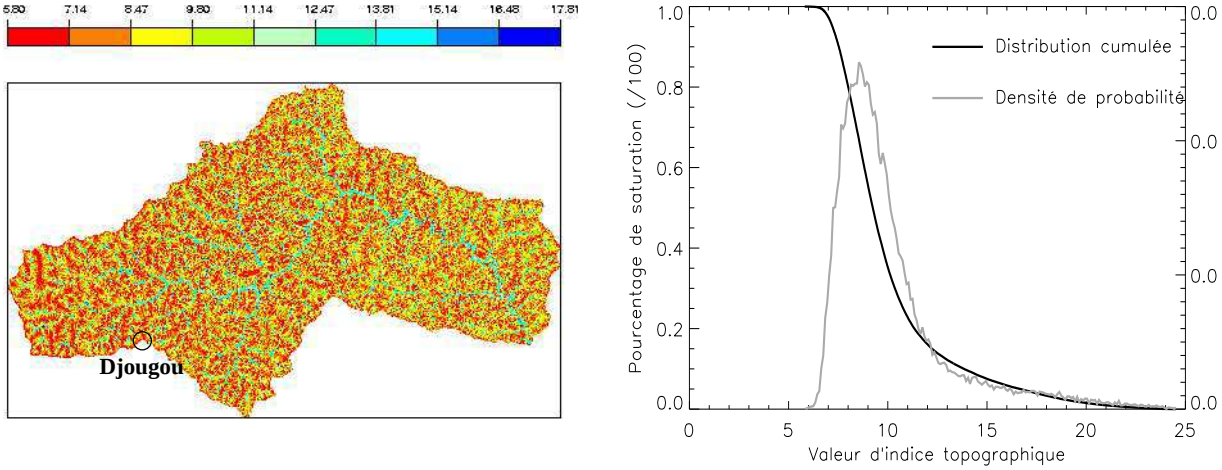


FIG. 4.6: Répartition spatiale et distribution des indices topographiques sur le bassin de la Donga

En pratique, la spécification de ces seuils est le résultat de la comparaison entre le réseau hydrographique obtenu et celui des cartes IGN disponibles. Dans notre cas, la carte IGN-Bénin (1992, 1/600000), associée à notre connaissance du terrain, a permis de spécifier les seuils suivants :

- aire drainée : 700000 m^2
- indice topographique : 16

4.5 Conclusions : deux modélisations complémentaires

Dans ce chapitre, nous avons présenté les modèles hydrologiques utilisés dans ce travail. Les considérations évoquées au chapitre 2, ainsi que le contexte hydrologique et les caractéristiques des bassins étudiés, sont à la base des choix de modélisation réalisés.

GR4J est un modèle journalier global développé selon une démarche empirique, dont la structure se veut la plus généraliste possible. Bien qu'il simule toutes les composantes du cycle hydrologique, sa vocation est uniquement de simuler les débits de façon robuste, en ne nécessitant qu'un minimum de données pour sa mise en oeuvre. Quatre paramètres libres définissent sa structure, régie par deux réservoirs non linéaires et un hydrogramme unitaire. Aucune physique n'est injectée *a priori* dans le modèle, et l'on se gardera bien de donner une quelconque signification physique à ses paramètres.

Le fonctionnement hydrologique supposé du bassin de la Donga (cf. 3.4) nous a par ailleurs incité à tester les hypothèses de TOPMODEL, modèle s'appuyant sur la topographie pour représenter de façon spatialisée les écoulements latéraux de sub-surface et le ruissellement sur surfaces saturées. Dans le but de proposer une conceptualisation pertinente du fonctionnement hydrologique de la zone d'étude, nous avons toutefois modifié la formulation *initiale* de TOPMODEL. La paramétrisation proposée, nommée TOPAMMA, s'appuie notamment sur les observations de terrain pour explicitement introduire une épaisseur *active* de sol, dans laquelle se déroulent

les écoulements latéraux. Le compartiment ainsi défini échange des flux avec ses compartiments voisins : l'atmosphère (évapotranspiration) ; la rivière ; les nappes profondes. Ce travail de reformulation permet en outre d'envisager, au delà de ce travail, un couplage avec d'autres processus, tels que l'infiltration dans la zone non saturée, la dynamique de la végétation ou les écoulements souterrains profonds. Le nombre de degré de liberté de TOPAMMA a volontairement été limité à quatre, pour permettre une comparaison non biaisée avec le modèle GR4J.

Ces deux modélisations sont issues d'une même approche, au sens où elles font le pari de la parcimonie et de la simplification des lois régissant le transfert de l'eau à l'échelle du bassin versant. Elles diffèrent toutefois notablement dans leur philosophie : la structure de GR4J se veut la plus générale possible, et applicable à *presque* tous les types de bassins versants. Au contraire, TOPMODEL est fondé sur des hypothèses de fonctionnement, et n'a donc pas la prétention d'être applicable partout. TOPAMMA va au bout de cette logique, puisqu'y sont injectées, au fur et à mesure de l'évolution des connaissances acquises, l'ensemble des hypothèses de fonctionnement du bassin de la Donga. Ces deux approches sont donc complémentaires, et GR4J va nous servir de modèle de référence pour tester les hypothèses formulées dans TOPAMMA.

Troisième partie

Simulations comparées du cycle hydrologique

5 Evaluation des modélisations

Ce chapitre a pour objectif d'évaluer les modèles GR4J et TOPAMMA, en tant que projections mathématiques du fonctionnement hydrologique des bassins de la fenêtre AMMA-CATCH Bénin. Un cadre méthodologique est d'abord défini. Fondée sur l'évaluation des performances, du réalisme et de l'incertitude des simulations, la démarche proposée est appliquée sur les bassins de la Donga et de l'Ouémé à Bétérou. Les perspectives de régionalisation et d'application sur bassins non jaugées sont enfin discutées.

5.1 Critères de mise en oeuvre et d'évaluation des modèles

5.1.1 Conditions de mise en oeuvre

5.1.1.1 Bassins et période de référence

L'évaluation des modèles présentée dans ce chapitre s'appuie principalement sur le bassin de la Donga, mais le cas de l'Ouémé à Bétérou est aussi traité lorsque la discussion le nécessite. Les données utilisées sont issues de la période 1998-2002, pour laquelle les chroniques sont complètes sur les deux bassins.

5.1.1.2 Procédure de calibration

Exploration de l'espace des paramètres

Comme cela a été évoqué au paragraphe 2.3.1.2, la calibration des modèles est le résultat d'une exploration sytématique de l'espace des paramètres, analogue à un **échantillonnage uniforme des valeurs de paramètres par simulations Monte Carlo**. Ce choix a été effectué pour deux raisons : (i) le temps de calcul n'est pas un élément limitant, étant donnée la relative simplicité des structures utilisées ; (ii) cet échantillonnage permet la mise en oeuvre d'analyses globales de sensibilité (cf. 2.4.2).

Pour effectuer un tel échantillonnage, deux paramètres sont à prescrire : (i) les bornes de l'espace des paramètres à explorer, que j'ai fixées sur la base de mon expérience, de la littérature et de quelques considérations physiques (en particulier pour les paramètres de TOPAMMA, dont le sens physique est plus évident que pour GR4J) ; (ii) le pas de scrutation des paramètres, résultat d'un compromis entre le souci de précision et le coût de calcul.

Phase d'initialisation

Si les valeurs de paramètres sont les inconnues principales du système, son état initial peut également jouer un rôle important sur les simulations. Une erreur sur cet état peut en particulier, lors d'une phase de calibration, biaiser les valeurs de paramètres optimisées. Il convient donc de déterminer un état initial du système pertinent, et ceci peut être effectué de plusieurs façons :

- en optimisant, comme on le fait pour les paramètres, les états initiaux. Ceci a pour principal inconvénient d'augmenter le nombre de degrés de liberté du modèle ;
- en spécifiant des états initiaux *a priori* ;
- en initialisant au préalable le modèle sur une période non prise en compte dans le calage des paramètres.

En ce qui nous concerne, l'état initial de GR4J est régi par les niveaux $S_{t=0}$ et $R_{t=0}$ des réservoirs sol et de routage, et celui de TOPAMMA par le déficit $\overline{D}_{t=0}$. Le fonctionnement intermittent des bassins permet ici de les spécifier *a priori* : en effet, au début de l'année hydrologique

(1^{er} mars), les pluies ont cessé depuis plus de 4 mois sur la région et les écoulements sont nuls à Donga Pont et quasi-nuls à Bétérou (cf. 3.2.3.2). Les modèles simulent donc un état hydrique quasi-identique au début de chaque année hydrologique, comme le montre la figure 5.1 sur les deux bassins (l'année 1998 a été ici doublée et les niveaux au 1^{er} mars 1998 sont issus de la seconde année de simulation).

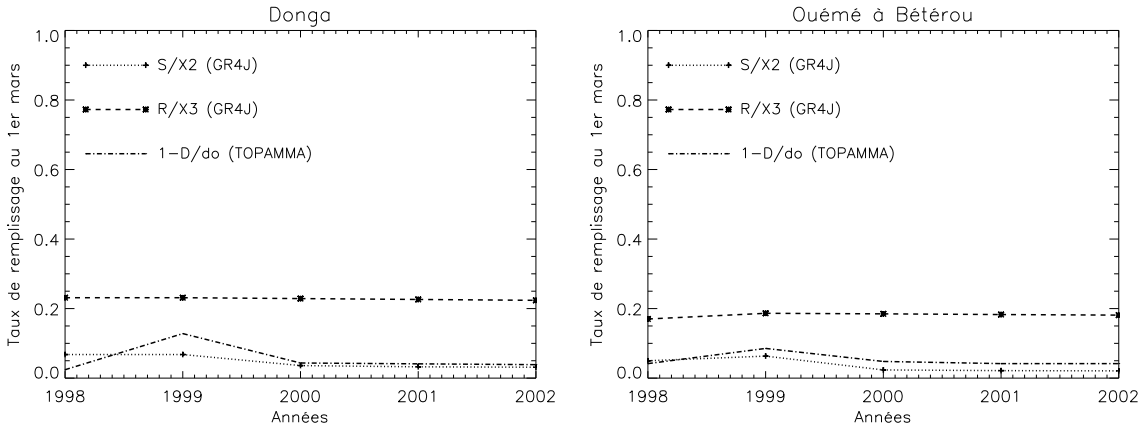


FIG. 5.1: Taux de remplissage des réservoirs de GR4J (sol et de routage) et de TOPAMMA sur les bassins de la Donga (à gauche) et de l'Ouémé à Bétérou (à droite), pour la période 1998-2002

Les taux de remplissage du réservoir sol de GR4J et de la couche de sol superficielle de TOPAMMA sont quasi-nuls au début de l'année hydrologique (on notera toutefois le *pic* du 1^{er} mars 1999, associé à une pluie importante au mois de janvier de la même année). Le réservoir de routage de GR4J n'est, quant à lui, pas totalement vide, mais les variations interannuelles de son niveau à cette date sont à peu près nulles. Sur la base de ces résultats, nous avons donc initialisé les modèles de telle sorte que :

- pour GR4J : $S_{t=0} = 0$ et $R_{t=0}$ =50 mm (niveau moyen observé au 1^{er} mars pour le bassin de l'Ouémé à Bétérou)
- pour TOPAMMA : $\overline{D}_{t=0} = d_0$ (bassin sec)

Remarques :

1. La question d'un éventuel **effet mémoire** dans le fonctionnement interannuel des bassins n'est à l'heure actuelle pas résolue, faute d'observations adéquates. Néanmoins, ce que l'on vient de discuter montre que les modèles ne simulent pas un tel effet, et que l'état hydrique *simulé* des bassins est quasiment réinitialisé chaque année.
2. Dans toute la suite de ce travail, le décalage entre l'année hydrologique et l'année civile a été négligé, et les simulations débutent donc au 1^{er} janvier. Cette approximation est acceptable dans la mesure où, à cette date, les précipitations ont cessé depuis plus de 2 mois et les écoulements sont déjà nuls dans la rivière (cf. 3.2.3.2). Elle nous a en outre permis d'utiliser de façon optimale les données (disponibles jusqu'au 31 décembre 2002 lorsque ce travail a commencé). Quoiqu'il en soit, l'impact d'une initialisation approximative sur la qualité du processus de calibration peut être négligé dans notre cas, puisque les simulations débutent systématiquement par 3 mois sans précipitations. Ainsi, lorsque débute la saison des pluies, le biais introduit dans l'état hydrique par une mauvaise initialisation est quasiment gommé.

5.1.1.3 Mesure de la qualité des simulations

Quatre fonctions sont systématiquement calculées pour mesurer, sur les débits, la distance entre simulations et observations :

1. L'efficience de Nash sur les débits (Eff)
2. L'efficience de Nash sur la racine carrée des débits (Eff_{rac})
3. Le coefficient de détermination sur les débits (R^2)
4. Une fonction d'erreur cumulée sur les volumes écoulés (B)

La formulation de ces fonctions est décrite au paragraphe 2.3.1.1. Elles permettent d'explorer différentes facettes des performances de simulation. Seule l'efficience Eff a été utilisée en calibration (l'influence de ce choix est discutée au paragraphe 5.4.1). Les autres fonctions ont servi de variables de contrôle et d'évaluation des simulations.

5.1.2 Critères d'évaluation

Le plus souvent, l'évaluation des modèles s'appuie uniquement sur la mesure de la distance entre le système observé et le système simulé. Néanmoins, ce type d'évaluation est souvent insuffisant pour conclure quant à la pertinence d'un modèle ou pour comparer différentes approches de modélisation. Ce constat a amené certains auteurs (Wagener *et al.* 2001 ; Wagener *et al.* 2003) à proposer un cadre d'évaluation plus complet, incluant trois dimensions : (i) la performance, (ii) les incertitudes et (iii) le réalisme (figure 5.2).

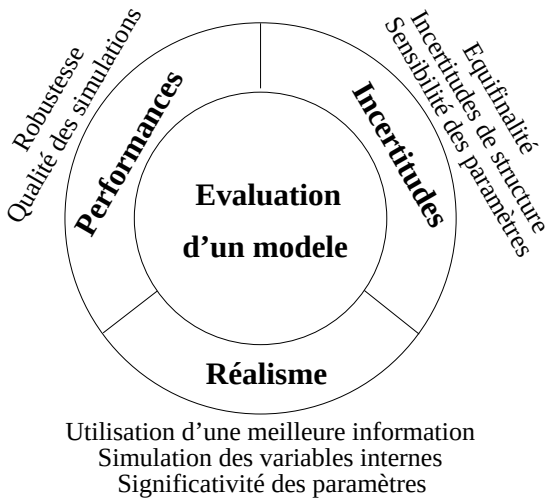


FIG. 5.2: Dimensions de l'évaluation d'un modèle

C'est en se basant sur ce cadre que l'évaluation et la comparaison de GR4J et TOPAMMA ont été menées. Les résultats obtenus sont détaillés dans les parties suivantes.

5.2 Simulation des hydrogrammes journaliers

5.2.1 Performances globales et robustesse

5.2.1.1 Application du *split-sample test*

Le *split-sample test* (cf. 2.3.2) permet une évaluation simple des performances globales et de la robustesse des modèles. Il a été ici appliqué sur les deux bassins et sur la période de référence 1998-2002, divisée au préalable en deux sous-périodes : 1998-2000 (P_1) et 2001-2002 (P_2) . Le tableau 5.1 résume les résultats obtenus après croisement des périodes de calage et d'évaluation P_1 et P_2.

		Donga				Bétérou			
		Calage		Evaluation		Calage		Evaluation	
		P_1	P_2	P_1	P_2	P_1	P_2	P_1	P_2
GR4J	**Eff**	**0.82**	**0.84**	**0.77**	**0.79**	**0.92**	**0.94**	**0.85**	**0.82**
	Effrac	0.87	0.85	0.88	0.77	0.91	0.94	0.92	0.83
	R^2	0.82	0.85	0.81	0.82	0.92	0.94	0.89	0.90
	B	0.06	0.08	-0.14	0.32	0.05	0.03	-0.22	0.35
TOPAMMA	**Eff**	**0.81**	**0.83**	**0.77**	**0.76**	**0.91**	**0.90**	**0.90**	**0.85**
	Effrac	0.91	0.92	0.90	0.89	0.94	0.96	0.93	0.95
	R^2	0.81	0.83	0.78	0.76	0.91	0.89	0.90	0.85
	B	-0.02	-0.04	-0.13	0.06	-0.11	-0.06	-0.15	0.00

TAB. 5.1: Performances de GR4J et TOPAMMA : application du *split-sample test*

Cette première analyse permet de tirer les conclusions suivantes :

1. Les performances obtenues par les deux modèles sont très satisfaisantes, quel que soit le bassin versant. Avec des efficiences comprises entre 0.81 et 0.94 en calibration et entre 0.76 et 0.90 en évaluation, la reconstitution des hydrogrammes peut être qualifiée de très bonne. Les performances de GR4J sont en moyenne légèrement supérieures à celles de TOPAMMA. Le biais des modèles est quant à lui tout à fait acceptable, puisque inférieur à 10% en calibration et à 15% en évaluation. Ces biais sont, par contre, plutôt plus faibles avec TOPAMMA qu'avec GR4J.
2. La robustesse des deux modèles, à savoir la dégradation des performances entre la phase de calage et la phase d'évaluation, est équivalente, puisque la chute de l'efficience est toujours inférieure à 10%. Cette robustesse affichée nous conduit, dans ce qui suit, à montrer des simulations obtenues à partir d'un calage global sur la période 1998-2002, dans la mesure où cela ne biaise pas l'analyse des résultats.

5.2.1.2 Evaluation qualitative

Si la valeur d'une fonction objectif permet une évaluation quantitative appréciable des simulations, elle ne fournit toutefois qu'une information très limitée, qui gagne à être complétée par des éléments d'évaluation qualitatifs. Ceci est d'autant plus vrai dans le cas de bassins intermit-

tents, où les valeurs de l'efficience sont biaisées par les longues périodes sèches (où les modèles ne peuvent qu'être très bons...).

Un éventuel biais des modèles peut ainsi être mis en évidence en traçant la corrélation entre débits observés et simulés. C'est ce qui est fait sur les figures 5.3 et 5.4, respectivement pour la Donga et l'Ouémé à Bétérou (ces résultats sont issus d'un calage sur la période 1998-2002). Aucun biais, qu'il soit systématique ou fonction des débits simulés, n'est observable sur ces figures. Notons néanmoins que, malgré des efficiences élevées, la dispersion des résultats n'est pas négligeable.

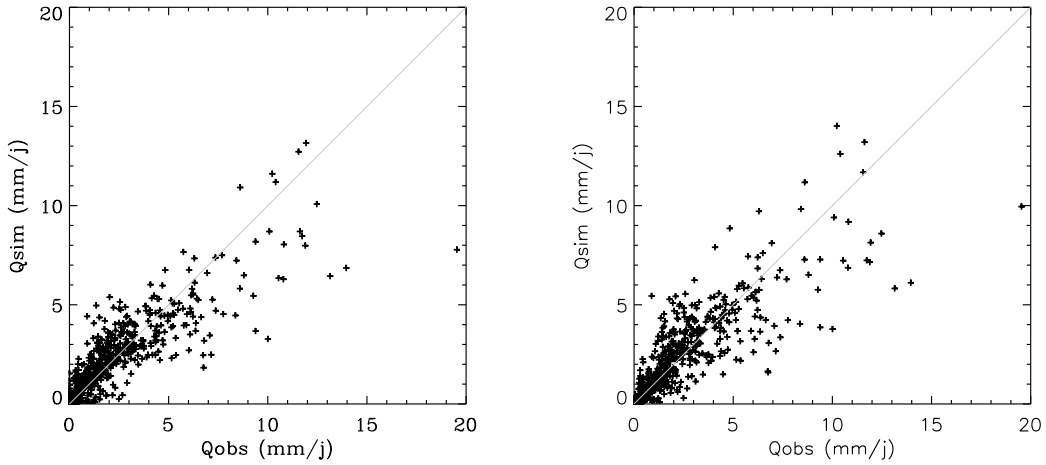


FIG. 5.3: Comparaison des lames d'eau écoulées observées et simulées sur le bassin de la Donga, pour GR4J (à gauche) et TOPAMMA (à droite), période 1998-2002

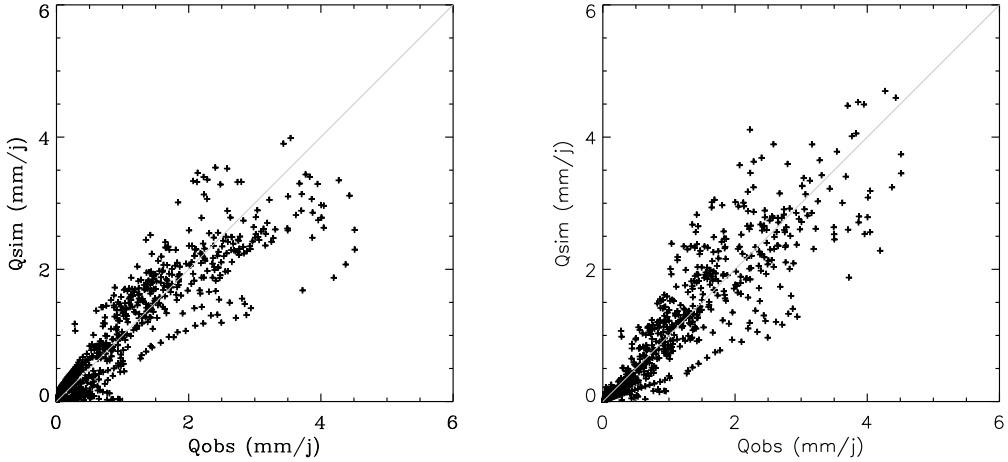


FIG. 5.4: Comparaison des lames d'eau écoulées observées et simulées sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou, pour GR4J (à gauche) et TOPAMMA (à droite), période 1998-2002

L'observation des hydrogrammes est également utile pour analyser les simulations. Les figures 5.5 et 5.6 représentent, à titre d'exemples, les hydrogrammes observés et simulés de l'année 1998 (paramètres calés sur la période 1998-2002).

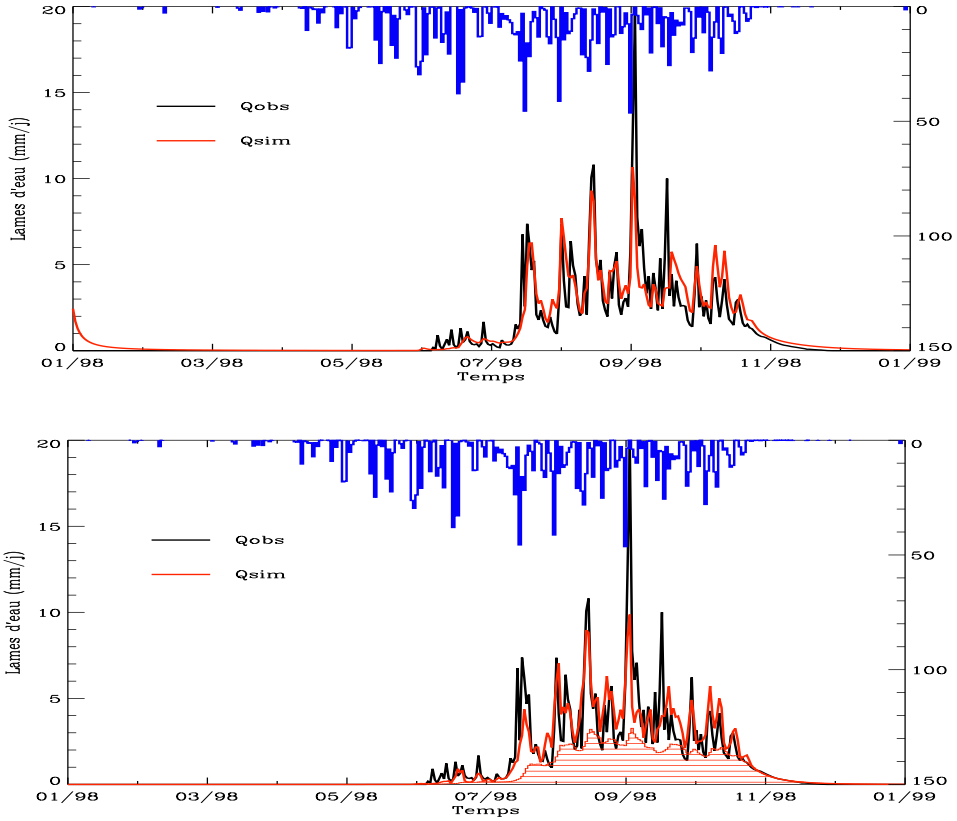


FIG. 5.5: Hyétogramme et hydrogramme de 1998 sur la Donga. Simulations GR4J (en haut) et TOPAMMA (en bas) (calage 1998-2002)

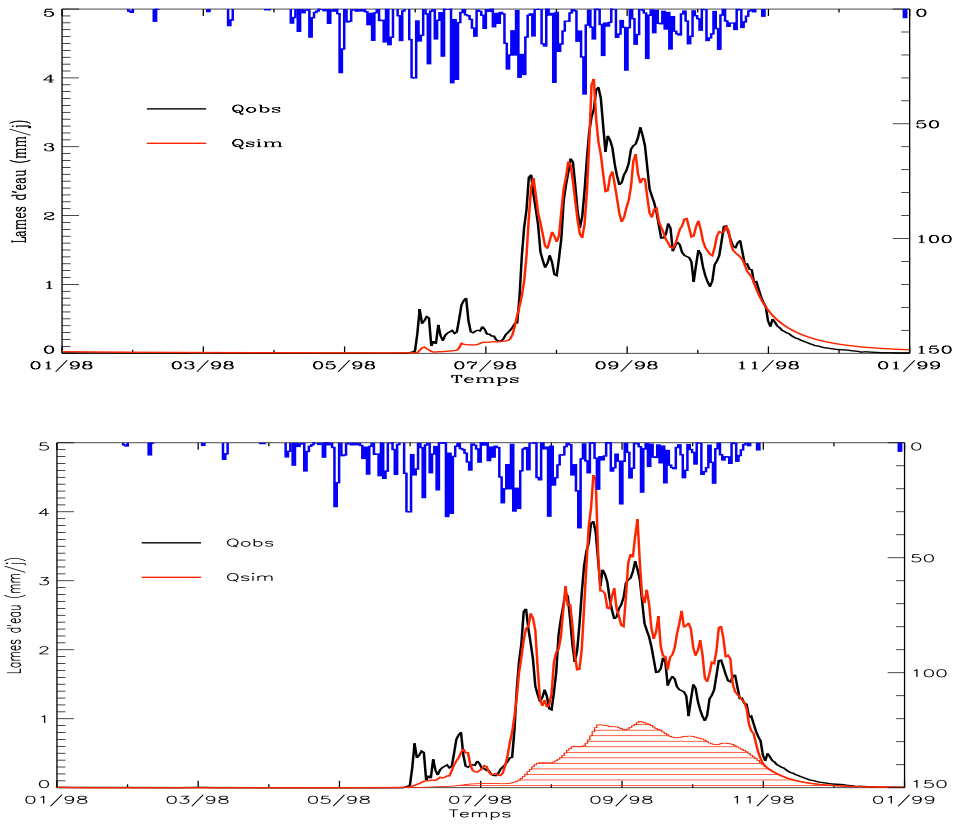


FIG. 5.6: Hyétogramme et hydrogramme de 1998 sur l'Ouémé à Bétérou. Simulations GR4J (en haut) et TOPAMMA (en bas) (calage 1998-2002)

Remarques :

1. La partie hachurée des hydrogrammes simulés, visible sur toutes les simulations TOPAMMA, correspond à la composante d'exfiltration de la nappe de versant (Q_b). L'autre composante des écoulements simulés correspond uniquement au ruissellement sur surfaces saturées, dans la mesure où le ruissellement Hortonien n'est jamais activé dans nos simulations.
2. Sur ces figures, comme sur celles qui seront présentées dans la suite de ce document, les débits sont exprimés en lames d'eau journalières. Le terme *débits* est donc souvent utilisé par abus de langage.
3. Varado (2004) a proposé, suite à une analyse de sensibilité du modèle REW-v4.0 à l'ETP, de multiplier l'ET_0 par un coefficient de 1.5 (cf. 3.2.4.3). En ce qui nous concerne, l'utilisation d'un tel coefficient n'améliore pas la qualité des simulations, et dégrade même très légèrement les résultats de calibration. Nous avons donc conservé, faute d'informations objectives sur le coefficient cultural adéquat, les valeurs d'ET_0.

5.2.2 Dépendance du calage à la série de données disponibles

Comme on l'a vu au paragraphe 2.4.1.3, les données contenues dans l'échantillon de calage ont un impact important sur les résultats de la calibration. Deux risques sont en particulier à prendre en compte lors de la définition d'un jeu de données de calibration : (i) le sur-calage du modèle sur un jeu de données trop spécifique ; (ii) l'identification incertaine de certains paramètres, liée à leur inactivation dans un jeu de données au contenu informatif trop faible. Dès lors, dans le but de limiter ces risques, on a le plus souvent recours à des périodes de calage assez longues (de l'ordre de plusieurs années pour une modélisation au pas temps journalier). Néanmoins, cette pratique a un inconvénient majeur : elle conduit à un compromis, certes le meilleur au sens du critère utilisé, mais dont la pertinence est discutable lorsqu'on a affaire à un contexte de variabilité hydro-climatique.

De ce point de vue, le fonctionnement intermittent des bassins tropicaux permet de supposer qu'une année hydrologique contient l'essentiel de l'information nécessaire à l'identification des modèles (périodes de mise en eau du bassin, périodes de crues, de décrues et de vidange du bassin). Une année suffit donc, à condition qu'elle ne soit pas trop spécifique (d'un point de vue climatique entre autres), pour identifier les paramètres de GR4J et de TOPAMMA (qui ne sont, rappelons le, qu'au nombre de quatre). La question de la dépendance du calage à la série de données disponibles peut donc être soulevée. Seuls les résultats obtenus sur le bassin de la Donga sont présentés. Une caractérisation succinte des 5 années disponibles est fournie dans le tableau 5.2.

5.2.2.1 Variabilité interannuelle des performances et des paramètres

Lorsque le modèle est calé année par année, les valeurs de paramètres optimisées sont très variables d'une année à l'autre, comme le montrent la figure 5.7 pour GR4J et TOPAMMA.

Année	Pluviométrie (mm)	Lame d'eau écoulée (mm)	Coefficient d'écoulement (%)
1998	1418	416	29
1999	1367	347	25
2000	1110	264	24
2001	1108	218	20
2002	1039	150	14

TAB. 5.2: Bilan hydrologique sur la Donga pour la période 1998-2002

Si l'on observe tout d'abord les paramètres de GR4J, on constate également que le choix du critère (Eff ou Eff_{rac}) influe assez nettement sur les valeurs identifiées, avec en particulier une tendance systématique observée pour X_1 (qui conditionne, rappelons le, le rendement du modèle). Les résultats obtenus avec TOPAMMA sont à ce propos assez différents, puisque les valeurs identifiées avec Eff et Eff_{rac} sont assez proches.

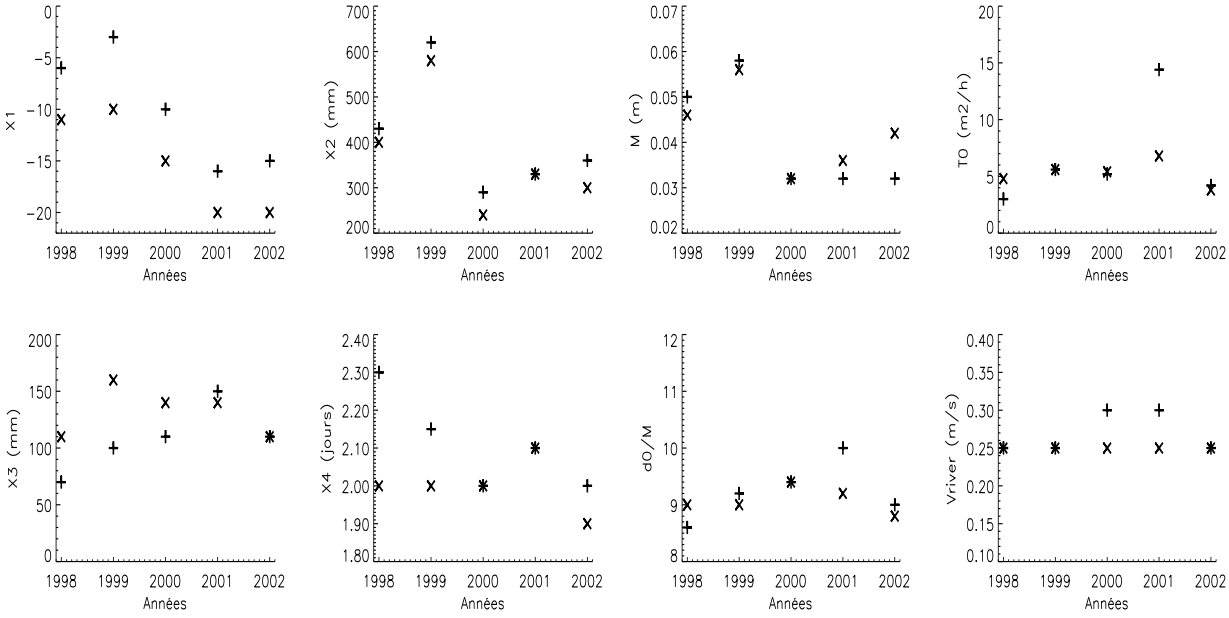


FIG. 5.7: Variabilité interannuelle des valeurs de paramètres de GR4J (à gauche) et TOPAMMA (à droite), optimisées sur la Donga selon Eff (+) ou Eff_{rac} (×)

Cette variabilité interannuelle des paramètres peut surprendre, dans la mesure où ils décrivent des caractéristiques du bassin censées être indépendantes des conditions de forçage. Face à un résultat similaire, Zin (2002) y voit le fait que "le modèle, imparfait et simplifiant le fonctionnement du bassin, cherche à s'ajuster au mieux aux observations (qui sont d'ailleurs imprécises)". Ceci implique une compensation des erreurs par les valeurs des paramètres, qui varient ainsi d'une année à l'autre.

Il peut, par conséquent, paraître logique de chercher un compromis en réalisant un calage global sur la période 1998-2002. Pour en juger, le rapport entre les valeurs de paramètres identifiées annuellement et celles issues d'un calage global est illustré, pour GR4J et TOPAMMA, par les figures 5.8 et 5.9. Les graphiques de gauche correspondent à une optimisation sur Eff et ceux de

droite à une optimisation sur Eff_{rac}. Les figure 5.10 et 5.11 illustrent, quant à elles, le rapport des performances obtenues avec les paramètres annuels sur celles obtenues avec les paramètres *globaux* de la période 1998-2002, respectivement pour GR4J et TOPAMMA.

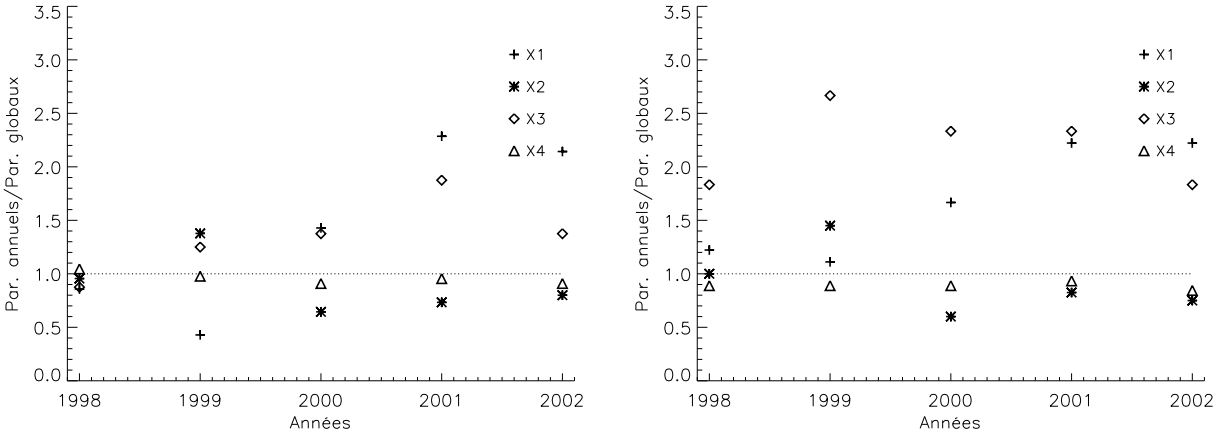


FIG. 5.8: Rapport des paramètres de GR4J identifiés annuellement sur les paramètres globaux (identifiés sur 1998-2002). Optimisation sur Eff (à gauche) et sur Eff_{rac} (à droite)

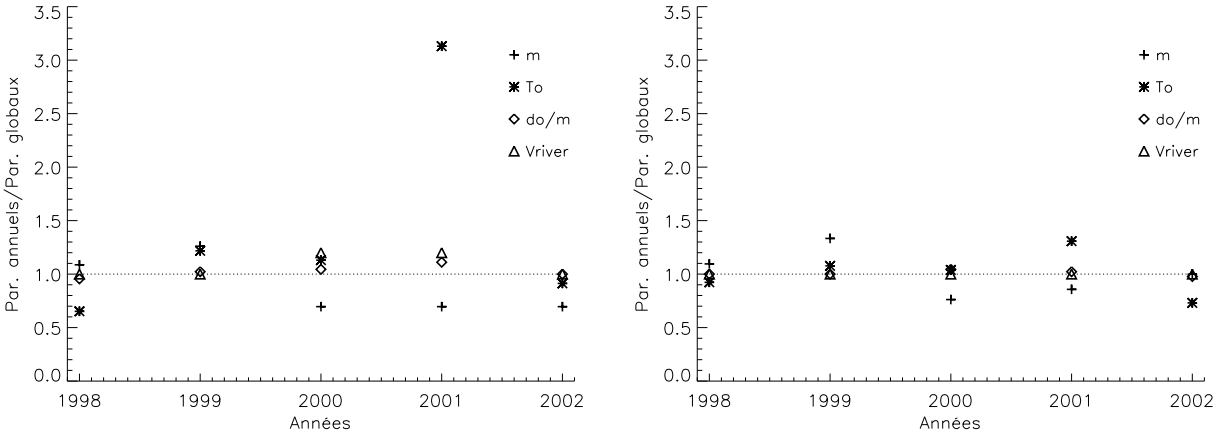


FIG. 5.9: Rapport des paramètres de TOPAMMA identifiés annuellement sur les paramètres globaux (identifiés sur 1998-2002). Optimisation sur Eff (à gauche) et sur Eff_{rac} (à droite)

Deux constats peuvent être dressés :

1. L'écart entre les valeurs *annuelles* et *globales* des paramètres diffère nettement en fonction : (i) du paramètre, (ii) du modèle et (iii) de la fonction objectif. De façon générale, les paramètres de GR4J sont moins stables que ceux de TOPAMMA, sans que cela se traduise pour autant par une plus grande variabilité des performances. Le choix de la fonction objectif a par ailleurs une influence inverse pour les deux modèles : l'utilisation de Eff_{rac} accentue en effet pour GR4J la variabilité des valeurs de paramètres *annuelles* alors qu'elle la diminue pour TOPAMMA.
2. Toutes les années ne sont pas reproduites de la même façon par le compromis que constitue le jeu de paramètres *global*, comme le montrent les figures 5.10 et 5.11. Les deux cas extrêmes sont sans conteste 1998 et 2000 : les paramètres obtenus sur 1998 sont très proches

des paramètres globaux, et les performances obtenues cette année là par un calage global sont aussi bonnes que celles obtenues par un calage spécifique (quelle que soit la fonction objectif). Au contraire, le jeu de paramètre global est assez peu représentatif de l'année 2000, dans la mesure où il conduit à des simulations nettement moins bonnes qu'un calage spécifique sur cette année là.

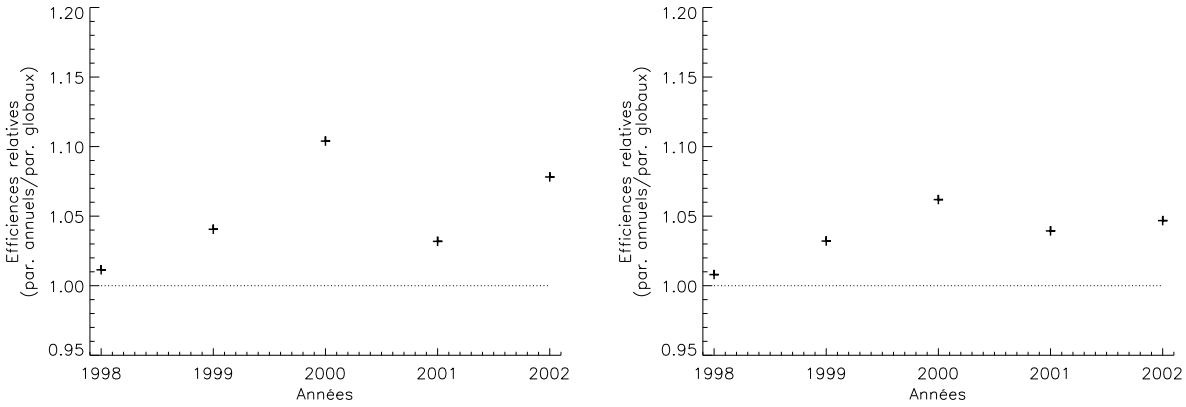


FIG. 5.10: Rapport des performances obtenues avec les paramètres annuels sur celles obtenues avec les paramètres globaux de GR4J. Cas de Eff (à gauche) et de Eff_{rac} (à droite)

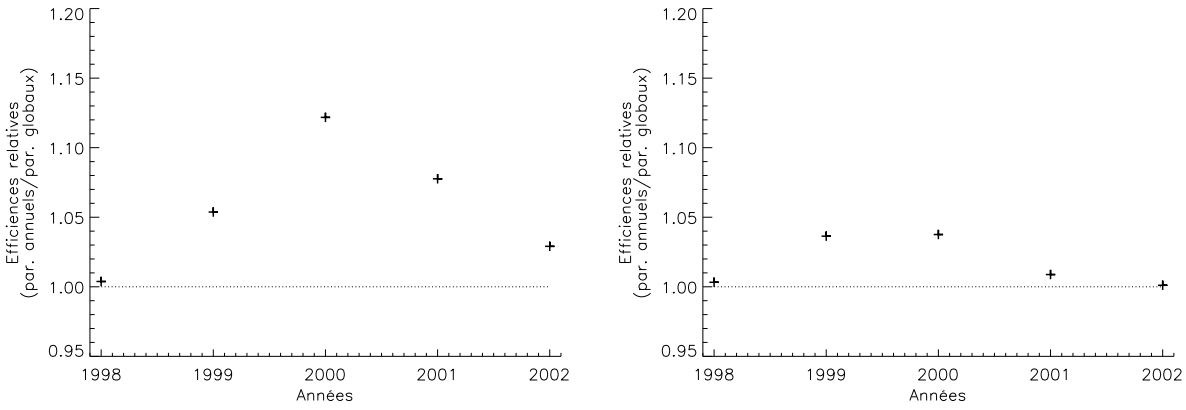


FIG. 5.11: Rapport des performances obtenues avec les paramètres annuels sur celles obtenues avec les paramètres globaux de TOPAMMA. Cas de Eff (à gauche) et de Eff_{rac} (à droite)

En résumé, ces figures sont la signature de la spécificité hydro-climatique des différentes années. La combinaison *globale* de paramètres est un compromis qui semble acceptable pour simuler 1998, que l'on qualifiera d'année la plus *moyenne* de la période, mais qui l'est beaucoup moins pour 2000, année visiblement la plus *atypique* (au niveau hydrologique) du jeu de données.

5.2.2.2 L'apport du modèle adjoint

Le modèle adjoint de TOPAMMA a été développé par Castaings (2006) (cf. 2.4.2.2), qui l'a utilisé pour réaliser un certain nombre d'analyses de sensibilité sur le bassin de la Donga. Parmi ces analyses, la sensibilité temporelle de la fonction objectif aux variables de forçage et aux paramètres peut être utilisée pour juger de la pertinence d'un jeu de paramètre identifié comme

optimal. On peut en effet attendre d'un tel jeu qu'il ne produise pas de biais systématique dans les simulations. L'évolution temporelle des sensibilités de la fonction objectif aux paramètres et aux variables de forçage doit donc présenter une alternance permanente de valeurs négatives et positives. Notons que ceci est vrai sous réserve que la structure du modèle soit pertinente et n'introduise pas de biais temporel, ce qui est le cas ici (vérifié par calage annuel).

La figure 5.12 va permettre d'illustrer et d'expliciter notre propos. Y est tracée, pour le jeu *global* identifié sur la période 1998-2002, l'évolution temporelle de la sensibilité *relative* de l'efficience Eff aux variables de forçage et aux paramètres sur la période 1998-2002[1]. Prenons l'exemple de 1999 : pendant la première partie de la saison, il faudrait diminuer les pluies pour améliorer l'efficience (sensibilité négative) et au contraire augmenter l'ETP (sensibilité positive). Cela signifie que le modèle surestime les écoulements pendant cette période. Au contraire, pendant la deuxième partie de la saison, la situation est exactement inverse. Sur les paramètres, cela se traduit principalement par une sensibilité au paramètre d_0/M, qui, s'il diminue, permettra de réduire le rendement du bassin (augmentation de la recharge profonde) et, s'il augmente le majorera. On constate également les sensibilités plus faibles obtenues pour 2002. Il faut y voire le fait que cette année, la plus sèche de la période, a un poids relativement faible dans la valeur de l'efficience *globale*.

Deux résultats importants se dégagent de l'observation de la figure 5.12. En premier lieu, les sensibilités relatives sont très dépendantes de la variable ou du paramètre considéré. Ainsi la pluie et d_0/M sont respectivement la variable de forçage et le paramètre les plus sensibles pour l'efficience. Par ailleurs, toutes les années, sauf 1998, présentent une organisation en deux phases dans l'évolution des sensibilités : pour 2001 et 2002 (années relativement sèches), le modèle est déficitaire en première partie de saison et excédentaire en seconde partie. Pour 1999 (année humide), les sensibilités sont exactement inverses. Enfin, le modèle est presque toujours déficitaire en 2000, et 1998 présente une évolution temporelle des sensibilités beaucoup moins organisée.

Ces résultats convergent donc avec ceux du paragraphe précédent, et amènent à conclure que :

1. L'année 1998 est la seule année bien simulée par le jeu de paramètre *global*, au sens où ce dernier y est un bon compromis.
2. Pour toutes les autres années, le compromis obtenu par le jeu *global* n'est pas satisfaisant, dans la mesure où il produit un biais, inverse en début et fin de saison, sur les simulations.
3. Les débits de l'année 2000 sont quasi-systématiquement sous-estimés, ce qui en fait l'année la moins bien représentée par le jeu de paramètre *global*.

[1] Sur cette figure le paramètre V_{river} n'est pas reporté, dans la mesure où le modèle n'est pas dérivable par rapport à ce paramètre (cf. Castaings 2006).

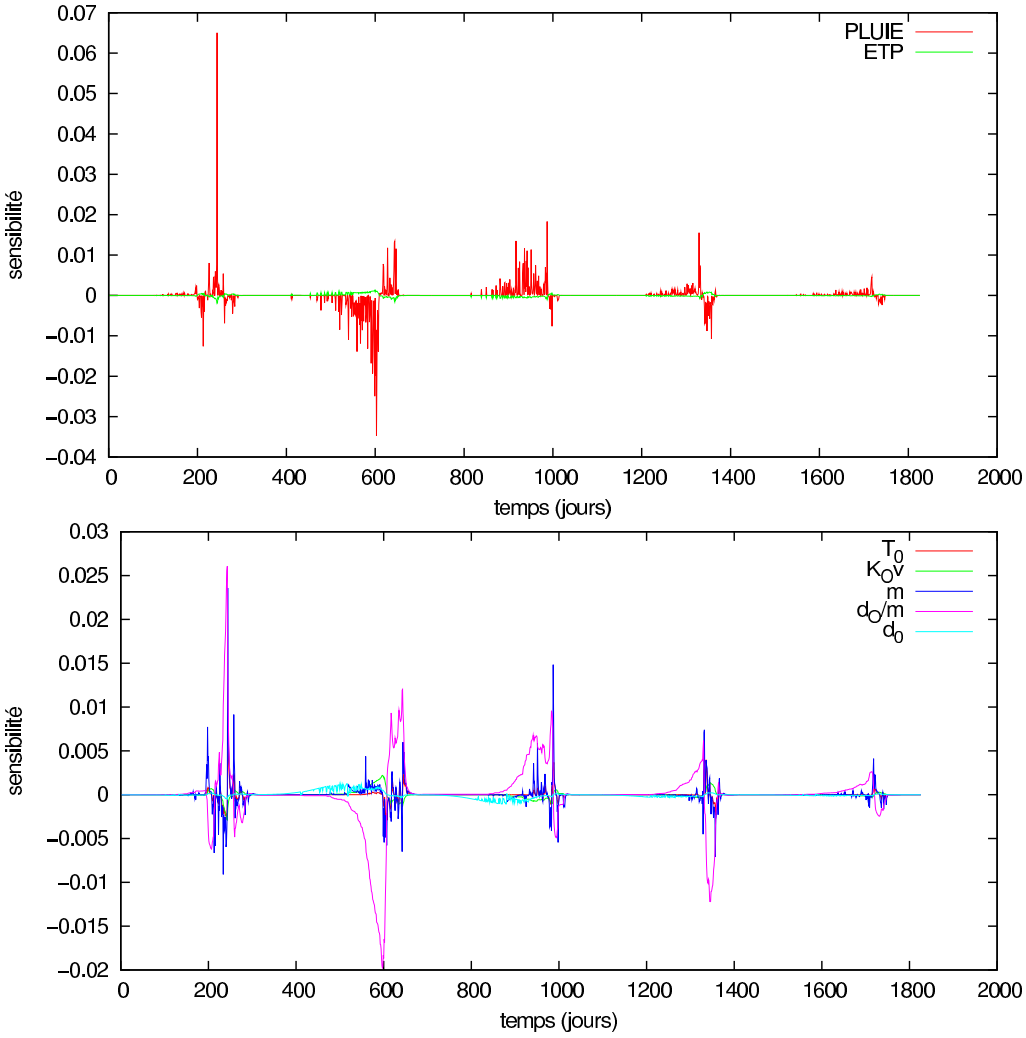


FIG. 5.12: Sensibilité temporelle de l'efficience aux variables de forçage et aux paramètres, sur la Donga pour la période 1998-2002 (d'après Castaings 2006). Sur l'axe des abscisses, le temps 0 correspond au 01/01/1998

5.2.2.3 Conclusion : vraisemblance du jeu de paramètre optimal

Le jeu de paramètres optimal, lorsqu'il est identifié sur les 5 années disponibles, constitue certes le meilleur compromis au sens du critère utilisé, mais ne produit pas de simulations optimales pour toutes les années. Nous avons en effet montré une forte dépendance des paramètres à la série utilisée pour les identifier, et mis en évidence, grâce au modèle adjoint, le biais auquel conduit le jeu *global* sur la simulation des différentes années. Il est dès lors possible de s'interroger sur l'utilisation de longues périodes de calage lorsque l'identification des paramètres ne l'impose pas. Nous en verrons, au paragraphe 6.2.4, les impacts potentiels dans un contexte de variabilité hydro-climatique.

5.3 Analyses de sensibilité et évaluation des paramétrisations

Cette partie explore en détail la structure de GR4J et TOPAMMA, à travers une analyse globale de sensibilité de ces modèles à leurs paramètres. Par souci de concision, seuls les résultats obtenus sur le bassin de la Donga sont présentés, l'analyse effectuée sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou n'apportant pas d'informations supplémentaires.

5.3.1 Exploration de l'espace des paramètres

L'exploration systématique de l'espace des paramètres permet une analyse globale de sensibilité des modèles aux paramètres. Cette sensibilité peut être évaluée en terme de variables pronostiques (volumes écoulés, pics de crues, niveaux de la nappe, etc.) ou en terme de performances à l'aide d'une fonction objectif. Elle est traduite, dans tous les cas, par la surface de réponse de cette variable dans l'espace des paramètres.

L'étude présentée ici est basée sur l'observation de la surface de réponse de l'efficience de Nash dans l'espace des paramètres[1], avec 1998-2002 comme période de calage. Deux surfaces ont plus particulièrement été distinguées :

1. La première (S_1) représente la performance maximale atteinte par le modèle pour deux valeurs de paramètres fixées, c'est à dire en optimisant uniquement deux paramètres sur les quatre (figures 5.13 et 5.15). Par exemple, la surface en haut à gauche de la figure 5.13 est obtenue de la façon suivante : (i) on fixe un couple de valeurs (X_1, X_2), (ii) on explore l'espace des paramètres X_3 et X_4, (iii) on affiche l'efficience maximale obtenue. Puis on fixe un autre couple (X_1, X_2) et on recommence. Cette surface intègre donc les effets de compensation possibles entre les paramètres, et traduit par conséquent la **contrainte** de chaque paramètre[2] : si elle est *plate* (isolignes distantes), le paramètre est peu contraint au sens où sa valeur intrinsèque a peu d'importance pour le modèle (tout du moins en terme d'efficience), qui *s'adapte* en jouant sur les autres paramètres. S_1 est donc également un reflet de l'équifinalité du modèle.
2. La seconde (S_2) représente la surface de réponse obtenue en faisant varier les paramètres deux à deux autour de la combinaison de paramètres optimale (figures 5.14 et 5.16). Par exemple, la surface tracée dans le plan [X_1, X_2] de la figure 5.14 est obtenue de la façon suivante : (i) la combinaison de paramètres optimale ($X1_{opt}$, $X2_{opt}$, $X3_{opt}$, $X4_{opt}$) est identifiée, (ii) on relaxe X_1 et X_2 et pour chaque nouvelle valeur qui leur est spécifiée, on affiche l'efficience obtenue. S_2 illustre donc la **sensibilité** analytique du code au voisinage d'un ensemble de valeurs nominales (ici la combinaison optimale). La sensibilité des simulations du modèle (nommée abusivement par la suite sensibilité du modèle) à un paramètre donné correspond au gradient local de cette surface de réponse dans l'axe de ce paramètre. Un gradient faible (i.e. surface *plate*) dans l'axe d'un paramètre donné traduit ainsi une faible

[1] Dans la mesure où il s'agit d'un espace de dimension 4, on ne peut apprécier les propriétés de l'hypersurface qu'en effectuant 6 projections en deux dimensions.

[2] Par paramètre contraint, j'entends un paramètre dont la valeur est contrainte par les données et la fonction objectif utilisées.

sensibilité du modèle à ce paramètre.

De l'analyse qualitative de ces surfaces, il est possible de déduire plusieurs informations précieuses sur la structure du modèle. On peut en effet observer :

1. Les interactions éventuelles entre paramètres. En effet, des isolignes circulaires ou elliptiques ayant pour axes principaux les axes horizontaux et verticaux sont le signe d'une orthogonalité de la structure. Au contraire, des formes elliptiques d'axes inclinés révèlent un lien analytique entre les paramètres. Dans ce qui suit, j'utilise les termes d'interactions *positives* pour qualifier la dépendance de paramètres dont les surfaces de réponse sont orientées entre 0°(axe horizontal) et 90° (axe vertical, sens trigonométrique), et d'interactions *négatives* lorsqu'elles sont orientées entre 0° et -90°.
2. L'ampleur des effets de compensation, en comparant les surfaces de réponse S_1 et S_2. Le *cas parfait*[1] se caractériserait par des surfaces identiques : le modèle est alors bien contraint par les données et la fonction objectif utilisées, et les effets de compensation sont inexistants. Le fait que les deux surfaces soient différentes, observé dans tout cas réel, peut traduire que : (i) le modèle est insuffisamment contraint par les données et la fonction objectif ; (ii) les paramètres se compensent entre eux. On peut alors parler d'équifinalité : plusieurs jeux de paramètres sont équivalents au sens du critère choisi.

NB : Dans la mesure où, sur les figures 5.13, 5.14, 5.15 et 5.16, les plages de variation des paramètres sont arbitraires, l'extension des axes des abscisses et des ordonnées n'a aucune valeur. L'allure rectangulaire de ces figures ne tient donc qu'à un souci de mise en page.

La structure de GR4J (figures 5.13 et 5.14) montre en premier lieu une interaction forte entre X_1 et X_2. Ces deux paramètres régissant la fonction de production du modèle (i.e. son bilan en eau), il est logique que ces paramètres soient liés. Cette interaction est positive : une sous-évaluation de la profondeur du réservoir sol (X_2) , qui aboutit à une sous-estimation de l'ETR, est compensée par une augmentation des pertes souterraines *via* le coefficient d'échanges souterrains (X_1). Ces deux paramètres montrent également une interdépendance (cette fois négative) avec la capacité du réservoir de routage (X_3). Dans la mesure où celle-ci intervient dans la formulation des échanges souterrains, elle est en effet aussi impliquée dans la fonction de production de GR4J. Le paramètre X_4 est quant à lui remarquablement indépendant des autres paramètres. Il ne sert en définitive qu'à ajuster le temps de réponse du bassin et n'intervient pas dans le calcul du bilan d'eau.

La structure de TOPAMMA est plus complexe, comme le montrent les surfaces de réponse plus chaotiques des figures 5.15 et 5.16. On peut globalement noter des interactions faibles entre les paramètres, mais les surfaces de réponses ont un caractère multimodal. Un optimum secondaire semble ainsi se dessiner pour des valeurs de d_0/M inférieures à deux, comme l'attestent les *plateaux* observables sur les plans [d_0/M, M], [d_0/M, T_0],[d_0/M, V_{river}] des figures 5.15 et 5.16.

[1] On entend par *cas parfait* le cas de paramètres indépendants et dont les valeurs sont parfaitement identifiées par les données et la fonction objectif choisie.

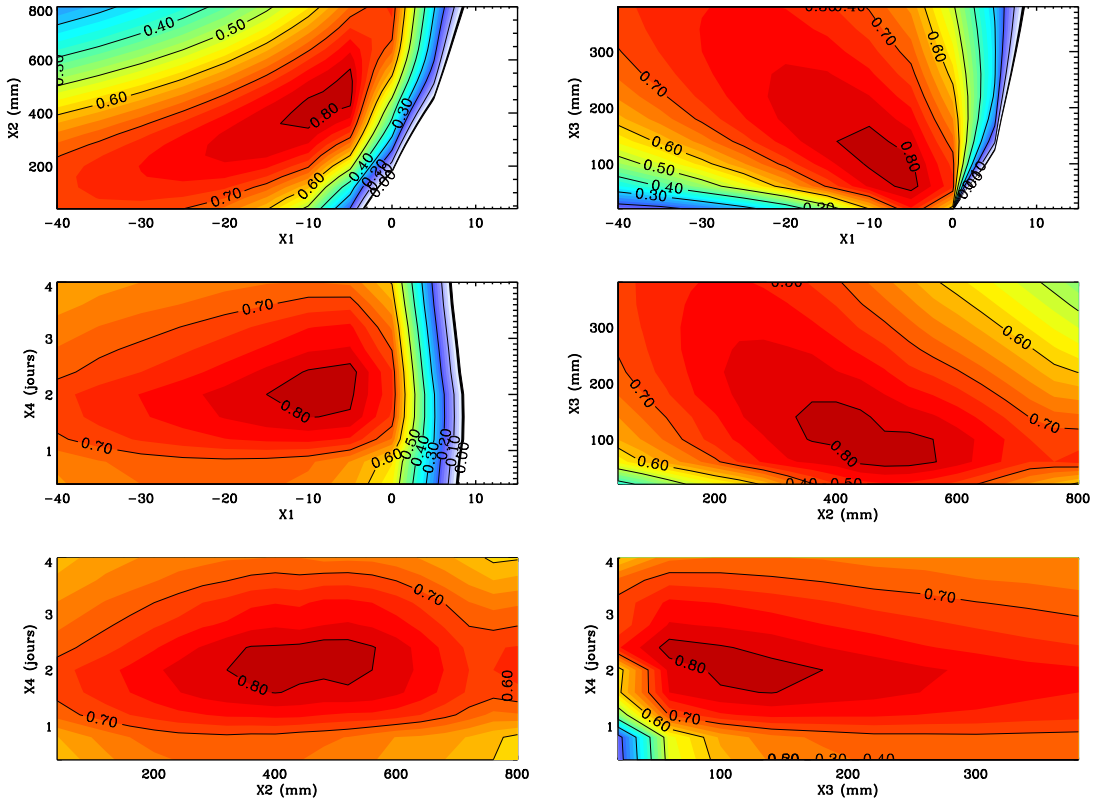


FIG. 5.13: Projections de la surface de réponse S_1 de GR4J dans l'espace des paramètres (fonction objectif : Eff)

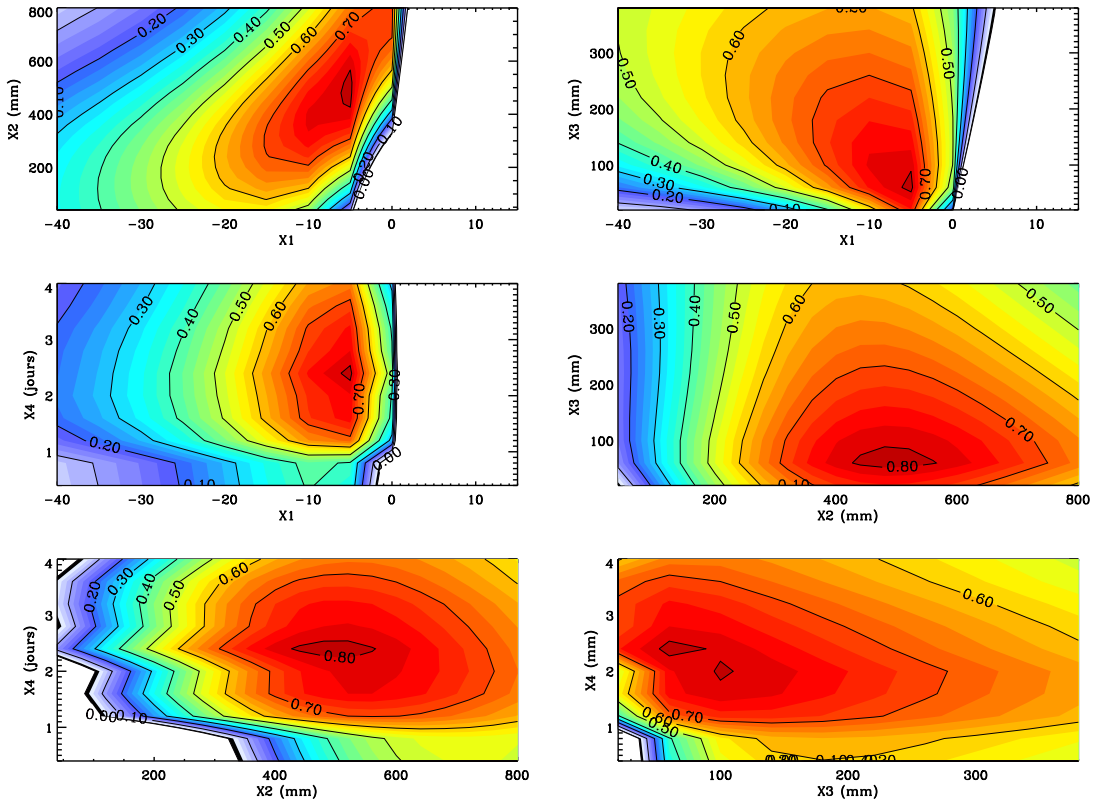


FIG. 5.14: Projections de la surface de réponse S_2 de GR4J dans l'espace des paramètres (fonction objectif : Eff)

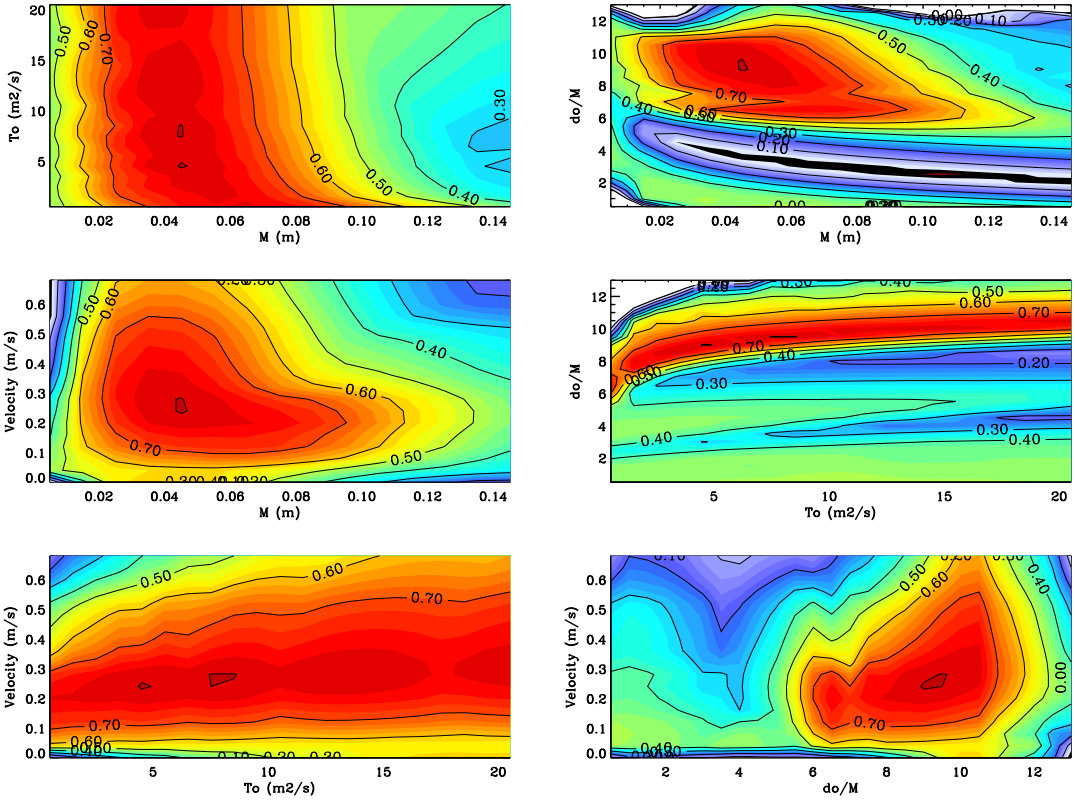


FIG. 5.15: Projections de la surface de réponse S_1 de TOPAMMA dans l'espace des paramètres (fonction objectif : Eff)

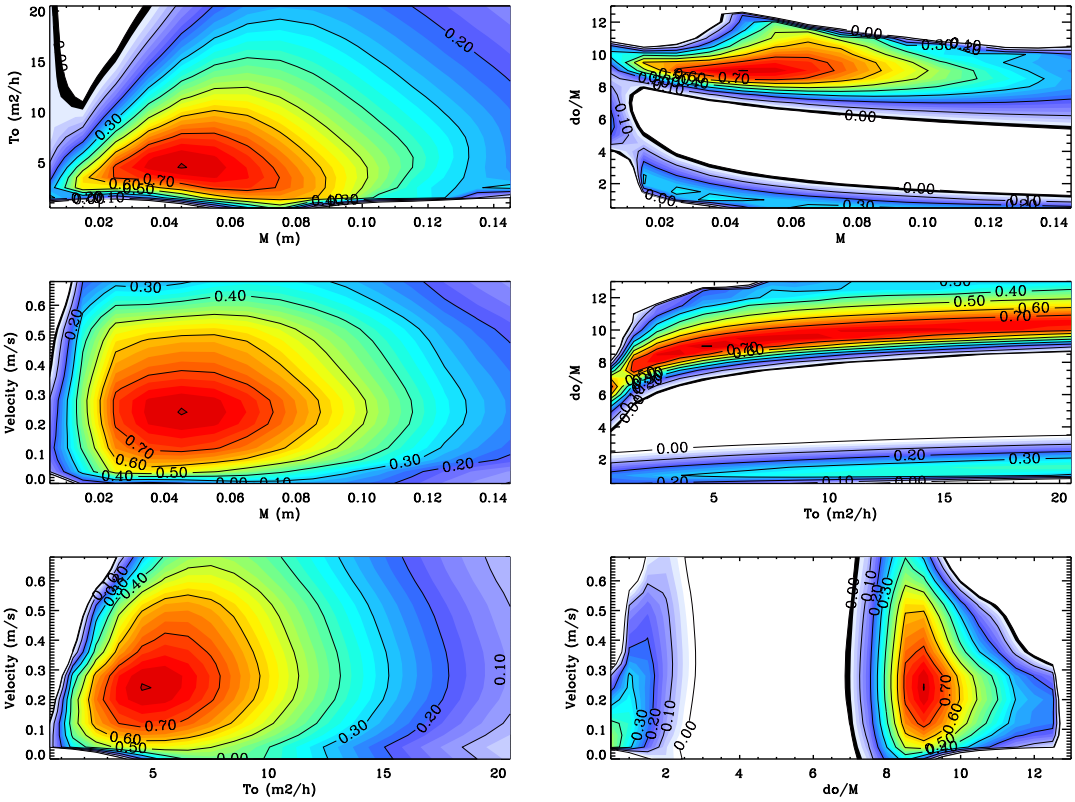


FIG. 5.16: Projections de la surface de réponse S_2 de TOPAMMA dans l'espace des paramètres (fonction objectif : Eff)

Pour les deux modèles, enfin, la comparaison des surfaces S_1 et S_2 montre qu'il existe une équifinalité certaine. Malgré la parcimonie des structures de GR4J et TOPAMMA, l'identification du modèle optimal n'est pas possible, au regard des données et de la fonction objectif utilisées.

Remarques :

1. Il est aussi possible de représenter ce type de résultats à partir de projections en une dimension, introduites par Beven sous le nom de *Dotty plots* pour illustrer le concept d'équifinalité. On obtient alors le type de résultats illustré par la figure 5.17. L'inconvénient de cette représentation tient au fait qu'on ne visualise pas les interactions entre paramètres.

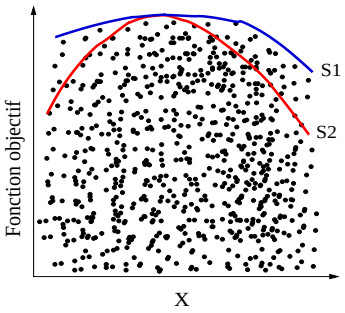


FIG. 5.17: *Dotty plots* : chaque point correspond à une simulation du modèle (i.e. une combinaison de paramètres). Les traits bleus et rouges représentent la projection des surfaces S_1 et S_2 dans l'axe du paramètre X.

2. Ces analyses de sensibilité peuvent aider à définir ou améliorer une paramétrisation. Cela a été le cas ici, puisque la version initiale de TOPAMMA développée comportait les 4 paramètres suivants : M, K_0, d_0 et V_{river}. Les surfaces de réponse obtenues (cf. figure 5.18 pour l'exemple de la surface S_2) ont montré un lien très fort entre d_0 et M (relation hyperbolique) et entre K_0 et M (relation linéaire) : les paramètres finalement calés par le modèle ne sont ainsi pas K_0 et d_0 mais le produit $K_0.M$ (soit T_0) et le rapport d_0/M.

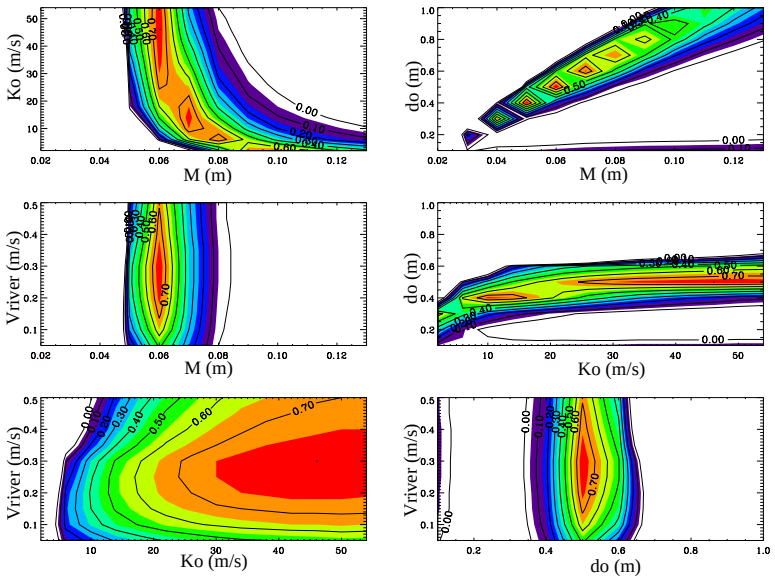


FIG. 5.18: Projections de la surface de réponse S_2 d'une version antérieure de TOPAMMA (fonction objectif : Eff)

Ce résultat est en définitive logique, puisque K_0 et d_0 interviennent dans la majeure partie des équations du modèle sous les formes $K_0.M$ et d_0/M, qui sont dès lors les paramètres *effectifs* de TOPAMMA. Nous verrons plus loin que les valeurs de K_0 et d_0 ont toutefois une influence, même si elle est faible comparée à celle de $K_0.M$ et d_0/M.

5.3.2 Analyse approfondie des sensibilités locales

L'information sur les sensibilités dont nous disposons pour l'instant est uniquement qualitative. Il serait pourtant intéressant de pouvoir hiérarchiser la sensibilité des modèles aux différents paramètres. Pour cela, on peut définir un **indice de sensibilité normalisé**, de la forme :

$$S_i = \frac{dJ/dx_i}{x_i} \tag{5.1}$$

où S_i est l'indice local de sensibilité au paramètre i à la valeur x_i, et J la mesure de performance.

Bien que cette sensibilité locale puisse être estimée en chaque point de l'espace des paramètres, on l'évalue le plus souvent au voisinage immédiat de la combinaison de paramètres optimale. C'est ce qui est fait ici sur la figure 5.19, où les valeurs de paramètres sont normalisées par la valeur *optimale*.

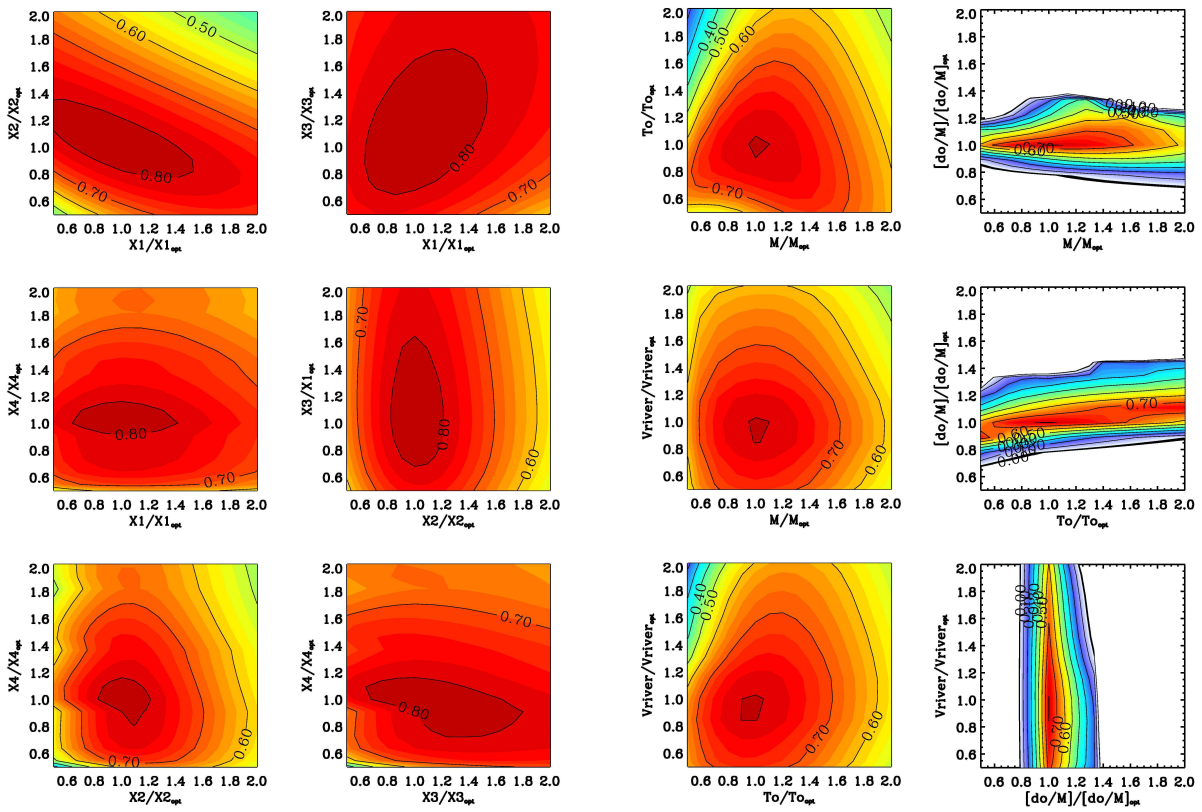


FIG. 5.19: Projections des sensibilités locales autour de la combinaison de paramètres optimale pour GR4J (à gauche) et TOPAMMA (à droite)

NB : Si l'on observe la figure 5.19, on peut constater que la surface projetée dans le plan [X_1, X_2] (GR4J) est inversée par rapport à celle de la figure 5.14. Ceci est uniquement du au fait que X_1 a une valeur négative, alors que le rapport X_1/X_{1opt} est positif.

De cette figure, nous pouvons tout d'abord déduire que globalement, **la sensibilité de TOPAMMA à ses paramètres est supérieure à celle de GR4J**, dans la mesure où les gradients des surfaces de réponse de TOPAMMA sont plus élevés (i.e. surfaces de réponses plus *pointues*).

Par ailleurs, nous pouvons hiérarchiser les sensibilités locales (autour des valeurs de paramètres optimales) en observant le gradient des surfaces de la figure 5.19 :

1. Pour GR4J : X_2 et X_4 sont les paramètres les plus sensibles et X_3 le moins sensible. On peut alors écrire :
$$\frac{\partial J}{\partial X_2} \geq \frac{\partial J}{\partial X_4} > \frac{\partial J}{\partial X_1} > \frac{\partial J}{\partial X_3} \tag{5.2}$$
2. Pour TOPAMMA : d_0/M est de loin le paramètre le plus sensible, devant T_0, M et V_{river} dont les sensibilités sont assez proches. Soit :
$$\frac{\partial J}{\partial d_0/M} > \frac{\partial J}{\partial T_0} \geq \frac{\partial J}{\partial M} \geq \frac{\partial J}{\partial V_river} \tag{5.3}$$

Remarque : La différence entre les concepts de contrainte et de sensibilité est bien illustrée dans le cas du paramètre T_0. La figure 5.19 montre en effet que ce paramètre est très sensible, alors qu'il est dans un même temps peu contraint (figure 5.15). On peut donc obtenir de bonnes simulations, quelle que soit la valeur de T_0, lorsque les autres paramètres sont libres, mais une fois que ces derniers sont identifiés, sa valeur a une grande importance.

Il est de même possible de hiérarchiser à partir de la figure 5.19, tout du moins dans une certaine mesure, les interactions entre paramètres : plus l'axe principal de l'ellipse des isolignes a un angle proche de 45°, plus l'interaction est forte.

1. Pour GR4J : seules les trois principales interactions peuvent être distinguées. D'où :
$$\frac{\partial^2 J}{\partial X_1 \partial X_3} > \frac{\partial^2 J}{\partial X_1 \partial X_2} > \frac{\partial^2 J}{\partial X_3 \partial X_4} > \left(\frac{\partial^2 J}{\partial X_2 \partial X_4}; \frac{\partial^2 J}{\partial X_1 \partial X_4}; \frac{\partial^2 J}{\partial X_2 \partial X_3}\right) \tag{5.4}$$
2. Pour TOPAMMA : une seule interaction émerge réellement, de sorte que l'on peut écrire :
$$\frac{\partial^2 J}{\partial d_0/M \partial T_0} > \left(\frac{\partial^2 J}{\partial d_0/M \partial M}; \frac{\partial^2 J}{\partial T_0 \partial V_river}; \frac{\partial^2 J}{\partial T_0 \partial M}; \frac{\partial^2 J}{\partial M \partial V_river}; \frac{\partial^2 J}{\partial d_0/M \partial V_river}\right) \tag{5.5}$$

La hiérarchisation des sensibilités locales et des interactions entre paramètres fournit une information précieuse sur le comportement des modèles, et sera un outil utile pour interpréter nos résultats.

5.4 Quantification des incertitudes

Dans cette partie, les modèles sont comparés au regard des intervalles prédictifs associés à leurs simulations. Pour quantifier ces incertitudes, plusieurs approches ont été utilisées. Leur application sur le bassin de la Donga est présentée et discutée dans ce qui suit.

5.4.1 Sensibilité des simulations au choix de la fonction objectif

Dans ce travail, seule l'efficience de Nash a été utilisée pour la spécification des valeurs de paramètres. L'influence de ce choix sur les résultats de simulations est ici évaluée, grâce à l'application des méthodes de calibration multi-objectifs proposées par Gupta *et al.* (1998) et décrites dans le paragraphe 2.3.3.2. Ces méthodes visent à définir des intervalles prédictifs qui reflètent la complexité et la nature multi-objectifs de l'exercice de calibration des modèles.

J'ai ici implémenté ce type de méthodes, dans le cas simple d'une seule variable pronostique (les débits à l'exutoire) et de deux fonctions objectif : l'efficience de Nash sur les débits (Eff) et l'efficience de Nash sur la racine carrée des débits (Eff_{rac}). Ces deux fonctions, même si elles reposent sur une formulation similaire, reflètent différemment les performances de modélisation. La transformation de variable réalisée dans le calcul de Eff_{rac} accorde un poids moins important aux forts débits que dans Eff.

L'algorithme développé isole, au sein de l'échantillonnage uniforme de l'espace des paramètres, les solutions optimales (i.e. indissociables avec les fonctions objectif utilisées) qui définissent l'ensemble de Pareto. Les résultats obtenus à partir du calage de GR4J et TOPAMMA sur la Donga (période 1998-2002) sont illustrés sur les figures 5.20 et 5.21, où l'on peut observer : (i) les ensembles de Pareto de jeux optimaux dans l'espace des fonctions Eff et Eff_{rac} (figure 5.20) ; (ii) les intervalles prédictifs associés sur l'exemple de l'année 1998 (figure 5.21). Pour les deux modèles, l'ensemble de Pareto est ici approché par 70 combinaisons de paramètres.

Concernant les ensembles de Pareto identifiés (figure 5.20), on peut remarquer qu'ils ont une forme nettement différente pour les deux modèles. Pour TOPAMMA, l'ensemble identifié est beaucoup plus *pointu*, ce qui traduit en définitive la redondance des fonctions Eff et Eff_{rac}. On trouve ici la confirmation d'un résultat évoqué au paragraphe 5.2.2.1 : la calibration de TOPAMMA est moins dépendante de la fonction objectif utilisée (uniquement en ce qui concerne Eff et Eff_{rac}, bien évidement).

Les intervalles prédictifs déduits de ces ensembles de Pareto (figure 5.21) sont similaires pour les deux modèles. Ils sont globalement fins, et ne permettent d'expliquer qu'un faible pourcentage des écarts entre observations et simulations.

Il est important de noter que ceci ne constitue en aucun cas une application rigoureuse des méthodes de calibration multi-objectifs, qui comme le soulignent Gupta *et al.* (1998) "doivent être implémentées sur un ensemble de fonctions objectif nettement différentes et sur plusieurs variables pronostiques". L'échantillonnage très grossier de l'ensemble de Pareto réalisé ici, ainsi que la ressemblance des fonctions objectif utilisées, limitent en effet l'interprétation de ces résultats. Ils

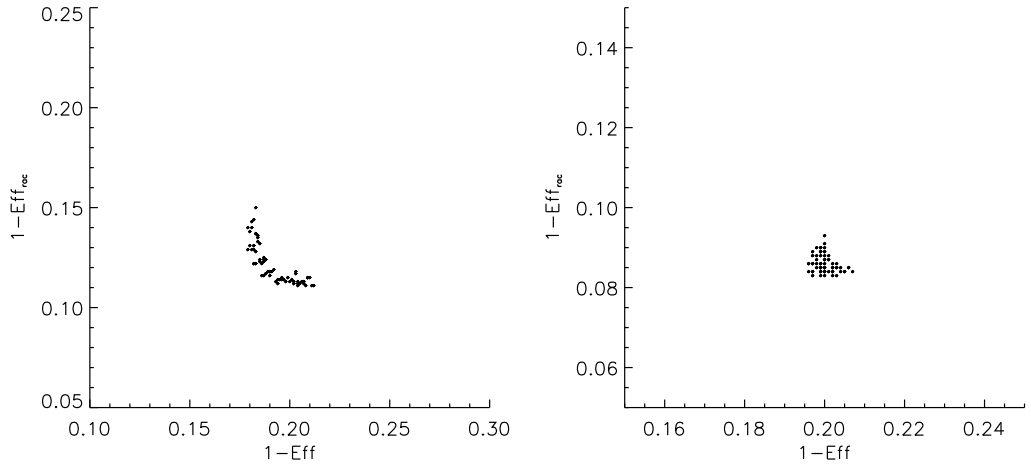


FIG. 5.20: Ensembles de Pareto identifiés pour GR4J et TOPAMMA

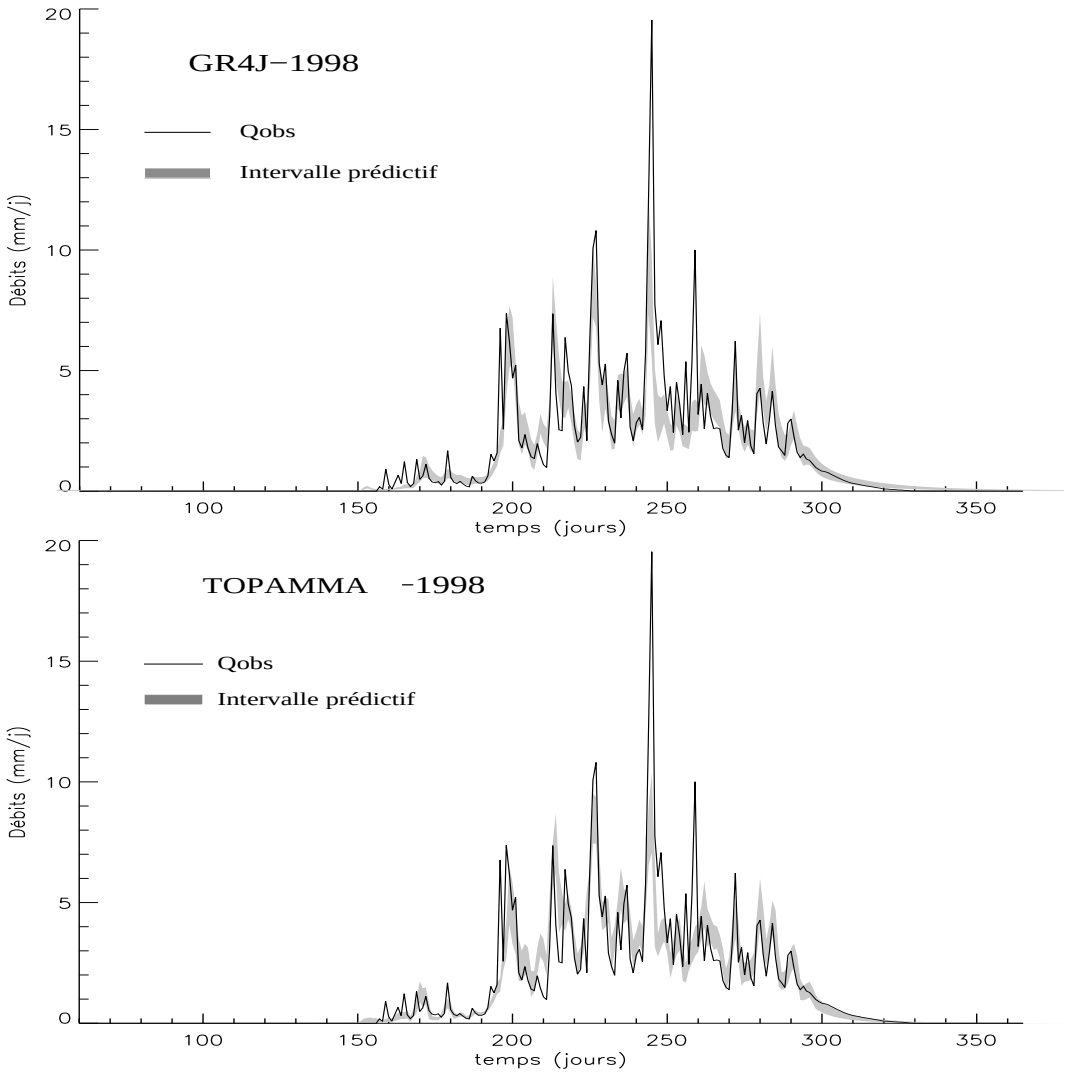


FIG. 5.21: Intervalles prédictifs associés aux ensembles de Pareto, pour GR4J (en haut) et TOPAMMA (en bas)

ne doivent donc être considérés, en tout état de cause, que comme une illustration de la signature de la dépendance des simulations aux critères de performances utilisés.

5.4.2 Implémentation de la méthode GLUE

La méthode GLUE, dont les fondements théoriques et les paramètres de mise en oeuvre sont décrits au paragraphe 2.4.2.5, a été utilisée pour quantifier les incertitudes sur la simulation des débits à l'exutoire de la Donga. Rappelons que cette méthode s'attache avant tout aux incertitudes structurelles de la modélisation, et ne prend pas explicitement en compte les incertitudes de mesure sur les données de conditionnement du modèle (Zin 2002). Là encore, la calibration des modèles est réalisée sur la période 1998-2002.

Comme il a été souligné au paragraphe 2.4.2.5, la mise en oeuvre de la méthodologie GLUE exige la définition :

1. De la procédure d'échantillonnage de l'espace des paramètres : ici, la démarche adoptée est celle présentée au paragraphe 5.1.1.2. Pour les deux modèles, 28000 combinaisons de valeurs de paramètres ont été explorées (tableaux 5.3 et 5.4).

Paramètre	Plage de variation	Pas incrémental	Nombre de valeurs échantillonnées
X_1	-40 à 5	5	10
X_2 (mm)	40 à 800	40	20
X_3 (mm)	20 à 540	40	14
X_4 (jours)	0.4 à 4.0	0.4	10

TAB. 5.3: Paramètres d'échantillonnage de l'espace des paramètres pour GR4J

Paramètre	Plage de variation	Pas incrémental	Nombre de valeurs échantillonnées
M (m)	0.02 à 0.09	0.01	8
$T_0(m^2/h)$	1 à 27	2	14
d_0/M	7.4 à 12.2	0.2	25
V_{river} (m/s)	0.1 à 0.55	0.05	10

TAB. 5.4: Paramètres d'échantillonnage de l'espace des paramètres pour TOPAMMA

2. De la mesure de vraisemblance : l'efficience de Nash, fonction la plus souvent utilisée dans la mise en oeuvre de GLUE, a été choisie. De cette façon, plus la valeur de l'efficience est élevée, plus la combinaison de paramètres correspondante est considérée comme représentative du bassin versant étudié. Cette hypothèse se justifie, car seuls les débits sont disponibles pour évaluer quantitativement le comportement du système modélisé.
3. Du critère d'acceptation/rejet des modèles (au sens *structure+combinaison de paramètres*) : très subjectif, il est le plus souvent basé sur une valeur seuil de la mesure de vraisemblance. Pour ce qui nous intéresse ici, à savoir la comparaison des incertitudes sur les simulations de GR4J et TOPAMMA, l'important est de définir un seuil identique pour les deux modèles. Ce seuil a donc été défini arbitrairement par $Eff = 0.7$. Son influence sur les paramètres et les intervalles prédictifs est néanmoins discutée plus loin.

Le choix d'un échantillonnage uniforme de l'espace des paramètres implique que toutes les combinaisons de paramètres Θ sont *a priori* équiprobables et ont une vraisemblance *a priori* égale à :

$$L_0[M(\Theta)] = \frac{1}{n_c} \tag{5.6}$$

avec n_c le nombre de combinaisons de paramètres échantillonnées.
En conservant les notations du paragraphe 2.4.2.5, on peut également écrire :

$$L_T[M(\Theta|Y_T, Q_T] = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_{i,calc} - Q_{i,obs})^2}{\sum_{i=1}^{n}(Q_{i,obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \tag{5.7}$$

$$\begin{aligned} L[M(\Theta)] &= L_0[M(\Theta).L_T[M(\Theta|Y_T, Q_T)] \\ &= \frac{1}{n_c}\left[1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_{i,calc} - Q_{i,obs})^2}{\sum_{i=1}^{n}(Q_{i,obs} - \overline{Q_{obs}})^2}\right] \end{aligned} \tag{5.8}$$

Les intervalles prédictifs obtenus sur les débits simulés à Donga Pont sont illustrés sur les figures 5.22 et 5.23 pour deux années contrastées (1998 et 2002), après conditionnement sur 1998-2002 et pour le seuil $Eff = 0.7$.

En premier lieu, les incertitudes sur les simulations, telles qu'évaluées par GLUE, sont beaucoup plus importantes que l'incertitude liée au choix de Eff ou Eff_{rac} (figure 5.21). Bien que larges, les intervalles prédictifs n'expliquent néanmoins pas toujours l'écart entre observations et simulations. Il faut d'abord y voir le signe des **limites de la structure** des modèles employés, mais aussi de l'incertitude sur les données utilisées. Pour illustrer notre propos, observons par exemple sur ces figures : (i) le principal pic de crue de l'année 1998 ; (ii) le tarissement de la rivière en 2002. Dans le premier cas, aucun des deux modèles ne parvient à simuler correctement la crue. On peut donc légitimement se poser la question de la valeur des données (de débits comme de pluies), même s'il est aussi possible que la dynamique du bassin lors des événements pluvieux majeurs soit mal décrite par les modèles. Dans le second cas, le tarissement est très bien représenté par TOPAMMA, alors qu'il l'est très médiocrement par GR4J. Il faut donc y voir là un signe de l'inadéquation de la loi de vidange de GR4J sur ce bassin.

Par ailleurs, si l'on compare les intervalles prédictifs de GR4J et TOPAMMA, il semble que les simulations de TOPAMMA soient moins *incertaines* que celles de GR4J en début et fin de saison, sans pour autant être moins *justes* (i.e. les observations restent dans l'intervalle de confiance). Il ne s'agit toutefois que d'une impression visuelle qui demande à être vérifiée. Nous en discutons dans ce qui suit.

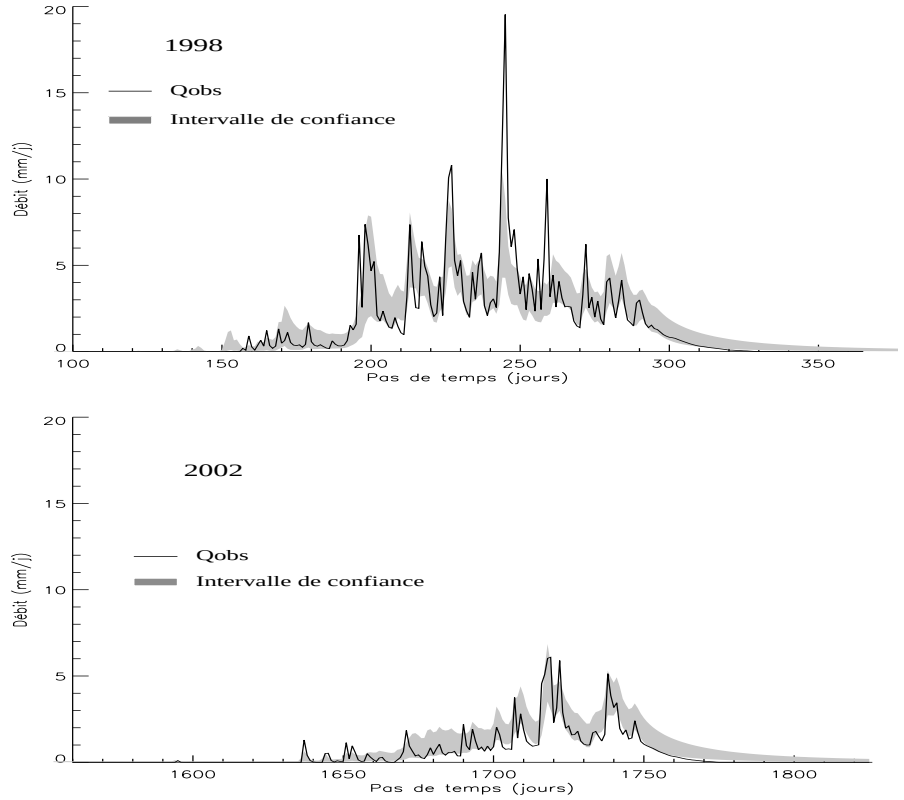


FIG. 5.22: Intervalles prédictifs (interquantile 90%) sur les débits simulés par GR4J. Exemples de 1998 et 2002

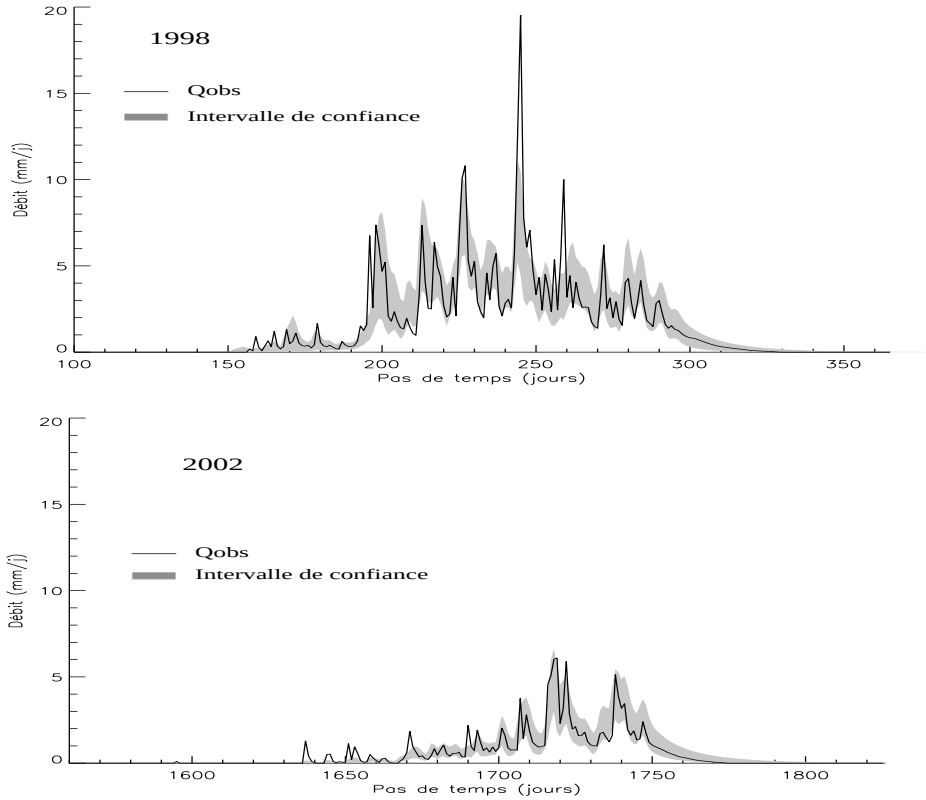


FIG. 5.23: Intervalles prédictifs (interquantile 90%) sur les débits simulés par TOPAMMA. Exemples de 1998 et 2002

5.4.3 Sélection des jeux équifinaux : discussion et proposition d'un nouveau critère

5.4.3.1 Seuil *classique* sur l'efficience

Le caractère subjectif de la définition du critère de sélection des combinaisons de paramètres optimales est une des limitations fréquemment évoquées de la méthode GLUE. Comme le montrent Freer *et al.* (1996), l'impact de ce seuil sur les intervalles prédictifs est limité par la pondération réalisée en fonction de la vraisemblance de chaque combinaison de paramètres. Néanmoins, il joue un rôle important (i) sur le nombre de combinaisons retenues et (ii) sur leur distribution de probabilité *a posteriori* (Zin 2002).

La figure 5.24 représente le nombre de combinaisons de paramètres considérées comme vraisemblables, rapporté au nombre de combinaisons échantillonnées, en fonction du seuil fixé. Les courbes obtenues pour les deux modèles sont nettement différentes. Pour un seuil donné, le nombre de combinaisons retenues est systématiquement inférieur pour TOPAMMA, jusqu'à un seuil d'environ 0.75. Pour des seuils supérieurs, ce nombre est sensiblement équivalent. Bien que l'échantillonnage de l'espace des paramètres influence probablement ce résultat, on y retrouve tout de même la signature de la sensibilité accrue de TOPAMMA à ses paramètres. On peut aussi noter que le seuil arbitraire $Eff = 0.7$ choisi pour implémenter GLUE conserve moins de 10% des combinaisons de paramètres échantillonnées.

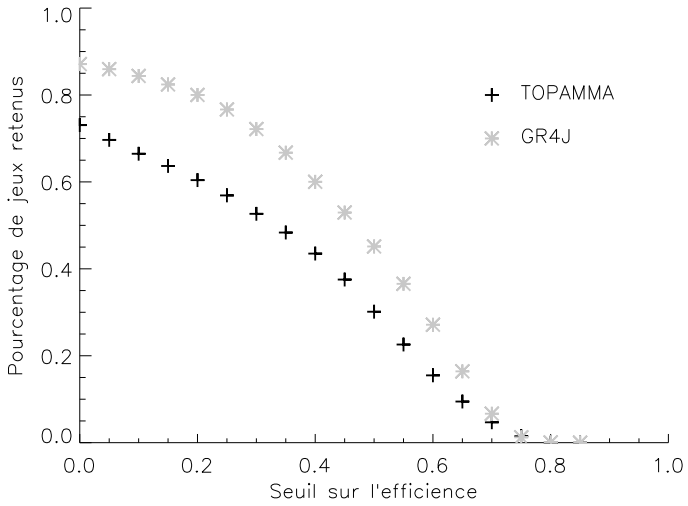


FIG. 5.24: Nombre de combinaisons de valeurs retenues comme *acceptables* en fonction du seuil sur l'efficience, pour GR4J et TOPAMMA

La définition du seuil d'acceptation/rejet des combinaisons de paramètres conditionne également leur vraisemblance *a posteriori*, à partir desquelles on peut tracer les distributions de probabilité marginales de chacun des paramètres. C'est ce que présentent les figures 5.25 et 5.26.

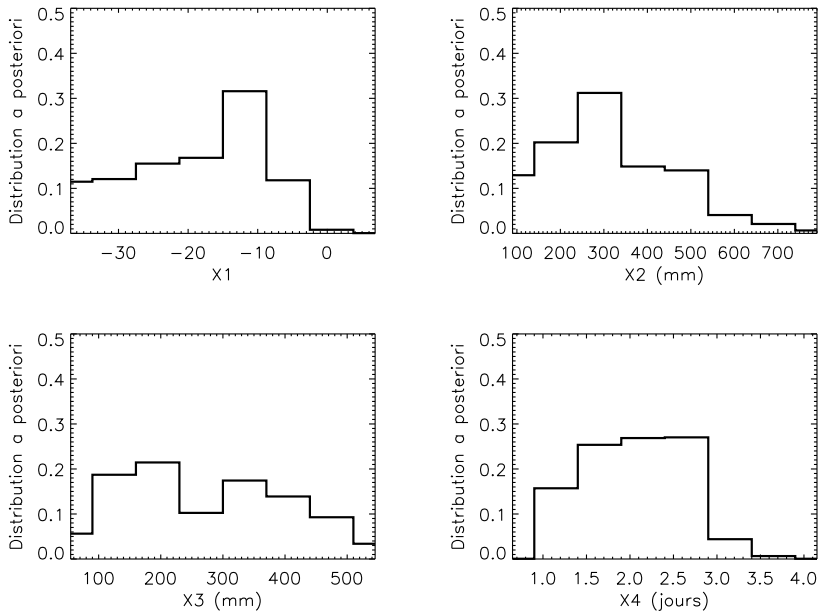


FIG. 5.25: Distributions *a posteriori* des valeurs de paramètres de GR4J pour un seuil égal à 0.7 sur l'efficience

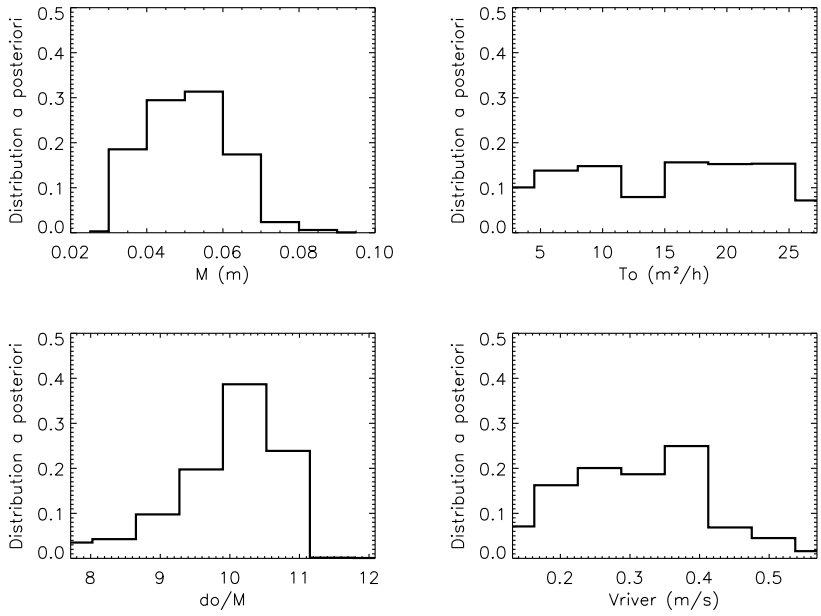


FIG. 5.26: Distributions *a posteriori* des valeurs de paramètres de TOPAMMA pour un seuil égal à 0.7 sur l'efficience

On observe que les valeurs de X_1, X_2, X_4 (pour GR4J) et de M, d_0/M et V_{river} (pour TOPAMMA) sont bien identifiées (dispersion limitée autour des valeurs optimales). Au contraire, les valeurs de X_3 et plus encore T_0 ont une dispersion très élevée et un optimum mal défini. On retrouve là le fait que ces paramètres sont peu contraints dans les modèles.

5.4.3.2 Critère proposé

Afin de rendre le choix du critère d'acceptation/rejet moins subjectif, une autre définition en est ici proposée. Elle s'inspire en grande partie d'un travail réalisé par Cappelaere *et al.* (2003) sur le bassin endoréique de Wankama, au Niger. Dans cette étude, où les écoulements sont simulés à l'aide du modèle événementiel *r.water.fea*, les auteurs ont utilisé une approche originale pour quantifier les incertitudes sur les simulations. Ils ont considéré qu'un événement était bien simulé par un ensemble de jeux de paramètres si les volumes simulés permettaient à la fois de surestimer et de sous-estimer le volume écoulé. Dès lors, ils ont défini les combinaisons de paramètres équifinales, pour un événement donné, comme les combinaisons de la région de l'espace des paramètres située autour de l'optimum et permettant de *bien simuler* cet événement. L'originalité de cette approche réside donc dans le critère objectif utilisé pour spécifier le critère d'acceptation/rejet.

L'approche proposée reprend ce concept, tout en modifiant son utilisation pour l'adapter au cas de simulations continues. Ainsi, une année peut être considérée comme bien simulée dès lors que le volume écoulé y est à la fois surestimé et sous-estimé par les simulations. Les jeux de paramètres équifinaux sont alors définis par la région de l'espace des paramètres, au voisinage de l'optimum, qui permet de *bien simuler* chacune des années de la période de calage. La façon de procéder est la suivante :

1. Echantillonnage uniforme de l'espace des paramètres et mesure de l'efficience de chaque combinaison ;
2. Classement de ces combinaisons par efficience décroissante (jusqu'ici, identique à GLUE) ;
3. A partir de la combinaison optimale (efficience maximale), on retient autant de jeux que nécessaire pour qu'il y ait au moins un jeu qui surestime et un jeu qui sous-estime le volume écoulé pour chaque année de la période de calage. Ce n'est donc pas un critère symétrique : il n'y a pas nécessairement autant de jeux de paramètres qui sous-estiment et surestiment les volumes annuels.

Remarque : Contrairement au critère proposé par Cappelaere *et al.* (2003), on ne prend pas ici en compte les incertitudes sur les observations. Mais rien n'empêche de le faire, dès lors qu'on les a quantifiées.

L'application de ce critère conduit à la sélection de 85 combinaisons de paramètres dans le cas de GR4J (contre 1865 pour un seuil d'efficience de 0.7) et de 187 combinaisons pour TOPAMMA (contre 1311 pour un seuil d'efficience de 0.7). Les distributions *a posteriori* de paramètres obtenues (figures 5.27 et 5.28) montrent que pour ce seuil, tous les paramètres, mis à part T_0, sont contraints. On constate donc que ce critère est plus restrictif que le précédent. Les incertitudes évaluées sont par conséquent également plus réduites, comme le montrent les figures 5.29 et 5.30. Pour autant, les intervalles prédictifs ne semblent pas davantage mis en défaut qu'avec le seuil classique (cf. figures 5.22 et 5.23).

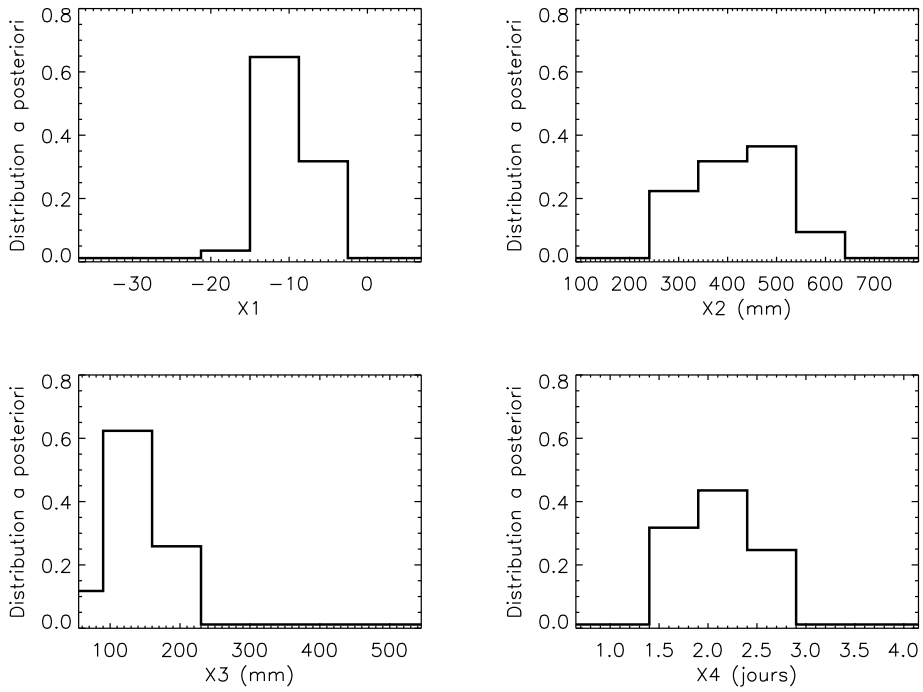


FIG. 5.27: Distributions *a posteriori* des valeurs de paramètres de GR4J pour le seuil sur les volumes proposé

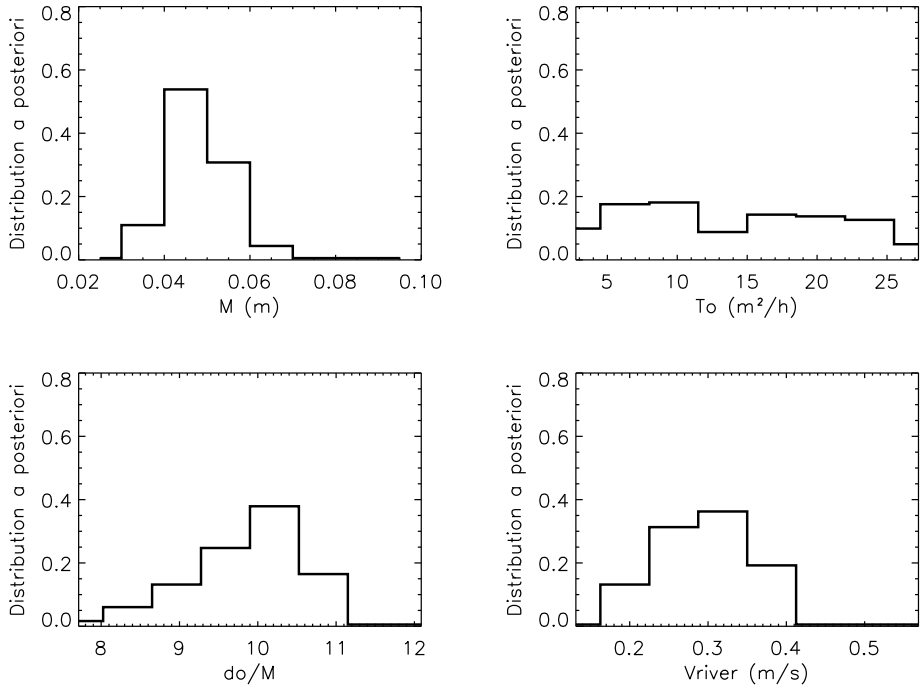


FIG. 5.28: Distributions *a posteriori* des valeurs de paramètres de TOPAMMA pour le seuil sur les volumes proposé

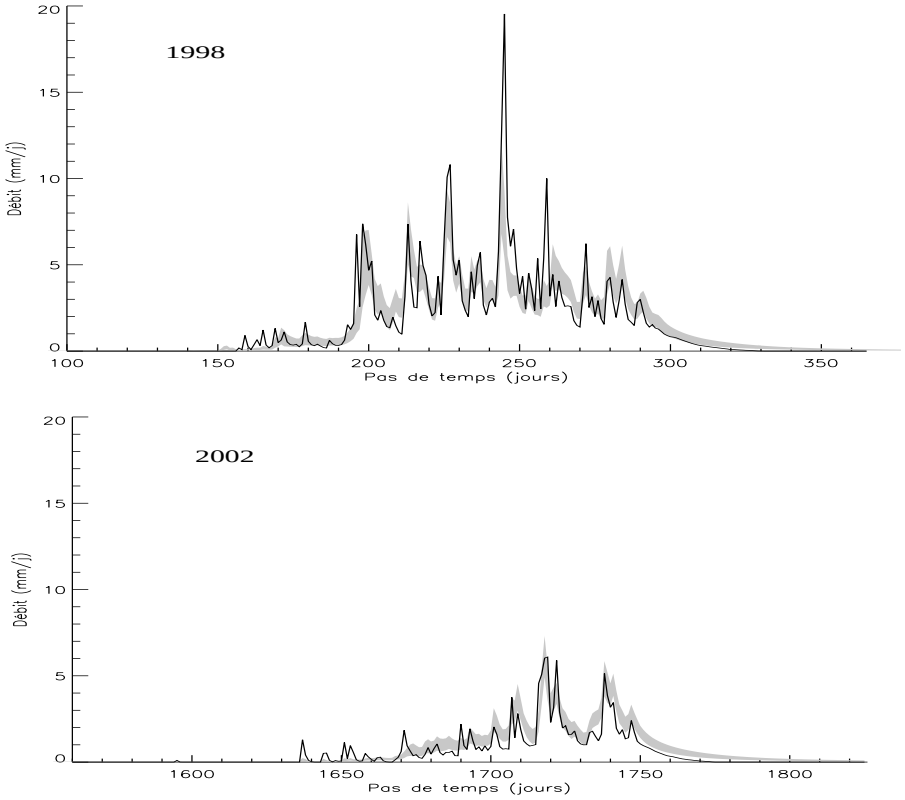


FIG. 5.29: Intervalles prédictifs (interquantile 90%) sur les débits simulés par GR4J, pour le seuil proposé. Exemples de 1998 et 2002

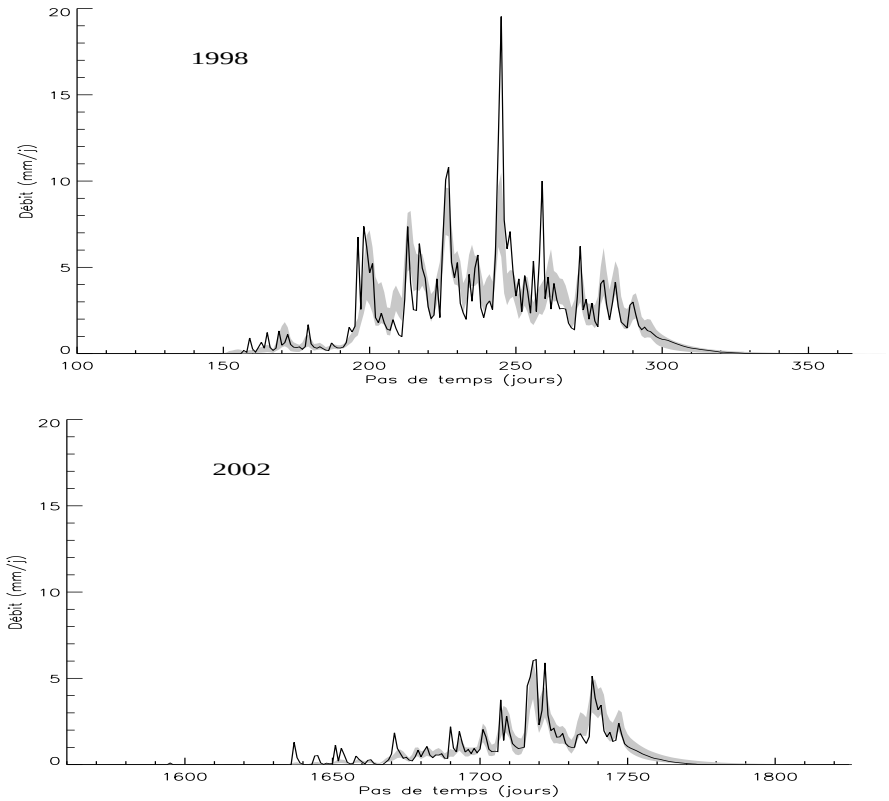


FIG. 5.30: Intervalles prédictifs (interquantile 90%) sur les débits simulés par TOPAMMA, pour le seuil proposé. Exemples de 1998 et 2002

5.4.3.3 Evaluation des critères et de l'incertitude des simulations de GR4J et TOPAMMA

Afin de rigoureusement évaluer, et éventuellement valider les critères appliqués, il est nécessaire de vérifier qu'ils conduisent à des estimations non biaisées des écoulements. C'est ce qui est fait ici, de façon globale, en observant la distribution des volumes moyens annuels simulés sur la Donga pour la période 1998-2002. Sur la figure 5.31 sont tracées les distributions obtenues avec les deux critères utilisés et pour les deux modèles. Les volumes ici sont exprimés en lames d'eau.

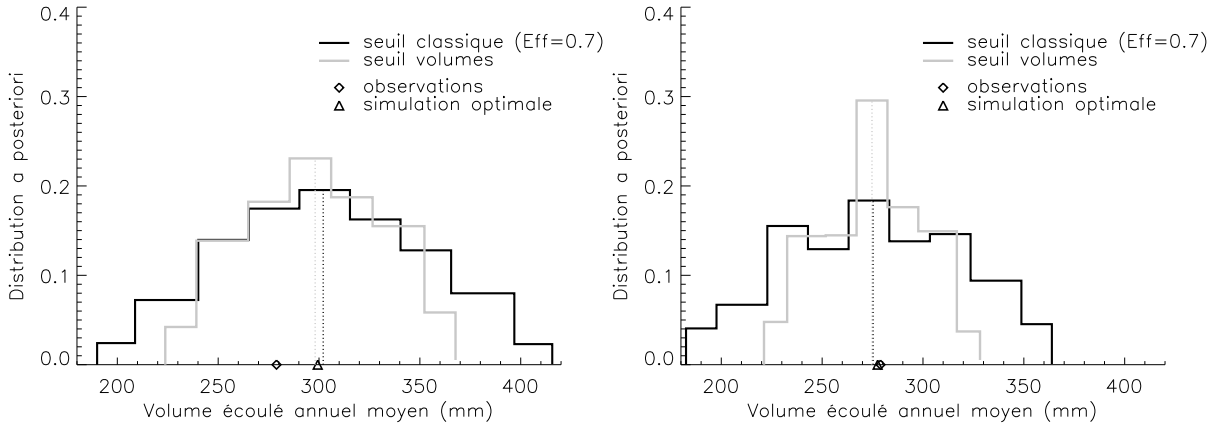


FIG. 5.31: Distributions *a posteriori* des volumes annuels moyens simulés avec GR4J (à gauche) et TOPAMMA (à droite)

Remarque : les distributions présentées correspondent aux distributions des volumes simulés par chaque modèle retenu. L'autre solution, qui consisterait à échantillonner dans les distributions obtenues à chaque pas de temps pour obtenir une distribution du volume global, est inacceptable car elle suppose une indépendance entre les simulations à chaque pas de temps. La méthode utilisée tient, elle, implicitement compte de l'auto-corrélation des résidus de simulation.

La figure 5.31 met en évidence deux résultats :

1. Les deux critères utilisés conduisent à une simulation non biaisée des volumes écoulés. Les médianes des distributions obtenues (lignes pointillées sur la figure) coïncident en effet avec les valeurs observées. Par contre, le critère proposé réduit considérablement, par rapport au critère classique, les intervalles prédictifs. Ce résultat laisse donc à penser que la méthodologie GLUE, telle qu'appliquée précédemment (seuil $Eff = 0.7$), surestime les incertitudes.
2. Par ailleurs, les intervalles prédictifs des simulations TOPAMMA sont nettement plus fins que ceux des simulations GR4J. Ce résultat tend à montrer que, pour un même nombre de paramètres, **la conceptualisation du bassin, telle que formalisée dans TOPAMMA, a conduit à rendre les simulations moins incertaines**. Il est toutefois nécessaire de garder à l'esprit que ce résultat qualifie en premier lieu l'adéquation entre la structure des modèles, la question qui leur est posée (la simulation des débits journaliers,

au sens du critère de Nash) et le bassin modélisé. Il convient donc de ne pas lui donner une portée plus générale.

5.5 Simulations au pas de temps horaire

Jusqu'à présent, les simulations ont été effectuées au pas de temps journalier. Comme on l'a déjà évoqué, cette résolution temporelle a été adoptée pour des raisons pragmatiques, en grande partie liées à la disponibilité des données. Elle a cependant une certaine pertinence hydrologique, comme on l'a vu au paragraphe 4.2.3. Néanmoins, l'échantillonnage journalier du forçage pluviométrique est discutable, puisque les événements pluvieux ont des durées moyennes de l'ordre de quelques heures et variables d'un événement à l'autre (Lawin, communication personnelle). Les cumuls journaliers ne permettent donc pas d'accéder aux intensités maximum de pluies, premières responsables du ruissellement.

On souhaite ici tester l'effet d'un échantillonnage plus fin de l'information pluviométrique sur les simulations, en travaillant au pas de temps horaire. La question sous-jacente peut se résumer ainsi : **comment un modèle prend-il en compte une information plus détaillée lorsque celle-ci est disponible ?** On touche donc ici à la question du **réalisme** des modélisations : on s'attend à ce qu'un modèle valorise une meilleure information (ou de meilleures données) en de meilleures simulations. Si tel n'est pas le cas, ne doit-il pas dès lors être considéré comme un simple interpolateur de la dynamique du bassin ? Telle est la problématique soulevée dans ce paragraphe. Pour des raisons de disponibilité des données, les simulations concernent ici uniquement le bassin de la Donga en 2002.

Remarque : Notons que les travaux récents de Mathevet (2005) ont abordé cette question pour 20 modèles hydrologiques, et ont montré que pour près de la moitié d'entre eux, l'utilisation de pluies horaires conduit, même après recalibration, à une dégradation des simulations des débits journaliers. Le réalisme des modèles hydrologiques n'est donc encore aujourd'hui pas une évidence...

5.5.1 Transposabilité des modèles au pas de temps horaire

GR4J

La structure de GR4J est empirique, et a été établie pour la modélisation au pas de temps journalier. La plupart des relations mathématiques utilisées ne sont donc pas valables à d'autres pas de temps. La mise au point, à travers des développements empiriques, d'une version horaire des modèles du Génie Rural a d'ailleurs récemment fait l'objet du travail de thèse de Mathevet (2005) au CEMAGREF. La version GR4H ainsi développée reprend la structure de GR4J, en en modifiant certains paramètres fixés (coefficient de percolation, puissance de l'hydrogramme unitaire) et en utilisant un hydrogramme unitaire commun (à deux branches) pour les deux composantes de l'écoulement. Mathevet (2005) montre ainsi que la modélisation des débits au

pas de temps horaire ne nécessite pas forcément une structure plus complexe qu'au pas de de temps journalier, puisque GR4H a, tout comme GR4J, quatre paramètres. Il obtient de plus, contrairement à ses hypothèses de départ, une structure GR4X1 applicable à la fois aux pas de temps journaliers et horaires, moyennant un changement de la valeur du coefficient de percolation.

Dans la mesure où l'application de GR4X1 sort du sujet de cette thèse et que GR4J n'est pas applicable au pas de temps horaire, nous avons abandonné cette structure pour l'étude qui suit.

TOPAMMA

La structure de TOPAMMA (tout comme celle de TOPMODEL) ne se veut pas spécifique à un pas de temps. TOPMODEL est d'ailleurs le plus souvent appliqué à l'échelle de l'heure ou de quelques heures, pas de temps qui sont probablement les plus pertinents au regard des hypothèses du modèle. Pour des applications de prévision de crues, il est parfois appliqué à des résolutions plus fines (30 minutes). Notons toutefois que l'hypothèse de succession d'états stationnaires réalisée dans TOPMODEL (et donc dans TOPAMMA) interdit son application à des pas de temps très courts (quelques minutes), comme elle peut rendre délicate l'interprétation de la dynamique simulée du bassin pour des pas de temps supérieurs à quelques heures. Le pas de temps journalier constitue probablement à ce titre un pas de temps maximal, au delà duquel l'approximation numérique limite son application.

5.5.2 Impact de l'utilisation des pluies horaires sur les simulations

5.5.2.1 Données utilisées

Les données horaires de précipitations ont été obtenues à partir du même réseau de pluviographes que pour les pluies journalières. La mesure continue des débits à l'exutoire du bassin de la Donga a par ailleurs permis de calculer les débits moyens horaires. Concernant l'ETP, nous ne disposons par contre pas de données horaires. J'ai donc, en première approximation, désagrégé les données journalières de façon très grossière, en répartissant le cumul journalier sur les 12 heures d'ensoleillement journalières (7h-19h).

5.5.2.2 Robustesse des paramètres estimés au pas de temps journalier

Une fois TOPAMMA calibré au pas de temps journalier (efficience de 0.89), son application (sans recalibration) au pas de temps horaire conduit à une efficience de 0.75 (sur les débits journaliers). Il semble donc que l'on ait une certaine robustesse des paramètres identifiés lorqu'on change de pas de temps de simulation. Pour le vérifier, on peut comparer les valeurs optimisées aux pas de temps journalier et horaire (figure 5.32).

La robustesse des valeurs de paramètres optimisées est étonnante, au regard de la variabilité interannuelle observée sur la figure 5.9. Les différences obtenues pour la valeur de T_0 ne sont pas réellement significatives , étant donnée la faible contrainte de ce paramètre. Par contre, V_{river}

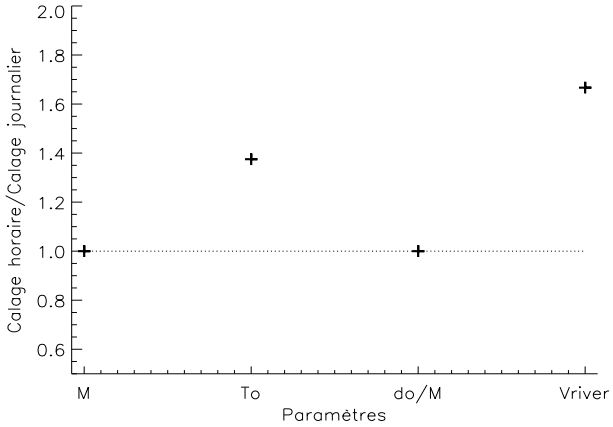


FIG. 5.32: Rapport entre les valeurs de paramètres calées surles données horaires et journalières

est visiblement sensible à ce changement d'échelle, puisque la valeur identifiée au pas de temps horaire est égale à 1.65 fois celle identifiée au pas de temps journalier.

Si l'on s'intéresse plus en détail à ce paramètre V_{river}, il apparaît logique qu'il soit sensible au pas de temps. En effet, nous avons vu que le temps de réponse *réel* du bassin est d'environ 15 h (cf. 3.2.5.1). L'utilisation de données journalières induit donc un biais, puisque le temps de réponse est alors approché par un multiple de 24h. Dans notre cas (pluies principalement le soir et découpage des données journalières à 6h du matin), ce temps de réponse *apparent* est de 24h. Dans la mesure où la vitesse V_{river} correspond, en première approximation, au rapport de la distance du bief sur le temps de réponse, on peut donc théoriquement écrire que :

$$\frac{V_{river}(horaire)}{V_{river}(journalier)} = \frac{24}{15} = 1.6 \tag{5.9}$$

La différence entre le valeurs de V_{river} est donc parfaitement expliquée par le biais induit par le pas de temps journalier.

5.5.2.3 Impact de l'échantillonnage horaire des précipitations sur les simulations

Méthodologie

Afin de mesurer rigoureusement l'impact d'un meilleur échantillonnage des pluies sur les simulations, la démarche suivie peut être résumée de la façon suivante :

1. Deux jeux de données horaires de forçage ont été créés :
   - Le premier correspond à une désagrégation des cumuls journaliers en supposant l'intensité des pluies constante et répartie sur 24 heures (jeu P_1).
   - Le second correspond aux pluies horaires réelles (jeu P_2)
2. TOPAMMA a été calibré sur les deux jeux de données ;
3. Les simulations ont été comparées, à la fois aux pas de temps horaire et journalier (agrégation des débits horaires calculés).

Simulations des débits horaires

Les débits horaires simulés avec les jeux P_1 et P_2 sont comparés aux observations sur la figure 5.33, sous forme de nuages de points. L'efficience sur les débits horaires est de 0.85 avec le jeu P_1 contre 0.87 avec le jeu P_2. Outre cette légère amélioration des simulations avec les données réelles, la figure 5.33 montre une forte auto-corrélation des débits horaires simulés avec le jeu P_1. Il s'agit d'un résultat logique, puisqu'une fois la variabilité intra-journalière des pluies supprimée, c'est la dynamique plus lente du bassin qui régit l'évolution du débit au cours de la journée, et explique donc l'auto-corrélation observée.

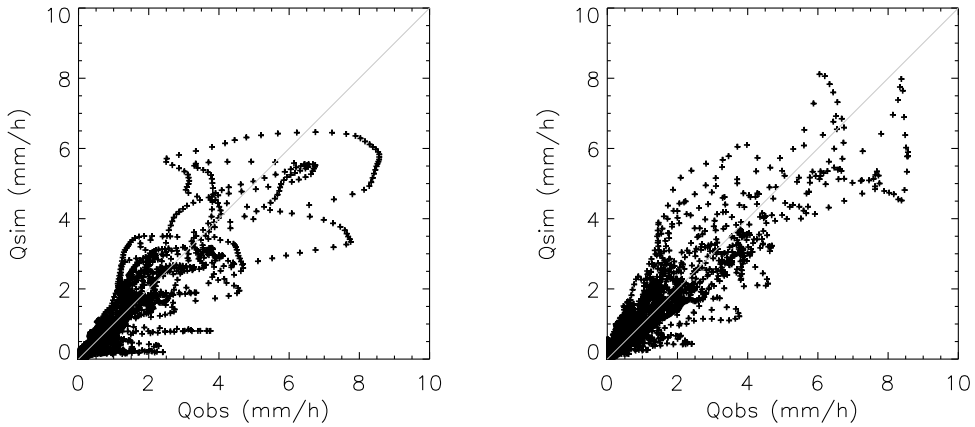


FIG. 5.33: Débits horaires observés et simulés, pour les jeux P_1 (à gauche) et P_2 (à droite)

Simulations des débits journaliers

Les débits journaliers simulés avec les jeux P_1 et P_2 sont comparés aux observations sur la figure 5.34. L'efficience sur les débits horaires est de 0.91 avec le jeu P_1 contre 0.93 avec le jeu P_2. Il y a donc également un impact positif de l'utilisation des pluies horaires sur la simulation des débits journaliers, même si cet impact est faible, et sans doute peu significatif.

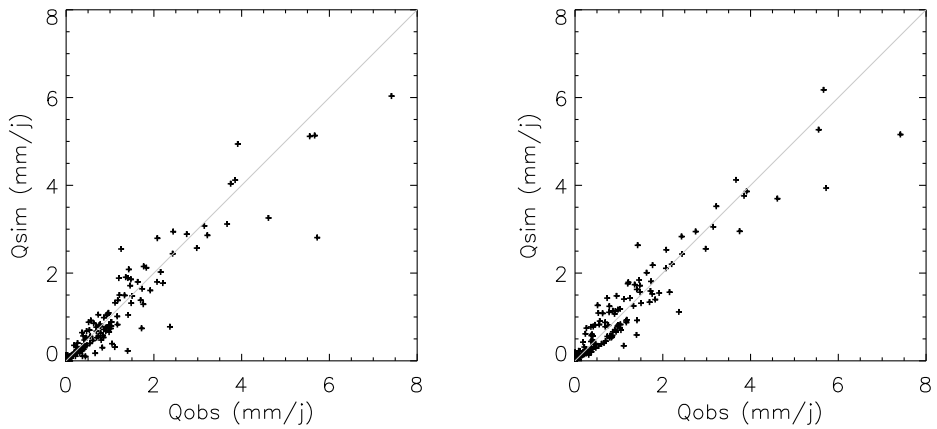


FIG. 5.34: Débits journaliers observés et simulés, pour les jeux P_1 (à gauche) et P_2 (à droite)

Conclusions

Que ce soit sur les débits horaires ou les débits journaliers, l'utilisation des pluies horaires *réelles* conduit à de meilleures simulations. Toutefois, le gain de performance est très limité (0.2 point d'efficience). **Si le réalisme du modèle peut donc être jugé satisfaisant, force est de constater qu'à l'échelle du bassin de la Donga, un échantillonnage horaire des précipitations n'est pas fondamental pour la simulation des écoulements**.

5.6 Simulation des différentes composantes du cycle hydrologique

L'objectif de la modélisation hydrologique, tel qu'il est défini dans AMMA, est de simuler de façon spatialisée les composantes du bilan d'eau continental. Cela suppose la quantification des écoulements de surface, mais aussi des écoulements et stockage souterrains, de l'humidité des sols et surtout des flux d'évapotranspiration nécessaires à la modélisation des interactions surfaces continentales-atmosphère. L'objectif est ambitieux et nécessite au préalable une évaluation multi-variables des modèles (cf. 2.3.3.1). Sont rapportés ici les premiers résultats obtenus avec GR4J et TOPAMMA, que nous discutons à la lumière de ceux de Varado *et al.* (2005), obtenus avec le modèle REW-v4.0 sur le bassin de la Donga. Ce travail ne constitue, en tout état de cause, qu'une première étape, dont l'intérêt est plus de soulever des questions que d'y répondre.

5.6.1 Vers une validation multi-critères

Comme on l'a vu au chapitre 3, l'instrumentation mise en place sur le bassin de la Donga vise à permettre la validation des modèles sur un certain nombre de composantes du cycle hydrologique. La plupart de ces données ne sont cependant disponibles qu'à partir de 2004. Il n'a donc pas été possible de les utiliser directement dans notre modélisation. Il est toutefois possible de discuter, sur le bassin de la Donga en 2002, de la simulation des débits intermédiaires et des niveaux piezométriques par TOPAMMA[1].

5.6.1.1 Simulations des débits intermédiaires

La question de la représentation des débits intermédiaires ne se pose que pour les modèles distribués, et donc uniquement pour TOPAMMA en ce qui nous concerne. L'idée est de savoir si le modèle, lorsqu'il est uniquement conditionné sur les débits à l'exutoire du bassin, simule également correctement les débits en amont de cet exutoire.

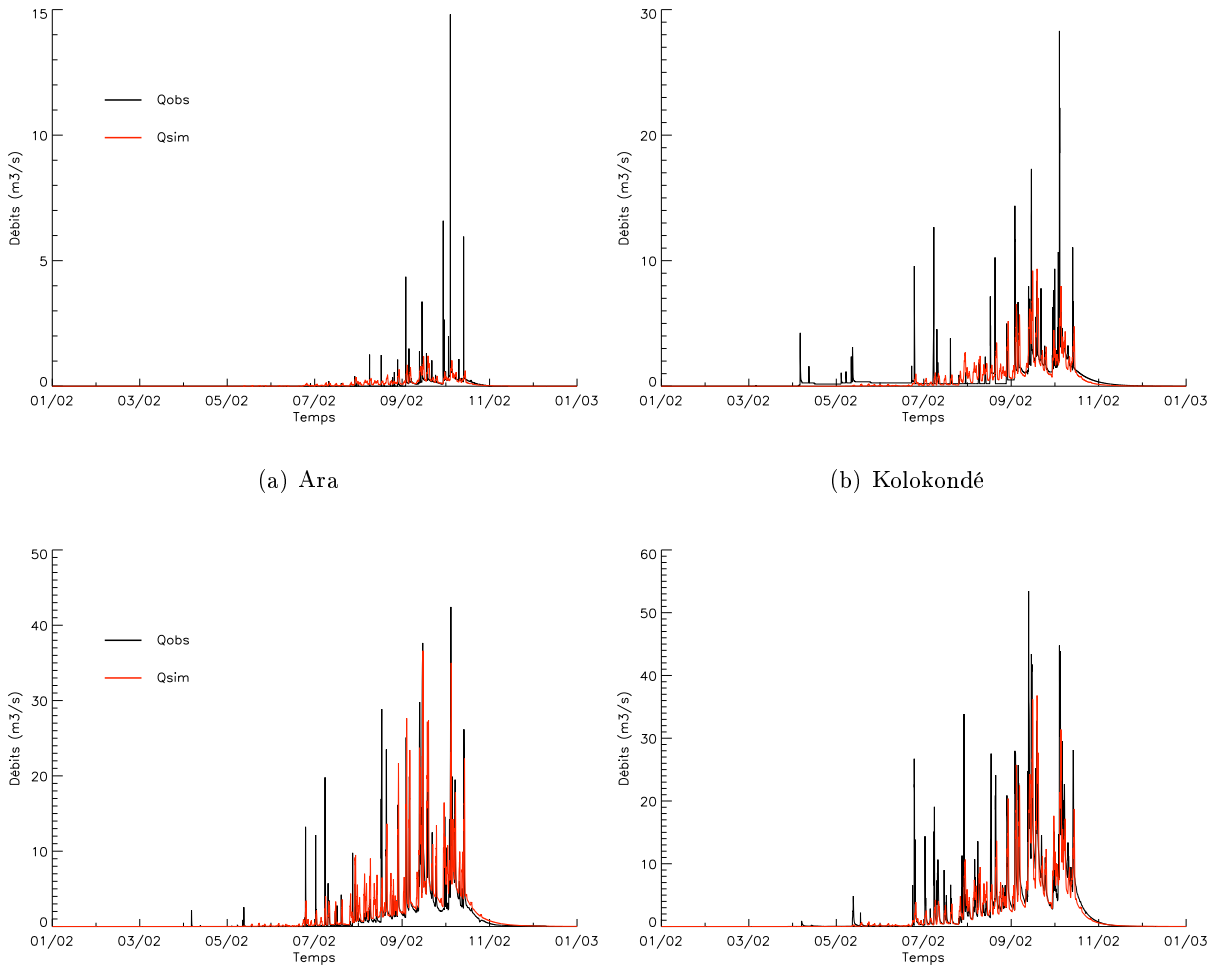
Nous nous sommes appuyés sur les quatre stations limnimétriques situées en amont de l'exutoire de la Donga (cf. figure 3.4 et tableau 3.1). Etant donné le temps de réponse des sous-bassins ainsi identifiés, il est nécessaire de travailler au pas de temps horaire. Nous avons donc d'abord calé TOPAMMA au pas de temps horaire sur l'ensemble du bassin, puis appliqué le modèle sur

[1]Le modèle GR4J ne peut, par sa nature, être évalué sur ces variables internes.

les quatre sous-bassins, en ne modifiant ni les pluies (moyenne sur l'ensemble du bassin), ni les valeurs de paramètres. Les résultats ainsi obtenus sont résumés sur le tableau 5.5 et la figure 5.35.

Bassin	Surface (km^2)	Eff	B
Ara	12.8	0.082	0.38
Kolokondé	105	0.308	-0.03
Koua	292	0.642	0.26
Nékété	409	0.670	-0.11

TAB. 5.5: Performances obtenues sur les sous-bassins de la Donga



(a) Ara

(b) Kolokondé

(c) Koua

(d) Nékété

FIG. 5.35: Débits horaires observés et simulés aux stations limnimétriques intermédiaires du bassin versant de la Donga

De façon générale, l'apparition et le tarissement des écoulements sont bien simulés, mais la reproduction des pics de crues est assez mauvaise. D'autre part, la qualité des débits simulés croît avec la surface drainée par la station limnimétrique. La simulation des débits est ainsi très médiocre à Ara, assez mauvaise à Kolokondé, et correcte à Koua et Nékété.

On peut expliquer ces résultats de deux façons :
- Soit l'hypothèse de pluie uniforme sur le bassin est inacceptable, au pas de temps horaire, pour des surfaces réduites.
- Soit les caractéristiques des sous-bassins sont suffisamment différentes pour ne pas permettre l'utilisation de paramètres uniformes.

Analysons plus en détail ces hypothèses :

1. L'hypothèse de pluie uniforme sur le bassin de la Donga induit deux biais potentiels : (i) un biais sur les intensités de pluies ; (ii) un biais temporel, lié au décalage entre la trace de l'événement pluvieux sur l'ensemble du bassin et celle sur le sous-bassin. Plus le sous-bassin a une taille réduite, plus ces biais sont importants[1]
2. L'hypothèse de paramètres uniformes peut se justifier, sauf en ce qui concerne la vitesse en réseau V_{river}. Du fait de la topographie, les écoulements sont en effet plus rapides sur les sous-bassins amonts qu'en moyenne sur la Donga. Si l'on prend l'exemple du sous-bassin de Kolokondé, le biais sur les volumes écoulé B n'est que de 3%. L'efficience médiocre (0.308) n'est donc due qu'à une mauvaise reproduction de la dynamique du bassin, et en particulier un amortissement important des crues.

Remarque : Notons qu'il serait tout à fait possible de relaxer ces hypothèses sans changer celles du modèle, par exemple en maillant plusieurs TOPAMMA (un pour chaque sous-bassin par exemple) et en transférant chacun des hydrogrammes *via* la fonction géomorphologique (Chapon 2003). Ces résultats doivent donc, en tout état de cause, être considérés comme le reflet des limites de la méthode d'application du modèle.

5.6.1.2 Interprétation de la dynamique de la nappe observée dans les puits villageois

La validation d'un modèle hydrologique sur des hauteurs de nappes est un exercice délicat (cf. Lamb *et al.* 1997 pour un exemple avec TOPMODEL ou Varado *et al.* 2005 pour une application de REW-v4.0 sur notre zone d'étude). Elle soulève en effet deux difficultés importantes :
- Le caractère ponctuel des observations, qui pose en premier lieu la question de leur représentativité, dans la mesure où la covariance spatiale des niveaux piézométriques est souvent mal documentée et difficile à évaluer, notamment dans les zones de socle (comme c'est le cas sur la Donga) où la continuité des aquifères n'est pas assurée.
- La connaissance souvent limitée des conditions hydrogéologiques, qui conduit à une représentation très schématique des écoulements souterrains dans les modèles hydrologiques.

Ces difficultés ont été relevées sur la Donga par Varado (2004), qui conclut que :

1. Les données piézométriques issues des puits villageois sont fortement biaisées par les prélèvements humains ;

[1] Les plus petits sous-bassins (Ara, Kolokondé) sont situés en tête de bassin, i.e. à son extrémité ouest et donc très excentrés.

2. La nappe observée dans ces puits n'est probablement pas la nappe de socle reproduite par le modèle qu'elle utilise (REW-v4.0).

La simulation des niveaux piézométriques par REW-v4.0 souffre ainsi, comme l'illustre la figure 5.36 : (i) d'une mauvaise estimation de l'altitude de la nappe ; (ii) d'une dynamique trop lissée comparée à celle des puits villageois.

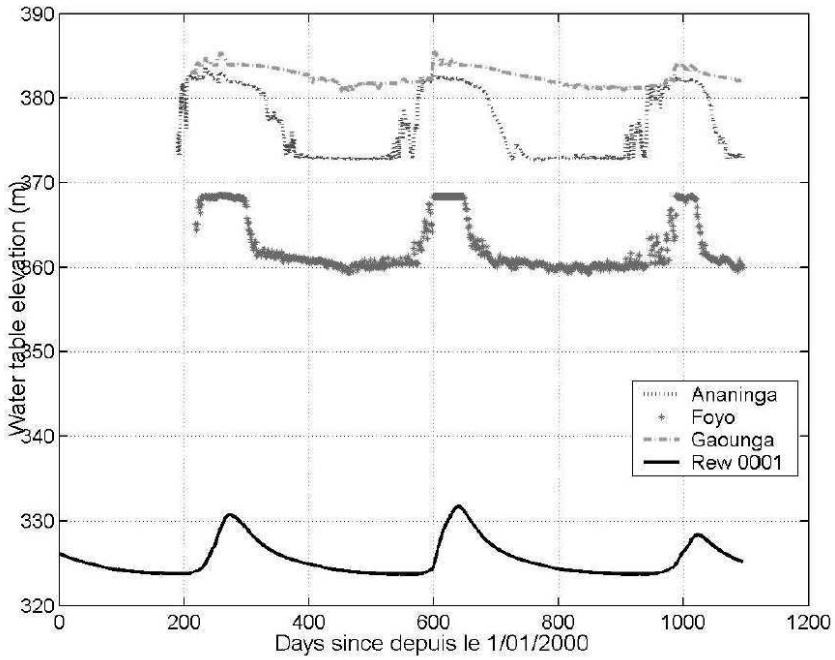


FIG. 5.36: Evolution de l'altitude de la nappe du REW 1 (sous-unité hydrologique de la Donga dans le modèle REW-v4.0) en comparaison avec les puits situés sur cette zone (d'après Varado et al. 2005)

Le fonctionnement hydrologique de la Donga, tel qu'il est supposé et schématisé dans le paragraphe 3.4, permet aujourd'hui de mieux comprendre la dynamique des écoulements souterrains. Il semble en particulier que le niveau piézométrique observé dans les puits soit à associer à la nappe pérenne située dans les altérites (qui ne repose pas obligatoirement, rappelons le, directement sur le socle). Au contraire, la nappe représentée par TOPAMMA correspond aux écoulements temporaires dans l'horizon superficiel du sol. Il est donc vain de vouloir comparer ces deux nappes.

Toutefois, les variations rapides du niveau des puits villageois suggèrent des transferts rapides depuis la surface par des voies préférentielles (Galle *et al.* 2005). Bien que l'existence et la nature de tels transferts à l'échelle du bassin ne puissent être à l'heure actuelle renseignées, il peut néanmoins être intéressant de comparer la dynamique observée dans les puits et la dynamique de la nappe de sub-surface simulée par TOPAMMA. L'objectif est donc de voir si la dynamique du niveau des puits villageois peut être en partie expliquée par celle de la nappe de sub-surface, telle que simulée.

La comparaison est effectuée à l'échelle du bassin de la Donga, sur la base de la profondeur moyenne du niveau piézométrique dans les 22 puits villageois. La valeur moyenne a ici un certain

sens, dans la mesure où la nappe d'altérites est globalement parallèle à la surface topographique (cf. 3.3.2 et figure 3.24).

La profondeur moyenne z de la nappe de sub-surface simulée par TOPAMMA est déduite du déficit moyen $\overline{D}$ sur le bassin (cf. équation 4.25) et de la porosité effective $\Delta\theta$ par la relation suivante (cf. équation 4.10) :

$$z = \frac{\overline{D}}{\Delta\theta} \tag{5.10}$$

Bien que la porosité effective moyenne de l'horizon superficiel des sols soit inconnue, nous l'avons spécifiée, en première approximation et sur la base de travaux précédents (Varado 2004), à 30%. Il ne s'agit donc là tout au plus qu'un ordre de grandeur.

Puisqu'il ne s'agit pas des mêmes nappes, et que donc seule la dynamique nous intéresse, les profondeurs ont été normées : 0 et 1 correspondent donc aux minima et maxima atteints. La figure 5.37 montre une forte corrélation de la dynamique des deux nappes pendant la saison des pluies. Il semble donc que la dynamique observée dans les puits villageois puisse être expliquée par celle du contenu en eau de l'horizon superficiel du sol. Les parois nécessairement poreuses de ces puits pourraient expliquer un tel phénomène. Toutefois, bien que cette hypothèse soit plausible, elle reste à confirmer par des études de la dynamique *observée* de l'état de saturation de l'horizon superficiel de sol et de celle de la nappe d'altérites dans les piézomètres installés depuis 2004.

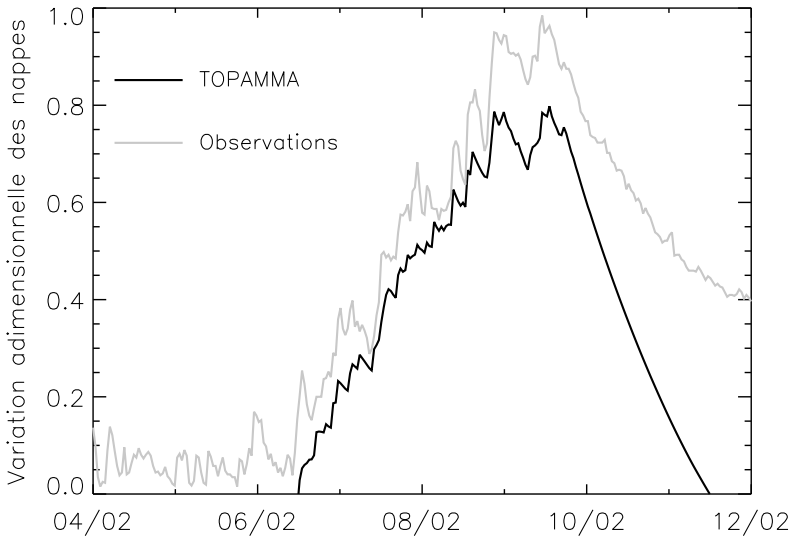


FIG. 5.37: Comparaison des dynamiques de la zone saturée simulée par TOPAMMA et du niveau moyen de la nappe sur la Donga, en 2002

Remarque : A la fin de la saison, le niveau d'eau dans les puits est régi par le ressuyage de la nappe d'altérites et n'a donc plus aucun lien avec les flux de sub-surface.

Parmi les perspectives liées à ce travail, notons que le suivi de bilan hydrique dans les premiers mètres de sol, réalisé en plusieurs endroits sur la Donga depuis 2004, devrait permettre de valider les déficits hydriques simulés à ces points du bassin par TOPAMMA.

5.6.2 Estimation des composantes du bilan hydrologique

5.6.2.1 Bilans hydrologiques annuels

La formulation de GR4J et TOPAMMA permet de simuler les composantes suivantes du bilan hydrologique :

- Le volume d'eau à l'exutoire du bassin ;
- La recharge de la nappe d'altérites déconnectée de la rivière ;
- L'évapotranspiration réelle.

Les résultats obtenus à l'échelle interannuelle sont illustrés sur les figures 5.38 et 5.39. Afin de rendre comparables les résultats obtenus sur la Donga et Bétérou, les bilans y ont été calculés sur la même période (1998-2002).

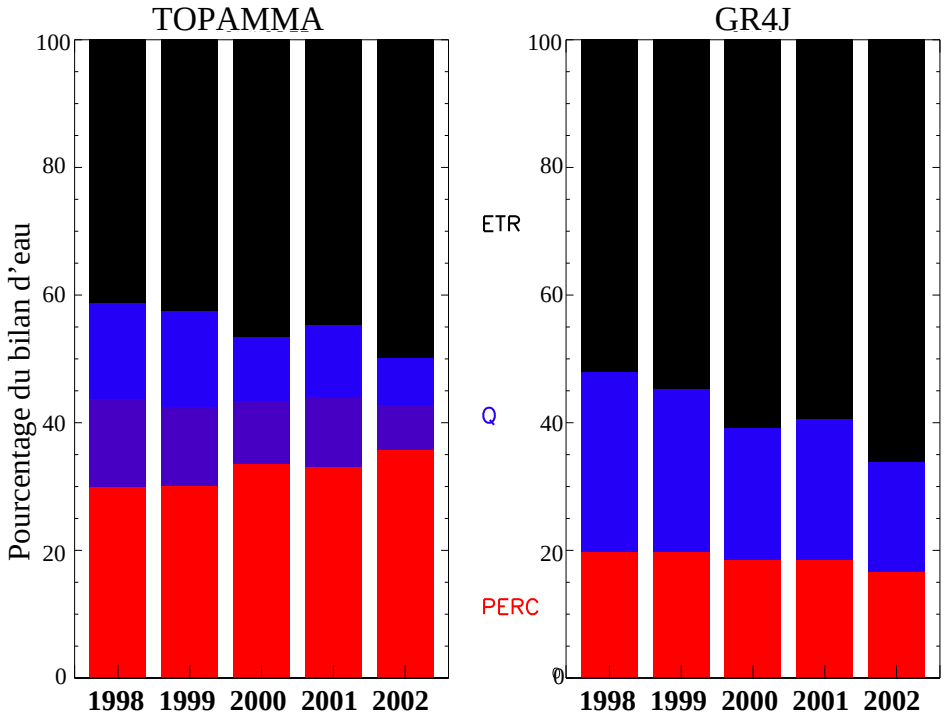


FIG. 5.38: Composantes du bilan hydrologique annuel de la Donga simulées avec TOPAMMA et GR4J : ETR (noir), volume écoulé (bleu) et recharge profonde (rouge)

Bien que les écoulements dans la rivière soient sensiblement identiques pour GR4J et TOPAMMA (ce qui est logique puisque c'est sur cette variable que sont calés les modèles), le poids relatif de l'ETR et de la recharge profonde est très différent entre les deux modèles. Ainsi, si l'on considère le bassin de la Donga, l'ETR représente entre 40% et 50% du bilan total lorsqu'estimée avec TOPAMMA et entre 50 et 60% du bilan lorsqu'estimée avec GR4J. Le terme de recharge profonde est quant à lui estimé à environ 30% du bilan avec TOPAMMA alors qu'il n'est que de l'ordre de 20% avec GR4J.

Les bilans estimés sur la Donga et sur l'Ouémé à Bétérou sont légèrement différents. Sur ce dernier, le coefficient d'écoulement plus faible est principalement compensé par une augmentation

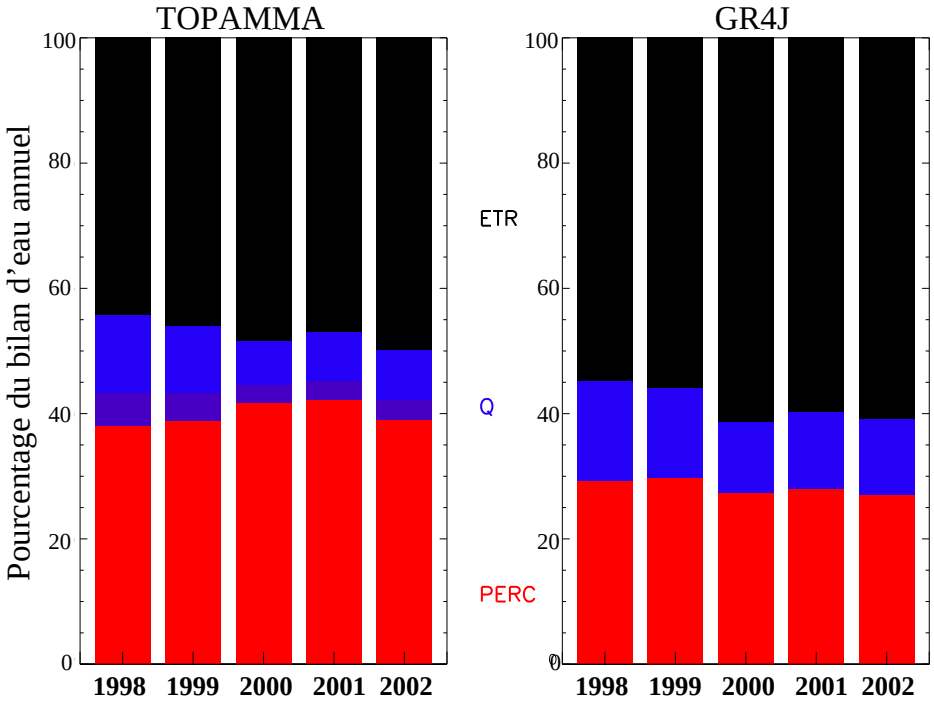


FIG. 5.39: Composantes du bilan hydrologique annuel de l'Ouémé à Bétérou simulées avec TOPAMMA et GR4J : ETR (noir), volume écoulé (bleu) et recharge profonde (rouge)

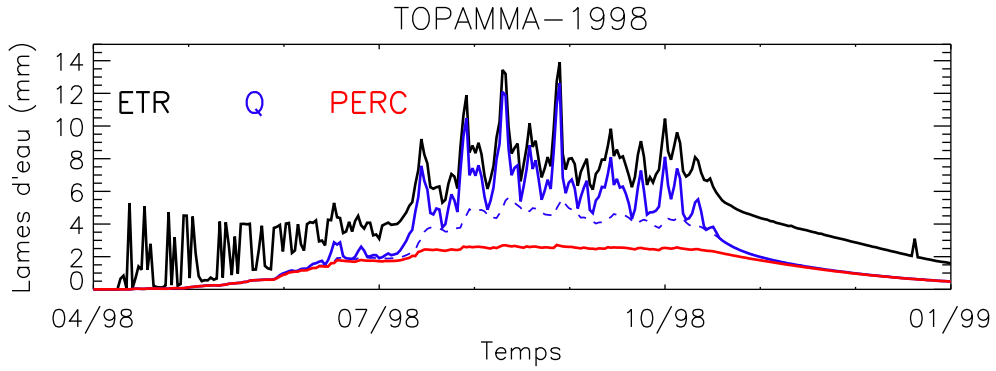
de la recharge profonde, quel que soit le modèle. Les composantes de l'écoulement dans la rivière sont également différentes sur ces deux bassins, comme le montrent les rapports écoulement de base/écoulement total simulés avec TOPAMMA, supérieurs à 40% sur la Donga et seulement d'environ 25% sur l'Ouémé à Bétérou (Sur les figures 5.38 et 5.39, l'écoulement de base est indiqué en bleu foncé et le ruissellement sur surfaces saturées en bleu clair). La décomposition des hydrogrammes réalisée à partir des valeurs de conductivité électrique (cf. 3.3.5) tend à confirmer les résultats de simulation sur la Donga. Pour l'Ouémé à Bétérou, ils restent par contre à valider par des mesures analogues.

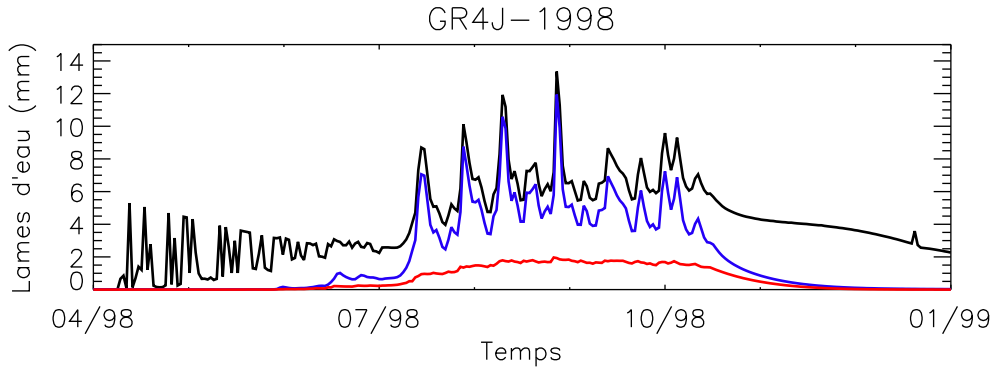
Enfin, pour les deux modèles, les années sèches se caractérisent principalement par une diminution relative des écoulements au profit de l'ETR. En valeur absolue toutefois, l'ETR est à peu près constante d'une année sur l'autre (environ 550 mm/an pour TOPAMMA et 700 mm/an pour GR4J).

5.6.2.2 Dynamique intra-saisonnière du bilan hydrologique

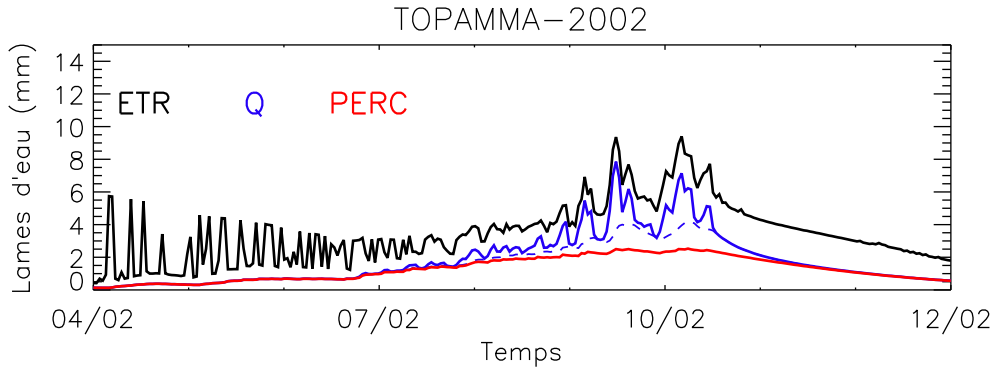
Afin de comprendre comment se différencie le comportement des deux modèles sur le bilan hydrologique, il est possible de suivre l'évolution de ses composantes à l'échelle intra-saisonnière. La figure 5.40 montre cette évolution sur le bassin de la Donga pour les années 1998 et 2002.

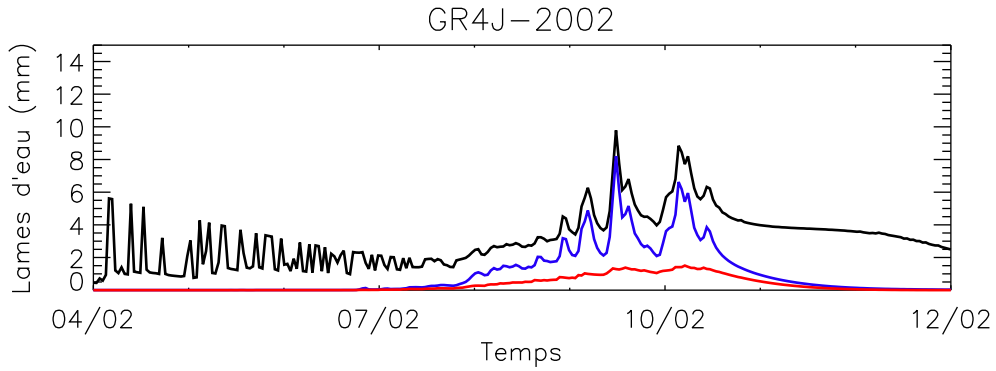
La première remarque que l'on peut formuler tient à la reproduction du début de la saison des pluies par les deux modèles. Jusqu'au début du mois de juillet, selon GR4J, toutes les pluies sont reprises par évaporation. Au contraire, selon TOPAMMA, les pluies du début de saison se





(a) 1998





(b) 2002

FIG. 5.40: Evolution intra-saisonnière des composantes du bilan hydrologique de la Donga simulées avec TOPAMMA et GR4J. Exemples de 1998 (a) et 2002 (b)

partagent entre évapotranspiration et recharge de la nappe d'altérites (recharge qui n'est, comme le montre la figure 5.37, pas observée dans les puits villageois). Après la fin de la saison des pluies (novembre), le comportement des modèles est là encore différent, puisque l'eau contenue dans l'horizon superficiel de sol est entièrement reprise par évapotranspiration pour GR4J et partagée entre évaporanspiration et recharge profonde pour TOPAMMA. Au coeur de la saison, par contre, le partage entre les trois composantes du bilan est assez semblable pour les deux modèles. C'est la demande climatique qui est alors limitante pour l'ETR, ce qui rend le bilan hydrologique moins sensible à la formulation de la reprise évaporatoire de chaque modèle.

5.6.2.3 Conclusions

Rappelons, que comme la plupart des modèles hydrologiques, GR4J et TOPAMMA sont avant tout des modèles pluie-débit, quasi-exclusivement validés sur les écoulements en rivière (même si, on l'a vu, TOPAMMA semble pouvoir être validé sur d'autres composantes du cycle hydrologique). L'estimation des composantes du bilan hydrologique est donc entachée d'incertitudes importantes, puisqu'aucune mesure ne nous permet, dans l'état actuel des choses, de valider le partage entre évapotranspiration et recharge de la nappe. Retenons donc que GR4J et TOPAMMA simulent de façon assez différente ces variables, sans qu'il soit possible de distinguer le modèle le plus réaliste. Une avancée importante est donc à attendre des stations de mesure de flux mises en place sur la Donga en 2005, qui permettront d'estimer l'évapotranspiration en plusieurs points du bassin, et ainsi de mieux contraindre les modèles hydrologiques appliqués. Notons aussi que l'intérêt d'une approche comparative est ici évident, dans la mesure où elle oblige à prendre de la distance par rapport aux résultats obtenus.

Remarque : On pourrait imaginer propager les incertitudes liées à l'identification des paramètres (GLUE) sur les différentes composantes du bilan. Il y a pour autant fort à parier qu'elles n'aient pas grand sens, dans la mesure où les véritables incertitudes proviennent probablement d'une représentation trop simpliste de la reprise évaporative et des écoulements souterrains.

5.7 Applications pour une modélisation hydrologique régionale

En 2003, l'IAHS (*International Association of Hydrological Sciences*) a lancé la décennie de la prévision sur les bassins non-jaugés, connue sous l'acronyme **PUB** (*Predictions in Ungauged basins*). Cette problématique, qui est au coeur des préoccupations actuelles des hydrologues, est l'un des défis majeurs posés à l'hydrologie. Par ailleurs, si l'on s'en tient au projet AMMA, l'objectif en matière d'hydrologie est de disposer à terme de modélisations régionales, se développant sur des échelles compatibles avec la résolution des modèles atmosphériques. Cette idée suppose donc une capacité à transposer les modèles hydrologiques sur d'autres bassins que ceux sur lesquels ils ont été développés et/ou calibrés.

Nous n'avons évidement pas la prétention de répondre à cette question dans ce travail. Il nous a cependant semblé important d'évaluer les potentialités des modèles utilisés pour de telles

problématiques. Deux aspects du problème sont ici distingués : (i) la transposition des modèles à d'autres bassins de l'OHHVO ; (ii) la possibilité d'estimer *a priori* les paramètres de ces modèles.

5.7.1 Transposition des paramètres à différents bassins

L'approche multi-échelles adoptée par AMMA se traduit, pour le volet hydrologique, par un suivi des bilans d'eau à différentes échelles. Le suivi complet et la quantification des processus hydrologiques réalisés à l'échelle de la Donga ont pour but de développer et de valider des modélisations applicables ensuite aux autres bassins de l'OHHVO.

Dans ce paragraphe, je teste l'application des modèles calés sur la Donga sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou. Bien que le bassin de la Donga soit un sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou, rien ne permet de penser *a priori* que ces bassins aient un comportement hydrologique suffisamment semblable pour que les paramètres soient transférables de l'un à l'autre.

Rappelons tout d'abord le résultat de la calibration des deux modèles sur ces deux bassins (tableaux 5.41(a) et 5.41(b)). Avec le modèle GR4J, mis à part pour le réservoir sol (X_2), les valeurs obtenues sont nettement différentes. En premier lieu, la fonction de transfert, entre autres paramétrée par un hydrogramme unitaire, ne permet pas de transposer directement les valeurs de paramètres obtenues sur un bassin à un autre bassin de temps de concentration différent. Les deux paramètres X_1 et X_3 intervenant dans les échanges souterrains sont également très différents sur les deux bassins, mais leurs variations respectives vont dans le sens d'une compensation, et il n'est donc pas possible d'en conclure une différence de rendement *a priori*. Quant au cas de TOPAMMA, les valeurs de paramètres obtenues sur les deux bassins sont relativement proches. On remarque tout de même que la variation de d_0/M n'est probablement pas à négliger étant donnée la sensibilité du modèle à ce paramètre.

	X_1	X_2	X_3	X_4	Eff
Donga	-7	450	80	2.2	0.82
Bétérou	-35	400	240	4.5	0.89

(a) GR4J

	M	T_0	d_0/M	V_{river}	Eff
Donga	0.046	4.6	9.0	0.25	0.81
Bétérou	0.060	3.0	8.0	0.20	0.88

(b) TOPAMMA

FIG. 5.41: Résultats du calage de GR4J et TOPAMMA sur les bassins de la Donga et de l'Ouémé à Bétérou (période 1998-2002)

Lorsque TOPAMMA est appliqué sur l'Ouémé à Bétérou avec les paramètres obtenus sur la Donga, le résultat obtenu est encourageant. On obtient en effet des simulations relativement correctes, comme le montrent les mesures de performances :

- $Eff = 0.65$
- $Eff_{rac} = 0.90$
- $R2 = 0.89$
- $B = 0.297$

Ces résultats sont illustrés sur la figure 5.42 pour les années 1998 et 2002. Bien que la dynamique générale du bassin soit remarquablement simulée, les débits sont largement surestimés (biais relatif moyen de près de 30%). Ceci s'explique par la différence des épaisseurs de sol simulées (*via* le paramètre d_0/M) sur les deux bassins.

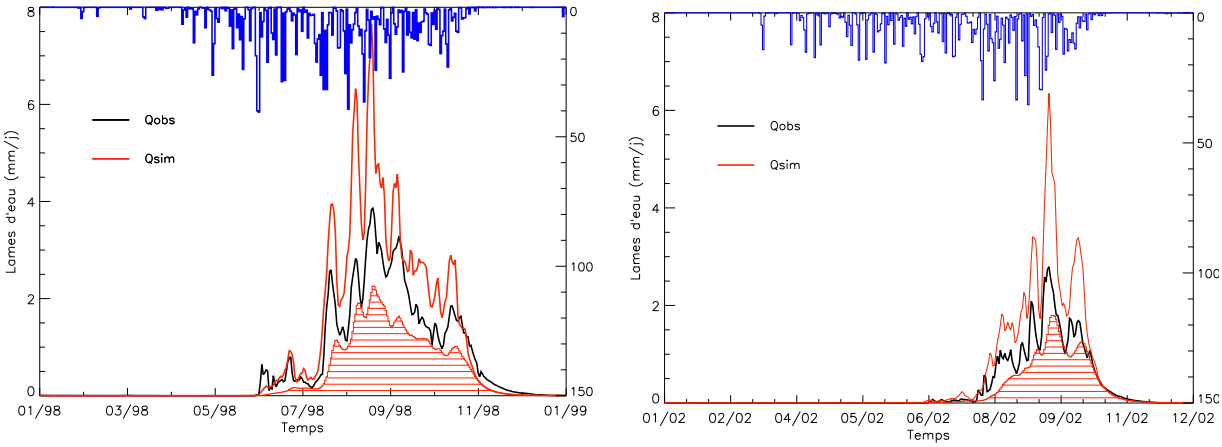


FIG. 5.42: Débits observés et simulés par TOPAMMA sur l'Ouémé à Bétérou avec paramètres calés sur la Donga. Exemples des années 1998 et 2002

Remarque : Bien qu'il y ait des similitudes intéressantes entre le comportement hydrologique de la Donga et celui de l'Ouémé à Bétérou, il existe de toute évidence un effet d'échelle (en particulier concernant les épaisseurs de sol) qui limite la transposition des paramètres sur des bassins de tailles différentes. Pour développer une modélisation réellement régionale, il serait donc plus judicieux de transposer les paramètres sur des bassins de tailles similaires (choisies en fonction des échelles des processus étudiés) et d'assembler ces bassins *via* un module de routage.

5.7.2 Estimation *a priori* des paramètres

L'application des modèles hydrologiques sur des bassins non jaugés suppose de pouvoir spécifier les valeurs de leurs paramètres sans calibration. Dans le cas des modèles pour lesquels les paramètres ont une signification physique claire, on cherche alors à spécifier la valeur de ces paramètres à partir de mesures directes sur le terrain. Pour les modèles purement conceptuels ou empiriques, les paramètres n'ont pas de correspondant direct sur le terrain. On a alors recours à la régionalisation des paramètres, à savoir la recherche de liens empiriques entre leurs valeurs et certains descripteurs mesurables du bassin.

Intéressons nous au cas de GR4J : il s'agit d'un modèle défini comme empirique, dont les paramètres ne prétendent à aucune signification physique. Plusieurs travaux ont donc été menés au CEMAGREF pour tenter de régionaliser les paramètres de GR4J, à partir d'un certain nombre de descripteurs climatiques ou de descripteurs du bassin (Perrin 2000 ou Rojas-Serna 2005). L'exercice est délicat, du fait des interactions entre les paramètres du modèle. Il nécessite en outre un certain nombre de bassins pour être mené à bien, et sort donc du cadre de ce travail.

Les paramètres de TOPAMMA ont au contraire une signification physique. Bien qu'il soit naïf de penser qu'il puissent être tous déduits de mesures *in situ* (cf. 2.2.3.2), les données acquises sur le bassin de la Donga encouragent la confrontation de la valeur *effective* des paramètres avec leur correspondant sur le terrain. L'objectif est ici d'utiliser au maximum les nombreuses informations, même qualitatives, disponibles sur le bassin.

5.7.2.1 Estimation des vitesses d'écoulement en réseau

La vitesse moyenne d'écoulement en réseau V_{river} peut être approximativement déterminée, en négligeant le temps de transfert sur versant, comme le rapport :

$$V_{river} = \frac{L_{reseau}}{2.t_r} \tag{5.11}$$

où L_{reseau} est la longueur du réseau hydrographique et t_r le temps de réponse du bassin. Le facteur 2 au dénominateur revient à approcher la pluie uniforme par une pluie ponctuelle située au centre du bassin. La distance à parcourir dans le réseau hydrographique correspond alors à $L_{reseau}/2$. Grâce aux traitements topographiques réalisés sur le bassin, on connait L_{reseau} (64.5 km). On sait également que le temps de réponse du bassin est d'environ 15 h. On obtient donc ainsi $V_{river} = 0.6m.s^{-1}$. Si l'on compare cette vitesse à la valeur calée sur les données horaires[1] ($V_{river} = 0.5m.s^{-1}$), la concordance est remarquable.

Remarque : En l'absence de mesures limnimétriques, un jaugeage ADCP peut également être utilisé pour estimer la vitesse d'écoulement en rivière. A partir de 8 jaugeages effectués en septembre 2003 à la station de Donga Pont (Peugeot, communication personnelle), la vitesse moyenne dans la section de la rivière peut être estimée à environ 0.6 $m.s^{-1}$. Même s'il s'agit là d'une vitesse locale (en une section donnée), il semble donc qu'elle puisse être utilisée pour estimer le paramètre de transfert de TOPAMMA.

5.7.2.2 Estimation des conductivités hydrauliques

Si l'on se réfère aux essais d'infiltration réalisés sur la Donga (cf. 3.3.3), la valeur moyenne[2] du K_s est de 0.0387 $mm.s^{-1}$, soit 0.14 $m.h^{-1}$.

La valeur de K_{0V} issue du calage de TOPAMMA sur la Donga est égale à :

$$K_{0V} = \frac{T_0}{M}.\frac{K_{0V}}{K_{0H}} = 1m.h^{-1} \tag{5.12}$$

Il existe donc un ordre de grandeur entre la moyenne sur le bassin des conductivités hydrauliques mesurées et la conductivité effective du modèle. Si cela ne permet pas *a priori* d'estimer directement ce paramètre à partir de mesures *in situ*, ce résultat est tout de même encourageant, au regard des résultats obtenus classiquement avec TOPMODEL (différences de l'ordre de 2

[1] Rappelons que la valeur calée au pas de temps journalier est fortement biaisée (cf. 5.5).

[2] Gardons néanmoins à l'esprit que cette valeur a un sens très limité du fait de la non-normalité de la distribution des conductivités hydrauliques.

ou 3 ordres de grandeur entre conductivités mesurées et calibrées, cf. 4.4.2.3). La relaxation de l'hypothèse d'isotropie, qui en est à l'origine, semble donc ouvrir des perspectives intéressantes, même s'il faut garder à l'esprit que le rapport $K_{0V}/K_{0H} = 0.01$ est une hypothèse qui reste à vérifier.

5.7.2.3 Estimation des épaisseurs de sol

Les données acquises sur le bassin de la Donga permettent de supposer que l'épaisseur de sol contribuant de façon prépondérante aux écoulements dans la rivière est inférieure à 2 m (cf. 3.4).

Cette épaisseur effective de sol Δz peut également être estimée à partir des paramètres d_0/M et M du modèle, et de la porosité effective $\Delta\theta$ par la relation (cf. equation 4.10) :

$$\Delta z = \frac{d_0}{M} * \frac{M}{\Delta\theta} \tag{5.13}$$

En estimant en première approximation $\Delta\theta$ à 0.3 (cf. 3.3.2), on déduit une épaisseur de sol d'environ 1.4 m, ce qui constitue une valeur tout à fait réaliste. L'estimation *a priori* du paramètre d_0 (et donc indirectement de d_0/M) semble donc possible.

Remarque : Le paramètre d_0 est lié aux épaisseurs de sol. Il doit donc, pour avoir du sens, être indépendant du forçage atmosphérique. Nous avons donc testé l'impact sur ce paramètre de la multiplication de l'ETP par 1.5 (cf. 3.2.4.3). Les résultats obtenus au pas de temps journalier sur la Donga et la période 1998-2002 sont résumés dans le tableau 5.7.2.3.

	M	T_0	d_0/M	V_{river}	Eff	Δz
ET_0	0.046	4.6	9.0	0.25	0.82	1.38
$1.5 * ET_0$	0.040	5.0	9.5	0.25	0.81	1.27

TAB. 5.6: Impact de l'ETP sur la calibration de TOPAMMA

On observe que l'épaisseur de sol Δz est remarquablement stable, et que ce sont les paramètres hydrodynamiques M et d_0/M qui ajustent le bilan hydrologique sur le bassin. La signification du paramètre d_0 est donc confortée.

5.7.2.4 Estimation du profil de conductivité

En période de récession, le débit véhiculé par le réseau de drainage est constitué uniquement de la composante d'exfiltration des zones saturées. Il est ainsi possible, dans les versions *classiques* de TOPMODEL, de déduire le paramètre M des courbes de récession (voir par exemple Saulnier 1996). Dans TOPAMMA, l'existence d'un terme de percolation sous l'horizon superficiel de sol empêche d'inférer de la sorte le paramètre M. Nous n'avons donc pas tenté, faute d'informations sur le changement structural du sol avec la profondeur, d'estimer M *a priori*.

5.7.2.5 Simulation avec paramètres *a priori*

Nous tentons ici d'utiliser les valeurs estimées *a priori* des paramètres de TOPAMMA pour simuler les écoulements de l'année 2002 sur la Donga, au pas de temps horaire. Le tableau 5.7 rappelle les résultats obtenus par calibration du modèle.

M	T_0	d_0/M	V_{river}	Eff
0.040	5.5	9.0	0.5	0.87

TAB. 5.7: Résultats de la calibration de TOPAMMA, au pas de temps horaire, sur le bassin de la Donga en 2002

On a montré que seules la vitesse dans le réseau V_{river} et l'épaisseur de sol Δz peuvent, pour l'instant, être spécifiées *a priori*. Le tableau 5.8 illustre les résultats ainsi obtenus avec $V_{river} = 0.6m.s^{-1}$ et $\Delta z = 1.5m$. Seuls M et T_0 sont donc calibrés.

M	T_0	d_0/M	V_{river}	Eff
0.050	6.0	9.0	0.6	0.86

TAB. 5.8: Résultats de la calibration de TOPAMMA, au pas de temps horaire, avec d_0 et V_{river} estimés *a priori*

.

Deux remarques peuvent être faites à la vue de ces résultats :

1. De très bonnes performances sont obtenues avec seulement deux paramètres optimisés (M et T_0).
2. La spécification *a priori* de V_{river} et Δz n'a pas d'influence notable sur la valeur des paramètres optimisés. Toutefois, dans la mesure où le paramètre le plus sensible est d_0/M, toute variation de la valeur estimée de Δz doit être compensée par une variation de M.

5.8 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons étudié en détail les modèles GR4J et TOPAMMA, dans le but d'évaluer leur pertinence en tant que conceptualisations du fonctionnement hydrologique de l'OHHVO. Un cadre méthodologique a été défini, avec pour objectif de juger les deux modèles à la fois en terme de : (i) performances ; (ii) incertitudes ; (iii) réalisme. Bien que ce travail ait un caractère exploratoire et qu'il soulève plus de questions qu'il n'apporte de réponses, un certain nombre de résultats ont toutefois été dégagés.

La simulation des débits ne permet pas de distinguer objectivement GR4J et TOPAMMA. Leurs structures robustes et parcimonieuses permettent d'obtenir, pour un nombre de degrés de liberté identique, d'égales simulations des débits à l'exutoire, que ce soit sur le bassin de la Donga ou celui de l'Ouémé à Bétérou. Si les performances obtenues sont bonnes, la dépendance des paramètres identifiés à la série de calage a toutefois été mise en évidence, en particulier grâce au modèle adjoint de TOPAMMA (Castaings 2006). L'analyse de la sensibilité des deux modèles à leurs paramètres a par ailleurs permis de montrer les effets de compensation qui peuvent exister au sein de ces structures pourtant parcimonieuses. Sur le bassin de la Donga, les seuls débits à l'exutoire sont visiblement insuffisants pour contraindre tous les paramètres, et les problèmes d'équifinalité ne sont pas à négliger. Néanmoins, TOPAMMA se distingue de GR4J par une plus grande sensibilité de ses performances aux valeurs de paramètres. La quantification des incertitudes de structure, *via* la méthodologie GLUE, permet ainsi de montrer que les intervalles prédictifs de TOPAMMA sont plus réduits que ceux de GR4J. Comme le soulignent Merz et Blöschl (2004), si les incertitudes sur les paramètres dépendent en premier lieu de la structure des modèles, elles sont toutefois également conditionnées par les bassins sur lesquels ils sont appliqués. Nos résultats ne permettent donc pas de dire que TOPAMMA est structurellement moins incertain que GR4J, mais ils légitiment la conceptualisation du fonctionnement hydrologique de la région introduite dans TOPAMMA.

Dans le cadre du projet AMMA, la modélisation hydrologique a pour but de permettre l'estimation des différentes composantes du bilan hydrologique. Nous avons donc, outre les débits, également comparé les deux autres composantes identifiées par les deux modèles, à savoir l'evapotranspiration et l'infiltration profonde. GR4J et TOPAMMA convergent pour estimer que sur les bassins de la Donga et de l'Ouémé à Bétérou, entre 20 et 40% des précipitations sont drainées par des écoulements souterrains déconnectés de la rivière. L'évapotranspiration est elle estimée à entre 40 et 60% du bilan hydrologique. De façon générale, les résultats sont très dépendants du modèle utilisé, sans qu'il soit possible de discerner un modèle plus réaliste que l'autre. Du fait de la simplicité de la représentation mathématique des flux souterrains et atmosphériques dans ces modèles, il convient de considérer ces résultats avec beaucoup de prudence. Il manque actuellement des informations pour contraindre la partition entre évapotranspiration et recharge profonde. Les mesures prévues de l'ETR en plusieurs points du bassin de la Donga permettront prochainement de confirmer ou d'infirmer les bilans d'eau simulés, dont rien ne prouve pour l'instant la validité.

D'autres résultats de simulation ont également été discutés sur la Donga, comme l'impact de la prise en compte des pluies horaires, la reproduction des débits intermédiaires ou la dynamique de l'état hydrique de l'horizon superficiel de sol. Seul TOPAMMA a ici été utilisé, du fait des propriétés de sa structure (modélisation distribuée et applicable à différents pas de temps). Le réalisme de la modélisation apparaît globalement encourageant. La structure de TOPAMMA est à la fois applicable aux pas de temps horaire et journalier, qui plus est sans modification des paramètres. Pour simuler les débits intermédiaires sur le bassin de la Donga, les choix d'un forçage et de vitesses d'écoulement spatialement uniformes semblent montrer leurs limites, et encouragent l'application future d'une version totalement distribuée du modèle.

Enfin, la perspective d'une modélisation régionale et de l'application sur des bassins non jaugés a été évoquée avec le modèle TOPAMMA. Les nombreuses données et informations qualitatives disponibles sur le bassin de la Donga laissent entrevoir des perspectives intéressantes. Pour l'heure, le réalisme des valeurs de deux paramètres du modèle (vitesse d'écoulement en réseau et épaisseurs effectives de sol) a été mis en évidence et a permis de les estimer *a priori* sans dégradation notable des simulations.

6 Applications à la modélisation dans un contexte de variabilité hydro-climatique

Ce dernier chapitre s'intéresse au cas particulier et délicat de la modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Tout en s'appuyant sur les méthodologies mises en oeuvre et les résultats obtenus au chapitre précédent, il met l'accent sur les problèmes méthodologiques spécifiques à ce type de conditions. Après avoir exposé les principales spécificités du problème et les travaux existants, deux applications concrètes sont ici traitées : (i) la détection de modifications de la relation pluie-débit et (ii) la sensibilité des processus hydrologiques au forçage pluviométrique. La première s'appuie en grande partie sur un article soumis à *Water Resources Research* et joint en annexe (annexe A). La seconde est en partie extraite d'un article publié dans *IAHS Publications* en 2005 et également joint en annexe (annexe B). Le travail présenté ici se concentre exclusivement sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou, sur lequel on dispose de données couvrant une large plage de conditions hydro-climatiques (cf. chapitre 3).

6.1 Du problème de la modélisation hydrologique dans un contexte non stationnaire

6.1.1 Problématiques associées à la variabilité hydro-climatique

Depuis une vingtaine d'années, le réchauffement global du climat et l'augmentation de la pression anthropique focalisent nombre de scientifiques sur la question de leurs impacts. Pour les sciences hydrologiques, le problème est de comprendre et de formaliser les interactions entre le climat, l'homme et le cycle de l'eau, tant en terme de ressources que de risques hydrologiques. Il convient néanmoins de reconnaître que notre capacité à traiter ces questions est très limitée, étant données le manque de connaissances et les nombreuses incertitudes inhérentes aux outils et méthodes employées. Bronstert (2004), par exemple, liste un certains nombre de pierres d'achoppement :

- Les **incertitudes** sur les scénarios climatiques, qui limitent la portée des résultats obtenus. Les approches probabilistes aujourd'hui préconisées (*prévisions d'ensembles*) visent à placer cette notion d'incertitudes au centre des prédictions effectuées ;
- Les **différences d'échelles** entre les modèles climatiques (MCG-*modèles de circulation générale* ou MCR-*modèles de circulation régionale*) et les modèles hydrologiques, qui imposent l'application de méthodes de transferts d'échelles ;
- La **calibration** des modèles hydrologiques, qui limite leur application à des conditions peu modifiées ;
- Les **conditions extrêmes** (crues et sécheresses par exemple), qui sont mal prises en compte par les modèles climatiques comme par les modèles hydrologiques ;
- Les **interactions** entre le climat et les conditions de surface, qui sont rarement prises en compte du fait de l'application des modèles en mode forcé (*one-way mode*) et non en mode couplé (*two-way mode*).

Devant ces difficultés, certains auteurs (e.g. Andréassian *et al.* 2003) proposent de s'attaquer à un objectif plus modeste : la détection de modifications du cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant. S'il s'agit d'un objectif intermédiaire, il est néanmoins indispensable pour mieux comprendre les relations entre le climat, les actions anthropiques et l'hydrologie.

6.1.2 Une revue des approches méthodologiques existantes

Les problématiques citées précédemment soulèvent de nombreuses questions scientifiques que ce travail n'a pas pour objectif d'aborder. Ce qui nous intéresse ici, c'est la façon dont la modélisation hydrologique est mise en oeuvre pour répondre à ce type de questions. D'un point de vue méthodologique, travailler dans de tels contextes de variabilité hydro-climatique soulève en effet avec acuité un certain nombre de questions, liées :

- au pouvoir d'extrapolation des modèles hydrologiques. Leur calibration quasi-systématique induit *de facto* une dépendance aux conditions hydro-climatiques rencontrées dans le jeu de données de calage.

– au lien entre les caractéristiques hydro-climatiques d'un bassin et les paramètres du modèle qui le représentent, rendu complexe par le rôle souvent intégrateur de ces paramètres dans les structures de modélisation.

Le choix des modèles hydrologiques dans ce type de conditions a été discuté au paragraphe 2.5. Ce qui nous intéresse ici n'est donc pas tant le type de modèles utilisés mais plutôt la façon dont ils sont appliqués. Deux cas de figure sont dès lors à distinguer, suivant que le but soit de prendre en compte : (i) la variabilité climatique ; ou (ii) la variabilité hydrologique.

6.1.2.1 Variabilité climatique

Le problème de la variabilité questionne en premier lieu le pouvoir d'extrapolation des modèles, qui, il faut bien le reconnaître, s'apparentent souvent à de simples interpolateurs de la physique des bassins. De façon générale, les impacts hydrologiques de changements climatiques sont quantifiés en ne modifiant que le forçage des modèles. L'hypothèse sous-jacente, résumée par Arnell (1992), est que "le modèle calibré sous certaines conditions climatiques reste valide sous d'autres conditions". En d'autres termes, les paramètres du modèle sont considérés comme indépendants des conditions de forçage, tout du moins pour des variations climatiques modérées. Ceci s'applique en réalité quelle que soit la façon dont ces paramètres ont été estimés, et vaut donc aussi pour les modèles non calibrés[1]. Parmi les travaux basés sur cette hypothèse, citons, à titre d'exemples, Nash et Gleick (1991), Arnell (1992), Chiew *et al.* (1995), Bobba *et al.* (1997), Boorman et Sefton (1997), Burlando et Rosso (2002b), Prudhomme *et al.* (2003).

Dès 1986, Klemes (1986) a proposé de systématiquement tester cette hypothèse lors de la validation de modèles : c'est ce qu'il a appelé le *differential split-sample test* (cf. 2.3.2). Toutefois, force est de constater que ce test est rarement appliqué (citons néanmoins son application rigoureuse par Refsgaard et Knudsen 1996, ou l'approche assez équivalente de Jakeman *et al.* 1993).

Quoi qu'il en soit, toutes ces approches reposent implicitement sur l'hypothèse que les modifications du climat n'entraînent pas de changements de végétation, de pédologie ou de tout autre facteur qui pourrait modifier le comportement hydrologique du bassin versant. Il n'est dès lors pas possible d'étudier de la sorte l'impact de changements climatiques extrêmes et prolongés.

6.1.2.2 Variabilité hydrologique

La question de la variabilité hydrologique, liée le plus souvent à des changements d'occupation des sols, ne peut être traitée de la même façon, dans la mesure où l'hypothèse de stationnarité des paramètres n'a alors aucun sens. La difficulté résulte donc ici dans l'estimation des valeurs de paramètres à associer aux scénarios envisagés. Si cette estimation est possible lorsque ces paramètres ont une signification physique (e.g. Parkin *et al.*

[1]Les applications sans calibration sont rares, et le plus souvent limitées à des bassins de petite taille et des fonctionnements hydrologiques relativement simples (voir par exemple Seguis *et al.* 2004 pour une application au Sahel).

1996 ; Seguis *et al.* 2004), elle est beaucoup plus délicate lorsqu'ils intègrent différents processus, comme c'est le plus souvent le cas. On peut alors avoir recours à des techniques de régionalisation, pour tenter d'établir un lien mathématique entre les valeurs de paramètres et un certain nombre de descripteurs hydro-climatiques des bassins. Cette méthode est la plus fréquemment employée (e.g. Dagnachew *et al.* 2003 ; Croke *et al.* 2004 ; Mahé *et al.* 2005), même si les résultats obtenus sont en général à considérer avec beaucoup de précautions du fait des hypothèses considérées. Citons également les méthodes utilisant des modèles régressifs empiriques, possibles lorsque de longues séries de données sont disponibles et dont l'étude de Kuczera (1987) fournit un bon exemple.

6.1.2.3 La question des incertitudes

Au vu des travaux évoqués ici, la question des incertitudes est souvent négligée dans les prédictions hydrologiques réalisées en contexte non-stationnaire, et les prédictions sont rarement assorties d'intervalles de confiance. Il s'agit pourtant d'un élément important, qui peut amener à relativiser un certain nombre de résultats obtenus (e.g. Jakeman *et al.* 1993 ; Nandakumar et Mein 1997) et permet une vision probabiliste, beaucoup plus réaliste, des prédictions (Cameron *et al.* 2000 ; Beven 2001).

6.2 Détection de modifications de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant

Nous avons évoqué, au chapitre 3, la variabilité des conditions climatiques en Afrique de l'Ouest au cours de la seconde moitié du XX^e siècle, mais également l'anthropisation croissante de la région pendant cette période. Il est dès lors possible de se poser la question suivante : **le comportement hydrologique des bassins de l'OHHVO a-t-il évolué au cours des 50 dernières années ?**

Lorsqu'on s'intéresse à la détection de changements de la relation pluie- débit à l'échelle du bassin versant, deux approches sont possibles :

- L'utilisation de bassins "jumeaux" (*paired watershed*) : deux bassins aux caractéristiques initialement très proches sont comparés, sachant que l'un subit des modifications (occupation des sols par exemple) et l'autre n'en subit pas (bassin de contôle). Brown *et al.* (2005) proposent une revue récente de ce type d'approches.
- L'utilisation de modèles hydrologiques. Une fois les valeurs de ses paramètres spécifiées, le modèle représente en effet un bassin de contrôle virtuel, dans la mesure où il fixe un comportement hydrologique donné. Il est dès lors possible de comparer ce bassin virtuel au bassin réel et d'en déduire d'éventuelles modifications hydrologiques.

C'est dans cette dernière démarche que nous nous plaçons ici. Parmi les travaux existants, deux approches sont à distinguer, dès lors que l'on cherche à détecter les changements hydrologiques

par l'analyse : (i) des résidus de simulation (débits simulés *moins* débits observés) ; (ii) de la stabilité des valeurs de paramètres.

L'analyse des résidus de simulation est la technique la plus couramment utilisée. Dans la mesure où le modèle, une fois calé, représente un bassin au fonctionnement stationnaire, l'évolution des résidus de simulation peut alors être perçue comme la manifestation de l'évolution du bassin. Lorup *et al.* (1998) ou Schreider *et al.* (2002) ont par exemple appliqué cette démarche, à partir de prédictions déterministes (i.e. basées sur un seule simulation), pour étudier l'impact de changements d'occupation des sols. Une méthodologie originale, dérivée de ce type d'approches, a été développée par Andréassian *et al.* (2003), qui ont utilisé un modèle pour identifier le comportement hydrologique de plusieurs bassins sur des périodes chronologiques successives et défini un test permutatif pour évaluer la significativité des tendances observées.

La stabilité des paramètres sous des conditions non-stationnaires est une question beaucoup moins explorée, du fait de l'ambiguïté de la définition des paramètres et des problèmes d'équifinalité. A ce titre, l'approche de Niel *et al.* (2003) est intéressante. Les auteurs ont calibré un modèle pluie-débit mensuel sur plusieurs bassins ouest africains, avant et après la rupture climatique observée au début des années 70. Ils ont ensuite comparé les valeurs de paramètres obtenues sur chacune des deux périodes, tout en définissant, *via* une approximation de second ordre sur la fonction objectif, un intervalle de confiance autour des valeurs optimales. Les résultats obtenus amènent les auteurs à conclure à l'absence de lien entre la stabilité des paramètres, et par extension la stabilité hydrologique, et la stationnarité des données hydro-climatiques. Ils soulèvent néanmoins que leur raisonnement est conditionné par une hypothèse forte, liant la stabilité des paramètres à celle du comportement du bassin, dont il est nécessaire de vérifier la pertinence.

La richesse des données disponibles sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou nous a donc permis d'aborder la question de la modification de la relation pluie-débit, et d'en soulever les difficultés méthodologiques. Il apparaît en effet aujourd'hui clair que de nombreuses questions demeurent sur le pouvoir prédictif des modèles et la faiblesse des méthodes de calibration traditionnelles (e.g. Mroczkowski *et al.* 1997 ; Gupta *et al.* 1998 ; Uhlenbrook *et al.* 1999). Ces difficultés méthodologiques, qui limitent actuellement l'extrapolation des modèles à des conditions hydro-climatiques changeantes, peuvent être -et vont être ici- questionnées par application de la modélisation dans un contexte non-stationnaire.

La démarche décrite dans ce qui suit explore les différentes facettes du problème, à savoir la détection de changements hydrologiques : (i) à partir des données ; (ii) à partir des simulations ; (iii) à partir des paramètres des modèles. Un cadre méthodologique est ainsi défini et appliqué à la fois sur les modèles GR4J et TOPAMMA.

6.2.1 Non-stationnarité des conditions hydro-climatiques sur la Haute Vallée de l'Ouémé

Comme on l'a montré au paragraphe 3.2.5.2, la relation pluie-débit annuelle sur le bassin versant de l'Ouémé au pont de Bétérou semble avoir évolué pendant la seconde moitié du XX^e

siècle. Pour s'assurer de la significativité de cette évolution, il est cependant nécessaire d'analyser les séries chronologiques dans un cadre statistique.

6.2.1.1 Détection de changements dans les chroniques hydrologiques

La question de l'impact des changements climatiques et anthropiques conduit aujourd'hui nombre d'hydrologues à chercher des outils efficaces et robustes pour détecter et caractériser d'éventuels changements hydrologiques, comme l'atteste par exemple le numéro spécial de *Hydrological Sciences Journal* publié en 2004 (*vol. 49(1)*) sur le sujet. De nombreux tests statistiques sont aujourd'hui disponibles, mais leur emploi doit tenir compte de la nature des changements étudiés et des variables d'intérêt (on ne traitera pas par exemple de la même façon la question de l'évolution des crues sous l'effet des changements d'occupation des sols ou celle des ressources en eau sous l'effet de variations climatiques de basse fréquence).

Dans une revue méthodologique, Kundzewicz et Robson (2004) décrivent les étapes d'une analyse statistique de non stationnarité dans les données :

- Choix des variables d'intérêt sur lesquelles va être effectuée l'analyse ;
- Choix du type de changement observé (variations graduelles ou brutales) ;
- Vérification d'hypothèses sur les données ;
- Choix d'un (ou plusieurs) test(s) statistique(s) ;
- Evaluation du niveau de significativité des résultats du test ;
- Interprétation des résultats.

Nous n'énumèrerons pas ici les tests statistiques applicables pour ce type d'études, dont le lecteur pourra par exemple trouver un inventaire dans Kundzewicz et Robson (2004).

Dans le contexte ouest africain, un certain nombre de travaux ont été réalisés pour détecter et caractériser les changements hydro-climatiques observés ces 50 dernières années (Hubert *et al.* 1989 ; Servat *et al.* 1997 ; Paturel *et al.* 1997 ; Niel *et al.* 2003). La brutalité et la significativité des changements observés dans les années 70 sur les chroniques de pluies et de débits y ont été mises en évidence par un certain nombre de tests de rupture, comme ceux de Pettitt (Pettitt 1979), de Buishand (Buishand 1982) ou de Hubert (Hubert *et al.* 1989). De façon générale, ces résultats montrent la succession, au cours de la seconde moitié du XX^e siècle, de deux périodes très distinctes, l'une humide (décennies 50 et 60) et l'autre sèche (décennies 70 et 80), séparées par une rupture brutale autour de 1970 sur presque l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (voir aussi 3.2.2.3). Ils mettent d'autre part également en évidence une nette diminution des débits des grands fleuves de la région au cours des années 70.

6.2.1.2 Variable d'intérêt

Ce que nous cherchons à caractériser ici est un changement de comportement hydrologique, i.e. un changement de la relation pluie-débit à l'échelle du bassin. Si de nombreuses variables peuvent être considérées pour caractériser un tel changement, la plus simple est probablement

le coefficient d'écoulement annuel $C_r = Q/P$ (avec P et Q respectivement les volumes annuels précipités et écoulés sur le bassin). Cette variable, qui définit le rendement annuel du bassin, est néanmoins très corrélée à la pluviométrie, comme le montre la figure 6.1. C'est pourquoi j'ai préféré utiliser les résidus de cette variable, définis de la façon suivante :

$$Res(C_r) = C_r - C_r^* \tag{6.1}$$

où C_r^* est l'estimateur linéaire de C_r : $C_r^* = a.P + b$, avec a et b deux constantes (C_r^* explique 59% de la variance de C_r). La figure 6.2 montre l'évolution de $Res(C_r)$ sur la période 1954-2002, et permet d'observer **la diminution significative du rendement du bassin depuis 1970**.

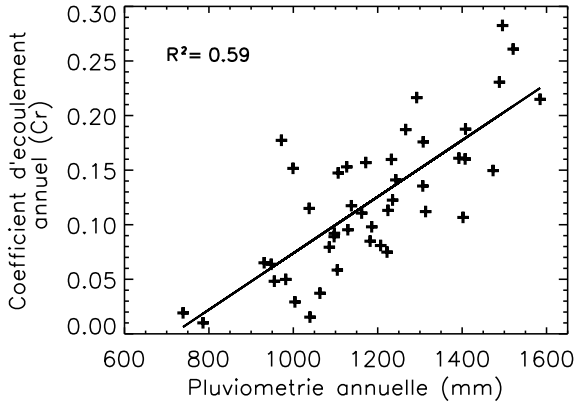


FIG. 6.1: Relation entre coefficient d'écoulement annuel et précipitations, période 1954-2002

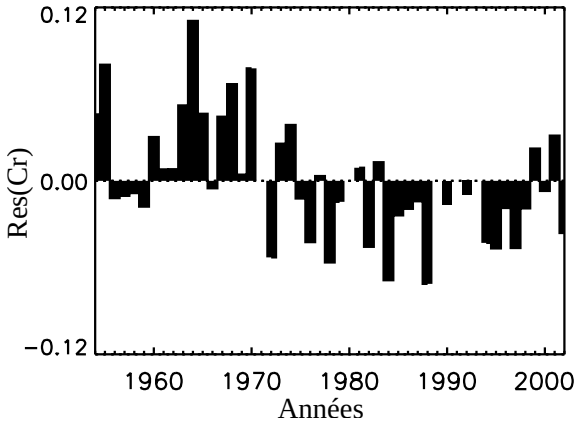


FIG. 6.2: Evolution de Res(Cr) sur la période 1954-2002

Remarques :

1. Le choix d'un modèle linéaire pour expliquer la relation $C_r = f(P)$ est discutable. S'il est inadapté, il peut conduire à un biais sur la variable d'intérêt $Res(C_r)$, en particulier pour le cas des années extrêmes (pluviométrie très forte ou très faible). Un modèle polynomial de degré 2 a donc également été testé, mais le pourcentage de variance ainsi expliqué est quasi-identique et les valeurs de $Res(C_r)$ sont presque inchangées. Nous avons donc choisi de conserver la relation linéaire.
2. Rappelons que les données collectées sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou depuis 1954 souffrent de lacunes importantes pour les années 1971, 1980, 1989, 1991 et 1993. Ces années ont par conséquent été éliminées du jeu de données.

6.2.1.3 Application de la procédure de segmentation de Hubert

Pour détecter la non-stationnarité de la relation-pluie débit, la procédure de segmentation de Hubert (Hubert *et al.* 1989) a été appliquée sur $Res(C_r)$. Cette procédure permet de segmenter une série chronologique en plusieurs sous-séries dont les moyennes sont significativement différentes, au sens du test de Scheffé (1959). Elle peut être définie comme un test de stationnarité, dont l'hypothèse nulle est la stationnarité de la série. Si la procédure ne produit pas de segmen-

tation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, l'hypothèse nulle sera acceptée. Elle sera rejetée dans le cas contraire, avec un risque de première espèce (i.e. rejet de l'hypothèse nulle alors qu'elle est vraie) lié à celui issu de l'application du test de Scheffé. Ce test a en outre l'intérêt de : (i) ne pas nécessiter la connaissance de la date de rupture, (ii) pouvoir détecter plusieurs ruptures, et (iii) ne pas nécessiter d'hypothèse de stationnarité d'ordre 2 (i.e. stationnarité de la variance).

L'application de ce test, sur la série $Res(C_r)$ entre 1954 et 2002, conduit à la détection d'une seule rupture, dont le maximum de probabilité a lieu en 1972. **Dans ce qui suit, j'ai donc limité l'étude à la période 1954-1990**, dans la mesure où cela permet la définition de deux périodes de durées identiques (17 ans) et très contrastées : 1954-1970 et 1972-1990, nommées par la suite périodes de référence. Il serait pour autant abusif de parler de périodes stationnaires, dans la mesure où une évolution des conditions hydro-climatiques est probable sur de telles durées. Néanmoins, les changements dans la relation pluie-débit y semblent limités, comparés à ceux observés au début des années 1970.

6.2.2 Détection de changements hydrologiques à partir des résidus de simulation

La première approche utilisée pour détecter les changements de comportement hydrologique du bassin est basée sur l'analyse de résidus de modélisation (i.e. simulations *moins* observations). Si l'on considère le modèle, une fois calibré, comme un bassin de *contrôle* (i.e. un bassin au comportement stationnaire), la qualité des prédictions de ce modèle déclinera au fur et à mesure de l'évolution du bassin. On peut alors utiliser la tendance observée sur les résidus pour caractériser cette évolution.

6.2.2.1 Méthodologie mise en oeuvre

Afin de prendre en compte les incertitudes associées aux prédictions, dont on a précédemment évoqué l'importance, la méthodologie utilisée ici s'appuie sur les intervalles prédictifs de simulations obtenus par la méthode GLUE. Dans un premier temps, le modèle est identifié sur un jeu de données, et l'écart entre les observations et les intervalles prédictifs est quantifié. Si lorsque ce modèle est appliqué à une période indépendante, cet écart augmente significativement, on pourra conclure à un changement significatif de la relation pluie-débit sur le bassin. Dans le cas contraire, on conclura à une relative stabilité de cette relation.

La méthodologie GLUE a été appliquée de la même façon qu'au paragraphe 5.4.2 : la fonction objectif utilisée est l'efficience Eff et le seuil d'acceptation/rejet des paramètres est fixé à $Eff = 0.7$. Les intervalles prédictifs définissent un intervalle de confiance à 90%, limité par les quantiles 5% et 95%.

Pour quantifier les résidus de simulations, j'ai défini deux groupes de critères ((C_1, C_2) et (C_3, C_4)) dont les formulations différentes doivent permettre d'appréhender les résultats sous plusieurs angles (cf. tableau 6.1 et illustration 6.3). Tous ces critères ont par ailleurs été moyennés sur 5

ans, afin de limiter le "bruit" interannuel et n'observer que les tendances à long terme de la relation pluie-débit.

Critère	Formulation	Commentaires
C_1	$C_1(j) = \sum_{i=j-912}^{j+912} \frac{Q_{i,out}}{Q_{i,obs}}$	C_1 quantifie la proportion du volume écoulé non comprise dans les intervalles prédictifs.
C_2	$C_2(j) = \sum_{i=j-912}^{j+912} \frac{Q_{i,under}}{Q_{i,obs}}$	C_2 représente la part de C_1 correspondant à une sous estimation par le modèle des débits observés
C_3	$C_3(j) = \sum_{i=j-912}^{j+912} \frac{\lvert Q_{i,med} - Q_{i,obs}\rvert}{Q_{i,obs}}$	C_3 quantifie l'écart relatif entre la médiane des débits simulés et le débit observé.
C_4	$C_4(j) = \sum_{i=j-912}^{j+912} \frac{Q'_{i,under}}{Q_{i,obs}}$	C_4 représente la part de C_3 correspondant à une sous estimation par le modèle des débits observés

TAB. 6.1: Critères appliqués pour quantifier l'écart entre débits simulés et observés

Les variables $Q_{i,out}$, $Q_{i,under}$ et $Q'_{i,under}$ utilisées dans la formulation des critères sont définies par (cf. figure 6.3) :

$$Q_{i,out} = \begin{cases} 0 & \text{si } Q_{i,05} \leq Q_{i,obs} \leq Q_{i,95} \\ min(\mid Q_{i,obs} - Q_{i,95} \mid, \mid Q_{i,obs} - Q_{i,05} \mid) & \text{sinon} \end{cases}$$

où $Q_{i,05}$ et $Q_{i,95}$ sont les quantiles 5% et 95% des débits simulés au pas de temps i.

$$Q_{i,under} = \begin{cases} 0 & \text{si } Q_{i,obs} \leq Q_{i,95} \\ Q_{i,obs} - Q_{i,95} & \text{sinon} \end{cases}$$

$$Q'_{i,under} = \begin{cases} 0 & \text{si } Q_{i,obs} \leq Q_{i,med} \\ Q_{i,obs} - Q_{i,med} & \text{sinon} \end{cases}$$

où $Q_{i,med}$ est la médiane des débits simulés au pas de temps i.

La période 1954-1990 a été divisée en deux périodes indépendantes : une pour la calibration et une pour la simulation. La période de calibration a été choisie de façon à permettre une estimation robuste des paramètres, grâce à un jeu de données aussi riche que possible. La période 1954-1959 (1 année d'initialisation et 5 années de calibration) a été retenue du fait de la large variabilité climatique qu'elle présente (cf. 3.2.2.3).

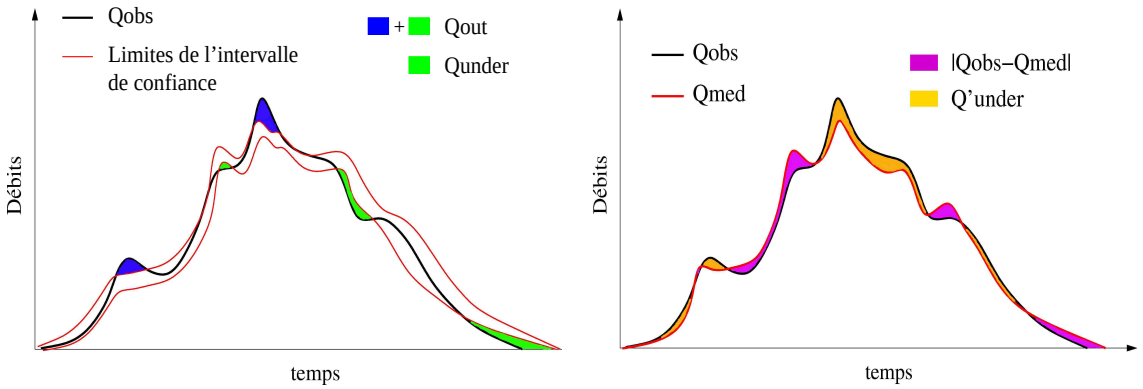


FIG. 6.3: Illustration du calcul des critères appliqués : C_1,C_2 (à gauche) et C_3,C_4 (à droite)

6.2.2.2 Résultats

Les figures 6.4 et 6.6 montrent, pour chaque groupe de critères, l'évolution des résidus sur la période 1954-1990 pour les deux modèles.

Observons tout d'abord la figure 6.4. Les résultats obtenus avec le modèle GR4J sont particulièrement révélateurs : le critère C_1 est stable jusqu'au milieu des années 70, avec des valeurs inférieures à 10%. A partir de la seconde moitié des années 70 et jusqu'au milieu des années 80, C_1 augmente par contre très rapidement, traduisant une brutale dégradation des simulations. Enfin, C_1 diminue ensuite rapidement jusqu'à 1990. La significativité et le caractère brutal des modifications de la relation pluie-débit sont donc ici clairement mis en évidence. Si l'on observe le critère C_2, il montre que le modèle sous-estime et surestime de façon comparable les écoulements jusqu'au début des années 70, avant de les surestimer systématiquement jusqu'à la fin des années 80. Avec TOPAMMA, les résultats sont très différents : C_1 montre un caractère bi-modal, avec deux pic centrés sur la fin des années 60 et sur le milieu des années 80. Par ailleurs, bien que là encore les débits soient toujours surestimés dans les années 80, le modèle montre une tendance très marquée à la sous-estimation jusqu'à la fin des années 70.

Comment expliquer ces résultats divergents ? Notons en premier lieu que le pic observé avec TOPAMMA à la fin des années 60 est fortement influencé par les années 1964 et 1970, dont les coefficients d'écoulement sont extrêmement (et anormalement ?) élevés. Les critères C_1 et C_2 sont définis par rapport aux limites des intervalles prédictifs. Or nous avons montré dans le paragraphe 5.4.2 que ces intervalles sont nettement plus larges pour GR4J que pour TOPAMMA. Ces critères sont donc plus sensibles à la dégradation des simulations pour TOPAMMA que pour GR4J, ce qui explique les différences obtenues dans les années 60. A titre d'illustration, la figure 6.5 montre, pour quelques années caractéristiques, les hydrogrammes observés et les intervalles de confiance à 90% sur les simulations obtenues avec GR4J et TOPAMMA. L'incapacité de TOPAMMA à simuler l'année 1964 y apparaît clairement.

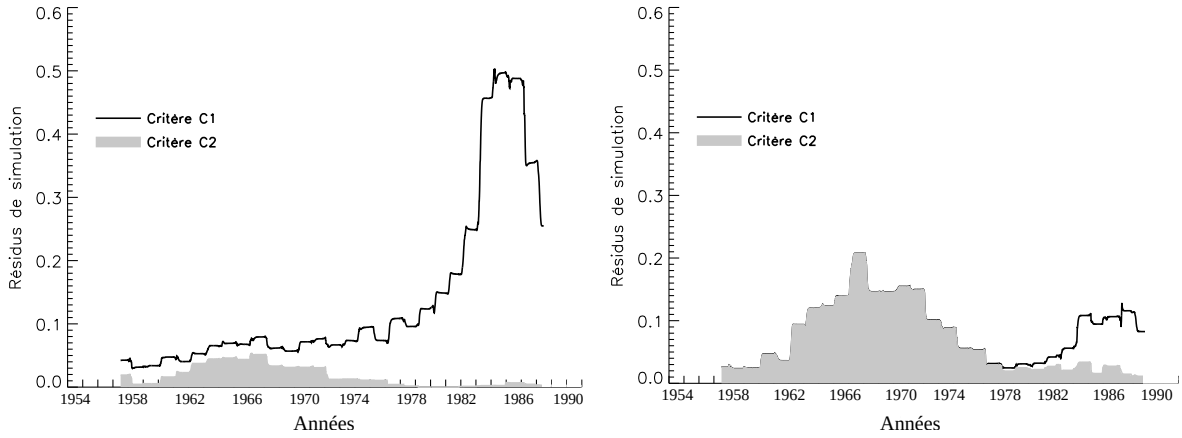


FIG. 6.4: Résidus de simulation sur la période 1954-1990, quantifiés par les critères C_1 et C_2, pour GR4J (à gauche) et TOPAMMA (à droite). Période de calage : 1954-1959

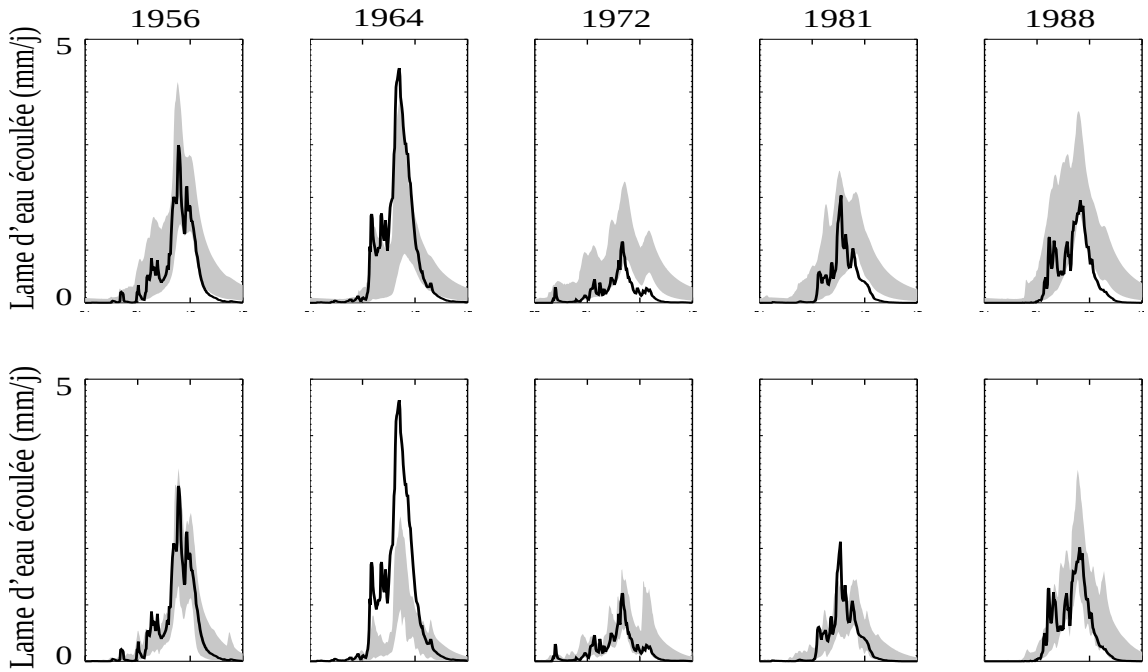


FIG. 6.5: Exemples d'hydrogrammes observés et intervalles de confiance à 90% sur les simulations, pour GR4J (en haut) et TOPAMMA (en bas)

Il est par conséquent intéressant d'observer l'évolution des critères C_3 et C_4 (figure 6.6), dont la définition est basée sur l'écart entre les débits observés et la médiane des débits simulés. La largeur de l'intervalle de confiance n'intervient en effet plus dans le calcul de ces critères. Pour GR4J, les résultats sont inchangés, et l'évolution des résidus de simulation semble donc caractérisée de façon robuste. Pour TOPAMMA par contre, les résultats diffèrent nettement de ceux obtenus avec le couple de critères (C_1,C_2). Si C_3 est également bi-modal, son allure est toutefois plus proche de celle obtenue avec GR4J. Elle est caractérisée par une légère dégradation des simulations au cours des années 60 (toujours sous l'effet des années 1964 et 1970) puis un plateau jusqu'à la fin des années 70 et une dégradation nette au début des années 80. Le critère C_4 montre lui la même évolution que pour GR4J, à savoir une surestimation croissante des débits.

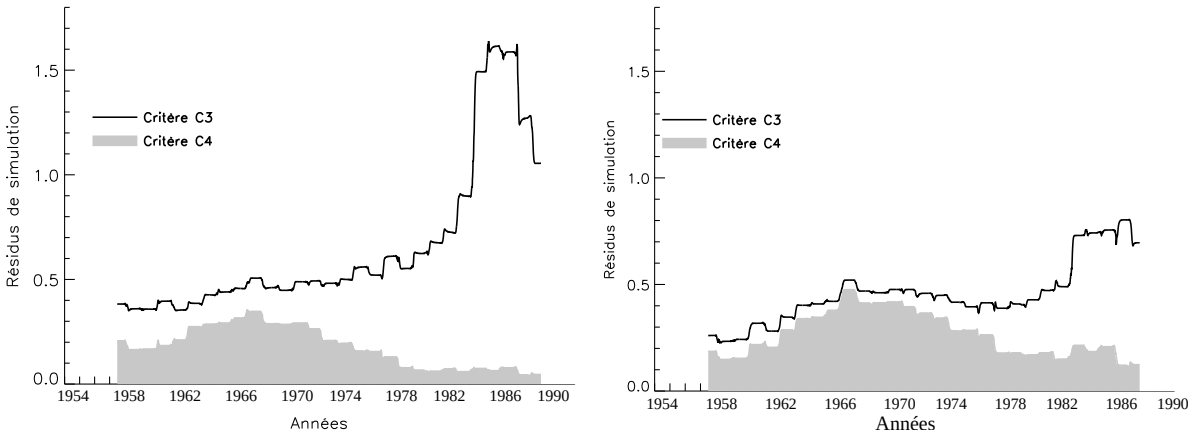


FIG. 6.6: Résidus de simulation sur la période 1954-1990, quantifiés par les critères C_3 et C_4, pour GR4J (à gauche) et TOPAMMA (à droite). Période de calage : 1954-1959

A la lumière des ces résultats, plusieurs remarques peuvent être effectuées. La première concerne les traits de comportement communs aux deux modèles : l'évolution de la relation pluie-débit se traduit, quel que soit le modèle utilisé, par une dégradation brutale et relativement brève des simulations au début des années 80, associée à une surestimation quasi-systématique des écoulements. Les résidus sont par contre peu sensibles à l'évolution du bassin observée dans les années 70. La seconde tient aux différences de comportement observées : TOPAMMA est nettement moins sensible que GR4J à la diminution du rendement du bassin, alors qu'il est dans un même temps beaucoup plus sensible aux forts rendements observés ponctuellement au cours des années 60.

L'analyse des résidus de simulation, bien qu'elle constitue une méthode simple de détection de changements hydrologiques, ne convainc cependant donc pas par sa robustesse. Il peut être par conséquent utile de chercher ailleurs la signature de l'évolution du bassin. Dans ce qui suit, nous explorons en particulier l'évolution des valeurs de paramètres associée à celle du bassin.

6.2.3 Détection de changements hydrologiques à partir des paramètres

Chercher la trace de changements hydrologiques dans les valeurs de paramètres suppose une hypothèse forte, qui est la signification de ces valeurs lorsqu'elles sont considérées individuellement. Bien que certaines interactions existent entre leurs paramètres (cf. 5.3), la parcimonie des structures de GR4J et TOPAMMA limite les problèmes d'équifinalité. Nous avons en outre montré la signification claire de plusieurs paramètres de TOPAMMA (cf. 5.7). Dès lors, est-il possible de chercher la signature de la variabilité hydro-climatique dans les valeurs de paramètres ? C'est la question à laquelle nous nous intéressons dans ce qui suit.

6.2.3.1 Comparaison des distributions *a posteriori* de paramètres

Méthodologie

La *Regionalized Sensitivity Analysis* de Hornberger et Spear (1981) (voir 2.4.2.4) informe sur la sensibilité et l'identification de chaque paramètre d'un modèle, au regard de l'équifinalité de sa structure. Nous avons donc cherché à comparer les distributions *a posteriori* des valeurs *acceptables* de paramètres obtenues sur chacune des deux périodes de référence (1954-1970 et 1972-1990). Comme critère de différentiation des distributions, j'ai utilisé le test du χ^2. Rappelons que ce test vise à déterminer, pour un certain niveau de significativité α, si deux fonctions de répartition empiriques refusent l'hypothèse nulle suivante : il existe une fonction de répartition théorique commune dont les deux distributions sont des réalisations. Si l'hypothèse est refusée, on peut conclure que les fonctions de répartition empiriques proviennent de deux fonctions de répartition théoriques différentes. La variable p résume le résultat du test : elle correspond à la probabilité d'obtenir, sous l'hypothèse nulle, une distance du χ^2 supérieure à la distance calculée entre les deux distributions.

Résultats

Les figures 6.7 et 6.8 montrent les distributions marginales de valeurs *acceptables* de paramètres, obtenues pour GR4J et TOPAMMA (Le critère d'acceptation/rejet est toujours défini par : $Eff = 0.7$).

Intéressons nous tout d'abord au cas de GR4J (figure 6.7). Si l'on interprète ces distributions dans les termes utilisés au paragraphe 5.3.1, il apparaît que les valeurs des paramètres de production X_1 et X_2 sont les mieux contraintes, dans la mesure où leurs distributions sont nettement différentes de la distribution *a priori* uniforme (cf. 2.4.2.4). A contrario, les paramètres de la fonction de transfert X_3 et X_4 sont peu contraints[1]. L'application du test du χ^2 sur ces distributions montre que pour un niveau de significativité $\alpha = 0.01$, seuls X_1 et X_2 ont des distributions significativement différentes sur les deux périodes ($p < \alpha$). Ce résultat confirme donc la modification de rendement observée sur le bassin.

[1]Notons ici le cas de X_4, ici très peu contraint, alors qu'il l'était sur le bassin de la Donga (cf. 5.3.1). Ceci s'explique par la dynamique très lissée de la réponse du bassin de l'Ouémé à Bétérou, pour laquelle le rôle de X_4 est nettement amoindri.

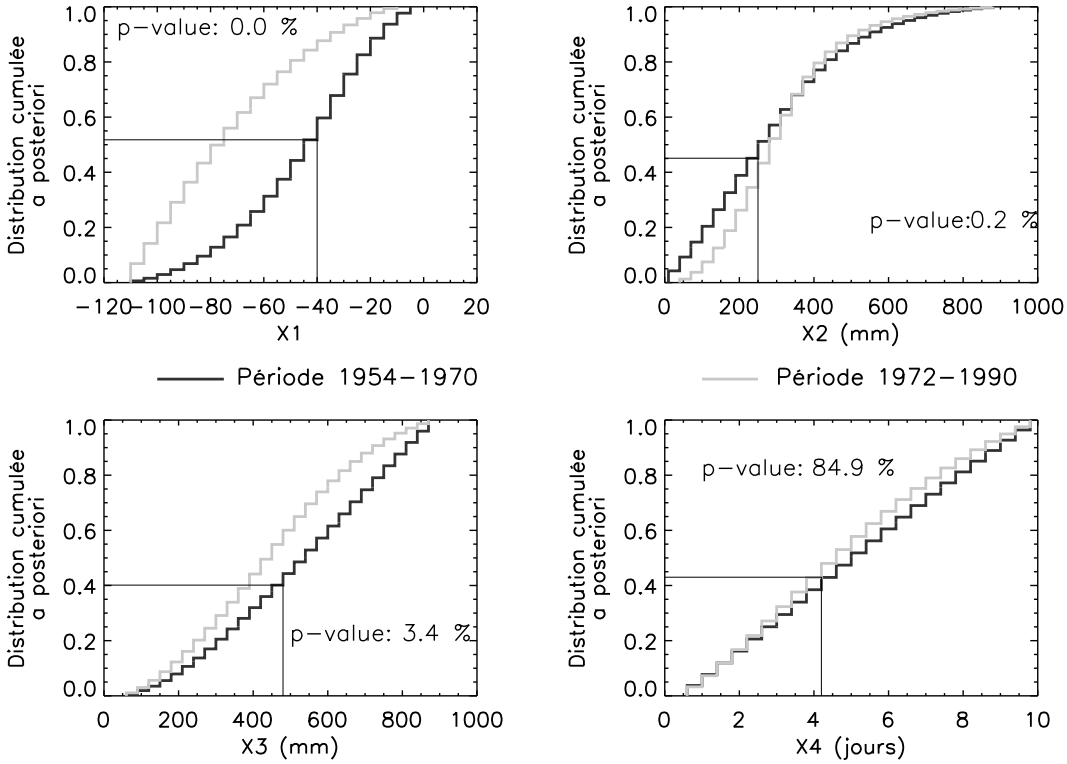


FIG. 6.7: Distributions marginales cumulées des jeux de paramètres *acceptables*, pour les deux périodes de référence, avec GR4J. Les valeurs optimales obtenues pour la période 1954-1970 sont ajoutées

Si l'on regarde le cas de TOPAMMA (figure 6.8), on constate en premier lieu que d_0/M est de loin le paramètre le plus contraint (résultat déjà mis en évidence au paragraphe 5.3.1). D'autre part, les distributions *a posteriori* des quatre paramètres sont significativement différentes entre les périodes 1954-1970 et 1972-1990 au sens du χ^2. La nette diminution de d_0/M entre les deux périodes contribue à augmenter la recharge souterraine et donc à diminuer le rendement du bassin. La diminution de T_0 et la légère augmentation de M tendent toutefois à contre-balancer en partie l'évolution de d_0/M (ainsi qu'à conserver d_0 -paramètre associé aux épaisseurs de sol- constant). Il est également intéressant d'observer que T_0 est beaucoup mieux contraint sur la seconde période que sur la première et que la diminution de V_river tend à indiquer une légère diminution des vitesses de transfert[1].

Remarque : Comme on peut le constater sur ces figures, l'espace des paramètres a été échantillonné de façon plus grossière dans le cas de TOPAMMA que dans celui de GR4J. Ceci est uniquement dû à des raisons de temps de calcul, mais notons que la robustesse du test du χ^2 peut en être altérée.

Il semble donc que les distributions marginales *a posteriori* des paramètres traduisent les changements observés dans la relation pluie-débit. En particulier, la modification prépondérante

[1]Rappelons toutefois que V_{river} est un paramètre biaisé par le pas de temps journalier, et que ses variations pourraient aussi traduire une évolution de la dynamique spatiale ou temporelle des systèmes pluviogènes.

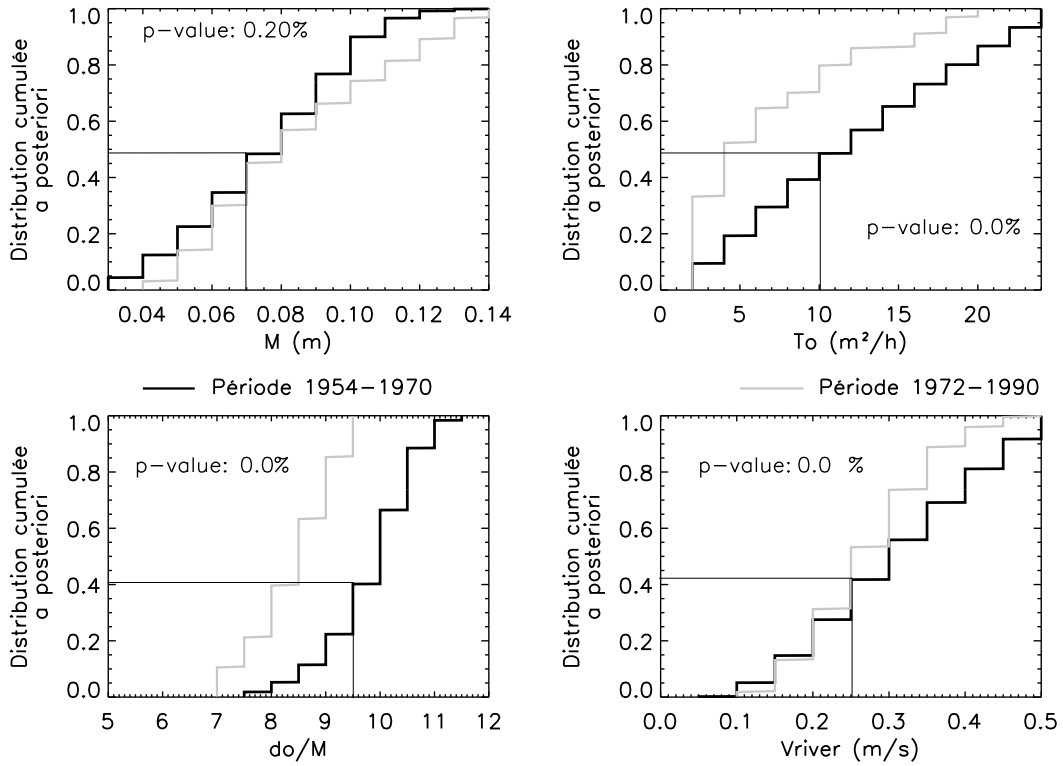


FIG. 6.8: Distributions marginales cumulées des jeux de paramètres *acceptables*, pour les deux périodes de référence, avec TOPAMMA. Les valeurs optimales obtenues pour la période 1954-1970 sont ajoutées

du rendement est soulignée par ces résultats, dans la mesure où les paramètres qui le gouvernent sont les plus sensiblement modifiés entre les deux périodes. Néanmoins, il convient d'explorer plus en détail la question, en comparant l'instabilité observée des valeurs de paramètres entre les deux périodes de référence à leur *variabilité naturelle*. En d'autres termes, **peut-on accepter, comme Niel *et al.* (2003), l'hypothèse selon laquelle "la stabilité des valeurs de paramètres traduit une stabilité hydrologique" ?**

Pour simplifier l'analyse, les valeurs de paramètres sont désormais discutées au sens du jeu optimal et non au sens de leur distribution *a posteriori*. Il s'agit d'une simplification acceptable, dans la mesure où les modèles utilisés, de par leur parcimonie, ont des valeurs de paramètres relativement bien identifiées et proches de la médiane des distributions de jeux *acceptables*, comme le montrent les figures 6.7 et 6.8 pour l'exemple de la période 1954-1970.

6.2.3.2 Une procédure de ré-échantillonnage pour tester la significativité des changements de valeurs de paramètres

Méthodologie

Les résultats précédents ont montré que les valeurs de paramètres étaient différentes lorsque calibrées sur les deux périodes de référence (1954-1970 et 1972-1990). Pour tester la significativité de ces changements, il est intéressant de les comparer à ceux obtenus sur d'autres couples de périodes. Nous utilisons pour ce faire une **méthode de ré-échantillonnage**. Ce type de

méthodes repose sur la génération d'échantillons artificiels à partir d'un seul échantillon, *via* des techniques de *permutation* (échantillonnage sans remise) ou de *bootstrap* (qui constitue un cas particulier d'échantillonnage avec remise). Les techniques de ré-échantillonnage ont comme principal avantage de nécessiter peu d'hypothèses sur les données analysées (voir par exemple Kundzewicz et Robson 2004). Il s'agit en particulier de procédures non-paramétriques (i.e. elles ne supposent pas de connaître la loi de distribution de la variable étudiée).

Nous avons ici appliqué la procédure de ré-échantillonnage sur la période 1954-1990, longue de 34 ans (rappelons que les années 1971, 1980 et 1989 en sont exclues faute de données). Cent périodes composites de 17 ans (P_i) sont échantillonnées aléatoirement au sein de cette période, et les périodes complémentaires ($P_i^{'}$) en sont déduites. Deux hypothèses sous-tendent donc le test appliqué : (i) l'absence de tendance dans le comportement hydrologique du bassin sur la période 1954-1990 (hypothèse que l'on nomme par la suite *hypothèse nulle* H_0) ; (ii) l'indépendance hydrologique de chaque année. Cette dernière hypothèse mérite d'être vérifiée, et pour cela j'ai calculé le coefficient d'auto-corrélation d'ordre un sur les coefficients d'écoulements annuels. La valeur obtenue (r=0.26) permet en première approximation d'accepter cette hypothèse, et donc de s'affranchir de l'ordre chronologique des années et de générer des périodes composites.

Le modèle est ensuite calibré sur chacune de ces périodes, de telle sorte qu'il est possible de calculer, entre chaque couple de périodes indépendantes P_i et $P_i^{'}$, un vecteur de distances D défini par :

$$D_{i,j} = |X_j(P_i) - X_j(P_i^{'})| \tag{6.2}$$

où $X_j(P_i)$ est la valeur optimale du paramètre X_j pour la période P_i. Les distances D sont ainsi calculées pour chaque couple de périodes indépendantes, de sorte que l'on obtient finalement, pour chaque paramètre, une distribution empirique des 100 distances calculées. Il est alors possible d'analyser la position relative au sein de ces distributions des distances calculées entre les deux périodes de référence. Si, pour un paramètre donné, cette distance se situe dans la queue de la distribution, on sera amené à rejeter H_0. Dans le cas contraire, si elle est située au coeur de la distribution, on conclura à un comportement stationnaire du bassin.

Remarque : Le principal inconvénient des approches par ré-échantillonnage tient à leur coût de calcul élevé. Dans le cas présenté ici, 200 calibrations sont nécessaires. Sachant que l'échantillonnage de l'espace des paramètres doit être suffisamment fin pour pouvoir calculer assez précisément les distances D, le nombre de simulations devient considérable. Si cet exercice est possible avec un modèle très simple comme GR4J, il en est tout autrement pour un modèle distribué comme TOPAMMA. Dans ce qui suit, je n'ai donc travaillé qu'avec GR4J[1].

Résultats

Les résultats, illustrés sur la figure 6.9, sont très clairs : les distances D calculées entre les deux périodes de référence sont au coeur des distributions. Il n'y a donc aucune raison de rejeter

[1] 20 millions de simulations ont été effectuées (à raison de 20 itérations par paramètres), soit environ 15 jours de calculs. Il en faudrait plus d'un mois pour faire de même avec TOPAMMA...

H_0. Les changements de comportement du bassin ne se traduisent donc pas par des modifications significatives de la valeur des paramètres, au vu de leur large variabilité.

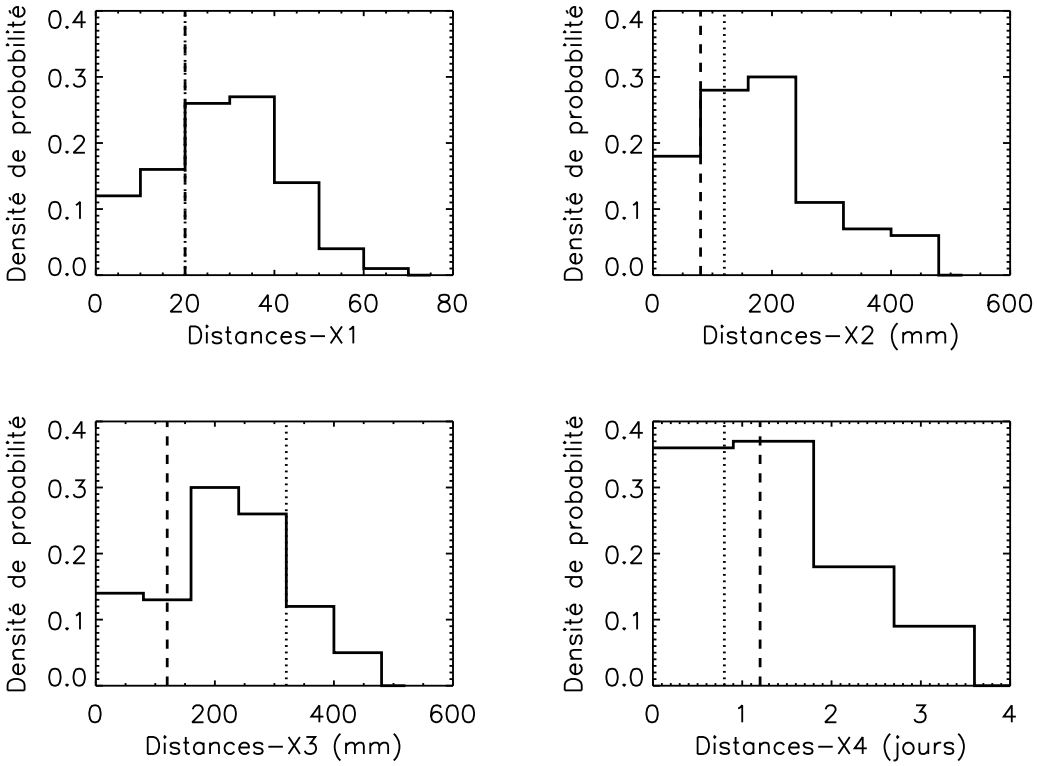


FIG. 6.9: Distributions des distances entre les valeurs optimales de paramètres, comparées aux distances obtenues entre les deux périodes de référence (- - -) et entre les périodes composites sèches et humides (...)

Dans la mesure où l'on n'observe pas de lien net entre les valeurs de paramètres et le comportement hydrologique du bassin, il convient de s'assurer que l'on en n'observe pas non plus avec les conditions de forçage climatique. On a en effet mis en évidence au paragraphe 5.2.2 la sensibilité des paramètres de GR4J à la climatologie de la période de calage, et il faut s'assurer que la calibration n'est pas principalement contrôlée par les conditions pluviométriques du jeu de données utilisé. J'ai donc créé deux périodes composites particulières : l'une composée des 17 années les plus humides de la période 1954-1990, et l'autre des 17 années les plus sèches. Les distances D correspondantes sont placées sur la figure 6.9. Le résultat est rassurant, puisqu'il montre qu'à ces deux périodes ne sont pas associées des valeurs significativement différentes de paramètres. Les résultats de calibration ne sont donc pas un simple artefact de l'évolution de la pluviométrie sur le bassin.

Si les résultats qui viennent d'être présentés peuvent dans un premier temps surprendre, il est en fait possible de les expliquer assez logiquement. C'est ce qui est fait dans la partie suivante, dans laquelle nous proposons également une démarche originale pour détecter, dans les résultats de simulations, l'homogénéité hydrologique relative des deux périodes de référence.

6.2.4 Une approche originale de détection du changement hydrologique

6.2.4.1 Vers une analyse plus fine des résultats de calibration

L'utilisation d'un critère mathématique global pour identifier les paramètres d'un modèle apparaît, à bien des égards, comme une procédure insuffisante, dans la mesure où elle réduit la calibration à un ajustement de courbes. Pour Boyle *et al.* (2000), la perte d'information qui en résulte peut même conduire à voir de l'équifinalité là où il n'y en a pas, ce qui justifie l'emploi de stratégies multi-critères. Wagener *et al.* (2003) remarquent également que cela conduit à des problèmes d'identification des paramètres associés aux modes de réponse qui n'influencent pas significativement la fonction objectif. Il est ainsi évident que deux valeurs identiques de la fonction objectif ne signifient pas équivalence de la qualité des simulations, et qu'une analyse plus fine des hydrogrammes observés et simulés peut conduire à des conclusions bien différentes.

C'est à partir de ces considérations, déjà évoquées au paragraphe 5.2.2, que nous avons voulu analyser plus en détail les résultats de calibration. Nous l'avons dit, ces résultats constituent le *meilleur* compromis obtenu, au sens du critère utilisé, sur le jeu de données utilisé pour identifier les paramètres du modèle. Si ce jeu de données présente une homogénéité hydrologique (i.e. une relation pluie-débit stable), ce compromis sera meilleur que celui obtenu sur un jeu de données hétérogène. On attendra dès lors que les valeurs de paramètres obtenues représentent aussi bien le fonctionnement des différentes sous-périodes comprises dans le jeu de données. Au contraire, l'hétérogénéité hydrologique devrait se traduire par une certaine variabilité des performances sur ces sous-périodes.

6.2.4.2 Etude de la variance interannuelle des efficiences

Nous avons donc cherché à caractériser l'homogénéité relative des différentes périodes échantillonnées au paragraphe précédent à travers la variance des valeurs interannuelles de la fonction objectif (ici l'efficience de Nash). Toutefois, étant donnée la formulation de l'efficience, qui prend comme modèle de référence la moyenne des débits sur la période de calage, la comparaison de valeurs d'efficience calculées sur différentes périodes est biaisée. Le critère a donc été modifié en considérant comme modèle de référence la moyenne interannuelle des débits (i.e. sur la période totale 1954-1990).

Pour les 200 périodes échantillonnées, la variance des efficiences annuelles σ^2 est calculée de la façon suivante :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(E_i^* - \overline{E^*})^2 \tag{6.3}$$

où n est le nombre d'années de la période de calage (i.e. 17), E_i^* est l'efficience modifiée calculée pour l'année i et $\overline{E^*}$ est l'efficience modifiée globale sur la période.

La figure 6.10 montre les résultats obtenus pour toutes les périodes échantillonnées (numérotées de 1 à 200), et la figure 6.11 les résume sous la forme d'une distribution. Ils montrent que les variances calculées pour les deux périodes de référence 1954-1970 et 1972-1990 sont les plus

faibles de la distribution, ce qui confirme l'homogénéité relative de ces deux périodes comparée à celle des périodes composites. Les combinaisons des paramètres représentent par là même un meilleur compromis sur ces deux périodes que sur les autres. Par ailleurs, les variances observées pour les périodes composites sèches et humides sont proches de la médiane de la distribution, ce qui confirme l'indépendance entre le modèle identifié et les conditions climatiques de sa période de calibration.

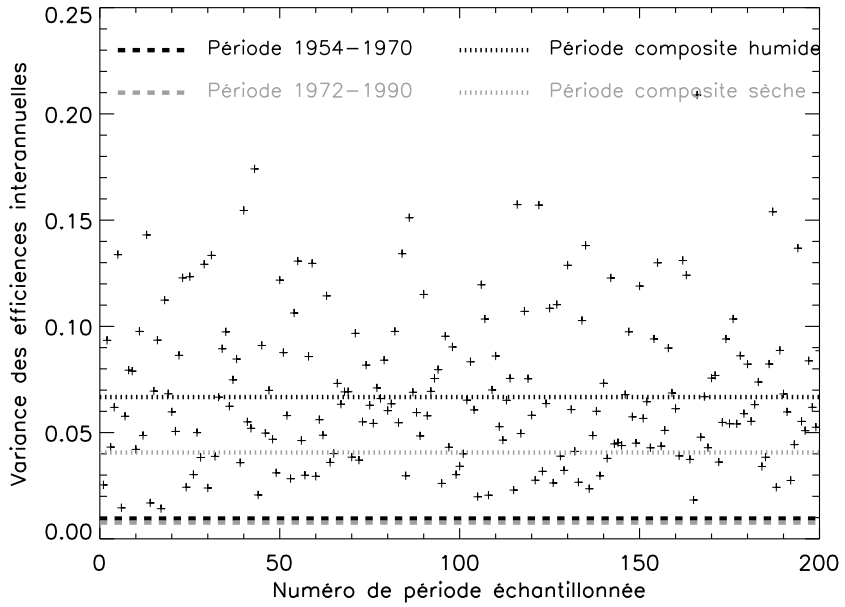


FIG. 6.10: Variance des efficiences interannuelles, calculée pour chacune des périodes échantillonnées

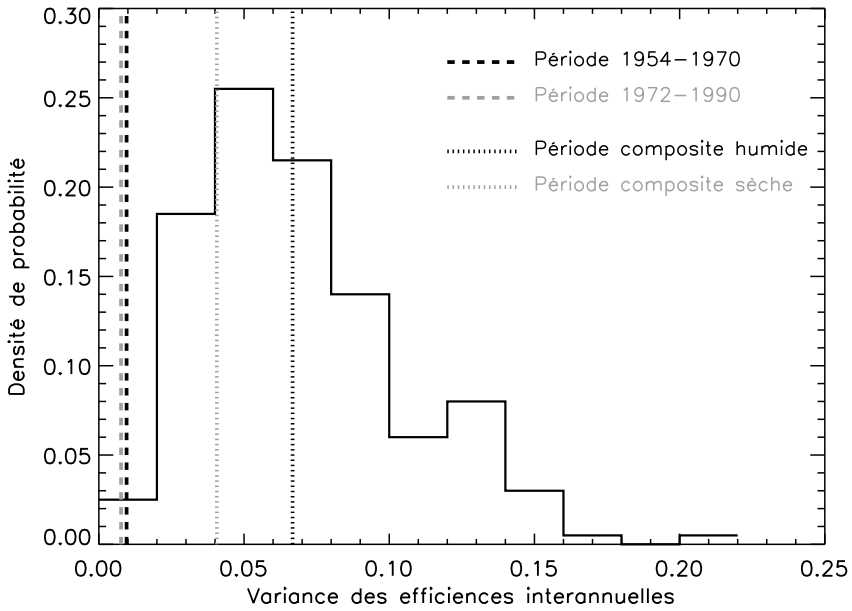


FIG. 6.11: Distribution de la variance des efficiences interannuelles, comparée à la variance calculée pour les deux périodes de référence et celle calculée pour les périodes composites sèches et humides

Ce résultat est important, puisqu'il permet de conclure que, bien que les périodes 1954-1970 et 1972-1990 ne maximisent pas les modifications de valeurs de paramètres, la pertinence de ce découpage est démontrée par l'homogénéité de la calibration sur ces deux périodes.

Remarque : Lorsque l'on parle de compromis pour évoquer les résultats de calibration, il est facile d'en distinguer la nature dans le cas de l'efficience de Nash. Sa formulation (erreur quadratique sur les débits) accentue le poids relatif des années humides au détriment des années sèches. Les paramètres obtenus sont dès lors plus représentatifs des années humides inclues dans la période de calage que de l'ensemble de la période.

6.2.5 Analyse critique des résultats

6.2.5.1 Evolution du bilan hydrologique

Quel est l'impact de l'évolution de la relation pluie-débit sur les autres composantes du bilan hydrologique ? C'est la question à laquelle on essaie ici de répondre, en comparant le bilan hydrologique moyen de la période 1972-1990 simulé par les modèles suivant qu'ils aient été calibrés sur cette période ou sur la période 1954-1970.

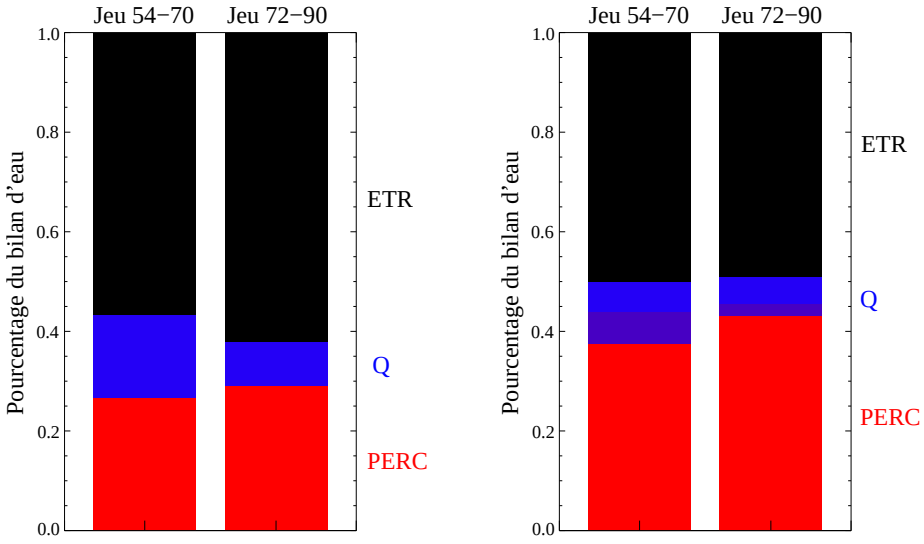
Les résultats sont présentés sur la figure 6.12 : sur chaque graphique, la colonne de gauche correspond à la simulation effectuée avec le jeu de paramètres de la période 1954-1970. Il s'agit donc d'une simulation de référence, supposant l'absence d'évolution du bassin. La colonne de droite est la simulation *réaliste*, basée sur les jeux de paramètres de la période 1972-1990. Intéressons nous d'abord au cas de GR4J. La diminution des coefficients d'écoulement sur la période 1972-1990 y est principalement compensée par une augmentation de l'ETR, bien qu'on observe également une légère augmentation relative de la recharge profonde. Pour TOPAMMA, les résultats sont différents : la baisse des coefficients d'écoulement est entièrement due à une diminution du débit de base (couleur bleu sombre sur la figure 6.12) au profit de la recharge profonde. L'eau qui s'infiltre alimente donc la nappe d'altérites au détriment de la rivière[1]. Le poids relatif de l'ETR dans le bilan hydrologique n'est par contre pas modifié.

Si l'on souhaite juger du réalisme des bilans simulés respectivement par GR4J et TOPAMMA, il convient de réfléchir un instant sur la nature de l'évolution supposée du bassin.

6.2.5.2 Origines et impacts hydrologiques de l'évolution du bassin

Jusqu'à présent, la question de l'évolution de l'hydrologie du bassin a délibérément été abordée sous un angle purement méthodologique, dans la mesure où les informations (quantitatives comme qualitatives) manquent pour expliquer cette évolution. Il est cependant important de revenir aux éléments perceptifs et cognitifs qui peuvent nous aider à analyser les données mais aussi les résultats de modélisation.

[1]Notons ici l'analogie (peut-être tout à fait fortuite) avec les bassins sahéliens, dont le niveau des nappes a augmenté au cours de la sécheresse des années 70 et 80.



(a) GR4J (b) TOPAMMA

FIG. 6.12: Bilan hydrologique moyen sur la période 1972-1990, simulé avec les jeux de paramètres calés sur les périodes 1954-1970 et 1972-1990, pour GR4J (a) et TOPAMMA (b)

Un certain nombre de facteurs peuvent expliquer l'évolution observée, comme par exemple :

1. Une modification des conditions pluviométriques : l'évolution de la dynamique intra-saisonnière du régime pluviométrique, caractérisée par une diminution du nombre de systèmes pluvieux et une seconde saison des pluies plus précoce (cf. 3.2.2.3), peut avoir entraîné des changements dans la réponse du bassin.
2. Une augmentation de l'ETP : nous avons évoqué au paragraphe 3.2.4.3 l'augmentation possible de la demande atmosphérique consécutive à la hausse des températures, très grossièrement évaluée à environ 15% entre le début des années 60 et la fin des années 90. Or cette tendance n'a pas été prise en compte dans la modélisation (utilisation d'une ETP climatologique).
3. Une évolution de la végétation, conséquence possible de la diminution des précipitations observée dans les années 70 et 80 comme de la forte anthropisation du bassin.
4. Une diminution des nappes d'eau souterraines et de leur contribution aux écoulements, conséquence de la diminution prolongée de la pluviométrie.

Le premier point peut tout à fait expliquer une diminution de rendement du bassin, dans la mesure où l'intermittence des pluies joue un rôle important dans la génèse du ruissellement. Les modèles utilisés sont cependant censés être capables de prendre en compte de telles modifications du forçage climatique (pas de temps journalier). Nous abordons d'ailleurs cette question dans la partie suivante.

L'augmentation de l'ETP explique sûrement en partie l'évolution de la relation pluie-débit sur le bassin, dans la mesure où elle est suceptible de modifier l'ETR. Pour les modèles, forcés par une ETP climatologique constante, la seule façon de prendre implicitement en compte cette augmentation consiste à ajuster les épaisseurs de sol où est prélevée l'évapotranspiration. En ce

sens, l'augmentation de l'ETR simulée par GR4J sur la période 1972-1990 peut apparaître comme une hypothèse réaliste, même s'il convient de noter qu'une augmentation de l'ETP n'implique pas nécesairement une augmentation de l'ETR. La diminution des précipitations et la dégradation de la végétation peuvent en effet compenser une demande climatique plus importante. Contrairement à GR4J, TOPAMMA n'ajuste pas ses épaisseurs de sol, dans la mesure où elles n'interviennent pas uniquement dans le bilan d'eau mais aussi dans la dynamique des écoulements. Cette valeur étant contrainte, le modèle ajuste alors le bilan *via* la recharge profonde, certes dépendante de l'épaisseur du sol mais aussi de ses caractéristiques hydrodynamiques.

Le rôle de la végétation est quant à lui ambigu, dans la mesure où l'augmentation des surfaces cultivées au détriment des forêts conduit le plus souvent à une augmentation du ruissellement et une diminution de l'évapotranspiration (e.g. Zhang *et al.* 2001 ; Croke *et al.* 2004 ; Brown *et al.* 2005). Si la diminution des écoulements peut donc paraître paradoxale, certaines études ont abouti à des conclusions similaires. Lorup *et al.* (1998) ont ainsi montré sur des bassins du Zimbabwe que l'anthropisation et l'augmentation des cultures a eu pour effet de diminuer les écoulements.

La diminution des coefficients d'écoulement observée dans de nombreux bassins d'Afrique sub-sahélienne peut s'expliquer, selon Mahé *et al.* (2005), par une diminution des ressources en eaux souterraines, qui se traduit par une baisse du niveau moyen des nappes et une diminution de leur soutien aux étiages. Il n'est malheureusement pas possible dans notre cas de vérifier cette hypothèse. On peut néanmoins noter que la diminution de l'exfiltration de la nappe de versant simulée par TOPAMMA va dans ce sens, même s'il ne s'agit pas à proprement parler des nappes pérennes auxquelles Mahé *et al.* (2005) font allusion.

Il est donc pour l'instant impossible de valider les bilans hydrologiques simulés par les modèles. Etant données leurs hypothèses et leur représentation très simplifiée du bassin, toute conclusion serait donc hâtive. L'acquisition future d'un certain nombre de données (mesures d'ETR, analyse de données piézométriques historiques) devrait néanmoins permettre de vérifier ou d'invalider un certain nombre d'hypothèses soulevées.

6.3 Impacts hydrologiques de modifications du régime pluviométrique

Nous avons décrit au paragraphe 3.2.5.2 et montré sur la figure 3.16 l'importante variabilité interannuelle de la relation pluie-débit sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou. Pour l'expliquer, nous avons mis en avant le rôle probable de la distribution intra-saisonnière des précipitations. On s'attend en effet, en région tropicale, à ce que l'intermittence des pluies et les cumuls évènementiels jouent un rôle important sur la génèse du ruissellement et sur la reprise évaporatoire. Par ailleurs, il a été montré au paragraphe 3.2.2.3 que les déficits pluviométriques observés sur la région sont associés à des modifications bien particulières du régime pluviométrique, et en particulier à une diminution du nombre de systèmes convectifs de méso-échelle.

L'objectif poursuivi ici est double, puisque l'on cherche à dégager : (i) la sensibilité des bassins d'Afrique de l'Ouest sub-sahélienne à la variabilité intra-saisonnière de la mousson ; (ii) les échelles temporelles pertinentes pour étudier l'impact climatique sur les ressources en eau dans cette région.

6.3.1 Construction de scénarios

6.3.1.1 Scénarios climatiques ou études de sensibilité ?

Lorsqu'on cherche à étudier les impacts climatiques sur les écoulements, ou plus généralement sur les ressources en eau, on regroupe sous le terme de **scénarios** deux approches en réalité différentes.

La première est basée sur des **analyses de sensibilité aux variables de forçage**, qui consistent à propager à travers un modèle hydrologique des perturbations sur ces variables, éventuellement de façon simultanée. Ces approches sont très répandues (e..g. Arnell 1992 ; Jakeman *et al.* 1993 ; Mc Cabe et Hay 1995 ; Bobba *et al.* 1997 ; Vieux *et al.* 1998 ; Dagnachew *et al.* 2003). Leur principal intérêt réside dans la possibilité d'évaluer : (i) la capacité des modèles hydrologiques à simuler les impacts de changements climatiques et (ii) la sensibilité respective des systèmes hydrologiques aux différentes variables climatiques (pluie et température principalement). Elles convergent en outre toutes, même s'il convient de différencier les résultats suivant le contexte hydro-climatique, vers la conclusion suivante : les écoulements sont en premier lieu sensibles à la pluie, et en amplifient fortement les variations. La sensibilité des écoulements aux variations de températures est plus limitée, avec une relation le plus souvent linéaire. Les principales limites des analyses de sensibilité tiennent à l'absence de cohérence interne et au réalisme discutable des scénarios testés, dans la mesure où aucune physique ne relie les variations de préciptation et des température.

La seconde se sert de **scénarios climatiques** issus des modèles de climat. Si la cohérence interne de ces scénarios[1] en font les outils *a priori* idéaux, leur application pour l'hydrologie, qui

[1] On peut parler de cohérence interne dans la mesure où les variations des variables climatiques sont liées par la physique du modèle atmosphérique.

date du milieu des années 80 (Gleick 1986), est encore confrontée à un problème de taille : l'incompatibilité des échelles de modélisation climatique et hydrologique. Les *modèles de circulation générale (MCG)* modélisent le climat à l'échelle du globe, à des résolutions spatiales (horizontales) de plusieurs centaines de kilomètres. Les variables hydrologiques (précipitations, échanges radiatifs, etc.) sont donc le plus souvent calculées à partir de paramétrisations sous-mailles simplifiées et entachées d'incertitudes considérables (Lebel *et al.* 2000). Bien que les résolutions temporelles de calcul soient fines, l'agrégation des sorties est nécessaire pour obtenir des valeurs réalistes (la simulation des pluies est par exemple très médiocre à des échelles inférieures au mois (Prudhomme *et al.* 2002)). Pour résoudre ces problèmes d'échelles, un certain nombre de techniques de désagrégation ou de réduction d'échelles (*downscaling*), basées sur des approches physiques, statistiques ou empiriques, doivent être utilisées (voir par exemple Booij 2002 ; Burlando et Rosso 2002a ; Prudhomme *et al.* 2002 ; Arnell *et al.* 2003 ou Vischel 2006).

En tout état de cause, il s'agit d'approches complémentaires qui gagnent à être utilisées conjointement (Nash et Gleick 1991 ; Chiew *et al.* 1995 ; Boorman et Sefton 1997). Pour autant, les échelles étudiées et l'absence d'outils de *downscaling* adaptés à la région rendent l'utilisation de véritables scénarios climatiques très peu pertinente. Ce que nous cherchons ici, rappelons le, c'est une évaluation de la sensibilité des modèles, et par extrapolation du système hydrologique représenté, au forçage pluviométrique. L'analyse de sensibilité est donc l'approche à privilégier.

6.3.1.2 Scénarios pluviométriques proposés

Les scénarios proposés sont inspirés de l'étude du régime pluviométrique réalisée au paragraphe 3.2.2.3. La période de référence choisie est 1990-2002 (soit onze années de données, du fait des lacunes trop importantes sur les années 1991 et 1993), sur laquelle les conditions hydroclimatiques sont relativement homogènes et moyennes au vu de la variabilité interannuelle. Sur la base de ces données, plusieurs baisses de précipitations sont envisagées, correspondant à des diminutions de -10%, -20%, -30% et -40% des cumuls pluviométriques. Elles sont appliquées suivant quatre schémas de désagrégation temporelle distincts (figure 6.13) :

1. Le **scénario** S_1 correspond à une diminution homothétique des pluies journalières : le même pourcentage de réduction est appliqué à tous les jours pluvieux. L'intermittence n'est donc pas modifiée. On peut comparer ce scénario à l'hypothèse, *a priori* peu pertinente (cf. 3.2.2.3), d'un déficit de pluies uniquement lié à la baisse de l'efficacité pluviométrique des systèmes pluviogènes.
2. Le **scénario** S_2 associe le déficit pluviométrique à une diminution de l'occurrence des évènements pluvieux : les jours de pluie sont retirés aléatoirement au cours de la saison. Les cumuls évènementiels sont donc conservés, et seule l'intermittence est modifiée.
3. Le **scénario** S_3 répercute le déficit pluviométrique sur la longueur de la saison des pluies : les pluies de début et fin de saison sont symétriquement éliminées. Une diminution de 20% du cumul annuel, par exemple, sera associée à l'annulation des premiers et derniers 10% de pluies de l'année.

4. Le **scénario** S_4 associe le déficit pluviométrique à la disparition des évènements pluvieux les plus intenses au coeur de la saison : les plus gros cumuls journaliers précipités sur la période juillet-septembre sont éliminés. Il s'agit probablement du scénario le plus réaliste, au vu des manifestations de la sécheresse en Afrique de l'Ouest (cf. 3.2.2.3).

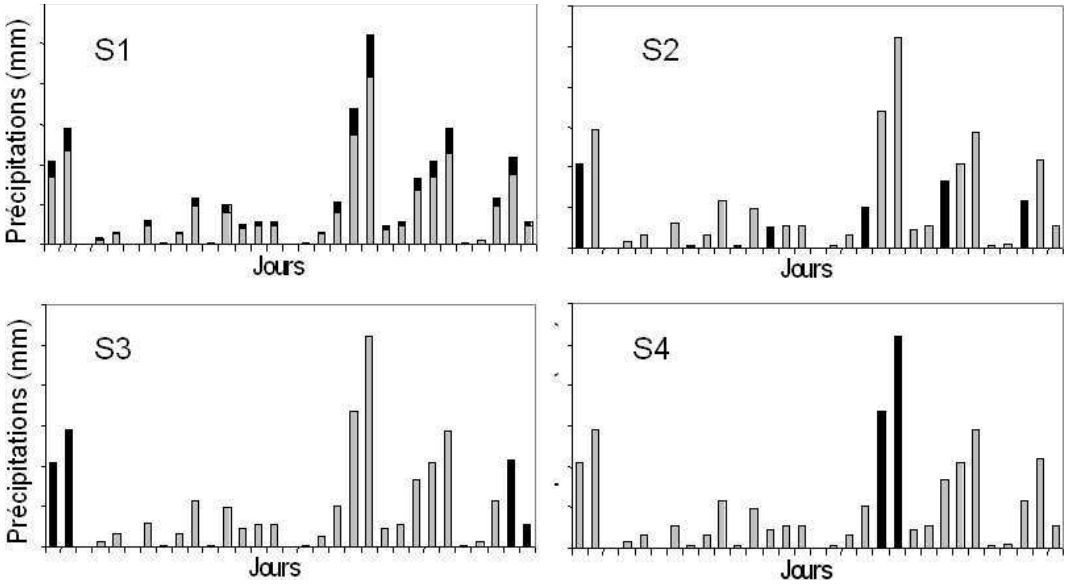


FIG. 6.13: Description schématique des scénarios appliqués. Les cumuls de pluie retirés sont en noir.

Remarque : Aucune modification de l'ETP n'est ici associée aux modifications de la pluviométrie. Si l'on peut critiquer le manque de réalisme de cette hypothèse, rappelons qu'il s'agit d'une pure analyse de sensibilité, sans prétention de cohérence interne. Néanmoins, afin d'éviter que nos scénarios perdent tout sens physique, nous avons limité les diminutions de pluie envisagées à 40%.

6.3.2 Evaluation des incertitudes

Les incertitudes sur les simulations ont été quantifiées par la méthode GLUE. Le critère de sélection des jeux équifinaux utilisé est celui proposé au paragraphe 5.4.3 et basé sur la simulation des volumes écoulés annuels. Nous y avons montré, sur la figure 5.31, sa pertinence pour l'exemple du bassin de la Donga entre 1998 et 2002. Voici sur la figure 6.14, représentés de la même façon, les distributions des volumes moyens annuels simulés sur l'Ouémé à Bétérou pour la période 1990-2002.

L'estimation des lames d'eau écoulées qui résulte du critère sur les volumes est là encore non biaisée et nettement moins incertaine que celle qui résulte du seuil classique. Par ailleurs, les simulations de TOPAMMA sont également moins incertaines, et ce alors que l'effet d'échantillonnage (tableau 6.2) pourrait produire l'effet inverse.

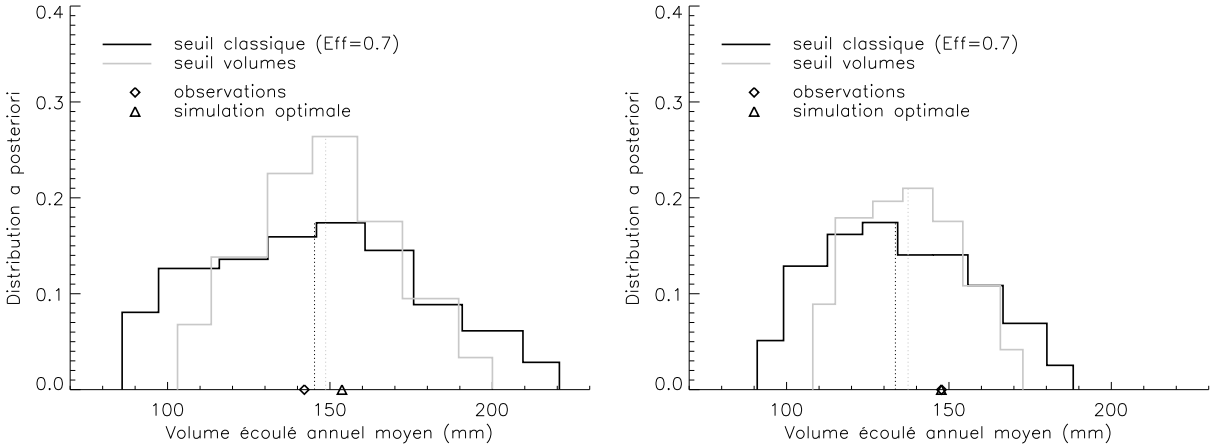


FIG. 6.14: Distributions *a posteriori* des volumes annuels moyens simulés avec GR4J (à gauche) et TOPAMMA (à droite). Les médianes de ces distributions sont figurées en pointillés

	Seuil $Eff = 0.7$	Seuil sur les volumes
GR4J	3207 jeux	1201 jeux
TOPAMMA	4637 jeux	1808 jeux

TAB. 6.2: Nombres de jeux de paramètres conservés en fonction du critère d'acceptation/rejet choisi

6.3.3 Sensibilité des écoulements au régime pluviométrique

Nous avons vu que les débits à l'exutoire du bassin ne représentent qu'une faible part (environ 10 à 15%) du bilan hydrologique total. S'ils ne sont donc en conséquence qu'une variable d'intérêt secondaire pour l'étude de la ressource en eau[1] , ils représentent néanmoins le terme du bilan le mieux connu et le seul pour lequel la fiabilité des simulations soit contrôlée. C'est par conséquent la première variable dont la sensibilité aux pluies est évaluée ici. Les figures 6.15 et 6.16 illustrent les résultats respectivement obtenus avec GR4J et TOPAMMA. Elles représentent la pluviométrie annuelle moyenne et la lame d'eau écoulée annuelle moyenne sur les 11 années de simulation : à l'extrémité droite correspondent les simulations sur la période de référence (1990-2002), et à l'extrémité gauche les simulations obtenues pour le déficit pluviométrique maximum envisagé (-40%).

Le premier résultat concerne la concordance remarquable des réponses simulées par chaque modèle. Dans les deux cas, la diminution de la longueur de la saison (S_3) est de loin le scénario le moins préjudiciable pour les écoulements. Il conduit à une relation quasi-linéaire entre le déficit pluviométrique et la diminution des volumes écoulés, avec un ratio de sensibilité proche de 1 (par ratio de sensibilité j'entends ici le rapport entre l'évolution relative de la variable pronostique et celle du cumul pluviométrique). Les trois autres scénarios se traduisent, par contre, par un impact non linéaire du déficit pluviométrique, avec une amplification d'un facteur d'environ deux de ce déficit sur les écoulements. La question de la distinction de ces trois scénarios est plus délicate, et nous amène à la seconde observation, associée aux intervalles prédictifs.

[1]Notons toutefois que les eaux de surface constituent une ressource importante pour les populations.

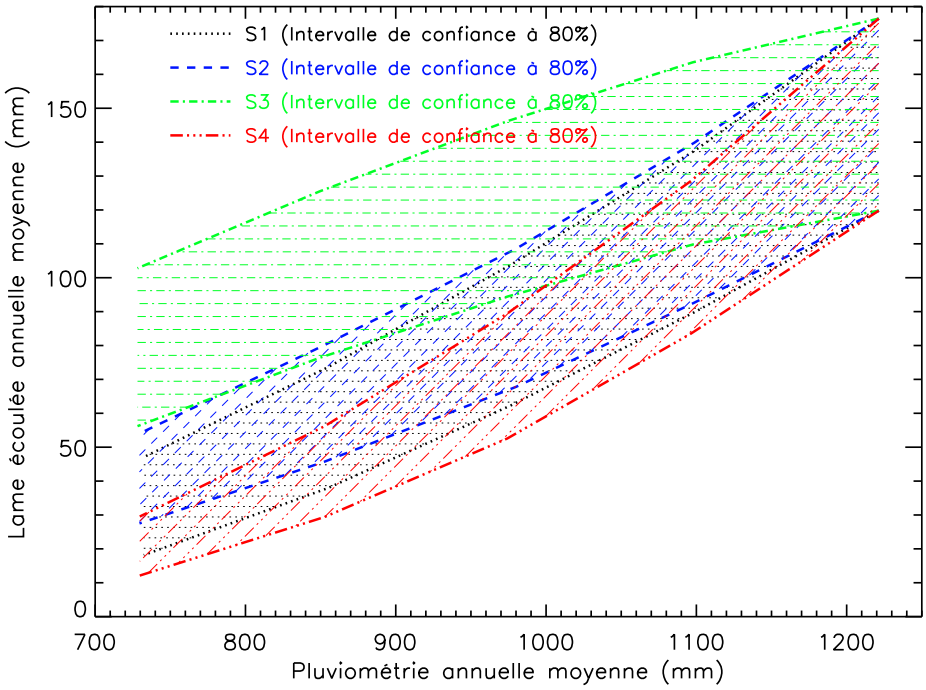


FIG. 6.15: Sensibilité des écoulements annuels moyens simulés par GR4J au régime pluviométrique

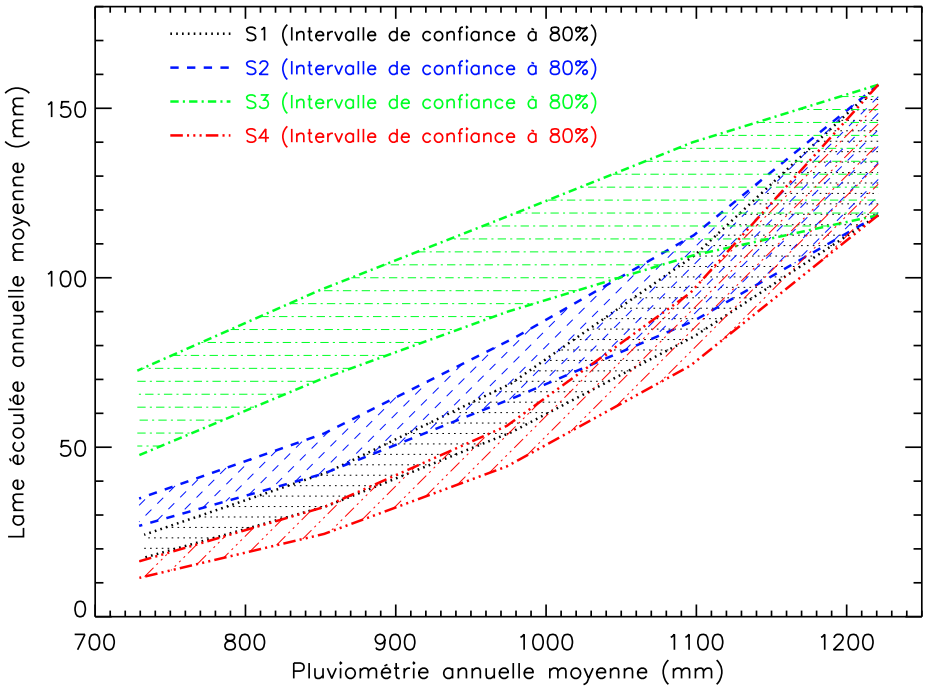


FIG. 6.16: Sensibilité des écoulements annuels moyens simulés par TOPAMMA au régime pluviométrique

Il est en effet frappant de constater l'ampleur de la différence entre les intervalles prédictifs fournis par les deux modèles. Dans le cas de GR4J, ils ne permettent pas de distinguer l'impact des scénarios S_1, S_2 et S_4 sur les écoulements. Pour TOPAMMA par contre, ces intervalles, beaucoup plus réduits, autorisent leur discrimination. S_4 apparaît comme le scénario plus préjudiciable, ce qui confirme l'importance des évènements pluvieux intenses sur les débits, en particulier au coeur de la saison lorsque les sols sont en partie saturés. La diminution des cumuls journaliers

(S_1) est par ailleurs plus préjudiciable aux écoulements qu'une diminution du nombre de jours pluvieux (S_2), probablement parce qu'elle atténue les fortes intensités de pluie responsables d'un ruissellement important.

Enfin, tous les scénarios ne contraignent pas de la même façon les simulations, au vu des intervalles prédictifs qui leur sont associés. De manière générale, plus le régime pluviométrique simulé a un impact fort sur les débits, plus l'incertitude sur les prédictions est faible[1].

Remarque : L'importante série de données disponible sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou permet de valider, tout du moins dans une certaine mesure, les sensibilités simulées. La figure 6.17 superpose les scénarios déjà présentés (exemple de TOPAMMA) et les données pluie-débit annuelles de la période 1954-2002 sur le bassin.

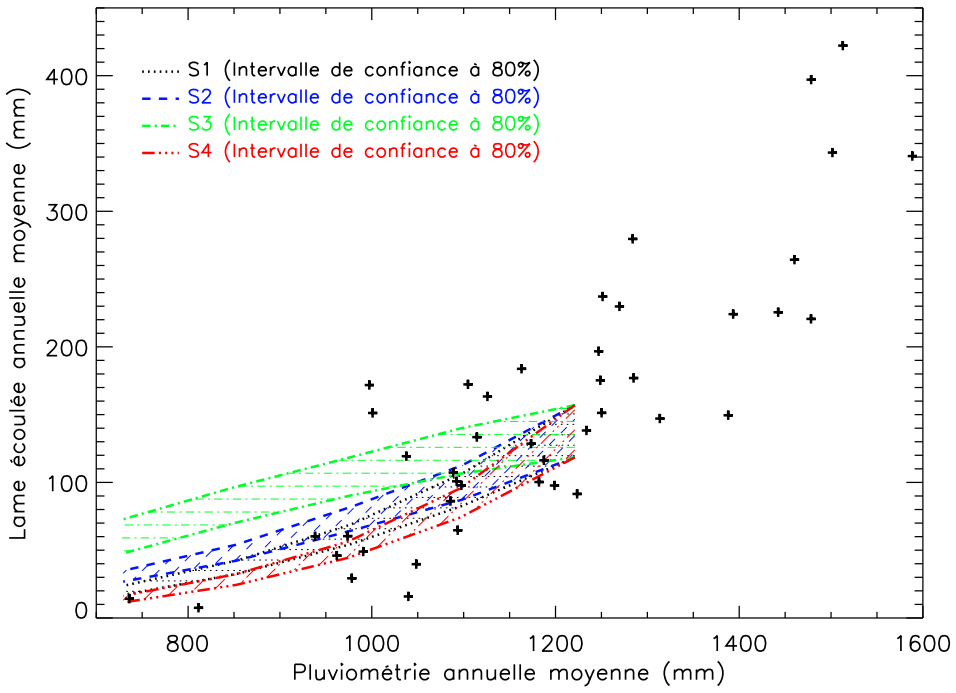


FIG. 6.17: Sensibilité des écoulements annuels moyens simulés par TOPAMMA au régime pluviométrique, comparées aux cumuls pluie-débit annuels

De façon générale, la non linéarité de la relation pluie-débit annuelle, et le facteur deux entre l'évolution des écoulements et celle des précipitations, est remarquablement représentée par les scénarios, tout du moins S_1, S_2 et S_4. Si la variabilité interannuelle observée peut paraître supérieure à la gamme de variabilité simulée, il convient, pour l'expliquer, de rappeler que les résultats de l'analyse de sensibilité représentent un volume **moyen** annuel, obtenu à partir de onze années de simulation, ce qui a pour effet de lisser la variabilité.

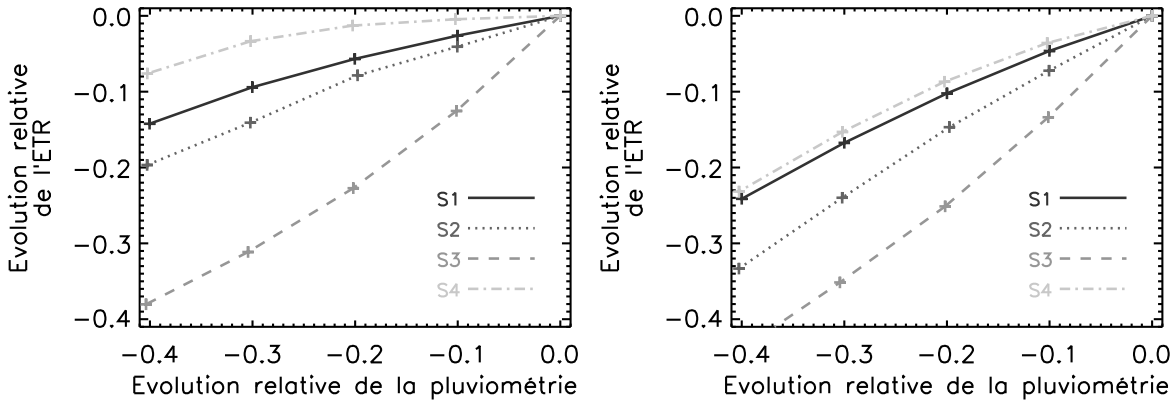
[1] Notons néanmoins que c'est l'incertitude absolue qui est ici visualisée, et que l'observation des incertitudes relatives pondérerait un peu cette affirmation.

6.3.4 Sensibilité des autres composantes du bilan hydrologique

Afin de mieux comprendre comment le régime pluviométrique influe, à l'échelle du bassin versant, sur l'ensemble du cycle hydrologique, la sensibilité des autres variables simulées du bilan (ETR, PERC) est examinée. J'ai par ailleurs également étudié la sensibilité de l'état hydrique moyen du bassin et, dans le cas de TOPAMMA, celle du partage des écoulements. Etant donné qu'il s'agit de flux ou de variables internes des modèles, dont l'estimation n'a jamais été validée, leurs valeurs absolues sont largement sujettes à caution (cf. 5.6.2). Seule l'évolution relative de ces variables, grandeur logiquement plus fiable, a donc été tracée. Pour des raisons de lisibilité des figures, et parce que l'intérêt de ces résultats est principalement qualitatif, je n'affiche pas ici les intervalles prédictifs (seuls les résultats issus du jeu de paramètre *optimal* sont donc présentés).

6.3.4.1 Sensibilité de l'évapotranspiration

L'évolution des flux d'évapotranspiration sous les différents scénarios pluviométriques est présentée sur la figure 6.18.



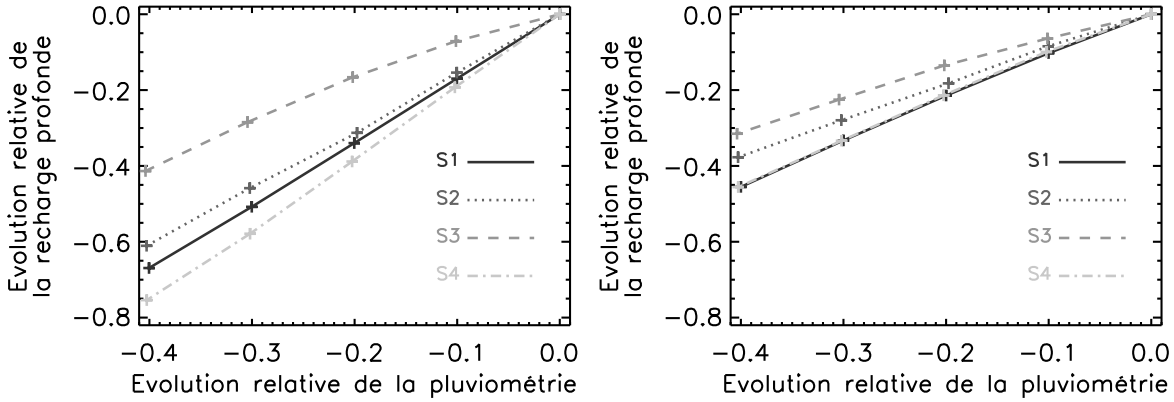
(a) GR4J (b) TOPAMMA

FIG. 6.18: Sensibilité relative de l'ETR au régime pluviométrique

De façon générale, l'ETR est beaucoup moins sensible que les débits aux cumuls pluviométriques, mais n'en reste pas moins très sensible à la distribution intra-saisonnière des pluies. C'est de loin S_3, scénario diminuant la durée de la saison, qui réduit le plus l'ETR sur le bassin : la diminution y est linéaire, avec un rapport $\Delta ETR/\Delta P$ environ égal à 1. Deux facteurs principaux peuvent l'expliquer : (i) les pluies de début de saison sont en grande partie renvoyées à l'atmosphère *via* l'évapotranspiration (cf. figure 5.40) ; (ii) l'ETP est plus forte en début et fin de saison qu'au coeur de la saison (cf. 3.11). Si l'on compare les résultats obtenus avec les deux modèles, l'ETR est globalement plus sensible aux cumuls pluviométriques pour TOPAMMA que pour GR4J, avec une sensibilité jusqu'à deux fois plus élevée pour le scénario S_4. Il est dès lors difficile de tirer des conclusions, étant donnée l'incertitude sur la simulation de cette variable.

6.3.4.2 Sensibilité de la recharge profonde

La sensibilité des pertes souterraines, associées explicitement (TOPAMMA) ou implicitement (GR4J) à la recharge de la nappe profonde d'altérites, est illustrée sur la figure 6.19.



(a) GR4J (b) TOPAMMA

FIG. 6.19: Sensibilité relative de la recharge profonde au régime pluviométrique

Pour GR4J, les pertes souterraines ont une évolution assez similaire à celle des débits, ce qui s'explique par le lien analytique direct entre ces deux variables dans le modèle (terme d'échanges proportionnel aux deux composantes de l'écoulement). Pour TOPAMMA par contre, la sensibilité de ces pertes à la pluviométrie et sa distribution intra-saisonnière est plus faible (ratio de sensibilité proche de 1), ce qui semble plus réaliste dès lors qu'on associe cette variable à la recharge de la nappe d'altérites. On peut par ailleurs noter que les deux modèles montrent des sensibilités inverses pour la recharge et pour l'ETR, du fait que ces termes se compensent directement dans le bilan d'eau.

6.3.4.3 Sensibilité de l'état hydrique du bassin

L'état hydrique moyen du bassin est ici résumé par un indice d'humidité du sol (*SMI*, pour *Soil Moisture Index*), défini comme :

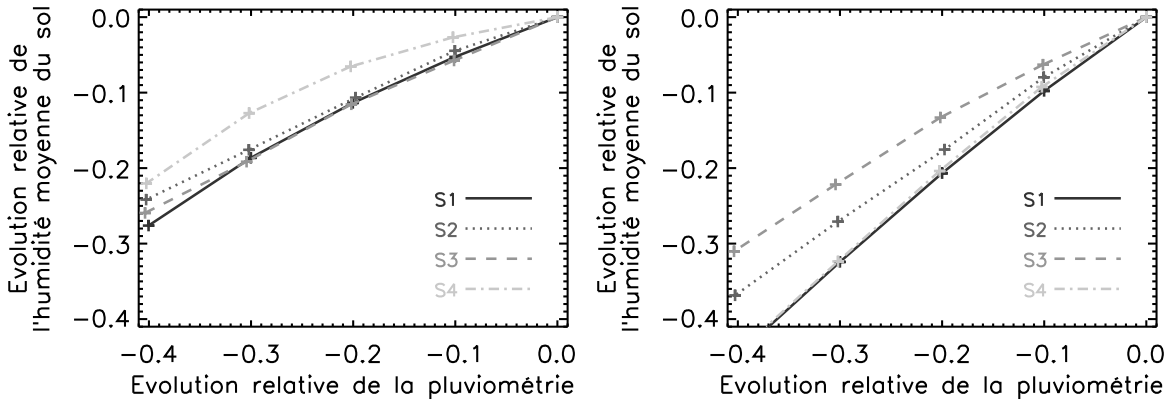
$$SMI = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{S_i}{X_2} \qquad \text{pour GR4J} \tag{6.4}$$

$$SMI = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(1-\frac{D_i}{d_0}\right) \qquad \text{pour TOPAMMA} \tag{6.5}$$

où S et X_2 sont respectivement le niveau et la capacité maximale du réservoir sol de GR4J, D et d_0 sont respectivement les déficits en eau moyen et maximal du bassin (TOPAMMA), et n est le nombre de jours simulés.

La sensibilité de cet indice au régime pluviométrique est illustrée sur la figure 6.20. Pour GR4J, la sensibilité de l'état hydrique moyen du bassin au cumul pluviométrique, mais aussi au

différentes scénarios, est relativement faible (ici, S_3 ne se distingue pas des autres scénarios). Le ratio de sensibilité est, dans tous les cas, de l'ordre de 50 à 70%. Pour TOPAMMA, la sensibilité aux cumuls de pluies est plus importante (ratio de sensibilité de l'ordre de 1), mais elle dépend également assez peu du régime de pluies considéré.



(a) GR4J (b) TOPAMMA

FIG. 6.20: Sensibilité relative de l'humidité du sol au régime pluviométrique

6.3.4.4 Sensibilité des composantes de l'écoulement

Afin de mesurer l'impact potentiel du régime pluviométrique sur la génèse des écoulements, il est intéressant d'observer l'évolution de leurs différentes composantes. S'il est impossible de le faire avec GR4J[1], il est par contre intéressant de quantifier, avec TOPAMMA, le coefficient de partage entre débit de base et ruissellement sur surfaces saturées. La sensibilité aux précipitations de la moyenne de ce coefficient, définie de la façon suivante, est illustrée sur la figure 6.21 :

$$C_Q = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \frac{Q_b(i)}{Q_{sim}(i)} \tag{6.6}$$

où Q_b et Q_{sim} sont respectivement le débit de base et le débit total simulés par TOPAMMA.

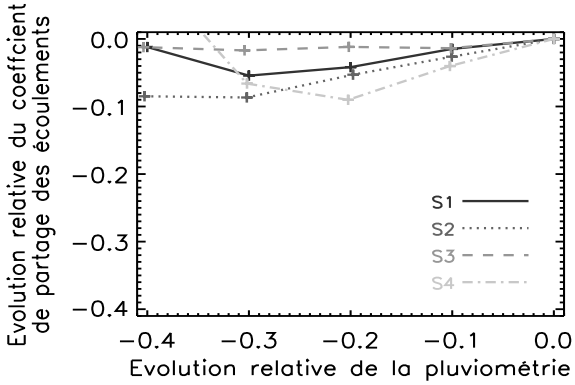


FIG. 6.21: Sensibilité relative du coefficient de partage des écoulements au régime pluviométrique

[1]Rappelons que le coefficient de partage entre écoulements directs et retardés est prescrit dans la formulation de GR4J.

Si l'on observe une très légère diminution de C_Q (et donc de la part du débit de base dans le débit total) parallèlement au déficit pluviométrique, elle n'a probablement rien de significatif. On en conlura donc que les cumuls pluviométriques, ainsi que les régimes auxquels ils sont associés, n'ont pas d'impact visible sur la génèse des écoulements.

6.4 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons abordé le problème de la modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique, tel que connaît l'Afrique de l'Ouest depuis la seconde moitié du XX^e siècle. La prédiction des impacts hydrologiques de changements climatiques et/ou de conditions surfaces soulève un certain nombre de questions méthodologiques fondamentales, dont : (i) le pouvoir d'extrapolation des modèles ; (ii) le lien entre les caractéristiques hydrologiques d'un bassin et les paramètres des modèles qui le représente. Les modèles GR4J et TOPAMMA ont été utilisés dans deux cas d'application concrets : (i) la détection de modifications de la relation pluie-débit ; (ii) la sensibilité des processus hydrologiques au forçage pluviométrique.

Sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou, la non-stationnarité de la relation pluie-débit au cours de la seconde moitié du XX^e siècle a été caractérisée par l'application d'un test de segmentation (test de Hubert *et al.* 1989). Le bassin montre une diminution brutale et significative de son rendement au début des années 70, et offre donc l'opportunité rare de pouvoir tester le comportement des modèles face à une évolution des conditions hydrologiques. Nous avons donc cherché à détecter la signature des changements observés sur la période 1954-1990 dans la réponse et la structure des modèles, *via* différentes approches.

La première, fondée sur l'évolution temporelle des résidus de simulations au regard de leurs incertitudes, permet de détecter et caractériser les changements hydrologiques observés sur le bassin. Elle montre toutefois que les deux modèles ne sont sensibles à la diminution des écoulements qu'à partir du début des années 80, et que leur comportement est assez différent au cours des années 60.

La seconde voie explorée est la détection de la signature des changements hydrologiques dans les valeurs de paramètres des modèles. L'analyse de leurs distributions *a posteriori* montre qu'il est possible de distinguer, au sens du test du χ^2, les valeurs calées avant et après 1970 de certains paramètres de GR4J et TOPAMMA (en particulier ceux gérant le rendement des modèles). Afin de déterminer s'il est réellement possible d'associer à un changement d'hydrologie du bassin une modification significative des valeurs de paramètres, nous avons défini un test de ré-échantillonnage, uniquement appliqué à GR4J pour des raisons de temps de calcul. Cette procédure nous permet de permuter l'ordre des années et de créer 200 périodes composites d'égales longueurs (17 ans), indépendantes deux à deux. Nous montrons que les distances calculées entre les paramètres identifiés sur les périodes de référence (1954-1970 et 1972-1990) ne sont pas significatives au regard de leurs distributions, obtenues à partir des 200 périodes composites. Il apparaît donc vain de chercher la signature de la variabilité hydro-climatique dans les valeurs

de paramètres de GR4J. Même pour un modèle parcimonieux, on constate donc ici que c'est la combinaison des paramètres qui a un sens, et non pas leurs valeurs individuelles.

En nous fondant sur les biais de calibration mis en évidence au paragraphe 5.2.2, nous avons proposé d'analyser la variance interannuelle des efficiences, au sein des échantillons de calage, pour en déduire leur homogénéité hydrologique. L'application de la méthode, sur les 200 périodes de calibration composites, montre que 1954-1970 et 1972-1990, à défaut de maximiser les distances entre paramètres, sont les périodes les plus homogènes d'un point de vue hydrologique. Ce résultat confirme que l'information contenue dans les résultats de calibration mérite d'être davantage utilisée que cela n'est fait aujourd'hui.

La sensibilité de la réponse hydrologique au régime pluviométrique a par ailleurs été quantifiée, *via* une analyse de sensibilité de GR4J et TOPAMMA à différents scénarios de réduction de la pluviométrie. Bien qu'elle repose sur une approche très simple, elle permet de dégager un certain nombre de conclusions. En premier lieu, la sensibilité du bassin à la distribution intra-saisonnière des précipitations est démontrée. Les approches de bilans mensuels, fréquemment utilisées pour juger de la vulnérabilité des systèmes hydrologiques aux variations climatiques, doivent donc être dépassées. La non-linéarité de la réponse hydrologique impose de prendre en compte la variabilité temporelle des pluies à l'échelle journalière. Cette analyse de sensibilité montre que les écoulements à l'exutoire du bassin sont la variable du bilan hydrologique la plus sensible au cumul pluviométrique. Elle confirme enfin l'intérêt de l'approche comparative, qui a permis de mettre en évidence : (i) la robustesse des prédictions de débits, indépendantes du modèle utilisé ; (ii) le caractère très incertain de l'estimation des variables internes, pour lesquelles l'incertitude liée au choix du modèle est bien supérieure aux différences observées entre les scénarios.

Conclusion générale

Cette thèse contribue au volet hydrologique du projet AMMA, en développant et évaluant des conceptualisations de la dynamique des hydrosystèmes tropicaux africains. Elle participe aussi, plus largement, aux travaux de modélisation hydrologique développés au LTHE. Le fil conducteur de ce travail est la nécessité de disposer, à terme, d'outils mathématiques permettant de : (i) tester les hypothèses de fonctionnement des bassins de la fenêtre d'observation AMMA-CATCH Bénin ; (ii) prédire l'impact de changements climatiques ou anthropiques sur la ressource en eau en Afrique de l'Ouest sub-sahélienne. Ces objectifs sont probablement trop ambitieux pour une thèse, et ce travail n'a pas la prétention d'y répondre entièrement. Toutefois, un certain nombre de résultats ont été obtenus. Nous en présentons ici les grandes lignes.

Principaux résultats

Variabilité hydro-climatique et fonctionnement hydrologique de la Haute Vallée de l'Ouémé

Il s'agit d'un des premiers travaux réalisés sur le site de la Haute Vallée de l'Ouémé, au Bénin. Avant de nous intéresser à sa modélisation, nous avons par conséquent cherché à caractériser son fonctionnement hydrologique. A cette fin, les principaux termes du bilan hydrologique de *méso-échelle* ont été évalués, et leur variabilité caractérisée. Une attention particulière a été portée aux précipitations, dans la mesure où le régime pluviométrique en région soudanienne est, à l'heure actuelle, moins connu, car moins étudié, qu'au Sahel. A l'échelle intra-saisonnière, le régime continental de mousson est marqué par un glissement progressif de son pic au cours des 50 dernières années, plus précoce en moyenne d'une vingtaine de jours dans les années 90 que dans les années 50. A l'échelle interannuelle, le déficit pluviométrique est, comme au Sahel, très largement expliqué (à près de 75%) par une diminution du nombre d'évènements pluvieux au cours du régime continental de mousson. Les données disponibles depuis 1954 sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou (9670 km^2) ont par ailleurs permis de montrer l'importante variabilité interannuelle de la relation pluie-débit, ainsi que la diminution des coefficients d'écoulement moyens depuis les années 70. L'instrumentation mise en place depuis 2002 sur le bassin de la Donga (586 km^2) et

le travail des hydrologues impliqués dans ce projet permettent aujourd'hui une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique de la région. La prédominance du ruissellement sur surfaces saturées a ainsi pu être mise en évidence, tout comme la formation de nappes temporaires dans l'horizon superficiel du sol (1 à 2 m). Une nappe d'altérites située plus en profondeur (5 à 10 m) est également observée. Probablement pérenne, elle semble ne participer que très peu aux écoulements dans la rivière.

Définition d'une démarche de modélisation adaptée à l'objet d'étude

Peu de modélisations ont été mises en oeuvre sur les bassins de la Haute Vallée de l'Ouémé, et il n'y avait, lorsqu'a débuté cette thèse, pas de consensus quant au fonctionnement et à la conceptualisation adéquate de la région. Notre travail repose donc sur des choix, justifiés par une volonté d'équilibre entre : (i) la complexité du problème posé ; (ii) le contenu informatif des données ; (iii) la complexité de la modélisation. Pour cette raison, les approches *descendantes* et *parcimonieuses* ont eu notre préférence.

Une des spécificités de ce travail vient du choix d'une approche comparative de modélisation. Deux conceptualisations du bassin versant ont en effet été mises en oeuvre : (i) GR4J, modèle journalier global à réservoirs, développé suivant une démarche empirique au CEMAGREF (Perrin *et al.* 2003) ; (ii) TOPAMMA, version du modèle distribué TOPMODEL (Beven et Kirkby 1979) développée au cours de cette thèse. GR4J constitue une structure de référence, au sens où aucune hypothèse de fonctionnement spécifique à la zone d'étude n'y est introduite. Au contraire, TOPAMMA se veut une conceptualisation du fonctionnement hydrologique observé sur le bassin de la Donga. Les concepts de TOPMODEL, fondés sur la génération des écoulements par ruissellement sur surfaces saturées contributives, semblent en effet pertinents pour décrire la dynamique des bassins étudiés. La paramétrisation proposée dans TOPAMMA permet en outre une prise en compte explicite, *via* la spécification des épaisseurs actives de sol, des échanges entre l'horizon superficiel, les nappes profondes, l'atmosphère et la rivière. Son développement s'est appuyé, grâce à un dialogue permanent avec les hydrologues de terrain, sur l'intensification des observations et l'amélioration de la compréhension du bassin.

La comparaison de ces deux structures, issues de philosophies différentes mais de même niveau de complexité (quatre paramètres libres), a ainsi permis d'évaluer, sur les bassins de la Donga et de l'Ouémé à Bétérou, l'apport et la pertinence de la conceptualisation proposée par TOPAMMA.

Vers une évaluation plus large des modèles

L'évaluation classique des modèles hydrologiques est très souvent insuffisante pour juger de la pertinence des concepts, formulations et hypothèses réalisées. On pourra s'en contenter si l'on exige uniquement du modèle d'être un bon interpolateur de la dynamique du système représenté. Lorsqu'on lui demande en plus, comme c'est le cas ici, d'extrapoler de façon robuste cette dynamique et d'être une représentation réaliste de l'ensemble du cycle hydrologique, il convient toutefois de développer un cadre d'évaluation plus complet. Face à ce constat, la mise en oeuvre et l'évaluation de GR4J et TOPAMMA sur les bassins de la Donga et de l'Ouémé à Bétérou a

été réalisée suivant une méthodologie qui a pour objectif de juger : (i) leurs performances ; (ii) les incertitudes associées à leurs simulations ; (iii) leur réalisme.

Il apparaît qu'à nombre de degrés de liberté égal, et après calibration des paramètres, ces modélisations ne peuvent être distinguées au regard de la seule simulation des débits à l'exutoire. GR4J, comme TOPAMMA, permettent de reproduire très convenablement et de façon robuste les débits journaliers à l'exutoire des deux bassins. Une analyse de sensibilité des modèles à leurs paramètres montre toutefois que, malgré la parcimonie des structures utilisées, les problèmes d'équifinalité existent, du fait : (i) des effets de compensation entre paramètres ; (ii) du contenu informatif limité des données de calibration, ou tout du moins de leur agrégation dans une fonction objectif. Toutefois, les incertitudes structurelles, liées à l'identification des valeurs de paramètres, ne sont pas équivalentes pour les deux modèles. La mise en oeuvre de la méthode GLUE (Beven et Binley 1992) montre en effet que les simulations de TOPAMMA sont moins incertaines que celles de GR4J. Bien que ce résultat ne soit valable que sur les bassins étudiés, et qu'il ne faille donc pas lui attribuer de portée plus générale, il légitime la conceptualisation introduite dans TOPAMMA. Il montre, plus généralement, que la pertinence des hypothèses formalisées dans un modèle ne se mesure pas nécessairement uniquement en terme de performances, mais aussi en terme d'incertitudes sur ses prédictions.

Parmi les objectifs affichés par la modélisation hydrologique dans AMMA, l'estimation des bilans d'eau continentaux nécessite de ne pas s'arrêter à la transformation pluie-débit. Nous avons donc estimé les différentes composantes du bilan hydrologique simulées par GR4J et TOPAMMA, à savoir, outre les écoulements en rivière, l'évapotranspiration et l'infiltration profonde. Du fait de la simplicité de la représentation mathématique des flux souterrains ou atmosphériques dans ce type de modèles, et de l'impossibilité actuelle de les valider par des observations, il convient de considérer ces résultats avec beaucoup de prudence. Toutefois, nous disposons là d'une première estimation des bilans hydrologiques, représentative des limitations de notre compréhension des phénomènes et de notre capacité à les modéliser de manière satisfaisante. Les différences sensibles entre les flux atmosphériques et souterrains simulés par GR4J et TOPAMMA permettent en outre de souligner le caractère très incertain de ces estimations.

Si le réalisme de GR4J ne peut être évalué, de par le caractère global et empirique de sa structure, celui de TOPAMMA a par contre été questionné. Ainsi, nous avons montré que ce modèle est applicable et performant à la fois aux pas de temps journaliers et horaires, et que la valeur de ses paramètres est indépendante du pas de temps. La simulation, à partir des paramètres identifiés sur le bassin de la Donga, des débits intermédiaires sur ses sous-bassins, a également été évaluée. Bien qu'elle soit possible sans changer les hypothèses du modèle, elle se heurte toutefois pour l'instant aux hypothèses d'uniformité spatiale des pluies et des vitesses d'écoulement. Les perspectives de régionalisation de la modélisation et d'application sur des bassins non jaugés ont enfin été évoquées, avec des résultats encourageants. Nous montrons ainsi que deux des paramètres de TOPAMMA (la vitesse de propagation des écoulements et l'épaisseur moyenne de sol) peuvent être estimés *a priori* à partir d'observations.

Applications de la modélisation dans un contexte de variabilité hydro-climatique

L'évolution de la relation pluie-débit observée sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou au cours de la seconde moitié du XX^e siècle offre l'opportunité, rare, de pouvoir tester le comportement des modèles dans des conditions hydrologiques non stationnaires. Leur utilisation pour la détection de tels changements a donc été explorée, de façon volontairement méthodologique. Après avoir vérifié la significativité statistique de la diminution brutale du rendement du bassin observée au début des années 70, les outils et résultats méthodologiques de la partie précédente nous ont permis de détecter la signature des changements observés à travers : (i) l'évolution temporelle des résidus de simulation, au regard de leur incertitude ; (ii) les valeurs de paramètres identifiées avant et après 1970. Une approche originale par ré-échantillonnage nous a, en outre, permis de montrer que les changements observés sur le bassin ne peuvent être détectés par des changements, même significatifs, dans les valeurs de paramètres, du fait des biais inhérents à l'exercice de calibration. L'analyse de la variabilité des efficiences obtenues par calibration sur chacune des périodes échantillonnées montre toutefois que les périodes réelles, antérieures et postérieures à 1970, sont hydrologiquement les plus homogènes. Enfin, nous avons réalisé une première analyse de sensibilité de la réponse hydrologique au régime pluviométrique, sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou. GR4J et TOPAMMA ont été forcés par différents scénarios de réduction de la pluviométrie, modifiant l'occurrence des évènements pluvieux, leurs intensités ou la durée de la saison des pluies. La sensibilité du bassin à la distribution intra-saisonnière des pluies est démontrée, ce qui prouve la nécessité, dans les études d'impacts sur des bassins de méso-échelle, de travailler à des pas de temps proches de l'évènement pluvieux. Les résultats montrent aussi que l'écoulement dans la rivière est la variable la plus sensible aux cumuls pluviométriques, et que sa réponse est nettement non-linéaire.

Perspectives

Nous sommes bien sûr loin d'avoir fait le tour de ces questions, et ce travail s'ouvre sur de nombreuses perspectives.

En premier lieu, les hypothèses et la paramétrisation du modèle TOPAMMA, auxquelles cette thèse a abouti, demandent à être plus largement évaluées. L'instrumentation mise en place sur le bassin de la Donga à partir de 2004 devrait en particulier permettre de discuter de la dynamique des écoulements de sub-surface, de l'origine des écoulements en rivière, des flux d'évapotranspiration et du drainage profond, tels qu'ils sont estimés par le modèle. L'hypothèse de forçage spatialement uniforme doit également être relaxée, pour étudier le rôle de la variabilité spatiale des précipitations sur le cycle hydrologique et sa modélisation. Une version maillée de TOPAMMA sera prochainement testée sur la Haute Vallée de l'Ouémé. Elle sera en particulier forcée par les données issues du radar météorologique *X-Port* installé sur le bassin de la Donga.

Plusieurs inconnues limitent encore notre compréhension de l'hydrologie de la zone d'étude : (i) l'évapotranspiration, composante majoritaire du bilan hydrologique, à l'heure actuelle largement

méconnue ; (ii) le devenir des eaux profondes, qui ne semblent pas drainées par la rivière à l'échelle de la Haute Vallée de l'Ouémé. L'éventualité d'un drainage régional et d'une reprise par la végétation sont en particulier à étudier. Pour répondre à ces questions scientifiques, la version de TOPMODEL développée est un outil prometteur, puisqu'en s'appuyant sur des épaisseurs de sol bien identifiées, elle devrait faciliter le couplage avec :

1. Une représentation explicite des sols profonds, actuellement limitée à un terme puits. Il est ainsi prévu d'intégrer dans la modélisation les nappes d'altérites et de permettre leur communication avec la rivière et l'horizon superficiel de sol ;
2. D'autres représentations des échanges sol-végétation-atmosphère, pour prendre en compte le rôle du couvert végétal dans la reprise évapo-transpiratoire. Par exemple, le couplage avec un modèle SVAT (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*) est prévu à court terme. Il devrait permettre ensuite d'intégrer TOPAMMA dans un système couplé atmosphère-surface continentale (Messager *et al.* 2005), dont le développement est au coeur du programme AMMA.

Nous avons enfin évoqué dans ce travail des perspectives intéressantes de régionalisation de la modélisation et d'application sur des bassins non jaugés. Ces problématiques sont au coeur des enjeux actuels de l'hydrologie, et constituent également un des champs d'investigation de la modélisation dans le projet AMMA. L'utilisation des modèles adjoints, brièvement évoquée dans ce travail, est à ce titre très prometteuse. Elle rend en particulier possible une analyse temporelle et spatiale de sensibilité des modèles à leurs paramètres et aux variables de forçage, qui pourrait permettre, à terme, d'optimiser le contenu informatif des mesures pour contraindre la modélisation.

Références bibliographiques

Abbott M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell et K. Rasmussen (1986). An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, (SHE), 1. History and philosophy of physically-based distributed modelling system. *Journal of Hydrology* **87**, pp. 45–59.

Ali A. (2004). *Modélisation de l'invariance d'échelle des champs de pluie sahéliens. Application aux algorithmes d'estimation et aux études de variabilité climatique.* Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Ambroise B. (1999). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant.* Bucarest : Editions H.G.A., pp. 200.

Ambroise B., K. Beven et J. Freer (1996). Toward a generalisation of the TOPMODEL concepts : topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research* **32**(7), pp. 2135–2145.

Ambroise B., J. L. Perrin et D. Reutenauer (1995). Multicriterion validation of a semi-distributed conceptual model of the water cycle in the fecht catchment. *Water Resources Research* **31**(6), pp. 1467–1481.

AMMA (2002). On african monsoon and its components. White Book.

Anderton S., J. Latron et F. Gallart (2002). Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically based distributed model. *Hydrological Processes* **16**, pp. 333–353.

Andre A. (2001). Modélisation hydrologique semi-distribuée : approche géomorphologique en l'absence de données de débit. Projet de fin d'études, LTHE Grenoble.

Andréassian V. (2005). *Trois énigmes de modélisation hydrologique - Three riddles in hydrological modeling.* Mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches, Université Pierre et Marie Curie, Paris.

Andréassian V., A. Oddos, C. Michel, F. Anctil, C. Perrin et C. Loumagne (2004). Impact of spatial aggregation of inputs and parameters on the efficiency of rainfall-runoff models : a theoretical study using chimera watersheds. *Water Resources Research* **40**(W05209, doi :10.1029/2003WR002854).

Andréassian V., E. Parent et C. Michel (2003). A distribution-free test to detect gradual changes in watershed behavior. *Water Resources Research* **39**(1252, doi :10.1029/2003WR002081).

Andréassian V., C. Perrin et C. Michel (2004). Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology* **286**, pp. 19–35.

Andréassian V., C. Perrin, C. Michel, I. Usart-Sanchez et J. Lavabre (2001). Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology* **250**, pp. 206–223.

Angulo R., S. Boubkraoui, J. M. Bouchez, D. De Condappa, G. Derive, S. Galle, A. Gohoungossou, R. Haverkamp, P. Reggiani, J. Soria Ugalde et A. Afouda (2001). Propriétés hydrodynamiques des sols du bassin versant de la Donga et du transect d'Ananinga. Campagne de mesures du 26 novembre au 17 décembre 2000. Rapport LTHE.

Ardoin-Bardin S. (2004). *Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne.* Thèse de doctorat, Université Montpellier II.

Arnell N. W. (1992). Factors controlling the effects of climate change on river flow regimes in a humid temperate environment. *Journal of Hydrology* **132**, pp. 321–342.

Arnell N. W., D. A. Hudson et R. G. Jones (2003). Climate change scenarios. *Journal of Geophysical Research* **108**(4519, doi :10.1029/2002JD002782).

Balme M., T. Lebel et A. Amani (2005). Années sèches et années humides au Sahel : quo vadis ? *Hydrological Sciences Journal* (submitted).

Bandaragoda C., D. G. Tarboton et R. Woods (2004). Application of TOPNET in the distributed model intercomparison project. *Journal of Hydrology* **298**, pp. 178–201.

Bastidas L. A., H. V. Gupta, S. Sorooshian, W. J. Shuttleworth et Z. L. Yang (1999). Sensitivity analysis of a land surface scheme using multi-criteria methods. *Journal of Geophysical Research* **104**(D16), pp. 19481–19490.

Beldring S. (2002). Multi-criteria validation of a precipitation-runoff model. *Journal of Hydrology* **257**, pp. 189–211.

Berne A., G. Delrieu, J. D. Creutin et C. Obled (2004). Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *Journal of Hydrology* **299**, pp. 166–179.

Beven K. (1989). Changing ideas in hydrology–the case of physically-based models. *Journal of Hydrology* **105**, pp. 157–172.

Beven K. (1993). Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources* **16**, pp. 41–51.

Beven K. (1997). TOPMODEL : a critique. *Hydrological Processes* **11**, pp. 1069–1085.

Beven K. (2002). Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. *Hydrological Processes* **16**, pp. 189–206.

Beven K. et A. M. Binley (1992). The future of distributed models : model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes* **6**, pp. 279–298.

Beven K. et J. Freer (2001a). A dynamic TOPMODEL. *Hydrological Processes* **15**, pp. 1993–2011.

Beven K. et J. Freer (2001b). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology* **249**, pp. 11–29.

Beven K. J. (1995). Linking parameters across scales : subgrid parametrizations and scale dependant hydrological models. *Hydrological Processes* **9**, pp. 507–525.

Beven K. J. (2001). *Rainfall-Runoff modelling. The Primer*. John Wiley and sons, pp. 360.

Beven K. J. et P. Germann (1982). Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research* **18**(5), pp. 303–325.

Beven K. J. et M. J. Kirkby (1979). A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin* **24**(1), pp. 43–69.

Bigot S., I. Zin et A. Diedhiou (2005). Apport de données de HRV et de SPOT pour l'étude des variations phénologiques dans le bassin de l'Ouémé (Bénin). *Télédétection* **4**(4), pp. 339–353.

Blazkova S., K. Beven et A. Kulasova (2002). On constraining TOPMODEL hydrograph simulations using partial saturated area informations. *Hydrological Processes* **16**, pp. 441–458.

Blöschl G., R. B. Grayson et M. Sivapalan (1995). On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes* **9**, pp. 313–330.

Blöschl G. et M. Sivapalan (1995). Scale issues in hydrological modelling : a review. *Hydrological Processes* **9**, pp. 251–290.

Bobba A. G., V. P. Singh, D. S. Jeffries et L. Bengtsson (1997). Application of a watershed runoff model to North-East Pond river, Newfoundland, to study water balance and hydrological characteristics owing to atmospheric change. *Hydrological Processes* **11**, pp. 1573–1593.

Booij M. J. (2002). *Appropriate modelling of climate change impacts on river flooding*. PhD Thesis, University of Twente, Netherlands.

Boorman D. B. et C. E. M. Sefton (1997). Recognising the uncertainty in the quantification of the effects of climate change on hydrological response. *Climatic Change* **35**, pp. 415–434.

Bormann H. et B. Diekkrüger (2003). Possibilities and limitations of regional hydrological models applied within an environmental change study in Benin (West Africa). *Physics and Chemistry of the Earth* **28**, pp. 1323–1332.

Boyle D. P., H. V. Gupta et S. Sorooshian (2000). Toward improved calibration of hydrologic models : Combining the strengths of manual and automatics methods. *Water Resources Research* **36**(12), pp. 3663–3674.

Boyle D. P., H. V. Gupta, S. Sorooshian, V. Koren, Z. Zhang et M. Smith (2001). Toward improved streamflow forecasts : Value of semidistributed modeling. *Water Resources Research* **37**(11), pp. 2749–2759.

Braud I., D. De Condappa, J. Soria, R. Haverkamp, R. Angulo-Jaramillo, S. Galle et M. Vauclin (2005). Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (beerkan method). *European Journal of Soil Science* **56**(doi :10.1111/j.1365-2389.2004.00660.x), pp. 361–374.

Bronstert A. (2004). Rainfall-runoff modelling for assessing impacts of climate and land-use change (invited commentary). *Hydrological Processes* **18**, pp. 567–570.

Brooks R. H. et A. T. Corey (1964). Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Paper 3, Colorado State University, Fort Collins*.

Brown A. E., L. Zhang, T. A. McMahon, A. W. Western et R. A. Vertessy (2005). A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology* **310**(1-4), pp. 28–61.

Buishand T. A. (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology* **50**, pp. 11–27.

Burlando P. et R. Rosso (2002a). Effects of transient climate change on basin hydrology. 1.Precipitation scenarios for the Arno River, central Italy. *Hydrological Processes* **16**, pp. 1151–1175.

Burlando P. et R. Rosso (2002b). Effects of transient climate change on basin hydrology. 2.Impacts on runoff variability in the Arno River, central Italy. *Hydrological Processes* **16**, pp. 1177–1199.

Cameron D., K. Beven et P. Naden (2000). Flood frequency estimation by continuous simulation under climate change (with uncertainty). *Hydrology and Earth System Sciences* **4**(3), pp. 393–405.

Campling P., A. Gobin, K. Beven et J. Feyen (2002). Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment : the TOPMODEL approach. *Hydrological Processes* **16**, pp. 231–253.

Cappelaere B., B. E. Vieux, C. Peugeot, A. Maia et L. Séguis (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 2.Model calibration and uncertainty characterization. *Journal of Hydrology* **279**, pp. 244–261.

Cappus P. (1960). Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, pp. 493–518.

Castaings W. (2006). *Analyses de sensibilité et estimation des paramètres pour la modélisation hydrologique distribuée*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier.

Chapon B. (2003). Développement d'un mailleur hydrologique : prise en compte des confluences. Contribution à l'étude de l'influence de la variabilité spatiale des pluies sur le réponse hydrologique d'un bassin cévennol. Rapport de DEA MMGE.

Chappell N., J. Ternan, A. Williams et B. Reynolds (1990). Preliminary analysis of water and solute movement beneath a coniferous hillslope in Mid-Wales. *Journal of Hydrology* **116**, pp. 201–215.

Charney J. G., W. J. Quirk, S. H. Chow et J. Kornfield (1977). A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *jatmos* **34**, pp. 1366–1385.

Chevallier P. et P. Planchon (1987). Hydrological processes in a small humid savanna basin. *Journal of Hydrology* **151**, pp. 173–191.

Chiew F. H. S., P. H. Whetton, T. A. McMahon et A. B. Pittock (1995). Simulation of the impacts of climate change on runoff and soil moisture in australian catchments. *Journal of Hydrology* **167**, pp. 121–147.

Ciarapica L. et E. Todini (2002). TOPKAPI : a model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales. *Hydrological Processes* **16**, pp. 207–229.

Creutin J. D. et C. Obled (1982). Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields : an objective comparison. *Water Resources Research* **18**(2), pp. 413–431.

Croke B. F. W., W. S. Merritt et A. J. Jakeman (2004). A dynamic model for predicting hydrologic response to land cover changes in gauged and ungauged catchments. *Journal of Hydrology* **291**, pp. 115–131.

Dagnachew L., C. Vallet-Coulomb et F. Gasse (2003). Hydrological response of a catchment to climate and lande use changes in Tropical Africa : case study South Central Ethiopia. *Journal of Hydrology* **275**, pp. 67–85.

Datin R. (1998). *Outils opérationnels pour la prévision des crues rapides : traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques. Développemens de TOPMODEL pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie. Application au bassin versant de l'Ardèche.* Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Delclaux F. et V. Thauvin (1993a). Spatial - Krigeage : Algorithmes ; Traitements principaux ; Manuel utilsateur ; Formats de fichiers. Rapport IRD.

Delclaux F. et V. Thauvin (1993b). Spatial - Variogramme : Algorithmes ; Traitements principaux ; Manuel utilsateur ; Formats de fichiers. Rapport IRD.

Demarty J., C. Ottlé, I. Braud, J. P. Frangi, L. A. Bastidas et H. V. Gupta (2004). Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *Journal of Hydrology* **287**, pp. 214–236.

Depraetere C. (1996). DEMIURGE 3.0. Chaine de production et de traitement des modèles numériques de terrain. Fonction de Transfert Morphologique (FTM 1.0). Module de simulation des écoulements de surface. Collection Logorstom, édition de l'ORSTOM.

Depraetere C. (2004). Base de données des bassins, sous-bassins et des temps de transfert sur le bénin et les pays limitrophes. Rapport AMMA, IRD, LTHE.

Derive G. (2003). *Estimation de l'évapotranspiration en région sahélienne. Synthèse des connaissances et évaluation des modélisations (SISVAT, RITCHIE). Application à la zone d'HAPEX-SAHEL (Niger).* Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Duband D., C. Obled et J. Y. Rodriguez (1993). Unit hydrograph revisited : an alternate iterative approach for u.h. and effective precipitation identification. *Journal of Hydrology* **150**, pp. 115–149.

Dunne T. et R. Black (1970). Partial area contributing to storm runoff in a small new England watershed. *Water Resources Research* **6**(5), pp. 1296–1311.

Eltahir E. A. B. et C. Gong (1996). Dynamics of wet and dry years in West Africa. *Journal of Climate* **9**, pp. 1030–1042.

Famiglietti J., E. F. Wood, M. Sivapalan et D. J. Thongs (1992). A catchment scale water balance model for FIFE. *Journal of Geophysical Research* **97**(D17), pp. 18997–19007.

Farmer D., M. Sivapalan et C. Jothityangkoon (2003). Climate, soil, and vegetation controls upon the variability of water balance in temperate and semiarid landscapes : Downward approach to water balance analysis. *Water Resources Research* **39**(1035, doi :10.1029/2001WR000328).

Faure P. (1977). Carte pédologique de reconnaissance de la République Populaire du Bénin au 1/200000. Feuille de Djougou. Editions ORSTOM.

Folland C. K., T. N. Palmer et D. E. Parker (1986). Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985. *Nature* **320**, pp. 602–607.

Fontaine B. et S. Janicot (1993). L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie* **8**(1), pp. 28–53.

Fontaine B. et S. Janicot (1996). Sea surface temperature fields associated with west african rainfall anomaly types. *Journal of Climate* **9**, pp. 2935–2940.

Fowler A. (2002). Assessment of the validity of using mean potential evaporation in computations of the long-term soil water balance. *Journal of Hydrology* **256**, pp. 248–263.

Franks S. W. et K. J. Beven (1998). On constraining the predictions of a distributed model : the incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process. *Water Resources Research* **34**(4), pp. 787–797.

Freer J., K. Beven et B. Ambroise (1996). Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data : An application of the GLUE approach. *Water Resources Research* **32**(7), pp. 2161–2173.

Galle S., L. Séguis, M. Arjounin, T. Bariac, J. M. Bouchez, I. Braud, J. M. Cohard, M. Descloitre, G. Favreau, B. Kamagaté, J. P. Laurent, M. Le Lay, F. Malinur, C. Peugeot, H. Robain, J. Seghieri, J. L. Seidel, N. Varado, I. Zin et M. Zribi (2005). Évaluation des termes du bilan hydrologique sur le bassin versant de la Donga par mesure et modélisation. *Colloque ECCO-PNRH Donga*.

Galle S., N. Thevenot, L. Séguis, C. Peugeot et A. Afouda (2005). Bilan hydrique stationnel sur le bassin versant de la Donga (Bénin). *AMMA First International Conference, 28 nov. au 4 dec., Dakar*.

Gan T. Y., E. M. Dlamini et G. F. Biftu (1997). Effects of model complexity and structure, data quality, and objective functions on hydrologic modelling. *Journal of Hydrology* **192**, pp. 81–103.

Gleick P. H. (1986). Methods for evaluating the regional hydrologic impacts of global climatic changes. *Journal of Hydrology* **88**, pp. 97–116.

Grayson R. et G. Blöschl (2000). *Spatial Patterns in Catchment Hydrology*. Cambridge, UK : Cambridge University Press.

Grayson R. B., I. D. Moore et T. A. McMahon (1992). Physically based hydrologic modeling. 2-Is the concept realistic ? *Water Resources Research* **28**(10), pp. 2659–2666.

Günter A., S. Uhlenbrook, J. Seibert et C. Leibundgut (1999). Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrological Processes* **13**, pp. 1603–1620.

Gupta H. V., S. Sorooshian et P. O. Yapo (1998). Toward improved calibration of hydrologic models : multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research* **34**(4), pp. 751–763.

Gupta V. K. et S. Sorooshian (1985). The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic models. *Journal of Hydrology* **81**, pp. 57–77.

Hornberger G. M. et R. C. Spear (1981). An approach to the preliminary analysis of environmental systems. *Journal of Environmental Management* **12**, pp. 7–18.

Houghton-Carr H. A. (1999). Assessment criteria for simple conceptual daily rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal* **44**(2), pp. 237–261.

Hubert P., J. Carbonnel et A. Chaouche (1989). Segmentation des séries hydrométéorologiques - Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'0uest. *Journal of Hydrology* **110**, pp. 349–367.

Hulme M., R. Marsh et P. D. Jones (1992). Global changes in a humidity index between 1931-60 and 1961-90. *Climate Research* **2**, pp. 1–22.

IPCC (1997). *Special report on the regional impacts of climate change. An assessment of vulnerability. Chapter 2 : Africa.* Cambridge University Press, London, UK.

Jakeman A. J., T. H. Chen, D. A. Post, G. M. Hornberger et I. G. Littlewood (1993). Assessing uncertainties in hydrological response to climate at large scale. *IAHS Publication* (214), pp. 37–47.

Jakeman A. J. et G. M. Hornberger (1993). How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model ? *Water Resources Research* **29**(8), pp. 2637–2649.

Jakeman A. J. et P. G. Whitehead (1996). Unit hydrograph methods and applications. *Hydrological Processes* **10**(6), pp. 771–893.

Jothityangkoon C., M. Sivapalan et D. L. Farmer (2001). Process controls of water balance variability in a large semi-arid catchment : downward approach to hydrological model development. *Journal of Hydrology* **254**, pp. 174–198.

Kamagate B., L. Seguis, G. Favreau et J.-L. Seidel (2005). Origins of flow in a tropical crystalline bedrock catchment (Benin, upper Oueme river. *First AMMA International Conference, Dakar, 28 nov.-2 dec.*.

Kamagate B., Z. Seyigona, F. Malinur, M. Arjounin, F. Jacquin, J. Bouchez, C. Depraetere, L. Le Barbé et L. Séguis (2003). Données piézométriques sur le bassin de la Donga (Bénin). Période 1999-2002. Rapport ORE AMMA-CATCH, IRD.

Klemes V. (1983). Conceptualization and scale in hydrology. *Journal of Hydrology* **65**, pp. 1–23.

Klemes V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Journal of Hydrology* **31**, pp. 13–24.

Kokkonen T. S. et A. J. Jakeman (2001). A comparison of metric and conceptual approaches in rainfall-runoff modeling and its implications. *Water Resources Research* **37**(9), pp. 2345–2352.

Koren V. I., B. D. Finnerty, J. C. Schaake, M. B. Smith, D. J. Seo et Q. Y. Duan (1999). Scale dependencies of hydrologic models to spatial variability of precipitation. *Journal of Hydrology* **217**, pp. 285–302.

Krysanova V., A. Bronstert et D. I. Müller-Wohlfeil (1999). Modelling river discharge for large drainage basins : from lumped to distributed approach. *Hydrological Sciences Journal* **44**(2), pp. 313–331.

Kuczera G. (1982). On the relationship between the reliability of parameter estimates and hydrologic time series data used in calibration. *Water Resources Research* **18**(1), pp. 146–154.

Kuczera G. (1983a). Improved parameter inference in catchment models - 1. Evaluating parameter uncertainty. *Water Resources Research* **19**(5), pp. 1151–1162.

Kuczera G. (1983b). Improved parameter inference in catchment models - 2. Combining different kinds of hydrological data and testing their compatibility. *Water Resources Research* **19**(5), pp. 1163–1172.

Kuczera G. (1987). Prediction of water yield reductions following a bushfire in ash-mixed species eucalypt forest. *Journal of Hydrology* **94**, pp. 215–236.

Kuczera G. et M. Mroczkowski (1998). Assessment of hydrologic parameter uncertainty and the worth of multiresponse data. *Water Resources Research* **34**, pp. 1481–1489.

Kundzewicz Z. W. et A. J. Robson (2004). Change detection in hydrological records-a review of the methodology. *Hydrological Sciences Journal* **49**(1), pp. 7–19.

Lamb R., K. Beven et S. Myrabo (1997). Discharge and water table predictions using a generalized TOPMODEL formulation. *Hydrological Processes* **11**, pp. 1145–1167.

Lamb R., K. Beven et S. Myrabo (1998). Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall-runoff model. *Advances in Water Resources* **22**(4), pp. 305–317.

Laurent H. et T. Lebel (1998). How important is the contribution of the mesoscale convective complexes to the sahelian rainfall ? *Physics and Chemistry of the Earth* **23**, pp. 629–633.

Le Barbé L., G. Alé, B. Millet, H. Texier, Y. Borel et R. Gualde (1993). *Les ressources en eau superficielles de la République du Bénin.* Collection Monographies Hydrologiques.

Le Barbé L. et T. Lebel (1997). Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology* **188**, pp. 43–73.

Le Barbé L., T. Lebel et D. Tapsoba (2002). Rainfall variability in West Africa during the years 1950-1990. *Journal of Climate* **15**(2), pp. 187–202.

Le Dimet F. X. et O. Talagrand (1986). Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations : theoretical aspects. *Tellus* **38A**, pp. 97–110.

Le Lay M. (2002). Caractérisation hydrologique et simulation numérique des écoulements sur le bassin de la haute vallée de l'ouémé (Bénin). Rapport de DEA MMGE, Université Joseph Fourier.

Le Lay M., J. M. Bouchez, M. Arjounin, F. Malinur et S. Galle (2003). Rapport de campagne 2001. Limnimétrie. Rapport ORE AMMA-CATCH, IRD.

Le Lay M., J. M. Bouchez, S. Boubkraoui, A. Gohoungossou et S. Galle (2004). Stations limnimétriques de la Haute Vallée de l'Ouémé. Description et courbes de tarage. Rapport ORE AMMA-CATCH, IRD.

Le Lay M. et S. Galle (2005). Variabilités interannuelle et intra-saisonnière des pluies aux échelles hydrologiques. la mousson ouest africaine en climat soudanien. *Hydrological Sciences Journal* **50**(3), pp. 509–524.

Le Meillour F. (1996). *Etude expérimentale et numérique de la contribution des eaux de surface et de subsurface à la formation des crues. Conséquences sur l'hydrogramme d'un bassin. Application à un versant du Réal Collobrier.* Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier.

Lebel T. (1984). *Moyenne spatiale de la pluie sur un bassin versant : estimation optimale, génération stochastique et gradex des valeurs extrmes.* Thèse de Docteur-Ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Lebel T., G. Bastin, C. Obled et J. Creutin (1987). On the accuracy of areal rainfall estimation : a case study. *Water Resources Research* **23**(11), pp. 2123–2134.

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**, pp. 175–295.

Lebel T., A. Diedhiou et H. Laurent (2003). Seasonal cycle and interannual variability of the sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research* **108**(D8), pp. 14.1–14.11.

Lebel T. et L. Le Barbé (1997). Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 2.Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *Journal of Hydrology* **188**, pp. 97–122.

Leduc C., G. Favreau et P. Schroeter (2001). Long-term rise in a Sahelian water-table : the continental terminal south-west Niger. *Journal of Hydrology* **243**, pp. 43–54.

L'Hôte Y., G. Mahé et S. Bonaventure (2003). The 1990s rainfall in the Sahel : the third driest decade since the beginning of the century. *Hydrological Sciences Journal* **48**(3), pp. 493–496.

L'Hôte Y., G. Mahé, B. Somé et J. P. Triboulet (2002). Analysis of a sahelian index from 1896 to 2000 ; the drought continues. *Hydrological Sciences Journal* **47**(4), pp. 563–572.

Lorup J. K., J. C. Refsgaard et D. Mazvimavi (1998). Assessing the effect of lande use change on catchment runoff by combined use of statistical tests and hydrological modelling : Case studies from Zimbabwe. *Journal of Hydrology* **205**, pp. 147–163.

Lubès-Niel H., L. Séguis et R. Sabatier (2001). Etude de la stationnarité des caractéristiques des évènements pluvieux de la station de Niamey sur la période 1956-1998. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences. Sciences de la terre et des planètes* **333**, pp. 645–650.

Madsen H. (2000). Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* **235**, pp. 276–288.

Mahé G., Y. L'Hôte, J. C. Olivry et G. Wotling (2001). Trends and discontinuities in regional rainfall of West and Central Africa. *Hydrological Sciences Journal* **46**(2), pp. 211–226.

Mahé G., J. C. Olivry et E. Servat (2005). Sensibilité des cours d'eau ouest-africains aux changements climatiques et environnementaux : extrêmes et paradoxes. *IAHS Publication* **296**, pp. 169–177.

Mahé G., J. E. Paturel, E. Servat, D. Conway et A. Dezetter (2005). The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina Faso. *Journal of Hydrology* **300**, pp. 33–43.

Massuel S. (2005). *Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger.* Thèse de Doctorat, Université de Montpellier.

Mathevet T. (2005). *Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire. Développements empiriques et intercomparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants.* Thèse de Doctorat, ENGREF, Paris.

Mc Cabe G. J. et L. E. Hay (1995). Hydrological effects of hypothetical climate change in the East River basin, Colorado, USA. *Hydrological Sciences Journal* **40**(3), pp. 303–318.

Mein R. G. et B. M. Brown (1978). Sensitivity of optimized parameters in watershed models. *Water Resources Research* **14**(2), pp. 299–303.

Merz R. et G. Blöschl (2004). Regionalisation of catchment model parameters. *Journal of Hydrology* **287**, pp. 95–123.

Messager C. (2005). *Couplage des composantes continentale et atmosphérique du cycle de l'eau aux échelles régionale et climatique. Application à l'Afrique de l'Ouest.* Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier.

Messager C., G. Grasseau, H. Gallée, M. Vauclin, O. Brasseur, B. Cappelaere, C. Peugeot, L. Séguis, L. Léger et D. Girou (2005). A regional modelling of the interactions between atmosphere and land surface applied to the West African monsoon. Part II : Sensitivity

analyses of a fully coupled approach applied to the Sirba basin, Burkina Faso/Niger. *Climate Dynamics, submitted.*

Michaud J. et S. Sorooshian (1994). Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a semiarid watershed. *Water Resources Research* **30**(3), pp. 593–605.

Michel C. (1983). Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? *La Houille Blanche* **1**, pp. 39–44.

Molicova H., M. Grimaldi, M. Bonell et P. Hubert (1997). Using TOPMODEL towards identifying and modelling the hydrological patterns within a headwater, humid, tropical catchment. *Hydrological Processes* **11**, pp. 1169–1196.

Motovilov Y. G., L. Gottschalk, K. Engeland et A. Rhode (1999). Validation of a distributed hydrological model against spatial observations. *Agricultural and Forest Meteorology* **98-99**, pp. 257–277.

Mroczkowski M., G. P. Raper et G. Kuczera (1997). The quest of more powerful validation of conceptual catchment models. *Water Resources Research* **33**(10), pp. 2325–2335.

Nandakumar N. et R. G. Mein (1997). Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. *Journal of Hydrology* **192**, pp. 211–232.

Nash J. E. et J. V. Sutcliffe (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology* **10**, pp. 282–290.

Nash L. L. et P. H. Gleick (1991). Sensitivity of streamflow in the Colorado basin to climatic changes. *Journal of Hydrology* **125**, pp. 221–241.

Newman B. D., A. R. Campbell et B. P. Wilcox (1998). Lateral subsurface flow pathways in a semiarid ponderosa pine hillslope. *Water Resources Research* **34**(12), pp. 3485–3496.

Nicholson S. E. et I. M. Palao (1993). A re-evaluation of rainfall variability in the Sahel. Part 1. Characteristics of rainfall fluctuations. *International Journal of Climatology* **13**, pp. 371–389.

Niel H., J. E. Paturel et E. Servat (2003). Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *Journal of Hydrology* **278**, pp. 213–230.

Obled C. et G. M. Saulnier (1999). Le versant et le bassin versant : quelques aperçus sur la formation des crues et la production du ruissellement. *La Houille Blanche* (7/8), pp. 42–53.

Obled C., J. Wendling et K. Beven (1994). The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns : an evaluation using observed data. *Journal of Hydrology* **159**, pp. 305–333.

Oreskes N., K. Shrader-Frechette et K. Belitz (1994). Verification, validation and confirmation of numerical models in the Earth Sciences. *Science* **263**, pp. 641–645.

Oudin L. (2004). *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global.* Thèse de doctorat, ENGREF, Paris.

Oudin L., C. Michel et F. Anctil (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model ? Part 1-Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs ? *Journal of Hydrology* **303**, pp. 275–289.

Ozer P., M. Erpicum, G. Demarée et M. Vandiepenbeeck (2003). The Sahelian drought may have ended during the 1990s. *Hydrological Sciences Journal* **48**(3), pp. 489–492.

Parkin G., G. O. O'Donnell, J. Ewen, J. C. Bathurst, P. E. O'Connell et J. Lavabre (1996). Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 2. Case study for a Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology* **175**, pp. 595–613.

Paturel J. E., M. Ouedraogo, E. Servat, G. Mahé, A. Dezetter et J. F. Boyer (2003). The concept of rainfall and streamflow normals in West and Central Africa in a context of climatic variability. *Hydrological Sciences Journal* **48**(1), pp. 125–136.

Paturel J. E., E. Servat, B. Kouamé, H. Lubès, M. Ouedraogo et J. M. Masson (1997). Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part 2 : An integrated regional approach. *Journal of Hydrology* **191**, pp. 1–15.

Paturel J. E., E. Servat et A. Vassiliadis (1995). Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data - case of the GR2M model. *Journal of Hydrology* **168**, pp. 111–125.

Pellenq J. (2002). *Couplage de la modélisation hydrologique avec la modélisation des transferts Sol-Végétation-Atmosphère. Application à la spatialisation et l'assimilation des données du satellite SMOS.* Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse III.

Perrin C. (2000). *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative.* Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Perrin C., C. Michel et V. Andréassian (2001). Does a large number of parameters enhance model performance ? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology* **242**, pp. 275–301.

Perrin C., C. Michel et V. Andréassian (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* **279**, pp. 275–289.

Pettitt A. N. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics* **28**(2), pp. 126–135.

Peugeot C., B. Cappelaere, B. E. Vieux, L. Séguis et A. Maia (2003). Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1.Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology* **279**, pp. 224–243.

Peugeot C., M. Esteves, S. Galle, J. L. Rajot et J. P. Vandervaere (1997). Runoff generation processes : results and analysis of field data collected at the east central supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology* **188-189**, pp. 179–202.

Prudhomme C., D. Jakob et C. Svensson (2003). Uncertainty and climate change impact on the flood regime of small UK catchments. *Journal of Hydrology* **277**, pp. 1–23.

Prudhomme C., N. Reynard et S. Crooks (2002). Downscaling of global climate models for flood frequency analysis : where are we now ? *Hydrological Processes* **16**, pp. 1137–1150.

Quinn P. F., K. Beven, P. Chevallier et O. Planchon (1991). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes* **5**, pp. 59–79.

Refsgaard J. C. (1997). Parametrisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology* **198**, pp. 69–97.

Refsgaard J. C. et H. J. Henriksen (2004). Modelling guidelines-terminology and guiding principles. *Advances in Water Resources* **27**, pp. 71–82.

Refsgaard J. C. et J. Knudsen (1996). Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research* **32**(7), pp. 2189–2202.

Reggiani P., S. M. Hassanizadeh, M. Sivapalan et W. Gray (1999). A unifying framework for watershed thermodynamics : constitutive relationships. *Advances in Water Resources* **23**, pp. 15–39.

Reggiani P., M. Sivapalan et S. M. Hassanizadeh (1998). A unifying framework for watershed thermodynamics : balance equations for mass, momentum, energy and entropy, and the second law of thermodynamics. *Advances in Water Resources* **22**(4), pp. 367–398.

Rodriguez-Iturbe I. et J. B. Valdes (1979). The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resources Research* **15**(6), pp. 1409–1420.

Rojas-Serna C. (2005). *Quelle connaissance hydrométrique minimale pour définir les paramètres d'un modèle pluie-débit ?* Thèse de Doctorat, ENGREF, Paris.

Saltelli A., K. Chan et E. Scott (2000). *Sensitivity analysis*. John Wiley and sons.

Saulnier G. M. (1996). *Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL*. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Saulnier G. M., K. Beven et C. Obled (1997). Digital elevation analysis for distributed hydrological modelling : Reducing scale dependence in effective hydraulic conductivity values. *Water Resources Research* **33**(9), pp. 2097–2101.

Saulnier G. M. et R. Datin (2004). Analytical solution to a bias in the TOPMODEL framework balance. *Hydrological Processes* **18**, pp. 1195–1218.

Scheffé M. (1959). *The Analysis of Variance*. New York : Wiley, pp. 477.

Schreider S. Y., A. J. Jakeman, R. A. Letcher, R. J. Nathan, B. P. Neal et S. G. Beavis (2002). Detecting changes in streamflow response to changes in non-climatic catchment conditions : farm dam development in the Murray-Darling basin, Australia. *Journal of Hydrology* **262**, pp. 84–98.

Seguis L., B. Cappelaere, G. Milési, C. Peugeot, S. Massuel et G. Favreau (2004). Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological Processes* **18**(17), pp. 3401–3413.

Seguis L., S. Galle, M. Arjounin, S. Boubkraoui, J. M. Bouchez, I. Braud, F. Cazenave, C. Depraetere, M. Gosset, J. P. Laurent, L. Le Barbé, F. Malinur, B. Cappelaere, G. Favreau, C. Peugeot, J. L. Seidel, V. Demarez, V. Le Dantec, J. Seghieri, T. Bariac, P. Biron, P. Richard, A. Afouda, M. Descloitres, A. Legchenko, H. Robain, C. Camerlynck, C. Ottle, I. Zin, M. Zribi, F. Jacquin, B. Kamagate, E. Lawin, M. Le Lay, N. Varado et E. P. Zahiri (2004). Caractérisation des processus hydrologiques sur le super-site de la Donga. Haut Bassin de l'Ouémé (Bénin), ORE AMMA-CATCH. *Atelier Expérimentation et Instrumentation, INSU, Paris, 23-24 mars 2004*.

Seo D. J., K. V. et N. Cajina (2003). Real-time variational assimilation of hydrologic and hydrometeorological data into operational hydrologic forecasting. *Journal of Hydrometeorology* **4**(3), pp. 627–641.

Servat E., J. E. Paturel, H. Lubès, B. Kouamé, M. Ouedraogo et J. M. Masson (1997). Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part 2 : detailed analysis of the phenomenon in Côte d'Ivoire. *Journal of Hydrology* **191**, pp. 1–15.

Servat E., J. E. Paturel, H. Lubès-Niel, B. Kouamé, J. M. Masson, M. Travaglio et B. Marieu (1999). De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne. *Revue des Sciences de l'Eau*, pp. 363–387.

Shinoda M., T. Okatani et M. Saloum (1999). Diurnal variations of rainfall over niger in the west african sahel : a comparison between wet and drought years. *International Journal of Climatology* **19**, pp. 81–94.

Sivapalan M., K. Beven et E. F. Wood (1987). On hydrologic similarity. 2. a scale model for storm runoff production. *Water Resources Research* **23**(12), pp. 2266–2278.

Sivapalan M., G. Blöschl, L. Zhang et V. R. A. (2003). Downward approach to hydrological prediction. *Hydrological Processes* **17**(11), pp. 2101–2111.

Smith M. B., D. J. Seo, V. I. Koren, S. M. Reed, Z. Zhang, Q. Duan, F. Moreda et S. Cong (2004). The distributed model intercomparison project (DMIP) : motivation and expriment design. *Journal of Hydrology* **298**, pp. 4–26.

Sorooshian S. et F. Arfi (1982). Response surface parameter sensitivity analysis methods for postcalibration studies. *Water Resources Research* **18**(5), pp. 1531–1538.

Sorooshian S. et J. A. Dracup (1980). Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models : correlated and heteroscedastic error cases. *Water Resources Research* **10**(2), pp. 430–442.

Sorooshian S. et V. K. Gupta (1983). Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models : the question of parameter observability and uniqueness. *Water Resources Research* **19**(1), pp. 260–268.

Sorooshian S., V. K. Gupta et J. L. Fulton (1983). Evaluation of maximum likelihood parameter estimation techniques for conceptual rainfall-runoff models : influence of calibration data variability and length on model credibility. *Water Resources Research* **19**(1), pp. 251–259.

Sultan B. et S. Janicot (2003). The West African Monsoon Dynamics. Part 2 : The 'Preonset' and 'Onset' of the Summer Monsoon. *Journal of Climate* **16**, pp. 3407–3427.

Thornthwaite C. W. (1948). An approach towards a rational classification of climate. *Geophysical review* **38**, pp. 55–94.

Troch P. A., F. P. De Troch et W. Brutsaert (1993). Effective water table depth to describe initial conditions prior to storm rainfall in humid regions. *Water Resources Research* **29**(2), pp. 427–434.

Troutman B. M. (1982). An analysis of input errors in precipitation-runoff models using regression with errors in the independent variables. *Water Resources Research* **18**(4), pp. 947–964.

Troutman B. M. (1983). Runoff prediction errors and bias in parameter estimation induced by spatial variability of precipitation. *Water Resources Research* **19**(3), pp. 791–810.

Troutman B. M. (1985). Errors and parameter estimation in precipitation-runoff modeling - 1. Theory. *Water Resources Research* **21**(8), pp. 1195–1213.

Uhlenbrook S., S. Roser et N. Tilch (2004). Hydrological process representation at the meso-scale : the potential of a distributed, conceptual catchment model. *Journal of Hydrology* **291**, pp. 278–296.

Uhlenbrook S., J. Seibert, C. Leibundgut et A. Rodhe (1999). Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure. *Hydrological Sciences Journal* **44**(5), pp. 779–797.

Varado N. (2004). *Contribution au développement d'une modélisation hydrologique distribuée. Application au bassin de la Donga, au Bénin.* Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Varado N., I. Braud, S. Galle, M. Le Lay, L. Séguis, B. Kamagate et C. Depraetere (2005). Multi-criteria assessment of the representative elementary watershed approach on the donga catchment (benin) using a downward approach of model complexity. *Hydrology and Earth System Sciences* (submitted).

Vieux B. E., J. P. Looper, B. Cappelaere, C. Peugeot et A. Maia (1998). Exploring climatic impacts on water resources in west Niger, Africa. *IAHS Publication* (252), pp. 347–354.

Vischel T. (2006). *Impacts de scénarios climatiques et de pression anthropique sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens.* Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Vrugt J. A., H. V. Gupta, L. A. Bastidas, W. Bouten et S. Sorooshian (2003). Effective and efficient algorithm for multiobjective optimization of hydrologic models. *Water Resources Research* **39**(1214, doi :10.1029/2002WR001746).

Wagener T., D. P. Boyle, M. J. Lees, H. S. Wheater, H. V. Gupta et S. Sorooshian (2001). A framework for development and application of hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences* **5**(1), pp. 13–26.

Wagener T., N. McIntyre, M. J. Lees, H. S. Wheater et H. V. Gupta (2003). Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modelling : Dynamic identifiability analysis. *Hydrological Processes* **17**, pp. 455–476.

Weglarczyk S. (1998). The interdependence and applicability of some statistical quality measures for hydrological models. *Journal of Hydrology* **206**, pp. 98–103.

Wendling J. (1992). *Modélisation pluie-débit : comparaison d'approches conceptuelles/physico-déterministes, globales/semi-distribuées. Essai de prise en compte de la variabilité spatiale des pluies (application au bassin versant du Réal Collobrier).* Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

White L. W., B. Vieux, D. Armand et F. X. Le Dimet (2003). Estimation of parameters for a surface hydrology model. *Advances in Water Resources* **26**(3), pp. 337–348.

Widiatmaka (1994). *Analyse structurale et fonctionnement hydrique d'un système pédologique limoneux acide sur granite et sur schiste du Massif Armoricain.* Thèse de Doctorat, ENSA Rennes.

Winchell M., H. V. Gupta et S. Sorooshian (1998). On the simulation of infiltration-and saturation-excess runoff using radar-based rainfall estimates : Effects of algorithm uncertainty and pixel aggregation. *Water Resources Research* **34**(10), pp. 2655–2670.

WMO (1975). Intercomparison of conceptual models used in operational forecasting. Operational Hydrology Report No. 7, Geneva, Switzerland.

Wubda M. (2003). Reconnaissance géophysique du bassin versant d'Ara (Djougou, Nord Bénin). Rapport de DESS Géophysique Appliquée, Paris VI.

Yapo P. ., H. V. Gupta et S. Sorooshian (1996). Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models : sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology* **181**, pp. 23–48.

Yapo P. O., H. V. Gupta et S. Sorooshian (1998). Multi-objective global opimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology* **204**, pp. 83–97.

Yu P. S. et T. C. Yang (2000). Using synthetic flow duration curves for rainfall-runoff model calibration at ungauged sites. *Hydrological Processes* **14**, pp. 117–133.

Zhang L., W. R. Dawes et G. R. Walker (2001). Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research* **37**(3), pp. 701–708.

Zin I. (2002). *Incertitudes et ambiguité dans la modélisation hydrologique. Discussion, développements méthodologiques et application à l'hydrologie de crue en Ardèche.* Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Zin I. et C. Obled (2005). Geomorphologic conditions for a robust unit hydrograph, with implications for ungauged catchments. *Journal of Hydrology* (accepted for publication).

Annexes

Article soumis à *Water Ressources Research*

Detecting changes in watershed behavior : a model-based methodology. Application to West African non-stationary conditions

Matthieu Le Lay[1], Sylvie Galle[2], Georges-Marie Saulnier[1] and Isabelle Braud[3]

[1]LTHE, Grenoble, France

[2]LTHE-IRD, Cotonou, Bénin

[3]CEMAGREF, Lyon, France

Abstract

West Africa has been subject to changing climatic and hydrological conditions during the second half of the last century. The Upper Ouémé watershed (9.670 km^2, Benin) case study is characteristic, since a large reduction in rainfall has been affecting the region since the seventies, and land-cover has been modified by the growth of anthropic pressure and agricultural surfaces. In these conditions, can we detect a modification of the hydrological behavior of the watershed? This study proposes a model-based framework to detect hydrological changes, taking into account modeling uncertainties. Hence, use is made of a daily lumped hydrological model (GR4J, Perrin *et al.* 2003). First, the changes in the hydrological behavior of the Upper Ouémé watershed, occurring during the seventies, are detected by use of a statistical test on the annual runoff coefficients. Second, a model-based approach is developed. The analysis of simulation residuals, when associated with parameter estimation uncertainty, is shown to highlight the changes in the watershed behavior. The significance of changes in calibrated parameter values under changing hydrological conditions is also discussed. A resampling technique is used to show that changes in hydrological behavior cannot be linked with changes in optimal parameter values. Finally, an original analysis of calibration results, based on year-to-year efficiency values, is used to highlight the non stationarity of the watershed behavior.

Introduction

Evolution of water resources is more than ever a matter of concern, because of potential consequences of climate non-stationarity and anthropic pressure. In such conditions, watershed hydrological response is likely to change, and the sustainability of water supplies is questioned, especially in dry areas. In West Africa for instance, the long lasting drought experienced since the seventies had dramatic consequences on water resources and food security. Therefore, the past years have seen a growing attention on forecasting the hydrological impacts of climatic and land-use changes. However, it must be recognized that hydrologists are unable to provide satisfactory responses to this question, because of uncertainties remaining from use of hydrological models in non-stationary conditions. In this context, the detection of watershed behavior changes once they have occurred may be considered as an intermediate objective for a better understanding of response of hydrological systems to changing conditions.

Recent researches aimed to detect non stationarity in climatic and hydrological time series, and numerous statistical methodologies have been developed, as reviewed by Kundzewicz et Robson (2004). If those approaches are of increasing interest, they only deal either with rainfall or runoff, but never with rainfall-runoff relationship. To detect watershed behavior changes, existing methods are based either on paired watershed approaches (see Brown *et al.* 2005 for a recent review) or on rainfall-runoff models, as developed in this paper. Indeed, once it has been calibrated, a model may be considered as a virtual control watershed as it simulates a stationary hydrological behavior.

Among the existing attempts using model-based strategies to detect changes in watershed behavior (see Andréassian *et al.* 2003 for a review), two main approaches may be considered : (i) the analysis of model residuals (simulated minus measured flows), and (ii) the analysis of parameter stability. As any calibrated model becomes a control watershed with a stationary behavior, quality of predicted discharges will decline whether the watershed is experiencing behavior changes. Then, trends in simulation residuals may be analyzed to detect changes in hydrological response. This approach has been applied from deterministic runoff predictions by Lorup *et al.* (1998) and Schreider *et al.* (2002), for instance, to assess the effects of land-use changes on hydrological response. Andréassian *et al.* (2003) used a model to identify watershed behavior over successive time periods and defined a resampling test to quantify the significance of trends. This test was shown to adequately detect gradual changes in watershed behavior. The stability of model parameters under changing conditions is far less studied, and Niel *et al.* (2003) realized the main work. They calibrated a rainfall-runoff model on several West African watersheds, before and after the occurrence of the long-lasting rainfall deficit on the region. The optimal parameter values for each calibration period, associated with a confidence region, were thus compared. Authors concluded that there is no link between parameter stability and stationarity of hydro-climatic data.

However, this issue is far to be resolved and many questions remain. To get reliable and understandable results, efficient methodologies have to deal with large uncertainties associated with rainfall-runoff modeling. As noticed by Beven et Binley (1992), Mroczkowski *et al.* (1997) or Gupta *et al.* (1998) for instance, the weakness of the calibration process has to be taken into account to overcome the questions about the predictive power of rainfall-runoff models. Dealing with parameter estimation uncertainty is therefore expected to greatly improve confidence in results analysis. Indeed, if different parameter sets may be equally suitable to simulate runoff during the calibration period, predicted discharges on independently observed discharges are highly sensitive to parameter uncertainty (e.g. Uhlenbrook *et al.* 1999). Moreover, the listed approaches explore several complementary facets of this issue, and as such would benefit from being associated.

Therefore, this paper explores the ability of hydrological models to detect changes in the rainfall-runoff relationship at the watershed scale through a global and original framework. The first section presents the hydro-climatic context of the study, as well as the conceptual basis of the carried out methodologies. The second section analyzes the non-stationarity of the hydrological behavior of the studied watershed through a statistical test on the annual rainfall-runoff relationship. In a third part, simulation residuals are analyzed within the GLUE methodology (Beven et Binley 1992), in order to characterize watershed behavior changes. The fourth section explores the signature of hydrological changes in calibrated parameter sets, through two complementary approaches. Finally, in section 5, a detailed analysis of calibration results, judged as relevant to underline changes in watershed behavior, is proposed.

Material and methods

West african hydro-climatic conditions and data

During the last fifty years, West Africa has been subject to significant rainfall variability, characterized both by large interannual fluctuations and by periods of long-lasting droughts (see for instance Nicholson et Palao 1993 or Le Barbé *et al.* 2002). The analysis of the annual rainfall series displayed a statistical break around 1970 in the whole West-African region (Hubert *et al.* 1989; Paturel *et al.* 1997), splitting a wet (1950-1970) and a dry (1971-1990) period. On the seasonal scale, these changes are associated with changes in the rainfall regime, as shown by Le Barbé *et al.* (2002), Lebel *et al.* (2003) or Le Lay et Galle (2005). During the 90s, the annual rainfall depths were more contrasted, and drought persistence is now being questioned (L'Hôte *et al.* 2003; Ozer *et al.* 2003).

This study focuses on the Upper Ouémé watershed, covering 9.670 km^2 in Benin (1.5°-2.5°E, 9°-10°N - Figure 1). Situated within the Sudanian climatic regime, this area is characterized by a single rainy season, with an average amount of 1200 mm spread between April and October. The streamflows are intermittent, with river discharge occurring between the end of June and January. Daily series of rainfall and discharge were collected throughout the period 1954-2002, excluding years 1971, 1980 and 1989 for which data is missing (see Le Lay et Galle 2005 for details on data processing). Mean daily rainfall on the watershed were obtained by krigging from 12 raingauges. Daily Penman-Monteith potential evapotranspiration (PE), calculated over the 1997-2002 period was smoothed into a long-term average of mean daily potential evapotranspiration on the watershed (annual amount is about 1500 mm). Such an approximation is expected to have little impact on simulation results, since, as noticed by Oudin *et al.* (2005), rainfall-runoff models are most often insensitive to detailed PE. The Upper Ouémé watershed is one of the AMMA (African Monsoon Multi-disciplinary Analysis) international program windows, on which atmospheric and continental interactions are investigated.

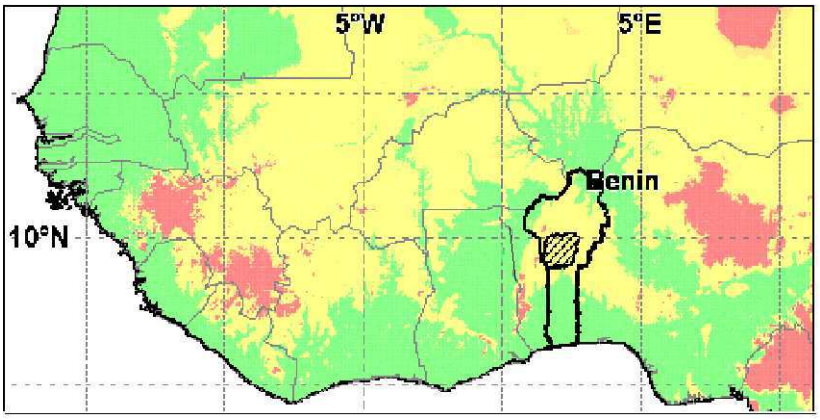


FIG. A.1: The Upper Ouémé watershed

In conjunction with the climatic non-stationarity described above, this watershed is experiencing an important growth of anthropic pressure, because of the significant increase of population and land-use changes in the region. Therefore, changes in the hydrological behavior of the watershed are possible.

The GR4J rainfall-runoff model

The methodology proposed in this article can be implemented with any conceptual rainfall-runoff model (here, conceptual means that it requires calibration). Obviously, the capacity to detect hydrological changes will strongly depend on the efficiency and the robustness of the used model. Furthermore, model complexity supported by daily rainfall-runoff data is very limited (e.g. Jakeman et Hornberger 1993). It is therefore recommended to avoid over-parametrized modeling structures, as they tend to lack robustness.

For this study, use was made of the GR4J model (Perrin *et al.* 2003). This is a reliable lumped model, which operates on a daily basis. Its structure is composed of two stores and four free parameters, which account for water balance (water exchange coefficient : X_1 ; capacity of the production store : X_2) and water transfer (capacity of the nonlinear routing store : X_3 ; unit hydrograph time base : X_4). The input variables are areal daily rainfall and potential evapotranspiration. The detailed description of the model being not within the scope of this paper, see Perrin *et al.* (2003) for a complete discussion.

Uncertainties assessment and calibration implementation

The proposed approach lies on the equifinality concept defined by Beven (1993). It suggests that many parameter sets within a model structure are equally acceptable as simulators of a watershed. This equifinality arises due to the effects of error and uncertainty in the modeling process, resulting from error in the model structure and in the data and boundary conditions. Indeed, experience shows that the identification of optimal parameter values is a difficult task, since various parameter sets, often widely distributed within the feasible parameter space, may yield equally good results in terms of a predefined objective function.

The present paper implements the popular Regional Sensitivity analysis (RSA) from Hornberger et Spear (1981) and the Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) framework (Beven et Binley 1992). The basis of the original RSA approach is an investigation of whether the parameter distribution changes when it is conditioned on a measure of performance (e.g. an objective function). Two distributions, one for parameter values performing well (the behavioral distribution) and one for the bad ones (the non-behavioral one) are defined. The deviations from an initially uniform distribution, and differences between the behavioral and non-behavioral distributions, indicate the sensitivity of the model response to changes in the parameter. The GLUE methodology is a Bayesian Monte Carlo simulation-based technique, developed as an extension of the RSA. It was developed as a method for calibration and uncertainty estimation of models, based on generalized likelihood measures. The GLUE framework has been applied to various modeling purposes : see Beven et Freer (2001b) for a review, and for instance Freer *et al.* (1996)

and Beven et Freer (2001b) for rainfall-runoff model applications. Wagener *et al.* (2003) also developed a dynamic version of GLUE (called DYNIA) that improves parameter identifiability.

The basic steps in this applied procedure are as follows. First, the sampling ranges must be specified for each parameter. For conceptual hydrological models such as GR4J, physical arguments can't be used and these ranges are set by experience. Second, a Monte Carlo sampling based on a uniform prior distribution across the specified parameter range is performed, as in most of the GLUE applications when no prior information on parameters is known. The objective function associated with each model is rescaled into a likelihood measure in order to give a cumulative sum of one. As in most of the GLUE applications for rainfall-runoff modeling (see for instance Freer *et al.* 1996 and Beven et Freer 2001b), the Nash and Sutcliffe efficiency (Nash et Sutcliffe 1970), defined as follows, has been retained as the likelihood measure :

$$L(\theta_i|\underline{Y}) = 1 - \sigma_i^2/\sigma_{obs}^2 \tag{A.1}$$

where $L(\theta_i|\underline{Y})$ is the likelihood measure for the ith model, associated with a particular set of parameters θ_i conditioned on the observed data variables $\underline{Y}$. σ_i^2 is the associated error variance for the ith model, and σ_{obs}^2 is the observed variance for the period under consideration. Freer *et al.* (1996) studied the impact of different choices of likelihood function, and showed that such a subjectivity has relatively limited consequences on uncertainty estimation. The selection of behavioral parameter sets is function of the likelihood measure value chosen as criterion. Hereafter, the rejection criterion ($L(\theta_i|\underline{Y}) = 0.7$) has been chosen to ensure that the uncertainty bounds are wide enough to encompass most of the observed discharges during model calibration. Following rejection, the cumulative distributions of behavioral parameter sets reveal sensitivity to each parameter and identifiability of optimal values. Each behavioral model prediction is then weighted by its respective likelihood measure to give a cumulative distribution of discharges at each time step, from which the chosen discharge quantiles are calculated to represent the model uncertainty.

Detection of non stationarity in hydro-climatic time series

Many different variables can be considered to characterize changes in hydrological behavior at the watershed scale. The simplest is probably the annual runoff coefficient $C_r = R/P$ (with R and P respectively the annual runoff and rainfall depth), defining the annual hydrological yield of the watershed. However, C_r is highly linked with the rainfall depth ($R^2 = 59\%$), as shown in figure 2. Therefore, the residuals of this variable, defined as follows, were considered :

$$Res(C_r) = C_r - C_r^* \tag{A.2}$$

where C_r^* is the linear estimator of C_r, such as $C_r^* = a * P + b$ (with a and b two constants). Figure 3 shows $Res(C_r)$ on the 1954-2002 period. The annual hydrological yield of the watershed displays a significant decrease, with a clear shift around 1970. This feature may be statistically characterized, by use of break detection methods (see Kundzewicz et Robson 2004 for a review and caveats). Among the possible tests, the Hubert segmentation procedure (Hubert *et al.* 1989)

has been chosen and applied on $Res(C_r)$. Thanks to a specific algorithm, this technique provides one or several break dates –or possibly none– which separate contiguous segments whose means are significantly different in terms of the Scheffé test (Scheffé 1959). The results display only one significant break of the rainfall-runoff relationship, with a maximum probability between 1970 and 1975. In what follows, the study is therefore limited to the 1954-1990 period, as it allows the definition of two 17-year long periods (1954-1970 and 1972-1990, hereafter called the reference periods) assumed to represent two different states of the watershed. However, we cannot speak of stationary periods, as stationarity would means that the watershed is experiencing no significant land-use change, no significant long-term climate change, and no climate extremes. Such is not the case, even if the changes during these periods are small compared to the changes between the two periods.

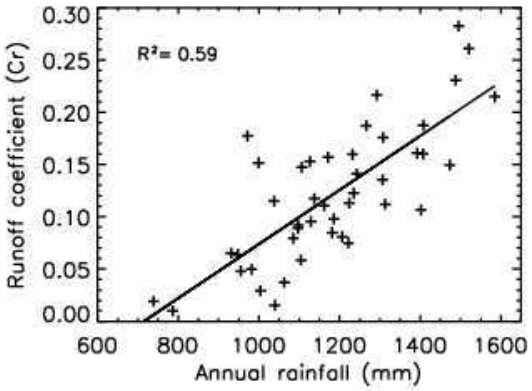


FIG. A.2: Correlation between annual runoff coefficient and annual rainfall on the Upper Ouémé watershed from 1954 to 2002

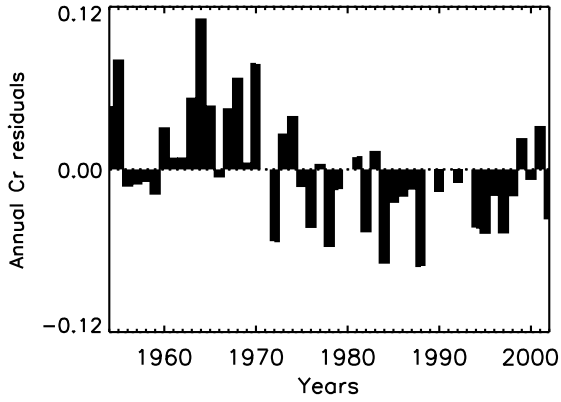


FIG. A.3: Residuals of runoff coefficients on the Upper Ouémé watershed from 1954 to 2002

It is beyond the scope of this paper to develop the reasons of those hydrological changes, that may be explained by land-use changes as by drought persistence and rainfall regime changes. However, it is worth noting that other watersheds of sub-sahelian West Africa have experienced the same hydrological yield decrease since the seventies. At the same time, comparable hydro-climatic changes have led to a paradoxical runoff increase in sahelian regions (see for instance Mahé *et al.* 2005 or Seguis *et al.* 2004). Anyway, the Upper Ouémé watershed offers a great data-set of non-stationary hydro-climatic conditions, and also constitutes an excellent opportunity to validate the proposed approach.

Detecting changes through model residuals

The GLUE methodology quantifies the simulation uncertainties due to the modeling process. It can also be used to consider whether a model is acceptable or not. In the calibration period, one may quantify the deviations between observed data and the uncertainty envelope of the model simulation. If the deviations are significantly greater during periods not used in calibration, one

may conclude to a significant change in the hydrological behavior of the watershed. If not, one may conclude to a relative stability of the behavior.

Therefore, two synthetic criteria are defined to quantify the simulation residuals. The C_1 criterion corresponds to the volume of poorly simulated daily discharges (Q_{out}) on the observed volume (Q_{obs}), averaged over five years :

$$C_1(j) = \sum_{i=j-912}^{j+912} \frac{Q_{i,out}}{Q_{i,obs}} \qquad \text{j>912} \qquad \text{(A.3)}$$

with

$$Q_{i,out} = \begin{cases} 0 & \text{if } Q_{i,05} \leq Q_{i,obs} \leq Q_{i,95} \\ min(\mid Q_{i,obs} - Q_{i,95} \mid, \mid Q_{i,obs} - Q_{i,05} \mid) & \text{elsewhere} \end{cases}$$

where $Q_{i,05}$ and $Q_{i,95}$ are the 5% and 95% quantiles of simulated discharges for the ith time step.

The second criterion (C_2) quantifies the underestimated discharges simulations (Q_{under}), and is defined as :

$$C_2(j) = \sum_{i=j-912}^{j+912} \frac{Q_{i,under}}{Q_{i,obs}} \qquad \text{j>912} \qquad \text{(A.4)}$$

with

$$Q_{i,under} = \begin{cases} 0 & \text{if } Q_{i,obs} \leq Q_{i,95} \\ Q_{i,obs} - Q_{i,95} & \text{elsewhere} \end{cases}$$

The 1954-1990 period was divided into a calibration period and a simulation period, taking into account the following guidelines : the calibration period was chosen to represent a rich data-set, combining both dry and wet years, providing as robustness in parameter estimation as possible. For the GR4J model, experience shows that a 5-year period allows a robust calibration. Thus, the 1954-1959 period (including 1 year warm-up) was retained for calibration, and the model was then run over the 1960-1990 period.

Figure 4 shows both the criteria values over the 1954-1990 period and examples of simulated hydrographs for the three years 1961, 1976 and 1987. Interesting features can be underlined for both criteria. First, the C_1 values do not clearly increase until around 1975, with simulation deviations less than 10%. This can be seen as a successful validation test for the model. On the contrary, C_1 criterion displays an abrupt increase –i.e. an abrupt decrease in model performances– from the late seventies to the mid eighties. Finally, the C_1 criterion quickly decreases until 1990. Both the abruptness and the short-lifespan of the change in the watershed behavior can be clearly observed. The evolution of C_2 criterion complements these conclusions, by showing the systematic overestimation of discharges from model simulations.

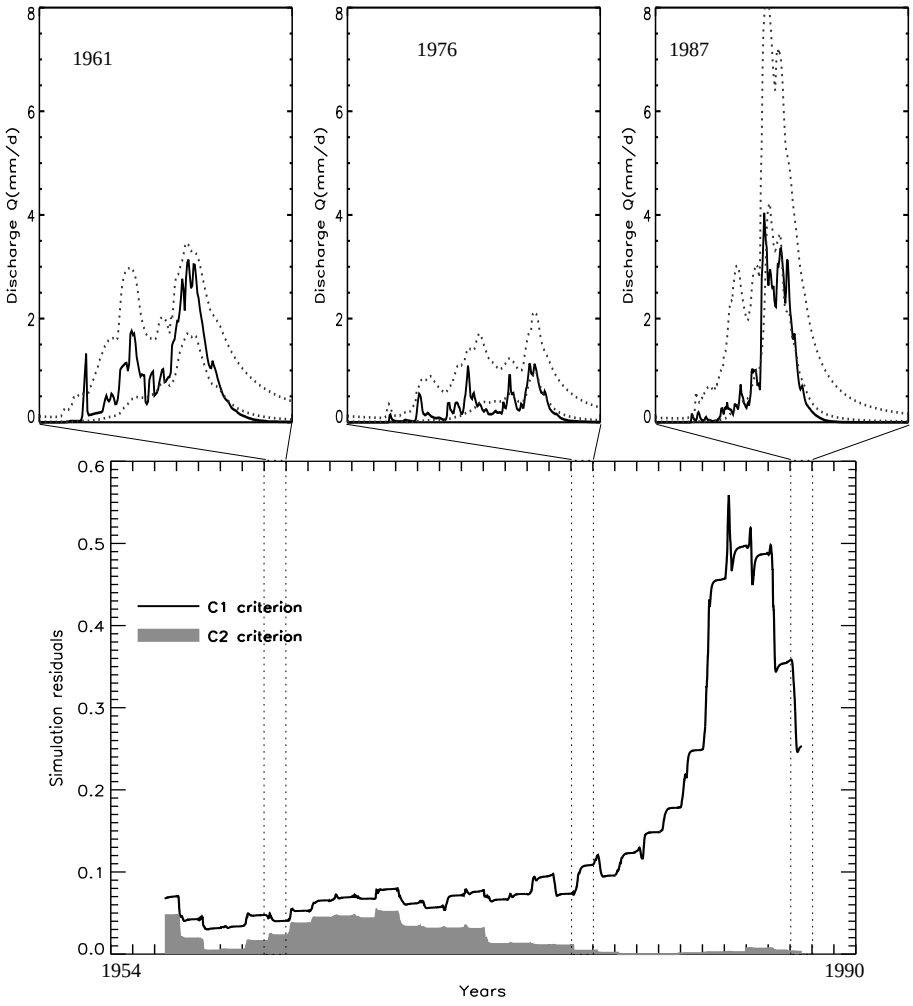


FIG. A.4: Simulations residuals criteria over the 1954-1990 period. Three characteristics years are shown, with both observed discharges and 90% uncertainty bounds (dotted lines)

Thus, the analysis of simulation residuals is shown to give an improved understanding of hydrological changes at the watershed scale. In return, stability of model parameters has to be questioned to get a better understanding of model behavior under changing conditions.

Detecting changes through model parameter sets

Looking for parameters changes following watershed behavior changes relies on a strong hypothesis, which is that parameter values have a meaning when considering them independently. However, even in parsimonious rainfall-runoff models as GR4J, interactions exist between the parameters. Such a non-orthogonality of the model structure is a major source of equifinality. It also reduces meaning of individual parameter values. Thus, it is the combination of parameter values that produces behavioral or non-behavioral simulations within the chosen model structure. As a result, detecting signature of hydro-climatic variability in model parameters should it be considered as a vain attempt ? The following explores this question.

Analysis of marginal posterior parameter distributions

The RSA approach (Hornberger et Spear 1981), provides information about each parameter sensitivity and identifiability (within an equifinality context) for the two reference periods (1954-1970 and 1972-1990). One may try to detect the change in the hydrological behavior of the watershed through the differences between the behavioral distributions of each parameter values for the two periods. The χ^2-test is a statistical test which allows -for a given significance level α- detecting if two empirical distribution functions are both realizations of the same unknown theoretical distribution law. The $p-value$ synthesizes the results of the test : it corresponds to the probability of obtaining, within the hypothesis that a common distribution law exists (the null hypothesis), a value of the χ^2 distance greater than the distance computed between the two reference periods. Figure 5 shows the cumulative marginal distributions of behavioral parameter values, with $L(\theta_i|\underline{Y}) = 0.7$ as a rejection criterion. The production module parameters (X_1 and X_2) are the most sensitive, since they show a stronger deviation from the original uniform distribution than the transfer module parameters (X_3 and X_4). In particular, the X_4 parameter displays an apparent insensitivity, which may be explained by the smooth hydrological response of this large watershed. It is worth noting that such plots must be interpreted with care, because of the effect of the original range of parameters considered on the visual impression. Moreover, given a chosen significance level $\alpha = 0.01$, the two production parameters X_1 and X_2 are shown to be significantly different for the two periods, as the probability of obtaining a greater distance within the null hypothesis is lower than 1%. Once again, this result confirms the changes in hydrological yield observed on the watershed.

However, the observed parameter instability has to be compared to the natural variability of calibrated parameter values for any period. In other words, can it be agreed that "the hypothesis that parameter stability can be translated into hydrologic stability" (Niel *et al.* 2003) ? To simplify analysis, the calibrated optimal values are discussed rather than the whole behavioral parameter distributions. Indeed, the parsimonious structure of the GR4J model (only 4 free parameters) leads to well-identified parameter values and to limited equifinality. Thus, the optimal parameter values (according to the Nash efficiency) approximately correspond to the medians of behavioral distributions, as shown on Figure 5 for the 1954-1970 period. The following part also discusses the stability of parameters using a resampling algorithm as detailed below.

A resampling technique to test the significance of changes in parameter values

The above results have shown that parameters values are different when calibrated on the two reference periods (1954-1970 and 1972-1990). To test the significance of these differences, one may compare them to those obtained for other periods. Hence, a resampling method may be used. Such techniques are attractive because they are distribution-free, i.e. they do not require the assumption of a particular distribution of the data when the test is made (Kundzewicz et Robson 2004). The proposed test lies on two hypothesis : (i) the absence of trend in hydrological behavior of the watershed on the 1954-1990 period (hereafter called the null hypothesis H_0) ;

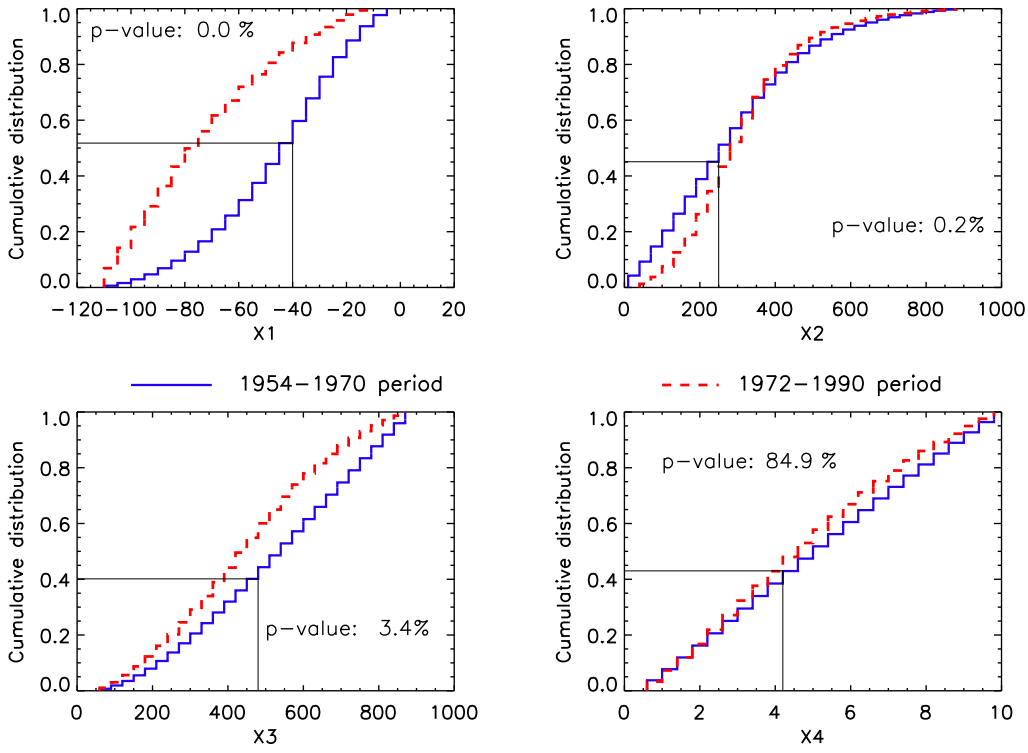


FIG. A.5: Cumulative marginal likelihood distribution, for all four model parameters, from behavioral parameter sets for the two reference periods. Optimal parameter values calibrated on the 1954-1970 period are added

(ii) the hydrological independence of each year. The latter has been verified, since the annual runoff coefficients have a low rank 1 auto-correlation coefficient ($r = 0.26$). According to these hypothesis, the chronological order of the observations is not important, and data can be shuffled many times.

In what follows, the resampling concerns the 34-year long 1954-1990 period (excluding years 1971, 1980 and 1989 for which data is missing). One hundred synthetic 17-year periods (P_i) are sampled, and complementary periods (P_i') are inferred. For each subsample the model is calibrated, leading to new estimated parameter sets. To characterize the changes in optimal parameter values, the distance $D_{i,j}$ between the complementary periods is measured as follows :

$$D_{i,j} = |X_j(P_i) - X_j(P_i{}')| \tag{A.5}$$

where $X_j(P_i)$ is the optimal value of the parameter X_j for the period P_i. Thus, the D distances are calculated after each shuffle, so that at the end of the permutation round (i.e. after 100 distance calculations) an empirical distribution of these distances is generated for each parameter. It is then possible to analyze the relative positions of the distance obtained -for each parameter- between the two reference periods within the distribution. If this distance is somewhere in the middle of the distribution, one may conclude that there is no reason to reject the null hypothesis H_0. If this distance is larger than almost all the values of the distribution, we reject H_0, given that such a value is unlikely under this hypothesis.

Results of this test are shown on figure 6. The relative position of the distances obtained between the two reference periods are somewhere in the middle of the distribution. Therefore, one may conclude that there is no reason to reject H_0. Thus, changes in watershed behavior are not associated with significant changes in calibrated parameter values, given the large natural variability of optimal parameter sets.

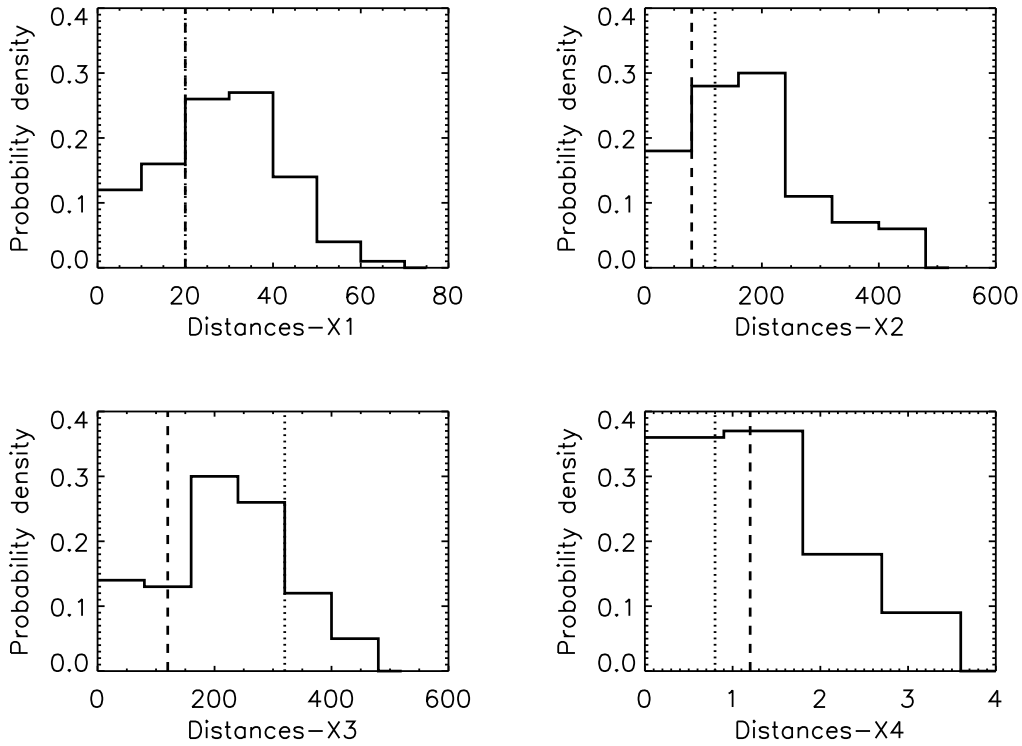


FIG. A.6: Parameter distances distributions, for all four model parameters, from optimal calibrated values, compared to the parameter distances between : the two reference periods (dashed lines) ; the wet and dry composite periods (dotted lines)

Therefore, the model behavior may be questioned : does it behave as a statistical model ? In other word, which is the dependence between parameter values and forcing climatic conditions occurring during the calibration process ? Hence, parameter distances between two composite periods composed by the 17 wettest years and the 17 driest years of the 1954-1990 period are computed and compared to the distributions. Results (figure 6) are reassuring : parameter distances between composite periods are not significant, which demonstrates the relative model independence on forcing conditions.

From these results, one may conclude that the signature of watershed behavior changes cannot be detected in the model parameter values.

Detecting changes from calibration efficiency variance

Since it often reduces the model calibration process to a curve fitting, the use of a global mathematical criterion during the model calibration process may appear to be insufficient as a

test of model relevance. For Boyle *et al.* (2000), the resulting loss of information can even lead to see equifinality when there is none, which justify the use of multicriteria strategies. As stressed by Wagener *et al.* (2003), "it also leads to problems with the identification of those parameters associated with response modes that do not significantly influence the selected objective function". Nevertheless, a finer study of the calibration results may lead to a better understanding of the model performances. As an illustration, should it be considered that two calibrations on x years of data resulting in the same value of any objective function mean two equally good model simulations ? Clearly not, since observation of the year-to-year fitting may lead to very different conclusions.

Indeed, by construction, the Nash and Sutcliffe efficiency is known to emphasize the importance of high runoff values in the calibration process. Therefore, wet years have a stronger weight than the dry years in the calibration data-set, and more generally peak flow periods have greater influences than others. This is why the calibrated parameters should be seen as representative of the wettest sub-periods rather than the whole period. Thus, if the calibration data-set presents a hydrological homogeneity (i.e. no changes in the rainfall-runoff relationship), the calibrated parameters are expected to equally well reproduce the different parts of the period. On the contrary, hydrological heterogeneity will result in variability of model performances. Then, it becomes possible to assess the homogeneity of sub-periods through the variance of annual efficiencies over the calibration period. However, as the Nash criteria uses the mean flow on the calibration period as reference model, the comparison of efficiency values between different periods is biased. Therefore, the efficiency criterion has been modified, so that the reference model becomes the interannual mean flow (i.e. over the whole 1954-1990 period).

From the 200 calibration periods, the annual efficiency variances (σ^2) are calculated as follows :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(E_i^* - \overline{E^*})^2 \tag{A.6}$$

where n is the number of years in the calibration period, E_i^* is the modified efficiency for the year i and $\overline{E^*}$ is the averaged global modified efficiency. Figure 7 shows the distribution of efficiency variances. This distribution is compared to the variances obtained for the two reference periods, but also to those obtained for the two composite periods defined in the previous part. The variances associated with the periods 1954-1970 and 1972-1990 are shown to be the two lowest variances of the distribution, confirming the relative hydrological homogeneity of these two periods compared to the randomly generated ones. From this result it thus becomes possible to infer that parameters associated with these periods are the most relevant. Moreover, the variances calculated for the dry and wet composites are close to the median of the distribution, which confirms the relative independence between the fitted model and the climatic conditions included in the calibration data-set. Therefore, although the periods 1954-1970 and 1972-1990 do not maximize the optimal model parameter changes, they are shown to be associated with the most relevant calibrated parameter sets. The proposed test thus highlights the existence of a non-stationary watershed behavior through a fine analysis of calibration results.

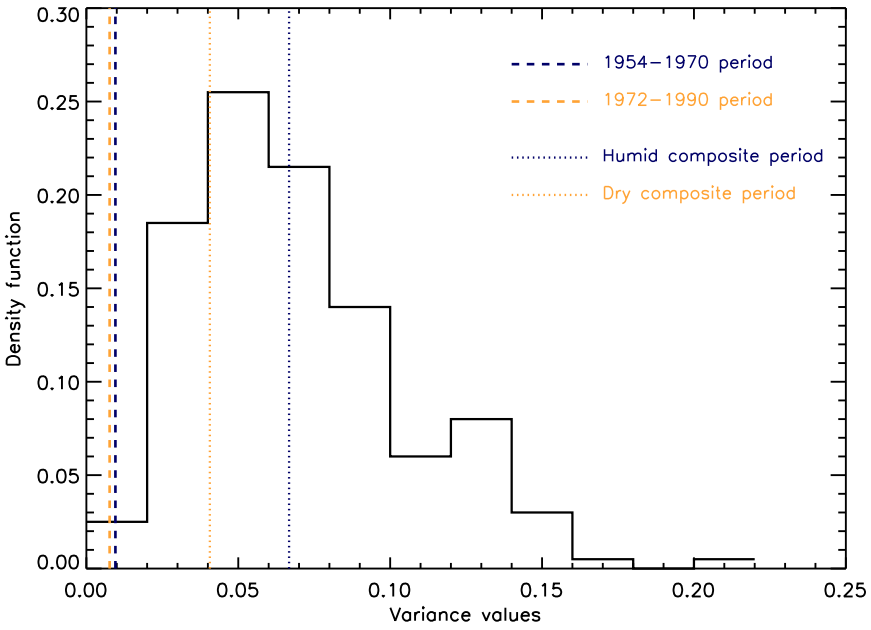


FIG. A.7: Year-to-year efficiency variances for the resampled calibration periods, compared to variances obtained with the two reference periods (dashed lines) and the wet and dry composite periods (dotted lines)

Conclusions

The applicability of rainfall-runoff models under changing conditions is an issue of increasing interest. Indeed, it appears to be a necessary condition to deal with the impact of climate and land-use changes on the water sustainability, and also concerns the current issue of prediction on ungauged basins (PUB). In this context, the ability of rainfall-runoff models to detect changes in watershed behavior has to be questioned. However, lack of research on this issue is evident. This study thus proposes a complete exploration of rainfall-runoff model behavior under changing hydro-climatic conditions. The Upper Ouémé watershed, in Benin, offers a rich long-time dataset, and constitutes a case of first interest to understand and predict evolution of water resources in West Africa.

This watershed is shown to experiment a strong hydrological yield decrease during the seventies and the eighties. Moreover, the proposed approach offers a detailed and reliable characterization of these hydrological changes, by considering complementary facets of the rainfall-runoff model behavior. When taking into account the prediction uncertainty associated with model simulations, the analysis of model residuals allows the detection of possible changes. On the other hand, the signature of hydrological changes in model parameter sets is shown not to be a relevant criterion. Indeed, the traditional calibration process suffers from too much imperfection to conciliate optimal parameter values with hydrological behavior. More generally, our opinion is that efficient attempts of parameter regionalization for ungauged watershed have to deal explicitly with the question of parameter identifiability. To overcome this problem, this paper suggested

an original analysis of model calibration results. The interannual model efficiency variances are analyzed as a signature of the heterogeneity of the watershed behavior in the calibration data-sets to detect significant hydrological changes.

We feel that this complete exploration of rainfall-model behavior leads to a better understanding of model applicability under changing conditions. The proposed methodology can be implemented with any rainfall-runoff models in various hydrological conditions, provided that resampling techniques are usable on data.

Acknowledgments

This research is part of the AMMA international program. The authors wish to thank Vazken Andréassian and Charles Perrin for their expert assistance on the GR4J model.

B

Article publié dans *IAHS publications*

Regional Hydrological Impacts of Climatic Change—Hydroclimatic Variability
(Proceedings of symposium S6 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguaçu, Brazil, April 2005). IAHS Publ. 296, 2005.

How changing rainfall regimes may affect the water balance: a modelling approach in West Africa

MATTHIEU LE LAY[1] **& SYLVIE GALLE**[2]

1 *LTHE-IRD, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9, France*
matthieu.lelay@hmg.inpg.fr
2 *LTHE-IRD, 08 BP 841, Cotonou, Benin*

Abstract West Africa is subject to large rainfall variability, on both interannual and decadal scales. The drought and famines that struck this region during the 1970s and the 1980s illustrate the impact of such variability on water resources. To gain a better understanding on how long-scale rainfall variability may affect the water resources in this region, use was made of a data set collected on the Upper Ouémé catchment (10 050 km^2 in a Sudanian environment) in Benin, as part of the AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) observing system. A lumped hydrological model (GR4J) is successfully applied to the catchment, and is forced with different rainfall regime scenarios. The results show a large variability of hydrological response with respect to given regional climatic changes, and thus emphasize the relevance of fine time-scale studies.

Key words rainfall–runoff modelling; scenarios; water resources; West African monsoon

INTRODUCTION

During the last 50 years, West Africa has been subject to significant rainfall variability, characterized both by large interannual fluctuations and by periods of long-lasting droughts, such as during the period 1970–1990. Numerous studies have described this variability and its controlling factors, more often at large space–time scales. The hydrological impacts of these climatic fluctuations are not as well understood, because they require studies at smaller scales, with high-resolution observing systems, to link the climatic and hydrological scales (Lebel *et al*., 2003). Indeed, realistic water resource impacts need to deal with rainfall intermittence and seasonal distribution, especially in arid and semiarid regions, where evapotranspiration is a key factor in the runoff generation process. The aim of this work is to quantify the sensitivity of a simple rainfall–runoff model forced by different rainfall regimes, using three hydrological variables: runoff, evapotranspiration and soil moisture. The results are discussed in terms of hydrological behaviour and scale relevance for water resource impact assessment.

MODEL, DATA AND METHODOLOGY

Methodology

The classical framework for estimating the impacts of climate change on hydrological behaviour includes the following stages: (a) determination of the parameters of a

hydrological model in the study catchment, using current hydroclimatic inputs, and model validation on a period not used for calibration; (b) perturbation of the historical time series of climatic data according to some climate change scenario; (c) simulation of the hydrological characteristics of the catchment under the perturbed climate, using the calibrated hydrological model; and (d) comparison of the model simulations of current and possible future hydrological characteristics. This methodology involving parameter calibration, is based on an important hypothesis, which is the consistency of catchment behaviour under different climatic conditions. We assume, using a large and rich calibration period and considering moderate climatic change, that this hypothesis is verified. Furthermore, historic hydroclimatic data allow us to verify the results obtained and thus validate our modelling strategy.

The hydrological model

Numerous authors have discussed the model types used for climatic impacts studies (e.g. Beven, 1989; Arnell, 1992; Jakeman & Hornberger, 1993; Michaud & Soorooshian, 1994; Refsgaard & Knudsen, 1996; Kokkonen & Jakeman, 2001; Dagnachew *et al*., 2003). To summarize, it appears that although physically-based models may offer the best potential, their utilization is widely complicated by the high-resolution data required in both space and time. For most catchments, data are not available at such scales and models need to be calibrated. Therefore, as model robustness is the most important criterion in impact studies, parsimonious conceptual models are often preferred (see Vieux *et al.* (1998) for a physical approach in semiarid West Africa). A comparison of two model concepts for the Upper Ouémé region, made by Bormann & Diekkrüger (2003), illustrates the difficulties of physically-distributed approaches.

For this study, we have used the GR4J model, from the family of models developed at Cemagref (Perrin *et al*., 2003). This is a conceptual, lumped model, which operates on a daily basis. Its structure is composed of two stores and four free parameters, and the input variables are spatially averaged daily rainfall and evapotranspiration. For a complete description see Perrin *et al.* (2003).

Catchment and data description

This study focuses on the Upper Ouémé catchment, covering 10 050 km^2 in Benin, within the square degree (1.5°–2.5°E, 9°–10°N). Situated within the Sudanian climatic regime, this area is characterized by a single rainy season, with an average amount of 1200 mm spread between April and October. The rainfall is primarily linked to meso-scale convective systems, although local convective cells are responsible for a high degree of spatial and temporal variability in rainfall patterns. Annual rainfall displays this variability, at both the decadal and the inter-annual scales, as shown in Fig. 1. The long-term annual average of potential evapotranspiration is about 1500 mm. The catchment streamflows are intermittent, with river discharge occurring between the end of June and January. The average runoff coefficient is about 10%, which should imply

a priori, according to Arnell (1992) and Chiew *et al.* (1995), a large sensitivity of the watershed to climatic changes. This area is one of the AMMA international programme sites, on which atmospheric and continental interactions are investigated.

Daily series of rainfall and discharge were collected throughout the 1954–2002 period. The 12 raingauge stations located in this region were used to compute the mean daily rainfall in the catchment using a kriging process. Six years of daily climatic variables permitted the computation of Penman Monteith evapotranspiration at a single station located in the catchment. These values were smoothed in a long-term average of daily evapotranspiration and used as the mean values for the catchment.

The annual rainfall–runoff relationship over the 1954–2002 period, presented in Fig. 2 at the catchment scale, is strongly non-linear, with changes in runoff approximately twice as large as changes in rainfall. Furthermore, the significant dispersion observed emphasizes the need of a finer scale approach.

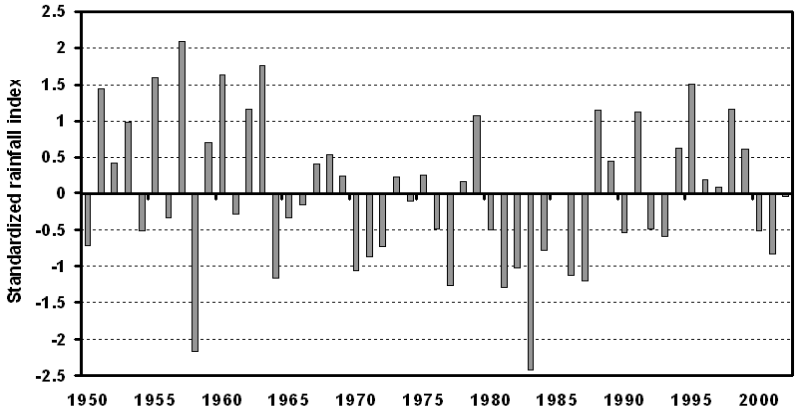


Fig. 1 Evolution of the standardized rainfall index over the Upper Ouémé catchment between 1950 and 2002.

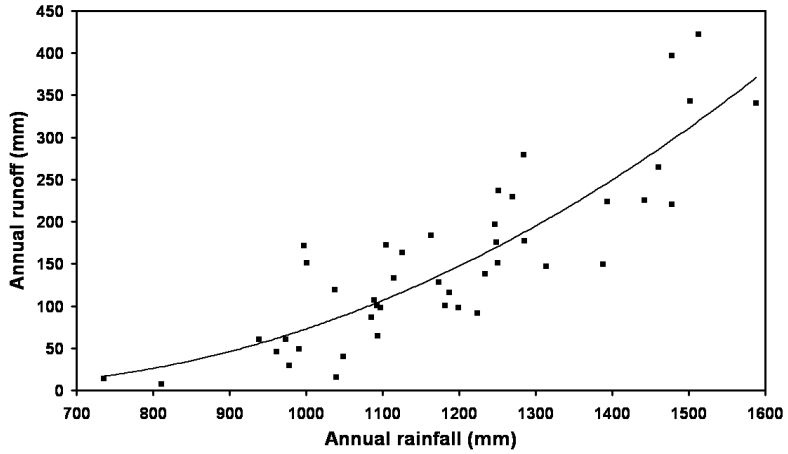


Fig. 2 Annual rainfall–runoff relationship for the Upper Ouémé catchment between 1954 and 2002.

Model calibration and validation

Non-stationarity of hydroclimatic conditions in West Africa during the last 50 years has been indicated by different studies (Paturel *et al.*, 1997; Le Barbé *et al.*, 2002), and a break in the time series characteristics has been identified around 1970. Hydrological model behaviour under non-stationary conditions (Niel *et al.*, 2003) is outside the scope of this paper; therefore, the simulation period is restricted to the years after 1970. Model calibration was performed on the years from 1971 to 1989 (with one year warm-up period) and the years from 1990 to 2002 were used for model validation. The use of a long calibration period (19 years) allows us to infer model parameters with a rich data set, composed both by dry and humid years. Therefore, the resulting model (GR4J structure + inferred parameters) should be robust and able to simulate very different hydrological conditions.

The calibration process, combining automatic and manual methods, uses two objective functions: the Nash-Sutcliffe efficiency (E) and a water balance criterion (B), defined as follows.

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} \left(Q_{obs,i} - Q_{sim,i} \right)^2}{\sum_{i=1}^{n} \left(Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}} \right)^2}$$

$$B = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q_{sim,i}}{\sum_{i=1}^{n} Q_{obs,i}} - 1$$

with n the number of days during the simulation period, $Q_{obs,i}$ the observed daily flows, $Q_{sim,i}$ the simulated daily flows, and $\overline{Q_{obs}}$ the average observed daily flows. These statistics judge different aspects of model performance: the efficiency formulation focuses on high flows, and the water balance criterion is indicative of the model ability to predict the volume of stream discharge. From a water resource perspective, these two criteria allow a robust evaluation of model performances. The good global efficiencies for calibration and validation ($E > 0.8$), associated with accurate volumes simulations ($B < 5\%$) and non-biased results (verification using flow duration curves of daily runoff), give a good *a priori* confidence in the modelling strategy.

RAINFALL SCENARIOS

A dry spell will not have the same hydrological impact when it occurs through a reduction in the average intensity of rain events, as a reduction in the number of events over a given period, or as a mixture of both. The aim of this paper is therefore to quantify the impact of intra-seasonal rainfall distribution and rainfall intermittence on the hydrological response.

Several annual rainfall reductions (–10%, –20%, –30%, –40%), based on the daily rainfall of the 1990–2002 period, are simulated using four different scenarios, defined

as follows: (S_1)—the same percentage change is applied to each rainy day of the observed data. Daily rainfall is reduced but intermittence is the same as in the observed data set; (S_2)—the occurrence of rain events is modified, by randomly removing rainy days during the rainy season; (S_3)—the length of the rainy season is reduced, by symmetrically removing the first and last rainy days; and (S_4)—the most intense storms at the core of the rainy season (July–September) are removed first.

In a previous study of the long-lasting drought (1970–1990) over West Africa from Le Barbé *et al.* (2002), the decrease in the occurrence rate of large rain events during the core of the rainy season was shown to be the primary cause of the rainfall deficit. Therefore, S_4 is probably the most realistic scenario of droughts in the studied region.

RESULTS AND DISCUSSION

Hydrological sensitivity to drought is investigated through different variables in the rainfall–runoff model: (a) the total annual discharge (Q) at the outlet of the catchment; (b) the actual evapotranspiration rate (ET); and (c) a soil moisture index, defined as the ratio of the amount of water in the production store. It should be noted that GR4J is a conceptual rainfall–runoff model, developed to compute reliable runoffs, and as with most hydrological models, calibrated only against the streamflow data. Therefore, the reliability of the internal fluxes calculated by the model such as the ET and the soil moisture is unknown, and the absolute values of these estimates should not be used directly. However, their relative changes between the different simulations may be considered as the changes in water balance components of the catchment described by the model.

Runoff depth

As expected, significant differences in the total discharge can be seen, depending on the scenario in which the drought manifests itself (Fig. 3). Firstly, S_3 clearly appears to be the less critical scenario with respect to water resources, as it does not result in an amplification of the runoff deficit compared to the rainfall reduction. In contrast, the three other scenarios provide a discharge deficit up to twice as large, S_4 having the most serious consequences. Surprisingly, S_1 and S_2 result in a similar runoff deficit, although rainfall intermittency is clearly different. Moreover, S_2 shows a slightly smaller runoff reduction, although the larger inter-event lag could have been considered as a factor reducing runoff by increasing the infiltration. Scenario S_4 reveals the importance of intense events on the discharge, especially in the core of the rainy season when the soil is saturated most of time. It should be noted that our modelling results provide a similar non-linearity in the rainfall–runoff relationship to the observations (Fig. 2), and display a large part of the observed variability.

However, hydrological and human impacts are strongly dependent on the nature of the runoff decrease. We have therefore investigated the conditional non-zero runoff distribution, by assessing the reduction quantiles Q_{90} and Q_{10} for the different scenarios (Fig. 4). Except for the S_3 scenario, peaks flows are shown to be much more

reduced than low flows. On the contrary, S_3 produces a similar relative decrease of both peak and low flows.

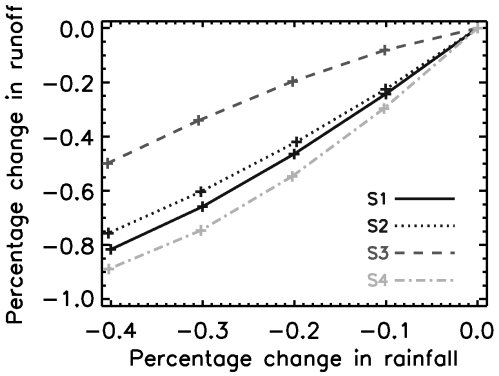


Fig. 3 Percentage change in runoff for various rainfall decrease scenarios.

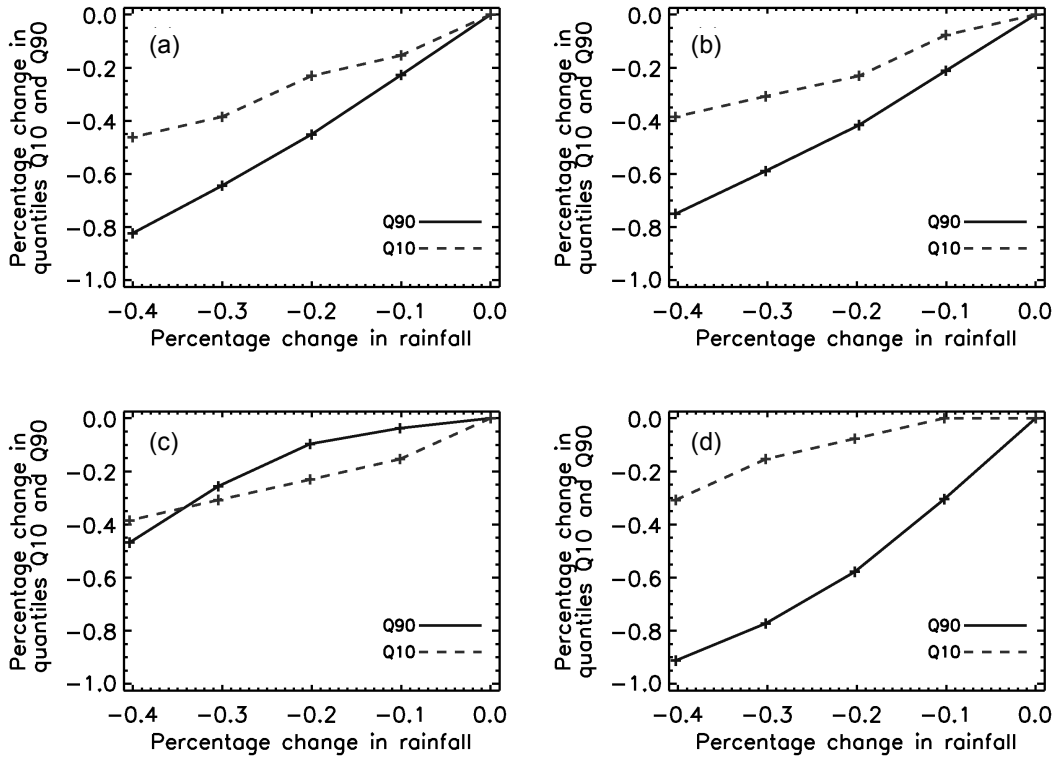


Fig. 4 Percentage change in quantiles Q_{10} and Q_{90} of the daily runoff distribution, for (a) scenario S_1, (b) scenario S_2, (c) scenario S_3 and (d) scenario S_4.

Water balance

In order to get a better understanding of the processes resulting in dispersion of runoff simulations, an internal flux and an internal state variable of the model structure were analysed for the different scenarios.

First of all, the total evapotranspiration rate calculated by the model is analysed. As may be seen in Fig. 5, S_3 produces the most important *ET* reduction of approximately 40% for a 40% rainfall reduction. Explanations may be derived from two sources: firstly, the catchment has a specific behaviour with nearly two months between the onset of the rainy season and the streamflow appearance, during which most of the rainfall returns to the atmosphere through evaporation; secondly, the potential evapotranspiration rate is stronger at the beginning and the end rather than in the core of the rainy season. In contrast, S_1, S_2 and S_4 scenarios show a twice or three times less *ET* deficit.

As a second consideration, the soil moisture index, was observed (Fig. 6). The simulation results show quite small differences between scenarios, and the soil moisture levels change at approximately half the rate of change in rainfall. As in many other hydrological models, *ET* is partly calculated from the soil moisture level, and the differences observed between these two variables features are directly linked with the temporal distribution of rainfall.

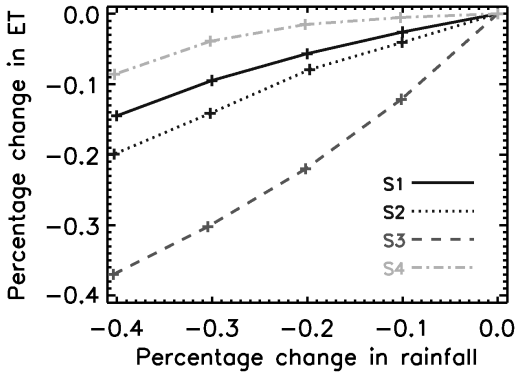


Fig. 5 Percentage change in actual evapotranspiration for various rainfall decrease scenarios.

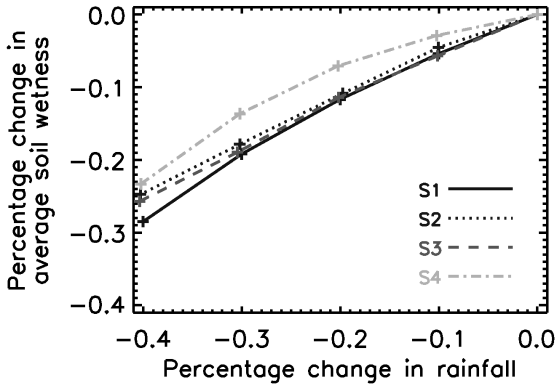


Fig. 6 Percentage change in soil moisture index for various rainfall decrease scenarios.

CONCLUSIONS

Assessing the hydrological impacts of climate changes requires dealing with the scale gap between the models commonly used for climate simulations and those used for

hydrological studies. In this paper, we have shown the variability of the hydrological response with respect to given regional climatic changes, and thus the need of a fine time scale to take account of the nonlinearity of the hydrological response and the rainfall intermittence. For a given annual rainfall decrease, the different time downscaling scenarios provide very different hydrological sensitivities, with the results showing reduction ratios between 1:1 and 2:1 in runoff with respect to rainfall volume. The most realistic drought scenario yields a relative reduction of more than 2:1, having the most serious consequences on water resources. The simulation results are also analysed in terms of evapotranspiration and soil moisture. It is shown that the soil moisture has less sensitivity to rainfall changes than the two other water balance components. Future research, involving other modelling concepts and uncertainty assessment, should permit a more reliable and useful investigation of the climatic impacts on water resources.

REFERENCES

Arnell, N. W. (1992) Factors controlling the effects of climate change on river flow regimes in a humid temperate environment. *J. Hydrol*. **132**, 321–342.

Beven, K. (1989) Changing ideas in hydrology—the case of physically-based models. *J. Hydrol*. **105**, 157–172.

Bormann, H. & Diekkrüger, B. (2003) Possibilities and limitations of regional hydrological models applied within an environmental change study in Benin (West Africa). *Phys. Chem. Earth* **28**, 1323–1332.

Chiew, F. H. S., Whetton, P. H., McMahon, T. A. & Pittock, A. B. (1995) Simulation of the impacts of climate change on runoff and soil moisture in Australian catchments. *J. Hydrol*. **167**, 121–147.

Dagnachew, L., Vallet-Coulomb, C. & Gasse, F. (2003) Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa: case study South Central Ethiopia. *J. Hydrol*. **275**, 67–85.

Jakeman, A. J. & Hornberger, G. M. (1993) How much complexity is warranted in a rainfall–runoff model? *Water Resour. Res*. **29**(8), 2637–2649.

Kokkonen, T. S. & Jakeman, A. (2001) A comparison of metric and conceptual approaches in rainfall–runoff modeling and its implications. *Water Resour. Res*. **37**(9), 2345–2352.

Le Barbé, L., Lebel, T. & Tapsoba, D. (2002) Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *J. Climate* **15**(2), 187–202.

Lebel, T., Diedhiou, A. & Laurent, H. (2003) Seasonal cycle and interannual variability of the sahelian rainfall at hydrological scales. *J. Geophys. Res*. **108**(D8), 83–89.

Michaud, J. & Sorooshian, S. (1994) Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a semiarid watershed. *Water Resour. Res*. **30**(3), 593–605.

Niel, H., Paturel, J. E. & Servat, E. (2003) Study of parameter stability of a lumped hydrologic model in a context of climatic variability. *J. Hydrol*. **278**, 213–230.

Paturel, J. E., Servat, E., Kouamé, B., Lubès, H., Ouedraogo, M. & Masson, J. (1997) Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part 2: An integrated regional approach. *J. Hydrol*. **191**, 1–15.

Perrin, C., Michel, C. & Andréassian, V. (2003) Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol*. **279**, 275–289.

Refsgaard, J. C. & Knudsen, J. (1996) Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resour. Res*. **32**(7), 2189–2202.

Vieux, B. E., Looper, J. P., Cappelaere, B., Peugeot, C. & Maia, A. (1998) Exploring climatic impacts on water resources in West Niger, Africa. In: *Water Resources Variability in Africa During the XXth Century* (ed. by E. Servat, D. Hughes, J. -M. Fritsch & Mike Hulme). (Proc. Abidgan Conf., November 1998), 347–354. IAHS Publ. 252. IAHS Press, Wallingford, UK.

THESE DE DOCTORAT DE L'INPG

Titre de l'ouvrage :

MODELISATION HYDROLOGIQUE DANS UN CONTEXTE DE VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE.

Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin.

Nom de l'auteur :

Matthieu LE LAY

Etablissement :

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564, CNRS-INPG-IRD-UJF)

Résumé :

Ce travail de thèse, qui s'inscrit dans le cadre du programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine), vise à modéliser le fonctionnement hydrologique de la Haute Vallée de l'Ouémé (14400 km^2) au Bénin. Il a pour but de réaliser une première estimation des bilans hydrologiques et de contribuer au développement d'outils capables de simuler les impacts climatiques et anthropiques sur la ressource en eau. Dans un premier temps, nous avons cherché à caractériser le fonctionnement hydrologique de la région, et à quantifier les principaux termes du bilan hydrologique à méso-échelle. Pour conceptualiser ces bassins versants, une démarche comparative a été adoptée, et deux modélisations parcimonieuses ont été mises en oeuvre : GR4J, structure empirique et générique, et TOPAMMA, formalisme dérivé de TOPMODEL et développé au cours de ce travail. Un cadre d'évaluation complet a été défini, permettant de juger les modèles en terme : (i) de performances, (ii) d'incertitudes associées à leurs prédictions ; (iii) de réalisme. Ainsi, bien que leurs performances pour simuler la relation pluie-débit soient comparables, ces modèles se distinguent lorsque les incertitudes sur les simulations et les autres composantes du cycle hydrologique sont considérées. La variabilité hydro-climatique observée dans la région au cours de 50 dernières années a également permis d'évaluer le pouvoir d'extrapolation des modèles et leur application dans des conditions non stationnaires. Nous nous sommes en particulier intéressés aux aspects méthodologiques de la détection de changements de la relation pluie-débit à partir des modèles hydrologiques. Enfin, une première estimation de la sensibilité de la réponse hydrologique au régime de mousson a été réalisée, à travers différents scénarios de forçage pluviométrique.

Mots clés :

Modélisation hydrologique ; variabilité hydro-climatique ; Afrique de l'Ouest ; analyses de sensibilité et d'incertitudes ; AMMA ; GR4J ; TOPMODEL.