Approche mixte instrumentation-modélisation hydrologique multi-échelle d'un bassin tropical peu jaugé soumis à des changements d'occupation des sols : cas du bassin de la Méfou (Yaoundé, Cameroun)

Camille Jourdan

▶ **To cite this version:**

Camille Jourdan. Approche mixte instrumentation-modélisation hydrologique multi-échelle d'un bassin tropical peu jaugé soumis à des changements d'occupation des sols : cas du bassin de la Méfou (Yaoundé, Cameroun). Autre. Université Montpellier, 2019. Français. NNT : 2019MONTG089 . tel-02866689

HAL Id: tel-02866689

https://theses.hal.science/tel-02866689

Submitted on 12 Jun 2020

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

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

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Sciences de la Terre et de l'Eau

École doctorale GAIA

Unités de recherche : OSU OREME, HSM, LISAH

Approche mixte instrumentation-modélisation hydrologique multi-échelle d'un bassin tropical peu jaugé soumis à des changements d'occupation des sols : cas du bassin de la Méfou (Yaoundé, Cameroun)

Présentée par Camille Jourdan

Soutenance prévue le 05 décembre 2019

Sous la direction de Roger MOUSSA et Valérie BORRELL-ESTUPINA

Devant le jury composé de

Silvio GUMIERE, Professeur Agrégé, Université Laval, Québec, Canada	Rapporteur
Christophe CUDENNEC, Professeur, AgroCampus Ouest, UMR SAS, Rennes	Rapporteur
Abou AMANI, Chef du Bureau Exécutif du Secteur des Sciences Naturelles et Exactes, UNESCO, Paris	Examinateur
Gilles BELAUD, Professeur, Montpellier SupAgro, UMR G-EAU, Montpellier	Examinateur
Valérie BORRELL-ESTUPINA, HDR, Université de Montpellier, UMR HSM, Montpellier	Directrice
Roger MOUSSA, Directeur de Recherche, INRA, UMR LISAH, Montpellier	Co-Directeur
David SEBAG, Maître de Conférences, Université de Rouen-Normandie, UMR M2C, Chercheur associé à l'UMR HSM, Montpellier	Encadrant, Invité
Eric SERVAT, Directeur de Recherche, IRD, OSU-OREME, Montpellier	Encadrant, Invité

UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

Remerciements

Comme pour toutes les thèses, ce manuscrit est le fruit d'un travail collectif, un très grand nombre de personnes ont en effet pris part à ce projet, de près ou de loin. Je m'excuse par avance des quelques personnes que je pourrais oublier dans cette délicate tâche d'écriture des remerciements.

Tout d'abord, je tiens évidemment à remercier très sincèrement la très belle équipe de direction de thèse. Vous m'avez fait confiance et soutenu durant ces trois années, ce ne fût pas tous les jours simples mais nous y sommes parvenus ! Vous m'aurez apporté énormément durant cette belle expérience, tant personnellement que professionnellement. Chacun d'entre vous a su jouer un rôle à part entière dans ce travail, me permettant d'affronter plus sereinement les nombreuses difficultés qui se présentaient à moi.

Merci Valérie d'avoir été à l'initiative de ce projet et d'avoir accepté ma candidature pour ce stage de Master 2. Ce fût l'élément déclencheur, me poussant à poursuivre ces travaux de thèse. Merci pour ces trois années de collaboration, qui resteront une expérience professionnelle unique m'ayant poussé à m'ouvrir vers de nombreux champs du vaste domaine de l'hydrologie.

Merci Roger pour toutes ces heures que tu m'as accordées afin de me transmettre ta vision de l'hydrologie (et pas que !), et ce, dans une ambiance toujours légère et agréable (après tout, ce n'était qu'une thèse, tu avais raison). Je garderai en mémoire ce jour très neigeux de février 2018, où nous avons résolu un certain nombre de problèmes qui nous tracassaient depuis bien longtemps alors que la neige s'accumulait d'heures en heures de façon très inhabituelle à l'extérieur.

Merci Éric d'avoir été présent lorsque j'en avais le plus besoin. Merci pour m'avoir donné les moyens de travailler dans d'excellentes conditions. Ce fût un vrai plaisir d'avoir été un de tes derniers thésards.

Pour compléter ce trio de chefs, je me dois également de remercier David Sebag, qui malgré la distance a été très présent lorsque ce fût nécessaire. Tes conseils et ton soutien moral dans les moments les plus compliqués me furent plus qu'utiles.

Je remercie toutes les personnes des UMR HydroSciences Montpellier, du LISAH mais aussi de l'OSU OREME qui m'ont conseillé, épaulé ou assisté dans l'accomplissement de certaines tâches. Merci à Perrine, Cheick, Fatiha, Angeline, Sandra, Nathalie, Jean-Pierre, Jérôme, Aubin, Son, Mehdi, Roger, Alexia, Azziza, François Garnier, François Colin, Armand, et tous les autres. Les réunions de travail, missions sur le terrain, formations ou simples discussions de couloirs m'ont permis de construire mon propre cheminement de pensées ayant abouti à ces travaux.

Je remercie également l'ensemble des personnes et structures partenaires qui m'ont permis d'obtenir les ressources nécessaires à la réalisation de cette thèse (Marielle Gosset du GET, Sophie Llovel de WSP France, Hélène Matthieu-Subias du SMMAR, le programme MAREMA).

Je profite également pour remercier tous les stagiaires, thésards (et autres contractuels précaires ou non) que j'ai pu côtoyer au cours de cette thèse (Marie, Linda, Liz, Yohann, Laïna, etc.). Ce n'est pas peut dire que nos pauses cafés m'ont été essentielles pour venir à bout de l'écriture de ce manuscrit. Nos virées au RA ou à la pinède étaient les moments les plus attendus de la journée de boulot. Un grand merci à tous les challengers qui nous ont offert des moments mémorables. J'ai une pensée particulière pour tous les thésards actuellement en dernière ligne droite, courage à vous !

Bien sûr j'ai une pensée spéciale pour Vick (et son joggos des mauvais jours) et Alix (et ses 5 dixièmes de moins à chaque œil depuis le début de la thèse). Ces deux autres galériens ayant trouvé la sortie du tunnel. Oh que ce ne fût pas simple pour nous trois ! C'est indéniable que cette fin de thèse aurait été encore bien plus difficile si je ne vous avais pas vu ramer à mes côtés ☺. Avec vous, ces dernières semaines de boulot resteront mémorables à bien des égards.

Un grand merci à ce grand fou de Colmet, pour la bonne humeur qu'il a fait régner dans le bureau pendant mes deux premières années de thèse. Un grand merci également à Marlène, ma co-bureau de toujours, pour sa présence qui inspire la tranquillité et la sérénité (compensant bien la folie de l'énergumène Colmet).

Merci aux collègues doctorants et post-docs du LISAH, où il faut le dire, j'ai été beaucoup moins présent mais où ce fût toujours un plaisir de passer. Merci à Martin, Quentin, Antoine, Laëtitia, Gabrielle, Nicolas et tous les autres.

Côté camerounais, la tâche des remerciements n'est pas moins ardue. Je tiens tout d'abord à remercier la représentation de l'IRD au Cameroun, incarnée par Jean-Jacques Braun, pour le soutien logistique fourni lors de mes missions sur place (merci aussi à Mohamed, à tous les chauffeurs et à l'ensemble du personnel de l'IRD au Cameroun). Merci aux Professeurs Benjamin Ngounou Ngatcha et Jules Remy Ndam d'avoir contribué à ce projet via la participation d'étudiants de Master des universités de N'Gaoundéré et de Yaoundé I aux travaux de terrain (HYDRARIDE 2016 et 2017, stages de Master 2). A ce titre je remercie tous les étudiants (universités de Montpellier, de Yaoundé I et de N'Gaoundéré) ayant participé à ces écoles de terrain, ainsi qu'aux stages sur le bassin de la Méfou. Je tiens donc à remercier particulièrement Souleyman, Moustapha, David, Leonel et Daouda. Votre contribution a été déterminante pour l'accomplissement de mes travaux de thèse et je vous en suis très reconnaissant. Merci également pour tous ces bons moments sur le terrain, que ce soit autour d'une bonne boîte de sardine ou au «ça sort comme ça sort».

Merci également au Docteur Jean-Claude Ntonga et à l'ensemble du Centre de Recherche Hydrologique de Yaoundé pour son soutien logistique. J'ai notamment une pensée particulière pour Papa Bedimo, qui fût un vrai mentor pour toute l'équipe de terrain. Je conclus le volet camerounais par Alain, qui a tant donné pour cette thèse. J'ai été si chanceux de croiser ton chemin en cours de route. Tu as été un excellent relais au Cameroun, sur qui j'ai pu compter ces trois années. Merci pour ta joie de vivre incroyable et tes anecdotes toujours plus drôles les unes que les autres.

Pour sortir du cadre du travail, j'ai une pensée pour tous mes amis : de Bretagne, de Montréal et d'ailleurs. Nos retrouvailles le temps d'une soirée festive, d'un week-end de rando (RIP aux mollets de Mathieu), ou d'un simple appel, m'ont permis de m'évader, juste le temps qu'il fallait, des petits soucis habituels du thésard.

Un merci très spécial à mes parents et aux « deux petits ». Mes retours à la maison avec vous ont toujours été, et resteront, des grands bols d'oxygène qui me permettent de repartir plein d'énergie ! Merci à mes grands-parents, mes oncles, mes tantes, mes cousins et cousines. Nos rassemblements familiaux sont essentiels et ont également contribués à un équilibre de vie qui m'a permis de mener à son terme ce long travail.

Enfin, un très grand merci à Carole pour ton soutien de tous les instants. Tu as été là dans les meilleurs moments mais aussi pendant mes périodes de questionnements. Sans toi, cette fin de thèse aurait été bien plus difficile à surmonter. Merci d'avoir été présente mais surtout merci de m'avoir supporté en toute circonstance.

Résumé

Les zones tropicales humides présentent généralement des chroniques hydro-climatiques limitées dans un contexte d'évolution rapide de l'urbanisation et des pressions grandissantes sur la ressource en eau. L'objectif de ce travail est de développer une approche permettant la compréhension du fonctionnement hydrologique dans un contexte peu jaugé afin d'évaluer l'impact de l'urbanisation pour une meilleure gestion de la ressource en eau et des crues. Une démarche mixte instrumentation-modélisation « sur mesure » est menée à différentes échelles spatiales (bassins emboîtés) et temporelles (de l'heure à l'année). Les applications sont menées sur le bassin de fortement urbanisé de la Méfou de 421 km² (Yaoundé, Cameroun). La thèse est structurée en trois parties. La première partie présente l'instrumentation que nous avons menée de 2017 à 2019 (16 pluviomètres et 7 limnimètres) sur 6 sous bassins avec des occupations de sols différentes (du naturel à l'urbain). Ces données horaires complètent les données historiques éparses (1950-2015) et les données globales récentes (e.g. données satellitaires, produits de ré-analyse). L'analyse des données a mis en évidence les débordements lors des fortes crues et a permis de quantifier les termes du bilan hydrologique aux échelles annuelle et de l'événement de crue, ainsi que l'impact de l'urbanisation sur le bilan hydrologique : un recul des zones forestières de 50 % et une augmentation de la proportion de zone urbaine de 10 % en 1980 à 35 % en 2017 sont associés à une augmentation de l'écoulement annuelle de 53 %. Pour tenir compte de l'évolution de l'urbanisation dans un contexte peu jaugé, la modélisation hydrologique doit être « sur mesure », adaptée aux spécificités du milieu, simple, semi-distribuée, non-stationnaire et parcimonieuse. La deuxième partie présente le nouveau modèle annuel semi-distribué que nous avons développé sur la base des modèles de Ponce et Shetty (1995) en tenant compte de la non-stationnarité des processus. Ce modèle a permis de quantifier la contribution de 8 sous-bassins majeurs, de reconstruire les séries historiques (1950-2017 ; RMSE = 99 mm) et de simuler l'impact de scénarios de changements climatiques et d'urbanisation sur la ressource en eau. La troisième partie présente le développement d'un modèle continue horaire afin de simuler les hydrogrammes de crue. Deux nouveaux modèles distincts sont développés en adaptant le modèle MHYDAS au contexte tropical urbain peu jaugé : i) Un modèle global qui permet de simuler en un point du bassin l'impact de l'urbanisation sur la ressource en eau et les crues ; ii) Un modèle semi-distribué qui permet de simuler l'impact des aménagements sur les tronçons ou de l'urbanisation sur certaines parties du bassin. Les performances des modèles ont été évaluées : i) à différents pas de temps de l'heure à l'année ; ii) sur la série continue des données et à l'échelle événementielle. Les composantes du bilan hydrologiques sont simulées tant pour l'état actuel que pour divers scénarios climatiques et d'aménagements : évapotranspiration, variation de stock dans le sol, écoulement de surface, débit de base et débordement. Tout en limitant la phase de calibration, ces modèles parcimonieux aboutissent à des performances satisfaisantes tant pour la simulation des bilans hydrologique que pour la simulation des événements de crue (NSE = 0.85). Cette approche mixte instrumentation-modélisation « sur mesure » multi-échelles semble prometteuse pour une meilleure compréhension des processus hydrologiques en milieux peu jaugés soumis à des modifications des territoires, et pour mettre à disposition des gestionnaires d'outils simples et efficaces pour la gestion de la ressource en eau et des crues.

Abstract

Humid tropics areas have generally limited hydro-climatic data in a context of rapidly changing urbanization and increasing pressures on water resources. The objective of this work is to develop an approach for understanding hydrological functioning in a poorly gauged tropical basin in order to assess the impact of urbanization for a better water resource and flood management. A mixed instrumentation-modelling "tailor-made" approach is carried out at different spatial scales (nested basins) and temporal scales (from hour to year). The applications are carried out in the highly urbanized 421 km² Méfou basin (Yaoundé, Cameroon). The thesis is structured in three parts. The first part presents the instrumentation we conducted from 2017 to 2019 (16 rain gauges and 7 limnimeters) on 6 sub-basins with different land uses (from natural to urban). These hourly data complement the sparse historical data (1950-2015) and recent global data (e.g. satellite data, re-analysis products). Data analysis highlighted overflows during high floods and quantified the terms of the annual water balance and flood events, as well as the impact of urbanization on the water balance: a 50% decline in forest areas and an increase in the proportion of urban areas from 10% in 1980 to 35% in 2017 are associated with a 53% increase in annual flow. To take into account the evolution of urbanization in a poorly gauged context, hydrological modelling must be "tailor-made", adapted to the specificities of the environment, simple, semi-distributed, non-stationary and parsimonious. The second part presents the new semi-distributed annual model that we developed on the basis of Ponce and Shetty (1995) models, taking into account the non-stationarity of the processes. This model lets to quantify the contribution of 8 major sub-basins, to reconstruct the historical series (1950-2017; RMSE = 99 mm) and to simulate the impact of climate change and urbanization scenarios on water resources. The third part presents the development of a continuous hourly model to simulate flood hydrographs. Two new distinct models are being developed by adapting the MHYDAS model to the poorly gauged urban tropical context: i) A global model that simulates the impact of urbanization on water resources and floods at one point in the basin; ii) A semi-distributed model that simulates the impact of developments on the channel network or urbanization on certain parts of the basin. The performance of the models was evaluated: (i) at different time steps from hour to year; (ii) on the continuous data series and event scale. The components of the water balance are simulated for both the current state and various climatic and development scenarios: evapotranspiration, soil stock change, surface runoff, base flow and overflow. While limiting the calibration phase, these parsimonious models provide satisfactory performance for both the simulation of hydrological budgets and the simulation of flood events (NSE = 0.85). This mixed multi-scale "tailor-made" instrumentation-modelling approach seems promising for a better understanding of hydrological processes in poorly gauged environments subject to territorial modifications, and for providing managers with simple and effective tools for water resource and flood management.

Table des matières

CHAPITRE 1 : Introduction générale 1

CHAPITRE 2 : Etat de l'art

1 INTRODUCTION 9

2 LE CONTEXTE TROPICAL HUMIDE 10

2.1 DES CONDITIONS CLIMATIQUES PARTICULIERES 10
2.2 UNE FORTE MUTATION DES TERRITOIRES 11
2.3 UN SUIVI HYDROMETEOROLOGIQUE LIMITE ET LIMITANT 14
2.4 CONCLUSION 17

3 ETAT DES LIEUX DES DONNEES RECENTES NON CONVENTIONNELLES 17

3.1 DONNEES GLOBALES (SATELLITAIRES, RE-ANALYSES, INTERPOLATIONS DE DONNEES AU SOL) 18
3.2 DONNEES ISSUES DES SCIENCES PARTICIPATIVES 21
3.3 DONNEES « LEGERES » 22
3.4 CONCLUSION 23

4 LA MODELISATION HYDROLOGIQUE 23

4.1 GENERALITE 23
4.2 REPRESENTATION DES PROCESSUS 25
4.3 REPRESENTATION SPATIALE 26
4.4 REPRESENTATION TEMPORELLE 28
4.5 PHASES DE CALIBRATION ET DE VALIDATION 28

5 MODELISATION DES BILANS HYDROLOGIQUES MENSUELS ET ANNUELS 31

5.1 OBJECTIF : GERER LA RESSOURCE EN EAU 31
5.2 RELATIONS EMPIRIQUES 31

6 MODELISATION HORAIRE, CONTINUE ET EVENEMENTIELLE 32

6.1 OBJECTIF : GESTIONS DES CRUES ET DES INONDATIONS 32
6.2 PROCESSUS 33
6.3 MODELE MHYDAS 33

7 MODELISATION EN MILIEU PEU OU NON JAUGE 38

7.1 DECENNIE PUB 38
7.2 COMPARAISON DES METHODES D'ESTIMATION DES SIGNATURES HYDROLOGIQUES 40
7.3 CONCLUSION 41

8 IMPACT DES CHANGEMENTS D'OCCUPATIONS DES SOLS SUR LES PROCESSUS HYDROLOGIQUES 41

8.1 METHODES D'ANALYSE D'IMPACT DES CHANGEMENTS D'OCCUPATION DES SOLS 42
8.2 QUANTIFICATION DE L'IMPACT DE L'URBANISATION SUR LES PROCESSUS HYDROLOGIQUES 44
8.3 QUANTIFICATION DE L'IMPACT DES CHANGEMENTS D'ODS EN MILIEU TROPICAL 45

PARTIE I

Site d'étude et analyse des processus

CHAPITRE 3 : Le bassin tropical de la Méfou (Yaoundé, Cameroun)

1 INTRODUCTION 49

2 CARACTERISTIQUES DU MILIEU 49

2.1 CONTEXTE GEOGRAPHIQUE REGIONAL 49
2.2 TOPOGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE 51
2.3 GEOLOGIE ET PEDOLOGIE 53
2.4 HYDROGEOLOGIE 53
2.5 OCCUPATION DES SOLS (ODS) ET AMENAGEMENTS 54

3 DONNEES HISTORIQUES 61

4 FONCTIONNEMENT HYDRO-CLIMATIQUE 62

4.1 LE CLIMAT 62
4.2 CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES 69
4.3 ANALYSE DES RELATIONS PLUIE-DEBIT 74
4.4 HUMIDITE DU SOL 76

5 CONCLUSION 77

CHAPITRE 4 : Instrumentation et mesures terrain

1 INTRODUCTION 79

2 MISSIONS DE TERRAIN 79

3 INSTRUMENTATION 80

3.1 OBJECTIFS SCIENTIFIQUES ET CONTRAINTES DE TERRAIN 81
3.2 STATIONS HYDROMETRIQUES 83
3.3 STATIONS PLUVIOMETRIQUES 93
3.4 RESUME DES DONNEES COLLECTEES 95

4 MESURES COMPLEMENTAIRES 96

4.1 JAUGEAGES ET CONSTRUCTION DE COURBES DE TARAGE 96
4.2 MESURES DES VITESSES D'ECOULEMENT DE SURFACE SUR LES TRONÇONS 100
4.3 AUTRES MESURES ET OBSERVATIONS TERRAINS 100

5 CONCLUSION 101

CHAPITRE 5 : Analyse multi-échelle spatio-temporelle des données physiographiques, pluviométriques et hydrologiques

1 INTRODUCTION 103

2 LES BASSINS « DONNEURS » 104

2.1 LOCALISATION 104
2.2 PEDOLOGIE 106
2.3 MORPHOMETRIE ET TOPOGRAPHIE 107
2.4 OCCUPATION DES SOLS (ODS) 108

3 ANALYSE SPATIO-TEMPORELLE DES PRECIPITATIONS 112

3.1 METHODES DE TRAITEMENT DES DONNEES DE PRECIPITATIONS 112
3.2 VARIABILITE MULTI-ECHELLE SPATIO-TEMPORELLE DES PRECIPITATIONS 122

4 SEPARATION DU DEBIT ENTRE ECOULEMENT DE SURFACE ET DEBIT DE BASE. 128

4.1 METHODES DE SEPARATION DU DEBIT DE BASE 128
4.2 PARAMETRISATION ET CHOIX DU MODELE DE SEPARATION 128
4.3 ESTIMATION DES DEBITS DE BASE DES SOUS-BASSINS 130

5 CONDUCTIVITES ELECTRIQUES 132

6 CONCLUSION 133

PARTIE II

Modélisation hydrologique annuelle et mensuelle

CHAPITRE 6 : Domaines et limites d'application des modèles annuels et mensuels usuels

1 INTRODUCTION 137

2 MODELISATION HYDROLOGIQUE ANNUELLE ET MENSUELLE SUR LES DONNEES HISTORIQUES DE LA MEFOU 137

2.1 MODELE DE BUDYKO (1974) 138
2.2 MODELE GR1A 139
2.3 MODELE DE PONCE ET SHETTY (1995) 141
2.4 MODELE GR2M 144
2.5 CONCLUSION 147

3 BILANS ET MODELISATION SUR LES BASSINS DONNEURS 148

3.1 BILANS ANNUELS 148
3.2 BILANS MENSUELS 152
3.3 QUANTIFICATION DES LACHURES DU BARRAGE 153

3.4 CONCLUSION 155

4 CAHIER DES CHARGES POUR LA MODELISATION HYDROLOGIQUE ANNUELLE 155

4.1 VERS UN MODELE SEMI-DISTRIBUE 155
4.2 VERS UN MODELE NON-STATIONNAIRE : PRISE EN COMPTE DE LA DYNAMIQUE D'OCCUPATION DES SOLS 156
4.3 PRISE EN COMPTE DE L'IMPACT DES PRECIPITATIONS ANNUELLES SUR LE COEFFICIENT D'ECOULEMENT 159
4.4 UN MODELE PARCIMONIEUX DE TYPE SOIL CONSERVATION SERVICES (SCS) 159

CHAPITRE 7 : Modélisation hydrologique semi-distribuée annuelle

1 INTRODUCTION 163

2 THE ANNUAL RAINFALL-RUNOFF MODEL 165

2.1 MODEL STRUCTURE 165
2.2 CALIBRATION, VALIDATION, RECONSTRUCTION PROCEDURE 167

3 STUDY SITE 168

3.1 ORO-HYDROGRAPHY AND CLIMATE 168
3.2 SOIL AND LAND-USE 170
3.3 HISTORICAL SPARSE DATA 171
3.4 DEDICATED SHORT-TERM MULTI-SCALE INSTRUMENTATION (03/2017-02/2018) 172
3.5 MAIN CHARACTERISTICS OF THE DONOR CATCHMENTS 175

4 PRECIPITATION 175

4.1 TEMPORAL VARIABILITY OF PRECIPITATION 176
4.2 SPATIAL VARIABILITY OF PRECIPITATION 177
4.3 RELATIONSHIP BETWEEN ANNUAL RUNOFF COEFFICIENT AND PRECIPITATION 179

5 THE HYDROLOGICAL INDEX I 180

5.1 THE COMPONENTS C_T, C_S AND C_{LC} 180
5.2 RELATIONSHIP BETWEEN ANNUAL RUNOFF ρ AND C_T, C_S AND C_{LC} FOR DONORS 182
5.3 THE WEIGHTS ω_T, ω_S AND ω_{LC} 184
5.4 INTRODUCING I IN THE MODEL STRUCTURE 185

6 APPLICATIONS 186

6.1 SENSITIVITY ANALYSIS, CALIBRATION, VALIDATION AND MODEL COMPARISON 186
6.2 ANNUAL WATER BALANCE ON THE INSTRUMENTED PERIOD 2017-2018 189
6.3 RECONSTRUCTION OF HISTORICAL RUNOFF AND PREDICTION FOR SCENARIOS OF LAND-USE 191

7 CONCLUSION 195

PARTIE III
Modélisation hydrologique horaire

CHAPITRE 8 : Analyse des processus hydrologiques lors des événements de crues

1 INTRODUCTION 203

2 CARACTÉRISTIQUES DES ÉVÉNEMENTS DE CRUES 204

3 PROCESSUS HYDROLOGIQUES EN CRUE : EXEMPLE DE L'EVENEMENT DU 10 AU 16-09-2017 208

3.1 PRECIPITATIONS 208
3.2 TEMPS CARACTERISTIQUES 209
3.3 DEBITS MAXIMUMS DE CRUE 210
3.4 COEFFICIENTS DE RUISSELLEMENT DE SURFACE 210
3.5 SYNTHESE 211

4 BILAN DES CARACTERISTIQUES DE CRUES PAR SOUS-BASSIN 213

4.1 DEBITS DE POINTE ET COEFFICIENTS DE RUISSELLEMENT DE SURFACE 214
4.2 TEMPS CARACTERISTIQUES 216
4.3 PRE-ESTIMATION DES PARAMETRES DU MODELE GLOBAL 218
4.4 SYNTHESE 221

***5* QUANTIFICATION DE L'IMPACT DE L'URBANISATION 222**

5.1 CHOIX DES BASSINS JUMEAUX A URBANISATION CONTRASTEE 222
5.2 SELECTION DES EVENEMENTS DE CRUE 223
5.3 IMPACTS DE L'URBANISATION SUR LES CARACTERISTIQUES DE CRUE 224
5.4 SYNTHESE 226

6 DISCUSSION ET CONCLUSION 226

CHAPITRE 9 : Modélisation hydrologique globale horaire

1 INTRODUCTION 229

2 STUDY SITE AND MAIN HYDROLOGICAL PROCESSES 231

2.1 ORO-HYDROGRAPHY AND CLIMATE 231
2.2 SOIL AND LAND-USE 231
2.3 HYDRO-METEOROLOGICAL DATA 234
2.4 FIRST ASSESSMENTS OF URBANIZATION IMPACTS 238

3 HYDROLOGICAL MODEL 239

3.1 GENERAL STRUCTURE 239
3.2 PRODUCTION FUNCTION 240
3.3 TRANSFER FUNCTION 241

3.4 EVAPOTRANSPIRATION 242
3.5 BASEFLOW 243
3.6 TERMS OF WATER BALANCE COMPONENTS 244

4 *A PRIORI* PARAMETER ESTIMATION 246

4.1 STEP 1: PRE-ESTIMATION OF BASEFLOW SEPARATION 246
4.2 STEP 2: PRE-ESTIMATION OF INFILTRATION PARAMETERS (F_0 AND F_C) 246
4.3 STEP 3: PRE-ESTIMATION OF HAYAMI PARAMETERS (θ AND Z) 247
4.4 STEP 4: PRE-ESTIMATION OF SOIL-RESERVOIR PARAMETERS (H_X AND K) 247

5 CALIBRATION-VALIDATION PROCEDURE 249

5.1 PARAMETRIZATION STRATEGIES 249
5.2 CRITERIA FUNCTIONS 250

6 APPLICATION AND DISCUSSIONS 251

6.1 PRE-ESTIMATION OF THE PARAMETERS 251
6.2 PERFORMANCES OF THE FIVE PARAMETRIZATION STRATEGIES 252
6.3 ASSESSMENT OF WATER BALANCE CHARACTERISTICS FROM CALIBRATED SIMULATIONS 257
6.4 EXAMPLE OF HYDROLOGICAL MODEL VARIABLES DYNAMICS 259
6.5 EXAMPLE OF PERFORMANCE AT EVENT AND MONTHLY SCALE FOR THE CALIBRATED SIMULATIONS ... .259

7 SCENARIOS AND DISCUSSION 262

7.1 SCENARIOS PRESENTATION 262
7.2 SCENARIOS RESULTS 265

8 CONCLUSION 268

9 ANALYSE COMPLÉMENTAIRE AU CHAPITRE 9 269

9.1 PRESENTATION DES SCENARIOS DE PRECIPITATIONS 269
9.2 EVALUATION DES PERFORMANCES EN SIMULATIONS 269
9.3 RESULTATS 270

CHAPITRE 10 : Caractéristiques hydrauliques des tronçons et des événements de crues

1 INTRODUCTION 275

2 MESURES IN SITU DES VITESSES SUR DES TRONÇONS DE RIVIERE 276

3 ESTIMATION DES CELERITES ET DIFFUSIVITES SUR LES TRONÇONS 277

4 TEMPS DE PROPAGATION SUR LES TRONÇONS 280

4.1 TRONÇON S_3-S_6 281
4.2 TRONÇONS S_1-S_2-S_3 283
4.3 TRONÇON S_5-S_6 286
4.4 TRONÇON I_4-S_6 287

5 CONCLUSION 288

CHAPITRE 11 : Modélisation hydrologique semi-distribuée horaire

1 INTRODUCTION 291

2 MODELE SEMI-DISTRIBUE 292

2.1 STRUCTURE 292
2.2 CARACTERISTIQUES DES SOUS-BASSINS ET DES TRONÇONS 294
2.3 STRATEGIE DE PARAMETRISATION 296

3 RESULTATS DES SIMULATIONS 300

3.1 A L'ECHELLE DE L'HYDROGRAMME ET DES BILANS 300
3.2 A L'ECHELLE DES EVENEMENTS DE CRUES 303

4 SCENARIOS DE PRECIPITATIONS, D'URBANISATION ET D'AMENAGEMENTS 305

4.1 DEFINITION DES SCENARIOS 305
4.2 RESULTATS 307

5 CONCLUSION 312

CHAPITRE 12 : Discussions et conclusions

1 PARTIE I - SITE D'ETUDE ET ANALYSE DES PROCESSUS 314

1.1 BILAN DES TRAVAUX 315
1.2 DISCUSSIONS 316

2 PARTIE II – MODELISATION HYDROLOGIQUE ANNUELLE ET MENSUELLE 318

2.1 BILAN DES TRAVAUX 318
2.2 DISCUSSIONS 319

3 PARTIE III – MODÉLISATION HYDROLOGIQUE HORAIRE 321

3.1 BILAN DES TRAVAUX 321
3.2 DISCUSSIONS 321

4 DISCUSSION GENERALE 323

5 PERSPECTIVES 325

Références bibliographiques 323

Liste des Figures 347

Liste des Tableaux 361

Liste des Acronymes 365

Annexes 369

CHAPITRE 1

Introduction générale

Contexte et enjeux : le milieu tropical fortement anthropisé

Les enjeux liés à une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique des régions tropicales humides sont indéniables avec, pour les décideurs, la nécessité de tendre vers une maîtrise qualitative et quantitative durable de la ressource en eau. Ces régions sont soumises à des changements globaux majeurs que sont les fortes mutations anthropiques du fait de grands changements démographiques (déforestation au profit des zones agricoles et de l'urbanisation) (Foley et al., 2005; Geist et Lambin, 2001; Lambin et al., 2003). La ville de Yaoundé a par exemple vu sa population passer d'environ 60 000 habitants en 1960 (Franqueville, 1979) à plus de 3 millions en 2017 (UNDESA, 2019[1]). Ces changements anthropiques se conjuguent aux impacts, déjà ressentis, des changements climatiques (Allan et al., 2010; Knutson et al., 2010), avec une amplification des évènements climatiques extrêmes (Cai et al., 2014). Ces forts enjeux nécessitent donc le développement d'outils de gestion de la ressource en eau (modélisation hydrologique mensuelle et annuelle) et des phénomènes de crues (modélisation hydrologique horaire), adaptés à la non-stationnarité des territoires.

Les bassins expérimentaux, les données légères et les données nouvelles

Bien que faisant face à des enjeux sociétaux et économiques grandissants du fait de l'explosion démographique, les régions intertropicales présentent des suivis hydro-climatiques généralement très limités dans l'espace et dans le temps (Hughes et al., 2015; Paturel et al., 2010; WWAP, 2009), ne permettant pas une compréhension fine du fonctionnement hydro-climatique et des processus liés aux aléas hydrologiques. On observe par exemple à l'échelle des régions tropicales, pour de nombreuses bases de données régionales ou mondiales (CRU[2], SIEREM[3], GHCN[4]), une diminution significative du nombre de stations pluviométriques à partir des années 1970. Afin de pallier ce problème de données lacunaires, des approches adaptées aux bassins peu ou non jaugés ont été développées (Blöschl, 2013; Hrachowitz et al.,

[1] https://www.un.org/development/desa/publications/world-population-prospects-2019-highlights.html

[2] http://www.cru.uea.ac.uk/data

[3] http://www.hydrosciences.fr/sierem/

[4] https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/land-based-station-data/land-based-datasets/global-historical- climatology-network-ghcnh

2013; Sivapalan, 2003). Ces approches intègrent notamment la notion de bassins « donneurs », à partir desquels des informations (e.g. paramètres de calage de modèle) sont transférées vers des bassins non-jaugés appelés bassins « cibles ». Ces approches incitent également à l'exploitation de données complémentaires, comme les données issues de produits satellitaires et de ré-analyse pour l'estimation des précipitations (e.g. GPM-IMERG: Huffman et al., 2015), de l'évapotranspiration (e.g. GLEAM: Miralles, 2011), de l'humidité du sol (e.g. ESA-CCI-SM[5], GLDAS: Rodell et al., 2014), de l'occupation des sols et de son évolution (ESA-CCI-LC For Africa[6]), Les données satellitaires de précipitations peuvent par exemple être utilisées pour désagréger des données pluviométriques journalières enregistrées au sol (Wüest et al., 2010). Dans un contexte contraint financièrement, le déploiement d'un réseau de mesures intégrant une instrumentation « légère » (Crabit et al., 2011) et la collecte d'informations résultant des sciences participatives (Kongo et al., 2010; Le Coz et al., 2016) permettent de compléter les données complémentaires par des données de terrain. Ces données de terrain permettraient d'apporter un gain de connaissance sur le fonctionnement hydrologique de la zone d'étude même sur de courte période de déploiement (Kuchment et Gelfan, 2009).

L'exercice d'une instrumentation dédiée à un travail de thèse est fastidieux et les résultats ne sont pas garantis. En démarrant une démarche d'instrumentation « sur mesure », plusieurs questions se posent :

- *Quelles difficultés seront rencontrées sur le terrain pour mener à terme une instrumentation « sur mesure »* ?
- *Quels bénéfices peut-on tirer de la mise en place d'un dispositif léger ? et des données globales récentes ?*
- *La durée de trois ans de la thèse nous mène à un suivi de l'instrumentation de deux ans au mieux. Est-ce que deux ans de suivis seront suffisants pour comprendre et modéliser les processus ?*

La modélisation hydrologique annuelle et mensuelle

Dans un objectif de gestion de ressource en eau, de nombreux modèles hydrologiques couramment utilisés permettent des simulations au pas de temps annuels et mensuels (GR1A, GR2M, Budyko (1974), modèle de Ponce et Shetty (1995)). Ces modèles conceptuels ou empiriques ont comme limites principales de ne pas prendre en compte la non-stationnarité des occupations des sols. On se questionne sur les domaines et limites d'application des modèles usuels dans un contexte tropical à forte évolution temporelle de l'urbanisation

Une solution consiste à développer des modèles « sur mesure » pour tenir compte des spécificités du milieu, des données disponibles et des résultats escomptés. Un modèle sur mesure est développé spécialement pour un site et répond à un ou des objectifs spécifiques.

[5] https://www.esa-soilmoisture-cci.org/

[6] http://2016africalandcover20m.esrin.esa.int/

Bien souvent, les modèles sur mesure sont construits pour une utilisation unique. On se questionne sur l'intérêt et les limites du développement d'un modèle hydrologique annuel sur-mesure et parcimonieux intégrant la non-stationnarité des occupations des sols en contexte peu jaugé. Ce modèle permettrait de reconstruire une chronique d'écoulements annuels, de simuler l'impact de scénarios futurs d'aménagements et d'urbanisations, et de quantifier les contributions des principaux sous-bassins à occupation des sols contrastés.

Quelle est la plus-value par de nouveaux modèles sur mesure, adaptés aux conditions du milieu et à la non-stationnarité des occupations des sols en contexte peu jaugé, par rapport aux modèles actuels ?

La modélisation hydrologique horaire

Dans un objectif de modélisation des crues en contexte peu jaugé, des modèles hydrologiques et ou hydrauliques au pas de temps horaire, conceptuels et parcimonieux (peu de paramètres de calage) à structure simple (e.g. un réservoir sol, approche globale et/ou semi-distribuée) sont souvent priorisés (e.g. les modèles de type GR en France). Les modèles existants ont été majoritairement développés et appliqués en climat tempérés (e.g. méthodes SCS-CN : Mishra et Singh, 2013). Le développement de modèles « sur-mesure » (Moussa et al., 2009) permet d'intégrer plus facilement les spécificités de la zone étudiée (e.g. débordements, zones imperméables) et facilite également l'intégration de données non-conventionnelles (e.g. utilisation du NDVI pour l'estimation de l'évapotranspiration : Nouri et al., 2014 ; intégration des précipitations satellitaires : Hughes et Slaughter, 2015). La structure du modèle peut être globale ou distribuée : un modèle global (e.g. HBV : Bergstrom et al., 1995) considère le bassin comme une seule unité, permet de simuler l'hydrogramme à la sortie mais ne permet pas de tenir compte de la variabilité spatiale des précipitations, ni de la variabilité spatiale des occupations du sol et des caractéristiques du milieu, ni de la propagation dans le réseau hydrographique ; un modèle distribué (e.g. SWAT : Arnold et al., 2012) ou semi-distribué permet de pallier ces limitations et permettra des simulations de l'hydrogramme en plusieurs points de l'espace.

La modélisation des crues peut être événementielle ou continue. La modélisation événementielle nécessite la connaissance des conditions initiales d'humidité du milieu. Une modélisation continue permet de pallier cette limitations et permet aussi l'agrégation des sorties de modèles à différents pas de temps (journaliers, mensuels, annuels) afin que l'outil développé puisse répondre à différents objectifs (représentation des crues, représentation des bilans hydrologiques). On se questionne sur les performances à attendre du développement de modèles sur mesure ou de l'adaptation de modèles existants en contexte urbain, tropical et peu jaugé.

Quels sont les avantages et inconvénients d'un modèle global vs distribué ou semi-distribué, d'un modèle continu vs événementiel ?

On privilégie également des modèles parcimonieux où le nombre de paramètres à caler est minimal. On privilégiera des phases de pré-estimation des paramètres par une analyse approfondie des chroniques pluie-débit et débit-débit.

Quelles sont les limitations d'une démarche sans calage vs le calage d'un nombre limité de paramètres ? Et quel est le bilan d'une modélisation des crues, au pas de temps horaire, simple, parcimonieuse et sur mesure dans un contexte peu jaugé à occupation des sols contrastées ?

Objectif et démarche

L'objectif de ce travail est de développer une approche permettant la compréhension du fonctionnement hydrologique dans un contexte peu jaugé afin d'évaluer l'impact de l'urbanisation pour une meilleure gestion de la ressource en eau et des crues.

Pour cela une démarche mixte instrumentation-modélisation sur mesure est menée à différentes échelles spatiales (bassins emboîtés avec des occupations des sols allant du naturel à l'urbain) et temporelles (heure, jour, mois et année). Pour tenir compte de l'évolution de l'urbanisation dans un contexte peu jaugé, la modélisation hydrologique sera « sur mesure », adaptée aux spécificités du milieu, simple, semi-distribuée, non-stationnaire et parcimonieuse.

Le bassin de la Méfou, intégrant la majeure partie de la ville de Yaoundé, capitale du Cameroun est retenu dans les applications. Ce bassin de 421 km² fait face à des mutations importantes depuis les années 1950 du fait des aménagements et changements d'occupation des sols (ODS) majeurs résultant d'une forte croissance démographique. La pression sur la ressource en eau et les divers risques liés à l'eau sont donc des enjeux importants (Lieunang Leutche, 2009). Ce bassin est caractérisé par un suivi hydro-climatique actuellement très restreint et par des informations historiques très limitées et majoritairement anciennes (Ikounga, 1978; Lefèvre, 1966; Olivry, 1986, 1979; SNEC, 1968; Srang, 1972).

Plan de thèse

Après l'Introduction, le **Chapitre 2** présente en détail l'état de l'art déjà introduit au début de ce chapitre : le contexte tropical humide, les données non-conventionnelles récentes, la modélisation hydrologique globale vs distribuée, continue vs événementielle, annuelle vs mensuelle vs horaire, la modélisation en milieu non-jaugé et enfin l'impact des changements d'occupation des sols sur les processus hydrologiques. Le Chapitre 2 discute et justifie les choix d'instrumentation et de modélisation retenus pour la suite.

La thèse est structurée en trois parties de résultats. La Partie I présente l'instrumentation, la Partie II la modélisation hydrologique annuelle et la Partie III la modélisation hydrologique

horaire. Les Parties II et III sont indépendantes et peuvent être lues séparément. La discussion et la conclusion comparent et discutent des domaines et limites de chaque approche de modélisation.

La **Partie I « Site d'étude et analyse des données »** présente le site d'étude, les données historiques et l'instrumentation que nous avons menée de 2017 à 2019 afin de quantifier les termes du bilan hydrologique à l'échelle annuelle et de l'événement de crue, ainsi que l'impact de l'urbanisation sur le bilan hydrologique. Cette partie comporte trois chapitres :

- **Le Chapitre 3 «** *Le bassin tropical de la Méfou (Yaoundé, Cameroun) »* présente les contextes géographique et climatique de la zone d'étude ainsi qu'une synthèse des travaux historiques. Il intègre également le traitement de données historiques et données globales récentes permettant une première analyse du fonctionnement hydro-climatique du bassin et de son évolution dans le temps.

- **Le Chapitre 4 «** *Instrumentation et mesures terrain »* présente les instrumentations hydro-climatiques déployées et mesures réalisées sur le terrain.

- **Le Chapitre 5 «** *Analyse multi-échelle spatio-temporelle des données physiographiques, pluviométriques et hydrologiques »* présente la méthode d'analyse spatio-temporelle des différentes données de précipitations recueillies à différentes échelles spatio-temporelles. Cette méthode inclut la désagrégation de précipitations journalières au pas de temps horaire à partir de pluviographes et de données satellitaires. Les caractéristiques des variabilités spatiales des précipitations, la séparation du débit sont présentées dans ce chapitre. Ces chroniques traitées sont exploitées dans les Parties II et III.

La Partie I sera valorisée dans un article à soumettre à *Journal of Hydrology – Regional Studies.*

La **Partie II « Modélisation hydrologique annuelle et mensuelle»** comprend les deux Chapitres 6 et 7 qui ont permis le développement d'un modèle hydrologique semi-distribué annuel permettant la quantification de la contribution des sous-bassins majeurs de la Méfou ainsi qu'une reconstruction des débits à l'exutoire sur la période 1950-2017 tenant compte de la non-stationnarité des processus et de la forte variabilité spatio-temporelle de l'occupation des sols. L'utilisation de modèles hydrologiques usuels (à l'échelle mensuelle et annuelle) a permis de guider le cahier des charges vers ce nouveau modèle sur-mesure. Cette partie est composée de deux chapitres qui fusionneront dans un seul article : le Chapitre 7 qui est un article « *A non-stationary model for reconstruction of historical annual runoff on tropical catchments under increasing urbanization (Yaoundé, Cameroon) »,* accepté avec révisions majeures à *Hydrology*

and Earth Sciences System. ; le Chapitre 6 présente les réponses aux réviseurs qui seront introduites dans la version finale de l'article à soumettre très prochainement.

- **Le Chapitre 6 «** *Domaines et limites d'application des modèles hydrologiques annuels et mensuels usuels »* comporte deux parties. La première a pour objectif une analyse des bilans mensuels et annuels issus des stations de l'instrumentation et des données historiques. Cette analyse permet une compréhension du fonctionnement hydrologique pour des sous-bassins caractérisés par une variété de conditions morphométriques (pentes, type de sols) et d'ODS. La seconde vise à utiliser des modèles mensuels et annuels largement mis en avant dans la littérature (Budyko, GR1A, GR2M) pour étudier les limites des modèles usuels et définir les contraintes du modèle à développer. La dernière partie de ce chapitre présente le cahier des charges pour une reconstruction des écoulements de la Méfou à partir d'un modèle annuel semi-distribué prenant en compte la non-stationnarité de l'ODS.

- **Le Chapitre 7** « *Modélisation hydrologique semi-distribuée annuelle »* présente le développement d'un nouveau modèle hydrologique annuel intégrant la non-stationnarité de l'ODS pour la reconstruction des débits annuels sur le bassin de la Méfou. Le modèle est développé à partir des données des bassins donneurs issus de l'instrumentation et des données historiques. Le modèle intègre la notion de transfert d'informations de bassins donneurs vers des bassins cibles. Ce modèle permet la quantification des contributions des différents sous-bassins majeurs du bassin de la Méfou.

La Partie III « Modélisation hydrologique horaire » présente les deux nouveaux modèles continus horaires que nous avons développés afin de simuler les hydrogrammes de crue. Les deux modèles sont distincts mais complémentaires : i) Un modèle global (Chapitres 8 et 9) qui permet de simuler en un point du bassin l'impact de l'urbanisation sur la ressource en eau et sur les crues ; ii) Un modèle semi-distribué (Chapitres 10 et 11) qui permet de simuler l'impact des aménagements sur les tronçons ou de l'urbanisation sur certaines parties du bassin. On affecte à chacun des deux modèles des paramètres pré-estimés basés sur des analyses approfondies des relations pluie-débit et des relations débit-débit. Cette partie sera valorisée par deux articles : i) un article à soumettre prochainement à *Hydrological Processes* sur le développement et l'application d'une modélisation globale, déjà rédigé (Chapitre 9) à compléter par la phase de pré-estimation des paramètres (Chapitre 8) ; ii) un article sur la modélisation semi-distribuée en regroupant les Chapitres 10 et 11.

- **Le Chapitre 8 «** *Analyse des processus hydrologiques lors des évènements de crue »* présente une analyse des relations pluie-débit à l'échelle événementielle des crues. Cette analyse des caractéristiques de crue apporte des réponses sur la compréhension

des processus à l'échelle des événements et permet de quantifier l'impact de l'urbanisation sur certaines variables hydrologiques. Les résultats de cette analyse sont des éléments clefs dans le développement d'un modèle à pas de temps fin puisqu'elle permet de proposer des paramètres pré-estimés pour le modèle global horaire.

- **Le Chapitre 9 «** *Modélisation hydrologique globale horaire »* présente le modèle hydrologique global développé à l'échelle des sous-bassins de la Méfou et intégrant les spécificités de la zone d'étude (imperméabilisation, zones de débordement, lâchures du barrage, apports d'eau d'autres bassins). Dans ce chapitre, des paramétrisations de référence comprenant des paramètres pré-estimés (Chapitre 8) sont comparées à des paramétrisations calibrées et des paramétrisations intermédiaires pour les bassins instrumentés. Ce chapitre fera l'objet d'une soumission pour publication sous le titre : *Impact of land-use changes on hydrological processes and storm runoff on an peri-urban tropical basin (Yaoundé, Cameroon)*.

- **Le Chapitre 10 «** *Caractéristiques hydrauliques des tronçons et des événements de crues* » présente les résultats de l'analyse des relations débit-débit intégrant le transfert dans le réseau hydrographique. Les mesures de vitesses sur des tronçons, les lectures d'échelles post-événements et les chroniques de débits sont exploitées pour aboutir à un schéma caractérisant les temps de réponses des principaux tributaires.

- **Le Chapitre 11 «** *Modélisation hydrologique semi-distribuée horaire »* présente le modèle semi-distribué construit avec la même fonction de production du Chapitre 9 et une fonction de transfert par onde diffusante dans le réseau hydrographique. Les résultats des Chapitres 8, 9 et 10 sont exploités pour définir des paramètres pré-estimés des paramètres de référence. Les performances de ce modèle sont comparées à celles du modèle global calibré à différentes échelles spatio-temporelles (bilans annuels, hydrogrammes de crue). Des scénarios d'aménagement d'occupation des sols sont appliqués à une paramétrisation de référence afin de quantifier l'impact sur le fonctionnement hydrologique.

Enfin le **Chapitre 12 «** *Discussions et conclusions »* présente le bilan des travaux, discute les trois parties du travail et esquisse des perspectives découlant de ces travaux.

CHAPITRE 2

Etat de l'art

1 Introduction

Ce chapitre présente l'état de l'art des connaissances et approches méthodologiques portant sur les différentes thématiques associées à ces travaux de thèse.

La première partie du chapitre présente les caractéristiques du milieu tropical humide, notamment les conditions climatiques particulières, la forte mutation anthropique des territoires et les lacunes importantes en termes de suivis environnementaux limitant les connaissances du fonctionnement de ces hydro-systèmes. Les forts enjeux environnementaux et socio-économiques liés à la gestion des ressources en eau dans ces régions tropicales humides impliquent l'intégration de nouveaux types de données permettant de pallier les lacunes des bases de données conventionnelles.

La seconde partie de ce chapitre présente un état des lieux des données complémentaires basées notamment sur des observations satellitaires aux échelles spatiotemporelles de plus en plus fines, des projets de sciences participatives ou des développements de nouvelles approches de mesures.

Dans l'objectif d'étudier le fonctionnement hydrologique à différentes échelles spatiales et temporelles, mais aussi de quantifier les impacts des aménagements futurs, des changements d'Occupation des Sols (ODS) et des changements climatiques sur le fonctionnement hydrologique global, les modèles hydrologiques, globaux, semi-distribués ou distribués restent des outils incontournables. La troisième partie de ce chapitre présente les principales caractéristiques de la modélisation hydrologique, la quatrième partie se concentre sur les approches de modélisation des bilans, la cinquième partie traitera de la modélisation à pas de temps fins (e.g. horaire).

Dans le cas de bassins peu ou non jaugés, des travaux récents (notamment dans le cadre de la décennie PUB – *Prediction on Ungauged Basins* ; Hrachowitz et al. (2013)) ont permis d'étudier les performances de différentes approches dans l'estimation de signatures hydrologiques pour des bassins non jaugés. La sixième partie de ce chapitre résume les principales conclusions de ces différents travaux.

Enfin, la dernière partie de ce chapitre présente un état des lieux de l'impact des changements d'ODS sur les processus hydrologiques, particulièrement en régions tropicales.

2 Le contexte tropical humide

2.1 Des conditions climatiques particulières

Les zones tropicales humides sont généralement définies comme étant situées entre les tropiques du Cancer et du Capricorne (entre les latitudes 23°N et 23°S). D'après la classification de (Koppen, 1936), elles sont caractérisées par des températures élevées (moyennes mensuelles supérieures à 18°C tout au long de l'année), une faible variabilité intra-annuelle et une saison pluvieuse significative (périodes de mousson) (Kottek et al., 2006). On considère comme tropicales humides, les régions pour lesquelles les précipitations dépassent l'évaporation pour au moins 270 jours par an, avec une saison sèche peu marquée (précipitation mensuelle supérieure à 60 mm) (Wohl et al., 2012).

Ces conditions climatiques particulières sont à l'origine d'une végétation généralement dense et des sols évolués très perméables (Charlier, 2007). Les régions tropicales humides ne couvrent qu'un cinquième des surfaces émergées mais sont à l'origine de la majorité des écoulements et transports sédimentaires du fait d'un apport d'énergie très important (Wohl et al., 2012) entraînant des précipitations majeures et intenses. Les modules des débits spécifiques dans les régions tropicales sont donc généralement bien supérieurs à ceux des hautes latitudes (**Figure 2.1**).

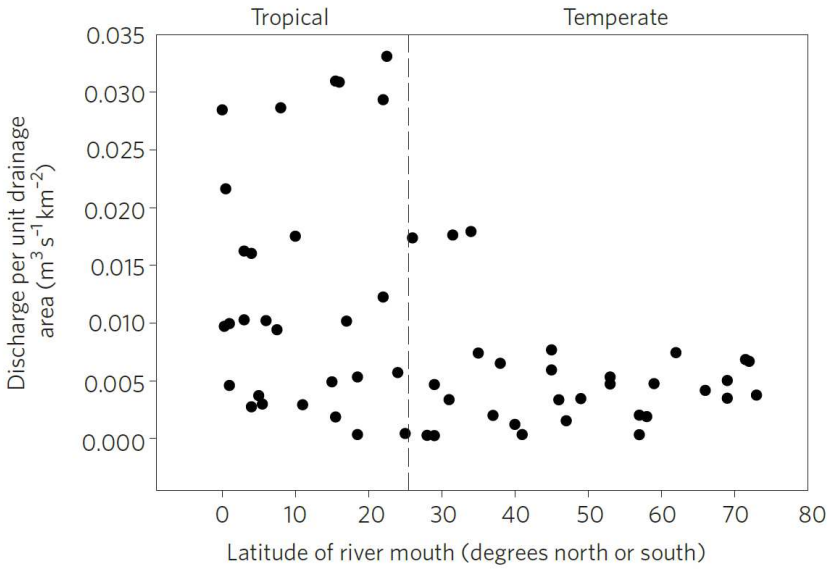


Figure 2.1. Module des débits spécifiques pour les zones tropicales et tempérées (tirée de Wohl et al., 2012).

Différentes études ont mis en avant l'importance majeure de la composante évaporatoire en zone tropicale (Schellekens et al., 2000; Worden et al., 2007) et la prépondérance des processus souterrains, notamment dans la genèse des crues. Les régions tropicales sont régulièrement exposées à des phénomènes climatiques extrêmes (cyclones, inondations majeures, glissements de terrain) plus marqués que pour les régions de hautes latitudes. La

majorité des pays en voie de développement (ou du sud) sont localisés en zone intertropicale, et exposés à des aléas climatiques importants se conjuguant à des forts enjeux socio-économiques, particulièrement en zones urbaines (Güneralp et al., 2017). Les grands centres urbains tropicaux sont soumis à des risques naturels récurrents d'origine climatique (inondations, glissements de terrains, pénuries d'eau) fortement accentués par l'anthropisation des territoires.

2.2 Une forte mutation des territoires

2.2.1 Une forte urbanisation

C'est dans les pays du sud, et dans la région intertropicale, que l'extension des zones urbaines est la plus marquée, avec près de 90 % du taux d'urbanisation mondial (Dodman et al., 2013). En 2030, de nombreux experts projettent que 80 % de la population urbaine se trouvera dans les villes d'Asie, d'Afrique et d'Amérique Latine (Janicot et al., 2015). Les dernières projections de population de l'UNDESA[7] (2019) estiment, par exemple, que la population d'Afrique sub-saharienne doublera d'ici 2050, l'Afrique comptera alors près de 2.5 milliards d'habitants en 2050 dont 55 % vivront en zone urbaine. Beaucoup de mégapoles des pays intertropicaux sont devenus des mégapoles au niveau régional, comptant une proportion importante de la population de certains pays (ex : Lagos qui concentre près de 75 % de la population nigériane ou Lima qui compte 30 % de celle du Pérou). Ces villes sont soumises à une explosion démographique expliquée par un taux de natalité important et un exode rural massif. La **Figure 2.2** présente la proportion de la population vivant en zone urbaine par continent en 1950 et 2000 ainsi qu'une estimation pour 2050.

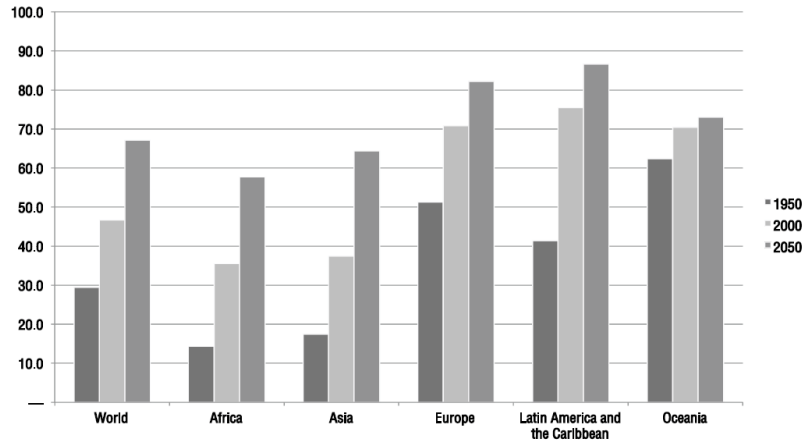


Figure 2.2. Proportion de la population vivant en zone urbaine pour les différents continents en 1950, 2000 et projection pour 2050 (UNDESA, 2012[8]).

[7] https://www.un.org/development/desa/publications/world-population-prospects-2019-highlights.html

[8] UNDESA/PD, 2012. World Urbanisation Prospects: The 2011 Revision. United Nations, New York.

L'urbanisation dans les grandes métropoles du sud est souvent accompagnée de développement d'habitats précaires. Selon l'ONU-Habitat, une quinzaine de villes compterait au moins un million d'habitants dans les bidonvilles (e.g. 4 millions à Mexico, 2,2 à Caracas). L'exode rural est étroitement lié à la recherche d'emplois plus stables et plus rémunérateurs en ville. Les populations à très bas revenus s'installent alors dans des habitations précaires en dehors de cadres juridiques. Ces habitations dites informelles sont bien souvent, par leur construction et les matériaux qui les constituent, plus vulnérables aux intempéries et parfois dépourvues d'infrastructures d'assainissement. Ces zones informelles se développent par exemple dans les zones de bas-fonds ou sur les collines, présentant les seuls espaces vacants des quartiers les plus densément peuplés. Tous ces éléments exposent davantage les populations aux risques liés à l'eau comme les maladies hydriques mais aussi les inondations et glissements de terrain. La ville de Yaoundé, zone d'étude de ces travaux, est fortement touchée par cette problématique d'habitats précaires, avec l'installation en dehors de cadre juridique d'habitats dans les zones marécageuse et les collines. Les habitants de ces habitats précaires sont alors exposés à une diversité de risques liés à l'eau comme les inondations et les maladies hydriques.

2.2.2 Imperméabilisation des sols et recul des zones naturelles

La croissance démographique extrême des grandes métropoles intertropicales est synonyme de fortes imperméabilisations des sols et d'importants reculs des zones naturelles présentant originellement une végétation dense et jouant un rôle majeur dans le cycle hydrologique (avec notamment une importance majeure de la composante évaporatoire) (Bruijnzeel, 2004). Un recul des zones forestières denses s'accompagne d'une perte évaporatoire importante et d'une augmentation des écoulements globaux (dont le ruissellement de surface) (**Figure 2.3**). Les zones humides aux nombreux rôles écosystémiques, comme le rôle d'écrêtement des crues et l'amélioration de la qualité des eaux, subissent de nets reculs causés par l'urbanisation et les activités agricoles. Si à l'échelle mondiale les zones humides ont subi un recul de 30 % entre 1970 et 2015, les tourbières tropicales ont perdues 28 % de leurs étendues entre 2007 et 2015, ainsi qu'une baisse significative de la qualité de leurs eaux (Davidson et Finlayson, 2018). La canalisation des cours d'eau et le drainage généralisé des bas-fonds pour la mise en culture où l'installation d'infrastructures quand les espaces viennent à manquer menacent grandement ces écosystèmes et leurs services écosystémiques. Les coûts indirects de l'érosion de ces zones naturelles sont donc nombreux mais leurs protections ou restaurations sont encore trop peu encouragées par les décideurs.

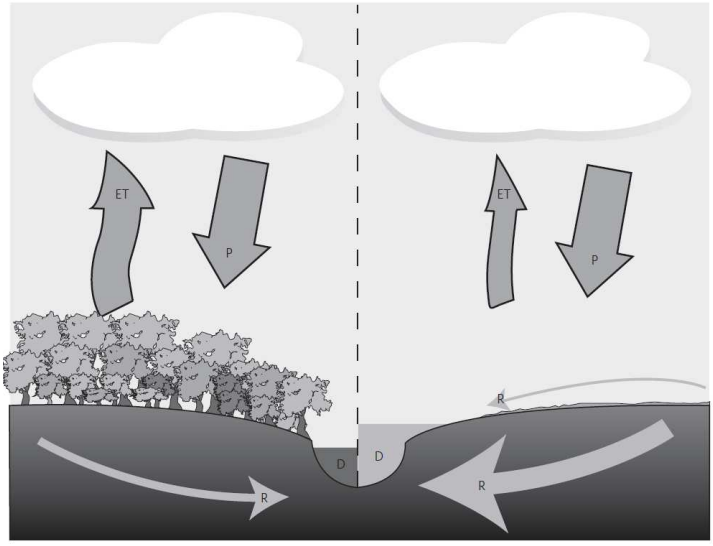


Figure 2.3. Schématisation des changements de réponse hydrologique face à la déforestation en milieu tropical (Wohl et al., 2012) (ET : Evapotranspiration ; P : Précipitations ; R : écoulement souterrain ; D : débit en rivière).

2.2.3 Impact sur la qualité des eaux

La pression de la croissance démographique sur la qualité de la ressource en eau a été largement démontrée (Paul et Meyer, 2001) avec notamment une augmentation du charriage en nutriments, métaux et pesticides. Les rejets incontrôlés des eaux usées et des ordures conjugués à l'inefficacité des réseaux d'assainissement polluent les nappes phréatiques et participent à la recrudescence de maladies hydriques. Les coûts sanitaires et économiques sont une nouvelle fois très importants pour certains des pays intertropicaux, la Banque Mondiale estime que pour une vingtaine de pays sub-sahariens, le coût des lacunes dans ces secteurs s'élèverait entre 1 % et 2.5 % du PIB annuel. En 2016, seulement 30 % des habitants d'Afrique sub-saharienne avaient accès à un service d'assainissement. Un manque de volonté politique évident explique en partie les grandes lacunes des infrastructures existantes cependant des améliorations commencent à émerger avec la mise de schémas directeurs dans plusieurs pays sub-sahariens comme la Côte d'Ivoire, Le Niger, ou le Bénin. L'assainissement des eaux est souvent passé au second plan dans les investissements après l'approvisionnement en eau potable. L'intérêt pour le secteur de réutilisation des eaux usées pourrait accentuer l'attrait des décideurs pour le traitement des eaux usées non plus présentées comme un déchet sans valeur mais comme une ressource.

2.2.4 Impact sur les réserves en eaux

Les modifications d'ODS liées à l'urbanisation perturbent sensiblement la recharge des nappes phréatiques du fait de l'augmentation des surfaces imperméables et de la demande en eau importante des populations urbaines (Harbor, 1994; Khazaei et al., 2004; Naik et al., 2008). Ces pressions posent le problème de pérennité de la ressource (souterraine ou de surface) dans des zones très peuplées. Parmi les métropoles localisées en milieu tropical, un certain nombre

font face à des problèmes récurrents de pénuries d'eau, comme les villes de Sao Paulo, Bangalore, Jakarta ou Mexico. Ces grandes villes se sont développées très rapidement, les infrastructures liées à l'eau ne se sont pas adaptées et sont en partie obsolètes avec des pertes d'eau parfois considérables liées aux fuites dans les réseaux (e.g. plus de 50% à Bangalore) et des proportions importantes de la population n'ayant pas accès à l'eau potable (e.g. seulement 50 % des 10 millions d'habitants de Jakarta ont accès à l'eau courante). Bien souvent, les politiques de gestion de l'eau ne sont pas durables et participent à l'épuisement des ressources souterraines ou de surfaces (lacs, rivières).

2.2.5 Impact sur le fonctionnement hydrologique global des bassins versants

Les mutations des territoires et particulièrement les phénomènes d'urbanisation entraînent une modification complète du cycle de l'eau, ces impacts ont été largement étudiés en milieu tempéré (Jacobson, 2011; McGrane, 2016) et dans une moindre mesure en milieu tropical (Guzha et al., 2018). Une revue plus approfondie des impacts des changements d'ODS est présentée en Section 7. L'augmentation des dommages causés notamment par les crues à l'échelle de l'Afrique sub-saharienne, a été étroitement mise en lien avec l'urbanisation intensive et non-planifiée par Baldassarre et al. (2010).

2.3 Un suivi hydrométéorologique limité et limitant

Malgré les enjeux socio-économiques majeurs et grandissants liés à la maîtrise des risques hydrologiques et plus généralement à la gestion intégrée de la ressource en eau, peu d'installations pérennes de suivi hydrométéorologique (stations météorologiques, stations hydrométriques, radar, suivi piézométrique) et d'observatoires environnementaux sont recensés en milieu tropical comparativement aux milieux tempérés. La **Figure 2.4** présente la quantité des rapports des stations synoptiques à l'échelle mondiale. Cette figure met en avant des densités spatiales plus faibles pour les zones tropicales ainsi que des rapports synoptiques moins fréquents voire inexistants. En milieu intertropical, on peut cependant citer le Service National d'Observation (SNO) AMMA-CATCH (Galle et al., 2018), partie prenante de l'infrastructure de recherche OZCAR. AMMA-CATCH vise à documenter sur le long terme les évolutions climatiques, hydrologiques et écologiques en Afrique de l'Ouest. Il s'appuie sur trois sites densément instrumentés de superficies de 10 000 à 25 000 km². Le suivi du couvert végétal et des différents termes du bilan d'eau permet de mieux comprendre les relations entre le fonctionnement hydrologique, la dynamique de la végétation et la variabilité du climat aux différentes échelles temporelles. Le SNO AMMA-CATCH présente un des observatoires environnementaux parmi les plus aboutis d'Afrique, les données recueillies depuis les années 1980 ont permis d'expliquer quelques caractéristiques majeures des changements hydro-climatiques observés en Afrique de l'Ouest, comme l'intensification des précipitation (Panthou et al., 2012) ou la recharge des aquifères en contexte de déficit pluviométrique, phénomène appelé « paradoxe Sahélien » (Gal et al., 2017; Leduc et al., 2001).

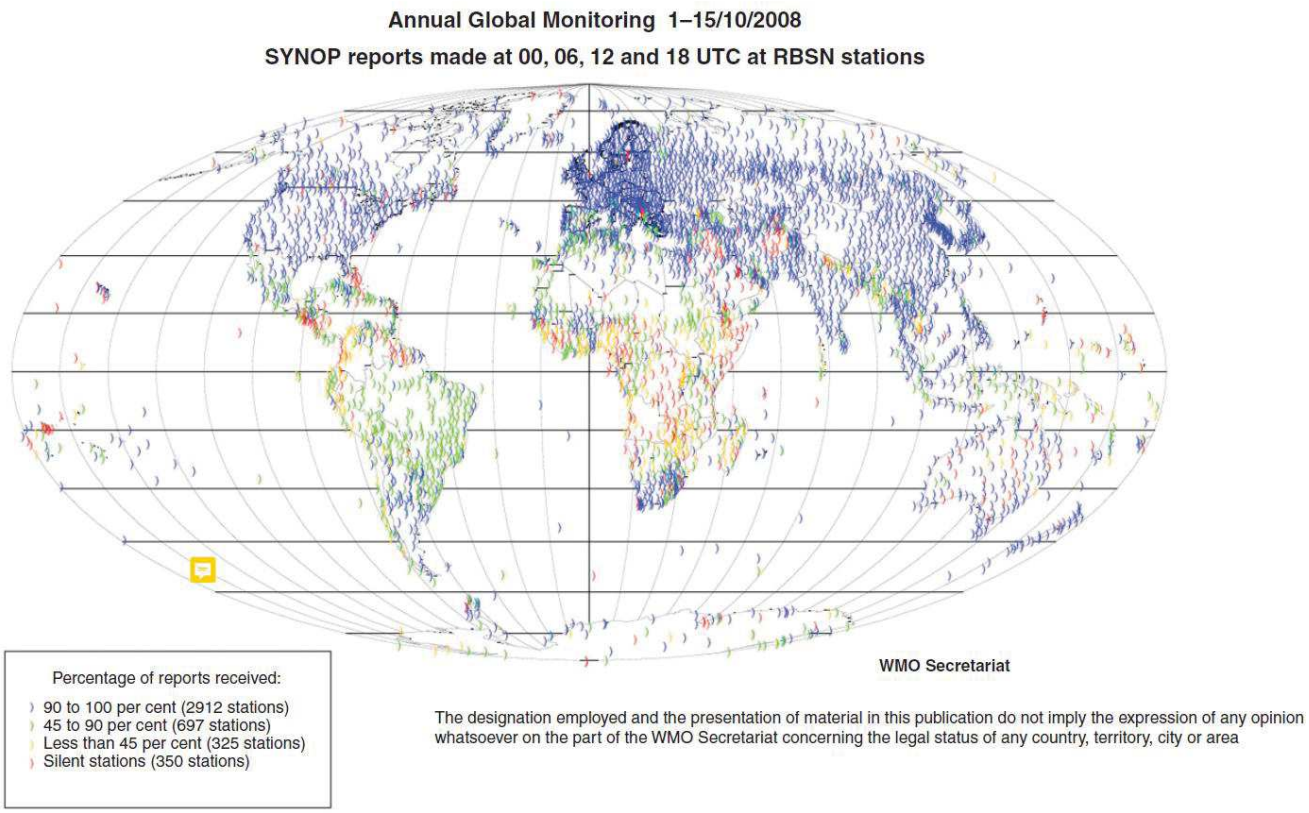


Figure 2.4. Etat des rapports des stations synoptiques à l'échelle mondiale pour la 1ère moitié du mois d'octobre 2008. (WMO (2009) cité par van de Giesen et al., 2014).

Pour les régions tempérées ou les régions tropicales, le nombre de stations hydrométéorologiques a connu un pic dans les années 1980, suivi d'un abandon massif des stations (Paturel et al., 2010). La **Figure 2.5a** présente l'évolution du nombre de stations pluviométriques pour les régions tropicales et tempérées entre 1850 et 2012 pour la base de données *Global Historical Climatology Network*, et la **Figure 2.5b** présente l'évolution du nombre de stations pluviométriques et hydrométriques intégrées dans la base de données SIEREM[9] sur la période 1900-2015 à l'échelle de l'Afrique.

[9] http://www.hydrosciences.fr/sierem/

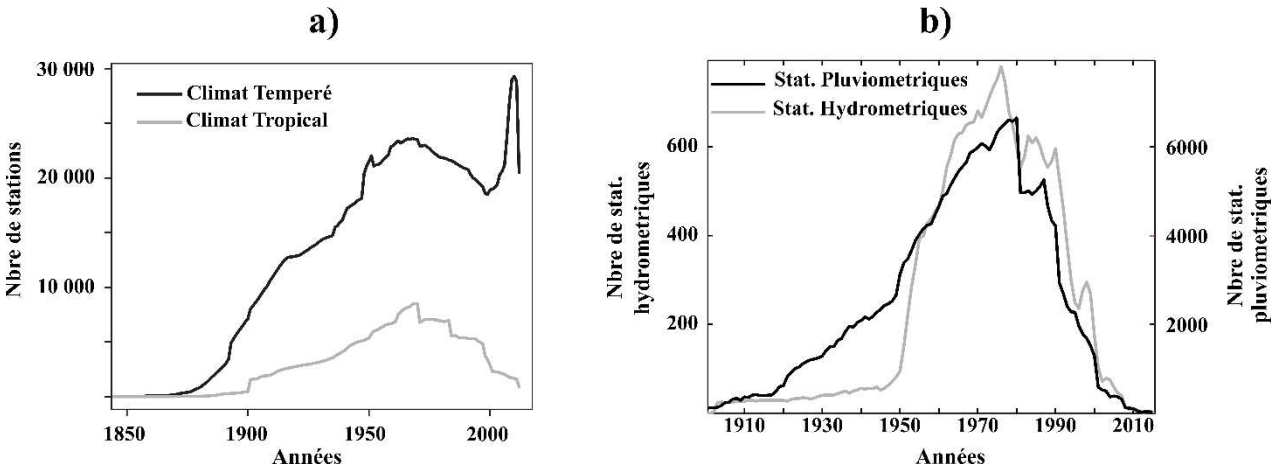


Figure 2.5. a) Evolution du nombre de stations pluviométriques pour les régions tropicales et régions tempérées entre 1850 et 2012 archivées dans la base de données *Global Historical Climatology Network* (adaptée de Wohl et al., 2012). **b)** Evolution du nombre de stations pluviométriques et hydrométriques disponibles dans la base la base de données SIEREM (à l'échelle de l'Afrique).

La compréhension des processus est donc limitée en zone tropicale humide et nécessite d'être complétée par des approches de modélisation (Cornelissen et al., 2013; Gabiri et al., 2019; Wagner et al., 2013). L'hydrologie en milieu tropical reste moins bien comprise qu'en milieu tempéré, du fait des ressources importantes qui y ont été, et sont toujours octroyées (Blöschl et al., 2019; Hughes et al., 2015). Il est estimé que pour cause de méconnaissances du fonctionnement hydro-climatique, 73 % des aménagements liés à l'eau serait surdimensionné, entraînant des surcoûts pour les régions bénéficiaires (Vörösmarty et al., 2001).

La majorité des stations suivies sur le long terme sont des stations à relevés journaliers et sont donc inadaptées aux modélisations évènementielles sur des bassins de méso-échelles. Ces éléments rendent difficile la compréhension des processus impliqués dans les phénomènes de crue. Le matériel de relevé automatique déployé est parfois mal adapté aux conditions climatiques des zones tropicales, entrainant des dysfonctionnements réguliers des instruments de mesure (sensibilité à l'humidité et aux chaleurs extrêmes, détérioration par l'intrusion d'insectes) et des lacunes importantes dans les jeux de données dues à des problèmes techniques. Les coûts importants associés à l'achat, au déploiement, à l'entretien et au suivi des instruments de mesure est un des facteurs expliquant ces systèmes de suivis peu fournis. Au-delà de leur intérêt scientifique, l'intérêt économique des stations de suivi environnemental réside par exemple dans l'optimisation du dimensionnement des infrastructures liés à la gestion de l'eau ou encore dans la mise en place de systèmes d'alerte précoce efficaces pour limiter les dégâts liés aux inondations (Vörösmarty et al., 2001). Thiemig et al. (2012) ont collecté plus de 50 retours d'expérience d'instituts menant des initiatives visant le développement d'outils de prévision des crues et la mise en place de systèmes d'alerte précoce dans plusieurs pays africains. Les conclusions montrent qu'une majorité des initiatives font face à un manque de moyen financier et un manque d'expertise pour garantir des avancées notables sur ces thématiques aux enjeux majeurs.

Les bassins urbains et péri-urbains en zone tropicale sont donc souvent caractérisés comme des bassins peu, voire non jaugés d'un point de vue hydrométéorologique. L'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (AISH) a incité la communauté des sciences hydrologiques à mettre en avant les travaux sur la détermination des signatures hydrologiques pour des bassins non jaugés au cours de la décennie PUB 2003 – 2012 (Blöschl, 2013).

2.4 Conclusion

La forte mutation urbaine en milieu tropical débutée dans les années 1960 et se poursuivant aujourd'hui est donc un défi majeur des prochaines décennies en terme de gestion durable de la ressource en eau. L'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (AISH) a par ailleurs défini comme nouvelle thématique de recherche pour la décennie 2013-2022 la question du changement hydrologique et sociétal *« Panta Rhei – Everything flow : Change in hydrology and society ».* Il s'agit d'améliorer les capacités de prévision de la dynamique des ressources en eau en lien avec les systèmes anthropiques dans un environnement changeant rapidement (Montanari et al., 2013). L'amélioration des connaissances de ces hydro-systèmes tropicaux en pleine mutation est donc primordiale afin de guider au mieux les stratégies globales de gestion de la ressource en eau. Pour Baldassarre et al. (2010), il est urgent de favoriser une mise en place de systèmes d'alerte précoce efficaces qui permettraient de lutter contre les événements extrêmes de crues parfois dévastatrices.

Les lacunes dans les suivis environnementaux de ces régions tropicales limitent énormément la compréhension du fonctionnement hydrologique de ces régions pourtant soumis à des enjeux socio-économiques majeurs et à des mutations drastiques. Il est donc nécessaire d'exploiter de nouvelles approches dans l'acquisition de données afin de mieux comprendre ces hydro-systèmes et leur dynamique temporelle.

3 Etat des lieux des données récentes non conventionnelles

L'étude des bassins versants peu ou pas jaugés, comme le sont la majorité des bassins versants en milieu tropical humide, nécessite des données que l'on peut classer en trois catégories :

- Les données hydrologiques (débit horaire, journalier, mensuel, etc.)
- Les données climatiques (précipitation, température, évapotranspiration, etc.)
- Les données physiographiques (topographie, pédologie, superficie, géologie, etc.)

Ces données permettent (1) une lecture et une compréhension du fonctionnement hydrologique, (2) des analyses statistiques et le développement de modèles de régression (3) le développement de modélisations des processus sur mesure, parcimonieux et en limitant la phase de calage pour les besoins de transfert sur des sites non jaugés.

La méthodologie de prévision sur des bassins non jaugés incite à l'exploitation de nouvelles sources d'informations comme les données globales (données satellitaires, sorties de

modèles), les données légères ou données participatives (McCabe et al., 2017). Ces nouvelles sources de données permettent de pallier l'absence de données conventionnelles (appelées *hard data*). L'intégration de ces récentes approches dans les études hydrologiques des milieux tropicaux est donc une opportunité de pallier le caractère généralement peu ou pas jaugé de ces bassins versants.

3.1 Données globales (satellitaires, ré-analyses, interpolations de données au sol)

Le développement de nombreux produits satellitaires et la mise à disposition des sorties de modèles globaux (e.g. GLDAS, *Global Land Data Assimilation System*) permettent l'estimation de nombreuses variables hydrométéorologiques à l'échelle mondiale (e.g. précipitation, évapotranspiration, humidité du sol, ODS) (Chen et Wang, 2018). Ces nouveaux produits présentent actuellement des résolutions temporelles et spatiales permettant leur utilisation dans l'analyse du fonctionnement hydrologique de bassins méso-échelles, des bilans annuels jusqu'aux crues.

3.1.1 Estimation des précipitations

Concernant les données de précipitations globales, on distingue les méthodes d'interpolation de données issues de stations au sol (estimation de grilles de précipitations par interpolation), les données de ré-analyse (sorties de modèle), et les données issues d'information satellitaire utilisant les ondes passives : micro-ondes (MW) ou infrarouges (IR). De nombreux produits globaux de précipitations intègrent plusieurs de ces méthodes permettant de pallier partiellement les limites de chacune d'entre elles. Le **Tableau 2.1** présente les caractéristiques (méthodes, résolution et couverture spatio-temporelle) d'une liste non-exhaustive de produits globaux satellitaires présentée par (Sun et al., 2018)

Des études de performances comparatives des principaux produits satellitaires (TMPA, CMORPH et PERSIANN) par rapport aux données aux sols ont abouti à des résultats divers. Le produit TMPA apparait être plus performant en Inde (Prakash et al., 2014), en Bolivie (Satgé et al., 2016), en Guyane (Ringard et al., 2015) et au Chili (Zambrano-Bigiarini et al., 2017) alors que le produit CMORPH aboutit aux meilleurs estimations pour une étude au Pakistan (Hussain et al., 2018), en Chine (Sun et al., 2018; Zeng et al., 2018), et en Indonésie (Rahmawati et Lubczynski, 2018).

Maggioni et al. (2016) et Sun et al. (2018) ont effectué une revue des résultats d'études utilisant les principaux produits pour différentes régions du monde, ils concluent que les caractéristiques topographiques et climatiques jouent un rôle majeur dans la performance des produits satellitaires de précipitations. Les régions à forts reliefs présentent généralement des faibles performances de détections des précipitations. Des faibles probabilités de détection ont également été mises en évidence pour les régions semi-arides alors que les saisons hivernales habituellement associées à des faibles évènements de pluies présentent généralement des biais importants.

Concernant l'Afrique, l'intérêt des produits satellitaires pour l'estimation des précipitations est indéniable pour ce continent ne présentant que 744 stations actives alors que l'organisation mondial de la météorologie (OMM) estime qu'au moins 3000 stations sont nécessaires (et idéalement 10 000) pour une compréhension spatiale satisfaisante du climat. Les produits globaux offrent donc l'opportunité de compléter ces mesures aux sols. Quelques études ont évalué les performances des produits satellitaires à des échelles reteintes (pays ou bassins versants) comme sur le bassin de la Volta (Thiemig et al., 2012), au Bénin (Gosset et al., 2013) ou au Niger (Ramarohetra et al., 2013). Pour ces différentes études, des biais importants avec les données au sol ont été mis en évidence, avec des impacts importants sur les sorties de modèles de culture ou modèles hydrologiques.

Concernant l'utilisation de ces produits globaux à fines échelles spatiales et temporelles, les produits caractérisés par des pas de temps horaires ou infra-horaires sont beaucoup plus restreints. Dans notre étude nous choisissons d'exploiter le plus récent produit disponible, le produit GPM-IMERG, proposé par la NASA et la JAXA. Le produit GPM-IMERG est caractérisé par une résolution spatiale de 0.1° x 0.1° et une résolution temporelle de 30 minutes. Beck et al. (2019) a évalué la performance des estimations de 26 produits satellitaires de précipitations sur le territoire américain. Le produit GPM-IMERG arrive en deuxième position au niveau des performances générales, derrière le produit satellitaire MSWEP intégrant un produit de ré-analyse.

Tableau 2.1. Liste non-exhaustive des caractéristiques des produits satellitaires de précipitations (tiré de Sun et al., 2018).

Data set	Adjusted	Res.	Freq.	Coverage	Period	Data source	Algorithm	Reference
GPCP	GPCC, GHCN	2.5°	Monthly	Global	1979–present	GPI, OPI, SSM/I scattering, SSM/I emission, TOVS		(Adler et al., 2003)
GPCP 1dd	GPCC, GHCN	1.0°	Daily	Global	1996–present	SSM/I-TMPI, TOVS		(Huffman & Bolvin, 2013)
GPCP_PEN_v2.2	GPCC, GHCN	2.5°	5-daily	Global	1979–2014	OPI, SSM/I, GPI, MSU		(Xie et al., 2003)
CMAP	GPCC, GHCN	2.5°	Monthly	Global	1979–present	GPI, OPI, SSM/I scattering, SSM/I emission, MSU, NCEP–NCAR		(Xie et al., 2003; Xie & Arkin, 1997)
CPC-Global	GTS, COOP, NMAs	0.5°	Daily	Global land	2006–present	GTS, COOP, NMAs		(Xie et al., 2010)
TRMM 3B43	GPCC	0.25°	Monthly	50°S–50°N	1998–present	TMI, TRMM Combined Instrument, SSM/I, SSMIS, AMSR-E, AMSU-B, MHS, and GEO IR	Probability Matching	(Huffman et al., 2007)
TRMM 3B42	X	0.25°	3 h/Daily	50°S–50°N	1998–present	TMI, TRMM Combined Instrument, SSM/I, SSMIS, AMSR-E, AMSU-B, MHS, and GEO IR	Probability Matching	(Huffman et al., 2007)
GSMaP	X	0.1°	1 h/daily	60°S–60°N	2002–2012	TMI, AMSR-E, AMSR-E, SSM/I, multifunctional transport satellites (MTSAT), Meteosat-7/8, GOES 11/12	Kalman filter model	(Ushio et al., 2009)
PERSIANN-CCS	X	0.04°	30 min/3, 6 h	60°S–60°N	2003–present	Meteosat, GOES, GMS, SSM/I, polar/near polar precipitation radar, TMI, AMSR	Artificial Neural Networks	(Sorooshian et al., 2000)
PERSIANN-CDR	GPCP	0.25°	3, 6 h/Daily	60°S–60°N	1983–present	GOES 8, GOES 10, GMS-5, Metsat-6, and Metsat-7, TRMM, NOAA 15, 16, 17, DMSP F13, F14, F15.	Artificial Neural Networks	(Ashouri et al., 2015)
CMORPH	X	0.25°/8 km	30 min/3 h/Daily	60°S–60°N	2002–present	TMI, SSM/I, AMSR-E,AMSU-B, Meteosat, GOES, MTSAT	Propagation & Morphing	(Joyce et al., 2004)
GPM		0.1°	30 min/3 h/daily	60°S–60°N	2015–present	GMI, AMSR-2, SSMIS, Madaras, MHS, Advanced Technology Microwave Sounder	IMERG	(Hou et al., 2008, 2014)
MSWEP	CPC, GPCC	0.1°/0.5°	3 h/daily	Global	1979–present	CPC, GPCC, CMORPH, GSMaP-MVK, TMPA, ERA-Interim, JRA-55		(Beck et al., 2017)

3.1.2 Autres variables d'intérêt pour l'hydrologie

Les produits globaux permettent de caractériser de nombreuses autres variables climatiques ou caractéristiques physiques de bassins versants utiles à la compréhension de leur fonctionnement hydrologique. Dans cette étude, nous exploiterons des données pour la quantification de l'évapotranspiration potentielle (PET) et réelle (AET), des informations pour l'estimation d'indice de végétation (NDVI), des données d'humidité des sols et des données d'ODS. Le **Tableau 2.2** résume les produits globaux utilisés dans la suite de ces travaux ainsi que leurs caractéristiques spatiales et temporelles.

Evapotranspiration

Concernant l'évapotranspiration, de nombreux produit permettent une estimation de l'Evapotranspiration potentielle PET à des résolutions spatiales fines (Allies, 2018). Le produit GLEAM (Martens et al., 2017) propose une estimation journalière de PET et de AET à l'échelle mondiale, et une résolution spatiale de 0.25° x 0.25°. Ce produit est reconnu comme ayant des performances satisfaisantes en Afrique de l'Ouest (Trambauer et al., 2014). La variable PET issue du modèle global GLDAS (Rodell et al., 2004) sera également analysée et comparée au produit GLEAM.

Occupations des sols

L'agence spatiale européenne (ESA) propose également de nombreux produits dérivés de l'observation satellitaire pour l'estimation des variables climatiques et des caractéristiques physiques des bassins versants. Concernant l'évaluation des ODS, on peut citer le produit ESA-CCI-LC for Africa proposant une estimation de la répartition des ODS à une résolution spatiale de 30 m x 30 m à l'échelle de l'Afrique, réalisée à partir d'image Sentinel-2A couvrant l'année 2016. L'ESA propose également un produit permettant d'estimer les changements de classes d'ODS sur la période 1992 - 2015 (ESA-CCI). Celle-ci est présentée sous forme de carte mondiale annuelle de l'ODS à résolution spatiale 300m x 300m et construite à partir de traitement d'images Landast.

Conditions d'humidité des sols

L'ESA propose également une estimation journalière de l'humidité de surface des sols (ESA-CCI-SM) à une résolution spatiale de 0.25° x 0.25°. On analysera également le produit GLDAS-SM permettant une estimation mensuelle de l'humidité de surface à partir des variables de sortie du modèle GLDAS.

Indice de végétation

L'ESA propose également d'autres variables comme l'estimation de l'indice de végétation NDVI à une résolution temporelle de 7 jours et spatiale de 1km² x 1km².

Estimation des niveaux d'eau

A partir d'avril 2021, la mission SWOT issue d'une collaboration entre la NASA et le CNES permettra notamment de mesurer les variations des niveaux de grands fleuves grâce à une résolution spatiale fine. Cette nouvelle mission pourrait contribuer de façon significative à améliorer la gestion des ressources en eau pour les grands bassins versants.

Le Tableau 2.2 présente les données globales utilisées dans ce travail de thèse.

Tableau 2.2. Données globales utilisées dans ces travaux

Acronyme	Variable	Couverture temporelle	Résolution temporelle	Couverture spatiale	Résolution spatiale	Reference
GPM-IMERG	Précipitation	2015-present	30 minutes	60N-60S	0.1° x 0.1°	Huffman et al. (2015)
GLEAM v3.2a	PET, AET	1980-2017	Journalière	Global	0.25° x 0.25°	Martens et al. (2017) ; Miralles et al. (2011)
GLDAS Noah	Humidité du sol, PET	1950 - 2010	Mensuelle	Global	0.25° x 0.25°	Rodell et al. (2004)
ESA CCI SM v04.4	Humidité du sol	1978 - 2018	Journalière	Globale	0.25°x 0.25°	http://www.esa-soilmoisture-cci.org
ESA-NDVI	NDVI LS	1999-2012	7 jours	Globale	1 km x 1 km	http://maps.elie.ucl.ac.be/CCI/viewer/index.php
ESA-CCI LC for Africa	Land cover	2016	Une année	Afrique	30 m x 30 m	http://2016africalandcover20m.esrin.esa.int/
ESA-CCI	Land cover	1992-2015	Une année	Globale	300 m x 300 m	http://maps.elie.ucl.ac.be/CCI/viewer/index.php
OpenStreetMap	Land cover	2016	-	Zone urbaine	Shapefiles	Haklay et Weber (2008)

3.2 Données issues des sciences participatives

De récentes initiatives favorisent le développement de nouvelles approches dans l'acquisition de données impliquant la population dans le suivi environnemental (sciences participatives). Ces approches alternatives complémentaires des approches conventionnelles permettent une augmentation des observations dans l'espace et le temps par la multiplication des relais de terrain. Les types de données participatives peuvent être multiples (lectures de hauteurs d'eau, photographies, vidéos, etc.) et applicables à un grand nombre de variables (précipitations, débits, humidités des sols). Afin d'obtenir des informations pertinentes, ces méthodes collaboratives doivent présenter des protocoles simples intégrant des instruments rudimentaires, peu chers, faciles et rapides à mettre en œuvre pour des non spécialistes.

L'un des projets de sciences participatives le plus abouti en matière d'hydrologie est le projet CrowdHydrology (Lowry et Fienen, 2013) qui encourage les randonneurs rencontrant des stations hydrologiques sur leur chemin à envoyer les hauteurs d'eau observées par message téléphonique à un numéro de téléphone affiché sur la station. Entre avril et décembre 2011, une

des stations étudiées a été observée à 133 reprises, permettant de reconstituer une partie de l'hydrogramme sur cette période.

La quantification des incertitudes liées aux données hydrologiques participatives est une étape importante qui a été discutée lors de nombreux travaux (Davids et al., 2019; Le Coz et al., 2016b; Little et al., 2016; Lowry et Fienen, 2013).

Le Coz et al. (2016) présentent un retour d'expérience sur trois projets participatifs liés aux inondations, ces projets reposaient sur l'exploitation de vidéos de crues pour l'estimation des vitesses d'écoulement et des débits (Argentine et France) et l'exploitation de photos géolocalisées pour la détermination de zones inondées suivant des événements de précipitations extrêmes (Nouvelle-Zélande).

Les réseaux coopératifs concernant les précipitations sont davantage développés et présentent un intérêt tout aussi important, particulièrement en régions peu jaugées. On peut citer le projet *CoCoRaHS*, qui est un réseau d'observateurs volontaires au Etats-Unis, Canada et Bahamas existants depuis 1997 et regroupant aujourd'hui plus de 20 000 observateurs (Moon et al., 2009; Reges et al., 2016).

Le projet *OpenStreetMap* permet d'obtenir des informations complètes sur un grand nombre d'infrastructures urbaines et notamment sur la localisation des ouvrages liés à la ressource en eau (réseaux de drainage, châteaux d'eau, forages, ponts) (Haklay et Weber, 2008).

Le récent développement de l'utilisation des smartphones à l'échelle mondiale est une opportunité majeure pour le développement des sciences participatives (McCabe et al., 2017), avec le développement d'applications ciblées sur le suivi hydrologique (Kampf et al., 2018). Ces opportunités de développement sont particulièrement intéressantes en zones urbaines, avec la possibilité de multiplier de façon importante les points de mesures, permettant par exemple la création de grandes bases de données photographiques et vidéos.

3.3 Données « légères »

Les approches des sciences participatives peuvent être complémentaires à des instrumentations ou mesures dites « légères » reposant sur un instrument de mesure peu cher (Crabit et al., 2011; Zhang et al., 2019) ou sur des aménagements limités associés à des coûts réduits comparativement à des approches conventionnelles. Tout comme les approches participatives, les mesures ou stations légères sont souvent associées à des incertitudes plus importantes que les données conventionnelles mais permettent une plus forte densité spatiale des mesures pour un même budget. L'intérêt des stations légères est particulièrement marqué pour un suivi court-terme (quelques années), ne permettant pas l'amortissement à long terme d'une installation lourde et facilitant le déplacement des stations de mesure. Des méthodes complémentaires intègrent également des nouvelles techniques permettant la valorisation d'infrastructures déjà existantes mais dédiées à d'autres fonctions, comme le projet RainCell (Doumounia et al., 2014; Gosset et al., 2015) qui valorise les liens micro-ondes de

télécommunication pour l'amélioration de l'estimation de la variabilité spatiale des précipitations.

Il existe un grand nombre de projets visant au développement de données complémentaires aux réseaux d'instrumentation officiels. Le projet *Trans-African Hydro-Meterological Observatory* (TAHMO) développe par exemple un prototype de station pluviographique à bas coût répondant aux contraintes climatiques des pays tropicaux. L'objectif de TAHMO est de déployer en moyenne une station pour 1000 km² en Afrique Sub-Saharienne, ce qui correspond à un total de 20 000 stations en favorisant l'implantation dans des écoles et universités (van de Giesen et al., 2014).

Concernant les mesures de débits, on peut classer comme mesures légères les méthodes de jaugeages aux flotteurs ou par dilution chimique, s'opposant aux mesures plus complètes basées sur du matériel plus couteux comme l'ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) ou le courantomètre électromagnétique. Davids et al. (2019) ont notamment comparé les estimations de débits en rivière par des non-spécialistes (10 groupes de 3 à 4 personnes) à partir de méthodes simples (jaugeages aux flotteurs, jaugeages par dilution de sel) avec les estimations des méthodes plus complètes (menées par des spécialistes) pour 15 sections de rivières au Népal. Les résultats tendent à prioriser la méthode de jaugeage par dilution au sel avec une erreur absolue moyenne et un biais moyen satisfaisants de respectivement 21 % et 19 %.

3.4 Conclusion

Afin de pallier le peu de données conventionnelles disponibles sur notre bassin d'étude, il est nécessaire de tirer un maximum d'informations des données globales issues des produits satellitaires ou de ré-analyse. Il est également nécessaire de déployer un réseau de pluviographes et de stations hydrométriques que nous qualifions de « léger » compte tenu des coûts réduits d'installation et des faibles aménagements nécessaires. Ce réseau hydrométéorologique repose en partie sur l'implication d'observateurs riverains (lecture d'échelle, lecture des pluviomètres) à l'image de ce qui peut être fait en sciences participatives. Les informations retenues dans ces travaux sont donc une combinaison entre données historiques existantes, données globales, et données issues d'une instrumentation sur mesure intégrant la population riveraine.

4 La modélisation hydrologique

4.1 Généralité

Le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant est hautement complexe puisqu'il résulte de l'hétérogénéité et de la complexité du milieu étudié (morphologie, ODS et végétation, pédologie, géologie, etc.), celui-ci comprenant une multitude de processus opérant à des échelles spatio-temporelles variables (Musy et al., 2013). La modélisation hydrologique n'est donc qu'une représentation simplifiée du système physique permettant de simuler le comportement hydrologique d'un bassin versant à partir d'équations mathématiques (il existe

également des modèles physiques reposant sur des modèles réduits du système). On distingue deux grandes familles de modèle, les modèles déterministes supposant que les variables d'entrée et les paramètres du système sont parfaitement déterminables, et les modèles stochastiques reposant sur des distributions de probabilité des paramètres du système. Dans la suite de ces travaux, nous étudierons et utiliserons uniquement les modèles déterministes, plus adaptés aux données à disposition et aux objectifs de notre étude.

Les modèles déterministes sont alimentés par des variables d'entrée (précipitations, températures, cartes d'occupation de sols), impliquant un forçage sur les processus hydrologiques, des variables d'état (e.g. l'humidité du bassin) et aboutissent à des variables de sorties représentant la réponse hydrologique du système (écoulement à l'exutoire, évolution des conditions d'humidité, évapotranspiration réelle, etc.). Les équations permettant la simulation de la réponse hydrologique intègrent un certain nombre de paramètres ayant un sens physique (e.g. conductivité hydraulique à saturation, vitesse d'écoulement), ou non, sur lesquels l'utilisateur s'appuie pour la calibration du modèle.

La modélisation hydrologique est une des principales méthodes permettant l'estimation de variables hydrologiques. Elle permet de compléter et/ou de valider des données observées afin par exemple de mener des études statistiques. Elle permet, selon les approches de modélisation, d'identifier les processus dominants d'un hydrosystème et de simuler les comportements hydrologiques en contexte modifié sans observation terrain (e.g. étude d'impact de changements climatiques ou de changements d'ODS). Dans un cadre opérationnel, un modèle hydrologique permet par exemple de fournir les informations hydrologiques pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques (réseau de drainage, barrage) ou pour la lutte contre les impacts des inondations (mise en place de systèmes d'alerte précoce, dimensionnement de digues).

L'utilisation des modèles se doit d'être adaptée à l'objectif de la modélisation définissant ainsi les processus à étudier. Le choix du modèle est également dépendant des échelles spatiales et temporelles inhérents à ces processus. Les données à dispositions (nature, qualité, densité, résolution et profondeur temporelle) contraignent également les choix de modélisation. Le choix d'un modèle parcimonieux devrait être privilégié, reposant sur un compromis entre le degré de complexité nécessaire apporté à la structure du modèle et le celui supporté par les données disponibles. Ceci permettant de s'approcher d'une performance optimale permettant la valorisation des données et un contrôle de la paramétrisation du modèle (**Figure 2.6**).

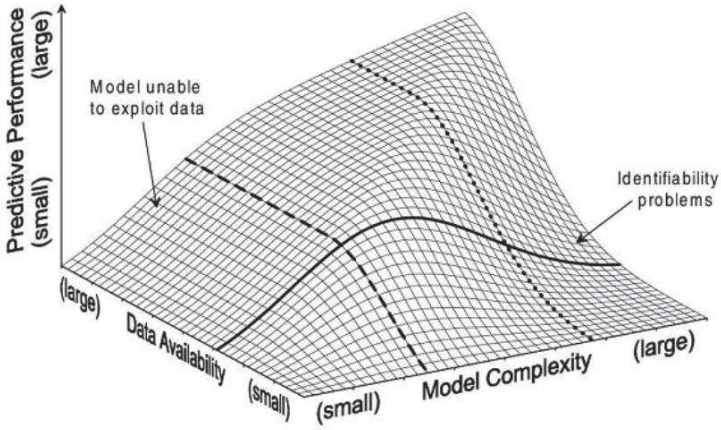


Figure 2.6. Représentation schématique de la relation entre la complexité du modèle, les données disponibles et les performances en simulations (tiré de Grayson et Blöschl, 2001).

Les modèles hydrologiques peuvent être couplés avec d'autres types de modèles comme des modèles climatiques (e.g. EURO-CORDEX (Jacob et al., 2014)) pour l'analyse d'impact des changements climatiques sur les signatures hydrologiques (Colmet-Daage et al., 2017) ou des modèles hydrauliques pour l'estimation des zones inondables en crue (Gori et al., 2019; Hdeib et al., 2018).

4.2 Représentation des processus

Les modèles hydrologiques peuvent être différenciés en trois classes selon la représentation des processus : les modèles empiriques (ou boîtes noires), les modèles conceptuels (ou à réservoirs) et les modèles à base physique.

4.2.1 Modèles empiriques

Les modèles empiriques permettent d'établir des relations entre les variables d'entrée (e.g. précipitations, températures) et les variables de sorties (e.g. débit journalier) à partir de séries chronologiques sans prise en compte des caractéristiques du bassin versant. Les modèles empiriques ne cherchent donc pas à expliquer le fonctionnement de l'hydrosystème et ne permettent pas des extrapolations vers d'autres conditions de fonctionnement. Les modèles basés sur des régressions, l'approche par réseaux de neurones (Artigue, 2012 ; Siou, 2011) ou la méthode de l'hydrogramme unitaire de Clark sont des exemples de modèles empiriques.

4.2.2 Modèles conceptuels

La modélisation conceptuelle décompose le fonctionnement hydrologique en plusieurs processus hydrologiques de façon simple sans utiliser les paramétrisations des lois physiques de ces processus. Les modèles conceptuels comprennent généralement une fonction de production permettant de la répartition des termes du bilan en eau (volume de ruissellement de

surface, volume évaporé, volume écoulé) et une fonction de transfert permettant la simulation de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin. Nombreux sont les modèles conceptuels à considérer le bassin versant comme une combinaison de réservoirs conceptuels reliés entre eux par des lois d'échanges caractérisées par des niveaux de seuils, des équations de bilan et des lois de vidange. Les modèles GR4J (Perrin et al., 2003), SWMM (Crawford et Linsley, 1966) ou certains modules de MHYDAS (Moussa et Chahinian, 2009) sont des modèles conceptuels.

4.2.3 Modèles à base physique

Les modèles à base physique cherchent à représenter les processus hydrologiques dans un cadre théorique unifié (Le Lay, 2006). Ces modèles sont basés sur les lois de l'hydrodynamique avec des paramètres théoriquement mesurables sur le terrain (caractéristiques hydrodynamiques des sols, pentes). On associe aux modèles à base physique une discrétisation spatiale fine du milieu permettant ainsi une représentation physique et détaillée du bassin versant avec la possibilité de simuler son évolution en tout point et en tout instant. Les modèles à base purement physique ont besoin d'un très grand nombre de paramètres et nécessitent donc souvent des informations non disponibles. Ces modèles requièrent des temps de calculs importants du fait de leur complexité et sont donc peu compatibles avec des applications sur des sites avec peu d'informations spatio-temporelles. Un exemple de modèle à base physique est le Système Hydrologique Européen (SHE) (Abbott et al., 1986). Des modèles à base physique « dégradés » ont donc ont été conçus et ne prennent en compte que les processus dominant à l'échelle du bassin versant (e.g. TOPMODEL, Beven et Kirkby (1979)), réduisant ainsi le nombre de paramètres et les temps de simulation.

Dans un contexte d'informations restreintes sur les caractéristiques physiques des bassins versants et dans un souci d'opter pour un modèle parcimonieux, les modèles à base physique ne sont pas retenus. Pour la modélisation annuelle, on privilégiera la construction d'un modèle empirique avec un nombre réduit de paramètres. Pour la modélisation à pas de temps fin, on proposera un modèle conceptuel composé d'une fonction de production à réservoir et d'une fonction de transfert, permettant une représentation simple et parcimonieuse du fonctionnement du bassin. Ces deux types de représentation des processus ont l'avantage de faciliter la phase de calibration du fait du nombre restreint de paramètres.

4.3 Représentation spatiale

On peut également différencier les modèles hydrologiques en fonction de leur représentation spatiale des processus agissant sur le comportement hydrologique d'un bassin. On distingue donc trois catégories, les modèles globaux, les modèles semi-distribués et les modèles distribués. Les modèles globaux sont largement utilisés en hydrologie opérationnelle et ont pour avantage de présenter un petit nombre de paramètres puisque le bassin n'est représenté que par une unité au fonctionnement homogène. Les modèles du Génie Rural

(GR1A, GR2M, GR4J) sont des exemples de modèles globaux. Ils nécessitent peu de données d'entrée (notamment concernant caractéristiques des sols). Les modèles globaux sont généralement associés à des modèles empiriques ou conceptuels. Au contraire des modèles globaux, le bassin d'étude peut être discrétisé en plusieurs entités afin de pouvoir explicitement représenter les hétérogénéités spatiales du milieu. Le degré de discrétisation différencie les modèles semi-distribués (petit nombre d'entités), des modèles distribués (grand nombre d'entités, généralement maillés). Le taux de discrétisation influe donc sur le nombre de paramètres du modèle et sa complexité puisque chaque entité est associée à un jeu de paramètres. Les modèles distribués contrairement aux modèles globaux intègrent une représentation du cours d'eau à laquelle est affectée des équations de transfert hydraulique comprenant un certain nombre de paramètres liés à des caractéristiques physiques (pente, rugosité, profil transversal).

Les modèles distribués (e.g. SWAT ; Arnold et al., 2012) présentent donc un très grand nombre de paramètres de calage et nécessitent une très bonne connaissance des caractéristiques des milieux.

Les modèles semi-distribués permettent un compromis en adaptant la spatialisation à l'hétérogénéité jugée importante dans la réponse hydrologique. La **Figure 2.7** schématise les trois représentations spatiales évoquées.

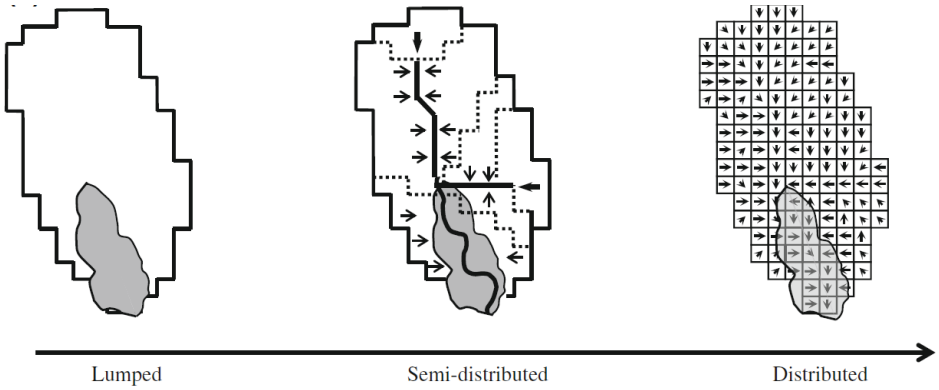


Figure 2.7. Différenciation des types de modèles par la représentation spatiale du bassin d'étude ; la zone grisée représente la zone inondée (extrait de Moussa et Cheviron, 2015)**.**

Dans notre cas d'étude, un modèle maillé ne serait pas adapté au peu d'informations spatiales caractérisant le bassin (e.g. types de sols, géologie). Cela entrainerait une sur-paramétrisation du modèle en contradiction avec le peu d'informations disponibles. Pour le modèle à pas de temps fin, on mettra en place des modèles globaux appliqués à chacun des sous-bassins. Ces modèles globaux seront la base de construction d'un modèle semi-distribué à l'échelle du bassin de la Méfou. Un modèle semi-distribué est un compromis intéressant puisqu'il permet de différencier les principales hétérogénéités du bassin tout en conservant un nombre restreint de paramètres. Le caractère semi-distribué du modèle à pas de temps fin

permettra également d'intégrer les hétérogénéités observées entre les tronçons de rivières (naturels et canalisés). Une représentation semi-distribuée est également choisie pour le modèle annuel qui est principalement basé sur les caractéristiques d'ODS. Ces modèles globaux et semi-distribués ont pour avantage d'être limités en paramètres de calibration permettant ainsi une interprétation plus simple des résultats mais aussi des temps de calcul moins importants.

4.4 Représentation temporelle

Les modèles hydrologiques peuvent être différenciés suivant leur représentation temporelle. On différencie généralement les modèles événementiels et les modèles continus. La différence majeure est la nécessité d'intégrer les conditions initiales de l'état de saturation des sols dans les modèles événementiels. En effet, il est largement admis que la réponse hydrologique d'un épisode pluvieux est largement influencée par les conditions initiales d'humidité (Vivoni et al., 2007).

Dans le cas du modèle continu, l'ensemble des variables étant simulé en continu on s'affranchit des conditions initiales, une phase de mise en route du modèle hydrologique (warm-up) permet alors son initialisation. Généralement une période couvrant un cycle hydrologique est nécessaire pour la phase de mise en route (Perrin, 2000). Les modèles continus permettent l'estimation de l'ensemble des composantes du bilan hydrologique et notamment l'évapotranspiration réelle qui est bien souvent considérée comme négligeable en modélisation événementielle. Une modélisation continue présente donc des aspects plus complexes mais permet une estimation de l'ensemble des composantes du bilan hydrologique pouvant être agrégée à des pas de temps variables (horaire, journalier, mensuel, annuel). En modèle continu, on peut citer les modèles SWAT, CAT ou HBV.

Dans notre cas d'étude, nous privilégierons l'approche continue pour le modèle à pas de temps fins, permettant notamment de s'affranchir des conditions initiales parfois difficiles à estimer. Ce modèle continue à pas de temps horaire permettra une agrégation aux pas de temps journalier et mensuel. Ce modèle permettra donc d'évaluer à la fois les performances de la représentation des crues, les performances de la représentation de l'hydrogramme général et les performances de la simulation des bilans mensuels.

4.5 Phases de calibration et de validation

L'ensemble des modèles présentés dans les Sections 4.2 à 4.4 intègrent un nombre plus ou moins important de paramètres de calibration permettant au modélisateur d'ajuster la simulation aux observations à l'aide d'une ou plusieurs fonctions objectifs. La calibration est effectuée sur une partie du jeu de données d'observation et testée en validation, toujours à l'aide de fonctions objectif, sur une seconde partie du jeu de données. Le modélisateur devra faire un choix relevant de la méthode d'optimisation et des fonctions objectifs retenues.

4.5.1 Choix des fonctions critères

La calibration du modèle hydrologique consiste à maximiser (ou minimiser) la valeur de fonctions critères par optimisation des paramètres de calibration. Il existe une multitude de fonctions critères, elles peuvent être plus ou moins adaptées aux différentes signatures hydrologiques (débits annuels moyens, basses eaux, crues, hydrogrammes) et donc aux objectifs de la modélisation. Parmi les fonctions critères les plus largement utilisées, on peut citer les fonctions d'erreur quadratique basées sur la somme des erreurs quadratiques. Ces fonctions accentuent l'importance des erreurs relatives sur les fortes valeurs simulées, donc sur les périodes de crues. Pour remédier à cette problématique, on peut effectuer une transformation de type logarithmique ou puissance des débits. La fonction objectif NSE proposée par Nash et Sutcliffe (1970) et la mesure de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) sont très largement utilisées en hydrologie.

Dans la fonction NSE, les performances du modèle sont normées par la performance de la moyenne des observations. La fonction NSE varie de $-\infty$ à 1. Un NSE inférieur à 0 signifie que le modèle ne fait pas mieux que la moyenne des débits observés et un NSE de 1 correspond à une simulation parfaite.

$$NSE = 1 - \frac{\sum(\hat{Q}_i - Q_i)^2}{\sum(Q_i - \bar{Q})^2} \quad , \tag{2.1}$$

Avec $\hat{Q}_i$, le débit simulé au pas de temps i ; Q_i, le débit observé au pas de temps i ; $\bar{Q}$ le débit moyen observé sur l'ensemble de la période étudiée.

La valeur de NSE peut être calculée sur différents pas de temps (horaire, journalier, mensuel).

La fonction RMSE correspond à la dispersion entre les variables simulées et observées, plus la dispersion est faible, plus la variable simulée par le modèle est proche de la variable observée.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum\left(\frac{\hat{Q}_i - Q_i}{Q_i}\right)^2} \quad , \tag{2.2}$$

Dans ces travaux nous utiliserons plusieurs autres fonctions critères :

Une autre fonction critère permettant d'évaluer la performance globale d'une simulation est le calcul du coefficient de détermination (r^2).

$$r^2 = \frac{\left[\sum\left(\hat{Q}_i - \overline{\hat{Q}}\right)(Q_i - \bar{Q})\right]^2}{\sum(Q_i - \overline{Q})^2} \quad , \tag{2.3}$$

Avec, $\overline{\hat{Q}}$, la moyenne des débits observés sur la période.

D'autres fonctions critères sont basées sur le cumul des erreurs sur une période définie comme le critère sur les bilans qui permet d'estimer l'erreur relative sur les volumes écoulés par exemple.

$$E_j = \frac{\sum \hat{Q}_i - \sum Q_i}{\sum Q_i} \quad , \tag{2.4}$$

Concernant l'étude des crues, des critères complémentaires basés sur la performance de simulation des débits de pointe (ΔQ_X) ou des temps caractéristiques comme l'occurrence des pics de crue (ΔT_X), la durée de dépassement d'un débit cible $\left(\Delta D_{Q_C}\right)$ ou la durée de la phase de décrue (ΔD_D) sont calculées :

$$\Delta Q_X = \frac{\hat{Q}_X - Q_X}{Q_X}\ , \tag{2.5}$$

où $\hat{Q}_X$ et Q_X sont respectivement les débits de pointe simulé et observé.

$$\Delta T_X = \hat{T}_X - T_X\ , \tag{2.6}$$

où $\hat{T}_X$ et T_X sont respectivement les occurrences du débit de pointe simulé et observé.

$$\Delta D_{Q_C} = \hat{D}_{Q_C} - D_{Q_C}\ , \tag{2.7}$$

où $\hat{D}_{Q_C}$ et D_{Q_C} sont respectivement et les durées de dépassement simulée et observée d'un débit cible Q_C.

$$\Delta D_{Q_C} = \hat{D}_D - D_D\ , \tag{2.8}$$

où $\hat{D}_D$ et D_D sont respectivement et les durées de la décrue simulée et observée.

4.5.2 Méthodes d'optimisation

On peut différencier deux grandes approches dans les méthodes d'optimisation, le calage manuel par essai-erreur et le calage automatique.

Une calibration manuelle est envisageable pour des modèles présentant très peu de paramètres et pour un utilisateur ayant une bonne compréhension de la structure du modèle. Elle requiert l'exécution manuelle de plusieurs simulations consécutives où l'utilisateur devra juger chacune des simulations du modèle. Il s'agit donc d'une méthode subjective difficilement reproductible (Boyle et al., 2000; Pechlivanidis et al., 2011; Huot, 2014).

L'optimisation se fait généralement de façon automatisée par des algorithmes de calibration plus ou moins complexes dépendamment du nombre de paramètres à caler. L'algorithme d'optimisation explore l'espace des paramètres en cherchant à converger vers un critère d'arrêt renseigné par l'optimiseur. On distingue généralement trois classes de méthodes d'optimisation : les méthodes exactes, les méthodes inexactes et les méthodes semi-exactes. Les méthodes exactes aboutissent systématiquement à l'optimum sur l'ensemble du domaine de solutions, c'est un optimum global. Cette méthode est tout de fois limitée par le temps de calcul important de l'optimisation et la complexité des problèmes pouvant être résolus car reposant sur des hypothèses très contraignantes (Huot, 2019). L'approche semi-exacte permet de pallier les limites de la méthode exacte. Elle débute la calibration à partir d'un jeu de valeurs de paramètres initiales et explore une direction de l'espace des paramètres à chaque itération pour converger vers un optimum local.

Parmi les modèles d'optimisation, on peut citer les modèles GLUE (exact) (Beven et Binley, 1992), DDS (inexacte) (Tolson et Shoemaker, 2007), MADS (semi-exact) (Audet et Dennis, 2006).

L'amélioration de l'efficacité du calage pour des modèles hydrologiques coûteux en temps de calcul (Huot, 2019) représente un enjeu majeur régissant l'utilisation de modèles complexes notamment dans le contexte opérationnel.

4.5.3 Concept d'équifinalité

Une équifinalité est observée lorsque deux de jeux paramètres significativement différents aboutissent à des résultats de simulations très proches. Le problème d'équifinalité met donc en avant le phénomène de compensation entre processus, conditionnés par la valeur des paramètres du modèle (Chaponniere, 2005).

5 Modélisation des bilans hydrologiques mensuels et annuels

5.1 Objectif : Gérer la ressource en eau

La modélisation des bilans hydrologiques à l'échelle mensuelle ou annuelle est un outil essentiel de la gestion de la ressource en eau. Le module annuel est par exemple utilisé dans les études préliminaires de mise en place de schéma d'allocation de la ressource en eau pour les différents usages (industrie, irrigation, consommation humaine, hydro-électricité). Les bilans hydrologiques sont largement utilisés dans les études d'impact des changements climatiques (Milly et al., 2005), d'ODS (Komatsu et al., 2011) ou d'usages et de gestion sur la ressource en eau (Collet et al., 2014). La saisonnalité caractérisant un bassin versant est définie par les bilans hydrologiques mensuels, il s'agit d'une caractéristique des bassins versants utilisée dans les approches de régionalisation (Sauquet et al., 2008).

La modélisation des bilans hydrologiques permet donc de pallier l'absence de données sur des bassins cibles en simulant à partir de données d'entrée plus ou moins nombreuses les débits mensuels et annuels. En contexte peu jaugés, on privilégiera des modèles avec peu de paramètres intégrant un nombre limité de variable d'entrée. Ces modèles sont généralement des modèles basés sur l'équation des termes du bilan hydrologique permettant de séparer la précipitation en plusieurs composantes.

$$P = R + E \tag{2.9}$$

Avec P la lame d'eau précipitée, R la lame d'eau écoulée, E la lame d'eau évaporée.

5.2 Relations empiriques

Parmi les modèles des bilans hydrologiques, on peut citer le modèle de Budyko (1974) qui lie l'évapotranspiration annuelle moyenne à long terme à la précipitation annuelle et à l'énergie disponible :

$$\frac{ETR}{P} = 1 - exp\left(-\frac{ETP}{P}\right) \quad (2.10)$$

Avec AET, l'évapotranspiration; P, la Précipitation ; PET, l'évapotranspiration potentielles

D'autres approches de modélisations empiriques simplifiées du bilan annuel ont été développées par L'vovich (1979) qui propose un partage de la pluie entre ruissellement de surface, écoulement de base et évapotranspiration. Les modèles de Budyko (1974) et L'vovich (1979) supposent une variation de stock dans le sol nulle, et sont mieux adaptés à la modélisation de la moyenne annuelle du débit. Moussa et Lhomme (2016) proposent une extension du modèle de Budyko au cas où la variation de stock dans le sol est non nulle ce qui permet la prise en compte du transfert du stock d'une année à une autre ; ce nouveau modèle peut aussi être appliqué à l'échelle de la saison, de quelques mois ou même du mois. Le modèle GR1A (Mouelhi et al., 2006) utilise une relation empirique du type Budyko basée sur l'équation de Turc (Turc, 1954) et permet la simulation du bilan annuel en utilisant comme entrée la pluie et PET, en ne calant qu'un seul paramètre. Ce modèle permet aussi la prise en compte de la variation du stock d'eau dans le sol mais ne permet pas la prise en compte de l'évolution de l'ODS dans le temps.

Enfin, de nombreux modèles conceptuels au pas de temps mensuels peuvent être utilisés et agrégés à l'échelle annuelle ce qui permet de tenir compte de la variabilité temporelle de la pluie. : e.g. le modèle GR2M (Perrin, 2000) à 2 paramètres largement appliqué en France et dans d'autres contextes climatiques.

Tous ces modèles hydrologiques conceptuels, aux pas de temps annuels ou mensuels, sont parcimonieux et simples à utiliser. Toutefois, ils nécessitent le calage d'un ou deux paramètres. Ils sont adaptés à un milieu où l'occupation du sol demeure invariable dans le temps, et ne sont pas adaptés à un milieu à forte évolution de l'urbanisation. Dans ce dernier cas, une réflexion est nécessaire pour adapter ces modèles ou développer de nouvelles approches de modélisation (voir Chapitre 7).

6 Modélisation horaire, continue et événementielle

6.1 Objectif : Gestions des crues et des inondations

La bonne gestion des crues est un aspect essentiel de la gestion des eaux à l'échelle d'un bassin versant puisque celle-ci représente un aléa important auquel fait face la population riveraine. Entre 2008 et 2017, le CRED[10] a estimé que chaque année survenait en moyenne 153 crues extrêmes, entrainant 5040 décès et affectant 73.1 millions de personnes à travers le monde. Sur cette même période, les dommages moyens annuels sont estimés à 36.3 milliards de dollars. Les inondations, avec les sécheresses, sont les catastrophes naturelles affectant le

[10] Rapport : Natural Disasters 2018, (lien de téléchargement : https://www.cred.be/publications)

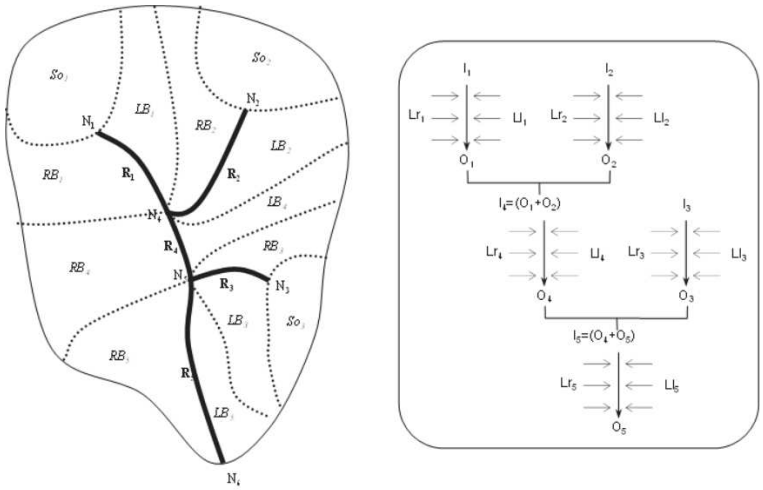
plus grand nombre de personnes à travers le monde chaque année. Les enjeux sociaux et économiques sont donc considérables, l'amélioration de la compréhension des phénomènes de crues et la capacité de les représenter sous forme de modèle est une des clefs de l'intégration de la gestion des crues au sein des territoires. Le développement de modèles de crue efficaces permet des dimensionnements des infrastructures (ponts, réseaux d'eau pluvial, digues, barrages), la mise en place de systèmes de prévision des crues et la réalisation d'études d'impact des changements globaux (climatiques, ODS, d'aménagements, d'usages, etc.) sur la réponse hydrologique.

6.2 Processus

La modélisation des crues implique une représentation des processus hydrologiques. La plupart des modèles pluie-débit ont une structure conceptuelle basée sur les interactions entre des éléments de stockage (réservoirs). Les différents processus (écoulements de surface et de base) sont représentés par des fonctions mathématiques décrivant les flux entre les différents éléments. Les modèles pluie-débit ont généralement deux composantes : la fonction de production qui transforme la précipitation brute en une composante de ruissellement de surface, l'infiltration et l'évapotranspiration, et la fonction de transfert qui propage la lame d'eau ruisselée vers l'exutoire. Parmi les fonctions de production, on retrouve des approches physiques (e.g. Green et Ampt, 1911), conceptuelles (e.g. Diskin et Nazimov, 1995) ou des relations empiriques (e.g. Horton, 1933). Concernant la fonction de transfert, les approches varient de méthodes simples comme l'hydrogramme unitaire à des fonctions plus complexe comme le modèle de Saint-Venant (e.g. Brunner, 2002), ou des modèles simplifiés comme l'onde diffusante (Hayami, 1951; Moussa et Bocquillon, 1996) et l'onde cinématique (Ponce, 1991; Singh, 1994).

6.3 Modèle MHYDAS

Le modèle hydrologique spatialisé MHYDAS (Modélisation Hydrologique Spatialisé des Agro Systèmes ; Moussa et al., 2002) a été développé sur la base du modèle hydrologique spatialisé ModSpa («Modèle Spatialisé» ; Moussa, 1991 ; Moussa et al., 2009). Le modèle subdivise le bassin versant en sous-bassins sources et des sous-bassins rive droite et rive gauche (**Figure 2.8**). Une fonction de production permet de simuler les termes du bilan hydrologique sur chaque sous-bassin qui est lié à un seul tronçon du réseau de la chaîne. Une fonction de transfert permet la propagation de l'hydrogramme sur les unités hydrologiques et via le réseau hydrographique jusqu'à l'exutoire.



a. **b.**

Figure 2.8. a) Découpage spatial de MHYDAS en unités hydrologiques correspondant aux sous-bassins sources (So_i), rives droite (RB_i), rives gauche (LB_i) en plus des tronçons (R_i) et des nœuds (N_i) ; **b)** Représentation schématique de a).

6.3.1 Fonction de production de MHYDAS

La fonction de production de MHYDAS est basée sur une modification du modèle de Diskin et Nazimov (1995) à un seul réservoir en ajoutant un second réservoir, un débit de base et l'évapotranspiration (**Figure 2.9**). Le réservoir de surface, noté « réservoir-sol », contrôle l'évapotranspiration, l'infiltration et les échanges entre la couche de surface (milieu non saturé) et la nappe. Le deuxième réservoir contrôle le débit de base.

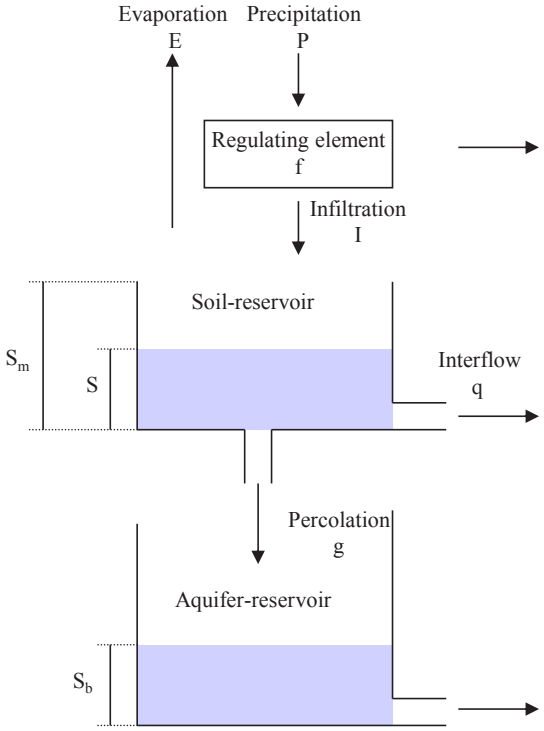


Figure 2.9. Fonction de production de Diskin et Nazimov (1995) modifiée, utilisée dans le modèle MHYDAS (Moussa et al., 2007, 2002; Moussa et Chahinian, 2009).

Ecoulement de surface et infiltration

Une fonction de régulation *f* sépare les précipitations *P* en ruissellement de surface *R* et infiltration *I*. Le réservoir-sol a une entrée, l'infiltration *I* et trois sorties l'évapotranspiration *E*, l'écoulement latéral *q* et le flux vertical *g* qui représente percolation de la couche supérieure du sol vers les couches plus profondes. La variable d'état *f* est déterminée en fonction du niveau *S* du réservoir-sol selon la relation suivante (**Figure 2.10**).

$$\text{Si } S<S_t \quad \text{alors} \quad f=f_0+\left(f_c-f_0\right)\frac{S}{S_m} \tag{2.11}$$

$$\text{Si } S\geq S_t \quad \text{alors} \quad f=f_c \tag{2.12}$$

où f_0 [LT^{-1}] représente le maximum de la capacité d'infiltration (correspondant à un sol sec), f_c [LT^{-1}] le minimum de la capacité d'infiltration (correspondant à un sol à saturation), S_m [L] le niveau maximum du réservoir sol, et S_t [L] un niveau seuil du réservoir-sol ($S_t < S_m$). Dans le cas particulier où $S_t = S_m$, les deux Equations (2.11) et (2.12) correspondent au modèle originel de Diskin et Nazimov (1995). L'Equation (2.12) indique que lorsque le niveau du réservoir *S* se trouve dans l'intervalle [S_t ; S_m], le taux d'infiltration est égal à la capacité d'infiltration minimale f_c. La valeur de f_c caractérise la capacité d'infiltration du sol à saturation naturelle et peut donc être corrélée à la conductivité hydraulique à saturation naturelle. Le terme (S / S_m) caractérise l'humidité du sol.

Les deux sorties *I* et *R* de la fonction de régulation *f* dépendent de la valeur de la variable de *f* et de l'entrée *P* selon les équations suivantes.

$$\text{Si } P < f \quad \text{alors} \quad I = P \quad \text{et} \quad R = 0 \tag{2.13}$$

$$\text{Si } P > f \quad \text{alors} \quad I = f \quad \text{et} \quad R = P - f \tag{2.14}$$

Ecoulement hypodermique et percolation

Sur chaque sous-bassin, les deux sorties du réservoir-sol, *q* et *g*, sont calculées en fonction de la pente moyenne du sous-bassin (β) et du terme (S / S_m).

$$\text{si } S<S_t \quad \text{alors} \quad q=f_c\sin(\beta)\frac{S}{S_t} \quad \text{et} \quad g=f_c\left[1-\sin(\beta)\right]\frac{S}{S_t} \tag{2.15}$$

$$\text{Si } S\geq S_t \quad \text{alors} \quad q=f_c\sin(\beta) \quad \text{et} \quad g=f_c\left[1-\sin(\beta)\right] \tag{2.16}$$

Lorsque *S* a une valeur voisine du seuil S_t, la capacité d'infiltration *f* et la somme $q + g$ tendent à la même valeur f_c, comme le montre la **Figure 2.10**. L'écoulement *q* décroît de façon linéaire lorsque *S* diminue et devient égal à zéro lorsque *S* tend vers *0* ou dans le cas particulier où $\beta = 0$.

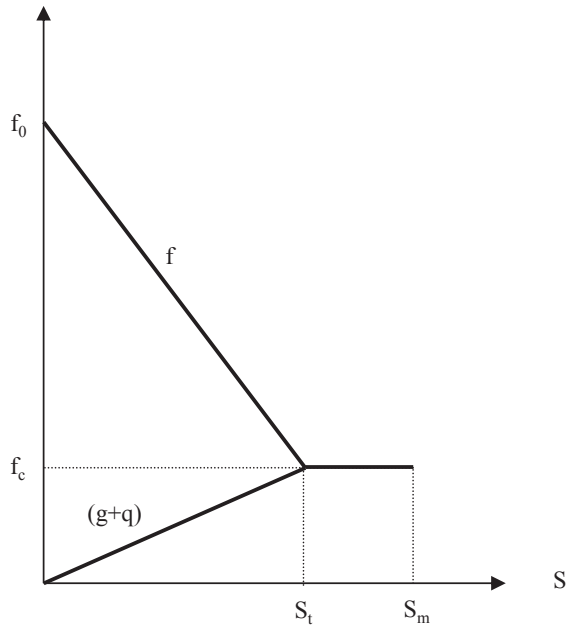


Figure 2.10. Relation fonctionnelle entre la capacité d'infiltration *f* et l'humidité du sol S / S_m, et entre la somme (taux de percolation *g* + écoulement souterrain latéral *q*) et l'humidité du sol.

L'évaporation

La troisième sortie du réservoir-sol est l'évapotranspiration *E* calculée en fonction de l'évapotranspiration potentielle (*PET*) et de l'indice de surface foliaire (*LAI*). En premier, l'évapotranspiration maximale E_{max} est calculée en fonction de la *PET* et du *LAI* selon la relation empirique suggérée par Rambal (1987) et appliquée sur la végétation méditerranéenne.

$$\text{Si } LAI > 2.5 \text{ alors } E_{max}=PET \text{ et si } LAI < 2.5 \text{ alors } E_{max} = \left(\frac{LAI}{3} + \frac{1}{6}\right) \cdot PET \quad (2.17)$$

La relation entre E_{max} et *PET* montre que $E_{max} = PET$ lorsque le *LAI* est compris entre 3 et 4. Ensuite, l'évaporation *E* est calculée en fonction de E_{max} en utilisant la relation de Linacre (1973) d'une constante E^* suggérée égale à 16 mmj^{-1} par Linacre

$$\text{Si } E^* \left(\frac{S}{S_m}\right)^2 < E_{max} \text{ alors } E = E^* \left(\frac{S}{S_m}\right)^2 \text{ et si } E^* \left(\frac{S}{S_m}\right)^2 > E_{max} \text{ alors } E = E_{max} \quad (2.18)$$

La valeur de la variable d'état *S* est liée aux variables d'entrée et de sortie par l'équation de la continuité.

$$\frac{dS}{dt} = I(t) - q(t) - g(t) - E(t) \quad (2.19)$$

Le débit de base

Le réservoir-aquifère a une entrée, la percolation *g* et une sortie le débit de base *B* [LT^{-1}] qui est calculé en fonction du niveau aquifère-réservoir S_b en utilisant une relation linéaire.

$$B = kS_b \quad (2.20)$$

où k [T^{-1}] est une constante caractérisant la courbe de récession de l'aquifère. La valeur de la variable d'état S_b du réservoir-aquifère est obtenue à l'aide de l'équation de continuité

$$\frac{dS_b}{dt}=g(t)-B(t) \tag{2.21}$$

6.3.2 Fonction de transfert de MHYDAS

La fonction de transfert de MHYDAS utilise la solution de l'onde diffusante par le modèle d'Hayami (1951) aussi bien pour le transfert sur les unités hydrologiques que via le réseau hydrographique.

L'équation de l'onde diffusante sans apports latéraux s'écrit :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C(Q)\frac{\partial Q}{\partial x} - D(Q)\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} = 0 \tag{2.22}$$

où x [L] est la distance le long du tronçon, t [T] le temps ; la célérité $C(Q)$ [LT^{-1}] et la diffusivité $D(Q)$ [L^2T^{-1}] dépendent du débit Q [L^3T^{-1}]. Soient $I(t)$ et $O(t)$ respectivement le débit d'entrée moins le débit de base, et le débit de sortie moins le débit de base:

$$I(t) = Q(0,t) - Q(0,0) \tag{2.23}$$

$$O(t) = Q(l,t) - Q(l,0) \tag{2.24}$$

avec l [L] la longueur du tronçon.

Les méthodes aux différences finies sont généralement utilisées pour résoudre cette équation dans le cas général où C et D sont fonction de Q (Moussa et Bocquillon, 1996). Toutefois, si C et D sont constants, et en l'absence d'apports latéraux, l'équation de l'onde diffusante a une solution analytique exacte, le modèle d'Hayami (1951) :

$$O(t) = \int_0^t I(t-\tau)K(\tau)d\tau = I(t) * K(t) \tag{2.25}$$

Le symbole (*) représente le produit de convolution et $K(t)$ est la fonction noyau d'Hayami défini tel

$$K(t) = \frac{l}{2(\pi D)^{1/2}} \frac{e^{\left[\frac{Cl}{4D}\left(2-\frac{l}{Ct}-\frac{Ct}{l}\right)\right]}}{t^{3/2}} \tag{2.26}$$

Le modèle d'Hayami a donc deux paramètres C et D. Ces deux paramètres peuvent être calés en utilisant des hydrogrammes de crues entrée/sortie. Ces deux paramètres peuvent être approximés : i) C est proportionnel à la vitesse de l'écoulement qui peut être calculée par l'équation de Manning ; il représente la vitesse de propagation des centres de gravité des hydrogrammes entrée/sortie ; ii) D peut être approximé par la relation *Q/(2 x pente x largeur)* et représente la diffusion (voir une méthode d'approximation dans Moussa et Bocquillon, 1996).

6.3.3 Synthèse

Dans un souci de parcimonie, on cherche à limiter la phase de calage des paramètres en essayant de pré-estimer les paramètres du modèle MHYDAS par analyse des données pluie/débit. On essayera aussi de simplifier au maximum la représentation des processus et à réduire le nombre de paramètres. Des versions modifiées et simplifiées de MHYDAS seront utilisées dans les applications :

- La fonction de production est limitée à un seul réservoir selon le modèle originel de Diskin et Nazimov et correspondant au cas $S_t = S_m$ et $sin\ \beta = 0$.
- Dans certaines applications (Chapitre 8), une fonction simplifiée de f est utilisée correspondant au cas où $f_c = f_0 = F$. Dans ce cas, la fonction de production se réduit à une fonction seuil F où uniquement la part de la pluie supérieur à F contribue à l'écoulement. La valeur de F peut être estimée par analyse des événements de crue pluie/débit où F est calée pour retrouver la part du ruissellement de surface mesurée à l'exutoire. Les faibles valeurs de F correspondent à des conditions initiales de fortes humidités du sol (sol à saturation); les fortes valeurs de F correspondent à des conditions initiales de faibles humidités du sol (sol sec).
- La valeur du niveau maximal du réservoir peut être calculée par calage.
- L'évapotranspiration sera adaptée aux spécificités du milieu tropical en utilisant des données des nouveaux produits satellitaires (GLEAM : Miralles et al., 2011, NDVI).
- Différentes formulations simples (par exemple le réservoir non linéaire proposé par Wittenberg, 1999) seront utilisé pour l'écoulement de base g.

Le modèle MHYDAS sera appliqué comme :

i) modèle global avec une représentation du bassin en une seule unité hydrologique (Chapitre 9).
ii) modèle distribué (Chapitre 10) avec un découpage de l'espace en sous bassins versants (Chapitre 11)

7 Modélisation en milieu peu ou non jaugé

La représentation des processus hydrologiques des bassins peu ou non jaugés est un défi majeur du domaine de l'hydrologie puisqu'une très grande majorité des bassins versants à l'échelle mondiale ne présentent pas de suivi des variables hydrométéorologiques. Du fait de l'importance de cette thématique, l'AISH a mis en avant par le biais de la décennie PUB (*Prediction in Ungauged Basins*, 2002-2012) la question de recherche sur les bassins non jaugés afin d'aboutir à une meilleure vision des outils et des approches utilisées ainsi que des performances associées.

7.1 Décennie PUB

Les résultats des travaux de la décennie PUB ont été résumés dans un ouvrage de synthèse (Blöschl, 2013) présentant les différentes approches utilisées pour l'estimation de six signatures hydrologiques caractérisant le fonctionnement des bassins versants (**Figure 2.11**) en

synthétisant les performances des différentes méthodes suivant les processus étudiés (signatures hydrologiques), les régions du monde (paramètres climatiques) et les échelles d'études (échelles locale à globale). Les informations de plus de 35 000 bassins issus d'une centaine d'études à travers le monde ont été exploitées dans la présentation des analyses comparatives.

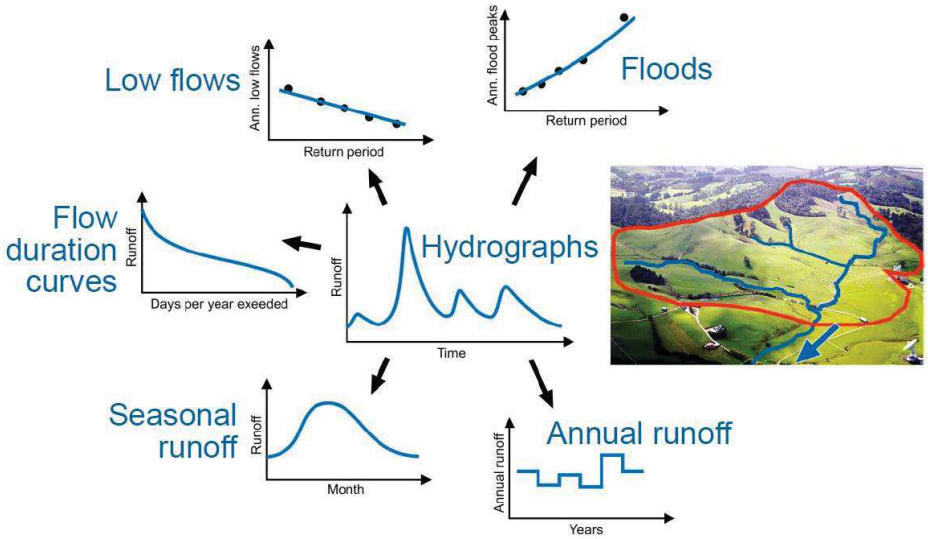


Figure 2.11. Présentation des six signatures hydrologiques étudiées dans les travaux de synthèse sur l'étude des bassins versants non jaugés (tiré de Blöschl, 2013).

L'estimation des signatures hydrologiques de bassins versants non jaugés repose essentiellement sur le transfert d'informations depuis des bassins jaugés (*Gauged catchment*), appelés bassins donneurs, vers des bassins non jaugés (*Ungauged catchment*), appelés bassins cibles, selon leurs similarités climatiques et physiographiques (**Figure 2.12**). Dépendamment des échelles d'étude, les méthodes basées sur la représentation des processus (échelles locales) ou les méthodes statistiques (échelles globales) sont à privilégier.

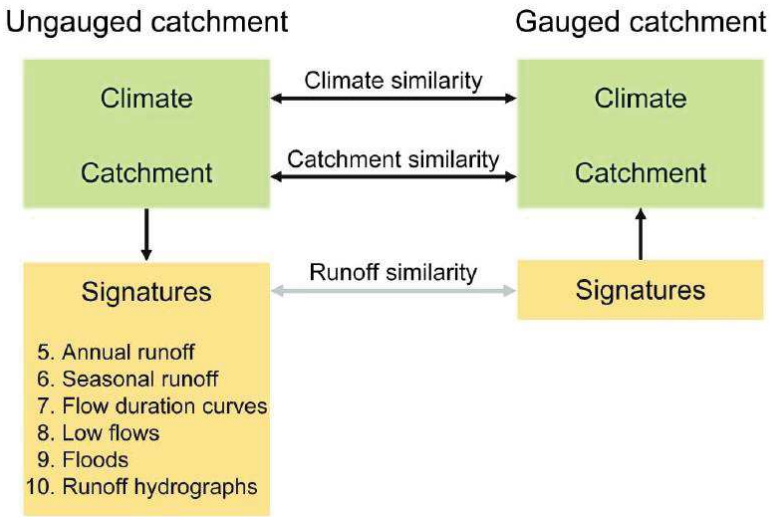


Figure 2.12. Méthode de base pour le transfert d'information des bassins jaugés vers les bassins non jaugés à partir de similarités climatiques et physiographiques (tirée de Blöschl, 2013).

Les principales méthodes d'estimation sur les bassins versants peu jaugés sont les suivantes :

- *Méthode de régressions* : Elle consiste à transférer une signature hydrologique à partir de régressions basées sur les caractéristiques climatiques et/ou physiographiques des bassins versants.
- *Méthode des Index* : Une signature hydrologique est définie comme constante parmi un ensemble homogène de bassins.
- *Méthode géostatistique et de proximité* : La signature hydrologique est lissée spatialement à partir de méthodes d'interpolation spatiale.
- *Méthode des données éparses* : Exploitation des relations entre de courtes périodes de mesures avec des bassins versants proches.
- *Méthode basée sur les processus* : Modélisation hydrologique comprenant un transfert de paramètre de bassins jaugés vers des bassins non jaugés.

7.2 Comparaison des méthodes d'estimation des signatures hydrologiques

Trois études ont abouti à l'évaluation de la performance des méthodes d'estimation des signatures hydrologiques sur les bassins versants non jaugés à partir de la même méthodologie. Parajka et al. (2013) a porté son analyse sur les hydrogrammes, Salinas et al. (2013) sur les basses eaux et les crues, et Viglione et al. (2013) sur les signatures hydrologiques des bassins autrichiens.

Parajka et al. (2013) concluent que les méthodes d'estimation des hydrogrammes pour des bassins non jaugés sont plus adaptées pour les régions humides que pour les régions arides, avec (pour les régions humides) des meilleures performances obtenues pour les méthodes basées sur la proximité spatiale ou les similarités climatiques et/ou physiographiques. Salinas et al. (2013) font le même constant que Parajka et al. (2013) en concluant que l'estimation des crues et des étiages est moins satisfaisante dans les régions arides que dans les régions humides, avec par contre une meilleure performance pour les méthodes géostatistiques. Pour les basses eaux (ou étiages), Salinas et al. (2013) mettent également en avant l'intérêt de collecte de données sur de courtes périodes (*short record*).

Viglione et al. (2013) concluent que les estimations des signatures d'écoulements annuels et saisonniers de bassins non jaugés sont plus performantes que les autres signatures hydrologiques étudiées. L'ensemble de ces trois études convergent sur le fait que les performances dans l'estimation des signatures augmentent avec la taille des bassins versants étudiés.

7.3 Conclusion

Dans ces travaux, nous nous inspirons des méthodes de détermination des signatures hydrologiques en milieu peu jaugé, par l'utilisation de données historiques disponibles et sur des données non conventionnelles récentes. Nous utilisons également l'approche de transfert d'informations de bassins donneurs vers des bassins cibles, les bassins donneurs étant issus des données historiques et d'une instrumentation dédiée à cette étude.

8 Impact des changements d'occupations des sols sur les processus hydrologiques

Les mutations des territoires induites par l'homme se sont intensifiées depuis les 50 dernières années du fait de l'augmentation importante de la population nécessitant l'accroissement des zones cultivées et entrainant un développement des zones urbaines. Les caractéristiques des mutations des territoires changent suivant les époques et les régions du monde, mais les conséquences finales sont souvent similaires avec une perturbation des conditions environnementales originelles au profit des besoins de l'Homme. Ces mutations entraînent un très fort recul des couverts originels comme les zones forestières, les zones humides et les prairies naturelles.

L'impact du recul des zones naturelles au profit des surfaces anthropisées ont des effets multiples sur le cycle hydrologique tant d'un point de vue qualitatif que quantitatif. Les flux énergétiques modifiés peuvent également entraîner des modifications dans les climats locaux (Kalnay et Cai, 2003; Pielke, 2001). La nécessité d'avoir accès à des quantités de plus en plus importantes d'eau pour le domaine de l'irrigation, le domaine de l'industrie, l'alimentation en eau potable engendre une pression importante sur le cycle hydrologique (Vörösmarty et al., 2001). Des changements d'ODS peuvent donc modifier considérablement la répartition des composantes du bilan hydrologique comme l'évapotranspiration, l'écoulement de surface, l'écoulement souterrain.

Un très grand nombre d'études anciennes et plus récentes ont permis d'établir et de quantifier les principales variations observées sur la réponse hydrologique de bassins naturels, et notamment forestiers. Les majorités des études portent sur la conversion de zones forestières en zones agricoles. Un recul du couvert forestier s'accompagne généralement d'une augmentation significative de l'écoulement annuel, d'une augmentation des volumes ruisselés après les épisodes pluvieux, de la diminution du temps de réponse et de la durée des crues des bassins versants. Des contradictions sur l'impact sur les basses eaux demeurent, il s'agit d'ailleurs d'un sujet à controverse depuis de nombreuses décennies (Bruijnzeel, 1988; Bruijnzeel et Sampurno, 1990). Certaines études ont mis en avant une importante diminution des basses eaux après retrait du couvert forestier (Nooteboom, 1987) alors que d'autres études ont démontré l'augmentation significative des basses eaux (Nik, 1988). L'augmentation des basses eaux pourrait être expliquée par une forte baisse de l'évapotranspiration réelle entraînant une recharge souterraine plus conséquente dans le cas où les capacités d'infiltration des sols seraient peu modifiées.

8.1 Méthodes d'analyse d'impact des changements d'occupation des sols

Afin de comprendre et de quantifier les impacts des changements d'ODS sur les processus hydrologiques, on peut distinguer quatre méthodes utilisées dans la littérature. La méthode basée sur des données d'observatoires, la méthode des bassins jumeaux, la méthode basée sur la modélisation hydrologique et la méthode basée sur les tendances observées d'autres études d'impacts des changements d'ODS.

8.1.1 Méthode basée sur des données d'observatoires

La première méthode vise à mettre en place un suivi environnemental complet et à long terme sur un bassin pilote soumis à des modifications d'ODS contrôlées et donc quantifiables (ex : bassin versant pilote de Roujan). Le suivi comprend les mesures à des pas de temps adéquats des variables hydrologiques, météorologiques, pédologiques et hydrogéologiques à long terme. Dans le cas où des données sur de longues périodes sont disponibles, des analyses statistiques permettent de comprendre l'impact de l'ODS dans les modifications des processus hydrologiques (Crosbie et al., 2007; Siriwardena et al., 2006). Ces bassins pilotes ont pour avantage de présenter des systèmes bien contrôlés mais sont souvent limités à des bassins de petite taille. Cette approche nécessite des coûts de suivis importants (long terme) et demande donc un certain temps de retour sur les données acquises avant interprétations et analyses.

8.1.2 Méthodes des bassins jumeaux

La seconde méthode consiste en l'analyse d'informations sur des bassins jumeaux. Dans le cas de l'étude d'impacts des changements d'ODS, les bassins jumeaux présentant des caractéristiques morphométriques (superficies, pentes, etc.), climatiques, géologiques et pédologiques similaires mais sont caractérisés par des ODS contrastées. Les bassins sont adjacents ou spatialement proches l'un de l'autre, ils sont tous les deux instrumentés afin de pouvoir analyser les relations pluie-débit sur chacun d'eux. A l'origine, les bassins sont soumis au même type d'ODS puis un des bassins est sujet à des modifications d'ODS alors que le second ne subit aucune modification majeure (bassin de référence). Les changements dans le comportement hydrologique peuvent donc être attribués aux changements d'ODS. Cette méthode permet de pallier la contrainte temporelle de suivi de changement d'un bassin versant pilote. Elle présente cependant l'inconvénient qu'une part de la variabilité de la réponse hydrologique reste expliquée par d'autres facteurs liés à la morphologie, au climat ou encore à la géologie. Un travail de revue de littérature sur l'étude d'impact des changements d'ODS par la méthode de bassins jumeaux a été mené par Brown et al. (2005) sur 72 bassins sous différents climats. Les travaux de Brown et al. (2005) complètent ainsi les précédentes revues de littérature effectuées par Hibbert (1969), Bosh et Hewlett (1982) et Bruijnzeel (1988). Les travaux de Bruijnzeel (1988) portaient alors uniquement sur l'impact des changements de végétations sur les bilans hydrologiques pour des bassins tropicaux.

8.1.3 Méthode basée sur la modélisation

La troisième méthode consiste à utiliser les modèles hydrologiques afin de simuler l'impact de scenarios (passés ou futurs) de changement d'ODS sur la réponse hydrologique. Il existe un nombre non quantifiable de modèles hydrologiques, pouvant être des outils opérationnels reconnus (e.g. SWAT, HEC-HMS, HBV) ou des modèles dits « maison » développés spécifiquement pour un site à partir d'équations représentant les différents processus hydrologiques. Pour cette utilisation, les modèles utilisés peuvent être de type empirique, conceptuel ou à base physique, global ou distribué, et à différentes échelles temporelles (infra-horaire à annuelle).

L'intérêt des modèles hydrologiques est de pouvoir pallier les lacunes voire l'absence de données par simulation des différentes variables hydrologiques. Les modèles permettent également de prendre en compte d'autres facteurs de changement comme les changements climatiques dans les simulations de scenarios futurs. Les limites de cette approche sont multiples, elles sont notamment inhérentes aux modèles hydrologiques et aux scénarios utilisés. Les modèles hydrologiques utilisés ne parviennent qu'en partie à représenter les processus hydrologiques (pas de modèle parfait) et parfois des représentations satisfaisantes peuvent l'être pour de mauvaises raisons. Le phénomène d'équifinalité met également en avant une limite des modèles, deux paramétrisations pouvant aboutir à des performances similaires pour des jeux de paramètres très différents. Toutes ces limites présentent donc des incertitudes dans la modélisation des variables hydrologiques, celles-ci s'ajoutent au fait que le modèle calibré est testé pour des caractéristiques d'occupation sortant du contexte de calibration. Des limites sont également attribuées aux scénarios d'occupation du sol qui par définition sont inexacts et entraînent donc des incertitudes complémentaires. L'approche par modélisation comporte également l'inconvénient important de non-homogénéité entre les différentes études. En effet, les études utilisent des outils (modèles hydrologiques, modèles de scénario d'ODS) différents limitant les comparaisons de quantification des impacts de changements d'ODS sur les processus hydrologiques.

Les outils de modélisation, même s'ils présentent de nombreuses lacunes, sont des outils très intéressants dont il est difficile de s'affranchir dans les études d'analyse d'impacts. En milieu tropical, généralement peu instrumenté, les outils de modélisation s'avèrent souvent nécessaires dans la quantification des impacts de changements d'ODS sur les différents processus hydrologiques.

8.1.4 Conclusion

Dans ces travaux, les approches utilisées pour l'analyse d'impact de l'urbanisation seront principalement basées sur les méthodes de bassins jumeaux et de modélisation. Les données traitées pour des bassins de différentes ODS seront comparées et des modélisations intégrant des scénarios d'aménagements et de changements d'occupation seront évaluées.

8.2 Quantification de l'impact de l'urbanisation sur les processus hydrologiques

En termes de changements d'ODS, le phénomène d'urbanisation est plus complexe et a des impacts avérés sur les processus hydrologiques. L'urbanisation s'accompagne généralement de forts taux d'imperméabilisation. Ceci entraîne une réduction de l'infiltration dans les sols, un développement des réseaux de drainage artificiels qui modifient les chemins d'écoulements naturels et donc les temps de transfert sur les versants. Selon Leopold (1968), il y a quatre effets principaux de l'urbanisation sur l'hydrologie :

1- Changement dans les caractéristiques des débits de pointe.
2- Changement des écoulements totaux.
3- Changement de la qualité des eaux.
4- Changement des aménagements hydrologiques.

Plusieurs articles présentent des revues de littérature sur la quantification des impacts hydrologiques (qualitatifs et quantitatifs) de l'imperméabilisation des bassins urbains (Braud et al., 2013; Jacobson, 2011; McGrane, 2016; Praskievicz et Chang, 2009). L'analyse des différentes études permet de conclure que l'urbanisation entraîne des réponses hydrologiques plus rapides (Hood et al., 2007 ; Espey et al., 1966), des débits de pointes plus importants (Espey et al., 1966; Hawley et Bledsoe, 2011); une augmentation du nombre de crues majeures (Badou et al., 2019; Braud et al., 2013) et une réduction des débits de base et de la recharge de la nappe (Simmons et Reynolds, 1982). Rose et Peters (2001) estiment à entre 30 % à 100 %, l'augmentation du débit de pointe pour un bassin complétement urbanisé par rapport à un bassin versant à l'état naturel alors que Miller et al. (2014) avance un chiffre de près de 400 % d'augmentation pour un petit bassin de 5 km² situé à Swindon (UK) subissant une variation de pourcentage de zones imperméables de 11 % à 44 %. Pour ce même bassin, Miller et al. (2014) estiment une réduction de près de 50 % de la durée des crues et du coefficient de Muskingum *k*. Pour ce qui est de l'emprise des zones inondables, Gori et al. (2019) ont utilisé un couplage de modèles hydrologique (Vflo) et hydraulique (HEC-RAS) pour estimer à +12.5 % l'évolution de la surface inondée pour une crue centennale en 2050 d'un bassin de 692 km² à Houston (USA, Texas). D'autres impacts de l'urbanisation, comme la largeur des cours d'eau ont été mis en évidence, (Pizzuto et al., 2000) a observé sur huit jeux de bassins jumeaux que les bassins urbains présentaient en moyenne des largeurs de sections de 26 % supérieures aux bassins ruraux avec des sinuosités légèrement moins importantes pour les bassins urbains. Certaines études ont également démontré l'impact du type d'imperméabilisation (Shuster et al., 2005) et de la répartition spatiale des zones imperméables sur un bassin versant (Alberti et al., 2007), des éléments trop peu pris en compte jusqu'à présent dans les études d'impacts. Pour ce qui est des débits de basses eaux, l'urbanisation et, les déficits d'infiltration entraineraient une forte réduction de la recharge et du débit de base.

Des aménagements urbains appropriés peuvent néanmoins limiter les impacts de l'urbanisation en favorisant l'infiltration. La mise en place de bassins d'infiltration artificiels favorisant la recharge est un exemple. Ku et al. (1992) ont observé une augmentation nette de

12 % de la recharge annuelle pour une zone comprenant des bassins d'infiltration contre une baisse de 10 % pour les zones dépourvues de ces bassins artificiels. L'installation de bassins de rétention couplée au réseau de drainage participe à l'écrêtement des crues (Scholz et Kazemi Yazdi, 2009). La majorité des études d'impacts de l'urbanisation sur les processus hydrologiques a été réalisée dans des régions tempérées (Braud et al., 2013; Miller et al., 2014; Miller et Hess, 2017) et très peu en contexte tropical. Parmi les quelques études d'impact de l'urbanisation en milieu tropical, on peut citer l'étude de Remondi et al. (2016) basée sur une méthode de modélisation pour évaluer l'impact hydrologique grandissant de l'urbanisation à Jakarta.

La quantification de l'impact des changements d'ODS pour des bassins versants urbains et péri-urbains a donc été pour le moment peu étudiée en milieu tropical. Les impacts d'autres changements d'ODS et notamment la conversion des zones forestières en zones agricoles ont été davantage étudiés.

8.3 Quantification de l'impact des changements d'ODS en milieu tropical

Malgré le fait que peu d'études portent sur la quantification des impacts de l'urbanisation sur les milieux tropicaux, de nombreuses études ont été menées sur l'évaluation de l'impact d'autres types de changements d'ODS et notamment le recul du couvert forestier. Bruijnzeel (1988) a étudié largement cette question et particulièrement l'impact sur le débit de base qui est sujet à controverse. Il met en avant que l'infiltration de surface et l'évapotranspiration (étroitement associée au type de végétation) jouent un rôle clef dans la répartition des bilans hydrologiques après reconversion des zones forestières. Dans le cas où l'infiltration après conversion est garantie mais que l'évapotranspiration du fait des changements de végétation est diminuée, une augmentation du débit de base peut être observée. En revanche, une diminution importante des capacités d'infiltration favoriserait un ruissellement de surface plus important. Cornelissen et al. (2013) ont comparé différentes approches de modélisation (WaSiM, SWAT, UHP-HRU) pour l'analyse de l'impact des changements d'ODS sur un bassin tropical ouest africain et ont conclu qu'un modèle conceptuel semi-distribué (UHP-HRU) est le plus approprié du fait de sa parcimonie et d'une bonne représentation globale des processus. L'ensemble des modèles analysés par Cornelissen et al. (2013) aboutissent à une augmentation des écoulements du fait des modifications d'ODS, avec cependant des différences significatives (de +11 % à +25 %). Yira et al. (2016) ont listé plusieurs études d'analyse d'impact des changements d'ODS sur les bilans hydrologiques en région tropicale (Beck et al., 2013; Descroix et al., 2009; Giertz et al., 2006; Wagner et al., 2013). La majorité des études d'impact sont basées sur l'utilisation de modèles hydrologiques intégrant des scénarios de changements d'ODS. Le modèle SWAT (Arnold et al., 2012) est notamment très utilisé dans les études récentes (Gabiri et al., 2019; Kasuni, 2017).

Les études d'impacts pour les bassins tropicaux sont bien souvent réalisées à l'échelle des bilans, peu traitent des impacts sur les crues. Guzha et al. (2018) ont réalisé une revue de

littérature sur les impacts des changements d'ODS sur les débits de pointe, les écoulements de surface, les débits totaux et les basses eaux en Afrique de l'Est par l'analyse des résultats obtenus sur 37 bassins versants. L'étude démontre que 31 % des bassins sont caractérisés par une tendance à l'augmentation des débits annuels, et 35 % par une baisse des basses eaux. Les études de modélisation permettent d'estimer que les pertes de couverts forestiers entraînent une hausse des débits totaux et de surface de respectivement 16 % et 45 % en moyenne. Les débits de pointe augmenteraient de 10 % alors que les basses eaux diminueraient de 7 % en moyenne. Les hétérogénéités importantes en termes de changement d'ODS sur les différents sous-bassins limitent les conclusions de l'étude.

PARTIE I

Site d'étude et analyse des processus

Cette partie est composée de trois chapitres présentant l'analyse des informations hydro-climatiques historiques, l'instrumentation déployée et le traitement des données pluie-débit issues de l'instrumentation.

*Le **Chapitre 3** présente le contexte géographique et les connaissances sur le fonctionnement hydro-climatique du bassin de la Méfou à partir des informations historiques et des données globales à disposition. Les conclusions de ce chapitre permettent d'orienter les choix de l'instrumentation présentée en **Chapitre 4**.*

*Le **Chapitre 4** présente les travaux de terrain réalisés dans le cadre de la thèse. Il résume les instrumentations déployées (stations pluviométriques et hydrométriques) et les mesures réalisées (jaugeages, mesures de vitesses sur tronçons) permettant d'aboutir à des chroniques hydro-climatiques qui sont traitées dans le **Chapitre 5**.*

*Le **Chapitre 5** présente l'analyse des caractéristiques physiographiques des bassins donneurs ainsi que le traitement spatio-temporelle des données de précipitations et de débits issues de l'instrumentation. Les caractéristiques des variabilités spatiales des précipitations, la séparation du débit de base et les chroniques de conductivités électriques sont présentées dans ce chapitre. Ces différentes chroniques traitées sont exploitées dans les **Parties II et III**.*

CHAPITRE 3

Le bassin tropical de la Méfou (Yaoundé, Cameroun)

1 Introduction

Ce chapitre a pour objectif de permettre une première compréhension du fonctionnement hydro-climatique du bassin de la Méfou. Les conclusions de ce chapitre guident les choix d'instrumentations présentés en Chapitre 4.

La première partie de ce chapitre est consacrée à la présentation des caractéristiques physique de la zone d'étude. Nous présentons les caractéristiques topographiques, hydrographiques, géologiques et pédologiques et détaillerons les caractéristiques d'occupation des sols (ODS) et leur évolution.

La deuxième partie résume les données hydro-climatiques à disposition sur la zone d'étude. Ces informations sont exploitées dans les différentes phases d'analyse des données (Chapitres 3, 6, 8 et 10) et de développement de modèles annuels (Chapitre 7) et horaires (Chapitres 9 et 11).

La dernière partie est consacrée à l'étude du fonctionnement hydro-climatique à l'échelle du bassin de la Méfou, à partir des données historiques et des données complémentaires (e.g. produits satellitaires). L'analyse est effectuée du pas de temps annuel au pas de temps journalier et comprend une analyse de la dynamique de la relation pluie-débit dans le temps.

2 Caractéristiques du milieu

2.1 Contexte géographique régional

Le bassin versant d'étude au cœur de ces travaux est le bassin de la Méfou couvrant une surface de 840 km² et situé dans la région Centre du Cameroun. Il intègre dans sa partie amont la ville de Yaoundé, capitale du pays. Le Cameroun est un pays d'Afrique centrale et occidentale, sa façade ouest donnant sur le golfe de Guinée. Les pays limitrophes du Cameroun sont le Nigéria à l'ouest, le Tchad au nord, la République Centrafricaine à l'est, le Gabon, la Guinée équatoriale et la République du Congo au sud. En dehors de Yaoundé, les principales villes du Cameroun sont Douala, Limbe et Bafoussam. Le pays s'étend sur 11° de Latitude, permettant d'observer pratiquement toute la gamme des climats intertropicaux. Le bassin du Nyong est compris entre les latitudes 2°48 N et 4°32 N, et entre les longitudes 9°54 E et 13°30 E. Il est localisé dans la partie sud du Cameroun (**Figure 3.1**), s'étend sur une superficie

de 27 800 km² et se jette dans la baie du Biafra. Il est soumis à un climat équatorial de transition et est caractérisé par un gradient de précipitations ouest-est variant de 3 000 mm à 1 500 mm. Ces précipitations sont réparties sur deux saisons humides et deux saisons sèches d'inégales importances. Olivry (1986, 1979) a étudié en détail les caractéristiques géologiques et orographiques à l'échelle du bassin du Nyong, et a mené à ce jour, le plus important travail d'analyse de données hydro-climatiques sur de nombreux sous-bassins du Nyong (e.g. Akonolinga, Dehane, Mbalmayo). La **Figure 3.1** présente l'orographie du bassin du Nyong ainsi que la localisation des stations hydrologiques (actives ou inactives). Les informations issues de ces stations sont des sources de données utiles pour une première compréhension du cycle hydrologique à l'échelle régionale. La rivière Méfou est un affluent rive droite du bassin versant du Nyong. Dans ce travail, nous étudierons particulièrement le bassin versant de la Méfou à Nsimalen (421 km²), intégrant presque l'ensemble de la ville de Yaoundé. Ce sous-bassin comprend les plus hauts reliefs du bassin du Nyong avec une altitude variant de 650 m à 1200 m. On surnomme souvent Yaoundé « la ville aux sept collines » du fait des nombreux inselbergs situés dans la partie nord-ouest du bassin de la Méfou. Ce bassin a pour caractéristique de faire face à des changements majeurs d'Occupation des Sols (ODS) depuis les années 1960, marquant les prémisses du développement de la ville de Yaoundé aux dépends des zones forestières originelles. Ces modifications anthropiques importantes impliquent des impacts environnementaux majeurs, notamment sur le fonctionnement hydrologique global de la région.

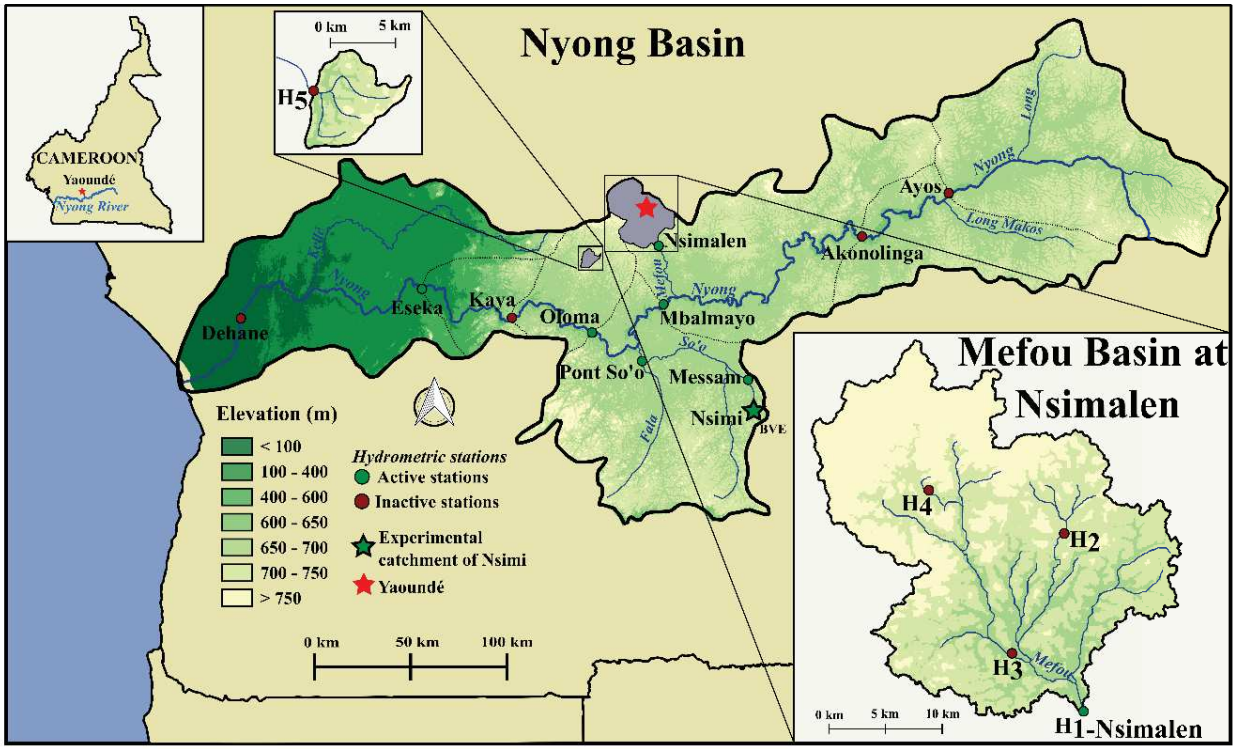


Figure 3.1. Présentation du bassin du Nyong et des stations hydrométriques historiques.

2.2 Topographie et hydrographie

La rivière de la Méfou présente une longueur estimée à 35 km entre la sortie du barrage Mopfou en amont (drainant 70 km² du bassin) et la station à Nsimalen (station H_1 en Figure 3.2 et Figure 3.3a) considérée comme l'exutoire dans le cadre de notre étude. Les principaux tributaires de la Méfou sont le Mfoundi (90 km² dont 24 km² drainée par la rivière Biyeme) qui draine la partie la plus urbanisée du bassin, l'Anga'a (54 km²), le Nga (51 km²) et l'Ossongoué (43 km²). La **Figure 3.2** présente la localisation du bassin de la Méfou à Nsimalen, sa topographie, l'emprise de la ville de Yaoundé, le réseau hydrographique ainsi que les stations hydrométriques et pluviométriques historiques d'intérêt. Le bassin Ottomo-S3 (station H_5 en Figure 3.2) a également été représenté puisque des informations historiques disponibles sur celui-ci seront analysées.

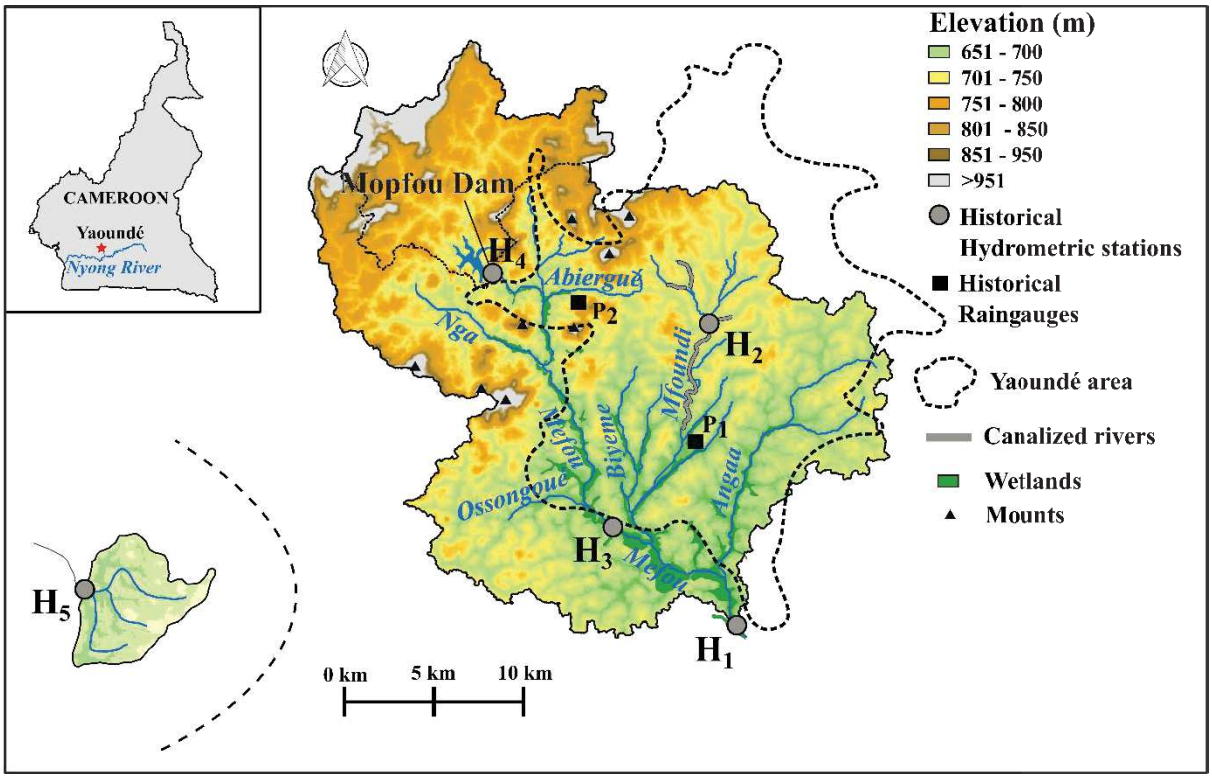


Figure 3.2. Présentation de la topographie et du réseau hydrographique du bassin de la Méfou à Nsimalen. H_1 à H_5 sont des stations hydrométriques historiques, seule la station H_1 présente des chroniques sur une longue période.

Le bassin présente un relief marqué par de hautes collines (inselbergs) d'altitude souvent supérieure à 1000 m dans la partie nord et nord-ouest (e.g. Mont Elumbem, Mont Fébé, Mont Mbankolo, voir **Figure 3.2** et **Figure 3.3d**). Les zones de bas-fonds (**Figure 3.3b**) longent la majorité du cours d'eau principal et des principaux tributaires, elles sont particulièrement importantes dans la zone de confluence entre la Méfou et le Mfoundi ainsi que dans la partie aval du bassin. Les très faibles pentes observées le long du cours d'eau principal (**Figure 3.4**) et de certains de ses tributaires (entre 1 ‰ et 5 ‰) engendrent des débordements très fréquents avec de larges zones inondables le long du réseau hydrographique (**Figure 3.3c**).

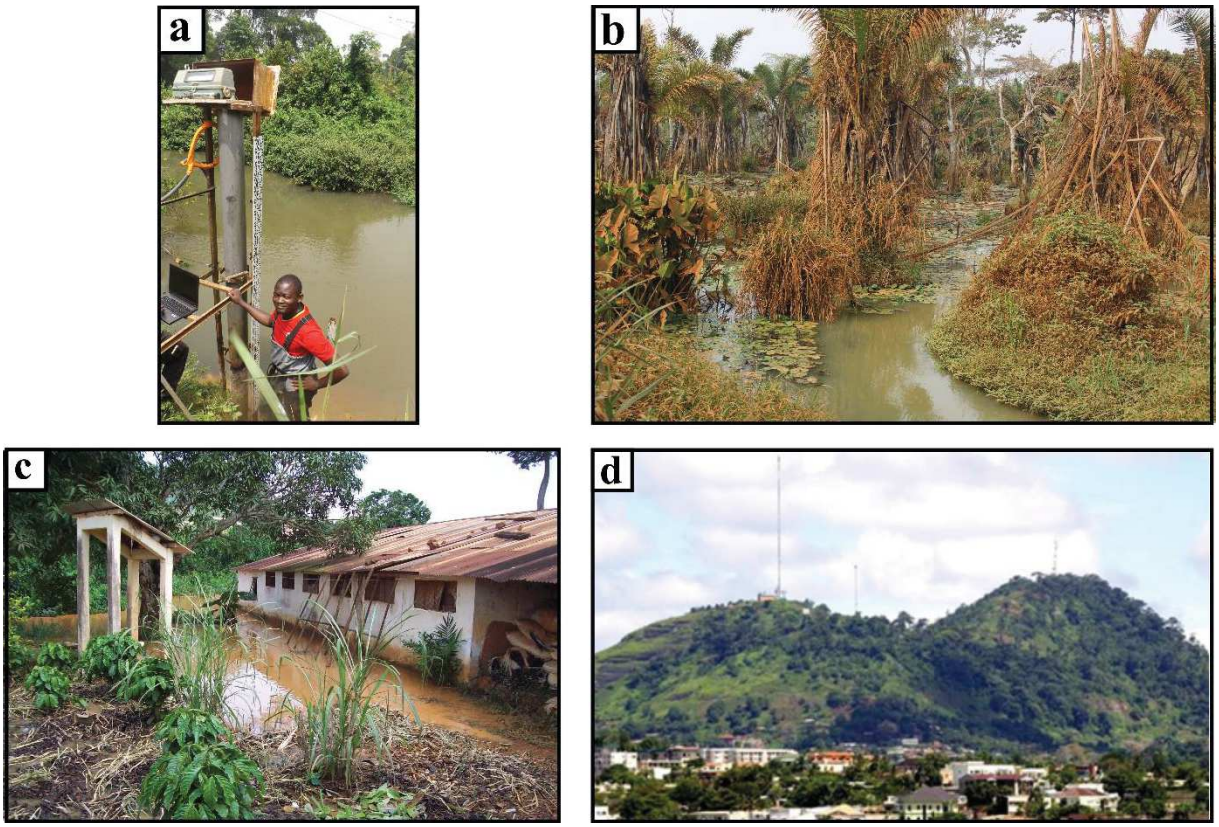


Figure 3.3. a) Station hydrométrique historique à Nsimalen ; **b)** Zone de bas-fonds sur le bassin de la Biyeme ; **c)** Zone de débordements proche de zones habitées (Alain Fezeu, 2017) ; **d)** Mont Mbankolo situé à la limite nord du bassin de la Méfou.

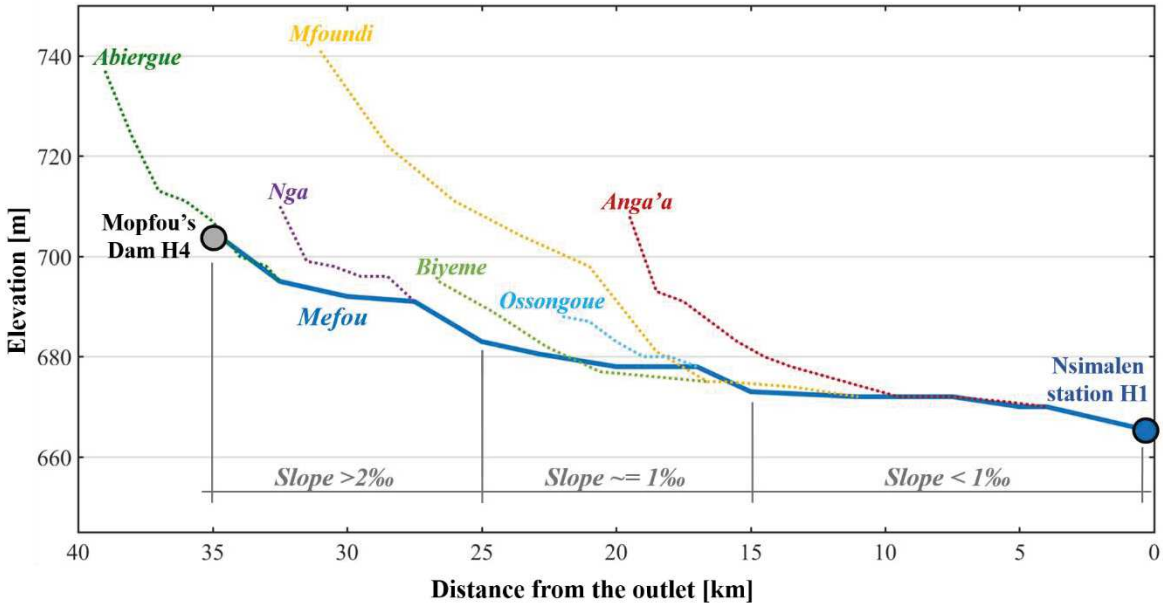


Figure 3.4. Estimation des profils en long des principaux tributaires de la Méfou.

2.3 Géologie et pédologie

Le bassin de la Méfou est localisé sur le socle précambrien du sud Cameroun, la série métamorphique de Yaoundé est majoritairement formée de gneiss et de migmatites à grenat provenant d'anciens sédiments granitisés et métamorphisés (Bon et al., 2016; Nzenti, 1998).

La couverture pédologique développée sur ces formations est constituée de sols ferralitiques (rouges et jaunes) au sommet des versants et de sols hydromorphiques dans les vallées et bas-fonds (Yongue-Fouateu, 1986). Les sols ferralitiques sont majoritairement de couleur rouge à texture argileuse avec un pH inférieur à 5.5. Au niveau des sommets d'interfluve, ces sols sont limités en profondeur par un horizon induré qui se trouve fréquemment à l'affleurement. Au niveau des pentes, les sols ferralitiques présentent des profondeurs variables entre 1.5 m et 3.5 m.

Les sols de bas-fonds sont des sols hydromorphiques argilo-sableux issus des colluvions des pentes et des alluvions des rivières. On observe un jaunissement sur les horizons à proximité de la nappe phréatique (Pellier, 1969). Ces sols sont moins poreux et plus denses que les sols rouges. Les travaux menés par Pellier (1969) ont permis d'observer un horizon dit boulant, léger, poreux et reposant sur une carapace imperméable. Cet horizon pourrait induire un écoulement latéral hypodermique.

Les conductivités hydrauliques des sols mesurées par Humbel et Pellier (1969) aboutissent à des fortes perméabilités situées entre 20 et 70 $cm.h^{-1}$ sur les versants et à 200 $cm.h^{-1}$ au niveau des sols en bas de pentes.

2.4 Hydrogéologie

Le contexte hydrogéologique de la région de Yaoundé n'a été jusqu'à présent que peu étudié, on trouve toutefois quelques travaux d'intérêt (Bon et al., 2016; Djeuda Tchapnga et al., 1999; Mboudou, 2012; Takounjou et al., 2009) mais qui n'ont pas abouti à l'élaboration de modèles hydrogéologiques satisfaisants.

Ntep et al. (2014) a effectué un suivi de 16 forages sur le bassin de la Biyeme, permettant d'observer les fluctuations saisonnières du niveau d'un aquifère non confiné poreux. Les résultats ont abouti à une estimation de variation de nappe de 0.49 m au niveau des zones de bas-fonds, de 0.65 m pour les versants et de 1.3 m pour les plateaux. Un suivi de cinq sources a permis d'estimer à des débits de sources trois fois plus importants en saisons humides qu'en saisons sèches. Bon et al., (2016) a effectué un suivi piézométrique de 27 puits au niveau du bassin de l'Olézoa (tributaire du bassin du Mfoundi). Ces puits présentaient des profondeurs moyennes variant de 0.1 m (proche du cours d'eau) à 10 m (point haut) avec des fluctuations saisonnières variant de 0.1 m à 2.4 m.

2.5 Occupation des sols (ODS) et aménagements

2.5.1 Types de végétation et changements

La zone d'étude est originellement couverte par une forêt équatoriale dense à canopée fermée sur les versants (Ebodé, 2017) et par des zones humides peuplées de raphias et de fougères aquatiques dans les zones de bas-fonds (Letouzey, 1958). Cette végétation originelle a cependant été largement dégradée par la très forte urbanisation du bassin versant depuis les années 1950, celle-ci s'accompagnant d'un important développement de l'agriculture péri-urbaine (Lieunang Letche, 2009). Ebodé (2017) a estimé à partir d'analyse d'image Landsat que la forêt classée comme primaire a subi une réduction de sa superficie de 160 km² entre 1978 et 2015, soit 60 % de sa superficie à l'échelle de l'intégralité du bassin de la Méfou (820 km²).

Le produit global proposé par Hansen et al. (2013) a permis l'évaluation du recul forestier annuel sur une période récente (2001-2017). L'analyse de ce produit sur le bassin de la Méfou nous a permis de reconstituer une carte de recul des surfaces forestières entre 2001 et 2017 avec une estimation de perte de couvert forestier de près de 100 km² sur cette période pour le bassin de la Méfou (421 km²). Les **Figure 3.5** et **Figure 3.6** illustrent la dynamique spatio-temporelle du recul de couvert forestier estimée par le produit Hansen et al. (2013).

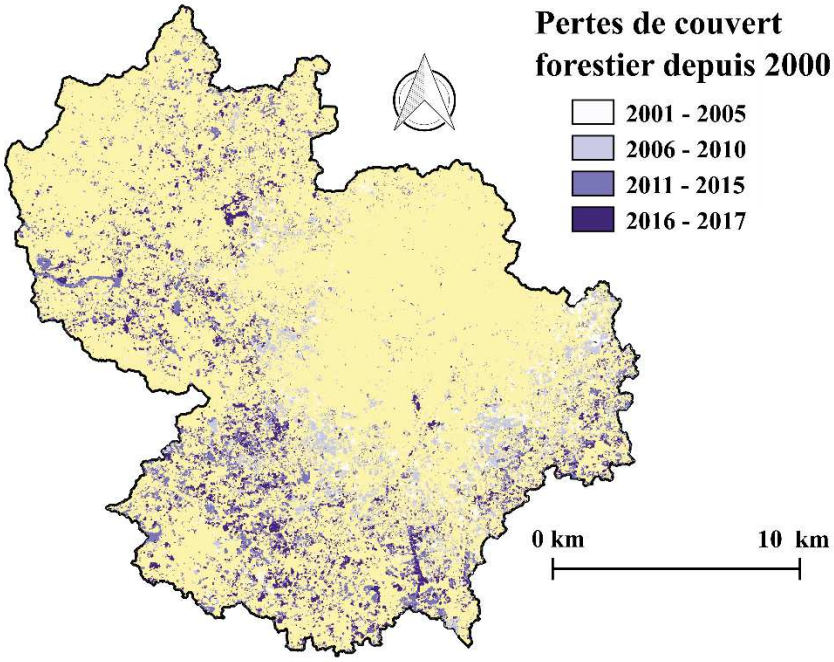


Figure 3.5. Localisation des pertes de couvert forestier entre 2001 et 2017 sur le bassin de la Méfou. Estimation réalisée à partir du produit global proposé par Hansen et al. (2013).

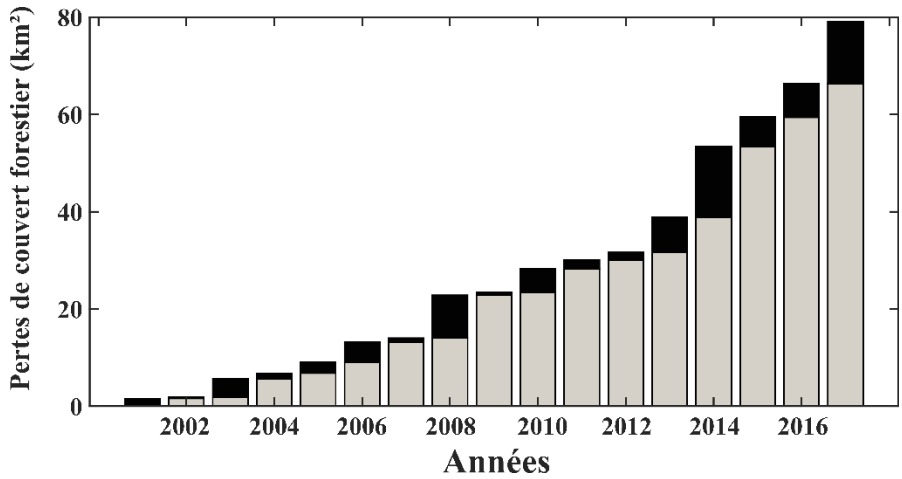


Figure 3.6. Estimation du cumul des pertes du couvert forestier sur le bassin de la Méfou sur la période 2001-2017 à partir du produit proposé par Hansen et al. (2013).

Le recul des zones humides est également très important avec une baisse estimée à 73 % , soit 150 km² (Ebodé, 2017), sur la totalité du bassin de la Méfou (820 km²). La dégradation des zones humides entraîne d'une part la baisse du rôle de mitigation des crues et d'autre part la réduction du rôle de phyto-épuration des eaux polluées par les activités du tissu urbain.

L'Agence Spatiale Européenne (ESA) a développé en 2016 un produit à l'échelle africaine permettant l'estimation de l'ODS à partir du traitement d'image Sentinel-2A à une résolution spatiale de 20 m. Ce produit a permis d'effectuer une classification des sols (en cinq classes) du bassin de la Méfou. Cette carte d'ODS abouti à une estimation de superficie de zone forestière de 164 km² (39 %), de surface agricole et enherbée de 139 km² (33 %) et de zone urbanisée de 113 km² (27 %). La partie nord-ouest (surface contrôlée par le barrage) et sud-ouest (rivière Ossongoué) du bassin versant étant actuellement les zones les moins affectées par les activités anthropiques. La **Figure 3.7** présente la carte d'ODS issue du produit *ESA-CCI LC for Africa* à l'échelle de la Méfou ainsi que des photographies illustrant différents aménagements et ODS sur le bassin.

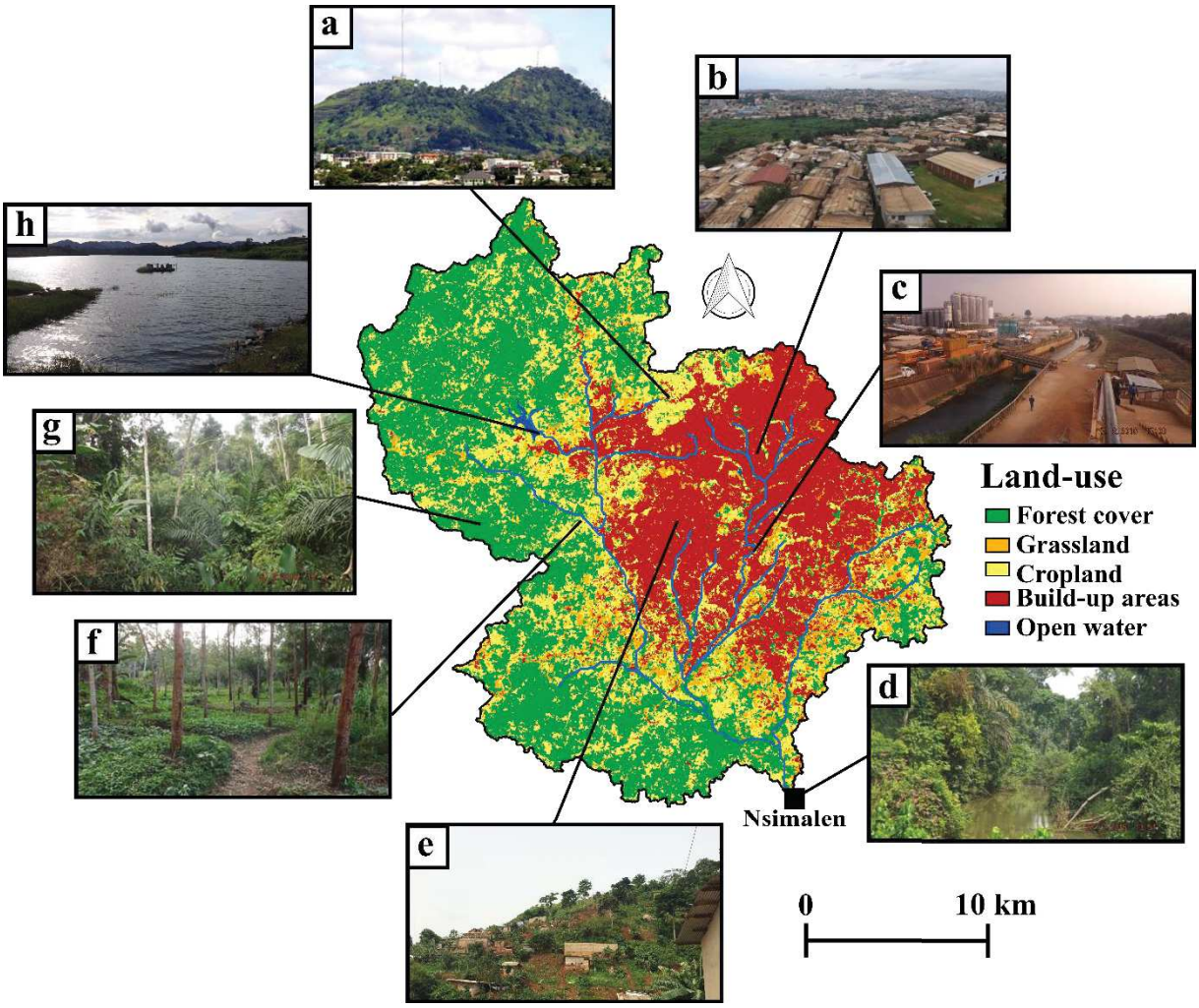


Figure 3.7. Répartition des principaux types d'ODS à l'échelle du bassin de la Méfou (ESA CCI LC For Africa). **a)** Mont Mbankolo au nord du bassin du Mfoundi ; **b)** Quartiers informels en zone de bas-fonds sur le bassin du Mfoundi ; **c)** Section canalisée de la rivière Mfoundi ; **d)** Rivière Méfou proche de l'exutoire à Nsimalen ; **e)** Quartier informel sur les collines de Etoug-Ebe (Perrine Branchet, 2018); **f)** Zone d'agroforesterie sur le bassin du Nga ; **g)** Zone forestière dense sur le bassin du Nga ; **h)** Réservoir du barrage Mopfou.

Afin d'estimer la dynamique intra-annuelle de la vigueur et de la quantité de végétation, nous utilisons le produit global ESA-NDVI développé par l'Agence spatiale Européenne qui propose une valeur journalière moyenne de l'indice de végétation par différence normalisée, appelé aussi NDVI. Le produit a une résolution spatiale de 1 km² et caractérise la dynamique de végétation annuelle sur la période 1999-2012 à partir d'analyse de données SPOT-Vegetation. L'indice NDVI est calculé à partir d'une opération arithmétique entre deux bandes spectrales d'une image satellite, la bande rouge (R) et la bande proche infrarouge (PIR) :

$$NDVI = \frac{PIR-R}{PIR+R} \quad (3.1)$$

Les valeurs de NDVI sont comprises entre -1 et +1. Les formations végétales ont des valeurs de NDVI positives, généralement comprises entre 0.1 et 0.7, les valeurs les plus élevées

correspondant aux couverts les plus denses. La **Figure 3.8** illustre les moyennes journalières annuelles de l'indice NDVI pour la période 1999 – 2012 sur le bassin de la Méfou à Nsimalen, la zone grisée représentant la variabilité interannuelle. On retrouve deux maxima et deux minima annuels correspondant respectivement aux deux saisons humides et sèches. Les deux maxima annuels occurrent début mai et début novembre, en deuxième partie de saisons humides avec des valeurs maximales très proches. Les valeurs minimales, quant à elles, sont observées mi-août pour la première saison sèche et début février pour la seconde avec une valeur significativement plus faible pour cette dernière, présentant des périodes plus longues sans précipitations importantes.

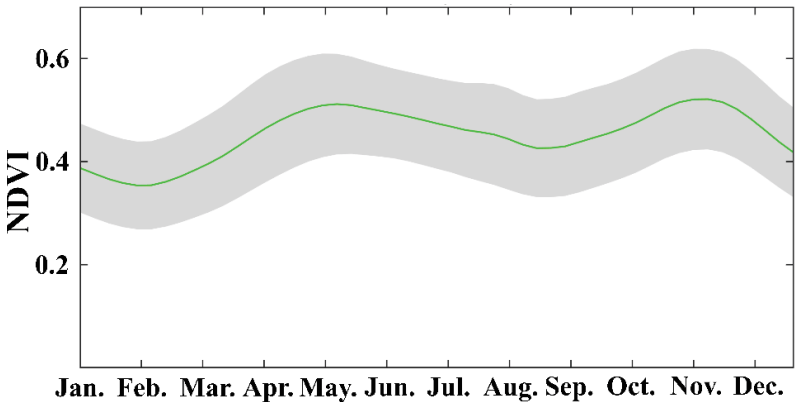


Figure 3.8. Indice NDVI journalier moyen à l'échelle de la Méfou (produit ESA-NDVI).

2.5.2 Croissance démographique et urbanisation

A l'image d'un grand nombre de métropoles d'Afrique sub-saharienne, la ville de Yaoundé connait une croissance démographique très importante depuis les années 1950. La population de Yaoundé était estimée à 90 000 habitants en 1960 (Franqueville, 1968) et atteignait 1.8 millions en 2005 lors du dernier recensement démographique (BUCREP, 2010) avec un taux de croissance annuel estimé à 5.7 % entre 1987 et 2005. Les estimations des Nations Unies (UNDESA, 2017) estimaient en 2017 la population à 3.65 millions d'habitants avec des projections à 6.7 millions en 2035. Cette forte croissance démographique est accompagnée d'une urbanisation importante, d'une saturation de l'espace urbain menant à une très forte densité de population (estimée en moyenne à 5700 habitants.km^{-2} d'après Tchotsoua (1994) et d'importantes surfaces imperméabilisées.

La quantification de la surface des zones imperméables (e.g. bâtis, routes, surfaces asphaltées) et sa variabilité spatiale est essentielle puisque ces surfaces jouent un rôle important dans la modification des processus et du cycle hydrologique. L'utilisation de la source de données collaborative *OpenStreetMap* disponible sur l'emprise de la zone urbaine permet d'obtenir des informations vectorielles sur le bâti et les infrastructures routières pour l'année 2016. Ces données collaboratives ont été confrontées aux données *ESA-CCI LC for Africa* pour deux bassins tests afin de définir une proportion d'imperméabilisation des zones urbaines

permettant d'estimer les superficies de zones imperméables à partir des surfaces de zones urbaines couvrant la totalité du bassin versant. Les calculs sur les bassins de la Biyeme et du Mfoundi amont ont respectivement abouti à un taux d'imperméabilisation de 25 et 30 % des surfaces urbanisées. A l'échelle du bassin de la Méfou, on estime entre 28 et 35 km² de surfaces imperméabilisées, soit 6 à 8 % de la surface totale.

Une analyse d'images aériennes de 1956 (tirée de Moffo, 2017) et d'images satellites (GoogleEarth) a permis de reconstituer l'évolution de la zone urbaine de Yaoundé entre 1956 et 2018 pour six dates (**Figure 3.9**). La zone urbaine s'est particulièrement étendue depuis 2000 avec une extension vers le sud et le sud-est.

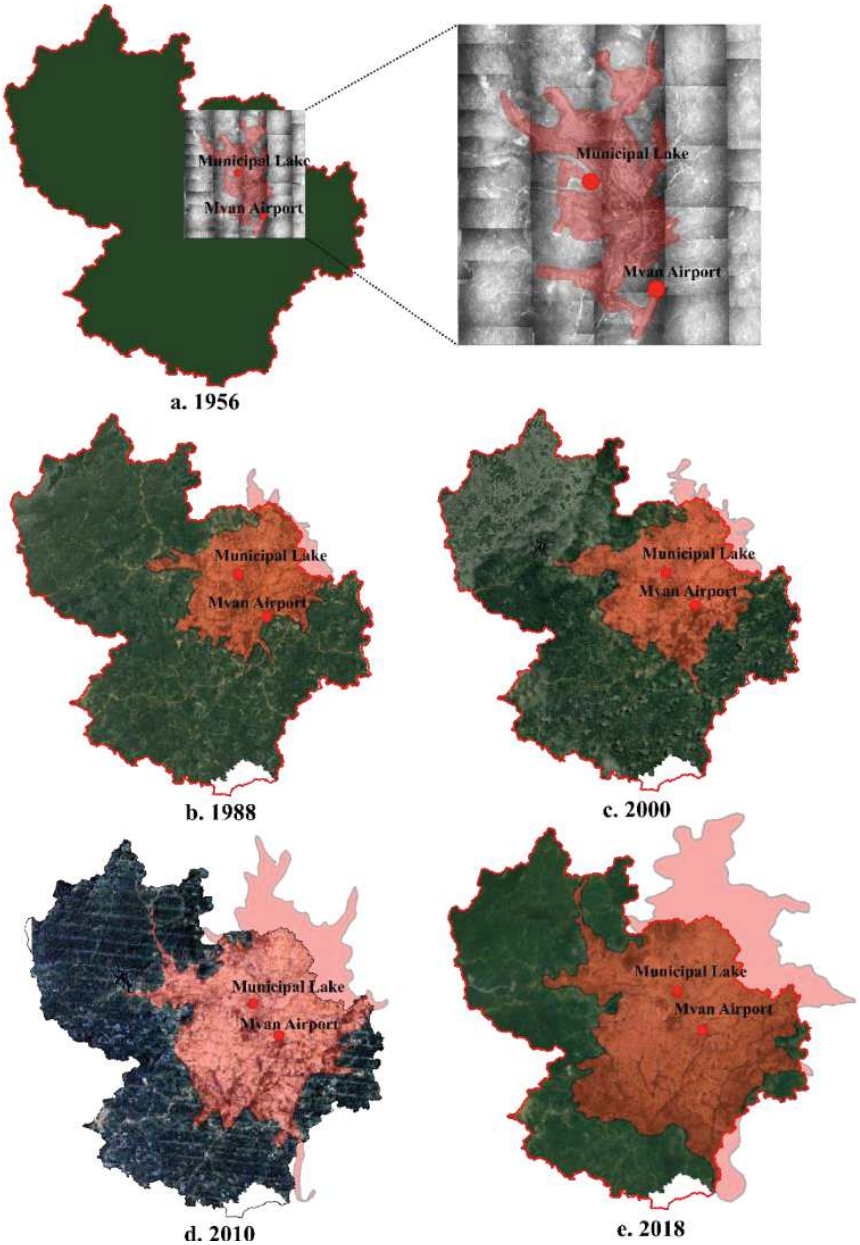


Figure 3.9. Estimation de l'évolution de la tâche urbaine de Yaoundé à partir d'images aériennes de 1956 (tirées et adaptées de Moffo (2017)) et d'images satellites (GoogleEarth) 1988, 2000, 2010, 2018.

L'exploitation des différents produits globaux, d'images satellites, de photographies aériennes ou d'études existantes sur la région d'intérêt permet d'évaluer l'évolution de la zone urbaine mais l'évolution des surfaces de zones agricoles et zones forestières. La **Figure 3.10** représente une estimation de l'évolution des superficies des grandes classes d'ODS de 1960 à 2018, permettant de résumer les informations issues des différents travaux et produits d'analyse de changement d'ODS à disposition.

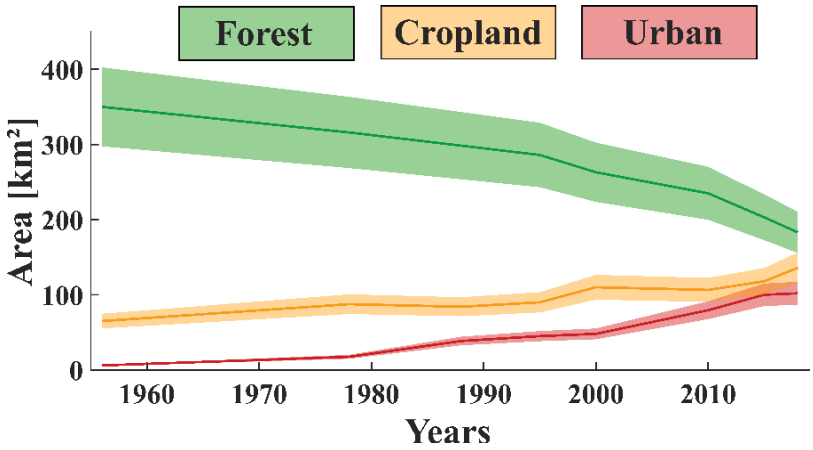


Figure 3.10. Estimation de l'évolution des superficies des principales classes d'ODS à l'échelle de la Méfou. Estimation réalisée à partir de l'analyse des différentes informations historiques, des précédentes études et des produits globaux présentés en Annexe 1.

2.5.3 Impacts des changements anthropiques sur les risques hydriques

Le développement des infrastructures urbaines ne parvient pas à suivre le rythme de la croissance démographique en termes de réseau d'alimentation en eau potable, d'assainissement, d'évacuation des eaux de pluie ou de voirie. Ces déficiences d'infrastructures créent une accentuation de l'exposition de la population aux différents risques liés aux maladies hydriques et aux inondations. La ville de Yaoundé est fortement touchée par le développement des habitations précaires. Ce développement d'infrastructures spontanées est fortement marqué sur les collines à pentes fortes et dans les zones de bas-fonds, exposant les populations à des risques majeurs liés aux inondations, aux glissements de terrain et aux coulées de boues. Un rapport de l'UN Habitat estimait qu'en 2009, 70 à 80 % de la population urbaine de Yaoundé vivait en habitat précaire.

Les infrastructures liées à l'assainissement font gravement défaut et sont le premier facteur de pressions sur la qualité de l'eau du bassin de la Méfou (Branchet et al., 2018). La majorité des systèmes de collecte sont des ouvrages individuels comme des latrines ou des fosses septiques présentant des risques de pollution diffuse avec un déversement des effluents ou boues de vidange directement dans le réseau hydrographique (Wethé et al., 2003). Concernant les systèmes d'épuration des eaux, 13 stations ont été construites entre 1960 et 1980 afin d'assurer le traitement des eaux usées dans les zones d'habitats planifiés de la ville. Cependant, seules

deux étaient encore en fonction en 2009 d'après un rapport de l'UN-Habitat. De plus, il est estimé que 72 % des ménages utilisent des latrines à fond perdu, contaminant les nappes d'eau souterraines.

Concernant l'alimentation en eau potable, la ville de Yaoundé est alimentée à 150 000 $m^3.j^{-1}$ (Branchet, 2018) pour une demande estimée entre 250 000 et 300 000 $m^3.j^{-1}$, obligeant ainsi la majorité de la population à s'approvisionner par d'autres sources (forages et eaux de surface) associées à des risques sanitaires souvent plus élevés. Le risque lié aux inondations est un autre enjeu majeur à Yaoundé. Entre 1970 et 2016, Moffo (2017) a recensé 171 inondations ayant engendré plus de 70 décès et des dommages économiques très importants mais difficilement quantifiables. Le climat équatorial caractérisé par deux saisons des pluies importantes favorise les forts cumuls de précipitation à l'origine de ces inondations. Le contexte physique du bassin, présentant des reliefs importants mais des vallées à fonds plats, favorise les débordements du réseau hydrographique avec de grandes surfaces inondées plusieurs fois par année. A cet aléa inondation, se conjugue la vulnérabilité liée aux activités humaines. Les aménagements mis en place pour limiter les risques d'inondations (e.g. ponts, ponceaux, caniveaux) sont souvent sous dimensionnés avec des défaillances importantes dans les systèmes d'entretien et de curage (**Figure 3.11c**). Ces infrastructures déficientes ne permettent donc pas de lutter efficacement contre les inondations. Elles deviennent des facteurs de risques supplémentaires lorsqu'elles limitent l'évacuation des eaux (inondation de l'avenue Kennedy, le 20 septembre 2019, **Figure 3.11a**) ou qu'elles sont fortement détériorées lors d'un événement (e.g. pont emporté lors de l'évènement pluvieux du 16/07/2016 proche de Etoa, **Figure 3.11b**). Les caractéristiques de l'urbanisation développée à Yaoundé accroissent la vulnérabilité des populations les plus précaires face à cet aléa. Les habitats informels, souvent situés dans les zones non constructibles comme dans les zones de bas-fonds où sur certaines collines, sont des constructions à moindre coût parfois réalisées en semi dure, abritant une population à très faibles revenus. Ces quartiers informels sont très densément peuplés avec des infrastructures déficientes (e.g. voiries, réseaux d'assainissements où réseau d'eau potable) les rendant notamment vulnérables aux aléas d'inondations et de glissements de terrain (**Figure 3.11d**).

Figure 3.11. a) Inondations du 20 septembre 2019 au centre-ville de Yaoundé ; **d)** Inondations dans le quartier Nkolbisson (Alain Fezeu, 2017) ; **c)** Amoncellement de déchets plastiques au niveau d'un dalot ; **d)** Destruction d'un ouvrage de franchissement le 16 juillet 2016 sur le bassin de la Biyeme (Alain Fezeu, 2016).

3 Données historiques

Le bassin de la Méfou bien qu'intégrant une métropole de plus de 3 millions d'habitants impliquant des enjeux socio-économiques majeurs est un bassin que l'on peut considérer comme hydrologiquement peu jaugé. En effet, bien qu'une station hydrométrique historique (Nsimalen) et une station pluviométrique historique (Mvan aéroport) nous renseignent sur quelques éléments clefs du fonctionnement hydrologique, la compréhension fine des processus à différentes échelles spatio-temporelles est très limitée. Le peu de données dans l'espace limite la quantification de la variabilité spatiale des processus, et les pas de temps d'observation historiques ne sont pas adaptés à l'étude des relations pluie-débit à l'échelle événementielle. Quelques travaux historiques reposant sur des instrumentations court-termes permettent tout de même d'obtenir des informations utiles complétant les stations historiques. L'ensemble des travaux réalisés sur la Méfou et à proximité du bassin sont valorisés dans ces travaux. Les conditions d'ODS ont par contre beaucoup évolué depuis la publication de ces principaux travaux menés sur la zone d'étude. Les informations disponibles correspondent à des bassins présentant des stades d'urbanisation peu avancés voire proches de l'état naturel caractérisé par un couvert forestier dense. Il s'agit donc d'informations riches nécessitant en complément le déploiement d'une phase nouvelle d'instrumentation permettant d'évaluer l'évolution des fonctionnements hydrologiques face à ces changements d'ODS. La **Figure 3.2** et le **Tableau 3.1** présentent les stations hydrométriques et les postes pluviométriques historiques qui sont utilisés dans le cadre d'une première compréhension du fonctionnement du bassin à différentes échelles spatiales et temporelles. La majorité des analyses seront effectuées sur les données des

deux stations historiques présentant les plus longues chroniques (i.e, la station hydrométrique de Nsimalen et la station pluviométrique de Mvan aéroport).

Tableau 3.1. Caractéristiques des données historiques utilisées dans le cadre de ces travaux.

Stations	Nom	Période disponible	Pas de temps	Surface drainée [km²]	Référence
H_1	Nsimalen	Depuis 1964 (28 années)	journalier	421	Olivry (1986, 1979)
H_2	Mfoundi amont	1969 – 1971 2006 – 2007	horaire journalier	40	Srang (1972) Nguemou (2008)
H_3	Etoa	1966 – 1983	journalier	235	Lefèvre (1966) Olivry (1986, 1979)
H_4	Camwater	1968 – 1969	horaire	70	SNEC (1968)
H_5	Ottomo-S3	1974 – 1978	horaire	24	Ikounga (1978)
P_1	Mvan aeroport	1950 – 2015	journalier	-	SIEREM
P_2	Nkolbisson	1955 – 1979	journalier	-	SIEREM

Les autres stations pluviométriques historiques archivées sont des informations annuelles sur l'année 1968-1969 recueillies dans le cadre de l'étude de faisabilité du barrage de la Mopfou.

4 Fonctionnement hydro-climatique

4.1 Le climat

Le poste pluviométrique de l'aéroport Mvan (P_1) présente une chronique de précipitation journalière couvrant la période 1950 - 2014. Il s'agit du poste pluviométrique présentant la plus longue chronique temporelle avec peu de lacunes. La série de précipitations journalières sur la période 1950 - 2014 permet d'étudier les répartitions mensuelles et saisonnières des précipitations ainsi que la variabilité intra-annuelle.

4.1.1 Précipitations annuelles

L'analyse de la chronique du pluviomètre de Mvan aéroport permet d'estimer une précipitation annuelle moyenne ($\bar{P}$) de 1586 mm avec un écart-type (σ) de 317 mm. Une précipitation annuelle de 2243 mm a été observée pour l'année la plus humide (1966), contre 1100 mm pour l'année la plus sèche (1996). Le calcul de l'indice pluviométrique réduit (Eq. 3.2) met en évidence l'alternance de périodes sèches et de périodes humides sur la période 1950-2014, avec des années plutôt humides pour les périodes 1950-1960, 1980-1990 et 2005-

2014, et au contraire des années plutôt sèches sur les périodes 1975-1980, 2000-2008 et même très sèches pour la période 1990-2000 (**Figure 3.12** et **Figure 3.13**).

$$I_i = (P_i - \bar{P})/\sigma \quad (3.2)$$

Concernant l'évolution des précipitations annuelles sur la période, nous n'observons pas de tendances significatives (pas de rejet de l'hypothèse nulle correspondant à une absence de tendance par un test Mann-Kendall avec un seuil significatif de 0.05).

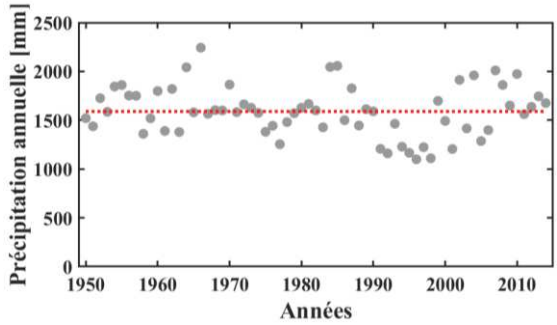


Figure 3.12. Chronique des précipitations annuelles sur la période 1950-2014 observées au poste pluviométrique de Mvan aéroport (P_1). La ligne pointillée rouge représente la moyenne annuelle sur la période (1586 mm).

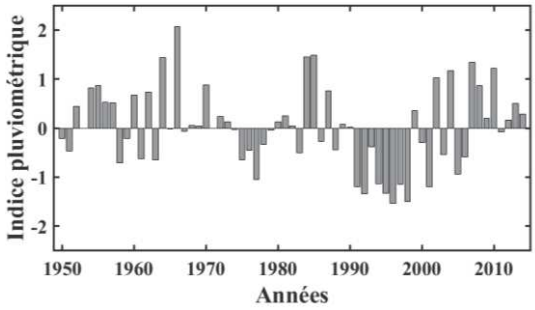


Figure 3.13. Valeurs de l'indice pluviométrique réduit calculé sur la période 1950 à 2014 pour le pluviomètre de Mvan aéroport (P_1).

Une analyse fréquentielle par un ajustement sur une loi normale des modules annuels de précipitation a permis de définir les modules pluviométriques secs et humides pour des périodes de retour 10, 50 et 100 ans. La **Figure 3.14** représente la courbe d'ajustement de la loi normale pour un intervalle de confiance de 95 %, le **Tableau 3.2** présente les valeurs des modules pluviométriques secs et humides pour des temps de retour 10, 50 et 100 ans. On note des variations relativement faibles entre les précipitations imputées à des temps de retour de 10 et 100 ans (+ 12 %).

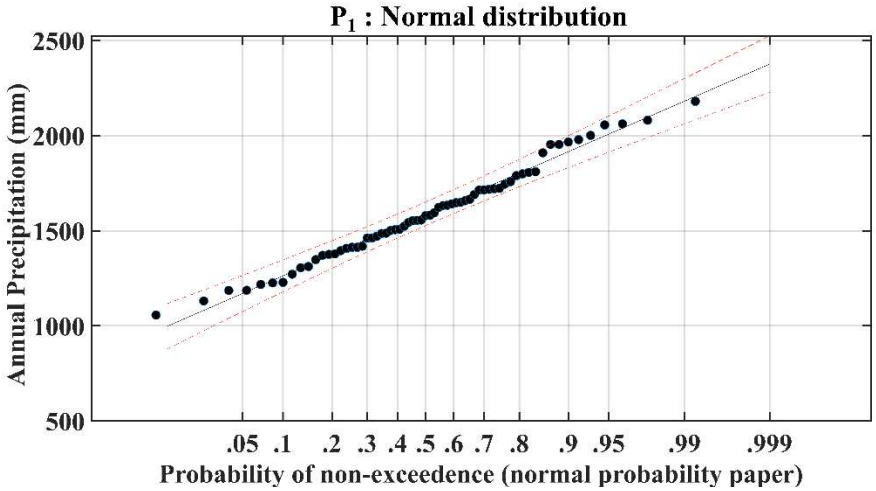


Figure 3.14. Analyse de fréquence sur les précipitations annuelles à partir des enregistrements à la station pluviométrique de Mvan aéroport (P_1) pour la période 1950-2014.

Tableau 3.2. Valeurs des précipitations annuelles sèches et humides pour des temps de retour 10, 50 et 100 ans.

	T = 10 ans	T = 50 ans	T = 100 ans
Humide	1918 mm	2116 mm	2185 mm
Sèche	1111 mm	1020 mm	1010 mm

4.1.2 Précipitations mensuelles et cycle saisonnier

Le poste pluviométrique de référence permet de calculer un hyétogramme mensuel de référence pour la région de Yaoundé (**Figure 3.15**). Les précipitations mensuelles moyennes varient de 20 mm pour le mois de janvier à 290 mm pour le mois de novembre.

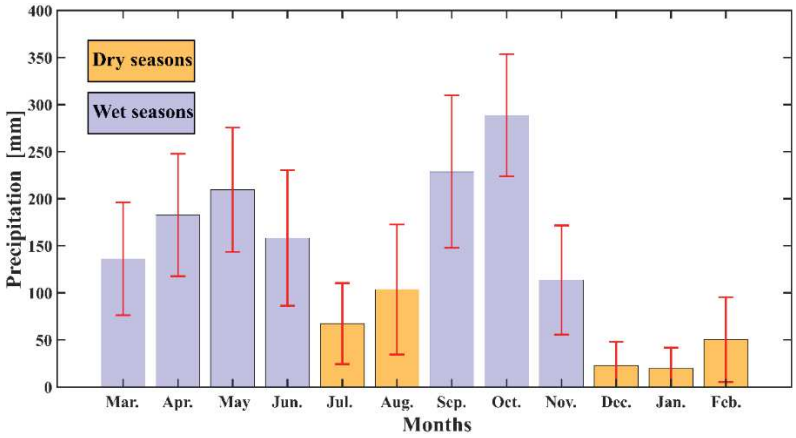


Figure 3.15. Hyétogramme moyen mensuel réalisé pour la station pluviométrique Mvan aéropart (P_1) à partir des observations sur la période 1950-2014. Les barres rouges correspondent aux valeurs des écart-types de part et d'autre de la moyenne mensuelle.

On différenciera donc quatre saisons dans le régime pluviométrique de Yaoundé :

- Une première saison humide de début mars à fin juin caractérisée par une précipitation totale moyenne de 685 mm (notée WS-I).
- Une première saison sèche de début juillet à fin août caractérisée par une précipitation totale moyenne de 170 mm (notée DS-I).
- Une seconde saison humide de début septembre à fin novembre caractérisée par une précipitation totale moyenne de 630 mm (notée WS-II).
- Une seconde saison sèche de début décembre à fin février caractérisée par une précipitation moyenne de 90 mm (notée DS-II).

Une analyse du cycle saisonnier moyen des 10 années les plus humides (composite humide), des 10 années les plus sèches (composite sec) et de l'ensemble de la période permet une bonne représentation de la variabilité interannuelle du cycle saisonnier des précipitations. Les cycles saisonniers, pour chacun des composites et pour l'ensemble de la période, sont

représentés ici par une moyenne glissante centrée (sur 11 jours) des précipitations journalières moyennes. On représente également le cumul moyen de précipitation pour ces trois jeux de données (**Figure 3.16** et **Figure 3.17**).

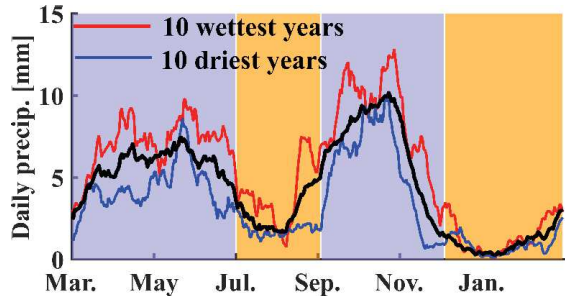


Figure 3.16. Cycles saisonniers moyens pour les 10 années les plus sèches (bleu) et les dix années les plus humides (rouge) enregistrées à Mvan aéroport (P1). La courbe noire présente le cycle saisonnier moyen pour l'ensemble des années de la période.

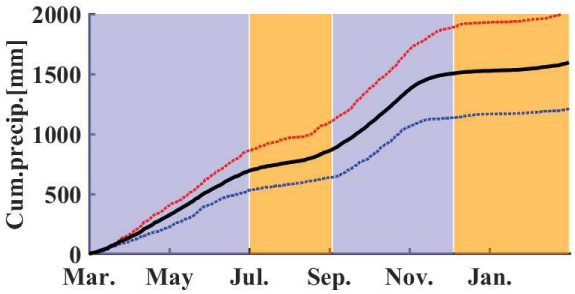


Figure 3.17. Cumuls de précipitations moyennes journalières enregistrée à la station P1 pour les dix années les plus sèches, les dix années les plus humides et pour l'ensemble de la période (1950-2014).

On observe sur la **Figure 3.16** une variabilité interannuelle importante entre les composites sec et humide pour les deux saisons humides avec une variabilité moyenne de 2.75 $mm.j^{-1}$ pour la première saison humide et de 3.20 $mm.j^{-1}$ pour la seconde saison humide. Pour la première saison sèche, de fortes variabilités sont mises en évidence pour le mois de juillet avec des précipitations importantes pour le composite humide contrairement au composite sec qui présente une pluviométrie très faible. La première saison sèche est caractérisée par une variabilité moyenne de 2.1 $mm.h^{-1}$, alors que la variabilité interannuelle de la seconde saison humide est beaucoup plus faible, avec une moyenne de 0.60 $mm.j^{-1}$, expliquée par une très faible pluviométrie moyenne observée pour les deux composites.

La **Figure 3.17** présente les cumuls moyens de précipitation pour les trois jeux de données. On note pour l'ensemble de la période (courbe noire) une pente plus forte mais plus courte lors de la seconde saison des pluies comparativement à la première saison des pluies. Concernant les saisons sèches, la pente de la première saison sèche est presque nulle et s'étend sur une plus longue durée que la seconde saison sèche. Les variabilités importantes à l'échelle des précipitations annuelles se répercutent par des variations dans les durées des saisons humides et notamment dans une forte variabilité des précipitations pour les mois d'août et de novembre. La durée et la pluviosité de la seconde saison sèche semblent peu impactées par la variabilité interannuelle des précipitations contrairement à la première saison sèche qui pour des années plus humides tend à être significativement plus longue et plus humide.

4.1.3 Caractéristiques des précipitations journalières

Une analyse des précipitations journalières sur la période d'étude permet d'étudier la répartition moyenne des hauteurs de précipitations sur une année moyenne. Il pleut en moyenne 146 jours par an, dont la répartition est présentée dans le **Tableau 3.3**.

Tableau 3.3. Répartition du nombre de jours de précipitations annuels en fonction des hauteurs d'eau précipitées.

Précipitations [mm]	**0**	**0 à 10**	**11 à 20**	**21 à 30**	**31 à 40**	**41 à 50**	**51 à 60**	**61 à 70**	**> 70**
Nb de jours pluvieux	219	91.9	26.3	13.1	5.9	2.9	1.5	< 1	< 1
Fréquence	-	0.63	0.18	0.09	0.04	0.02	0.01	0.006	<0.005

Une analyse fréquentielle permet de compléter l'analyse des précipitations journalières en estimant des valeurs de précipitations journalières annuelles maximales pour des périodes de retour 10, 20, 50 et 100 ans. L'analyse fréquentielle est réalisée par un ajustement de loi Pearson III avec un intervalle de confiance de 95 % (**Figure 3.18**). L'ajustement permet d'estimer à 91 mm une précipitation maximale journalière annuelle pour un période de retour 10 ans, 97 mm pour T = 20 ans, 104 mm pour T = 50 ans et 109 mm pour T = 100 ans.

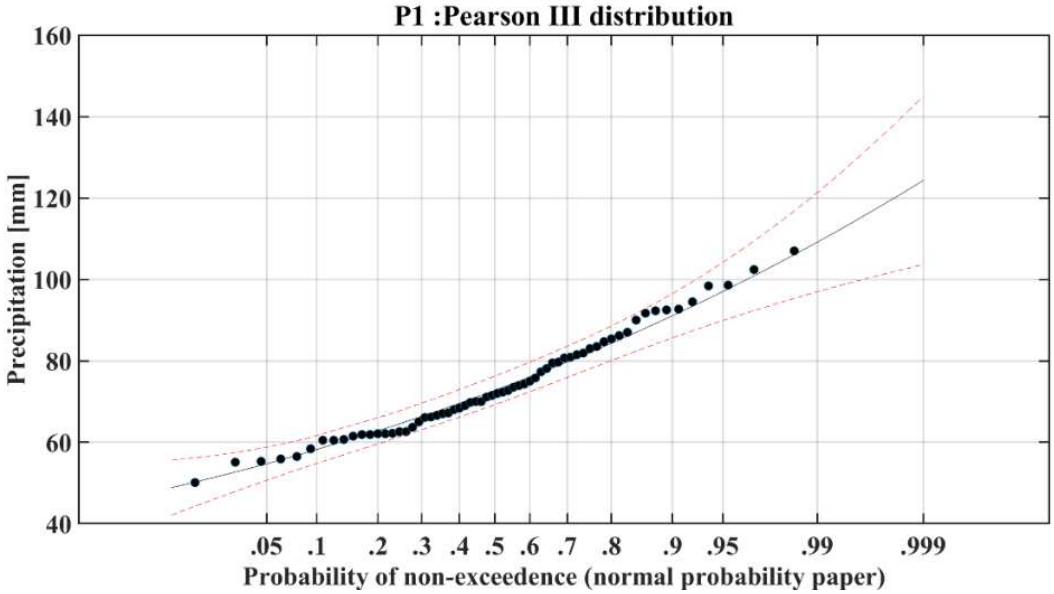


Figure 3.18. Analyse de fréquence des précipitations maximales journalières annuelles, enregistrées au poste pluviométrique Mvan aéroport (P_1), par un ajustement d'une loi Pearson III.

4.1.4 Courbes Intensités-Durées-Fréquences

Les seules informations disponibles concernant les courbes Intensités-Durées-Fréquences (IDF) de la région de Yaoundé sont issues des travaux d'Ikounga (1978). A partir du dépouillement des données pluviographiques disponibles à la station Mvan aéroport sur la période 1939-1976, Ikounga (1978) a calculé les valeurs des intensités maximales des averses pour différentes durées (5 à 180 minutes) et différentes récurrences (2 à 100 ans) pour la région de Yaoundé. Depuis ces travaux, aucun dispositif n'a permis d'enregistrer les données nécessaires permettant de compléter les travaux d'Ikounga (1978). Le **Tableau 3.4** présente les résultats des caractéristiques des courbes IDF proposées par Ikounga (1978).

Tableau 3.4. Caractéristiques des courbes IDF définies par Ikounga (1978) pour la région de Yaoundé.

Durée de la tranche [mn]	Fréquence					
	0.50	**0.80**	**0.90**	**0.95**	**0.98**	**0.99**
5	135	156	171	188	207	230
10	118	135	147	161	177	196
15	107	123	135	146	165	180
30	81	94	107	117	132	146
45	66	79	89	99	111	122
60	57	67	77	86	95	104
90	45	53	62	68	77	82
120	37	44	51	57	64	69
180	28	32	37	40	45	50

4.1.5 Température et évapotranspiration

Le poste pluviométrique de Mvan aéroport (P_1) est associé à une mesure de la température moyenne journalière. En l'absence des informations nécessaires permettant d'utiliser les formules de Penman-Monteith, les températures moyennes mensuelles nous permettent une première estimation simple de l'évapotranspiration potentielle (*PET*) avec l'application de la formule de Thornthwaite (1948) ne nécessitant qu'un minimum d'information.

$$PET(m) = 16\left[\frac{10\times\bar{T}}{I}\right]^{a} \times F(m,\gamma) \qquad (3.3)$$

Avec T, la moyenne interannuelle des températures du mois en °C ;

F, le facteur de correction mensuel dépendant de la latitude ;

$a = 6.75.10^{-7}.I^3 - 7.71.10^{-5}.I^2 + 1.79.10^{-2}.I + 0.49$;

I, l'indice thermique annuel tel que :

$I = \sum_{m=1}^{12} i(m)$ et $i(m) = \left[\frac{\bar{T}(m)}{5}\right]^{1.514}$

m, les mois de 1 à 12.

La formule de Thornthwaite aboutie à des estimations de *PET* comprises entre 96.5 mm en juillet et 128.8 mm en février pour une valeur annuelle de l'ordre de 1311 mm (**Tableau 3.5**).

Tableau 3.5. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (PET) moyenne mensuelle (en mm) à partir de la formule de Thornthwaite (1948).

	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aoû.	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	
T [°C]	25.8	25.2	24.9	24.3	23.4	23.7	23.7	24.3	24	24.7	25.5	25.2	
F	1.035	1.015	1.05	1.02	1.05	1.045	1.01	1.035	1.00	1.03	1.03	0.935	**Total**
PET [mm]	128.8	117.4	117	105.3	96.4	99.8	96.5	106.9	99.3	111.9	123.6	108.1	1311

Les valeurs de *PET* peuvent également être estimées à partir de produits globaux associant des sorties de modèles globaux et des observations satellitaires. Le produit GLEAM (Global Land Evaporation Amsterdam Model ; Miralles et al., 2011) a été utilisé avec succès en Afrique équatoriale (Trambauer et al., 2014), nous avons donc choisi d'utiliser ce produit global dans notre analyse. Le produit GLEAM utilise un modèle de bilan hydrologique alimenté par des données satellitaires et des données issues de ré-analyses météorologiques. Le produit GLEAM propose une estimation journalière de PET et AET à une résolution spatiale de 0.25° x 0.25° pour la période 1997-2017 à l'échelle mondiale. Le bassin de la Méfou est couvert par quatre pixels, une moyenne pondérée par la surface affectée à chaque pixel permet une estimation journalière moyenne de PET et AET. Le produit GLEAM aboutit à une estimation moyenne annuelle de 1060 mm pour PET. La **Figure 3.19** présente les valeurs moyennes mensuelles de PET et d'AET estimées par le produit GLEAM sur la période 1997-2017. Les valeurs de PET seraient satisfaites d'avril à novembre avec une valeur moyenne d'AET de 980 mm soit une valeur proche de la valeur de PET. Cette valeur d'AET semble néanmoins très élevée pour un bassin versant comprenant une superficie urbaine très importante et semble d'avantage être caractéristique d'une évapotranspiration de référence.

Après analyse de mesures d'évaporation (Piché et bac Colorado), Ikounga (1978) estime que l'évaporation potentielle est de l'ordre de 950 à 1000 mm par an pour la région de Yaoundé.

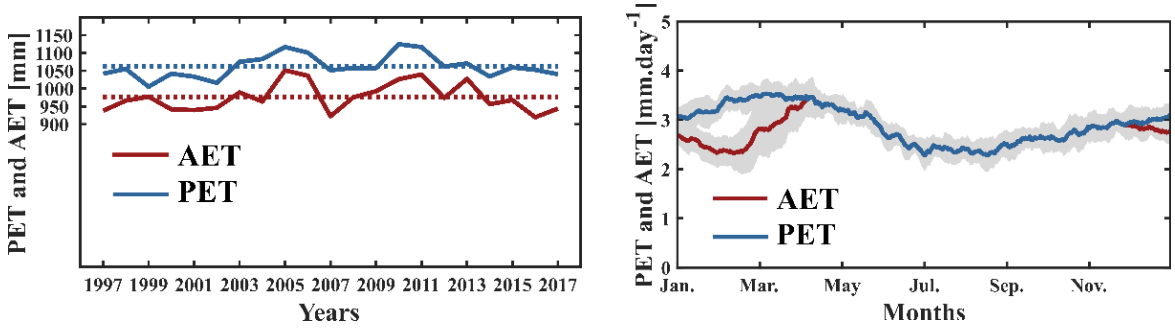


Figure 3.19. a) Valeurs annuelles de PET et AET sur la période 1997-2017, estimées à partir du produit global GLEAM ; **b)** Moyennes journalières interannuelles des valeurs de PET et de AET estimées sur la période 1997-2017 par le produit GLEAM.

Dans l'objectif d'analyser l'évolution sur le long terme de l'évapotranspiration, nous avons analysé la variable de sortie de *PET* du modèle global GLDAS (Global Land Data Assimilation System;Rodell, 2016; Rodell et al., 2004). Nous avons utilisé le produit mensuel (version 2.0) proposé à une résolution spatiale de 0.25° x 0.25°. L'analyse annuelle de ces précipitations a abouti à une estimation annuelle de 1552 mm avec un coefficient de variation très faible (0.02). Les valeurs de *PET* simulées par le modèle GLDAS semblent très élevées comparativement aux autres sources d'informations à disposition. Le produit GLDAS permet néanmoins d'observer une très faible variabilité interannuelle de *PET* sans tendance sur la période 1950-2010.

4.2 Caractéristiques hydrologiques

La station principale contrôlant le débit de la Méfou dans la région de Yaoundé est la station de Nsimalen (H_1). Cette station draine 421 km², dont 70 km² contrôlés par le barrage Mopfou construit en 1969 (capacité de 5 Mm^3) et permettant d'approvisionner une part de l'alimentation en eau potable de la ville de Yaoundé (50 000 $m^3.j^{-1}$). Cette station a été suivie au pas de temps journalier depuis 1963 avec des lacunes très importantes dans les observations, et notamment une période de lacunes entre 1988 et 2004. La station Etoa (H_3) est la seconde station historique du bassin versant, elle n'a été opérationnelle qu'entre 1966 et 1983 avec de nombreuses lacunes. D'autres stations ont été installées pour des projets de courtes durées (Nguemou, 2008; SNEC, 1968; Srang, 1972 ; Apouamoun Yiagnigni, 2006 ; Ngoumdoum, 2013). Parmi ces différentes études, seuls les travaux réalisés par Srang (1972) ont consisté en un suivi à pas de temps fin (horaire) des précipitations et des débits. Srang (1972) a étudié le bassin amont du Mfoundi (40 km²) sur la période 1969-1971, la ville de Yaoundé comptait alors moins de 300 000 habitants (Franqueville, 1979) et était très peu étendue.

Dans cette section, nous allons principalement nous focaliser sur l'analyse des données hydrométriques issues de la station de Nsimalen (H_1), dont l'entretien et la collecte des données sont assurés par le Centre de Recherche en Hydrologie (CRH) basé à Yaoundé. Nous caractérisons les régimes hydrologiques de la Méfou à Nsimalen pour différentes échelles temporelles et quantifions les variabilités interannuelles.

4.2.1 Débits annuels

Les données à disposition nous permettent d'analyser 28 années d'observation de lame d'eau écoulée à l'échelle annuelle sur la période 1964-2014 (**Figure 3.20**). La moyenne annuelle d'écoulement sur l'ensemble du jeu de données est de 530 mm avec un écart type de 161 mm. Le module maximal annuel de 850 mm a été observé pour l'année 2008-2009, et le module minimal de 279 mm pour l'année 1983-1984. L'indice hydrologique (Equation 3.2) a été calculé sur la période disponible et est représenté en **Figure 3.21**. Ces deux figures permettent de mettre en évidence une augmentation de l'écoulement pour les années récentes (2005-2014) comparativement aux premières années de relevés (1964-1980). On note également des écoulements très importants pour les années 1984-1985 et 1985-1986, il s'agit

d'années particulièrement pluvieuses. Sur la **Figure 3.20**, nous avons représenté la moyenne d'écoulement annuel pour une période historique couvrant 1964 à 1980 (pointillés rouges), une période récente couvrant 2005 à 2014 (pointillés bleus) ainsi que l'ensemble de la période disponible (pointillés noirs). La moyenne d'écoulement annuelle est 674 mm pour la période récente contre 435 mm pour la période historique, soit une différence de + 54 % par rapport à la valeur moyenne de la période historique. Les indices hydrologiques sont négatifs jusqu'en 1984 (exceptant les années 1966 et 1970) puis systématiquement positifs après 1984, confirmant ainsi les changements importants à l'échelle des écoulements annuels.

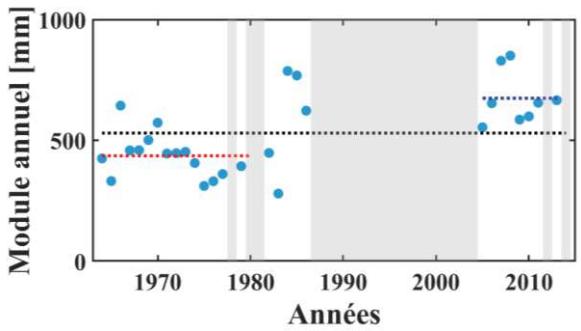


Figure 3.20. Lame d'eau écoulée annuelle à la station Nsimalen (H_1) pour les données disponibles entre 1964 et 2014.

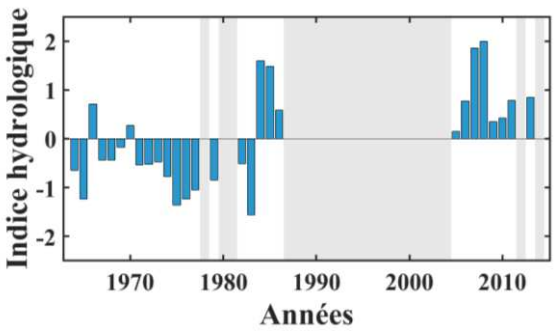


Figure 3.21. Indice hydrologique calculé à la station Nsimalen (H_1) pour les données disponibles entre 1964 et 2014.

4.2.2 Débits mensuels

Un hydrogramme mensuel est calculé à partir des données disponibles pour la station H_1. Les débits mensuels moyens (**Figure 3.22**) varient de 20 mm pour le mois de février à 83.5 mm pour le mois d'octobre. On retrouve les quatre saisons déjà définies par l'analyse des précipitations.

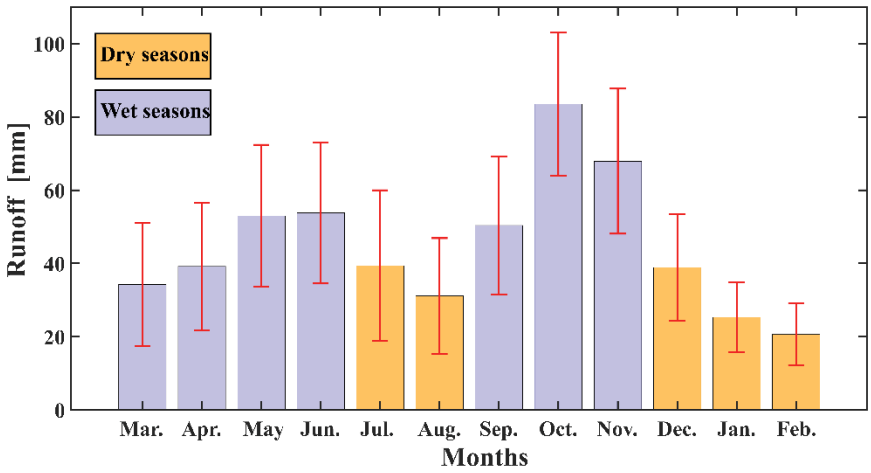


Figure 3.22. Hydrogramme mensuel et écart-type calculés à partir des données disponibles à la station H_1 sur la période 1964-2014.

Une analyse des coefficients de Pardé, caractérisant le cycle hydrologique à l'échelle mensuelle (Equation 3.4) permet d'apprécier les variabilités saisonnières et d'observer des tendances à longs termes (**Figure 3.23**). Plus le coefficient de Pardé est grand, plus le mois correspondant à ce coefficient de Pardé a un poids important dans l'écoulement annuel.

$$PK_i = Q_i/\bar{Q} \quad (3.4)$$

avec : Q_i, le débit du mois considéré ; $\bar{Q}$, le module annuel ; PK_i, le coefficient de Pardé pour le mois i.

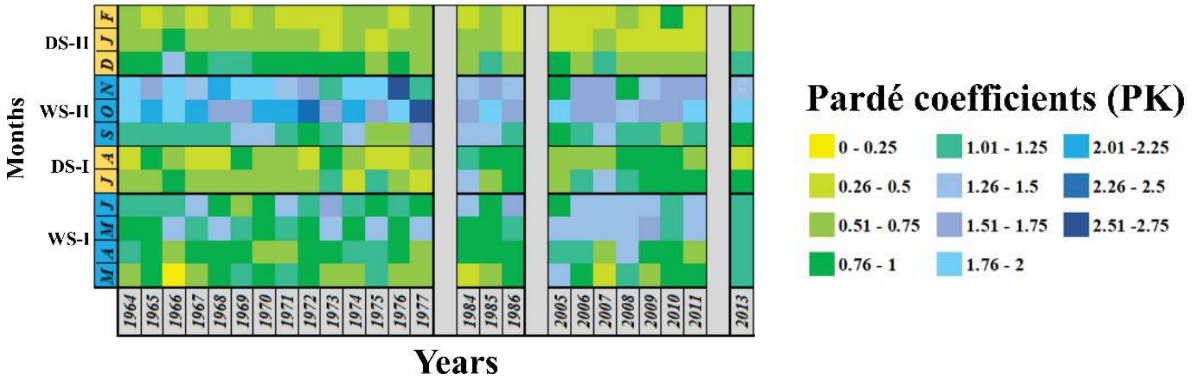


Figure 3.23. Evolution des coefficients de Pardé calculés sur les débits mensuels enregistrés à la station H_1.

Les mois de la première saison humide semblent connaître une augmentation de la valeur du coefficient de Pardé (du vert foncé vers le bleu-gris), alors que la seconde saison humide tend à connaître une diminution des coefficients de Pardé (du bleu ciel vers le bleu-gris). Pour ce qui est des saisons sèches, la première saison sèche tend à avoir un poids plus important (du vert au vert foncé) alors que la seconde saison sèche semble avoir un poids moindre (du vert au vert clair). En plus de changements importants à l'échelle annuelle, il semble y avoir des modifications dans le cycle intra-annuel des débits. La construction du barrage en 1970 et les interventions s'y effectuant peuvent en être la cause. Les changements observés au niveau de la répartition des précipitations sur l'année peuvent également expliquer en partie ces changements. Une analyse des cycles saisonniers permettra d'approfondir la quantification de ces changements

4.2.3 Variabilité interannuelle du cycle hydrologique saisonnier

Le cycle saisonnier moyen d'écoulement est illustré sur la **Figure 3.24** à partir des données sur la période 1964-2014. On note deux maximums annuels correspondant aux deux saisons des pluies, ayant lieu en moyenne le 30 mai et le 27 octobre et correspondant respectivement à des débits moyens journaliers de 10.8 et 14.8 $m^3.s^{-1}$ soit un maximum journalier pour la deuxième saison humide 37% plus important que pour la première saison humide. Pour les deux saisons sèches on observe deux minimums annuels, ayant lieu en moyenne le 5 août et le 4 février, correspondant respectivement à des débits journaliers de 4.30 et 3.40 $m^3.s^{-1}$. Les

quantiles 10 % et 90 % (représentés respectivement en pointillés verts) mettent en évidence une très forte variabilité interannuelle des écoulements sur l'ensemble de l'année, d'une valeur moyenne de 8.2 $m^3.s^{-1}$ sur l'année.

La **Figure 3.25** représente les débits classés pour les débits moyens et les quantiles 10 % et 90 %. Cette courbe de débits classés permet notamment de calculer entre autres les valeurs de débits caractéristiques de crues (DCC) et débits caractéristiques d'étiage (DCE). Pour l'ensemble de la période d'étude le DCC est de 14.2 $m^3.s^{-1}$ et le DCE de 3.64 $m^3.s^{-1}$.

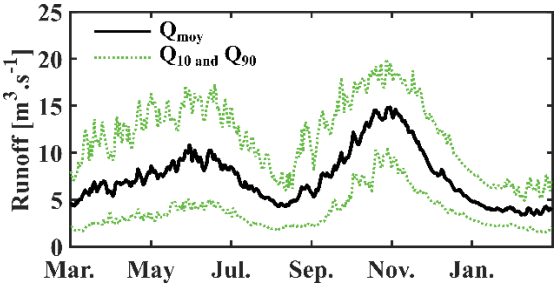


Figure 3.24. Moyenne et quantiles 10 % et 90 % de la distribution des débits journaliers sur la période 1964-2013 à la station Nsimalen.

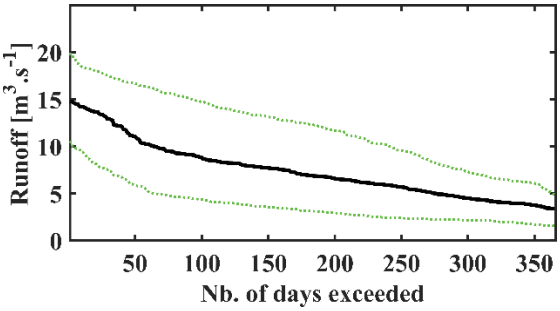


Figure 3.25. Courbes de débits classés journaliers moyens, quantiles 10 % et 90 % sur la période 1964-2013 à la station Nsimalen.

4.2.4 Débits journaliers maximums et minimims

L'analyse des débits journaliers maximums et minimums sur les 28 années disponibles permet la réalisation d'une analyse fréquentielle par ajustement d'une distribution de Gumbel, loi d'ajustement couramment utilisée pour l'analyse des débits maximums (**Figure 3.26**, **Tableau 3.6**), et minimums annuels (**Figure 3.27**, **Tableau 3.7**).

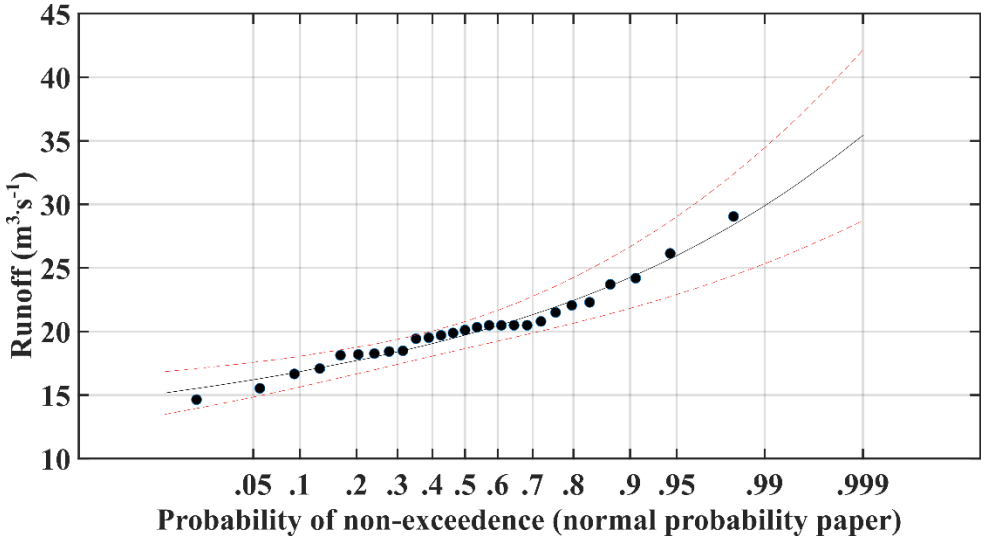


Figure 3.26. Ajustement d'une loi de Gumbel pour l'analyse de fréquence des débits journaliers maximums et minimums à la station Nsimalen (H1).

Tableau 3.6. Valeurs des débits de crues journalières correspondant à des périodes de retour 10, 20, 50 et 100 ans.

Période de Retour	Q [$m^3.s^{-1}$]
T = 10 ans	24.2
T = 20 ans	25.9
T = 50 ans	28.5
T = 100 ans	29.8

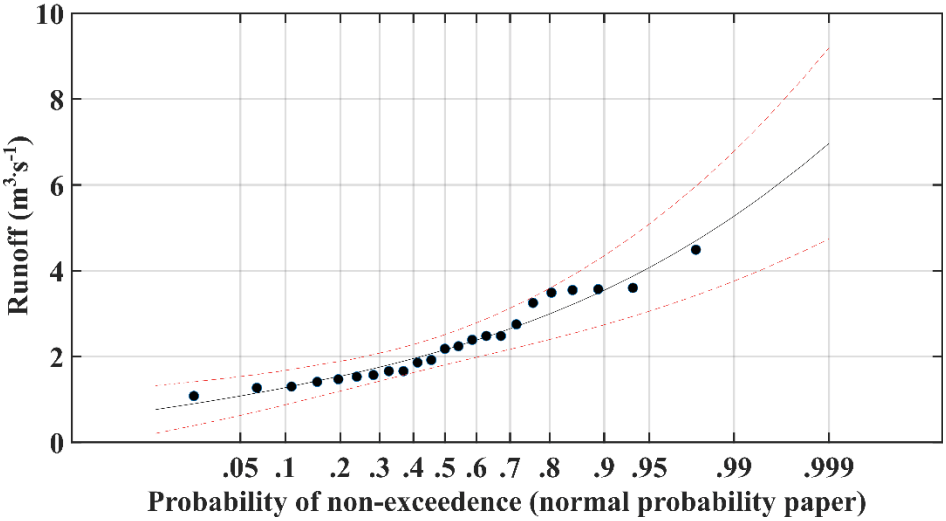


Figure 3.27. Ajustement d'une loi de Gumbel pour l'analyse de fréquence des débits minimums journaliers à la station Nsimalen (H1).

Tableau 3.7. Valeurs des débits de basses eaux correspondant à des périodes de retours 10, 20, 50 et 100 ans.

Période de retour	Q [$m^3.s^{-1}$]
T = 10 ans	1.27
T = 20 ans	1.08
T = 50 ans	0.88
T = 100 ans	0.77

Ces ajustements aboutissent respectivement à des débits maximums journaliers de près de 30 $m^3.s^{-1}$ et débits minimums journaliers de 0.77 $m^3.s^{-1}$ pour des périodes de retour T=100 ans. Il s'agit toutefois de prendre avec grande précaution ces résultats d'analyse fréquentielle puisqu'il a été démontré que les débits ont subi des changements importants depuis le début des relevés hydrologiques, du fait des aménagements et des changements d'ODS.

4.3 Analyse des relations pluie-débit

L'analyse des caractéristiques hydrologiques du bassin de la Méfou a mis en évidence certains changements significatifs dans les lames d'eau écoulées annuellement ainsi que dans la répartition mensuelle de ces écoulements. L'analyse pluie-débit permettra de quantifier les changements dans les relations pluie-débit et d'émettre des hypothèses liées à l'origine de ces modifications.

4.3.1 Echelle annuelle

Une première analyse consiste à étudier les relations pluie-débit aux échelles annuelles et saisonnières. On analysera particulièrement les relations pour deux périodes d'intérêt, une période historique (1966-1978) et une période récente (2005-2013). L'analyse sur ces deux périodes nous permet de quantifier les changements survenus dans la relation pluie-débit aux échelles annuelles et saisonnières.

La **Figure 3.28** présente la relation pluie-débit pour les périodes de données disponibles communes des précipitations et des débits. Les droites de régressions ont été tracées pour les deux périodes d'intérêt. Les coefficients de corrélation pour les deux périodes entre les lames d'eau écoulée et précipitée sont respectivement de 0.77 pour la période historique et 0.60 pour la période récente. Les coefficients directeurs (a_1 et a_2) des deux droites de régression sont proches (a_1 = 0.29 ; a_2 = 0.17), avec une translation de + 205 mm des débits pour une précipitation correspondant à une pluie annuelle moyenne (1600 mm) entre la droite caractérisant la période historique et la droite caractérisant la période récente.

La **Figure 3.29** présente les coefficients d'écoulement annuel sur la période disponible et met en évidence une augmentation significative du coefficient d'écoulement depuis les années 1980. Les moyennes des coefficients d'écoulement sont de 0.19 pour la période historique et de 0.30 pour la période récente.

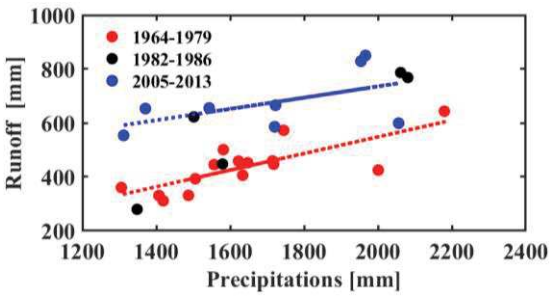


Figure 3.28. Relation entre écoulements annuels (R) et précipitations annuelles (P) pour la période 1964-1979 et la période 2005-2013.

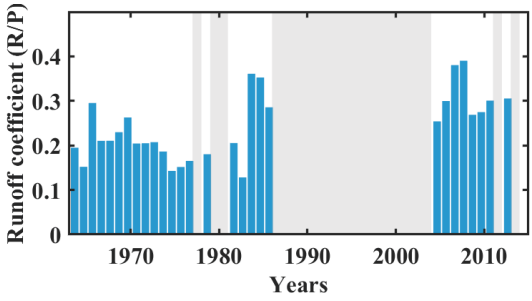


Figure 3.29. Evolution du coefficient d'écoulement annuel (ρ = R/P) sur la période 1964 – 2013.

4.3.2 Echelle saisonnière

A l'échelle saisonnière, la **Figure 3.30** représente l'évolution des coefficients d'écoulement pour les quatre saisons. Comme pour l'échelle annuelle, on note une augmentation significative du coefficient d'écoulement entre la période historique et la période

plus récente. Il est à noter que pour les saisons humides, les différences sont davantage marquées pour la première saison humide avec une moyenne de 0.19 pour la période historique contre 0.33 pour la période récente. Pour la seconde saison humide, la période historique présente un coefficient d'écoulement moyen de 0.27 contre 0.36 pour la période récente.

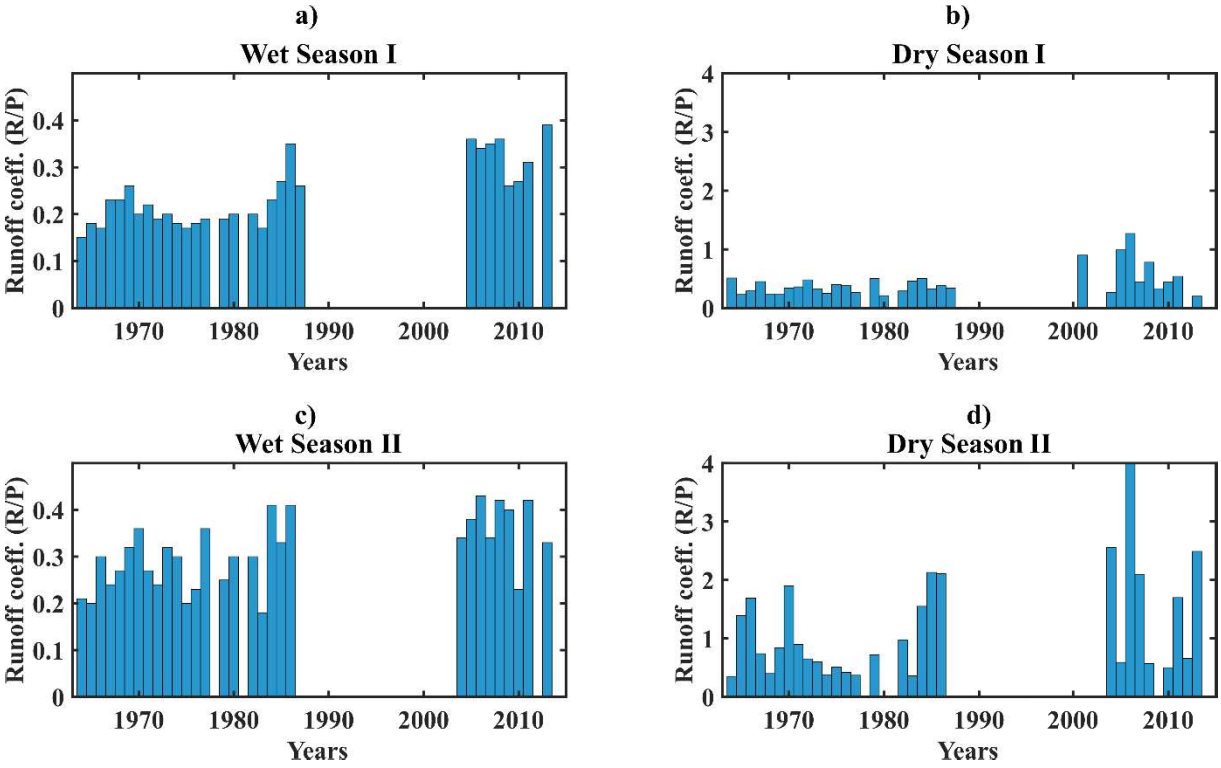


Figure 3.30. Coefficients d'écoulement saisonniers sur la période 1964-2014 sur le bassin de la Méfou. **a)** 1ère saison humide (mars à juin); **b)** 1ère saison sèche (juillet et août); **c)** 2ème saison humide (septembre à novembre); **d)** 2ème saison sèche (décembre à février).

Une analyse des cycles saisonniers des précipitations et des débits est réalisée pour les périodes historique et récente (**Figure 3.31**). Les cycles saisonniers sont calculés par une moyenne journalière interannuelle à laquelle on applique une moyenne glissante sur 11 jours (Le Lay, 2006).

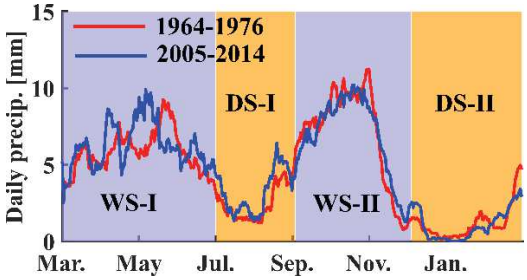


Figure 3.31. Cycles de précipitation saisonniers moyens pour les périodes 1964-1976 et 2005-2014.

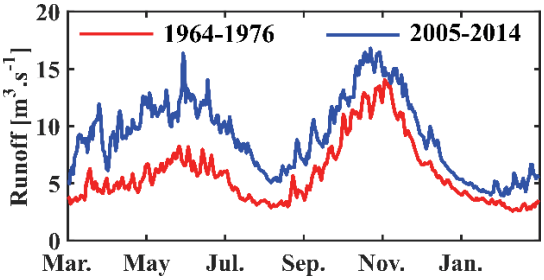


Figure 3.32. Hydrogrammes moyens journaliers pour les périodes 1964-1976 et 2005-2014.

L'analyse des cycles saisonniers de précipitations met en avant quelques différences entre les deux périodes étudiées. On note un décalage significatif des deuxième et troisième pics de précipitations de la première saison des pluies ainsi qu'une augmentation des précipitations de la seconde moitié de la première saison sèche. On note par contre très peu de changement concernant la seconde saison humide et la seconde saison sèche. Globalement les changements des cycles saisonniers de précipitations semblent être relativement peu importants et ne permettent pas d'expliquer les changements majeurs observés au niveau des débits moyens journaliers sur les deux périodes étudiées.

En effet, l'analyse des deux hydrogrammes journaliers moyen (**Figure 3.32**) met en avant des débits journaliers bien supérieurs pour la période 2005 - 2014 que pour la période 1964 - 1976. En moyenne, l'hydrogramme journalier moyen est supérieur de 3.3 $m^3.s^{-1}$ pour la période 2005-2014 avec de fortes disparités au cours de l'année. On observe que la variabilité concernant la première saison humide est bien plus élevée que pour la deuxième saison humide avec une variation moyenne de 4.8 $m^3.s^{-1}$ contre 2.9 $m^3.s^{-1}$. Concernant les saisons sèches, les variations moyennes sont de 3.3 $m^3.s^{-1}$ pour la première saison sèche et de 1.7 $m^3.s^{-1}$ pour la seconde saison sèche. Les différences sont logiquement très significatives concernant les débits caractéristiques (issus des débits classés) avec un débit caractéristique de crue (DCC) de 16.8 $m^3.s^{-1}$ pour la période récente contre 14.0 $m^3.s^{-1}$ pour la période historique, et un débit caractéristique d'étiage (DCE) de 4.2 $m^3.s^{-1}$ contre 2.8 $m^3.s^{-1}$. Les changements dans le cycle hydrologique observés à l'échelle annuelle sont donc confirmés et quantifiés à l'échelle des hydrogrammes journaliers. Les changements sont très importants sur la première moitié de l'année hydrologique (première saison humide et première saison sèche) et reste très marqués sur la seconde moitié de l'année hydrologique. Les relations pluie-débit semblent avoir été fortement modifiées depuis les années 1980 avec une forte augmentation des coefficients d'écoulement aux échelles annuelles et saisonnières. Les changements liés à l'évolution de l'ODS et particulièrement la forte urbanisation mise en évidence dans la Section 1.5 semblent donc jouer un rôle primordial dans les relations pluie-débit.

Une analyse plus approfondie des relations pluie-débit aux différentes échelles par l'utilisation de modèle de référence (Budyko (1974); Ponce et Shetty (1995) ; GR1A et GR2M, Mouelhi (2003)) est présentée en Chap.6-Sect.2 et permet notamment d'étudier la variabilité interannuelle du stock d'eau dans le sol et de mettre en avant les limites des modèles existants dans la simulation en contexte.

4.4 Humidité du sol

La zone d'étude ne présente aucun suivi historique de la variation des conditions d'humidité du sol de la zone d'étude. Afin d'estimer la variabilité interannuelle et intra-annuelle des conditions d'humidité des sols, on utilise des sorties de produits globaux. Le produit global ESA-CCI SM (v04.2) permet une estimation journalière sur la période 1980-2018 et la variable *Soil Moisture content (0 – 10 cm underground)* du produit GLDAS (v2.0) permet une estimation mensuelle sur la période 1950-2010 (**Figure 3.33**). On note que la dynamique des deux produits

analysés est proche avec des variations qui suivent le rythme des saisons. On observe pour les deux produits deux maximums en novembre et en juin, correspondant à la fin des deux saisons des pluies. On note deux valeurs minimums en aout et en février, avec une valeur pour février beaucoup plus faibles pour les deux produits.

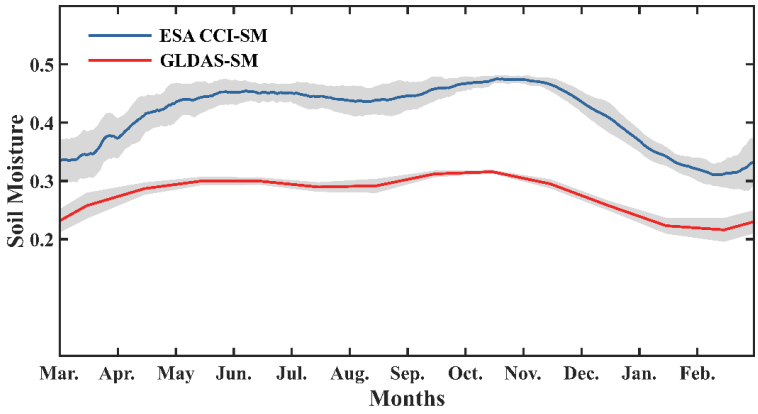


Figure 3.33. Données d'humidité du sol par les produit ESA CCI-SM (moyenne journalière interannuelle) et GLDAS-SM (moyenne mensuelle interannuelle).

5 Conclusion

L'analyse des données hydro-climatiques historiques et des données globales de variables hydro-climatiques et physiographiques permettent d'aboutir à une première compréhension du fonctionnement hydrométéorologique de la zone du pas de temps journalier au pas de temps annuel.

Le bassin de la Méfou est caractérisé par de fortes mutations anthropiques du fait de la forte croissance démographique de la ville de Yaoundé débutée dans les années 1960. Malgré le caractère peu jaugé du bassin versant, de fortes modifications du cycle hydrologique ont été mises en évidence aux échelles saisonnières et annuelles. Le coefficient d'écoulement annuel s'est accru de plus de 50 %, d'une valeur moyenne de 0.19 pour la période antérieure à 1980 à 0.30 pour la période postérieure à 2005. Ces changements importants à l'échelle annuelle correspondent à une augmentation de la lame d'eau d'environ 205 mm pour une précipitation annuelle caractéristique d'une année moyenne (1600 mm). Les changements importants à l'échelle annuelle ont également été mis en évidence aux échelles saisonnières et mensuelles, avec de fortes disparités selon les saisons. La première saison humide, présentant originellement des débits très inférieurs à la seconde saison humide, est caractérisée par des augmentations bien plus importantes des débits journaliers sur la période d'étude. Aucune différence dans les changements de précipitations entre ces deux saisons humides ne permet d'expliquer les changements observés sur les débits. Une des hypothèses serait que la seconde saison humide serait davantage propice à des débordements importants et récurrents du fait qu'elle présente initialement de plus forts débits. Les débordements répétitifs favoriseraient l'infiltration et l'évapotranspiration, ce qui aurait pour conséquence de limiter l'impact des lames d'eau

écoulées observées à l'exutoire. La première saison humide, présentant des débits initialement plus faibles, présenterait des conditions favorisant une augmentation plus importante des débits avant d'atteindre des seuils de débordements. L'analyse des cycles saisonniers des périodes récentes montre donc que les deux saisons humides sont désormais beaucoup plus homogènes qu'auparavant en termes de débits moyens journaliers à l'échelle de la Méfou à Nsimalen.

Le bassin de la Méfou est un bassin versant hydrologiquement complexe du fait de la grande variabilité des types d'ODS et des influences anthropiques. Certains sous-bassins sont très urbanisés alors que d'autres n'ont subi que peu de mutations anthropiques. Dans l'objectif de modéliser le comportement du bassin et des sous-bassins à différentes échelles et horizons temporels, il est nécessaire d'intégrer la variabilité d'ODS mais aussi les influences anthropiques sur la ressource en eau (lâchures de barrage, transferts d'eau depuis d'autres bassins).

Si quelques études nous permettent de quantifier les coefficients d'écoulement de bassins naturels et très anthropisés, nous ne disposons que de peu d'information pour des sous-bassins caractérisés par des ODS intermédiaires (zones péri-urbaines avec parcelles agricoles). Le déploiement d'une instrumentation caractérisant les écoulements sur des sous-bassins aux caractéristiques hétérogènes (présentée en Chapitre 4) permet de compléter les quelques informations existantes et de proposer un modèle annuel semi-distribué à l'échelle de la Méfou permettant une reconstruction des écoulements annuels à partir des changements d'ODS et des précipitations annuelles observées.

Les données de précipitations issues des données satellitaires n'ont pas été exploitées dans ce chapitre mais sont utilisées en complément des données au sol issues de l'instrumentation (Chapitre 4) par une méthode présentée en Chapitre 5.

CHAPITRE 4

Instrumentation et mesures terrain

1 Introduction

Les travaux de terrain ont permis le déploiement d'instruments de mesure dans l'objectif de réaliser un suivi hydrologique et pluviométrique du bassin de la Méfou sur deux années hydrologiques (mars 2017 à mars 2019). Le réseau de mesure installé sert de base pour la compréhension du fonctionnement hydrologique de plusieurs sous-bassins de la Méfou, caractérisés par des caractéristiques morphométriques et d'ODS variées. L'instrumentation s'est accompagnée d'une série de mesures et de relevés de terrain nécessaires aux traitements des données et à l'analyse du comportement des bassins versants. Une grande partie du travail d'analyse du fonctionnement hydrologique des sous-bassins et des modélisations présentées dans les Chapitres 6 à 10 reposent sur les données issues de cette instrumentation.

2 Missions de terrain

Les phases d'instrumentation hydro-météorologique, d'entretien des instruments et de mesures de terrain ont été réalisées en étroite collaboration avec la représentation de l'IRD au Cameroun (volet logistique), les universités de Yaoundé I et Ngaoundéré (implication d'étudiants stagiaires et mise à disposition de matériel) ainsi que le Centre de Recherche en Hydrologie du Cameroun (implication de techniciens).

Outre l'installation d'instruments de mesure et la réalisation de mesures hydrologiques, le bassin de la Méfou a également été le site d'étude de deux éditions de l'école de terrain « Hydraride[11] » (2016 et 2017), intégrées dans le projet MAREMA. Ces deux écoles de terrain ont permis des campagnes de mesures qualitatives et quantitatives des eaux de surfaces et souterraines sur ce bassin versant.

La phase de terrain de ces travaux de thèse s'est répartie en quatre missions de 15 à 25 jours. Ces quatre missions ont été complétées par des missions de terrain mensuelles de l'équipe locale durant les deux années de suivi du dispositif de mesure.

Les deux premières missions (mission n°1 et n°2) précédant les phases d'instrumentation (mission n°3 et n°4) ont permis de rencontrer les partenaires sur place et d'effectuer une

[11] http://www.hydraride.fr/HYDRARIDE/Bienvenue.html

reconnaissance approfondie de la zone d'étude permettant de guider les choix d'instrumentation.

La phase de reconnaissance a permis de localiser les principaux ouvrages hydrauliques (dalots, barrages, rivières aménagées, anciennes stations hydrométriques) et de recueillir des témoignages de la population riveraine concernant la dynamique des rivières, la fréquence des débordements et les dégâts occasionnés. Pendant cette phase de reconnaissance, des mesures de débits, de conductivités hydrauliques des sols, et diverses mesures physico-chimiques des eaux de surfaces et eaux souterraines ont été réalisées en collaboration avec les partenaires locaux.

Les missions n°3 et n°4 ont été dédiées au déploiement des instruments de mesures (pluviographes, pluviomètres, stations hydrométriques) ainsi qu'à des mesures de débits aux stations instrumentées, et ce, pour différents régimes hydrologiques. Ces deux missions ont permis la formation d'une équipe locale de terrain ayant joué un rôle important dans la réussite de ce projet. L'équipe de terrain a donc été formée à l'ensemble des tâches d'entretien des stations et de collecte de données ainsi qu'aux méthodes de mesure de débit (mesure par champs de vitesse au micro-moulinet, mesure par jaugeage chimique). Une partie des mesures hydrologiques a donc été assurée par l'équipe locale en dehors des missions d'instrumentation. Ces deux missions ont également permis la formation d'observateurs pour le relevé quotidien des pluviomètres.

Sur la période mars 2017 à mars 2019, des sorties de terrain mensuelles par l'équipe locale ont permis de compléter la liste des jaugeages, d'assurer l'entretien des instruments de mesure et de collecter les informations auprès d'observateurs journaliers.

3 Instrumentation

Les missions d'instrumentation se sont déroulées en deux phases impliquant le déploiement de **pluviomètres à relevé journalier**, de **pluviographes** et de **stations hydrométriques** :

- La première phase s'est déroulée du **30 janvier** au **23 février 2017**, permettant l'installation de cinq stations hydrométriques, de cinq pluviomètres à relevé journalier et d'un pluviographe automatique.

- La seconde phase s'est déroulée du **11 août 2017** au **06 septembre 2017**, aboutissant à l'installation de deux stations hydrométriques supplémentaires, quatre pluviomètres à relevé journalier et quatre pluviographes automatiques.

Les phases d'instrumentation se sont déroulées en **saisons sèches**, les basses eaux facilitant l'installation des stations hydrométriques. La majorité des jaugeages de basses eaux ont donc été réalisés au cours de ces deux missions.

3.1 Objectifs scientifiques et contraintes de terrain

Les choix d'installation des stations hydrométriques et pluviographiques ont été guidés par les objectifs scientifiques mais contraints par les caractéristiques liées à la zone d'étude.

3.1.1 Objectifs scientifiques

Les différents objectifs scientifiques liés aux travaux de terrain étaient les suivants :

1) Afin d'évaluer l'impact des différents types d'ODS et notamment de l'urbanisation sur les processus hydrologiques des sous-bassins de la Mefou, il était nécessaire d'instrumenter des bassins versants aux caractéristiques d'ODS contrastées. Les quelques données historiques (Ikounga, 1978; SNEC, 1968; Srang, 1972) renseignent sur le fonctionnement hydrologique de petits bassins (23 à 70 km²) très peu ou pas urbanisés, inclus dans le bassin de la Méfou ou proches de celui-ci. La méthode des bassins jumeaux permet, en intégrant les informations historiques et des informations issues du réseau de mesure déployé, d'évaluer les fonctionnements hydrologiques pour des bassins versants aux ODS contrastées. L'un des objectifs était d'instrumenter le bassin versant du Mfoundi amont (« station Mbala », 40 km²) déjà étudié par Srang (1972) entre 1969 et 1972 et par Nguemou (2008) entre 2006 et 2008. Un second objectif était l'instrumentation du bassin très urbanisé de la Biyeme, de superficie très proche du bassin forestier (Ottomo-S3) suivi par Ikounga (1978) entre 1974 et 1978.

2) Dans l'objectif d'une compréhension du fonctionnement hydrologique global du bassin de la Méfou, la localisation des stations devait permettre l'estimation des contributions des principaux tributaires de la Méfou. Une des solutions étaient d'installer des stations à proximité des principales confluences du réseau hydrographique.

3) Il était essentiel d'installer une station hydrométrique à proximité de la zone de lâchure d'eau du barrage Mopfou afin de quantifier les débits de sortie.

4) Il était envisagé d'implanter quelques stations intermédiaires entre le barrage Mopfou et la station historique Nsimalen sur le cours d'eau principal de la Méfou. Ceci permettant d'évaluer la propagation des ondes de crues le long du cours d'eau principal et les apports des bassins latéraux.

5) Les stations pluviographiques et les pluviomètres à relevé journalier devaient être répartis sur l'ensemble du bassin de la Méfou afin de réaliser des estimations de précipitations satisfaisantes à l'échelle des différents sous-bassins instrumentés.

3.1.2 Contraintes de terrain

Les contraintes de terrain sont multiples dans ce contexte doublement complexe de milieux tropical et urbain :

1) Une des difficultés les plus importantes réside dans la nécessité de protéger le matériel de mesure face au risque de vandalisme. Les contraintes sont particulièrement marquées pour les stations hydrométriques qui sont directement exposées, puisqu'elles sont généralement installées dans des zones non privatisées (cours d'eau). Il a, par exemple, été impossible d'installer une station de mesure sur la partie amont du Mfoundi, « station Mbala », du fait des difficultés à protéger la station face au très fort risque de vandalisme.

2) Le contexte tropical soumet les instruments de mesures à des conditions extrêmes, notamment à une forte humidité, mais peuvent également être rapidement endommagés par la prolifération d'insectes. Il est donc nécessaire d'entretenir régulièrement les différents instruments et de vérifier leur bon fonctionnement pour minimiser les lacunes.

3) Une des contraintes associées à la protection des stations de mesure mais aussi à leur entretien est le budget limité disponible pour ce suivi sur deux années. Ce budget limité contraint fortement les aménagements des stations hydrométriques et les installations annexes aux différentes stations (e.g. seuils bétonnés, panneaux solaires pour l'alimentation des batteries). Cet aspect économique expose les stations à des risques de détériorations prématurées, pouvant entraîner des lacunes dans les jeux de données mais aussi des incertitudes plus importantes.

4) Une autre contrainte majeure concerne le matériel à disposition pour les mesures de terrain. Le matériel de jaugeage n'était en effet pas adapté à des mesures en hautes eaux pour la majorité des stations. Les équipes sur place ne disposaient pas d'ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) mais d'un micro-moulinet habituellement utilisé pour le jaugeage à gué. L'utilisation d'une embarcation et d'une perche de trois mètres pour la fixation du micro-moulinet a permis de pallier en partie à cette difficulté.

5) Les nombreux détritus présents dans les cours d'eau des quartiers très urbanisés ne permettent généralement pas d'effectuer des jaugeages fiables (perturbation importante des vitesses d'écoulement et modification permanente des sections de mesures), limitant les possibilités d'implantation de stations.

6) Les nombreuses zones de débordement en aval des principaux tributaires rendent difficile l'instrumentation et les mesures sans aménagement majeurs des sections. Un aménagement conséquent des sections implique des coûts élevés mais aussi de longues et difficiles démarches administratives liées à l'installation de matériel.

3.1.3 Compromis objectifs-contraintes

Afin de pallier les différentes contraintes de terrain tout en respectant un maximum d'objectifs initiaux, différents aspects ont été priorisés :

1) Il a été essentiel de s'appuyer sur des relais locaux nous garantissant la protection du matériel installé. Cela s'est concrétisé par l'obtention du soutien dans notre démarche des chefs de village, facilitant ainsi la sensibilisation des riverains vis-à-vis du matériel installé.

2) L'installation de matériel sur des propriétés privées a été priorisée. Ce point nous a permis de limiter les dépenses liées à la protection des stations mais a restreint les possibilités d'implantations de celles-ci.

3) Concernant les stations hydrométriques, le choix le plus judicieux était de cibler les infrastructures existantes (e.g. ponts routiers) dont les sections sont généralement propices à l'installation de stations de mesures. Ces infrastructures sont des structures intéressantes permettant de fixer les stations en limitant l'emploi de matériel supplémentaire. En utilisant les infrastructures existantes, on pallie également en partie aux problèmes de débordements récurrents. En effet, des travaux de remblaiement et d'aménagement des sections ont généralement permis de canaliser le cours d'eau pour des crues importantes. Les sections de rivières au niveau des ponts sont donc appropriées pour des mesures de débit.

4) Les pluviomètres et pluviographes ont tous été installés dans des propriétés privées (e.g. confréries, écoles, particuliers), limitant les risques de vandalisme et permettant d'assurer un suivi quotidien des mesures.

Une reconnaissance des principaux ponts situés le long des cours d'eau principaux (Méfou, le Mfoundi, la Biyeme, l'Anga'a), une évaluation de la vulnérabilité face aux risques de vandalisme (possibilité ou non d'une surveillance du matériel par des riverains) et l'adéquation avec les objectifs scientifiques ont finalement abouti au réseau de stations hydrométriques et pluviométriques présenté en Section 3.2 à 3.4.

3.2 Stations hydrométriques

Les installations des stations hydrométriques ont été réalisées sans aménagement majeur des sections dans l'optique d'instrumentations à bas coût, à court-terme et pouvant être déplacées facilement. Les stations hydrométriques ont presque systématiquement été installées au niveau de ponts, permettant de profiter d'un aménagement satisfaisant des sections.

Concernant les sondes de mesures, deux modèles de la marque OTT ont été employés :

- Le modèle CTD : permet la mesure à haute fréquence (jusqu'à 5 secondes) de la hauteur d'eau, de la température, de la conductivité spécifique et de la teneur en solide dissous. Ces sondes n'intègrent pas de module de télétransmission, les données doivent donc être collectées directement à la station.

- Le modèle ECOLOG 500 : permet la mesure à haute fréquence (jusqu'à 5 secondes) de la hauteur d'eau et de la température avec possibilité de mettre en place une télétransmission des données, intégrée à la station.

3.2.1 Détail d'une installation type

Une fois la section d'instrumentation définie, les mêmes étapes d'installation ont été suivies pour chacune des stations hydrométriques. Des adaptations liées aux caractéristiques de chacun des sites ont cependant été nécessaires. Voici un résumé des principales étapes pour l'installation d'une station hydrométrique :

1) Nettoyage de la section sur une largeur de quelques mètres en amont et en aval afin de créer une section propre, propice aux mesures de débits de qualité.

2) Une échelle limnimétrique est fixée sur une structure solide (e.g. mur en béton, profil métallique) permettant la lecture de niveau d'eau pour la gamme de variation du cours d'eau (informations recueillies auprès des riverains). Elle est couplée à la sonde de mesure afin de repérer les disfonctionnements dans l'enregistrement des valeurs de niveau d'eau.

3) Réalisation d'un profil topographique (niveau de chantier) au niveau de la section instrumentée en y intégrant la cote de l'échelle limnimétrique.

4) Installation de la sonde de mesure du niveau d'eau :
   - Protection par une gaine électrique du câble reliant le capteur à l'enregistreur.
   - Le capteur est protégé dans un tube PVC haute pression. Le tube PVC est percé à plusieurs endroits pour permettre un équilibrage du niveau d'eau dans la gaine.
   - L'enregistreur est placé dans un tube PVC haute pression fermé par un bouchon qui en condamne l'accès et le protège des intempéries.
   - Les liaisons entre les tubes PVC et la gaine sont assurées par des joints étanches.
   - La gaine et les tubes PVC sont fixés grâce à des colliers métalliques ancrés dans le béton.

5) Lors de l'installation, le niveau d'eau indiqué par la sonde doit être calé sur la valeur du niveau d'eau lue au niveau de l'échelle limnimétrique.

6) Plusieurs profils topographiques en travers sont réalisés sur une cinquantaine de mètres en amont et en aval de la station.

7) Un profil topographique en long est réalisé sur une cinquantaine de mètres en amont et en aval lorsque les conditions de terrain le permettent.

8) On réalise une fiche de station qui est intégrée dans le cahier de station. Les diverses interventions sont notées dans ce cahier de station, permettant de conserver l'historique des problèmes survenus et les observations diverses concernant la station et son environnement. On fait particulièrement attention à l'état des batteries qui est à l'origine d'une majorité des lacunes dans les données.

La **Figure 4.1** présente une installation type de station hydrométrique composée d'une sonde de type OTT CTD (Station S_4 à Ecopark).

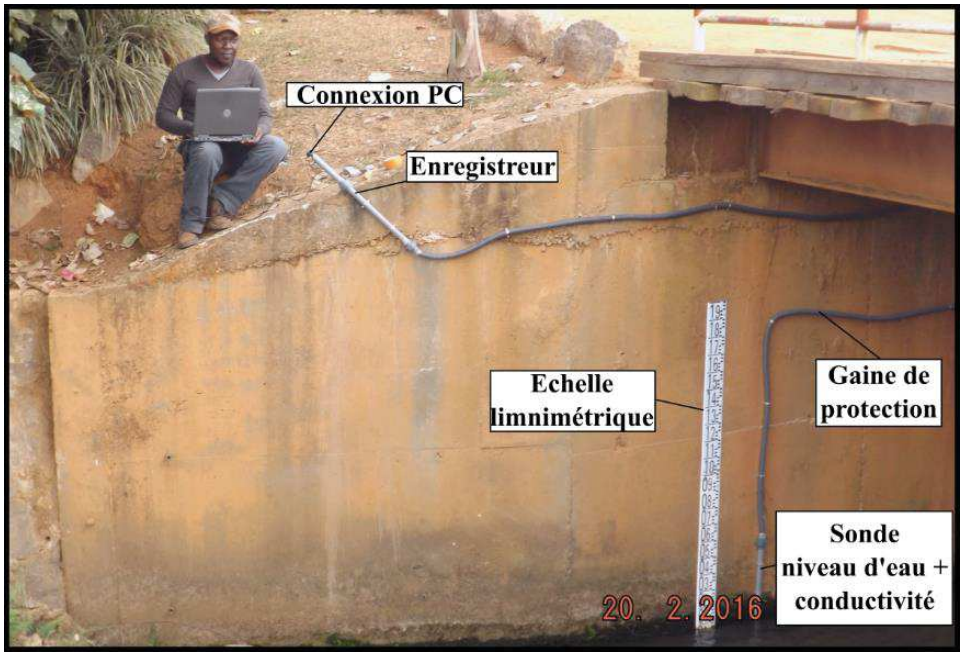


Figure 4.1. Installation type d'une station hydrométrique (une sonde OTT-CTD) déployée pendant la phase d'instrumentation sur le bassin de la Méfou. La station représentée est la station S4-Ecopark, drainant 21 km² du bassin de la Biyeme.

3.2.2 Résumé des stations hydrométriques et des caractéristiques bassins drainés

Station S0 : Camwater

La station Camwater (**Figure 4.2a**) permet un contrôle du débit de sortie du réservoir du barrage Mopfou (**Figure 4.2b**). Le barrage contrôle une superficie de 70 km², le réservoir a une capacité de stockage initiale de 5 Mm^3 (**Figure 4.2c**). Le barrage permet d'alimenter une partie de la ville de Yaoundé en eau potable à hauteur de 50 000 $m^3.j^{-1}$. La surface contrôlée par le barrage est une zone principalement forestière (71%) avec des portions agricoles estimées à 25% (**Figure 4.2d**). La station Camwater a été installée lors de la 1ère phase d'instrumentation avec une mise en service en mars 2017. Un pluviomètre à relevé journalier a été installé lors de la 2nde mission d'instrumentation au niveau du poste de garde du barrage (P-209) (mise en service en septembre 2017).

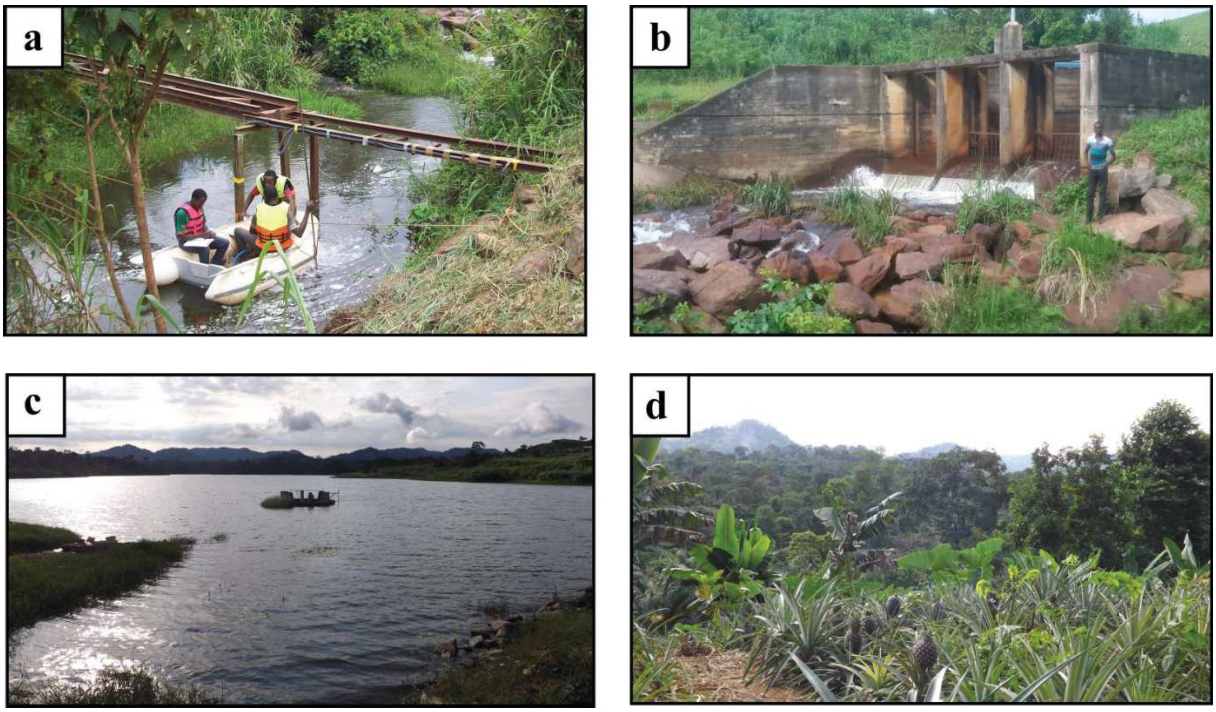


Figure 4.2. a) Vue générale de la section instrumentée de la station Camwater (vue depuis l'amont) (Alain Fezeu, 2017); **b)** Vue de la sortie de barrage Mopfou lors d'un lâchure d'eau dans la rivière Méfou (Moustapha Djangué, 2017) ; **c)** Réservoir contrôlé par le barrage Mopfou. ; **d)** Zones forestières et agricoles caractéristiques du sous-bassin drainé par la Méfou au niveau du barrage Mopfou.

Station S1 : Nkomassi

La station Nkomassi (**Figure 4.3a**) est située sur la partie amont de la Méfou à 7.5 km en aval de la sortie de barrage. Elle draine une superficie de 47 km² (excluant la superficie drainée par le barrage) dont le quartier Nkolbisson. Ce bassin présente une proportion importante de zones urbaines (36 %) (**Figure 4.3b**), mais également une grande surface agricole et enherbée (45 %) (**Figure 4.3c)** Les zones forestières ne représentent que 19 % de la superficie du bassin et son majoritairement situées dans la partie aval (**Figure 4.3d**) (n.b. estimations des occupations des sols réalisées à partir du produit *ESA-CCI LC For Africa*, et ce pour l'ensemble des bassins). Il s'agit d'un bassin plutôt urbanisé mais non saturé puisque d'importants développements ont toujours lieu dans les zones périphériques. Il comprend quelques reliefs importants mais aussi des zones de bas-fonds sujettes à des débordements répétés pendant les saisons des pluies. La station est installée au niveau d'un pont présentant une zone de déchets sur sa rive droite. L'installation de cette station a été réalisée lors de la 1ère phase d'instrumentation avec une mise en service en mars 2017. Un pluviographe (P-104) a été installé sur ce sous-bassin dans la concession du Centre de Recherches Hydrologiques (CRH), il est couplé avec un pluviomètre journalier (P-212). Un second pluviomètre journalier (P-203) a été installé proche de la station hydrométrique de Nkomassi. Pour cette station, 14 jaugeages ont été effectués jusqu'à une cote de 1.55 m correspondant à un débit de 5.70 $m^3.s^{-1}$.

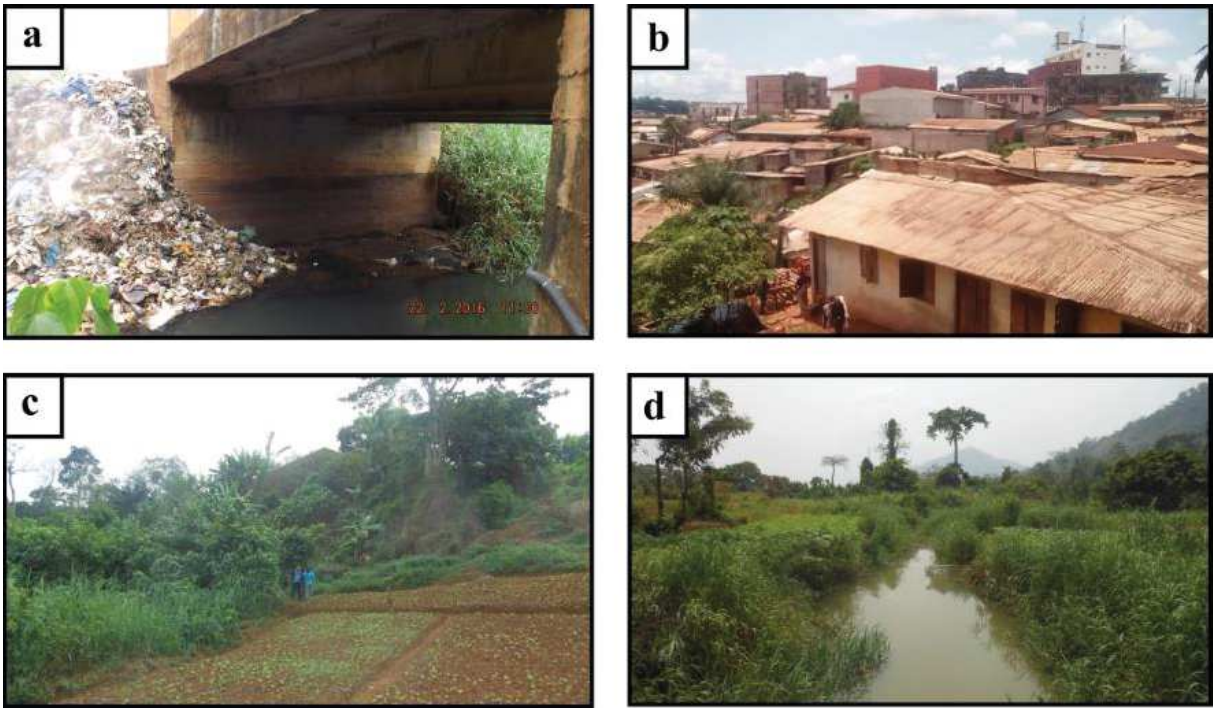


Figure 4.3. a) Pont sur lequel la station Nkomassi a été installée (vue depuis la rive gauche); **b)** Zone urbaine du quartier Nkolbisson (Alain Fezeu, 2019) ; **c)** Parcelles agricoles expérimentales de l'Institut de Recherche Agricole pour le Développement (IRAD) sur la partie aval du bassin drainé par la station Nkomassi; **d)** Rivière de la Méfou sur la partie aval du bassin drainée par la station Nkomassi.

Station S2 : Ecole de Guerre (EDG)

La station EDG (**Figure 4.4a** et **Figure 4.4b**) a été installée à 12.2 km en aval de la station Camwater au niveau d'une pile de pont. Elle draine une surface de 105 km² dont 58 km² en aval de la station Nkomassi, formant un bassin intermédiaire que nous appellerons « Nkom-EDG ». Ce bassin intermédiaire est très peu urbanisé (5 % de zone urbaine) et majoritairement à couvert forestier (65 %) et agricole (30 %). Le tributaire du Nga (**Figure 4.4c**) se jette en rive droite de la Mefou entre les stations Nkomassi et EDG, il a une surface de drainage de 51 km². Le bassin du Nga est caractérisé par des ODS agricoles et forestières (**Figure 4.4d**). L'installation de cette station a été réalisée lors de la 2ème phase d'instrumentation, elle a été mise en service en septembre 2017. Un pluviomètre à relevé journalier (P-207) a été installé à proximité de la confluence entre le Nga et la Méfou. Pour cette station, 10 jaugeages ont été effectués jusqu'à une cote de 1.65 m correspondant à un débit de 9.50 $m^3.s^{-1}$.

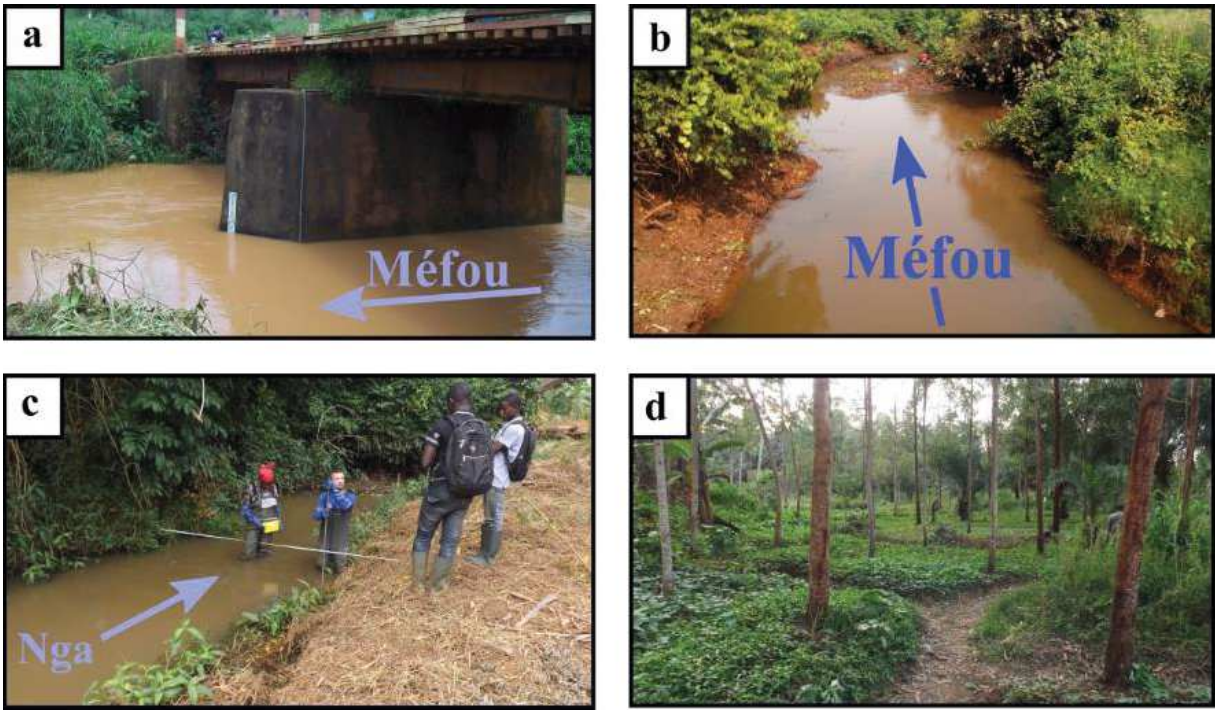


Figure 4.4.; **a)** Rivière de la Méfou au niveau de la station EDG en période de hautes eaux (vue depuis la rive gauche) ; **b)** Rivière de la Méfou au niveau de la station EDG (vue vers l'aval) ; **c)** Mesure de débit sur le tributaire Nga (Alain Fezeu, 2018); **d)** Zone d'agroforesterie proche du tributaire Nga.

Station S3 : Canabois

La station Canabois (**Figure 4.5a, b et c)** est située à 18.2 km en aval de la station Camwater, elle draine une superficie totale de 120 km², dont 15 km² en aval de la station EDG formant un sous-bassin intermédiaire appelé « Cana-EDG » comprenant 26 % de surface forestière, 20 % de zones enherbées, 34 % de zones agricoles et 20 % de zones urbaines. Le cours d'eau sur ce bassin intermédiaire est caractérisé par des nombreuses zones de bas-fonds aux débordements récurrents. La station a été installée juste en amont de la confluence avec le tributaire Ossongoué (43 km²) (**Figure 4.5d**) qui draine une zone encore très naturelle (66 % de zone forestière et 33 % de zones agricoles et enherbées). La **Figure 4.5d** expose la différence de couleur majeure des eaux de la Méfou et d'Ossongoué après un événement pluvieux. L'Ossongoué drainant un bassin à dominance forestière a un aspect beaucoup plus sombre, caractéristique d'une forte teneur en matière organique. La station Canabois a été mise en service lors de la 1ère phase d'instrumentation (mars 2017). Un pluviographe (P-102) et un pluviomètre à relevé journalier (P-208) ont été installés proche de la station hydrométrique. Cette station hydrométrique et appareils pluviométriques associés ont été installés dans une concession privée (appelé « Canabois ») limitant fortement les risques de vandalisme. Pour cette station, 8 jaugeages ont été effectués jusqu'à une cote de 2.05 m correspondant à un débit de 9.70 $m^3.s^{-1}$.

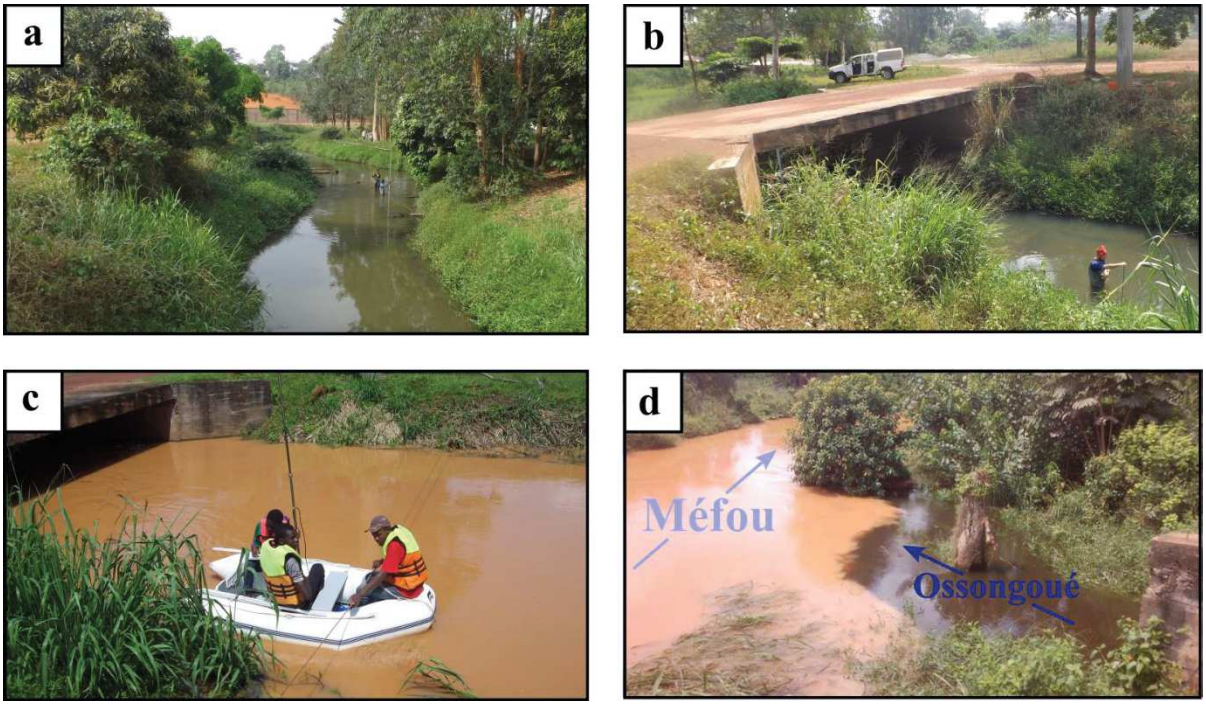


Figure 4.5. a) Rivière de la Méfou au niveau de la station Canabois (vue vers l'amont) ; **b)** Mesure de débit au niveau de la station Canabois en période de basses eaux (vue depuis la rive gauche) (Alain Fezeu, 2019); **c)** Mesure de débit à bord d'une embarcation au niveau de la station Canabois en période de hautes eaux (vue depuis la rive gauche) (Alain Fezeu, 2019) ; **d)** Confluence entre la rivière Méfou et le tributaire Ossongoué, située une cinquantaine de mètres en aval de la station Canabois.

Station S4 : Ecopark

La station Ecopark a été installée sur la rivière Biyeme (**Figure 4.6**), tributaire principal du bassin urbain du Mfoundi. La station draine une superficie de 21 km² intégrant des zones très fortement urbanisées (couverture de zone urbaine de 80 %, voir **Figure 4.6a**). La station a été installée au niveau d'un pont, sur un bief ou les débordements sont limités depuis l'aménagement du cours d'eau précédant nos travaux. Elle est localisée au niveau d'une zone piscicole (**Figure 4.6b**) en plein développement vers l'aval du bassin. La station a été installée en mars 2017 lors de la première phase d'instrumentation. Un pluviomètre (P-210) et un pluviographe (P-107) ont été installés proche de ce sous-bassin. Un petit barrage intermittent en fonction pendant les saisons sèches permet de stocker l'eau dans les bassins piscicoles. Pour cette station, 14 jaugeages ont été effectués jusqu'à une cote de 0.50 m correspondant à un débit de 3.70 $m^3.s^{-1}$.

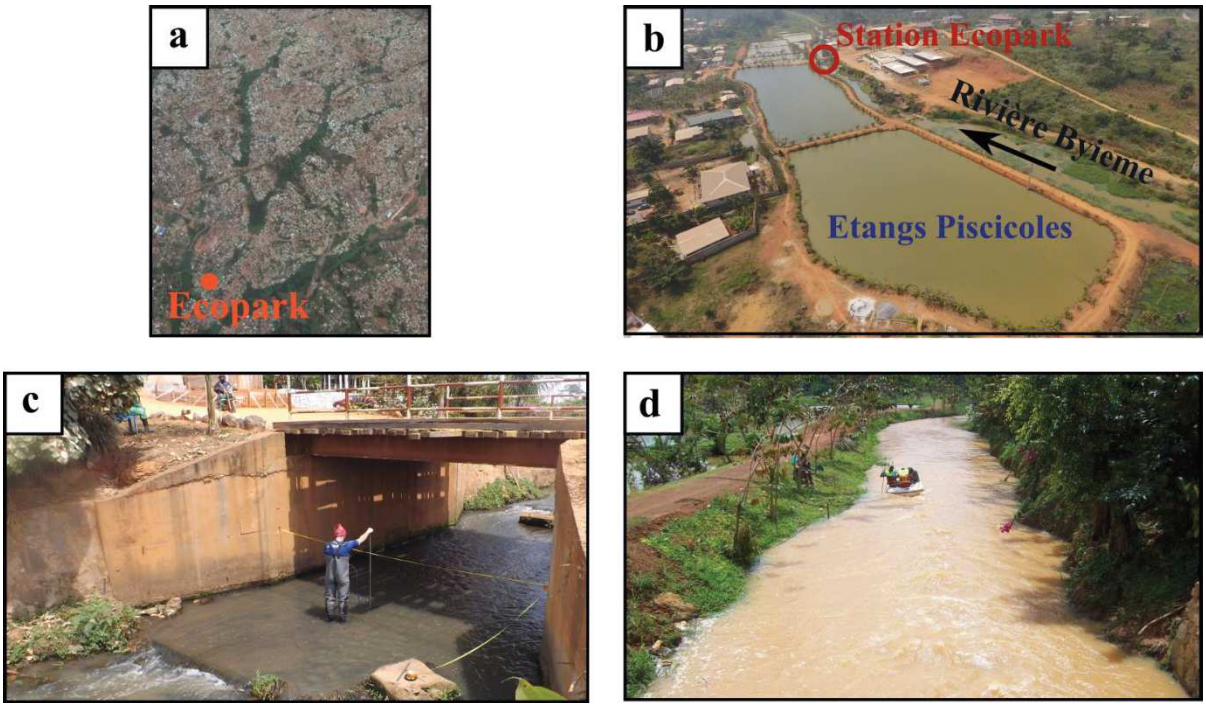


Figure 4.6. a) Vue aérienne (GoogleEarth 2017) du bassin drainé par la station Ecopark ; **b)** Zone piscicole proche de la station Ecopark (https://ecoparkamer.com) ; **c)** Rivière Biyeme (vue depuis la rive gauche) et station Ecopark (Alain Fezeu, 2017) *;* **d)** Rivière Biyeme en hautes eaux vue depuis la station Ecopark (vers l'aval) (Alain Fezeu, 2017).

Station S5 : Anga'a

La station Anga'a est localisée sur la rivière Anga'a, tributaire rive gauche de la Méfou (**Figure 4.7**), dont la confluence est localisée à 6.0 km de la station historique de Nsimalen (définissant l'exutoire à la Méfou pour notre d'étude). La station Anga'a est située à 2.9 km en aval de la confluence, et draine une superficie de 54 km², caractérisée par une couverture de zone urbaine de 40 %, de zone agricole et enherbée de 41 % et de 18 % de zone forestière. La rive droite de l'Anga'a est significativement plus urbanisée que la rive gauche du fait de sa position par rapport au centre de la zone urbaine. La station a été installée lors de la 2nde phase d'instrumentation (mise en service en septembre 2017) au niveau d'un ouvrage de franchissement à l'entrée de la ville de Yaoundé. La station a été fonctionnelle sur une courte période puisque les dernières mesures ont été enregistrées début décembre après un acte de vandalisme. Une chronique de trois mois est donc disponible pour cette station de mesure. Un pluviographe (P-106) et un pluviomètre (P-201) ont été installés sur la zone amont du bassin de l'Anga'a. Pour cette station, 10 jaugeages ont été effectués jusqu'à une cote de 0.98 m correspondant à un débit de 4.00 $m^3.s^{-1}$.

Figure 4.7. a) Mesure de débit à la station Anga'a (vue depuis la rive gauche) ; **b)** Installation de la station Anga'a (Leonel Yossa, 2017; **c)** Mesure topographique à la station Anga'a (David Badoga, 2017); **d)** Zone de débordement lors d'un événement pluvieux en amont de la station Anga'a (Alain Fezeu, 2017).

Station S6 : Nsimalen

Une station a été installée au niveau de la station historique à relevé journalier de Nsimalen sur la Méfou (**Figure 4.8**). Cette station draine une superficie de 351 km² (plus 70 km² contrôlés par le barrage). En amont de la station, est localisée une zone de bas-fonds importante avec des débordements récurrents. La station est située une centaine de mètres en amont d'un pont permettant l'accès à l'aéroport de Nsimalen depuis Yaoundé. Une analyse des précipitations, des débits et des relations pluies-débits à différentes échelles pour les données journalières historiques de ce bassin est présentée en Chap. 3, Sect. 4. Un pluviomètre (P-205) a été installé proche de la station hydrométrique ainsi qu'un pluviographe (P-105) à moins d'un kilomètre à l'est. La courbe de tarage de la station historique à Nsimalen a été remise à jour en 2006 dans le cadre des travaux de Apouamoun Yiagnigni (2006). La courbe de tarage existante présente 20 jaugeages avec une cote maximum à 2.02 m correspondant à un débit de 13.0 $m^3.s^{-1}$.

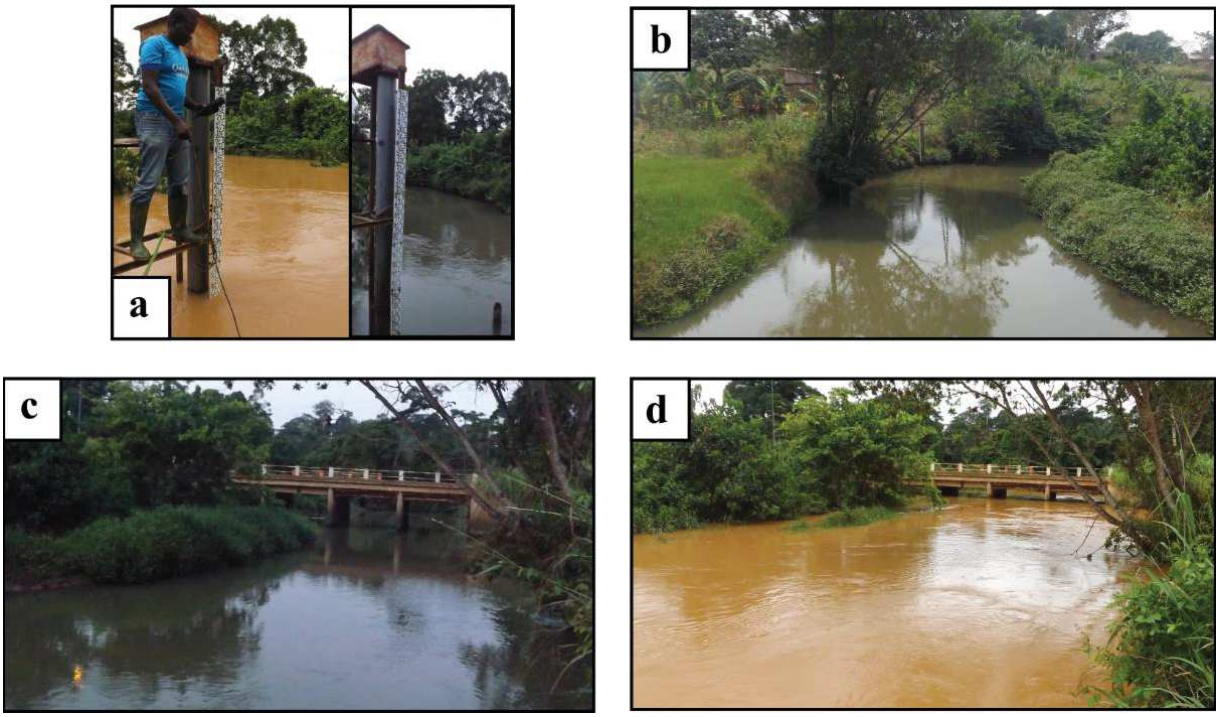


Figure 4.8. a) Mesure de paramètres physico-chimiques au niveau de la station Nsimalen (hautes eaux et bassses eaux) *;* **b)** Rivière Méfou au niveau du pont situé en aval de la station (vu vers l'amont) (Perrine Branchet, 2016) *;* **c)** Rivière de la Méfou depuis la station Nsimalen en basses eaux (vue vers l'aval) *;* **d)** Rivière de la Méfou depuis la station Nsimalen en hautes eaux (vue vers l'aval).

3.3 Stations pluviométriques

Le réseau pluviométrique est constitué de cinq pluviographes à augets basculeurs (**Figure 4.9a,b,e**) et de 12 pluviomètres à relevé journalier (**Figure 4.9f**). Deux types de pluviographes ont été utilisés, quatre pluviographes de marque WTB100 (**Figure 4.9a**) et un pluviographe de marque Lambretch (**Figure 4.9b**). Les pluviographes ont été raccordés à une centrale d'acquisition de marque OTT (de modèle DuoSens ou LogoSens) alimenté par une batterie 12V. La centrale d'acquisition et la batterie sont stockées dans un boitier métallique (**Figure 4.9d)** construit sur place et sur mesure. Un seul des cinq pluviographes a été installé lors de la 1ère phase d'instrumentation (mise en service en mars 2017), les quatre autres pluviographes l'ont été lors de la 2nde phase d'instrumentation (mise en service en septembre 2017). Les pluviographes sont programmés pour un enregistrement de la lame d'eau précipitée toutes les 12 minutes, cependant on utilisera une agrégation au pas de temps horaire des précipitations dans l'analyse et le traitement des données. Les stations pluviographiques nécessitent un entretien régulier (mensuel) comprenant le nettoyage complet de la station et le remplacement régulier des batteries se déchargeant rapidement. Le nettoyage de la station permet notamment d'éviter les problèmes liés à la nidification d'insectes dans les instruments de mesures (**Figure 4.9c**).

Trois des cinq pluviographes ont été couplés avec des pluviomètres à relevé journalier (P-102 avec P-208, P-104 avec P-212, P-106 avec P-201), permettant de valider les données et de compléter en partie les lacunes.

Pour chacun des douze pluviomètres, une fiche de relevés est fournie à l'observateur en charge de pluviomètre. L'observateur est chargé de noter quotidiennement les hauteurs de précipitations relevées à neuf heures du matin dans le réceptacle. Le responsable du suivi du réseau hydrométéorologique effectue une visite mensuelle des pluviomètres lui permettant de récupérer les informations de précipitations journalières du mois précédent. Certains pluviomètres ont été déplacés au cours de la période de suivi du fait de diverses problématiques rencontrées avec les observateurs. Tous ces instruments de mesures ont été installés sur des propriétés privées assurant la protection du matériel. Du fait d'actes de vandalisme difficilement évitable pour tous les pluviomètres, il était nécessaire de posséder quelques pluviomètres supplémentaires en réserve.

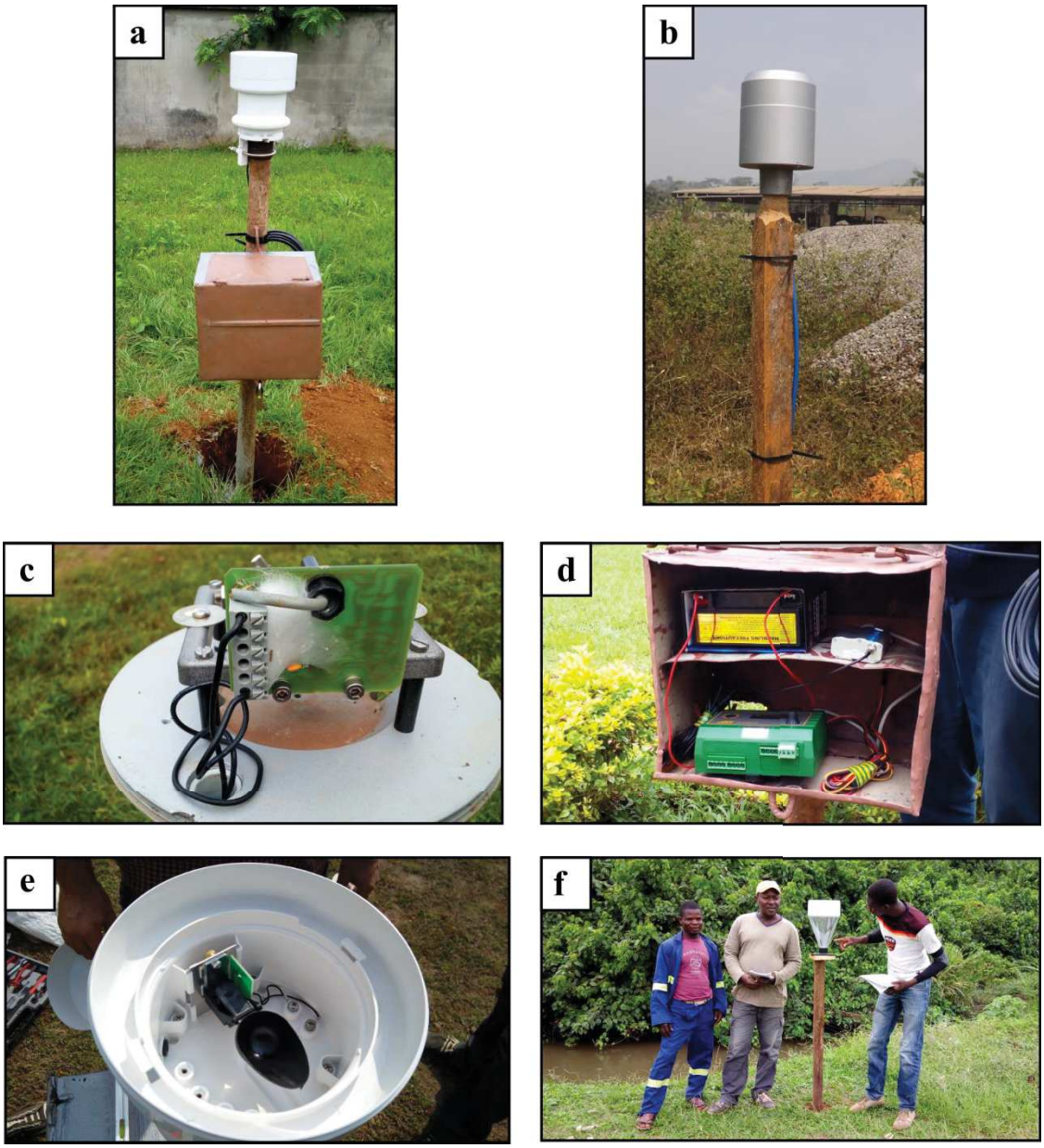


Figure 4.9. a) Installation d'un pluviographe WTB100 (P-107, situé dans le quartier Mvolyé); **b)** Installation d'un pluviographe Lambretch (P-102, situé à Canabois) ; **c)** Développement d'un nid d'insectes dans le pluviographe P-102; **d)** Cage métallique de protection contenant la batterie (partie supérieure) et la centrale d'acquisition OTT DUOSENS (partie inférieure) ; **e)** Auget basculeur des pluviographes WTB100; **f)** Installation d'un pluviomètre journalier et formation de l'observateur responsable (P-208, situé à Canabois).

3.4 Résumé des données collectées

La **Figure 4.10** présente un résumé de l'emplacement des stations pluviométriques, pluviographiques et hydrométriques déployées pendant les deux phases d'instrumentation. Les périodes de disponibilités des données sont présentées en **Tableau 4.1** pour chacune des stations. De nombreuses stations ont été affectées par divers problèmes techniques entraînant des lacunes (batteries défaillantes, vandalismes, endommagement par la foudre et par des crues). Les stations hydrométriques disposant des séries les plus complètes sont les stations Canabois, Camwater et Nsimalen. Les stations Nkomassi et Ecopark disposent d'une année presque complète pour la 1ère année hydrologique avec l'avantage de contenir les deux saisons des pluies, la dernière saison sèche ne présentant qu'une faible portion des écoulements annuels. Les données enregistrées à EDG et Anga'a ne pourront être directement utilisées pour l'analyse des bilans hydrologiques mais seront notamment utiles dans l'analyse à l'échelle événementielle. Concernant les pluviographes, les pluviographes P-102, P-104 et P-107 ont fonctionné de façon satisfaisante, permettent d'obtenir des chroniques de précipitations à pas de fins à partir de leur date d'installation. De nombreux problèmes liés aux batteries ont en revanches affectés les pluviographes P-104 et P-105, limitant les données disponibles à ces stations.

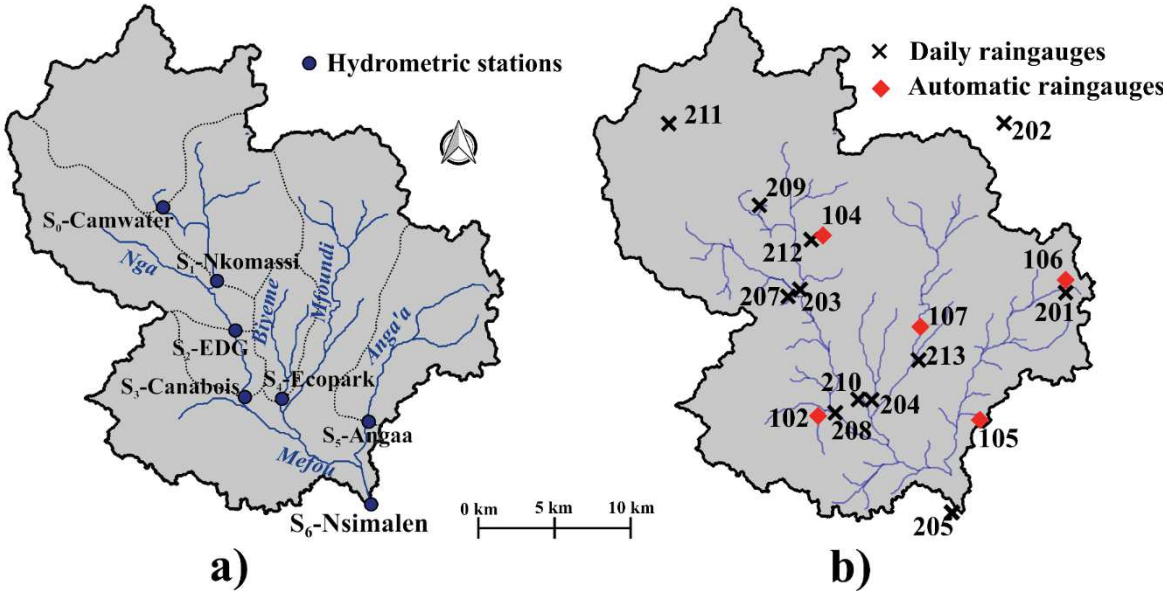


Figure 4.10. a) Emplacement des stations hydrométriques déployées lors de la phase d'instrumentation ; **b)** Emplacement des stations pluviographiques et pluviométriques installées.

Tableau 4.1. Résumé des disponibilités mensuelles (en vert) des données pour les stations pluviographiques et pluviométriques.

			2017-2018												2018-2019											
	Name	ID	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F
Hydrometric Stations	Camwater	S_0																								
	Nkomassi	S_1																								
	EDG	S_2																								
	Canabois	S_3																								
	Ecopark	S_4																								
	Anga'a	S_5																								
	Nsimalen	S_6																								
Automatic Raingaguges	Canabois P1	P-102																								
	Nkolbisson P1	P-104																								
	Minkan	P-105																								
	Mbankolo P1	P-106																								
	Mvolye	P-107																								
Daily Raingaguges	Mbankolo P2	P-201																								
	Etoudi Nvol	P-202																								
	Nkomassi P1	P-203																								
	Nsimalen P1	P-205																								
	Byieme Assi	P-206																								
	Obama	P-207																								
	Canabois P2	P-208																								
	Camwater P1	P-209																								
	Messi	P-210																								
	Etoud	P-211																								
	Nkolbisson P2	P-212																								

4 Mesures complémentaires

Un certain nombre de mesures complémentaires et d'observations de terrain permettent de compléter les données issues du réseau hydrométéorologique. Les jaugeages en rivière au niveau des différentes stations pour des conditions hydrologiques diversifiées sont indispensables à la réalisation de courbes de tarage permettant la transformation de hauteurs d'eau en débits. Des mesures de débits sur des sections non-instrumentées, des mesures de vitesses sur des tronçons de rivières, des observations de débordements, des lectures d'échelles lors d'épisodes de crue sont d'autres tâches de terrain récurrentes ayant permis une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique du système.

4.1 Jaugeages et construction de courbes de tarage

4.1.1 Mesures de débits

Deux méthodes ont permis de réaliser les jaugeages en rivière, la mesure de champs de vitesses au courantomètre électromagnétique (ou micro-moulinet) et la méthode de la conservation de la masse par injection de traceur chimique (NaCl).

Les mesures de champs de vitesses ont été réalisées à gué en basses et moyennes eaux (**Figure 4.11b**), et à bord d'une embarcation en périodes de hautes eaux (**Figure 4.11c**).

La méthode de mesure par traceur chimique a été employée lorsque les conditions d'écoulement permettaient une homogénéisation satisfaisante du mélange injecté. Les étapes du jaugeage par injection d'un traceur chimique sont :

1) Mesure de conductivité pour des échantillons caractérisés par différentes concentrations en NaCl afin d'établir la courbe d'étalonnage nécessaire au dépouillement du jaugeage (**Figure 4.11a**).

2) Préparation d'un mélange composé d'une masse de sel (e.g. 2000 g) et d'eau en assurant que l'ensemble du NaCl soit dissout dans l'eau (**Figure 4.11b**).

3) Injection du traceur (mélange) en amont de la zone de mélange (**Figure 4.11c**) et mesure à haute fréquence de la conductivité (2 secondes) depuis l'injection du traceur jusqu'à retrouver la conductivité initiale de la rivière après le passage du mélange. La mesure de la conductivité est réalisée au centre d'une section de la rivière à une centaine de mètres en aval du point d'injection, permettant ainsi une bonne homogénéisation du traceur dans le cours d'eau (**Figure 4.11d**).

Figure 4.11. a) Elaboration de la courbe étalon pour le jaugeage chimique (Leonel Yossa, 2017); **b)** Préparation du traceur (Eau + Sel) injecté en rivière pour le jaugeage chimique (Moustapha Djangue, 2017); **c)** Injection du traceur (Eau + Sel) (Moustapha Djangue, 2017); **d)** Mesure de la conductivité électrique en aval du point d'injection (David Badoga, 2017).

4.1.2 Elaboration des courbes de tarage

Les courbes de tarage permettant de transformer les hauteurs d'eau mesurée en débits, sont construites par un ajustement polynomial pour la gamme de hauteurs d'eau mesurée.

Pour les extrapolations en hautes eaux, la formule de Manning (Equation 4.1) a été utilisée afin d'estimer les débits à partir des hauteurs d'eau. Les mesures de profils en long et profils en travers ont permis d'intégrer les informations nécessaires à l'estimation des débits pour des hauteurs d'eau qui n'ont pues être jaugées. On intègre, par la formule d'Einstein (Equation 4.2), une différenciation entre les rugosités du lit mineur et des berges (**Figure 4.12**).

$$Q = K \cdot S \cdot R^{2/3} \cdot i^{1/2} \tag{4.1}$$

Avec : Q, le débit ($m^3.s^{-1}$) ; K, le coefficient de rugosité de Strickler ; S, la section mouillée (m^2); R, le rayon hydraulique (m); i, la pente du tronçon du cours d'eau (en $m.m^{-1}$).

$$\frac{P}{K^{3/2}} = \frac{P_f}{{K_f}^{3/2}} \times \frac{(P_{b1}+P_{b2})}{{K_b}^{3/2}} \tag{4.2}$$

Avec : P, le périmètre mouillé total, K, le coefficient de rugosité de Strickler, P_{b1} le périmètre mouillé de la berge n°1, P_{b2} le périmètre mouillé de la berge n°2, P_f le périmètre mouillé du lit mineur, K_b, le coefficient de rugosité de Strickler des berges, K_f, le coefficient de rugosité de du lit mineur.

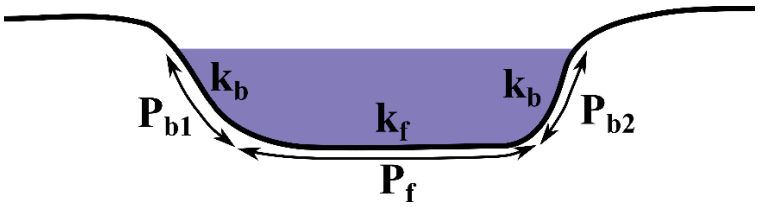


Figure 4.12. Schéma présentant les variables pour le calcul de la rugosité composée pour l'application de la formule d'Einstein.

La méthodologie employée pour la construction des courbes de tarage est la suivante :

1) Calage du coefficient de Strickler correspondant au lit mineur (K_f) en utilisant les jaugeages effectués en basses eaux.

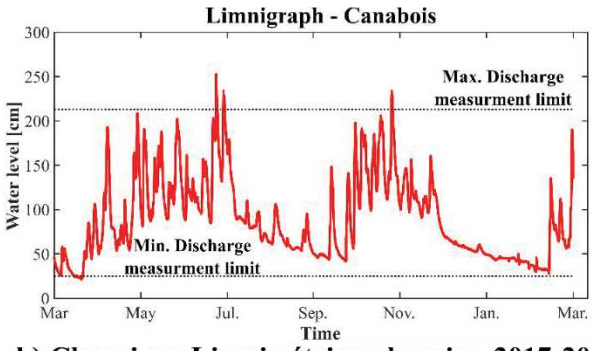
2) Calibration du coefficient de Manning pour les berges (K_b) à partir des jaugeages en hautes eaux.

3) Utilisation de l'ajustement polynomial pour la transformation hauteur-débit jusqu'à la plus haute cote jaugée et utilisation de l'équation de Manning au-delà de la plus haute cote jaugée.

Pour la station Nsimalen, n'ayant pas les informations suffisantes pour l'extrapolation à partir de la formule de Manning, nous utilisons directement la courbe de tarage existante construite par extrapolation de l'équation polynomiale ajustée sur les jaugeages disponibles.

La **Figure 4.13** illustre pour la station Canabois les étapes aboutissant à l'élaboration d'une chronique de débits, du limnigramme à l'hydrogramme. Les courbes de tarage des différentes stations sont présentées en Annexe 2.

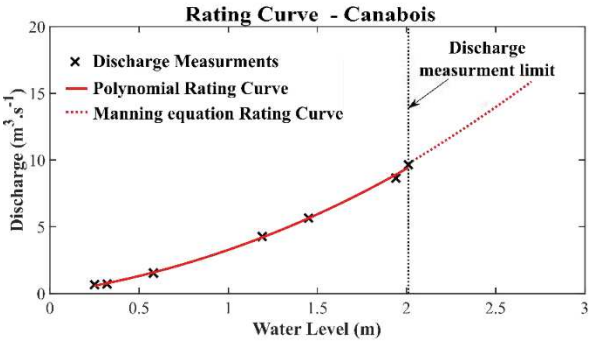
a) Station limnimétrique de Canabois



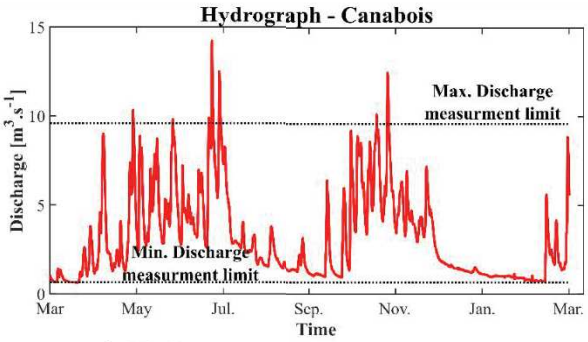
b) Chronique Limnimétrique horaire 2017-2018

c) Jaugeages en hautes eaux

d) Jaugeages en basses eaux



e) Courbe de tarage



f) Hydrogramme horaire 2017-2018

Figure 4.13. Du limnigramme à l'hydrogramme : exemple pour la station Canabois. (crédits photos : Alain Fezeu, 2017).

4.2 Mesures des vitesses d'écoulement de surface sur les tronçons

Afin d'estimer la vitesse d'écoulement au niveau de portions canalisées de la rivière Mfoundi, des vitesses d'écoulement aux flotteurs ont été mesurées sur trois tronçons ($T_1 = 430$ m, $T_2 = 240$ m et $T_3 = 840$ m, voir **Figure 4.14**) pour différentes conditions hydrologiques. Ces vitesses d'écoulement sont des informations complémentaires concernant l'écoulement dans le réseau pour une zone du bassin qui n'a pu être instrumentée faute de pouvoir protéger la station face au fort risque de vandalisme. Les mesures des vitesses le long de ces tronçons ont été réalisées pour des conditions hydrologiques variées (plusieurs hauteurs d'eau).

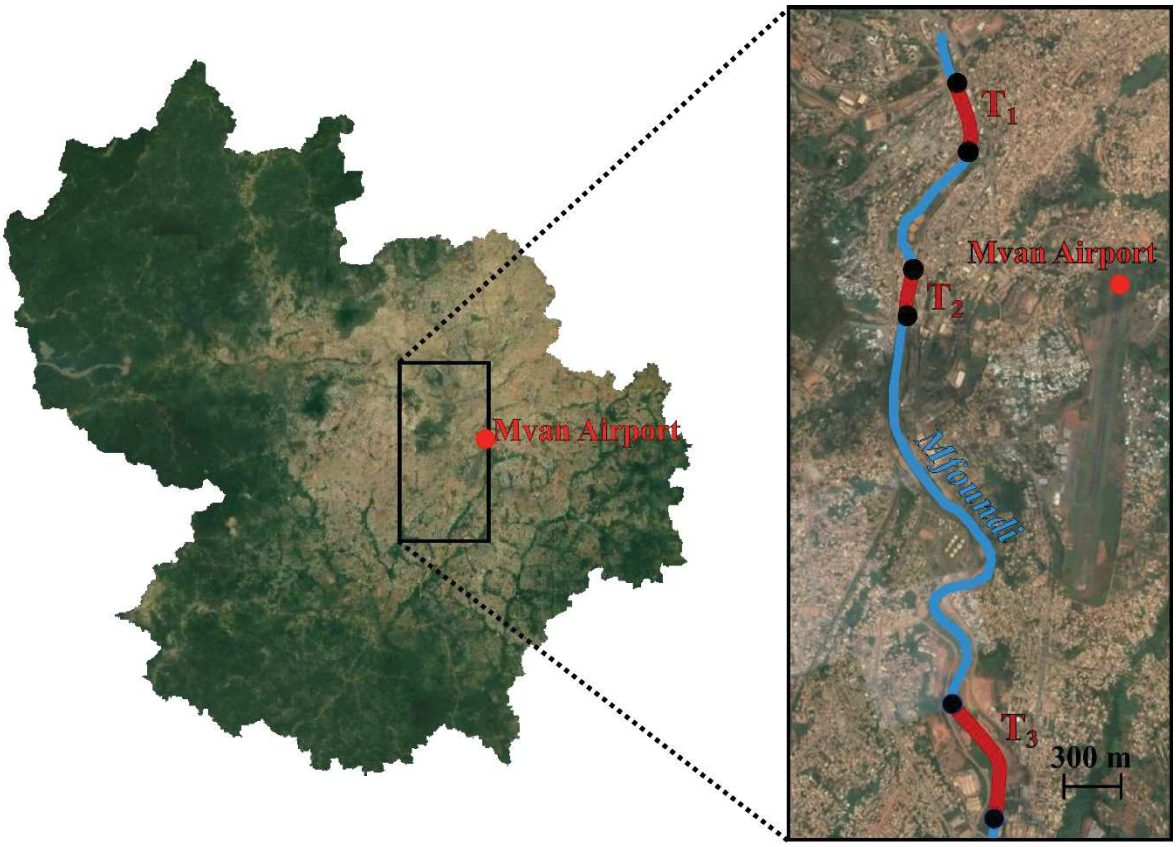


Figure 4.14. Localisation des tronçons de rivière canalisés du Mfoundi pour lesquelles des mesures de vitesses aux flotteurs ont été réalisées (images Google Earth, 2017).

4.3 Autres mesures et observations terrains

Afin de compléter les données issues du suivi hydrométéorologique, d'autres mesures de terrain ont été réalisées sur les deux années d'étude :

1) Mesures de débits et conductivités pour d'autres points du réseau que les stations hydrométriques.

2) Mesures de niveau piézométriques et physico-chimiques ponctuelles (dont conductivités électriques) au niveau de puits.

3) Suivi d'une échelle limnimétrique à l'exutoire du bassin du Mfoundi pour quelques événements de précipitation.

4) Mesure de caractéristiques hydrodynamiques de surfaces (conductivités hydrauliques initiales et à saturation estimées à partir de la méthode BeerKan).

5) Observation des zones inondées après des événements majeurs de crues.

5 Conclusion

L'installation d'instruments de mesure, leur suivi, leur entretien et les mesures complémentaires sont des volets cruciaux de ce travail de thèse. Les quatre missions réalisées ainsi que les sorties de terrain régulières de l'équipe locale ont permis d'atteindre les objectifs de collecte de données. Ces données sont essentielles à l'analyse du fonctionnement hydrologique des différents sous-bassins, la comparaison avec les données historiques et la construction de modèles hydrologiques.

Les relevés de précipitations sur les deux années permettront de réaliser les cartes de précipitations mensuelles et annuelles ainsi que les cartes de précipitations par événements. Pour le traitement des données horaires aboutissant aux champs de précipitations horaires, les pluviographes et pluviomètres seront combinés aux informations satellitaires afin d'exploiter la densité spatiale des pluviomètres et l'information temporelle du produit satellitaire et des pluviographes (Chapitre 5).

Les mesures de la 1ère année hydrologique pour les stations Camwater, Nkomassi, Canabois, Ecopark et Nsimalen sont exploitées pour l'analyse annuelle et mensuelle en complément des données historiques (Chapitre 6), ainsi que dans le modèle annuel semi-distribué (Chapitre 7). Les données des stations EDG et Anga'a ne comportant que trop peu de données sur cette période ne seront exploitées que partiellement à cette échelle temporelle.

Les mesures de vitesses d'écoulement réalisées pour les tronçons canalisés sont des informations de référence pour l'application de scénarios d'aménagements futurs d'autres sections du réseau hydrographique.

L'ensemble des stations seront en revanche exploitées pour l'analyse événementielle (Chapitres 8 à 11). Les hydrogrammes, même incomplets, seront des informations permettant d'évaluer la performance en simulation d'hydrogrammes horaires à partir de modèles globaux ou semi-distribués.

CHAPITRE 5

Analyse multi-échelle spatio-temporelle des données physiographiques, pluviométriques et hydrologiques

1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter les données relatives aux caractéristiques physiques des bassins donneurs ainsi que le traitement des données brutes des chroniques de précipitations et de débits associées à ces bassins. Il permet d'aboutir aux informations spatiales et temporelles nécessaires à l'analyse et à la modélisation aux pas de temps annuel et horaire du bassin de la Méfou et de ses sous-bassins.

La première partie de ce chapitre résume la liste des bassins donneurs issus des données historiques (Chap.3-Sect.3) et l'instrumentation dédiée à ces travaux de thèse (Chapitre 4).

La seconde partie inclut les analyses des caractéristiques physiques des bassins donneurs. Les données globales (SRTM (2014), ESA CCI LC for Africa[12], OpenSteetMap : Haklay et Weber (2008)) et informations historiques sont valorisées pour caractériser le type de sols, la topographie et l'ODS.

La troisième partie concerne le traitement des précipitations brutes aboutissant à la création d'une chronique de champs de précipitations horaires pour la période mars 2017 à mars 2019 à l'échelle du bassin de la Méfou. Les pluviomètres et pluviographes installés (Chapitre 4) sont combinés à des données satellitaires (GPM-IMERG : Huffman et al., 2015). Dépendamment de la disponibilité des informations pluviographiques, les données pluviométriques sont désagrégées au pas de temps horaire suivant deux méthodes : i) une méthode de désagrégation « simple » basée sur la désagrégation des pluviomètres journaliers à partir des pluviographes disponibles ; ii) une méthode de désagrégation « combinée » intégrant les données satellitaires à pas de temps horaires (GPM-IMERG) et les données issues du pluviographe de référence. Les séries de précipitations issues de ces traitements permettent de réaliser des cartes de précipitations événementielles, mensuelles et annuelles ainsi que des hyétogrammes par bassin. La chronique horaire de précipitations traitée permet la quantification de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations à l'échelle des sous-bassins.

La dernière partie du chapitre concerne la séparation du débit de base. Les méthodes de séparation du débit de base sont appliquées aux bassins d'étude à partir des travaux de

[12] http://2016africalandcover20m.esrin.esa.int/

Chapman (1999) sur la chronique couvrant la période mars 2017 à mars 2019. La méthode de Boughton (1993) est retenue puis appliquée à l'ensemble des sous-bassins.

Ces données hydro-climatiques et physiographiques sont exploitées dans l'analyse et la modélisation du pas de temps annuel (Chapitres 6 et 7) et au pas de temps horaire (Chapitres 8 à 11).

2 Les bassins « donneurs »

2.1 Localisation

Les données collectées et les mesures réalisées présentées dans le Chapitre 4 permettent de compléter les données historiques disponibles sur quelques sous-bassins de la région de Yaoundé (données historiques présentées en Chap.3-Sect.3). L'ensemble de ces informations disponibles est exploité dans l'analyse du fonctionnement hydrologique de bassins versants de méso-échelle de la région de Yaoundé et permet d'évaluer l'impact de l'urbanisation à différentes échelles temporelles. On appelle « bassins donneurs », un bassin présentant des données de pluies et de débits exploitables pour l'analyse du fonctionnement hydrologique. Deux bassins donneurs distincts peuvent être définis comme un même bassin versant physique, mais caractérisés par des conditions d'ODS (ODS) ou de précipitations variées (e.g. D_{H1}, D_{H2} et D_{H3} sont trois donneurs différents provenant du bassin physique du Mfoundi amont, voir **Figure 5.1**). L'analyse des relations pluie-débit sur ces bassins donneurs permet de proposer des modèles adaptés appliqués à des bassins non-jaugés, appelés bassins « cibles » (e.g. bassins difficiles à instrumenter). Les bassins d'étude peuvent être des bassins « de Tête » (superficie drainée en amont d'une station de mesure) ou des bassins « Intermédiaires » (superficie drainée entre deux stations de mesure). La **Figure 5.1** présente la localisation des bassins donneurs utilisés dans ces travaux. A noter que le bassin Ottomo-S3 (D_{H6}) est situé à 30 km au sud-est du bassin de la Méfou.

Tableau **5.1** présente la liste des bassins donneurs, leur superficie, les périodes de mesures, le type de bassin (« Tête » ou « Intermédiaire ») et les références associées. On différencie les bassins donneurs issus des données historiques (D_H), des bassins donneurs issus de l'instrumentation dédiés à ces travaux (D_I).

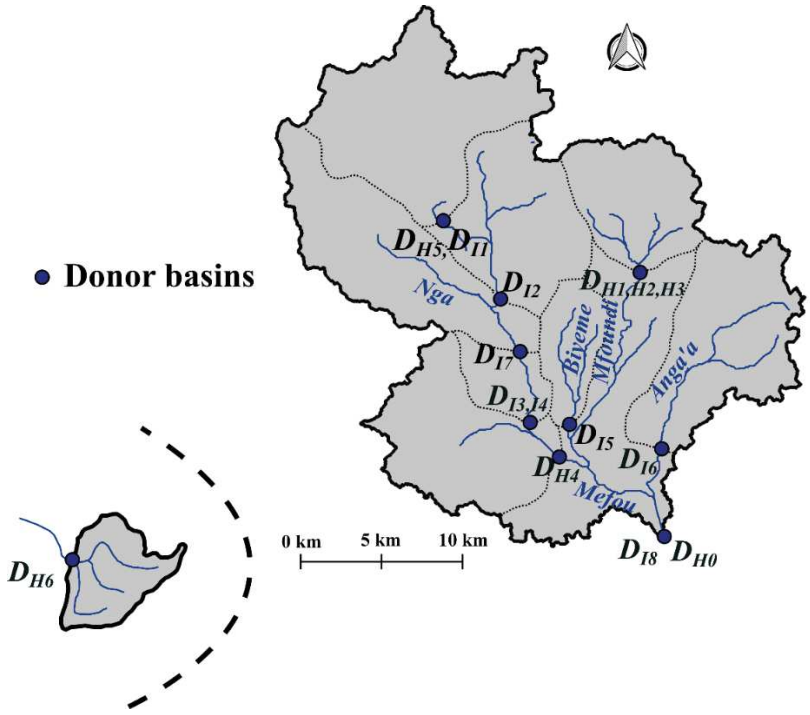


Figure 5.1. Localisation des stations définissant les bassins donneurs utilisés dans ces travaux.

Tableau 5.1. Résumé des bassins donneurs issus des données historiques (D_H) et de l'instrumentation déployée dans le cadre de ses travaux (D_I).*Le bassin Ottomo-S3 est situé à 30 km au sud du bassin de la Méfou.**La superficie entre parenthèses intègre la surface drainée par le barrage, pour les autres sous-bassins, la surface drainée par le barrage n'est pas intégrée dans les valeurs de surfaces présentées.

	ID	Nom du bassin	Surface [km²]	Période	Référence	Bassin de « Tête » ou « Intermédiaire»
Donneurs issus des données historiques	D_{H0}	Nsimalen	351 (421)**	Depuis 1964	Base de données SIEREM	Bassin total
	D_{H1}	Mfoundi upst.	40	1970-71	(Srang, 1972)	Tête
	D_{H2}	Mfoundi upst.	40	1971-72	(Srang, 1972)	Tête
	D_{H3}	Mfoundi upst.	40	2006-07	(Nguemou, 2008)	Tête
	D_{H4}	Etoa	235	1968-69	(SNEC, 1968)	Tête
	D_{H5}	Mopfou	70	1968-69	(SNEC, 1968)	Tête
	D_{H6}	Ottomo-S3*	24	1974-77	(Ikounga, 1978)	Tête
Donneurs issus de l'instrumentation (cette étude)	D_{I1}	Camwater	70	2017-19	Cette étude	Tête
	D_{I2}	Nkomassi	47	2017-19		Tête
	D_{I3}	Canabois	120	2017-19		Tête
	D_{I4}	Cana-Nkom	73	2017-19		Intermédiaire
	D_{I5}	Ecopark	21	2017-18		Tête
	D_{I6}	Anga'a	54	2017-19		Tête
	D_{I7}	EDG	105	2017-19		Tête
	D_{I8}	Nsimalen	351	2017-19		Bassin total

2.2 Pédologie

En l'absence d'information disponible sur la répartition des types de sols à l'échelle des sous-bassins versants, les informations ponctuelles issues des études pédologiques historiques (Bachelier, 1959; Humbel et Pellier, 1969; Pellier, 1969) permettent de proposer une estimation de l'emprise des deux principaux types de sols (les sols ferralitiques et les sols hydromorphes) à partir des caractéristiques topographiques. Les sols hydromorphes sont principalement localisés dans les zones de basses altitudes présentant de faibles pentes alors que les sols ferralitiques sont observés sur les versants et sur les sommets des interfluves. Branchet (2018) propose une classification des types de sols de la Méfou en fonction de la pente et de l'altitude à partir du traitement des données du modèle numérique de terrain disponible (SRTM 2014). Les pixels présentant des altitudes inférieures à 730 m et des pentes inférieures à 7 % sont classés comme étant des sols hydromorphes, les autres pixels sont classés comme des sols ferralitiques. Nous utilisons cette classification pour caractériser les bassins donneurs en estimant pour chacun la proportion de sols hydromorphes (notée *HS*) (**Figure 5.2** et **Tableau 5.2**). A noter que les sols hydromorphes sont dans les bas-fonds ou de façon plus générale aux abords des cours d'eau. Il y a donc potentiellement des pentes plus faibles et des nappes proches de la rivière. Cela peut favoriser les ruissellements subsurfacique ou des zones contributives saturées. De fait, les sols ferralitiques favorisent le ruissellement hortoniens, mais il n'est pas à exclure que les sols hydromorphes soient le siège de ruissellement de Dunne selon les conditions météorologiques et hydriques des sols.

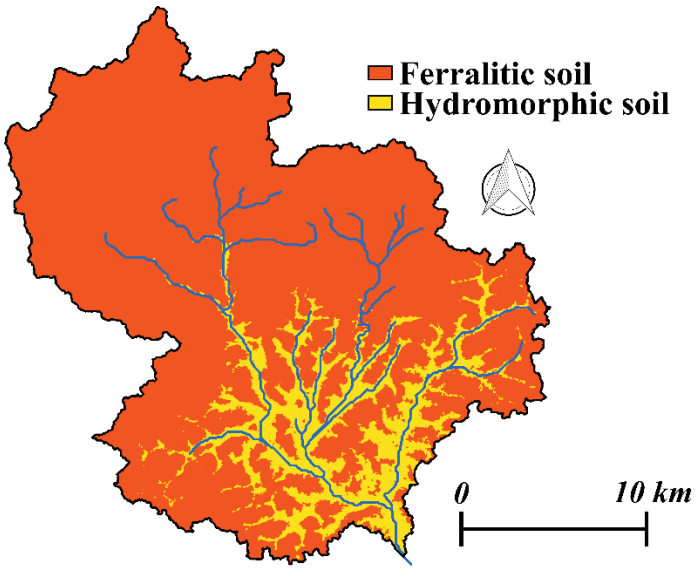


Figure 5.2. Estimation de la répartition des types de sol sur le bassin de la Méfou à partir des caractéristiques topographiques et des conclusions des études pédologiques historiques (Bachelier 1959; Humbel et Pellier, 1969; Pellier, 1969).

Les sols classés comme hydromorphes sont principalement situés dans les zones de bas-fonds proches des cours d'eau. La partie aval du bassin de la Méfou est largement couverte par des sols hydromorphes alors que la partie amont est caractérisée par des sols ferralitiques. A l'échelle du bassin de la Méfou, les sols hydromorphiques représentent 73 km² soit 17.4 % de la surface total du bassin. Les bassins de l'Anga'a (D_{I6}) et d'Ecopark (D_{I5}) possèdent une forte proportion de sols hydromorphes (respectivement 24 % et 35 %). Au contraire, les bassins situés très en amont comme le Mfoundi et la zone drainée par le barrage présenteraient uniquement des sols ferralitiques.

2.3 Morphométrie et topographie

Afin de caractériser la morphométrie et la topographie des différents sous-bassins, quelques indices couramment utilisés comme l'indice de compacité (Equation 5.1), le rectangle équivalent (Equation 5.2) et l'indice de pente de (Roche, 1963) sont calculés à partir des données du modèle numérique de terrain (SRTM, 2014).

L'indice de compacité de Gravelius (K_G) permet de caractériser la forme d'un bassin versant. Une forte valeur de K_G est caractéristique d'un bassin allongé alors qu'une faible valeur est caractéristique d'un bassin compact (un bassin de forme carrée est caractérisé par une valeur K_G proche de 1.12).

$$K_G = 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \tag{5.1}$$

La notion de rectangle équivalent a été introduite par Roche (1963), la largeur équivalente (L_{Eq}) est calculée par :

$$L_{Eq} = \frac{K_G \cdot \sqrt{A}}{1.12} \cdot \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_G}\right)^2}\right) \quad \text{si} \quad K_G \geq 1.12\,, \tag{5.2}$$

avec A, la superficie totale du sous-bassin étudié.

Afin de caractériser la pente, on calcule l'indice de pente I_P de chacun des sous-bassins étudiés à partir du modèle numérique de terrain (SRTM, 2014) :

$$I_P = \sum_{i=1}^{n} \sqrt{\frac{\tilde{n}_i \cdot d_i}{L_{Eq}}}\,, \tag{5.3}$$

avec : d_i, le dénivelé entre les deux courbes voisines cotées a_i et a_{i-1} ; $\tilde{n}_i$, la fraction en % de la surface du basin comprise entre les courbes de niveau voisines a_i et a_{i-1} ; L_{Equ}, la largeur équivalente du bassin étudié.

Les caractéristiques morphométriques et topographiques des différents sous-bassins d'étude sont présentées dans le **Tableau 5.2**. Les bassins étudiés sont caractérisés par des indices de pentes variant de 6.7 % (Anga'a) à 13.6 % (Nkomassi). Certains bassins sont très compacts avec des valeurs de K_G inférieures à 1.5 (Mfoundi amont, Ottomo-S3) alors que

d'autres sont davantage allongés avec des K_G supérieurs à 1.8 (Canabois, Cana-Nkom). Concernant les superficies, les bassins analysés couvrent des surfaces de 21 km² à 235 km².

2.4 Occupation des sols (ODS)

2.4.1 Répartition des principales classes d'ODS

L'analyse du produit *ESA CCI LC for Africa* a permis de quantifier la répartition des principales classes d'ODS pour les bassins instrumentés pendant ces travaux. On définit trois classes d'ODS, une classe forestière (*FOR*), une classe de zones agricoles et enherbées (*CROP*) et une classe de zone urbaine (*URB*). Concernant l'ODS des sous-bassins associés aux données historiques, des ordres de grandeurs des proportions de ces différentes classes d'ODS sont proposés d'après l'analyse d'informations historiques (rapports, photographies aériennes, données globales) mais aussi des caractéristiques actuelles lorsque peu de changements ont affecté les bassins étudiés (e.g. pour les bassins Ottomo-S3 et Camwater). La proportion des surfaces imperméables a été évaluée à partir de l'analyse des données *OpenStreetMap* (OSM) aboutissant à une estimation de taux d'imperméabilisation de 30 % des zones définies comme urbaines par le produit *ESA CCI LC For Africa.*

Le **Tableau 5.2** présente la répartition des principaux types d'ODS pour les bassins donneurs étudiés dans ces travaux.

Les bassins sont répartis en six classes d'urbanisation (notées C_{LC}) en fonction de leur pourcentage de zone urbaine : $C_{LC} = 0$ pour $URB < 1\%$; $C_{LC} = 0.2$ pour $1 \leq URB \leq 5\ \%$; $C_{LC} = 0.4$ pour $5 \leq URB \leq 20\%$; $C_{LC} = 0.6$ pour $20 \leq URB \leq 50\%$; $C_{LC} = 0.8$ pour $50 \leq URB \leq 70\%$ et $C_{LC} = 1$ pour $URB > 70\%$. Cette classification permet de distribuer les bassins analysés de façon assez homogène.

Les bassins donneurs présentent des caractéristiques d'ODS très variés du fait de l'intégration de bassins donneurs « historiques » (généralement caractérisés par des surfaces peu urbanisées) et l'instrumentation déployée spécifiquement pour cette étude (permettant d'étudier des bassins à des stades variés d'urbanisation). Le pourcentage d'urbanisation varie de 0 % pour certains bassins très proches d'un état naturel forestier (D_{H4}, D_{H5}, D_{H6}) à plus de 70 % pour les bassins très urbanisés (D_{H3}, D_{I5}). Des bassins en cours d'urbanisation sont caractérisés par des valeurs intermédiaires comme D_{I2} (19 %), D_{I3} (36 %) ou D_{I6} (40 %). Les bassins en transition sont caractérisés par des proportions de zone agricole importante du fait de la transformation des zones forestières pour le développement de l'agriculture péri-urbaine. La quantification du recul des zones forestières à l'échelle de la Méfou été discutée en Chap. 3-Sect. 2.5.

2.4.2 Zones humides et débordements

Comme présenté en Chap.3-Sect.2.2, les zones humides couvrent une superficie importante du lit majeur de la Méfou et de certains de ses affluents (Anga'a, Nga, aval du Mfoundi). Ces zones humides sont localisées au niveau des faibles pentes du réseau

hydrographique (e.g. parties aval et zones de confluences), elles sont alimentées par des débordements récurrents des cours d'eau. La **Figure 5.3** présente une estimation à partir d'images aériennes de l'emprise des zones humides régulièrement soumises à des inondations. Le type de végétation et l'absence de bâti ont permis l'estimation de ces zones humides. Pour chacun des bassins donneurs, la superficie de zones humides est présentée dans le **Tableau 5.2**. Des relevés sur le terrain lors de forts événements pluvieux et des enquêtes auprès de la population ont permis de valider un certain nombre de zones de débordements (**Figure 5.3**), avec des profondeurs d'eau relativement faibles (< 1m) couvrant des surfaces importantes. Les phénomènes de débordements récurrents ont un impact sur le fonctionnement hydrologique et sur les relations pluie-débit à l'échelle événementielle mais aussi à l'échelle des bilans. Les zones de débordement engendrent des pertes par infiltration et évaporation, mais ont également un impact sur le temps de réponse des bassins à un événement de pluie. Certaines sections des cours d'eau dans les zones les plus urbanisées ont été aménagées afin de limiter les débordements et de favoriser l'acheminement des eaux de pluies rapidement vers l'aval (e.g. canalisation de la partie amont du Mfoundi dans le cadre des projets PADY I et PADY II). L'aménagement des cours d'eau a assurément un impact important sur les vitesses d'écoulement en rivière du fait du retrait de certains méandres, de l'augmentation de la pente moyenne et de la baisse de la rugosité engendrée par la construction en béton des parois des canaux. La **Figure 5.3c** présente l'aménagement d'une section du Mfoundi ayant engendré le retrait d'une zone humide au profit d'une section canalisée bétonnée.

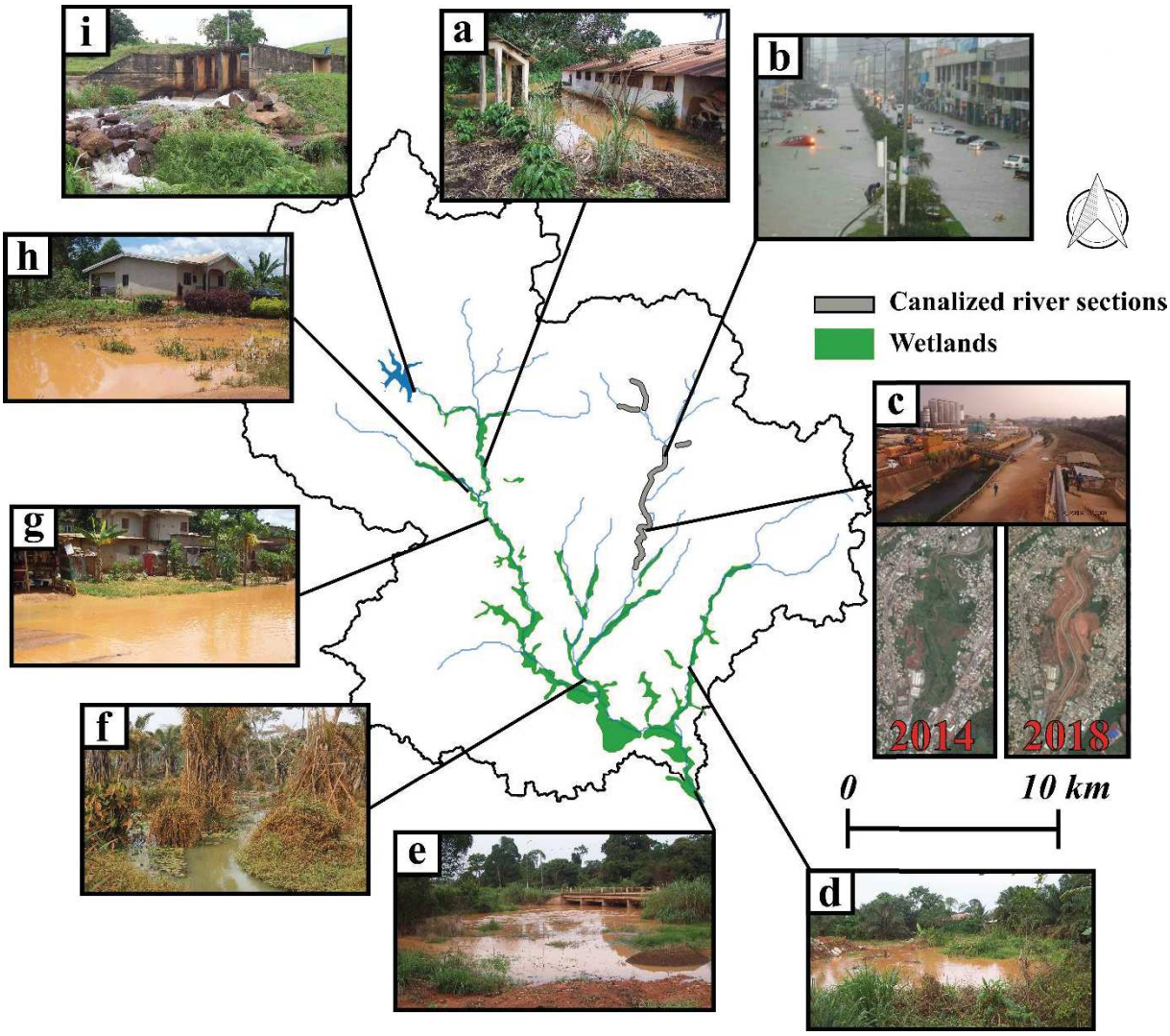


Figure 5.3. Estimation de l'emprise des zones humides propices à des débordements récurrents (zones vertes). Les photos présentent des exemples de débordements observés pendant la période de suivi hydrologique 2017-2019 et des aménagements le long du réseau hydrographique.

Tableau 5.2. Résumé des caractéristiques pédologiques, morphométriques, d'ODS et d'emprise des zones humides pour les bassins donneurs. (K_G : indice de Gravelius ; L_{EQ} : largeur équivalente des BV ; *FOR* :% de forêt ; *CROP* : % de zones agricoles et enherbées ; *URB* : % urbain ; A_w : surface de la zone humide).

			Caract. Morphometriques			Caract. Pédologiques	Occupation Des Sols (ODS)				Zones humides
	ID	**Nom**	K_G	L_{Eq} *[km]*	I_P *[%]*	***HS*** *[%]*	***FOR*** *[%]*	***CROP*** *[%]*	***URB*** *[%]*	***Imp*** *[%]*	A_W *[km²]*
BV Donneurs issus des données historiques	D_{H1}	Mfoundi upst.	1.3	10.6	11.7	0	40 - 60	25 - 50	5 - 15	2 - 5	?
	D_{H2}	Mfoundi upst.	1.3	10.6	11.7	0	40 - 60	25 - 50	5 - 15	2 - 5	?
	D_{H3}	Mfoundi upst.	1.3	10.6	11.7	0	5	20 - 30	60 - 75	18 - 22	0.0
	D_{H4}	Etoa	1.2	22.7	8.5	8.5	60 - 80	20 - 40	< 1	0	?
	D_{H5}	Camwater	1.8	24.1	> 13	0	80 - 90	10 - 20	< 1	0	?
	D_{H6}	Ottomo-S3	1.2	4.9	13.4	> 5	65	35	< 1	0	?
BV Donneurs issus de l'instrumentation (cette étude)	D_{I1}	Camwater	1.8	24.1	> 13	0	80 - 90	10 - 20	< 1	0	?
	D_{I2}	Nkomassi	1.4	14.5	13.6	3	19	45	36	11	1.1
	D_{I3}	Canabois	2.1	37.1	9.0	6	42	39	19	6	4.0
	D_{I4}	Cana-Nkom	2.2	30.7	10.0	8	57	36	8	3	2.9
	D_{I5}	Ecopark	1.6	10.7	9.8	35	3	17	80	24	0.8
	D_{I6}	Anga'a	1.6	19.2	6.7	24	19	41	40	12	1.0
	D_{I7}	EDG	1.8	29.9	9.9	5	44	37	19	6	2.2
	D_{I8}	Nsimalen	2.1	63.0	5.3	21.5	33	35	32	9	15.6

3 Analyse spatio-temporelle des précipitations

L'estimation des précipitations sur les bassins d'étude est un élément clef précédant l'analyse des relations pluie-débit et du fonctionnement hydrologique général. Pour les bassins donneurs issus d'anciens travaux, les informations infra-journalières ne sont pas disponibles, mais un résumé des caractéristiques des événements pluie-débit est parfois présenté dans les synthèses des travaux (Ikounga, 1978; Srang, 1972) permettant d'exploiter quelques informations sur ces bassins. Pour les bassins issus de l'instrumentation, ce chapitre présente les approches de traitements des données brutes qui ont permis d'aboutir aux chroniques de précipitations et de débits exploitables dans ces travaux (analyses et modélisations).

Le traitement des données de précipitations consiste à exploiter les données des pluviographes et les données satellitaires pour proposer des chroniques désagrégées au pas de temps horaires des données pluviométriques journalières. Les chroniques journalières désagrégées permettent la construction de champs de précipitations horaires par la méthode d'interpolation avec des pondérations égales à l'inverse de la distance (IDW). Ces chroniques de précipitations horaires sont ensuite utilisées dans l'analyse pluie-débit pour les différents sous-bassins. En fonction des périodes d'analyse qui présentent des densités de pluviographes disponibles variées, on applique soit i) méthode n°1 : une désagrégation « simple » des données journalières des pluviomètres à partir des pluviographes à disposition ou ii) méthode n°2 : une désagrégation « combinée » des données journalières à partir du pluviographe de référence et des données satellitaires (dans le cas ou seul le pluviographe de référence est disponible).

3.1 Méthodes de traitement des données de précipitations

Du fait du peu de connaissances de la variabilité spatiale des précipitations sur le bassin de la Méfou, il est nécessaire d'exploiter l'ensemble des chroniques de précipitations à disposition (ensemble des postes pluviométriques), y compris celles comportant des lacunes importantes. Les superficies réduites de certains bassins étudiés (e.g. 21 km² pour le bassin Ecopark) nécessitent l'élaboration de chroniques à pas de temps fins (horaires) pour analyser les processus hydrologiques. La densité spatiale relativement faible des pluviographes installés sur la zone d'étude pendant ces travaux (variant de 1 à 5 pluviographes pour 351 km²) nécessite la valorisation des données issues des pluviomètres journaliers. L'exploitation de produits satellitaires récents proposant des fines résolutions spatiales et temporelles (0.1° x 0.1° et 30 minutes pour le produit GPM-IMERG) est une opportunité qui pourrait permettre de mieux estimer la variabilité temporelle des précipitations sur la zone d'étude.

3.1.1 Analyse des ratios de précipitations pour les pluviographes disponibles

L'étude des précipitations horaires enregistrées aux différents pluviographes pour des événements présentant un nombre maximum de pluviographes disponibles (cinq) a révélé une variabilité spatiale relativement réduite de l'occurrence des précipitations enregistrées. Pour analyser et quantifier cette variabilité d'occurrence des précipitations, on calcule une variable

que nous appelons « ratio de précipitations » pour chacun des pluviographes. Le calcul du ratio de précipitations consiste à normaliser les précipitations horaires par le cumul de précipitations sur une certaine durée (e.g. à l'échelle de la journée ou à l'échelle de l'événement).

La **Figure 5.4a** présente les ratios de précipitations à l'échelle d'un événement pour la période du 15 au 20 novembre 2017, la **Figure 5.4b** présente le cumul de précipitations au pas de temps horaire des cinq pluviographes à disposition sur cette même période.

On observe quatre pics de précipitations distincts sur la période d'observation, avec une concomitance des pics pour les cinq stations. On note cependant une variabilité nette des valeurs de ratios de précipitations ainsi qu'une variabilité des totaux de précipitations à l'échelle de l'événement entre les différents pluviographes.

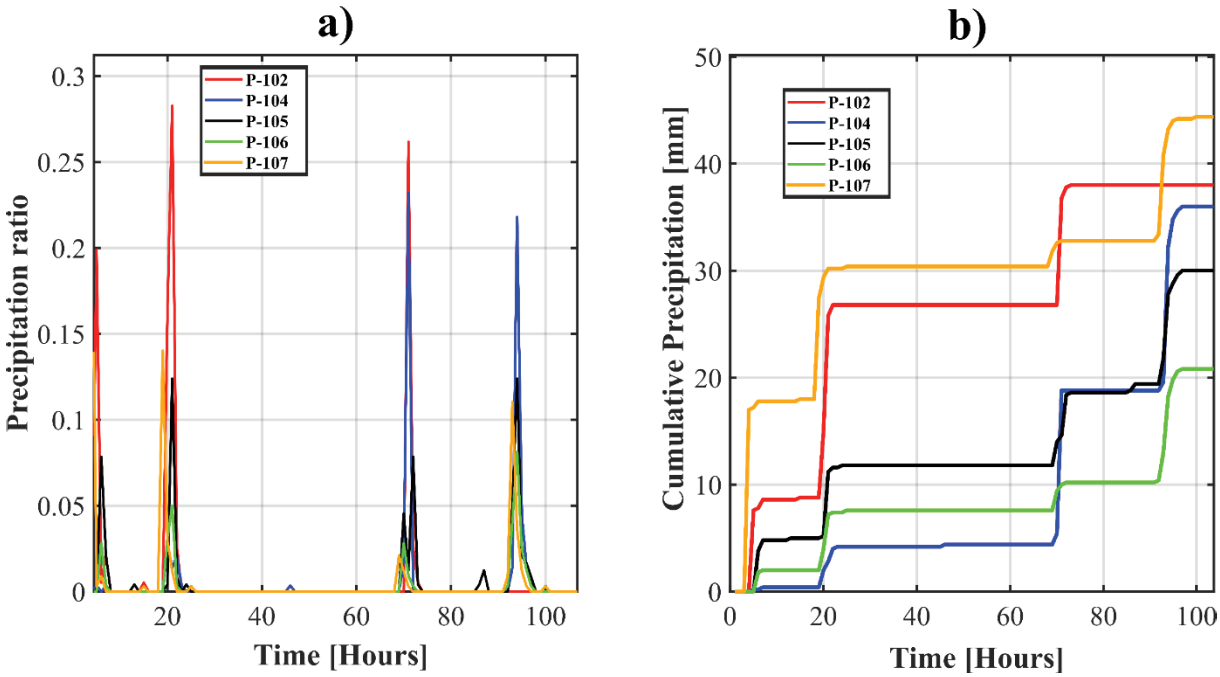


Figure 5.4. a) Ratios de précipitations pour les cinq pluviographes à disposition pour l'événement du 15 au 20 novembre 2017 ; **b)** Cumul de précipitations enregistrés sur les cinq pluviographes pour ce même événement.

3.1.2 Comparaison des précipitations satellitaires et des informations au sol

La période de mars à août 2017 présente une contrainte particulière puisque seul un pluviographe est disponible sur cette période, ne permettant pas de prendre en compte la variabilité spatiale des précipitations au pas de temps horaire. L'exploitation de données issues du produit satellitaire GPM-IMERG (version finale), développé par la NASA et la JAXA, permet d'obtenir des informations utiles à l'estimation de chroniques horaires sur cette période peu instrumentée. Ce produit résulte de l'analyse de données enregistrées par une constellation de satellites, le cœur de l'observatoire GPM a été lancé en 2014. Le produit GPM-IMERG a été sélectionné puisqu'il présente des résolutions temporelles (30 minutes) et spatiales (0.1° x 0.1°) fines (**Figure 5.5**).

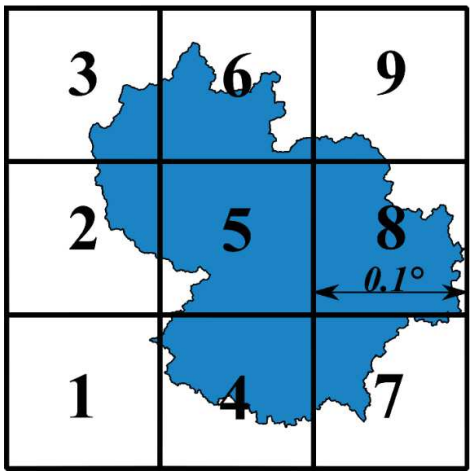
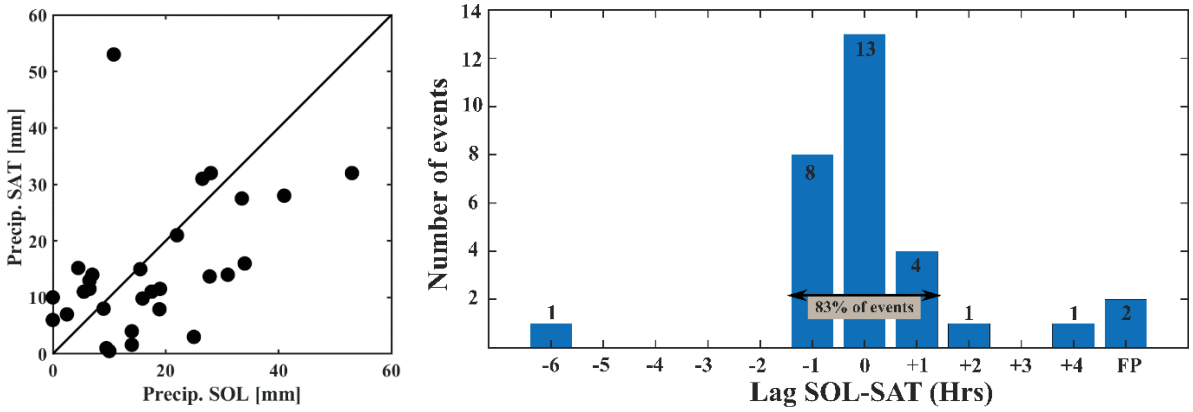


Figure 5.5. Présentation de l'emprise des pixels du produit d'estimation des précipitations par satellite GPM-IMERG à l'échelle du bassin de la Méfou.

Les estimations de précipitations issues du produit GPM-IMERG (notées SAT) sont, dans un premier temps, comparées aux données issues du réseau d'instrumentation (notées SOL) pour des évènements couvrant la période septembre 2017 à février 2018 (cinq pluviographes disponibles). Les moyennes de précipitations horaires des deux sources de données (SAT et SOL) à l'échelle du bassin de la Méfou permettent de comparer les occurrences des maximums horaires ainsi que le cumul journalier pour 30 événements de précipitations à l'échelle du bassin de la Méfou (de 5 mm à 61 mm). Pour l'estimation issue des données au sol, la moyenne est calculée par la méthode de l'inverse distance, alors que pour le produit satellitaire, elle est calculée par la pondération des surfaces des pixels couvrant le bassin d'étude. On considérera les estimations issues du produit au sol comme les valeurs de référence. La **Figure 5.6** présente les résultats d'estimations comparatives (cumuls des précipitations et occurrences des maximums horaires) entre les données issues du produit satellitaire (SAT) et les données issues du réseau au sol (SOL). La **Figure 5.6a** présente une comparaison des cumuls de précipitations par événement pour les deux sources de données et la **Figure 5.6b** présente la distribution des

différences d'occurrences maximales horaires estimées pour les deux sources de données (avec comme référence les données SOL).



a) **b)**

Figure 5.6. **a)** Cumuls de précipitations estimés à partir du produit satellitaire GPM-IMERG (SAT) et du réseau pluviométrique au sol (SOL) pour 30 événements entre septembre 2017 et février 2018 ; **b)** Différences d'occurrences des maximums de précipitations horaires entre les données issues du réseau au sol et les données issues du produit satellitaire (les données de référence étant les données SOL). FP correspond à des précipitations relevées par le produit satellitaire, non détectées par les instruments au sol.

L'estimation du cumul des précipitations à l'échelle des événements par le produit GPM-IMERG est peu satisfaisante. Les données SAT tendent à sous-estimer les précipitations par rapport aux données SOL pour des précipitations de plus de 10 mm, et tendent à surestimer les précipitations inférieures à 10 mm. L'utilisation des valeurs brutes de précipitations horaires issues du produit GPM-IMERG semble donc peu pertinente pour améliorer l'estimation des chroniques de précipitations horaires. Les occurrences des maximums horaires sont en revanche bien estimées par le produit satellitaire, avec des différences d'occurrence des précipitations maximales horaires de plus ou moins une heure par rapport aux données de référence pour 25 des 30 événements étudiés (soit 83 % des événements). Ce produit satellitaire semble donc présenter une opportunité intéressante dans la désagrégation de données journalières au pas de temps horaires pour des bassins présentant peu ou pas d'information horaire dans cette région d'étude.

3.1.3 Méthode n°1 : Désagrégation « Simple » des données pluviométriques journalières

La méthode de désagrégation « simple » se résume en trois étapes. Cette approche est illustrée sur un bassin fictif en **Figure 5.7** :

Etape n°1 (**Figure 5.7b**) : Les ratios horaires de précipitations, notés P_R, sont définis pour les pluviographes disponibles (e.g. P_1, P_2, P_3 dans la **Figure 5.7a**) sur des intervalles de 24 h, de 9h00 à 9h00, correspondant à l'heure des relevés des pluviomètres journaliers. Les précipitations horaires P_H et cumuls de précipitation journalière P_D permettent le calcul P_R (Equation 5.4). Cette étape est présentée en **Figure 5.7b**.

$$P_R(t) = P_H(t)/P_D \quad (5.4)$$

Etape n°2 : Pour chaque pas de temps, les ratios horaires de précipitations des pluviographes sont interpolés par la méthode d'inverse distance (IDW) à l'emplacement des postes pluviométriques journaliers (poste cible P_T dans la **Figure 5.7a**). Cette étape est présentée en **Figure 5.7c**.

Etape n°3 : Les ratios horaires des précipitations interpolées aux stations journalières cibles ($P_{T\text{-}R}$) permettent de désagréger les précipitations journalières ($P_{T\text{-}D}$) enregistrées pour ces stations au pas de temps horaire ($P_{T\text{-}H}$) (Equation 5.5). Cette étape est présentée en **Figure 5.7d**.

$$P_{T-H}(t) = P_{T-R}(t) \cdot P_{T-D} \quad (5.5)$$

Cette approche de désagrégation « simple » est utilisée sur la période septembre 2017 à mars 2019 lorsqu'au moins trois pluviographes sont disponibles.

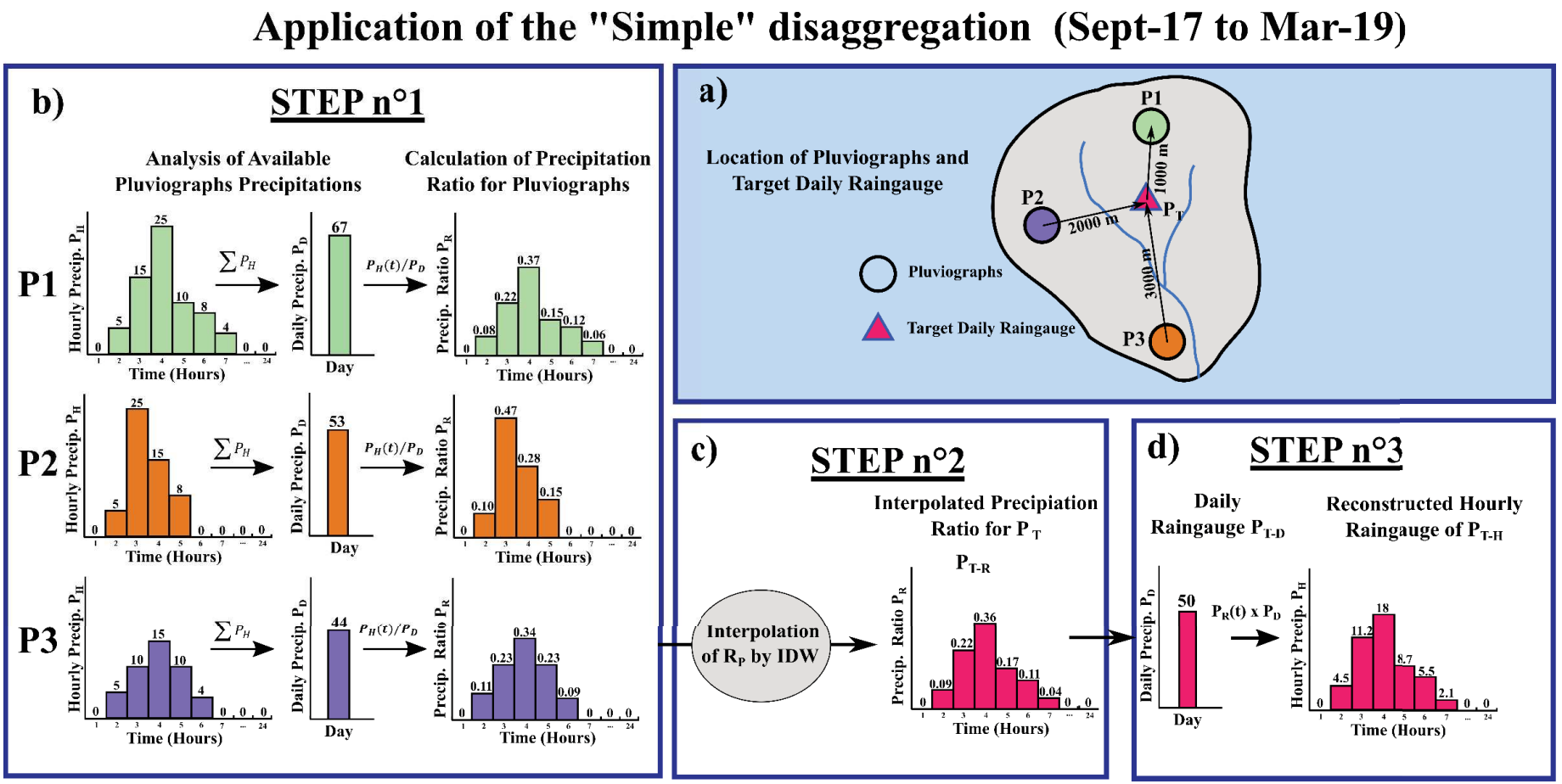


Figure 5.7. Méthode de désagrégation simple des données pluviométriques journalières vers des données horaires à partir des données des pluviographes disponibles. **a)** Schéma simplifié d'un cas fictif ; **b)** Etape n°1 : Calcul des ratios de précipitations pour les pluviographes de référence ; **c)** Etape n°2 : interpolation des ratios de précipitations au pluviomètre cible ; **d)** Etape n°3 : Désagrégation de la donnée journalière en données horaires.

3.1.4 Méthode n°2 : Désagrégation « combinée » des données pluviométriques journalières

La méthode de désagrégation « combinée » permettant la désagrégation de données journalières sur la base de données pluviographiques et de données satellitaires. La méthodologie de désagrégation des données satellites s'inspire des travaux de (Wüest et al., 2010). La méthode proposée se décompose en deux phases principales :

Phase n°1 : Calibration d'un modèle de désagrégation sur une période de référence caractérisée par des données pluviographiques denses (septembre 2017 à novembre 2017) **(Figure 5.8)**. Cette phase de calibration se décompose en trois étapes :

Etape n°1 : Les ratios horaires de précipitations, notés P_R, sont définis pour le pluviographe de référence (P_RRef) et pour les données satellitaires (P_RSat) sur des intervalles de 24 h, de 9h00 à 9h00, correspondant à l'heure de relevé des pluviomètres journaliers. Les précipitations journalières, notées P_D, et horaires, notées P_H, correspondant aux deux jeux de données permettent le calcul de ces valeurs à partir de l'Equation 5.4. Cette étape est présentée en **Figure 5.8a**.

Etape n°2 : Les ratios horaires de précipitations sont définis à l'échelle du bassin de la Méfou à partir du champ de précipitations horaires calculé à partir du réseau pluviographique (notés P_RSol) (Equation 5.4). Cette étape est présentée en **Figure 5.8b**.

Etape n°3 : Des pondérations (notées respectivement ω_{Ref} et ω_{Sat}) attribuées aux ratios de précipitations P_RRef et R_PSat sont intégrées dans l'Equation 5.6 afin de simuler les ratios horaires de précipitation à l'échelle du bassin (P_RSim). Les pondérations ω_{Ref} et ω_{Sat} sont calibrées afin d'ajuster la simulation des ratios de précipitations P_RSol. Ces pondérations calibrées sont ensuite utilisées dans la désagrégation « combinée » appliquée à la période mars 2017 à août 2017. Cette étape est présentée en **Figure 5.8c**.

$$P_RSim = \omega_{Ref} \cdot P_RRef + \omega_{Sat} \cdot P_RSat \quad (5.6)$$

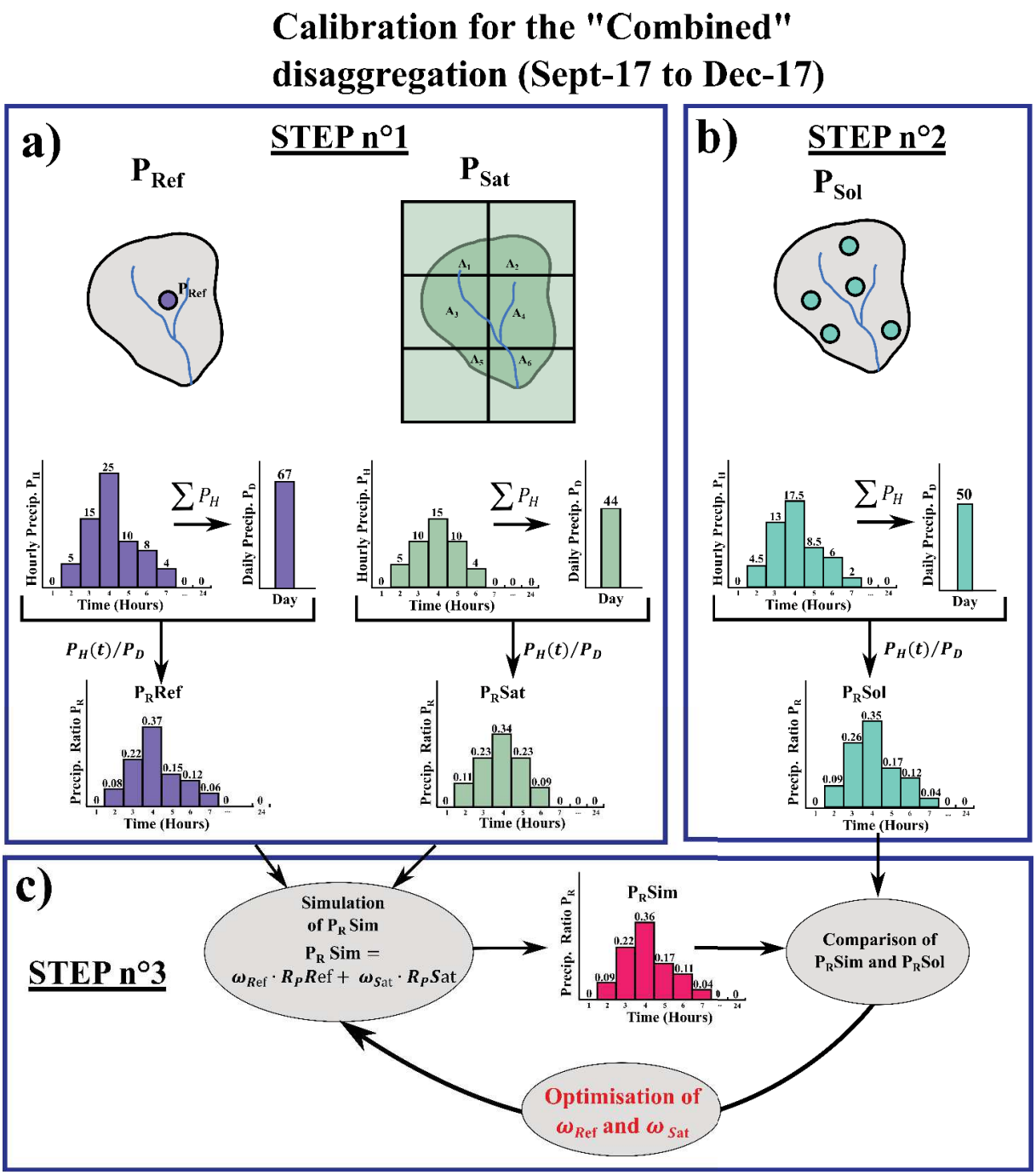


Figure 5.8. Présentation de la phase n°1 de la méthode de désagrégation « combinée », correspondant à la phase de calibration de la méthode sur la période de contrôle (septembre à décembre 2017). **a)** Etape n°1 : Calcul des ratios de précipitations pour le pluviographe de référence et pour les données satellitaires. **b)** Etape n°2 : Calcul des ratios de précipitations moyens issus du réseau de pluviographe au sol. **c)** Etape n°3 : Optimisation des pondérations appliquées au pluviographe de référence et aux données satellitaires pour la simulation des ratios de précipitations moyens issus du réseau de pluviographe au sol.

Phase n°2 : Application du modèle calibré pour la désagrégation des précipitations journalières sur la période mars 2017 à août 2017 caractérisée par un seul pluviographe disponible (**Figure 5.9**). Cette phase d'application du modèle calibré est composée de trois étapes :

Etape n°1 : Les ratios horaires de précipitations sont définis pour le pluviographe de référence (P_RRef) et pour les données satellitaires (P_RSat) sur des intervalles de 24 heures, de 9h00 à 9h00 (Equation 5.4). Cette étape est présentée en **Figure 5.9b**.

Etape n°2 : Les ratios horaires de précipitations sont estimés pour les stations pluviométriques journalières cibles (et noté P_RT) à partir de l'Equation 5.7 intégrant les valeurs des pondérations calibrées pendant la phase n°1. Cette étape est présentée en **Figure 5.9c**.

$$P_{T-R} = \omega_{Ref} \cdot P_R Ref + \omega_{Sat} \cdot P_R Sat \quad (5.7)$$

Etape n°3 : Les précipitations journalières ($P_{T\text{-}D}$) enregistrées aux pluviomètres cibles sont désagrégées au pas de temps horaires selon l'Equation 5.8 à partir de R_PT.

$$P_{T-H}(t) = P_{T-R}(t) \cdot P_{T-D} \quad (5.8)$$

La phase de calibration aboutit à des pondérations équivalentes pour le pluviographe de référence et les données satellitaires ($\omega_{Ref} = \omega_{Sat} = 0.5$). Ces pondérations sont utilisées pour la désagrégation des pluviomètres journaliers. La limite de cette méthode est qu'elle applique pour chacun des pluviomètres le même ratio de précipitation, cependant cette désagrégation « combinée » permet de pallier le problème de forte surestimation (ou sous-estimation) des précipitations horaires du fait de l'exploitation d'un unique pluviographe dans le cas d'une désagrégation simple.

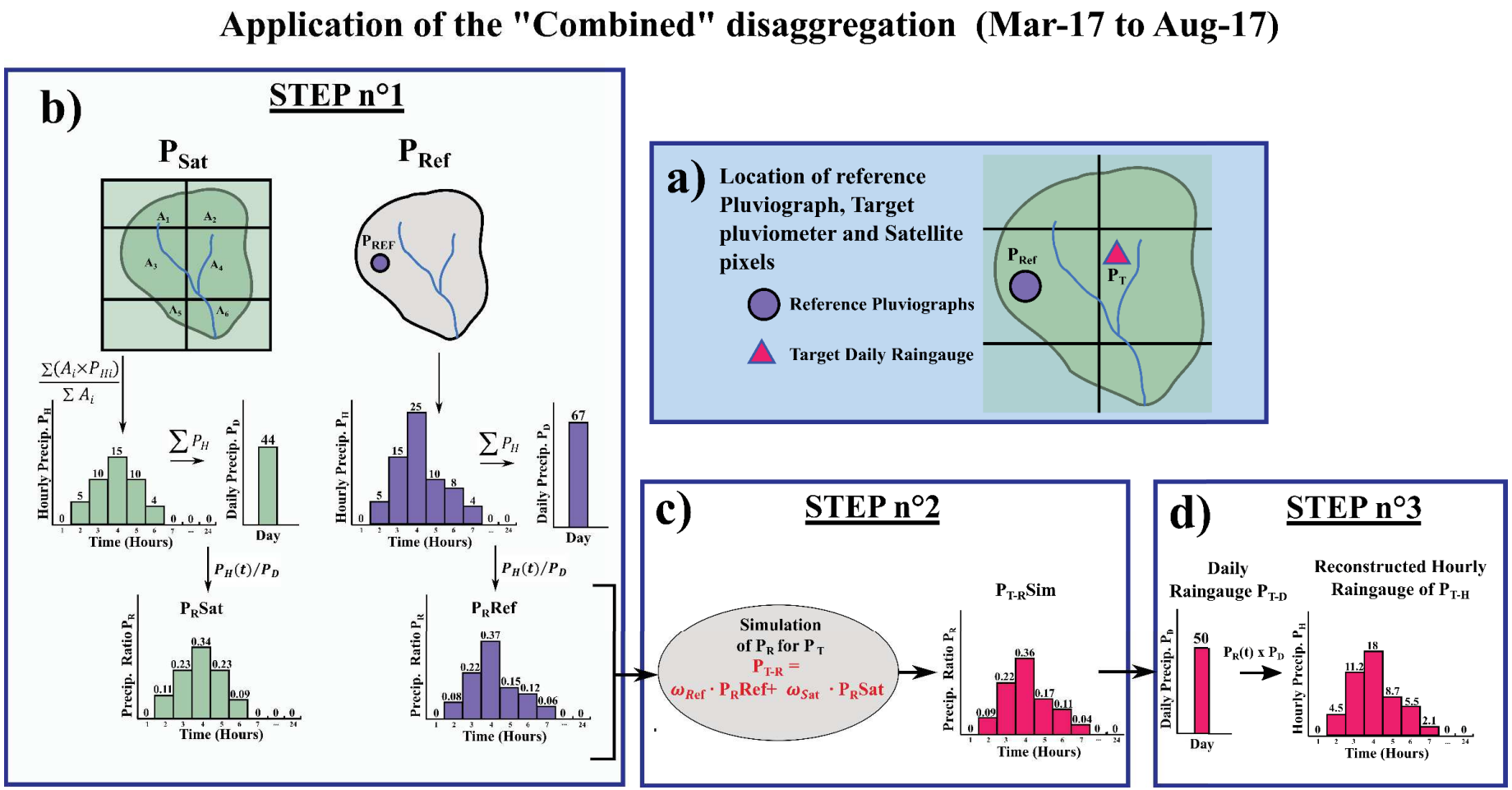


Figure 5.9. Présentation de la phase n°2 de la méthode de désagrégation « combinée » des précipitations journalières (mars 2017 à août 2017). **a)** Schéma simplifié d'un cas fictif ; **b)** Etape n°1 : Calcul des ratios de précipitations pour le pluviographe de référence et pour les données satellitaires ; **c)** Etape n°2 : Calcul des ratios de précipitations au pluviomètre cible à partir des pondérations ω_{Ref} et ω_{Sat} optimisées en Figure 5.8 ; **d)** Etape n°3 : Désagrégation de la donnée journalière en données horaires.

3.1.5 Conclusion

Les pluviomètres journaliers sont donc désagrégés au pas de temps horaire sur les deux années d'observation soit par désagrégation « combinée » pour la période mars à août 2017, ou par désagrégation « simple » sur la période septembre 2017 à février 2019. Les chroniques des pluviographes et pluviomètres désagrégées permettent ensuite une interpolation des précipitations par la méthode de l'inverse de la distance, aboutissant à un champ de précipitations au pas de temps horaire à l'échelle de la Méfou. Les données horaires sont agrégées à différents pas de temps et moyennées pour différents sous-bassins dans l'analyse spatio-temporelle des précipitations et dans l'intégration comme variables d'entrée des différents modèles utilisés.

3.2 Variabilité multi-échelle spatio-temporelle des précipitations

La phase de traitement des précipitations présentée en Section 3.1 aboutit à l'estimation des champs de précipitations horaires sur le bassin de la Méfou pour la période mars 2017 à mars 2019, permettant ainsi de quantifier la variabilité spatiale à différentes échelles temporelles.

3.2.1 Echelle événementielle

On présente les cartes de cumuls de précipitations réalisées pour 30 événements de pluies correspondant à 30 crues enregistrées pour le bassin Canabois (D_{I3}) entre mars 2017 et février 2019. Le bassin Canabois est celui présentant les séries de données hydrologiques les plus complètes et la courbe de tarage la plus fournie en jaugeage, il s'agit donc d'un bassin de référence idéal pour la présentation de résultats. Ces événements ont été enregistrés au cours de la première (18 événements) et de la seconde année hydrologique (12 événements). Du fait des temps de réaction lents des bassins et des durées de décrues importantes, les événements sélectionnés peuvent s'étendre sur plusieurs jours et comprendre plus d'épisodes pluvieux. A chacune des cartes de cumul de précipitation présentée en **Figure 5.10** et **Figure 5.11**, est associé un hyétogramme horaire calculé à l'échelle du bassin de Canabois (présenté dans l'analyse des relations pluie-débit à pas de temps fin en Chapitre 8).

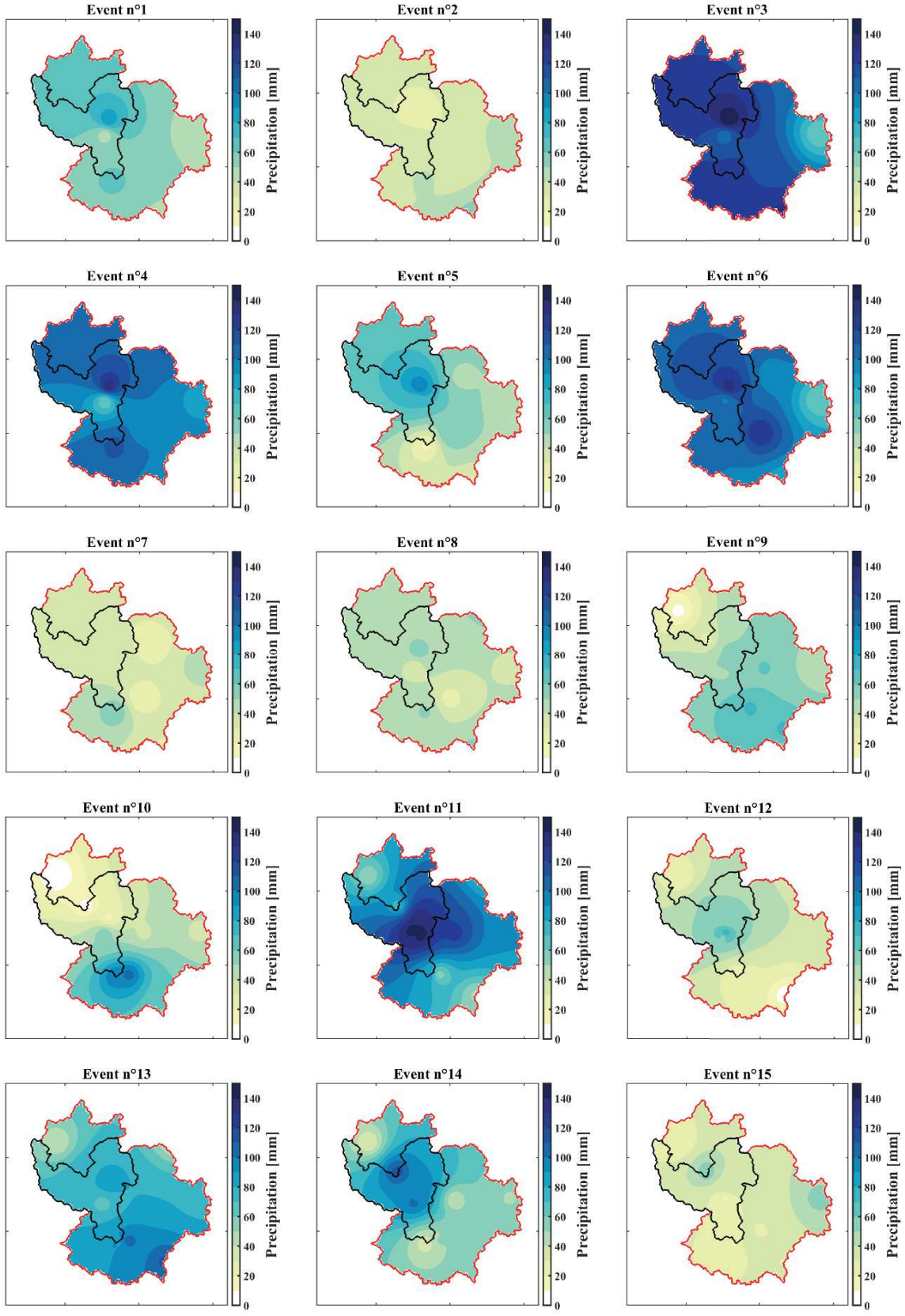


Figure 5.10. Cumuls événementiels de précipitations (n°1 à n°15) à l'échelle du bassin de la Mefou.

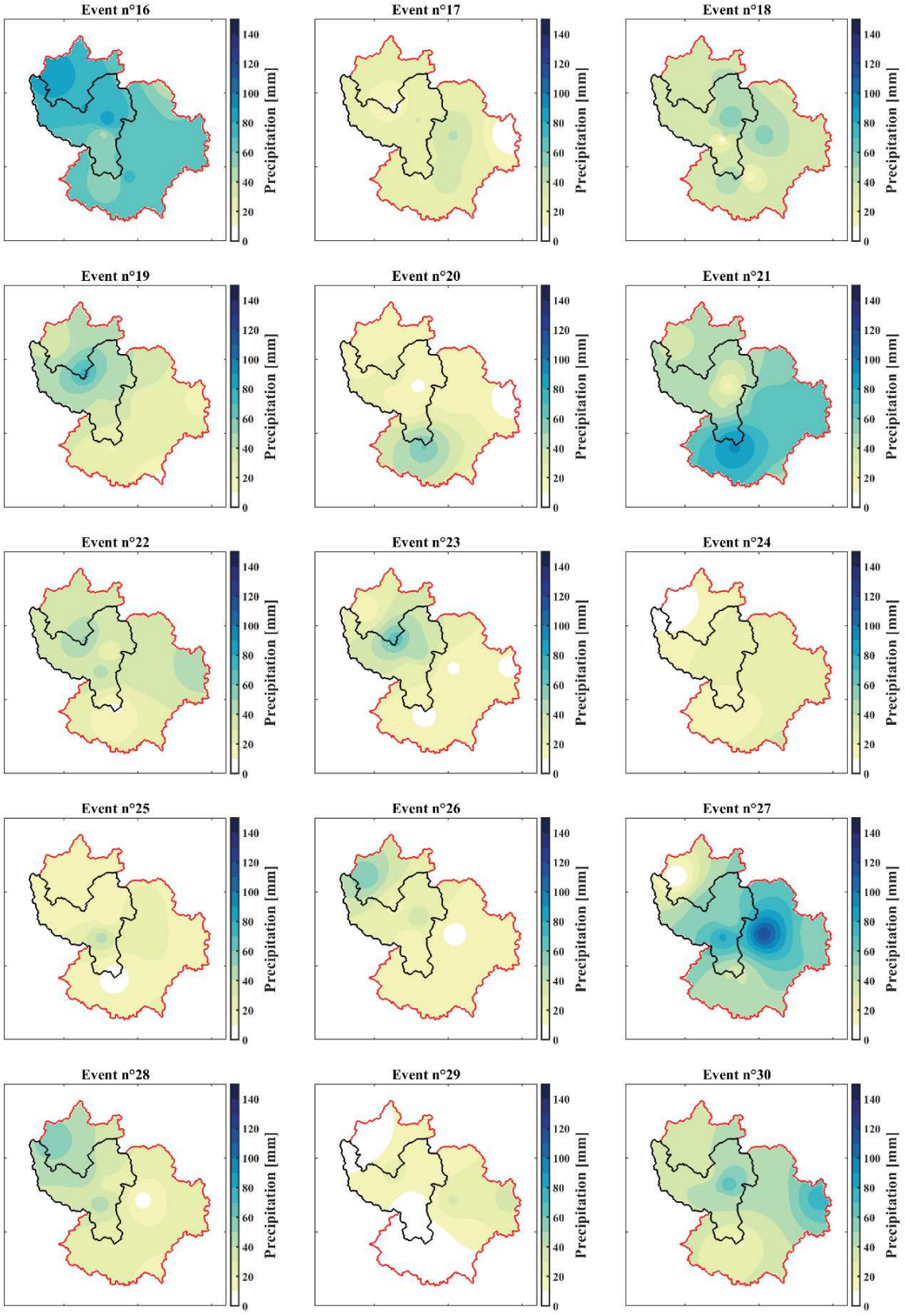


Figure 5.11. Cumuls événementiels de précipitations (n°16 à n°30) à l'échelle du bassin de la Méfou.

Les différents événements analysés mettent en avant des disparités spatiales assez importantes en termes de cumul de précipitations. Les événements n° 9, 10 ou 13 sont par exemple caractérisés par des lames d'eau précipitées plus importantes sur la partie sud du bassin de la Méfou alors que les événements n° 4, 5 et 14 présentent des lames d'eau plus importantes sur la partie nord du bassin. Ces hétérogénéités spatiales importantes des précipitations justifient le suivi d'un réseau pluviométrique dense permettant d'estimer au mieux les cumuls de précipitations sur les sous-bassins étudiés.

La variété d'hétérogénéités des précipitations à l'échelle des événements permet de retenir des événements spécifiques ayant abouti à des réponses hydrologiques partielles du bassin de la Méfou. Ces événements spécifiques permettront d'étudier le transfert dans le réseau hydrographique de masses d'eau issues de certains des sous-bassins (Chapitre 10). En plus des événements présentés en **Figure 5.10** et **Figure 5.11**, On peut citer l'événement du 7 septembre 2017 ayant touché principalement l'est du bassin de la Méfou (sous-bassin de l'Anga'a) et l'événement du 15 septembre, principalement localisé sur le sous-bassin du Mfoundi.

3.2.2 Echelle mensuelle et saisonnière

L'agrégation au pas de temps mensuel permet de visualiser l'hétérogénéité spatiale des précipitations mensuelles à l'échelle de la Méfou. La **Figure 5.12** présente les précipitations mensuelles pour l'année hydrologique mars 2017 – février 2018. Elle met en avant des variabilités intra-annuelles déjà présentées en Chap.3-Sect.4.1.2 avec des précipitations de plus de 200 mm pour les mois d'octobre, avril, mai et septembre et des cumuls inférieurs à 50 mm pour les mois de juillet, août, décembre et janvier.

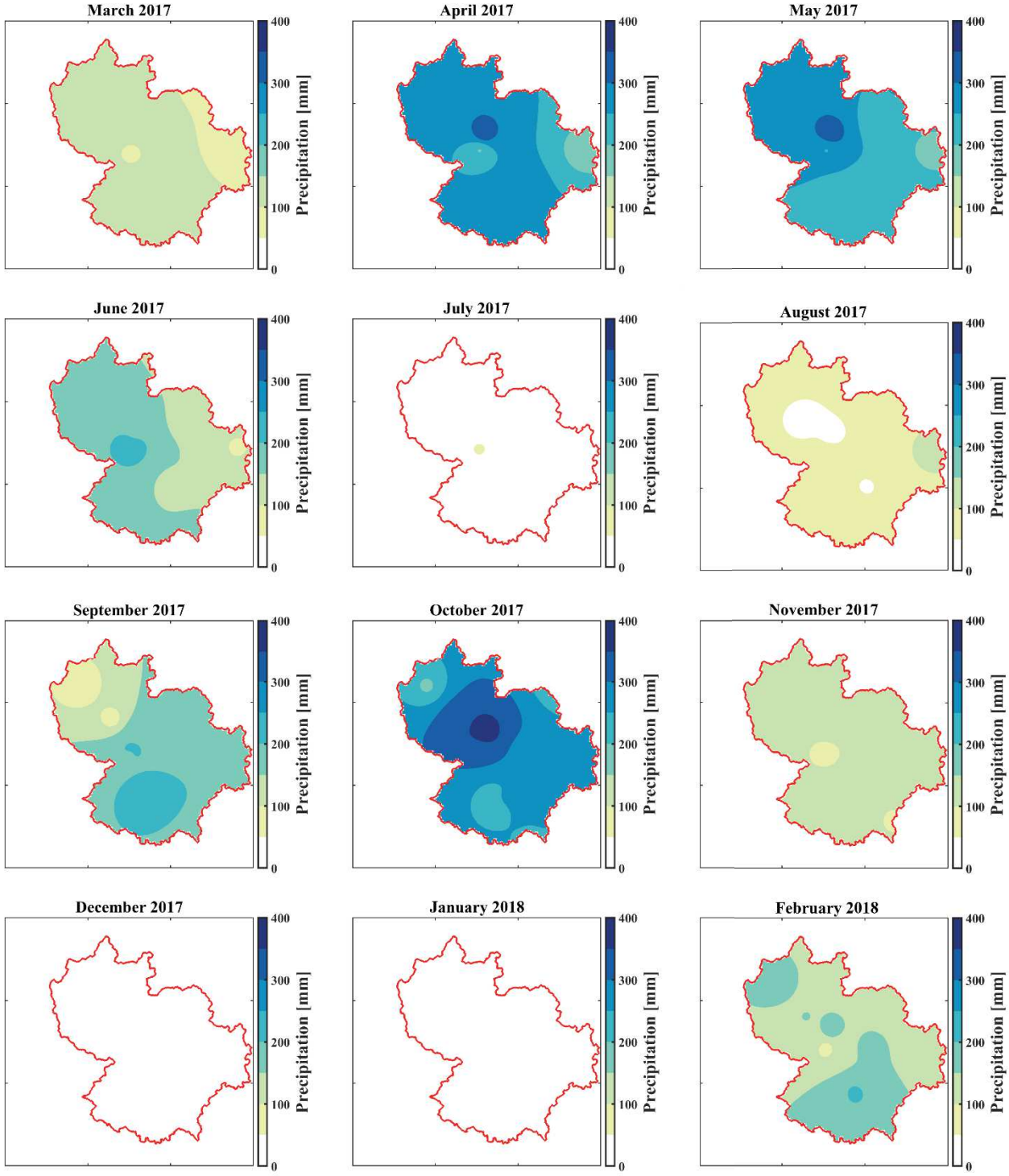


Figure 5.12. Cartes de précipitations mensuelles de la Méfou pour l'année hydrologique 2017-2018 et construites à partir des informations de précipitations issues du réseau de pluviomètres et pluviographes installés dans le cadre de ces travaux de thèse.

3.2.3 Echelle annuelle

A l'échelle annuelle, on note une variabilité spatiale nette des précipitations largement influencée par les hétérogénéités spatiales observées pendant les mois les plus pluvieux. Les valeurs de précipitations varient pour l'année 2017-2018 entre 1400 mm au nord-est à près de 1900 mm au nord (bassin de Nkomassi) avec une précipitation moyenne de 1625 mm à l'échelle du bassin de la Mefou. La variabilité spatiale dans la partie sud du bassin semble être moins importante, avec des valeurs variant entre 1500 et 1700 mm (**Figure 5.13b**). Ces résultats peuvent être comparés avec la carte des précipitations annuelles réalisée à partir de l'unique année hydrologique issue des données historiques présentant suffisamment d'informations (1968-1969) (**Figure 5.13a**). Comme pour les deux années suivies pendant ces travaux, on retrouve pour l'année hydrologique mars 1968 – février 1969 une précipitation annuelle plus importante au niveau des massifs du nord-ouest. Les trois années d'observations à disposition mettent en avant une précipitation annuelle davantage marquée au niveau du sous-bassin de Nkomassi (quartier Nkolbisson), et des précipitations moins importantes sur la partie est et sud du bassin de la Mefou. Ces conclusions sont prises en compte lors de la reconstruction des données de débits historiques à l'échelle de la Méfou par le biais d'un modèle pluie-débit annuel semi-distribué (voir Chapitre 7).

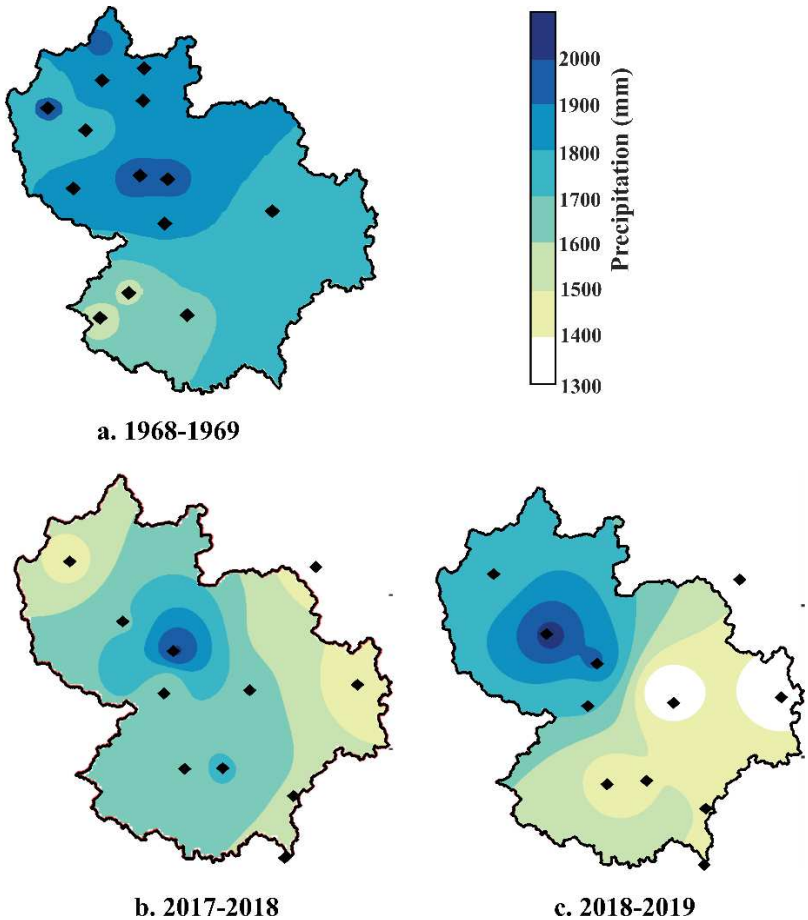


Figure 5.13. Cartes des précipitations annuelles à l'échelle de la Méfou ; **a)** Année hydrologique mars 1968 - février 1969 ; **b)** Année hydrologique mars 2017 - février 2018 ; **c)** Année hydrologique mars 2018 - février 2019.

4 Séparation du débit entre écoulement de surface et débit de base

Les hauteurs d'eau enregistrées par les stations de mesures sont transformées en débits grâce aux courbes de tarage construites à partir des jaugeages effectués sur chacune des stations. Les débits enregistrés au pas de temps de six minutes sont ensuite agrégés aux pas de temps horaire et journalier. Une estimation de l'écoulement de base et de l'écoulement de surface est une des étapes préalables à l'analyse des processus hydrologiques.

4.1 Méthodes de séparation du débit de base

La séparation de l'écoulement total en une composante d'écoulement rapide (ruissellement de surface) et une composante d'écoulement retardé (débit de base) permet une première analyse du fonctionnement hydrologique par la détermination de la proportion de chacune de ces deux composantes. On appellera *BFI* (*Baseflow index*), la part estimée de l'écoulement de base dans l'écoulement totale.

Chapman (1999) a analysé les performances de trois modèles de séparation des débits pour 13 bassins versants australiens et a conclu que la méthode de (Boughton, 1993) aboutit aux résultats les plus satisfaisants comparativement à la méthode IHACRES (Jakeman et Hornberger, 1993) et la méthode du filtre récursif à un paramètre (Chapman et Maxwell, 1996).

On présente ici les équations des trois approches présentées et appliquées par Chapman (1999) :

- Méthode du filtre digital à un paramètre (k), Chapman et Maxwell (1996)

$$Q_b(i) = \frac{k}{2-k} Q_b(i-1) + \frac{1-k}{2-k} Q_b(i) \quad (5.9)$$

Avec : Q_b le débit de base ; Q le débit total ; i le jour analysé

- Méthode de Boughton à deux paramètres (k et C), Boughton (1993)

$$Q_b(i) = \frac{k}{1+C} \cdot Q_b(i-1) + \frac{C}{1+C} \cdot Q(i) \quad (5.10)$$

- Méthode IHACRES à trois paramètres (k, C et α_q), Jakeman et Hornberger (1993)

$$Q_b(i) = \frac{k}{1+C} \cdot Q_b(i-1) + \frac{C}{1+C} \cdot \left[Q(i) + \alpha_q Q(i-1)\right] \quad (5.11)$$

4.2 Paramétrisation et choix du modèle de séparation

Ces trois approches sont appliquées sur le bassin de Canabois (D_{I3}) (correspondant à un bassin de taille intermédiaire dans notre jeu de données), avec les paramètres employés par Chapman (1999) sur quelques bassins versants. Parmi les bassins versants analysés par Chapman (1999), les bassins de Tooma et de Jardin (localisés en Australie) sont tous les deux caractérisés par des précipitations annuelles de l'ordre de 1700 mm, très proches des

précipitations annuelles moyennes à l'échelle de la Méfou. Le bassin de Tooma présente des caractéristiques physiques plus proches de nos bassins d'étude puisqu'il a une superficie de 114 km² contre 2500 km² pour le bassin Jardine. Les paramètres de ces deux bassins sont testés pour les trois méthodes présentées par Chapman (1999) sur les données de débits enregistrés à Canabois pour la première année hydrologique. La **Figure 5.14** présente les résultats des séparations issues de ces différents modèles. Le **Tableau 5.3** résume les paramètres testés et les valeurs de BFI calculées à partir des différentes estimations de débit de base.

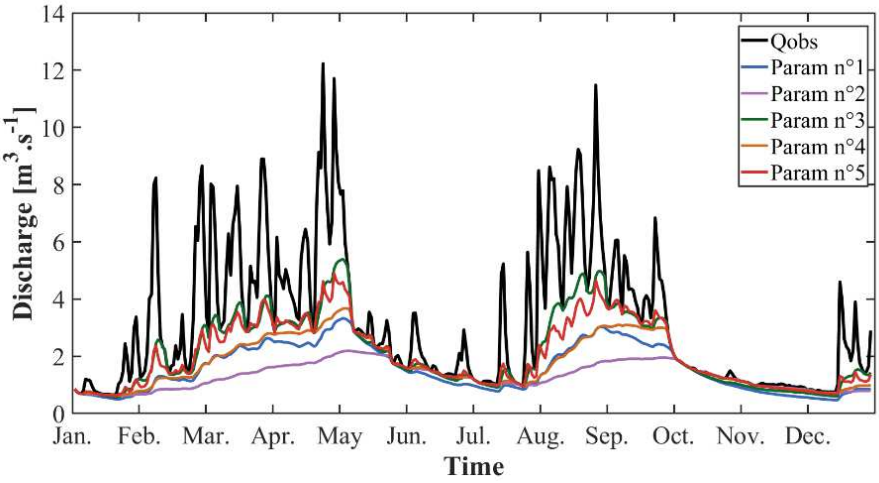


Figure 5.14. Analyse des différentes méthodes de séparation du débit de base présentée par Chapman (1999) sur le bassin de Canabois (D_{I3}) pour l'année hydrologique 2017-2018 à partir des paramètres appliqués par Chapman (1999) sur des bassins aux caractéristiques pluviométriques et de superficies proches des bassins de notre étude.

Tableau 5.3. Résumé des paramétrisations et résultats des modèles de séparation du débit de base.

n° Paramétrisation	Bassins donneur	k	C	α_q	*BFI*
1	Tooma	0.971	-	-	0.49
2	Jardine	0.993	-	-	0.41
3	Tooma	0.970	0.085	-	0.67
4	Jardine	0.990	0.019	-	0.54
5	Jardine	1.145	0.197	-0.81	0.64

Les paramétrisations n°1, 2 et 4 engendrent un débit de base moins « dynamique » que les paramétrisations n°3 et n°5, avec des valeurs de *BFI* faibles (0.41 à 0.54). La part du ruissellement de surface pour ces trois approches semble très surestimée au vu des observations de terrain, avec notamment des durées de ruissellement qui semblent beaucoup trop prolongées puisqu'elles sont simulées comme permanentes en saisons des pluies (**Figure 5.15**). Les paramétrisations n°3 et n°5 sont relativement proches avec des valeurs de *BFI* de

respectivement 0.67 et 0.64. La paramétrisation n°3 se démarque avec des simulations plus réalistes présentant un écoulement de base simulé correspondant à l'écoulement total entre deux événements majeurs (**Figure 5.15**). Les phases de décrues sont bien simulées pour l'ensemble des paramétrisations.

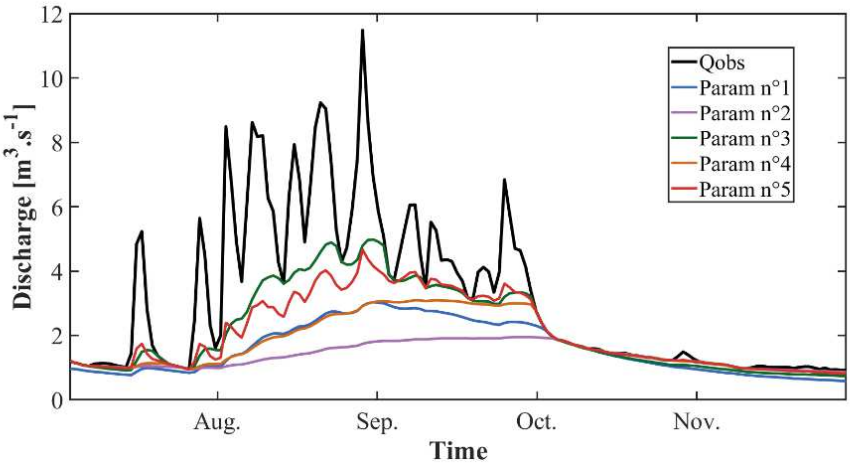


Figure 5.15. Détail de la **Figure 5.14** pour la seconde saison des pluies (septembre à décembre 2017).

Chapman (1999) présente l'algorithme de Boughton à deux paramètres (Equation 5.5) comme étant globalement le plus satisfaisant pour une majorité des bassins étudiés. Les analyses des trois modèles (5 paramétrisations) et les conclusions de Chapman (1999) nous amènent à prioriser la paramétrisation n°3, également issue du bassin à la superficie semblable aux bassins de cette étude. Cette paramétrisation sera utilisée pour la séparation des débits de base de chacune des séries hydrologiques issues de l'instrumentation.

4.3 Estimation des débits de base des sous-bassins

Une fois le débit de base estimé au pas de temps journalier à partir de la méthode de Boughton à deux paramètres, on désagrège le débit de base au pas de temps horaire par interpolation linéaire. La séparation appliquée au pas de temps horaire permet alors de définir les coefficients de ruissellement de surface à l'échelle événementielle pour les différents bassins étudiés. La **Figure 5.16** présente la séparation du débit de base pour les débits journaliers des six stations de mesures pour l'année hydrologique mars 2017- février 2018. Le **Tableau 5.4** présente les indices *BFI* pour les quatre stations disposant de séries de données suffisantes. Les valeurs de *BFI* sont relativement proches d'un bassin à l'autre avec des valeurs de l'ordre de 0.64 à 0.69. Les valeurs de *BFI* au niveau d'Ecopark sont caractérisées par des plus grandes incertitudes du fait des données manquantes en janvier et février 2018, le *BFI* serait situé entre 0.55 et 0.65 pour cette station. La **Figure 5.16** présente des séparations du débit de base réalistes, avec un apport souterrain important caractéristiques des régions tropicales. Pour le bassin le plus urbanisé (Ecopark), la part de l'écoulement de base semble être moins importante

et peut être expliquée par l'impact de l'imperméabilisation des sols et l'augmentation de l'aptitude au ruissellement de surface.

Tableau 5.4. Résumé des valeurs de *BFI* pour cinq bassins donneurs de la base de données pour l'année hydrologique mars 2017 – février 2018.

Noms	Bassins	Area [km²]	BFI
D_{H6}	Ottomo	24	0.67
D_{I2}	Nkomassi	47	0.64
D_{I3}	Canabois	120	0.66
D_{I5}	Ecopark	21	0.55 à 0.65
D_{I8}	Nsimalen	351	0.69

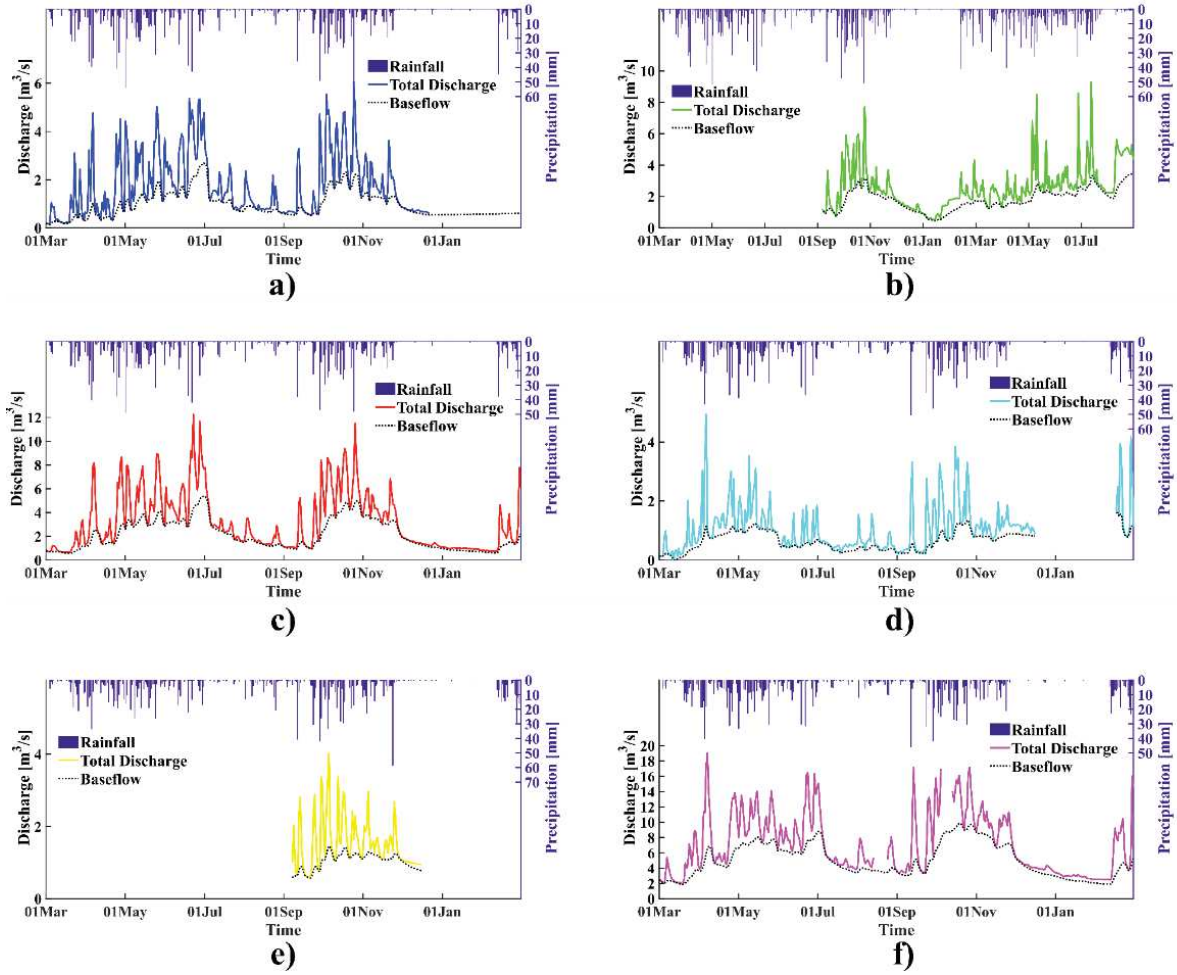


Figure 5.16. Présentations de l'hydrogramme, du débit de base et du hyétogramme journalier pour l'année hydrologique 2017-2018. **a)** Bassin Nkomassi ; **b)** EDG ; **c)** Bassin Canabois ; **d)** Bassin Ecopark ; **e)** Bassin Anga'a; **f)** Bassin Nsimalen.

5 Conductivités électriques

Les stations hydrométriques installées permettent, pour certaines, une mesure de la conductivité électrique à pas de temps fin.

Seule la station Canabois possède des mesures de la conductivité sur l'ensemble de la période d'étude (mars 2017 à mars 2019). Les données instantanées sont transformées au pas de temps horaire, journalier et mensuel.

La **Figure 5.17** présente les conductivités journalières moyennées sur une fenêtre glissante de 5 jours pour l'année 2017-2018 pour les différentes stations installées.

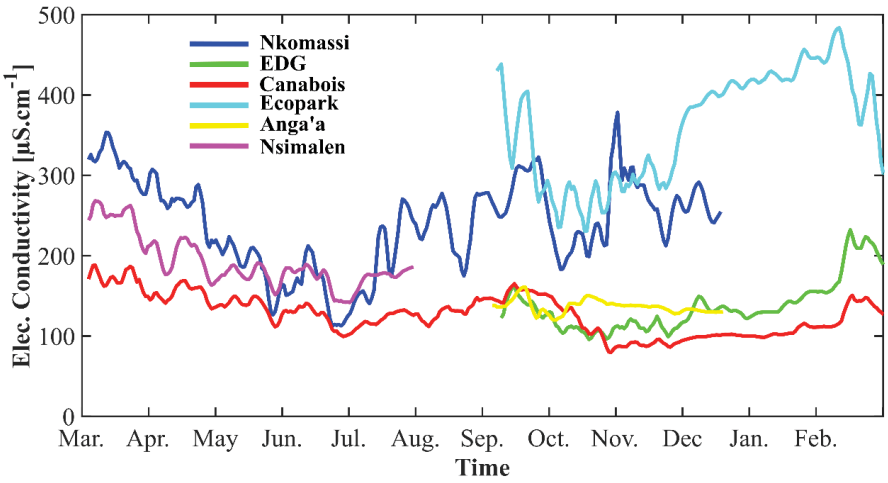


Figure 5.17. Conductivités électriques moyennées sur une fenêtre glissante de cinq jours pour l'année hydrologique 2017-2018.

Les conductivités électriques enregistrées au niveau des différentes stations présentent des dynamiques communes au cours de l'année. On note généralement une baisse de la conductivité de mi-février à fin juin, suivie d'une augmentation jusqu'à mi-septembre, une baisse jusqu'à novembre et finalement une augmentation jusqu'à mi-février. Ces différentes phases correspondent à l'alternance des saisons sèches et saisons des pluies. Pendant les saisons des pluies, les eaux de ruissellement issues des précipitations sont caractérisées par des conductivités plus faibles que les eaux issues des nappes souterraines, entraînant une diminution de la conductivité des eaux de rivières. A l'inverse, en saisons sèche, la proportion des eaux de ruissellement de surface est négligeable, les eaux issues des nappes souterraines provoquent une augmentation des conductivités moyennes dans les cours d'eau.

Les conductivités électriques varient entre 90 $\mu S.cm^{-1}$ pour les plus faibles valeurs enregistrées à la station Canabois et jusqu'à 500 $\mu S.cm^{-1}$ pour la station Ecopark. On note que les conductivités les plus importantes sont enregistrées sur les deux bassins les plus urbanisés (Ecopark et Nkomassi). On remarque que la conductivité diminue en aval de la station Nkomassi pour les stations EDG et Canabois. Le bassin intermédiaire de Cana-Nkom draine

des surfaces peu urbanisées, des mesures ponctuelles sur le tributaire Nga confirme des conductivités très faibles (inférieures à 100 $\mu S.cm^{-1}$). En revanche, la Station Nsimalen drainant l'ensemble du site d'étude présente des valeurs intermédiaires, les eaux provenant du Mfoundi (incluant Ecopark) sont à l'origine de l'augmentation des conductivités enregistrées à Nsimalen par rapport à Canabois ou Anga'a.

Des mesures ponctuelles effectuées sur plusieurs biefs du Mfoundi et de la Biyeme confirment des conductivités électriques généralement supérieures à 300 $\mu S.cm^{-1}$ pour la zone urbanisée (Branchet, 2018).

Les différences de conductivités entre stations pourraient être expliquées par plusieurs facteurs. Le contexte géologique expliquerait des conductivités variées des eaux souterraines entre les bassins du Mfoundi (Biyeme, Mfoundi amont, Mfoundi aval) présentant des fortes conductivités souterraines et les bassins Anga'a ou de la Méfou en amont de la confluence avec le Mfoundi présentant des conductivités plus faibles. Des campagnes d'analyse des conductivités des eaux de puits et de forage a permis de mettre en évidence des différences significatives de conductivités électriques au sein du bassin de la Méfou. Les conductivités des eaux provenant de puits situés en partie amont de la Méfou permettent d'estimer entre 50 et 200 $\mu S.cm^{-1}$ les conductivités des eaux souterraines alors que des campagnes sur le Mfoundi et la Biyeme aboutissent à des conductivités de l'ordre de 200 à 500 $\mu S.cm^{-1}$.

Le phénomène d'urbanisation peut également impacter les conductivités des eaux de surface. Bien que les saisons humides entraînent une diminution de la conductivité électrique des cours d'eau, les premiers événements de pluie lessivent un certain nombre d'éléments de surface et peuvent entraîner un pic de conductivité pour les stations drainant des eaux souterraines à conductivités moyennes à faibles. La conductivité électrique est un élément qui n'a pas été intégré aux analyses pluie-débit dans ces travaux, mais ce sont des informations qui ouvrent des possibilités intéressantes pour mieux comprendre les processus hydrologiques.

6 Conclusion

Dans ce chapitre, les hétérogénéités des caractéristiques physiques des sous-bassins ont été quantifiées à partir de différents produits globaux. Les sous-bassins sont principalement marqués par une diversité d'ODS dans cette région originellement forestière présentant aujourd'hui des portions complètement urbanisées. Certains sous-bassins de la base de données sont par exemple caractérisés par des superficies, types de sols ou pentes similaires mais présentent des ODS contrastées (bassins à dominance forestière et bassins urbains) permettant une comparaison pertinente de leur fonctionnement hydrologique.

La seconde partie de ce chapitre concerne les données issues de l'instrumentation et notamment les traitements données brutes permettant d'aboutir aux chroniques de précipitations et de débits par sous-bassin. Ces séries de données traitées permettent l'analyse des processus et les modélisations présentées en **Partie III**. L'analyse des différentes sources

de données de précipitations a validé l'utilisation des données satellitaires en association avec les données au sol pour établir la chronique de précipitation horaire. Les précipitations enregistrées au sol permettent d'aboutir à des cartes de précipitations évènementielles, mensuelles ou annuelles à l'échelle de la Méfou, complétant les connaissances apportées par les quelques chroniques historiques disponibles jusqu'à présent. Les cartes de précipitations mensuelles et annuelles mettent en avant des précipitations plus importantes dans la partie nord-ouest caractérisée par des reliefs plus marqués. Au contraire, les zones est et sud sont exposées à des cumuls mensuels et annuels plus faibles.

La séparation du débit de base permettra d'étudier indépendamment le débit de ruissellement de surface rapide et le débit de nappe. Dans l'analyse pluie-débit à l'échelle des événements, la séparation permettra de déterminer des coefficients de ruissellement de surface qui seront comparées entre bassins versants. Ces deux composantes du débit total seront simulées indépendamment dans les modèles hydrologiques à pas de temps horaires. La séparation proposée dans ce chapitre (considérée comme la séparation de référence) pourra donc être comparée aux simulations.

PARTIE II

Modélisation hydrologique annuelle et mensuelle

Cette seconde partie intègre le développement d'un modèle annuel semi-distribué permettant l'estimation de la contribution de principaux sous-bassin de la Méfou ainsi qu'une reconstruction du débit annuel à l'exutoire sur la période 1930 – 2017. Le ***Chapitre 6*** *est principalement construit à partir des réponses faites aux réviseurs de l'article : A non-stationary model for reconstruction of historical annual runoff on tropical catchments under increasing urbanization (Yaoundé, Cameroon) soumis à Hydrology and Earth Sciences System (****Chapitre*** *7), accepté avec révisions majeures.*

La première partie du ***Chapitre 6*** *a pour objectif une analyse des bilans (mensuels et annuels) issus des stations de l'instrumentation et des données historiques. Cette analyse permet une compréhension du fonctionnement hydrologique pour des sous-bassins caractérisés par une variété de conditions physiques (pentes, type de sols) et d'occupation des sols. La seconde partie de ce chapitre consiste à utiliser des modèles mensuels et annuels usuels pour définir les contraintes du modèle à développer et présenter les avantages et limites des modèles existants. La dernière partie de ce chapitre présente un cahier des charges pour une reconstruction des écoulements de la Méfou à partir d'un modèle annuel semi-distribué (****Chapitre*** *7) prenant en compte la non-stationnarité des occupations des sols. Le* ***Chapitre 7*** *présente le développement du modèle hydrologique annuel semi-distribué intégrant la non-stationnarité de l'occupation des sols pour la reconstruction des débits annuels à l'échelle du bassin de la Méfou. Le modèle est développé à partir des données de bassins donneurs issus de l'instrumentation et des données historiques et intègre la notion de transfert d'information de bassins donneurs vers des bassins cibles. Ce modèle permet également la quantification des contributions des différents sous-bassins majeurs du bassin de la Méfou.*

CHAPITRE 6

Domaines et limites d'application des modèles annuels et mensuels usuels

1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de compléter l'analyse du fonctionnement hydro-climatique du bassin de la Méfou présentée en Chap.3-Sect.4, par l'utilisation de modèles hydrologiques couramment utilisés aux échelles annuelle (Budyko, 1974 ; GR1A ; Mouelhi, 2003 ; Ponce et Shetty, 1995) et mensuelle (GR2M ; Mouelhi, 2003). On évalue notamment la capacité des modèles usuels à représenter les débits observés au pas de temps mensuel et annuel. Certaines variables internes de ces modèles permettront de contraindre le modèle annuel développé sur mesure pour ce bassin versant (Chapitre 7). Ce chapitre met également en avant une analyse des bilans hydrologiques des bassins donneurs (au pas de temps mensuel et annuel), nécessaire à la construction du modèle semi-distribué annuel.

La première partie du chapitre présente les résultats, interprétations et discute des limites de l'utilisation de modèles usuels appliqués à l'échelle de la Méfou.

La seconde partie présente les résultats des relations pluie-débit aux échelles annuelle et mensuelle des bassins donneurs (issus des données historiques et de l'instrumentation présentée en Chapitre 4), permettant d'évaluer l'impact de l'urbanisation, des types de sols et de la topographie sur les bilans hydrologiques.

La troisième partie présente le cahier des charges découlant des analyses des deux premières parties pour guider le développement du modèle semi-distribué annuel. Ce modèle présenté en Chapitre 7, permet la quantification des contributions des principaux sous-bassins, la reconstruction historique et projection des débits annuels à l'échelle de la Méfou.

2 Modélisation hydrologique annuelle et mensuelle sur les données historiques de la Méfou

La Sect.4 du Chap.3 a mis en évidence des changements dans les relations pluie-débit à l'échelle de la Méfou à Nsimalen. Dans cette section, l'utilisation de modèles annuels et mensuels permet de compléter cette analyse. Certaines caractéristiques du fonctionnement hydrologique à l'échelle de la Méfou seront mises en avant et permettront de guider les choix de modélisation.

2.1 Modèle de Budyko (1974)

Le modèle de Budyko (1974) est largement appliqué comme première modélisation des termes du bilan annuel par la représentation de l'indice d'aridité (*PET*/*P*) et la variable *AET*/*P*. Le modèle de Budyko s'applique sous l'hypothèse d'une variation interannuelle nulle du stock, le bilan hydrologique s'écrit alors ;

$$P - R - AET = 0 \tag{6.1}$$

Avec : *P*, la précipitation moyenne annuelle ; *R*, le débit moyen annuel ; *AET*, l'évaporation moyenne annuelle

Le modèle de Budyko est appliqué sur la Méfou (421 km²) pour des périodes de quatre années consécutives entre 1964 et 2013. Calculer les valeurs moyennes des termes du bilan sur plusieurs années permet de limiter les variabilités interannuelles du stock, considérant que sur de longues périodes cette variabilité interannuelle est nulle.

Comme signalée en Chap.3-Sect.3, les données historiques présentent des incertitudes importantes du fait du caractère peu jaugé du bassin (e.g. faible densité spatiale des postes pluviométriques). On prend donc en compte des incertitudes (±10 %) appliquées à l'évapotranspiration, aux précipitations et aux mesures de débit lors du calcul des termes de l'équation de Budyko (1974). Les produits d'estimation de l'évapotranspiration potentielle (PET) analysés (Chap.3-Sect.4.1.5) mettent en avant une faible variabilité interannuelle de PET, on choisit donc de considérer une valeur annuelle de 1200 mm (±10 %) à l'échelle de la Méfou pour l'ensemble des périodes analysées. Chacune des périodes analysées est représentée par un point sur la **Figure 6.1**. Un gradient de couleur permet de différencier les périodes plus anciennes (avant 1980 : points noirs) des périodes les plus récentes (après 2000 : points verts clairs). On observe que pour les périodes antérieures à 1980, les points sont très proches de la zone limitée par l'énergie. L'évapotranspiration réelle (AET) est alors proche de l'évapotranspiration potentielle (PET). La **Figure 6.1** montre que les points ont tendance à se déplacer vers le bas au cours du temps, la valeur de la variable AET/P est de l'ordre de 0.75 pour la période 1964-1967 contre 0.60 pour la période 2005-2013. Cette première analyse confirme des impacts importants des changements d'ODS et des aménagements dans le cycle hydrologique annuel à l'échelle de la Méfou à Nsimalen.

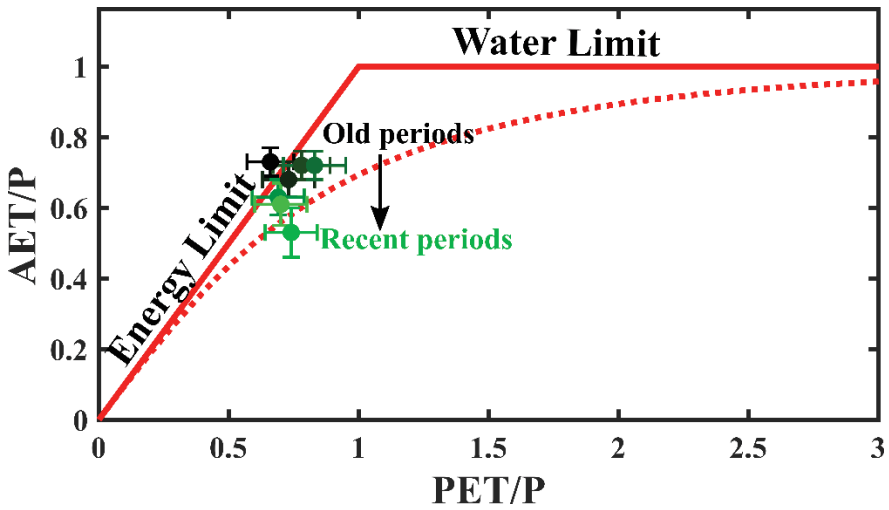


Figure 6.1. Modèle de Budyko (pointillé rouge) présentant la relation entre l'indice d'aridité (PET/P) et la variable AET/P appliquée au basin de la Méfou pour des périodes faiblement impactées par l'urbanisation (avant 1980, points noirs) et des périodes fortement impactées par l'urbanisation (après 2000, points verts). (PET: évapotranspiration potentielle; P: précipitation annuelle; AET: évapotranspiration réelle; avec l'hypothèse d'une variation de stock nulle).

2.2 Modèle GR1A

Le modèle GR1A (Mouelhi, 2003) est appliqué sur l'ensemble de la période disponible à l'échelle de la Méfou. Le modèle GR1A est un modèle empirique à 1 paramètre (X) basé sur les travaux de Turc (1954) et défini par l'**Equation 6.1**.

$$R_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{X.PET_k} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \tag{6.2}$$

Avec : *k*, l'année étudiée ; *R*, l'écoulement annuel ; *P*, la précipitation annuelle ; *PET*, l'évapotranspiration potentielle annuelle.

Dans ce modèle, la notion de variation de stock interannuelle est indirectement intégrée par la prise en compte de la précipitation annuelle de l'année précédant l'année simulée.

Trois calibrations différentes sont testées, l'objectif étant d'obtenir une calibration permettant d'aboutir à des résultats satisfaisants pour des périodes historiques comme pour des périodes récentes.

- Une première paramétrisation consiste à calibrer le paramètre de calage sur une période dite « historique » caractérisée par un impact faible de l'urbanisation (1964 – 1976) et de le valider sur une période dite « récente » à fort impact de l'urbanisation (2005-2013).

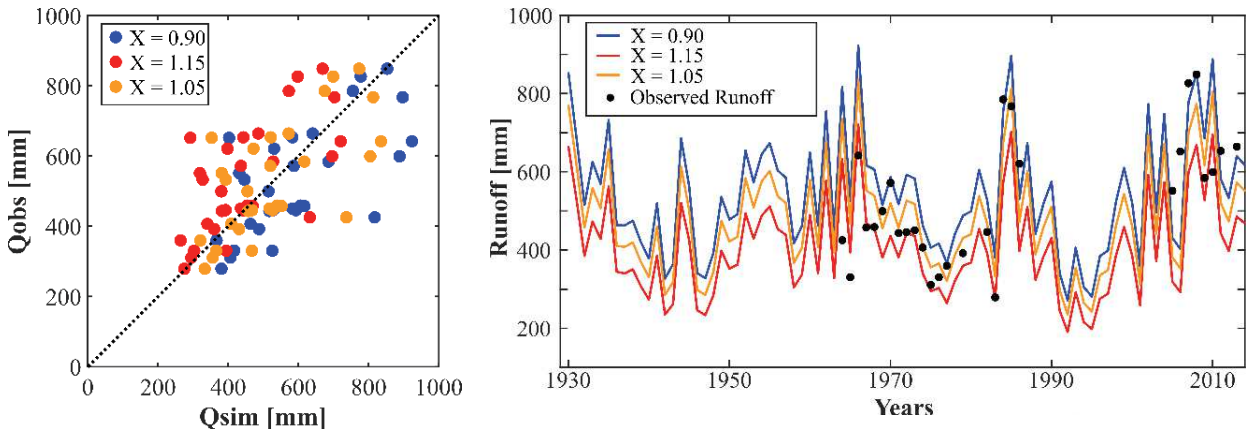
- Une deuxième paramétrisation consiste à calibrer le paramètre de calage sur la période « récente » (2005-2013) et de le valider sur la période « historique » (1964-1976).

- La troisième paramétrisation, dite « mixte », consiste à calibrer le paramètre sur les années paires et de valider sur les années impaires parmi l'ensemble des données disponibles.

Le **Tableau 6.1** résume les trois calibrations en présentant les paramètres calibrés et les performances (RMSE) en calibration, en validation et sur l'ensemble des données disponibles. La **Figure 6.2** présente les simulations des débits annuels pour les trois paramétrisations.

Tableau 6.1. Résumé des calibrations du modèle GR1A à l'échelle de la Méfou.

N° calibration	Période de calibration	Valeur calibrée de X	Performance calibration (RMSE)	Période de validation	Performance en validation (RMSE)	Performance globale (RMSE)
1	1964 - 1976	1.15	91	2005 - 2013	215	144
2	2005 - 2013	0.90	149	1964 - 1976	170	146
3	Années impairs 1964-2013	1.05	123	Années paires sur 1964-2013	130	127



a) **b)**

Figure 6.2. Débits annuels simulés par le modèle GR1A à partir des trois calibrations présentées dans le **Tableau 6.1.**

Les essais de calibrations mettent en avant les difficultés du modèle GR1A à modéliser de façon satisfaisante pour une même valeur du paramètre X, les périodes récentes (2005-2013) et les périodes historiques (1964-1976). Pour les deux premières paramétrisations on obtient des performances en calibration relativement faibles, avec des valeurs de RMSE de respectivement 170 mm et 215 mm. La paramétrisation n°3 intégrant des années de ces deux périodes dans la

phase de calibration et de validation permet d'obtenir un bien meilleur résultat en validation (RMSE = 130 mm), celui-ci restant néanmoins peu satisfaisant. La valeur du paramètre de calibration X tend à être plus faible pour la période la plus récente. On obtient une valeur de 1.15 pour la paramétrisation et la période « historique », 0.90 pour la paramétrisation de la période « récente » et 1.05 pour la paramétrisation mixte.

Les changements d'ODS et aménagements mis en évidence sur le bassin de la Mefou en Chap.3-Sect.2.5 semblent donc impacter de façon importante la calibration des paramètres des modèles hydrologiques dans la simulation des bilans. Le modèle GR1A est un modèle empirique, le paramètre X ne peut être mis en relation directe avec des variables comme l'ODS, il est donc difficile d'extrapoler directement le modèle pour d'autres conditions d'ODS (passées ou futures). Ce type de modèle est donc peu adapté dans notre cas d'étude et aboutit à des résultats peu concluants même pour des périodes avec peu de changements d'ODS.

2.3 Modèle de Ponce et Shetty (1995)

Le modèle proposé par Ponce et Shetty (1995) permet d'estimer les composantes de ruissellements de surface (S) et de débit de base (U) à partir de deux équations possédant chacune deux paramètres (Equation 6.3 et 6.5). Comme pour le modèle de type GR1A, ce type de modèle n'est pas adapté pour des bassins à fort changements d'ODS. Ce modèle sera testé sur une période à modification d'ODS limitée (1964-1976) afin d'évaluer si un modèle sur mesure peut être inspiré de ce type de modèle.

L'équation permettant l'estimation de S est basée sur une relation mathématique de même type que la méthode évènementielle du SCS (Mishra et Singh, 2003), elle est définie comme suit :

$$S = \frac{\left(P - \lambda_s W_p\right)^2}{P + (1 - 2\lambda_s) W_p} \quad \text{si} \quad P > \lambda_s W_p \ \text{ alors } S = 0 \tag{6.3}$$

Avec: S, la composante de ruissellement de surface annuel; P, la précipitation annuelle; λ_s et W_p, les deux paramètres du modèle.

Pour le débit de base (U), Ponce et Shetty (1995) proposent l'équation suivante :

$$U = \frac{\left(W - \lambda_u V_p\right)^2}{W + (1 - 2\lambda_u) V_p} \quad \text{si } W > \lambda_u V_p \text{ alors } U = 0 \tag{6.4}$$

Avec $W = P - S$; λ_u et V_P les deux paramètres du modèle

Le débit total annuel (R) est alors calculé à partir de l'Equation 6.5.

$$R = U + S \tag{6.5}$$

Les quatre paramètres du modèle (λs, W_p, λu, V_p) sont calibrés à partir des données à l'échelle du bassin de la Méfou (421 km²) pour la période caractérisée par un impact limité de

l'ODS. La séparation des débits de base et d'écoulement de surface est réalisée par la méthode de Boughton (Boughton, 1993; Chapman, 1999) suivant la paramétrisation définie en Chap.5-Sect.4. Les composantes d'écoulement de surface et d'écoulement de base sont ensuite calibrées par les deux paramètres associés à chacune des Equations 6.3 et 6.4.

La **Figure 6.3** présente la simulation de l'écoulement de surface découlant de l'Equation 6.3, dont les paramètres ont été calibrés sur les débits de ruissellement de surface pour la période 1964-1976 à l'échelle du bassin de la Méfou. On obtient les paramètres $\lambda_s = 0.05$ et $W_p = 9830$ mm avec une valeur de RMSE de 18 mm.

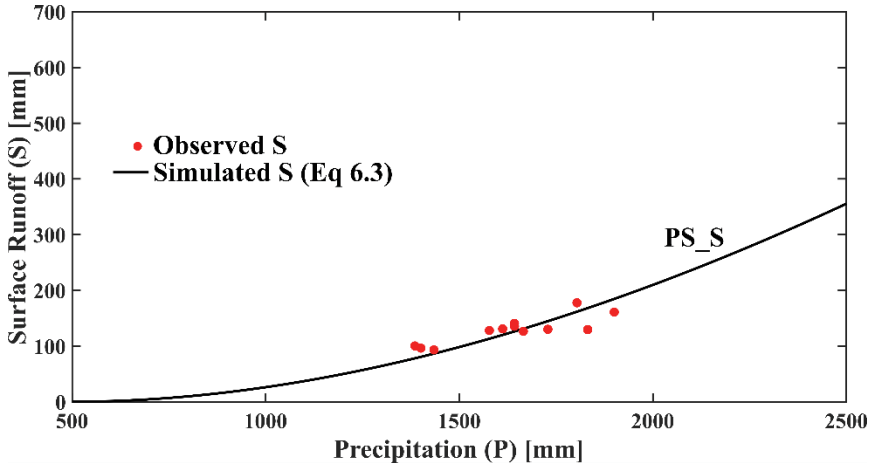


Figure 6.3. Simulation du ruissellement de surface S à partir de l'Equation 6.3 de Ponce et Shetty (1995) calibrée sur les données de la période 1964-1976 à l'échelle de la Méfou à Nsimalen.

La **Figure 6.4** présente les simulations de l'écoulement de base découlant de l'Equation 6.4 calibrée sur les débits de base de la période 1964-1976 à l'échelle du bassin de la Méfou. On obtient les paramètres $\lambda_u = 0.01$ et $V_p = 5300$ mm avec une valeur de RMSE de 44 mm.

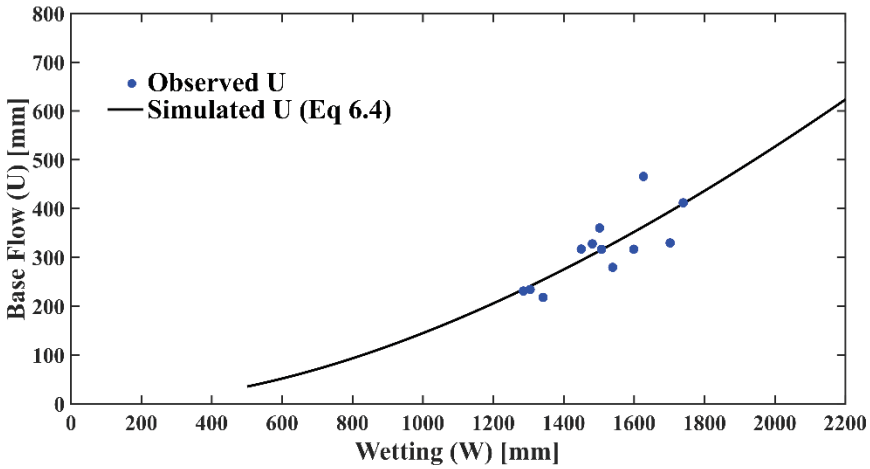


Figure 6.4. Simulation du débit de base à partir de l'Equation 6.4 calibrée sur les données de la période 1965-1978 à l'échelle de la Méfou à Nsimalen.

L'addition des résultantes de ces deux équations calibrées (Eq.6.3 à 6.5) permet d'obtenir l'écoulement total simulé. On notera PS_{U+S}, ce modèle calibré issu de Ponce et Shetty (1995). Quatre approches supplémentaires seront testées à l'échelle de la Méfou :

- Deux jeux de paramètres (notés PS_{Ref1} et PS_{Ref2}) pour les Equations 6.3 et 6.4 choisies parmi les paramétrisations proposées par Ponce et Shetty (1995) pour des climats proches des conditions du bassin de la Méfou.

- Un modèle à deux paramètres ($\lambda_R \; et \; Z_p$) extrapolant la relation entre S et P (Equation 6.5) à une relation directe entre *R* et *P* (Equation 6.6) (notée PS*) :

  $$R = \frac{\left(P - \lambda_R Z_p\right)^2}{P + (1 - 2\lambda_R) Z_p} \quad \text{Si} \quad P > \lambda_s W_p \qquad \text{alors} \quad S = 0 \tag{6.6}$$

  Cette approche permet de s'affranchir de deux paramètres de calage.

- Un modèle de Type : $R = AP^2 + BP$. Avec *A* et *B* les deux paramètres du modèle ; *P*, la précipitation annuelle et *R*, l'écoulement annuel. Ce modèle (noté NM) est une simplification d'une relation type SCS entre la pluie annuelle et l'écoulement annuel par une simple relation polynomiale. Il s'applique entre la pluie annuelle minimale (P_N) et la pluie annuelle maximale (Px) enregistrée sur la période étudiée.

La **Figure 6.5** présente les relations entre P et R pour les cinq différentes approches évaluées. Les trois modèles calibrés (PS_{U+S}, PS* et NM) aboutissent à des résultats très proches et satisfaisants avec une valeur de RMSE de 51 mm pour les trois modèles. Les deux paramétrisations proposées par Ponce et Shetty (1995) pour le modèle original à quatre paramètres de Ponce et Shetty (1995) aboutissent à des performances très faibles (RMSE = 388 mm pour PS_{Ref1} et RMSE = 533 mm pour PS_{Ref2}). Les valeurs des paramètres calibrés du modèle original de Ponce et Shetty (1995) (PS_{U+S}) sont très éloignées des paramètres proposés par Ponce et Shetty (1995) pour des climats similaires à notre contexte d'étude. Les performances sur cette période historique des trois modèles les plus performants (PS_{U+S}, PS* et NM) aboutissent à des performances bien supérieures au modèle GR1A calibré sur la période historique (51mm contre 91 mm).

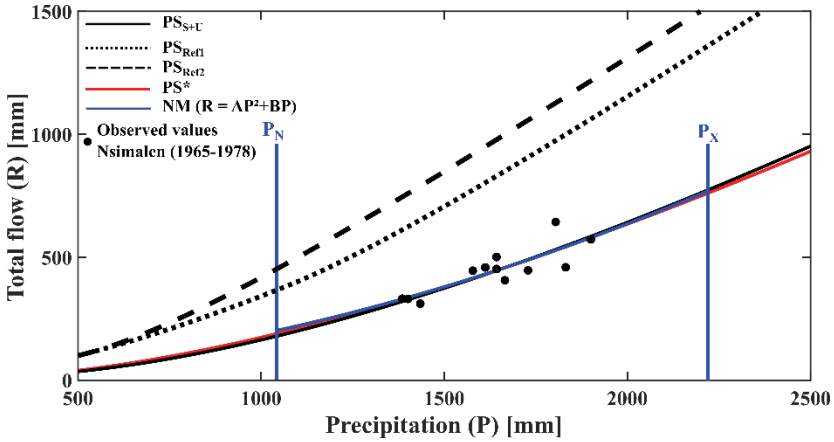


Figure 6.5. Simulation des débits annuels (R) pour quatre variantes de modèles de type Ponce et Shetty (1995) et d'un modèle de type relation polynomiale. P_N et P_X correspondent respectivement aux précipitations annuelles minimale et maximale enregistrées pour la région de Yaoundé sur la période 1950-2014.

Les résultats de cette analyse mettent en avant qu'une simplification du modèle proposé par Ponce et Shetty (1995) par une relation polynomiale à deux paramètres de type $R = AP^2+BP$ permettrait d'obtenir des performances équivalentes au modèle de référence. Le modèle sur-mesure, développé dans le chapitre suivant, devant tenir compte des changements d'ODS, la valeur des paramètres A et B pourrait varier en fonction des caractéristiques d'ODS.

2.4 Modèle GR2M

Le modèle GR2M est un modèle global, empirique à pas de temps mensuel intégrant deux paramètres (Mouelhi, 2003). Le premier paramètre X_1 contrôle un réservoir de production (dont le stock d'eau est noté S_1) alors que le second paramètre X_2 contrôle l'échange entre l'extérieur du bassin et le réservoir de routage (dont le stock d'eau est noté S_2) (**Figure 6.6**).

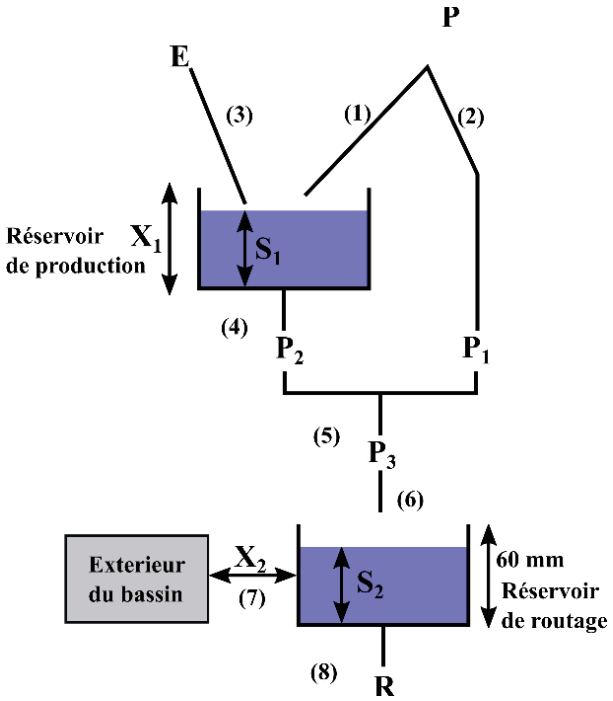


Figure 6.6. Représentation schématique du modèle GR2M (Mouelhi, 2003). Avec E l'évapotranspiration.

L'utilisation du modèle GR2M sur une période historique peu impactée par des modifications d'ODS (1968-1978) permet d'estimer la variation interannuelle du niveau du réservoir conceptuel S_1 et d'estimer le potentiel impact de variation de stock interannuelle sur les relations pluie-débit étudiées à l'échelle annuelle. L'analyse des données historiques (Chap.3-Sect.4) a montré la faible variabilité des précipitations lors de la seconde saison sèche (saison la plus humide des deux saisons sèches), laissant supposer une faible variabilité interannuelle de la variation de stock. La **Figure 6.7** présente les simulations des débits mensuels issus de la calibration des deux paramètres du modèle GR2M sur la période 1968-1978. Les performances de cette calibration sont satisfaisantes, avec une valeur de NSE égale à 0.72. La calibration aboutit à une valeur de X_1 de 5080 mm et de X_2 de 0.67. On note une sous-estimation presque systématique des débits mensuels observés supérieurs à 60 mm, les débits mensuels inférieurs à 40 mm sont en revanche très bien simulés, avec une légère surestimation des plus faibles débits.

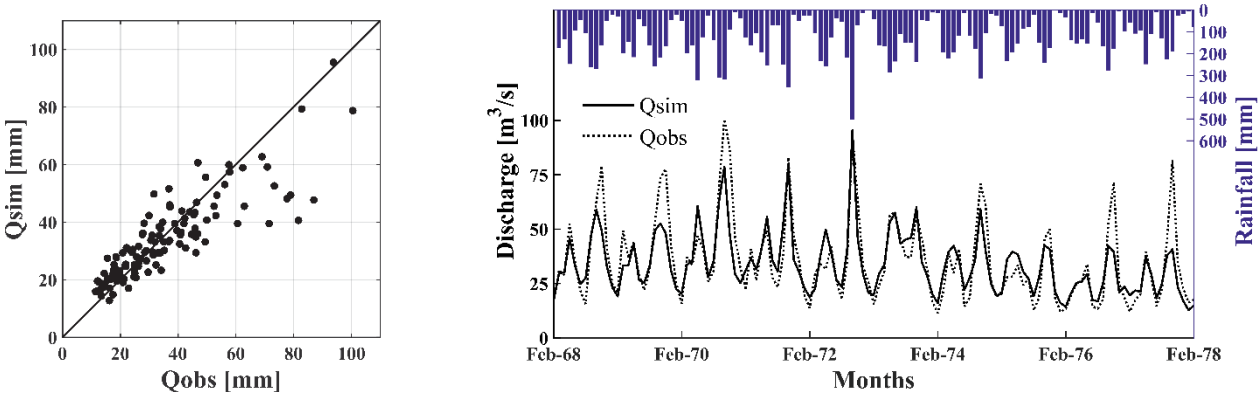


Figure 6.7. a) Présentation des débits mensuels simulés (modèle GR2M calibré) et observés sur la période 1968-1978. **b)** Précipitations mensuelles, débits mensuels observés et débits simulés à partir des paramètres calibrés du modèle GR2M (1968-1978).

La **Figure 6.8** présente le stock d'eau (S_1) mensuel du réservoir de production du modèle GR2M sur la période 1968-1978 correspondant à la simulation présentée en **Figure 6.7b**. La **Figure 6.9** présente la variabilité interannuelle du stockage du réservoir sur cette même période (La variation de stock, notée ΔS, est la différence des niveaux du réservoir de production présentée à la **Figure 6.8** entre le début et la fin de l'année hydrologique de chaque année).

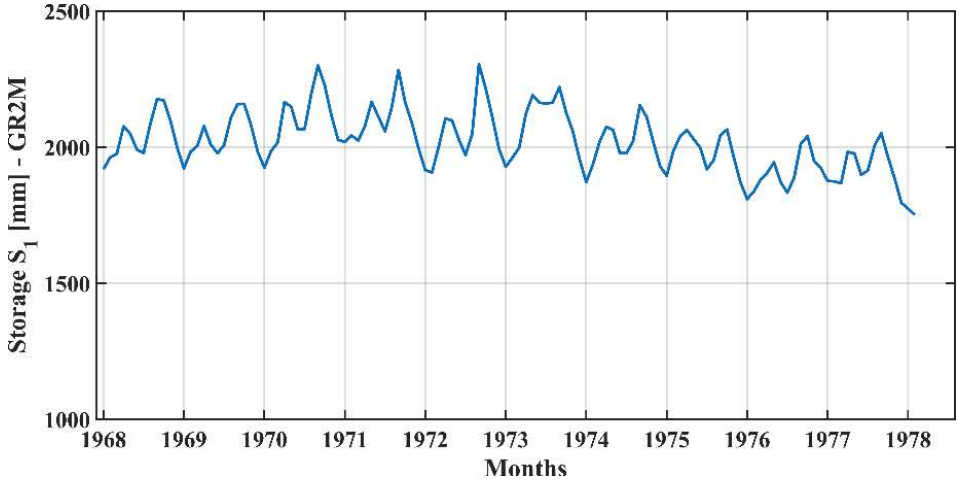


Figure 6.8. Valeurs mensuelles du stock du réservoir de production (S_1) du modèle GR2M à l'échelle du bassin de la Méfou pour la période 1968-1978 à partir de la calibration aboutissant à la meilleur valeur de NSE (NSE = 0.72).

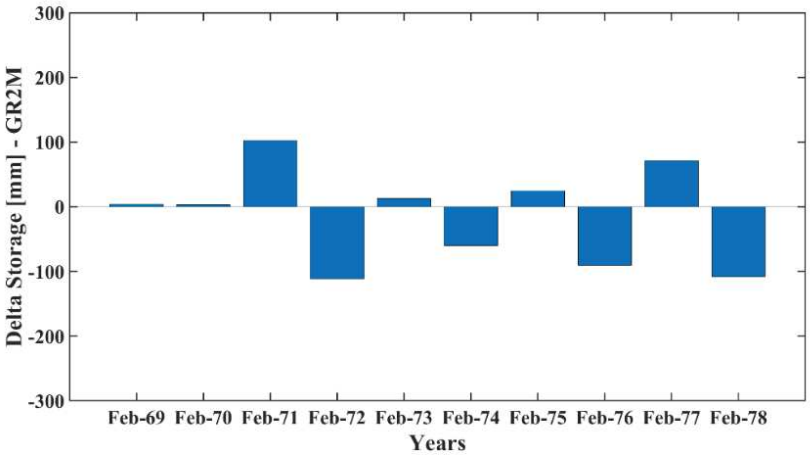


Figure 6.9. Variabilité interannuelle du stockage dans le réservoir de production pour le mois de février sur la période 1968-1978 à l'échelle du bassin de la Méfou.

Pour ces dix années étudiées, la variabilité absolue moyenne est de 59 mm avec des maximums de l'ordre de 100 mm. Cette variabilité interannuelle du stock d'eau dans le sol est relativement faible comparativement à la lame d'eau précipitée moyenne (P =1600 mm) et la lame d'eau écoulée moyenne (R = 435 mm). Ces éléments confirment l'hypothèse d'un faible impact de la variation de stock interannuelle. Comme présentée en Chap.3-Sect.4.1, la seconde saison sèche est marquée par une très faible pluviosité (moins de 100 mm de cumul moyen sur la période décembre-février) et une faible variabilité entre les années sèches et humides. La majeure partie du stockage ayant lieu sur les trois premières saisons est alors consommée par évapotranspiration et/ou par écoulement en rivière. Certaines années spécifiques présentent cependant des pluies significatives au mois de février entraînant une variation de stock interannuelle non-négligeable (e.g. année 1970-1971) pouvant induire des impacts sur les écoulements annuels et les relations pluie-débit.

2.5 Conclusion

Les modèles annuels (ou mensuels) présentés et appliqués sur le bassin de la Méfou ont mis en avant la nécessité d'opter pour une modélisation intégrant les changements des caractéristiques physiques des bassins versants (aménagements et ODS) dans la simulation des débits. Les modèles habituellement utilisés de type GR (GR1A, GR2M) présentent des paramètres calibrés devant évoluer dans le temps pour optimiser les simulations de différentes caractéristiques d'ODS. Il est difficile de faire le lien entre les valeurs de ces paramètres et les états d'ODS, rendant les extrapolations vers d'autres conditions très délicates. Parmi ces modèles, les modèles de type SCS semblent aboutir aux meilleures performances pour des périodes soumis à peu de changements des conditions d'ODS. Le modèle développé dans le Chapitre 7 sera basé sur des équations permettant d'approcher des modèles de type SCS, les paramètres du modèle proposé seront établis en fonction de l'occupation de sols. Les résultats des analyses de la variable interne liée au stock d'eau dans le sol du modèle GR2M nous amène, dans un souci de parcimonie, à proposer un modèle qui négligera la variabilité de stockage interannuelle.

3 Bilans et modélisation sur les bassins donneurs

Les informations historiques et les données traitées présentées au Chapitre 5 aboutissent à des chroniques permettant de définir les bilans mensuels, saisonniers et annuels pour les bassins donneurs à disposition. Pour les bassins situés en aval du barrage, les volumes d'eau issus des lâchures de barrage ont été soustraits aux lames d'eau mensuelles écoulées à chacune des stations. Les superficies considérées pour ces bassins ne tiennent donc pas compte de la superficie drainée par le barrage. Pour les bassins D_{I5} et D_{I2} possédant des données manquantes pour les mois de janvier et février (période sèche), les lames d'eau ont été estimées à partir des relations entre ces stations et la station Canabois (possédant les informations les plus complètes observées au cours des autres mois secs de l'année). Les lames d'eau écoulées pendant cette période sèche étant faibles, les erreurs sur les lames d'eau écoulées annuelles sont relativement restreintes. La quantification des variabilités dans les bilans hydrologiques sur ces bassins donneurs permettra la construction du modèle hydrologique semi-distribué intégrant un transfert d'informations vers les bassins cibles (non jaugés).

3.1 Bilans annuels

Le **Tableau 6.2** présente les termes annuels de précipitation, d'écoulement, de déficit d'écoulement, de coefficient d'écoulement et de part du débit de base (BFI) pour l'ensemble des bassins donneurs issus de l'instrumentation déployée et des données historiques.

Les bassins donneurs étudiés sont généralement caractérisés par une seule année hydrologique définie par une lame d'eau annuelle précipitée (P). Les valeurs de P varient entre 1640 mm et 1930 mm et sont donc plutôt homogènes entre bassins. L'analyse des précipitations historiques sur la région de Yaoundé (Chap.3-Sect.4.1) permet de faire le constat que la base de données des bassins donneurs ne présente pas de conditions pluviométriques sèches mais généralement des conditions pluviométriques moyennes à humides.

Au contraire des précipitations annuelles (P), une première analyse des débits annuels des bassins donneurs permet de noter une disparité importante des lames d'eau écoulées, variant de 392 mm (D_{H4}) à 1340 mm (D_{I5}). Les observations de précipitations annuelles sont homogènes mais les débits annuels sont très contrastés, impliquant une forte variabilité des coefficients d'écoulement annuels (ρ), variant entre 0.22 (D_{H4}) et 0.77 (D_{I5}), et du déficit d'écoulement (D), variant entre 400 mm (D_{H3}) et 1400 mm (D_{H4}).

Tableau 6.2. Résumé des superficies, indices d'ODS (C_{LC} présenté en Chap.5-Sect..2.4.1) et termes du bilan (Précipitation annuelle P, écoulements annuels R, déficits annuels D, et coefficients d'écoulements ρ). *Les données du bassin de l'Anga'a (D_{I6}) couvrent uniquement la période septembre à décembre 2017. A titre de comparaison, la valeur de ρ est également présentée pour le bassin D_{I2} pour cette même période, les deux bassins étant caractérisés par des pourcentages de zone urbaine (*URB*) similaires.

ID	*Nom bassin*	*Surface [km²]*	*Periode*	C_{LC}	*P [mm]*	*R [mm]*	*D [mm]*	ρ
D_{H1}	Mfoundi amont	40	1970-71	0.20	1930	772	1158	0.40
D_{H2}	Mfoundi amont	40	1971-72	0.20	1640	540	1100	0.33
D_{H3}	Mfoundi amont	40	2006-07	1.00	1740	1340	400	0.77
D_{H4}	Etoa	235	1968-69	0.00	1790	392	1398	0.22
D_{H5}	Camwater	70	1968-69	0.00	1810	456	1354	0.25
D_{H6}	Ottomo-S3	24	1974-77	0.00	1645	393	1252	0.24
D_{I1}	Camwater	70	2017-18	0.00	1650	100	-	0.06
D_{I2}	Nkomassi	47	2017-18	0.60	1715	915	800	0.54 (0.53*)
D_{I3}	Canabois	120	2017-18	0.60	1655	863	792	0.47
D_{I4}	Cana-Nkom	73	2017-18	0.40	1620	712	908	0.44
D_{I5}	Ecopark	21	2017-18	1.00	1655	1250	405	0.76
D_{I6}	Anga'a*	54	2017-18	0.60	575*	230*	-	0.40*
D_{I8}	Nsimalen	351	2017-18	0.60	1595	640	955	0.40

3.1.1 Impact de l'ODS

La variabilité des coefficients d'écoulement annuel est en lien étroit avec les caractéristiques d'ODS exprimées par les valeurs de C_{LC} présentées en **Tableau 6.2** (la construction de l'indice C_{LC} est présentée en Chap.5-Sect.2.4.1). Les bassins non impactés par l'urbanisation (C_{LC} = 0) sont caractérisés par des valeurs de coefficients d'écoulement situés entre 0.22 et 0.25 (D_{H4}, D_{H5}, D_{H6}) alors que des bassins très urbanisés (C_{LC} = 1) sont caractérisés par des coefficients d'écoulement supérieurs à 0.75 (D_{H3} et D_{I5}). Les bassins aux caractéristiques d'urbanisation intermédiaires (C_{LC} = 0.2 à 0.6) présentent des coefficients d'écoulement intermédiaires (entre 0.33 et 0.54). On note donc que pour des donneurs aux états d'urbanisation extrêmes (C_{LC} = 0 et C_{LC} = 1), des différences de coefficients d'écoulement de l'ordre de $\Delta\rho$ = 0.50. Ces relations entre coefficients d'écoulement annuel et état d'urbanisation aboutiront aux éléments clefs du modèle annuel développé.

3.1.2 Impact des types de sols et de la topographie

Le bassin D_{I6} ne présente que trois mois de données (septembre à décembre) mais présente des caractéristiques pédologiques et topographiques particulières justifiant l'analyse de son comportement hydrologique sur ces trois mois disponibles. Tout comme le bassin donneur D_{I2}, le bassin D_{I6} est caractérisé par un indice C_{LC} de 0.6. Ces deux bassins versants sont donc plutôt urbanisés mais toujours en pleine mutation, avec des pourcentages de zones urbaines de 36 % (D_{I2}) et 40 % (D_{I6}). Ces bassins présentent cependant des coefficients d'écoulement significativement contrastés sur la période de disponibilité commune (0.40 pour D_{I6} contre 0.53 pour D_{I2}). Les différences de débits observées sont assez nettes pour les trois mois disponibles

avec par exemple une lame d'eau de plus de 160 mm enregistrée pour D_{I2} en octobre 2016 contre 95 mm pour D_{I6}. Ces valeurs contrastées de coefficients d'écoulement pourraient être expliquées par le fait que ces deux bassins présentent les valeurs extrêmes des caractéristiques pédologiques et topographiques de l'ensemble des bassins donneurs. Le bassin D_{I6} est situé au sud du bassin de la Méfou et présente d'importantes zones de bas-fonds avec des faibles pentes (I_P = 6.7 %) et une forte proportion de sols hydromorphiques (HS = 24 %). Au contraire, le bassin D_{I2} est localisé dans la partie nord du bassin de la Méfou et présente un relief plus accidenté (I_P = 13.6 %) avec des proportions de sols hydromorphiques beaucoup plus faibles (HS = 3 %).

3.1.3 Impact des précipitations

Parmi les bassins donneurs, les bassins D_{H1} *et* D_{H2} sont caractérisés par le même bassin physique (Mfoundi amont) et les mêmes caractéristiques d'ODS puisqu'il s'agit de deux années hydrologiques consécutives (C_{LC} = 0.2). Ces deux bassins présentent cependant des précipitations annuelles contrastées avec une précipitation annuelle de 1930 mm pour D_{H1} (année très humide) et de 1640 mm pour D_{H2} (année à pluviosité moyenne). Les coefficients d'écoulement annuels associés à ces deux bassins sont de 0.40 pour D_{H1} et de 0.33 pour D_{H2}. Il semble donc que la hauteur d'eau précipitée annuelle influence le coefficient d'écoulement annuel même si nous ne disposons pas de suffisamment de données pour confirmer cette hypothèse. On peut cependant étudier la relation entre la précipitation et le coefficient d'écoulement annuel pour les données des stations historiques de Nsimalen (1964-1984) et d'Etoa (1967-1983) caractérisées par des modifications d'ODS limitées. La **Figure 6.10** met en avant l'impact des valeurs de précipitations sur les coefficients d'écoulement annuel pour le bassin du Mfoundi amont (D_{H1} *et* D_{H2}), de la Méfou à Nsimalen et de la Méfou à Etoa.

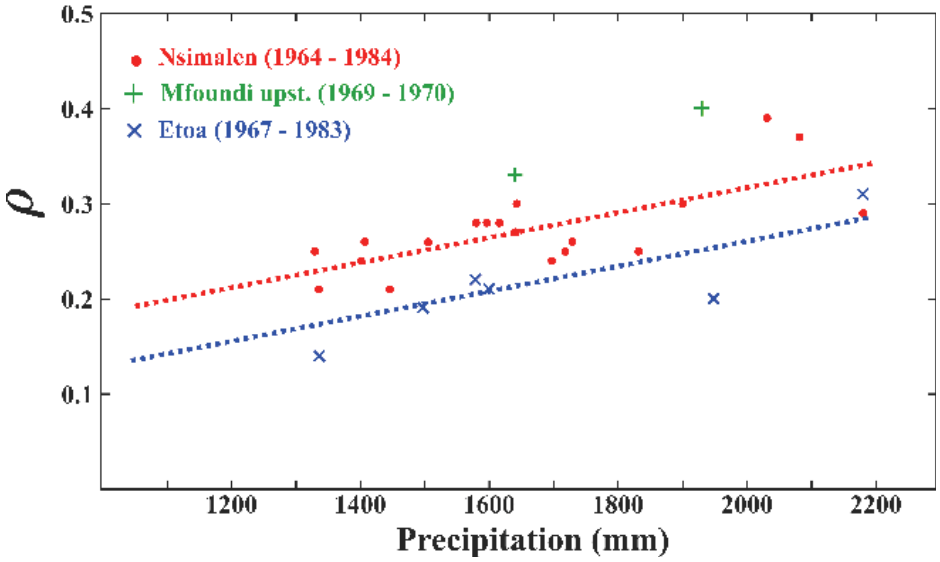


Figure 6.10. Relation entre le coefficient d'écoulement annuel et les précipitations annuelles pour trois bassins (Mfoundi amont, Méfou à Nsimalen et Méfou à Etoa) pour la période précédant 1985 avec un impact limité de l'urbanisation.

L'augmentation du coefficient d'écoulement avec la précipitation annuelle est relativement nette malgré la dispersion importante autour des droites de régression (pouvant être due aux incertitudes liées aux valeurs de précipitations et/ou de débits). La lame d'eau précipitée à l'échelle annuelle semble donc contrôler en partie le coefficient d'écoulement annuel. On note cependant que les différences de coefficients d'écoulement annuel pour des précipitations annuelles extrêmes sont de l'ordre de $\Delta\rho = 0.15$ contre $\Delta\rho = 0.50$ pour des états d'urbanisation extrêmes à précipitations annuelles constantes. La composante de précipitation semble donc être un facteur secondaire comparativement à l'ODS avec néanmoins un impact sur la relation pluie-débit annuelle.

3.1.4 Variabilité de déficits d'écoulement

Les déficits d'écoulement, que l'on peut majoritairement attribuer à l'évapotranspiration réelle sont donc bien plus faibles pour les bassins urbanisés. Le fort recul des zones végétalisées limiterait de façon importante l'évapotranspiration réelle sur ces sous-bassins étudiés, avec pour les deux bassins très urbanisés des déficits annuels de l'ordre de 400 mm contre plus de 1400 mm pour les bassins naturels (valeur proche de *PET*).

Une analyse des termes du bilan par le modèle de Budyko (1974), considérant le déficit d'écoulement comme la valeur de l'évapotranspiration réelle permet de mettre en avant des comportements très variés des bassins donneurs aux caractéristiques d'ODS différentes (**Figure 6.11**). La composante *AET/P* est de l'ordre de 0.80 pour les bassins versants classés comme naturels, ceux-ci sont situés sur la ligne d'énergie limite alors que les bassins très urbanisés sont caractérisés par des valeurs *AET/P* de l'ordre de 0.20. Ce déplacement vertical très net sur le diagramme de Budyko est caractéristique d'un impact des activités anthropiques sur les composantes du bilan hydrologique (Dey et Mishra, 2017).

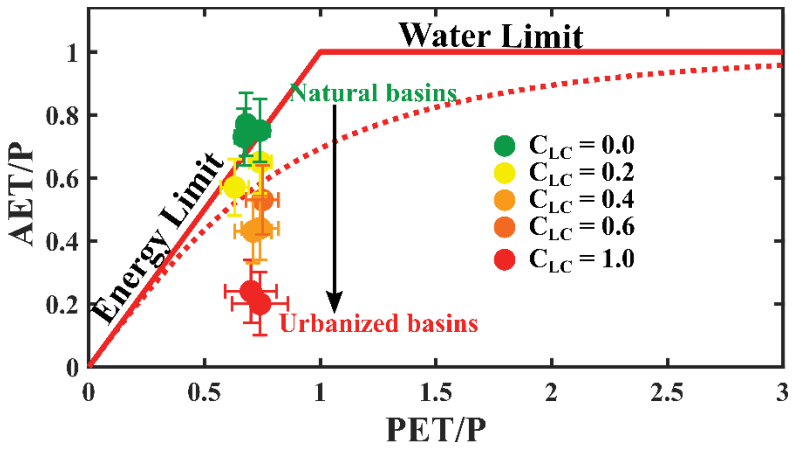


Figure 6.11. Modèle de Budyko appliqué au basin de la Méfou pour l'ensemble des bassins donneurs caractérisés par des classes ODS variées. (PET: évapotranspiration potentielle; P: précipitation annuelle; AET: évapotranspiration réelle; avec l'hypothèse d'une variation de stock nulle).

3.2 Bilans mensuels

Les impacts observés sur les écoulements annuels sont également analysés à l'échelle mensuelle. La **Figure 6.12a** présente les lames d'eau écoulées mensuelles sur les bassins donneurs, différenciés par leurs classes d'urbanisation (C_{LC}). Les différences de débits mensuels entre bassins versant urbanisés ou naturels sont très marquées pour les deux saisons humides mais aussi pour la première saison sèche (la plus humide des deux saisons sèche). Les débits mensuels atteignent au maximum (en octobre) plus de 200 mm pour les bassins urbanisés et sont deux à quatre fois supérieurs aux débits mensuels des bassins naturels. Les différences sont beaucoup plus restreintes pour la seconde saison sèche, plus sèche et plus longue. L'influence de l'urbanisation sur les lames d'eau écoulées mensuelles est également bien mis en avant et quantifiable. La **Figure 6.12b** présente les relations entre pluie et débit mensuels pour l'ensemble des bassins donneurs, des régressions sont alors ajustées pour chacun des groupes d'ODS permettant d'effectuer une quantification de l'influence de l'urbanisation sur la relation pluie-débit à l'échelle mensuelle.

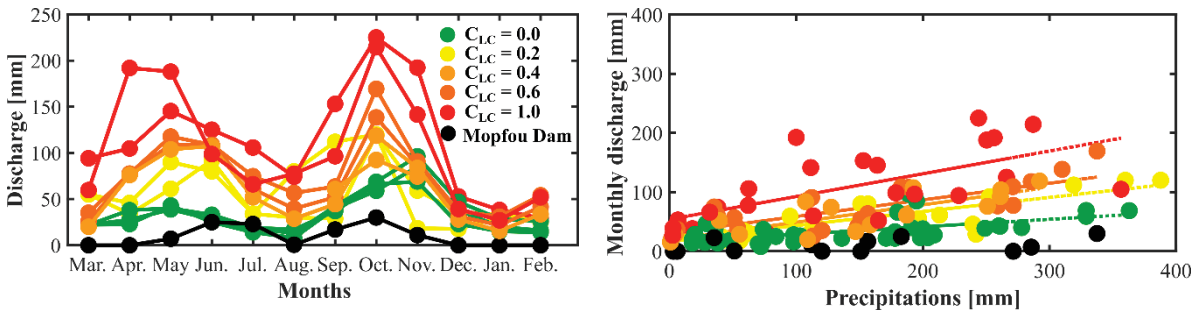


Figure 6.12. Lame d'eau écoulée mensuelle (mars 2017 – février 2018) pour l'ensemble des bassins donneurs caractérisés par des ODS variées.

On note que des conditions d'urbanisation, même faibles (C_{LC} = 0.2 pour D_{H1} et D_{H2}), entraînent des changements significatifs par rapport à des bassins naturels (D_{H4}, D_{H5}, D_{H6}). Avant la phase d'urbanisation intense, une phase de recul forestier au profit de terres agricoles et d'une installation clairsemée des populations affecte de façon non négligeable les bilans mensuels et annuels. La classification des niveaux d'urbanisation permet donc une première estimation des débits mensuels écoulés sur des petits bassins de la région de Yaoundé à partir de l'analyse des relations pluie-débit des bassins donneurs. Le **Tableau 6.3** résume les lames d'eau écoulées mensuelles pour des hauteurs de précipitations mensuelles variant de 50 mm à 350 mm calculées pour les différents niveaux d'urbanisation à partir d'une régression linéaire. Les régressions tracées à partir des données observées permettent d'estimer que les écoulements mensuels sont multipliés par un facteur trois pour les bassins très urbanisés (C_{LC} = 1) par rapport à des bassins classés comme naturels forestiers (C_{LC} = 0), et ce, pour les mois secs comme les mois humides.

A noter que les estimations pour la classe C_{LC} = 0.8 ont été calculées par interpolation linéaire entre les classes C_{LC} = 0.6 et C_{LC} = 1, puisqu'aucun bassin de la base de données n'est caractérisé par C_{LC} = 0.8.

Tableau 6.3. Estimation des écoulements mensuels (en mm) par classe d'urbanisation en fonction des lames d'eau précipitées mensuellement.

P [mm] (mensuelle)	$C_{LC} = 0$	$C_{LC} = 0.2$	$C_{LC} = 0.4$	$C_{LC} = 0.6$	$C_{LC} = 0.8$	$C_{LC} = 1$
50	22.4	31.5	34.3	44.7	59	73.2
100	28.7	43.4	49.0	58.7	76	92.5
150	35.0	55.3	63.7	72.8	92	111.7
200	41.3	67.2	78.4	86.8	109	130.9
250	47.6	79.1	93.2	100.8	125	150.1
300	54.0	90.9	107.9	114.9	143	169.4
350	60.3	102.8	122.6	128.9	159	188.6

3.3 Quantification des lâchures du barrage

La station hydrométrique installée directement en aval du barrage de la Mopfou permet d'estimer les débits de lâchures du barrage au pas de temps horaires à partir des quelques points de jaugeages disponibles. On note que les lâchures du barrage (**Figure 6.13**) pendant la seconde saison humide de la première année hydrologique (septembre à décembre 2017) sont relativement faibles comparativement aux trois autres saisons humides de la période de suivi. Cette saison humide (septembre à décembre 2017) présente donc un intérêt pour l'analyse événementielle puisqu'elle permet de s'affranchir en grande partie de l'impact du barrage pour les stations en aval (Nkomassi, EDG, Canabois, Nsimalen).

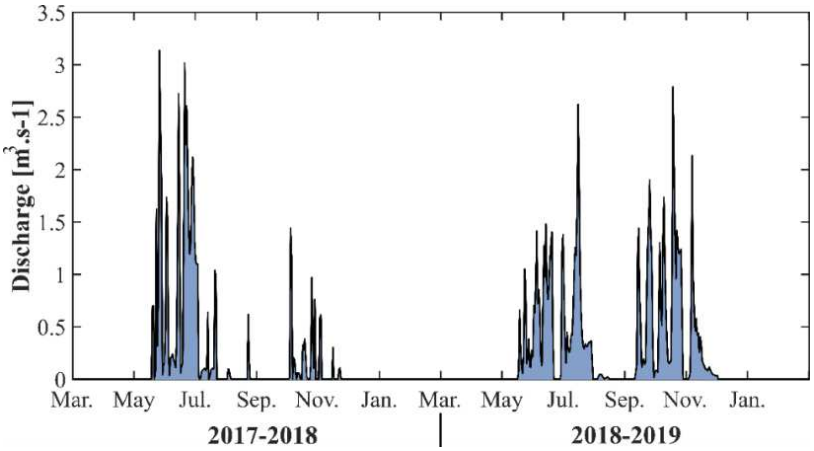


Figure 6.13. Estimation des débits moyens journaliers à la sortie du barrage de la Mopfou pour les deux années hydrologiques suivies pendant ces travaux.

Les lâchures sont négligeables sur la période couvrant décembre à mi-mai pour les deux années hydrologiques. Il s'agit de la saison la plus sèche ainsi que de la 1ère partie de la 1ère saison humide. Sur cette période, le réservoir du barrage se remplit à partir de mi-février, date des premières précipitations. On note des lâchures à partir de juin, en prévision de potentielles

précipitations importantes parfois observées en fin de 1ère saison des pluies et pendant la petite saison sèche. En août, les lâchures sont négligeables. On observe une différence très importante entre les deux années d'étude pour la 2ème saison des pluies (Septembre à décembre), avec des lâchures d'eau très faibles pour l'année 2017-2018 et des lâchures beaucoup plus importantes pour l'année 2018-2019 (correspondant respectivement 12 mm et 57 mm). Les **Tableau 6.4** et

Tableau 6.5 résument aux échelles mensuelle et annuelle les lames d'eau issues des lâchures du barrage ainsi que la lame d'eau correspondant pour les stations situées en aval.

Tableau 6.4. Estimation des lames d'eau mensuelles (mm) issues des lâchures du barrage de la Mofpfou (70 km²) pour l'année hydrologique mars 2017-février 2018.

	Camwater	Nkomassi	EDG	Canabois	Nsimalen
Mars	0	0	0	0	0
Avril	0	0	0	0	0
Mai	15	22	10	9	3
Juin	43	64	29	25	9
Juillet	7	10	5	4	1
Août	1	2	1	1	0
Septembre	0	0	0	0	0
Octobre	10	15	7	6	2
Novembre	2	3	1	1	0.5
Décembre	0	0	0	0.0	0
Janvier	0	0	0	0.0	0
Février	0	0	0	0.0	0
Total	**78**	**116**	**53**	**46**	**15.5**

Tableau 6.5. Estimation des lames d'eau mensuelles (mm) issues des lâchures du barrage Mopfou (70 km²) pour l'année hydrologique mars 2018-février 2019.

	Camwater	Nkomassi	EDG	Canabois	Nsimalen
Mars	0	0	0	0	0
Avril	0	0	0	0	0
Mai	7	10	5	6	2
Juin	25	37	17	22	7
Juillet	23	34	15	20	7
Août	1	1	1	1	0
Septembre	17	25	11	15	5
Octobre	30	45	20	26	9
Novembre	11	16	7	10	3
Décembre	0	0	0	0	0
Janvier	0	0	0	0	0
Février	0	0	0	0	0
Total	**114**	**170**	**76**	**99**	**34**

A l'échelle des bilans des différents bassins en aval, l'impact du barrage est donc faible mais non négligeable pour les stations EDG, Canabois ou Nsimalen (lame d'eau inférieure à 100 mm pour les deux années). En revanche, l'impact sur la station Nkomassi est assez majeur

(le bassin est plus petit), avec une lame d'eau totale de 116 mm pour la première année et 170 mm pour la seconde.

A l'échelle annuelle la lame d'eau de sortie du barrage est donc estimée entre 75 et 120 mm soit entre 5 % et 8 % des précipitations annuelles (1600 mm). Les incertitudes de la courbe de tarage pour la station Camwater étant importante, on estimera entre 5 % et 15 % la part de lame d'eau précipitée relâchée par le barrage. Le modèle semi-distribué devra intégrer l'impact du barrage dans la reconstruction des débits annuels à l'échelle du bassin de la Méfou.

3.4 Conclusion

L'intégration des caractéristiques d'ODS, des types de sols et de la topographie dans le modèle annuel d'écoulement semble donc appropriée et même nécessaire concernant l'ODS. En effet, l'état d'urbanisation des bassins donneurs joue un rôle majeur dans les relations pluie-débit. L'impact des précipitations annuelles est également un élément qui impacte le coefficient d'écoulement, cet aspect devrait donc être intégré dans le modèle annuel. La semi-distribution a pour avantage de définir des entités (sous-bassins) plus homogènes et moins complexes que la totalité du bassin de la Méfou. Cette semi-distribution aura également pour intérêt de pouvoir quantifier la contribution de chacun des sous-bassins à l'écoulement global de la Méfou et d'intégrer les informations issues des lâchures du barrage.

4 Cahier des charges pour la modélisation hydrologique annuelle

4.1 Vers un modèle semi-distribué

Du fait de la complexité du bassin de la Méfou et des superficies des bassins donneurs, on propose de développer un modèle semi-distribué en huit sous-bassins cibles de surfaces comprises entre 24 et 75 km² (**Figure 6.14**). L'addition des débits simulés sur ces huit sous-bassins permettra d'estimer le débit total à l'exutoire Nismalen.

Opter pour un modèle semi-distribué permettra de prendre en compte la variabilité spatiale des précipitations observées lors des années suivies pour cette étude (2017 - 2018) et années historiques (1968-1969). Elle permettra également une prise en compte de l'impact du barrage par la définition d'un des sous-bassins comme étant la surface drainée par le barrage. Pour la période antérieure à la construction du barrage, ce bassin sera considéré comme un bassin cible classique, alors que pour la période postérieure à la construction (1969), les écoulements issus du barrage seront estimés à partir des écoulements observés pour les deux années d'étude (proportionnellement aux lames d'eau précipitées).

Le découpage de sous-bassins cibles est guidé par l'emplacement des stations de mesure (actuelles et récentes) ainsi que par les principales confluences et aménagements :

- T_1 correspond à la superficie drainée par le barrage de la Mopfou.
- T_2 correspond au bassin intermédiaire entre la sortie du barrage et la station Nkomassi.
- T_3 correspond au bassin intermédiaire entre les stations Nkomassi et Canabois.

- T_4 correspond à la partie aval de la Méfou après soustraction du bassin du Mfoundi (T_6+T_7+T_8), du bassin d'Anga'a (T_6) et du bassin de la Méfou à Canabois (T_1+T_2+T_3)
- T_5 correspond à la surface drainée par la station historique installée sur le Mfoundi amont (D_{H1} et D_{H2}).
- T_6 correspond à la superficie drainée par la rivière Biyeme, la station Ecopark étant située quelques centaines de mètres en aval.
- T_7 correspond à la partie aval du bassin du Mfoundi après soustraction des bassins T_5 et T_6.
- T_8 correspond à la surface drainée par la rivière Anga'a, le tributaire majeur le plus proche de l'exutoire (défini à Nsimalen). La station Anga'a définissant le bassin D_{I6} est localisée quelques centaines de mètres en amont.

Figure 6.14. Localisation et emprise des sous-bassins cibles (T_1 à T_8) définissant les entités du modèle annuel semi-distribué à l'échelle du bassin de la Méfou à Nsimalen.

4.2 Vers un modèle non-stationnaire : Prise en compte de la dynamique d'occupation des sols

L'analyse des données sur les bassins donneurs a mis en avant l'impact majeur de l'urbanisation sur les coefficients d'écoulement annuel. Dans une moindre mesure, les caractéristiques liées au type de sol et à la topographie permettraient d'expliquer certaines relations pluie-débit non expliquées ni par les variabilités d'ODS, ni par les variabilités de précipitations annuelles. Le modèle proposé devra donc prendre en compte l'évolution de

l'ODS sur les bassins cibles ainsi que leur caractéristique de sols (proportion de sols hydromorphes *HS*) et caractéristiques topographiques (indice de pente I_P).

Le **Tableau 6.6** résume les indices de pentes (I_P) et proportion de sols hydromorphes (*HS*) pour chacun des bassins cibles, ces caractéristiques sont considérées stables sur la période d'analyse (1930-2017). L'ODS fait face à des changements importants depuis les années 1950, la proportion de zones classées comme urbaines (*URB*) est estimée pour les années 1930, 1950, 1980, 2000 et 2017 sur chacun des bassins cibles et présentée dans le **Tableau 6.6**. L'estimation est réalisée à partir de différents produits présentés en Annexe 1.

Tableau 6.6. Proportion des zones classées comme urbanisées (URB) pour chaque sous-bassin cibles pour les années 1930, 1950, 1980, 2000 et 2017. Le tableau présente également les valeurs des variables HS et I_P pour chacun de ces sous-bassins.

		URB						
Références		Franqueville (1979)	Franqueville (1979) et Moffo (2011)	CUY (2008) et Ebodé et al. (2017)	Midekisa et al. (2017)	Midekisa et al. (2017)	***HS***	***I_P***
Bassin ID	**Nom du basin**	**1930**	**1950**	**1980**	**2000**	**2017**		
T_1	MOPFOU	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	0	> 15
T_2	MEFOU UPST.	< 1	< 1	2 - 5	13	46	3	13.6
T_3	CANA-NKOM	< 1	< 1	< 1	< 1	9	6	9.0
T_4	MEF. DWNST.	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	8	10.0
T_5	MFOUNDI UPST.	< 1	2 - 5	20 - 30	78	90	0	11.7
T_6	BIYEME	< 1	< 1	5 - 20	43	87	55	9.5
T_7	MFOUNDI DWNST.	< 1	< 1	5 - 20	26	63	28	6.8
T_8	ANGA'A	< 1	< 1	2 – 5	8	40	39.5	< 6.0

Les estimations des proportions de zones urbaines pour chacun des sous-bassins cibles permettent de définir les valeurs de l'indice d'urbanisation C_{LC} (indice présenté en Chap.5-Sect.2.4.1). La **Figure 6.15** présente les valeurs de l'indice C_{LC} pour chacun des huit bassins pour les quatre dates historiques (1930, 1950, 1980 et 2000), la situation actuelle (2017) et un scénario futur (année 2030) basé sur la récente dynamique d'urbanisation.

- En 1930 : Période antérieure à tout impact anthropique majeur, l'ensemble des bassins versants sont considérés comme présentant des conditions naturelles à forte dominance forestière, la population de Yaoundé est alors de 6 000 habitants (Franqueville, 1979).

- En 1950, le bassin de la Méfou reste très peu impacté par l'homme, le bassin du Mfoundi amont (T_5) concentre le développement de la zone urbaine de Yaoundé, il est donc le

seul subissant des changements majeurs, la population de Yaoundé est alors de 30 000 habitants (Franqueville, 1979).

- En 1980, la ville s'est développée de façon significative sur le bassin amont du Mfoundi (T5) et dans une moindre mesure sur la partie aval du Mfoundi (T6 et T7), qui présente davantage de surfaces allouées à l'agriculture urbaine dans les zones de bas-fonds. Les bassins T2 et T8 sont impactés dans une moindre mesure par l'urbanisation, avec des densités de population moins fortes et d'importantes surfaces agricoles péri-urbaines. On note dans ces bassins une présence encore importante des zones forestières naturelles. La ville de Yaoundé compte alors 300 000 habitants.

- En 2000, la ville de Yaoundé est devenue une métropole majeure et compte 1.35 million d'habitants (UNDESA, 2017). Seules les parties sud (T_4) et est (T_1 et T_3) du bassin de la Méfou restent peu impactées par l'homme avec la présence de zones forestières importantes. Le bassin du Mfoundi est alors très urbanisé dans sa partie amont et la ville s'étend sur les bassins T_2 et T_8 qui présentent encore de vastes zones agricoles péri-urbaines. Afin de pallier le manque d'espace dans la ville, les zones de bas-fonds (zones humides) situées principalement en aval et habituellement exploitées pour l'agriculture sont aménagées (drainage et remblaiement des zones humides) pour permettre le développement urbain.

- En 2017, la ville de Yaoundé compte près de 3 millions d'habitants, les bassins du Mfoundi (T_5, T_6 et T_7) sont presque totalement couverts par des aménagements urbains. Les bassins T_2 et T_8 sont également très urbanisés mais de façon moins marqués que sur le bassin du Mfoundi. Les bassins T_2 et T_8 présentent encore quelques zones d'agriculture péri-urbaine dans les zones de bas-fonds. T_1 et T_4 sont alors les seuls bassins très peu impactés par l'urbanisation, ils sont situés les plus éloignés de la zone urbaine.

- En 2030 : Le scénario repose sur la dynamique actuelle de l'urbanisation et des projections de la population de Yaoundé qui devrait atteindre entre 5 et 6 millions d'habitants en 2030 (UNDESA, 2017). Le sous-bassin du Mfoundi aval (T_7) devrait connaître une saturation de son territoire, à l'image des sous-bassins du Mfoundi amont (T_5) et de la Biyeme (T_6). Les sous-bassins de T_2 et T_8 au cours de mutation devrait voir leur ODS s'urbaniser un peu plus avec pour le bassin T_2 une urbanisation de la partie avale et pour le bassin T_8 une urbanisation du versant gauche de ce sous-bassin. Les autres sous-bassins cibles subiront certainement des modifications importantes, mais le taux d'urbanisation restera bien inférieurs aux bassins T_2, T_5, T_7 et T_8.

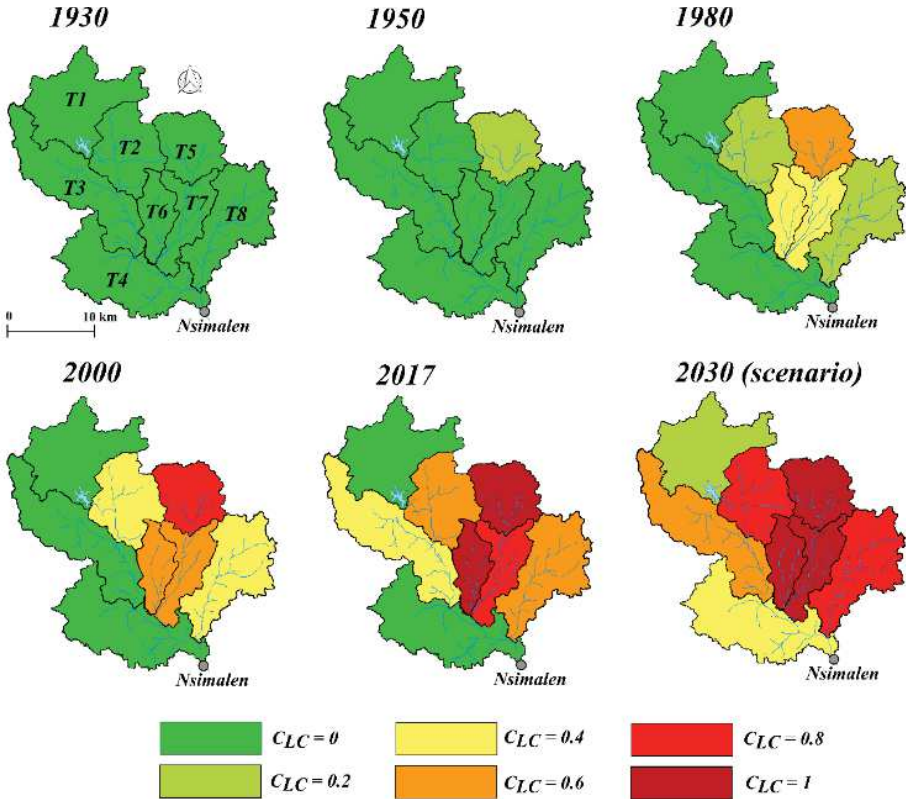


Figure 6.15. Evolution de l'indice d'urbanisation C_{LC} pour les bassins cibles pour les années 1930, 1950, 1980, 2000 et 2017. Un scénario fictif basé sur les tendances d'urbanisation est proposé pour l'année 2030.

4.3 Prise en compte de l'impact des précipitations annuelles sur le coefficient d'écoulement

Les quelques données à disposition montrent que les hauteurs de précipitations annuelles impactent les valeurs de coefficients d'écoulement à ODS considérées comme constantes. L'influence de ce phénomène semble être secondaire comparativement au rôle de l'urbanisation mais pourrait expliquer certaines réponses hydrologiques, par exemple en contexte pluviométrique extrême. Les coefficients d'écoulement ont tendance à être plus forts pour les fortes précipitations annuelles et inversement pour les faibles précipitations annuelles. Le modèle développé devra intégrer cet aspect mis en évidence lors de l'analyse des données. Il sera intégré de façon simple en estimant une évolution linéaire du coefficient d'écoulement en fonction de la hauteur d'eau précipitée (à ODS constante).

4.4 Un modèle parcimonieux de type *Soil Conservation Services* (SCS)

Le contexte peu jaugé du bassin de la Méfou (deux pluviomètres journaliers historiques) et les connaissances sommaires des propriétés des sols nécessitent l'utilisation d'un modèle parcimonieux permettant de reconstituer les débits annuels à partir des pluies annuelles et de caractéristiques physiques principales des bassins (type de sols, pentes et ODS). L'analyse présentée dans la Section 2.4 a permis d'aboutir à l'hypothèse d'un impact négligeable de la variabilité du stock interannuelle permettant de s'affranchir de sa prise en compte dans le modèle à développer.

Les modèle de type Ponce et Shetty (1995), semblable aux modèles de type SCS (2 à 4 paramètres) permettent des performances intéressantes à occupation de sols constantes. Les performances de ces modèles sont en effet meilleures que celles du GR1A (1 paramètre) pour les mêmes périodes d'analyse.

La Section 2.3 a montré qu'une relation polynomiale de type $R = AP^2+BP$ (A et B étant les deux paramètres liés aux caractéristiques physiques des bassins) permettait de s'approcher du modèle proposé par Ponce et Shetty (1995) pour des périodes à ODS constantes. Cette forme de modèle sera priorisée pour la construction du modèle annuel sur mesure, en intégrant la dynamique d'ODS aux paramètres A et B.

CHAPITRE 7

Modélisation hydrologique semi-distribuée annuelle

Abstract. Inter-tropical regions are nowadays faced to major land-use changes in data-sparse context leading to difficulties to assess hydrological signatures and their evolution. This work is part of the theme *Panta Rhei* of the IAHS, and aims to develop a combined approach of data acquisition and a new semi-distributed model taking into account land-use changes to reconstruct and predict annual runoff on an urban catchment. Applications were conducted on the Mefou catchment at Nsimalen (421 km²; Yaoundé, Cameroon) under rapid increase in urbanization since 1960. The data acquisition step combines a historical data processing and a short-term spatially-dense dedicated instrumentation (2017-2018), leading to 12 donor catchments, 6 from historical studies and 6 from the instrumentation presenting various topographic, soil and land-use characteristics. We developed an annual rainfall-runoff model based on mathematical relationships similar to the SCS model. The model needs the definition of a hydrological index I which is time variable and enables to take into account land-use changes and non-stationary relationships between rainfall and runoff. The index I is an empirical indicator defined as a combination of several components such as topography, soil, and land-use. The rules for the construction of I are obtained from data analysis on donor catchments. Then, the model was calibrated on donor catchments. Finally, two applications were conducted on eight target catchments composing the Mefou in order: i) to study the spatial hydrological functioning and calculate the water balance during the short instrumentation period; ii) to reconstruct the hydrograph at the Mefou and to simulate the impact of future scenarios of land-use and urbanization. Results show that that the Mfoundi catchment, integrating the three more urbanized sub-catchments, contributes near to 40 % of the Mefou despite covering only 23 % of the basin. The most urbanized sub-catchments present annual runoff coefficient about 0.86 against 0.24 for the most natural sub-catchments. The second result is the reconstruction of historical annual runoff from 1930-2017 with r^2 = 0.68, $RMSE$ = 99 mm and a mean absolute normalized error $\bar{E}$ = 14.5 % over the 29 observed years. The reconstruction of the annual runoff at Nsimalen confirms the moderate impact of urbanization on annual runoff before 1980. However, a decrease of about 50 % of the forest cover and an increase from 10 % to 35 % of the urban area between 1980 and 2017 are associated with an increase of 53 % of annual runoff coefficient for the Mefou at Nsimalen (0.44 against 0.29). Application for a fictive plausible scenario of urbanization in 2030 leads to an increase of more than 85 % of the annual runoff in comparison of the values observed in 1980. The coupled experimental-modelling approach proposed herein opens promising perspectives regarding the evaluation of the annual runoff in catchments under changes.

A non-stationary model for reconstruction of historical annual runoff on tropical catchments under increasing urbanization (Yaoundé, Cameroon)

Camille Jourdan[1,2], Valérie Borrell-Estupina[3], David Sebag[4], Jean-Jacques Braun[5,6], Jean-Pierre Bedimo Bedimo[6,†], François Colin[2], Armand Crabit[2], Alain Fezeu[7], Cécile Llovel[8], Jules Rémy Ndam Ngoupayou[9], Benjamin Ngounou Ngatcha[10], Sandra Van-Exter[11], Eric Servat[1], Roger Moussa[2]

[Article accepté avec révisions majeures à *Hydrology and Earth Sciences System*]

[1] OSU OREME, Univ Montpellier, Montpellier, France

[2] LISAH, Univ Montpellier, INRA, IRD, SupAgro, Montpellier, France

[3] HSM, Univ Montpellier, CNRS, IRD, Montpellier, France

[4] Normandie Univ, UNIROUEN, UNICAEN, CNRS, M2C, Rouen, France

[5] GET, CNRS, IRD, University of Toulouse, Toulouse, France

[6] Institut de Recherches Géologiques et Minières, Centre de Recherches Hydrologiques, Yaoundé, Cameroon

[7] French National Research Institute for Development (IRD), Yaoundé, Cameroon

[8] WSP France, Toulouse, France

[9] Laboratoire de Géologie de l'ingénieur et d'Altérologie, Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, Faculté des Sciences, Université de Yaoundé I, BP 812, Yaoundé, Cameroun

[10] Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Ngaoundéré, Ngaoundere, Cameroon

[11] GM, Univ Montpellier, CNRS, Université des Antilles, Montpellier, France

[†] deacesed

Correspondence: Camille Jourdan (camille.jourdan@umontpellier.fr)

1 Introduction

The link between the hydrological cycle and human societies has been strong with changes and intensification of these interactions over time (Koutsoyiannis, 2013; McMillan et al., 2016). In response to the imperative to include human increasing impacts as integral to hydrological research, the International Association of Hydrological Sciences (*IAHS*) launched the hydrological decade (2013-2022) with theme "*Panta Rhei – Everything flow : Change in hydrology and society* ". Due to rapid and complex anthropogenic changes, the *IAHS* emphasize the necessity to improve the capability of decision maker and water resources stakeholders to make predictions of hydrological dynamics and support sustainable societal development in a changing environment (Montanari et al., 2013). Quantifying and understanding past changes in hydrological processes are necessary to suggest reliable future predictions of hydrological signatures. Reconstructing past data and predicting annual, monthly and daily hydrographs in a changing environment, and especially on poorly gauged catchments with sparse data, remains a challenge for hydrological science.

Long-term hydrological modelling requires integrating the impact of global changes in terms of climate, land-use and infrastructures. Nowadays, urban areas represent only 2 % of the total surface of the Earth but concentrate more than 50 % of world population, cities count close to four billions people, this figure was multiplied by five since 1950 (Janicot et al., 2015). This huge urbanization rate combined with a demographic explosion is especially significant in the inter-tropical regions where most of developing countries and numerous in development megalopolis are located (UNDESA, 2017). For example, population in Africa is projected to reach 2.5 billion by 2050 with about 55 % living in urban areas (Güneralp et al., 2017). Hence in this context, the impact of land-use changes on runoff, especially in urban and peri-urban zones, seems to override rainfall changes impacts.

Empirical, conceptual, probabilistic and physically-based models can be used to simulate the impact on runoff of global changes. Conceptual models such as *HBV* (Bergstrom, 1995), *GR1A*, *GR2M* or *GR5J* (Le Moine, 2008; Mouelhi, 2003; Mouelhi et al., 2006) or physically-based models as *MIKE-SHE* (Abbott et al., 1986) were applied to assess global changes impacts on hydrology. On tropical climate, such models were applied at the local scale (Giertz et al., 2006), the mesoscale (Hylke E. Beck et al., 2013; Wagner et al., 2013; Yira et al., 2016) or large scale catchments (Genwei, 1999; Zhou et al., 2010) at daily, monthly or annual time steps. All these models require accurate information about the basin physiographic characteristics, long series of rainfall-runoff data, climate and land-use changes data; moreover an adequate calibration/validation strategy must be undertaken in order to take into account the spatio-temporal evolution of some parameters. However, on basins with sparse data at various time steps (e.g. only monthly rainfall available on a given period), and in the absence of continuous long series rainfall-runoff data, simple modelling approaches must be adapted for reconstructing annual runoff taking into account available sparse historical data and information on climate and land-use changes. For that, empirical approaches in non-dimensional spaces were largely used since Turc (1954) and Budyko (1974) which were largely applied, analysed

and extended the last decade (Zhou et al. (2015); see a synthesis in Moussa and Lhomme, 2016). Ponce and Shetty (1995) developed an original annual rainfall-runoff model based on a formulation similar to the one developed in the Soil Conservation Service method (Mishra and Singh, 2003), and Sivapalan et al. (2011) extended this approach to model different components of the water cycle at the annual scale. However, all these models generally don't take into account changes in climate and land-use. Hence, there is a need to develop simple parsimonious approaches modelling for annual runoff taking into account non-stationarity due to land-use long term evolution, and adapted to basins with sparse data.

In most of developing countries, environmental monitoring of precipitation and streamflow are often limited. This data-sparse condition results of a poor knowledge of basin climatology and hydrological signatures, such as annual runoff. Even for areas faced with recurring high water management issues, most of national organizations do not have resources to purchase and maintain the necessary instrumentation for field monitoring (Hughes et al., 2015). The availability of continuous and long term data sets of runoff varies dramatically throughout the world (Kundzewicz et al., 2007). Prediction in ungauged basins (*PUB*) approaches are tools to cope with this data-sparse context (Blöschl, 2013) and are based on regionalization of hydrological characteristics by spatial proximity or geomorphological similarities from donor to target catchments (Parajka et al., 2013; Salinas et al., 2013). However, recent development of soft monitoring (Crabit et al., 2011) and crowdsourced hydrology (Le Coz et al., 2016; Lowry and Fienen, 2013; Mazzoleni et al., 2017) gave encouraging results. To cope with the lack of long-term observation (rainfall-runoff) on catchment faced to land-use changes a solution is to set up a dedicated short-term instrumentation on catchment faced to various land-use states associated with a best valorisation of historical database. This methodology lets to observe hydrological processes of catchments characterized by various states of land-use and under various climatic contexts.

The scope of this paper is to develop a combined approach of data acquisition and the development of a new semi-distributed model taking into account land-use changes to reconstruct and predict annual runoff on a catchment exposed to high urban increase. The data acquisition step implies (1) to deploy a complementary and dedicated short-term and multi-scale space hydro-meteorological network, (2) to analyse the most recent global land-use products with adapted time and space resolution and (3) to maximize the valorisation of historical studies for the evaluation of catchment characteristics (land-use, topography, soils map) and some environment variables (evaporation, precipitation, runoff). The model developed from the data acquisition is mainly based on land-use changes impacts on annual runoff.

The Mefou catchment (421 km²) including the city of Yaoundé capital of Cameroon was used for applications to reconstruct the annual runoff at the outlet for the period 1930-2017. A dedicated hydrological instrumentation during the hydrological year 2017-2018 was conducted, and completes the review of historical studies over the period 1960-2016.

First, we introduce the annual non-stationary rainfall-runoff model structure, hypotheses and general calibration-validation procedure. The inputs of the model are the annual precipitation and an hydrologic index taking into account topography, soil and land-use temporal evolution. Second, we describe the study area including the review of historical hydro-meteorological data and a description of the dedicated short-term instrumentation. Third, we present a spatio-temporal analysis of precipitation. Fourth, we present the methodology to construct the hydrological index from the analysis of hydrologic and physiographic data. Then, we present the model parametrization, calibration and validation, and finally we show and discuss the application results of reconstruction and prediction of historical annual runoff.

2 The annual rainfall-runoff model

2.1 Model structure

The model is based on mathematical relationship between precipitation P and runoff R similar that proposed by Ponce and Shetty (1995) and Sivapalan et al. (2011) for applications at the annual scale on the basis of the *SCS* equations (Mishra and Singh, 2003). P ranges between P_n and P_x which respectively correspond to the minimal and the maximal precipitation values over a large historical period of the main study catchment. Applications were conducted in tropical basins where R is not nil. Therefore, in order to simplify, we use a simple second order polynomial relationship between R and P such as (Fig.7.1):

$$R = AP^2 + BP, \tag{7.1}$$

and the annual runoff coefficient:

$$\rho = R/P = AP + B, \tag{7.2}$$

where A and B are empirical parameters which can be linked to catchment properties (e.g. topography, soil, land-use).

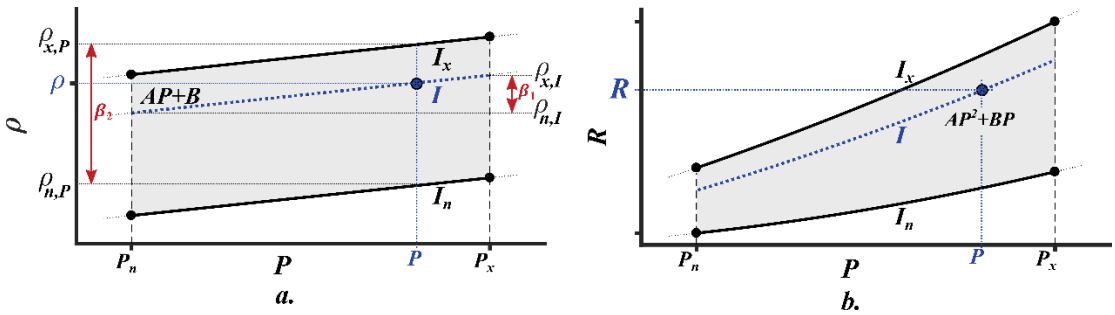


Figure 7.1. The model general relationships between annual precipitation P, annual runoff R, annual runoff coefficient ρ and the hydrological index I. (a) Relationship between ρ and P with ρ = AP+B for different ranges of I; (b) Relationship between R and P with R = AP²+BP for different ranges of I. P_n: minimum P; P_x: maximum P; I_n: minimum I; I_x: maximum I. The point in each graph is an example of annual runoff coefficient and annual runoff estimation for a precipitation P and an hydrological index I.

The first hypothesis is that the annual volume V_O at the outlet of the main catchment is the sum of the annual volumes V_i on each sub-catchment T_i (Fig.7.2b):

$$V_O = \sum_{i=1}^{n} V_i \,, \tag{7.3}$$

where n is the number of sub-catchments and i is the index representing a sub-catchment noted T_i. We define the annual runoff R_i on each sub-catchment T_i as:

$$R_i = {}^{V_i}/_{A_i} \,, \tag{7.4}$$

where A_i is the area of T_i and A_O is the area of the whole catchment with:

$$A_O = \sum_{i=1}^{n} A_i \,, \tag{7.5}$$

Consequently the annual runoff R_O of the whole catchment is defined as:

$$R_O = {}^{V_o}/_{A_0} \,. \tag{7.6}$$

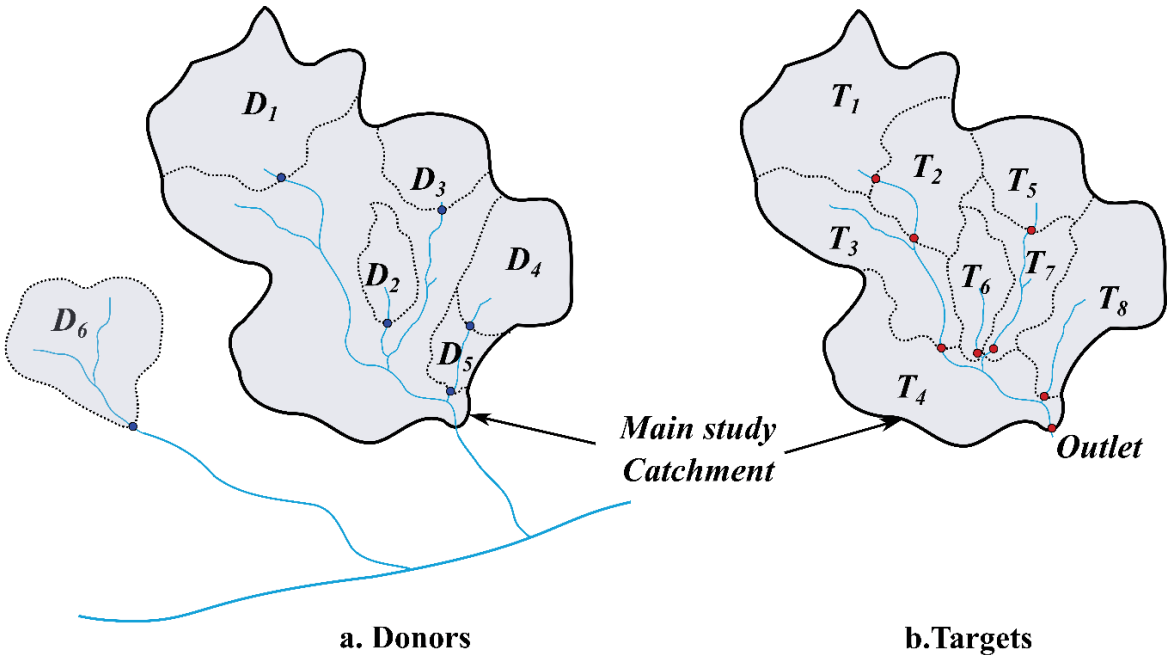


Figure 7.2. Example of fictive donor (a) and target (b) catchments.

The second hypothesis presumes that the runoff coefficient $\rho = R / P$ and the annual runoff R are only functions of P and an "hydrological index" noted I with $\rho = f(P, I)$ and $R = g(P, I)$ similar to the SCS approach used in Ponce and Shetty (1995) and Sivapalan et al. (2011). As for the curve numbers CN in the Soil Conservation Service method (Mishra and Singh, 2003), the index I characterizes topography, soil and land-use of the basin, and enables to take into account land-use evolution through time: I is considered low for permeable soils and/or low urbanization areas producing low runoff, and I is considered high for impermeable soils and/or

high urbanization areas producing high runoff. The index I is an empirical indicator and can be defined as a linear combination of several components C_i. As for the *CN* method, in this study we choose the following three components: topographic component (C_T) such as slope classes impacting runoff, and soil component (C_S) such as permeability classes and land-use component (C_{LC}) such as urbanization classes.

$$I = \sum_{i=1}^{m} \omega_i C_i \,, \tag{7.7}$$

where ω_i is the weight attributed to component i and m the number of components including in the hydrological index. If m is equal to 1, the hydrological index I is based on only one component, for example the land-use characteristics (C_{LC}) if this descriptor is considered as the main factor changing in time.

We note I_n and I_x respectively the lowest and the highest values of I over the catchment dataset used to construct the model. Therefore, for a given rainfall P, R increases when I increases; for a given index I, R increases when P increases.

For a given value of I the runoff coefficient ρ increases when the rainfall increases from P_n to P_x. Let $\rho_{n,I}$ and $\rho_{x,I}$ be the corresponding values of ρ for P_n and P_x respectively. Let $\beta_1 = \rho_{x,I} - \rho_{n,I}$ as shown in Fig. 7.1a. For a given value of P, the runoff coefficient ρ increases when I increases from I_n to I_x. Let $\rho_{n,P}$ and $\rho_{x,P}$ be the corresponding values of ρ for I_n and I_x respectively. Let $\beta_2 = \rho_{x,P} - \rho_{n,P}$ as shown in Fig. 7.1a. As we have a linear relationship between P and ρ (Fig. 7.1a), the value of β_2 is constant and similar for all values of P. In order to calculate β_2, we need data on different catchments and periods with the same value of P but with different values of I ranging between I_n and I_x.

The annual runoff model proposed herein uses a simple relationship $R = f(P, I)$ as shown in Fig. 7.1b. The domain of application of the model is for the precipitation $P \in [P_n, P_x]$ and the hydrological index $I \in [I_n, I_x]$. The model needs as input the precipitation P which has to be calculated on each sub-catchment T_i (see an application in Sect. 4). The model needs also the definition of the hydrological index I which is time variable and enables to take into account land-use changes and non-stationary relationships between R and P. The definition of the rules to construct the components C_i and the weights ω_i of I (Eq. 7) are obtained from data analysis on the study site as shown later in Sect. 5.

2.2 Calibration, validation, reconstruction procedure

The annual rainfall-runoff model developed herein is calibrated using data from donor catchments (noted D) historical information, and from the dedicated short-term instrumentation. Donors could be catchments or sub-catchments inside or near to the main study catchment (Fig. 2a). Sets of annual precipitation P and annual runoff R data are available for donors characterized by different geomorphologic and land-use states (e.g. topography, soil, urbanization). Selecting distant past, recent past and present in P and R values from donors

enable to cover a large range of climate, land-use and geomorphological conditions in order to elaborate a reliable and robust model. Donors are used to calibrate the model parameters then the calibrated model is applied on target catchments (noted *T*, Fig. 7.2b) and let to evaluate runoff for the main catchment (Eq. 7.3 to 7.6). The model can be applied for several periods (past, present and future) for different climate and land-use scenarios.

We consider the set of sparse annual rainfall-runoff data. The set is split into two datasets, the first one is used for the calibration of the model parameters and the second one for the validation. The dataset used for the calibration must include data from different ranges of precipitation $P_n < P < P_x$ and land-use characterized by the hydrological index $I_n < I < I_x$. The *RMSE*, the r^2, the normalised error (E) and the mean normalised absolute error ($\bar{E}$) criteria functions are used to assess and compare simulation performance:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum\left(\widehat{R_O}_j - R_{O\,j}\right)^2}\,, \tag{7.8}$$

$$r^2 = \frac{\left[\sum\left(\widehat{R_O}_j - \overline{\widehat{R_O}}\right)\left(R_{O\,j} - \overline{R_O}\right)\right]^2}{\sum\left(R_{O\,j} - \overline{R_O}\right)^2}\,, \tag{7.9}$$

$$E_j = \frac{\widehat{R_O}_j - R_{O\,j}}{R_{O\,j}}\,, \text{ and } \; E_{i,j} = \frac{\hat{R}_{i,j} - R_{i,j}}{R_{i,j}}\,, \tag{7.10}$$

$$\bar{E} = \frac{1}{n}\sum\left(\left|E_j\right|\right)\,, \tag{7.11}$$

where $\widehat{R_O}_j$ is the simulated annual runoff and $R_{O\,j}$ the observed annual runoff for the main study catchment; n the number of the evaluated year and j the index corresponding to a given year. $\hat{R}_{i,j}$ is the simulated annual runoff for target i for the evaluated year j and $R_{i,j}$ the observed annual for target i for the evaluated year j. In order to evaluate the robustness of the model, a sensitivity analysis is conducted on the impact of the number of donor catchments used establishing the rules of the hydrologic index *I*. Finally, the performance of the developed model is compared to a classical annual runoff model generally applied under stationary conditions (i.e. the *GR1A* model based on the Turc (1954) equation;Mouelhi, 2003).

3 Study site

3.1 Oro-hydrography and climate

The Mefou River is a tributary of the Nyong. The Mefou catchment at Nsimalen (421 km²) includes the capital city of Cameroon, Yaoundé (Fig. 7.3a).The upstream part of the basin (70 km²) is controlled by the Mopfou dam built in 1969 planned to provide about one third of the drinking water to the Yaoundé urban area (100,000 $m^3.day^{-1}$).

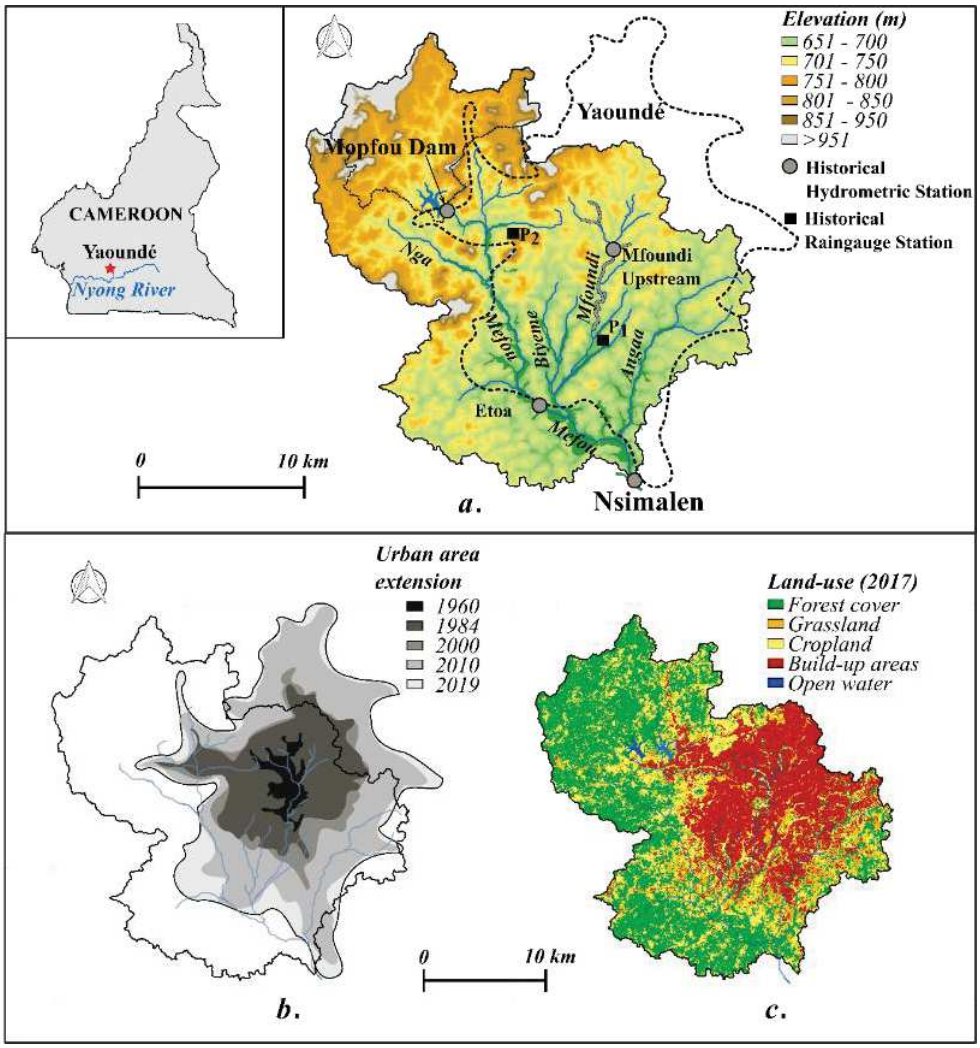


Figure 7.3. The Mefou catchment at Nsimalen: (a) Location, channel network and topography. (b) Urban areas evolution from 1956 to 2018 from historical photography (Moffo, 2017) and satellite images (Google Earth ®) (c) Land-use extracted from the product Land Cover for Africa of European Space Agency (ESA-LC), based on one year Sentinel-2A observations from December 2015 to December 2016.

The catchment is hilly (peaks at 1000 m a.s.l) with important wetland areas (around 700 m a.s.l) at the downstream parts (Fig. 7. 3a). The Mefou River is 35 km length from the Mopfou dam to Nsimalen. The main tributaries of the Mefou is the Mfoundi which drains the most urbanized parts of the whole catchment (Fig. 7.3a). The river channel slope ranges between 1 ‰ and 5 ‰ causing frequent floods in the lowlands. Canalization of the upstream Mfoundi and its tributaries were undertaken since 2002 in order to reduce floods in the urbanized zone. The landform of the South Cameroon Plateau corresponds to the dismantling of an old iron crust undergoing more humid climatic conditions (Beauvais, 1999; Bilong et al., 1992; Bitom et al., 2004). This multi-convex landform is composed of rather closely spaced hilly compartments, typically of few hundred metres in diameter, separated by flat swampy valleys of variable stretch from 50 to 500 m width (Bilong et al., 1992). We used the slope index S_I of Roche (Roche, 1963) to characterize the topography component of the hydrological index I for donor and target catchments.

The climate is humid tropical with two dry and wet seasons (wet-and-dry equatorial savannah with dry winter according to the Köppen-Geiger classification, Kottek et al., 2006). The mean annual precipitation P_m from Mvan station (P_1) in Yaoundé on the period 1930-2015 is 1580 mm. We distinguish four seasons: long rainy season from March to June, short dry season from July to August, short rainy season from September to November, and long dry season from December to February. The hydrological year is defined from March to February. Ikounga (1978) has estimated the potential evapotranspiration *PET* between 900 mm (Sunken Colorado pan) to 1200 mm (Thornthwaite method).

3.2 Soil and land-use

The regolith is developed on a granito-gneissic basement. Ferralsol (laterite) regolith is developed on the hillslopes while in the swampy valleys, it is topped with bleached hydromorphic soils developed on colluvium and river alluvium (Bachelier, 1959; Braun et al., 2012, 2005). In the region of Yaoundé, Humbel and Pellier (1969) calculated a soil surface permeability between 20 and 70 $cm.h^{-1}$ up the hill, and 200 $cm.h^{-1}$ near the swampy valleys. These values of permeability are very high and limit the surface runoff, especially in swampy valleys. The clay amount is generally higher at the top of the hills than at the bottom. In the field experiment we conducted in 2017, we measured in the region of Yaoundé the soil surface permeability by a simplified Beerkan method (Bagarello et al., 2014) and obtained values ranging between 2 and 125 $cm.h^{-1}$ which are comparable to the values given by Humbel and Pellier (1969). Humbel and Pellier (1969) also showed that for both types of soil, the surface permeability decreases quickly with the depth until an impermeable layer facilitating lateral flow. In this study we use the proportion of hydromorphic soil (*HS*) to characterize the soil component of the hydrological index *I* for donor and target catchments (see Sect. 5.1).

The administrative urban area of Urban Community of Yaoundé (*CUY*) covers nowadays about 297 km². As most part of the Nyong basin (Olivry, 1979), the Mefou catchment was originally mainly covered by humid tropical forest. The study area is faced to major land-use changes due to human activities mainly urbanization and agriculture (see more details in Chapter 3 and in Appendix 3). Population in Yaoundé has increased from 90,000 in 1960 (Franqueville, 1968) to 3.65 million in 2017 (UNDESA, 2017) with an annual growth rate of 5.7 % per year between 1987 and 2005 according to the Central Office of Cameroonian Population Study and Census. This huge demographic change is characterized by an important expansion of the urban area Fig. 7.3b and the increase of population density (Bopda, 2003). In the opposite, forest and wetlands areas decreased, and were generally replaced by agricultural and urban areas as shown in Fig. 7.3c with the land-use classification over the Mefou catchment from the land cover product of the European Space Agency available for Africa (*ESA-CCI LC)* for the year 2016. Moffo (2017) analysed a set of aerial photography in 1956 and estimated that the impervious areas covered 3.5 km², less than 1 % of the Mefou catchment area. We used *ESA-CCI LC* and OpenStreetMap® 2015 layers to calculate impervious areas of around 64

km² (15 %) in 2016. Ebodé (2017) used Landsat images to study the evolution of land-use from 1978 to 2015. He noticed at the Mefou catchment until the Nyong confluence (basin area of 802 km², approximately two times the Mefou basin area at Nsimalen) a decrease of 160 km² of the total forest cover, with specifically a decrease of 60 % of the primary forest area from 235 km² in 1978 to 94 km² in 2015, a decrease of 73 % for swampy forest from 206 km² to 57 km², and an increase of 60 % in degraded and secondary forest from 223 km² to 353 km². For the Mefou at Nsimalen, Ebodé (2017) estimated that the agricultural area increased from 10 km² (3.5 % of the catchment area) in 1978 to 28 km² (10 %) in 2015, and that the urban area (integrating impervious surfaces) increased from 45 km² (11 %) in 1978 to 151 km² (36 %) in 2015. We used the proportion of urban area U over donor and target catchments to characterize the land-use component of the hydrological index.

The impact of these land-use changes on hydrological processes is not yet quantified on the Mefou catchment. The urbanization of the Mefou catchment also impacts both groundwater and river water quality due to domestic and industrial untreated wastewater from urban areas but also contamination by peri-urban agriculture. For example, Branchet et al. (2018) recently shows high Diuron® concentration on surface water that frequently exceeded the European water quality guideline. These growing issues of water management drive the removal of wetlands in lowlands impacting their ecosystem services as the natural purification of water (Daily, 1997; Russo and Smith, 2013).

3.3 Historical sparse data

Precipitation measurements are available at a monthly time step at two historical raingauges (Fig. 7.3a): P_1 from 1930 to 2017, and P_2 from 1955 to 1978. The correlation coefficient for the common period between both stations at the annual time step is 0.74. A long-term reference precipitation dataset was calculated using the mean of P_1 and P_2 when data from both stations are available, and from P_1 for the remaining periods.

Daily runoff measurements at the Mefou catchment outlet at Nsimalen started in 1963 but with long periods of gaps. Annual runoff is available for only 29 years (1964-1977, 1979, 1982-1986, 2005-2011 and 2017), and ranges between 250 mm and 850 mm. Annual runoff coefficient ranges between 0.21 and 0.48.

Few studies are available on the hydrology of Yaoundé, and most of them date before the 80th. They particularly focused on water balance at monthly and annual scales: on the Mefou river (Lefèvre, 1966; Olivry, 1979; SNEC, 1968) on the Mfoundi (Nguemou, 2008; Srang, 1972) and on sites downstream Nsimalen (Ikounga, 1978). From these studies, we retain six historical donors (noted D_H; Fig. 7.4a), and Table 7.1 presents their characteristics: area between 24 and 235 km², period of observation, annual precipitation P between 1640 and 1930 mm, annual runoff R between 392 and 1340 mm, and annual runoff coefficient ρ between 0.22 and 0.77. Under the hypothesis that the storage annual variation is nil, we estimate an annual

evapotranspiration $AET = P - R$ which ranges between 400 and 1400 mm. Information relative to precipitation measurements are well documented in the historical studies previously cited. Note that the donor D_{H6} is located out of the Mefou catchment but quite close from Yaoundé area (40 km) and presents a similar topography, soil and land-use conditions of the Mefou catchment (Ikounga, 1978). These donors cover different land-use states: e.g. forestry natural cover for D_{H4} and D_{H6} ($U < 1\%$) and highly urbanized cover for D_{H3} ($U > 75\%$).

Other historical studies of smaller (< 10km²) and larger (> 5000 km²) catchments in Nyong basins in natural land-use context give P between 1420 and 1730 mm, R between 392 and 530 mm, ρ between 0.18 and 0.30 and AET between 1070 and 1470 mm. The urbanized catchment Odza (6 km²), located in Yaoundé (Mfoundi catchment), was monitored in 2011-2012 by Ngoumdoun (2013) who calculated $P = 1840$ mm, $R = 1640$ mm, $\rho = 0.88$ and $AET = 220$ mm (see Appendix 3).

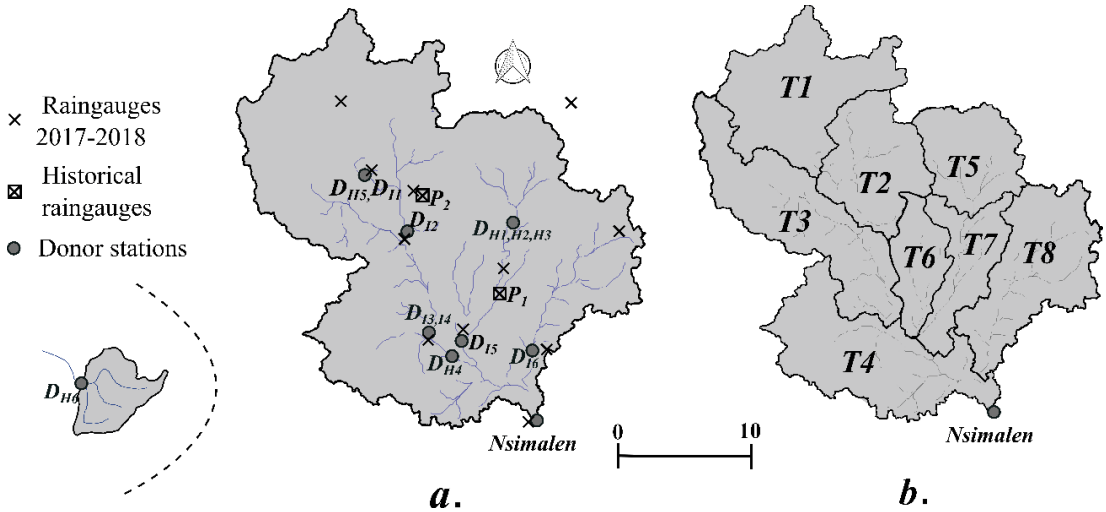


Figure 7.4. The Mefou catchment: **(a)** Location of raingauges and limnimetric stations on donor catchments (NB: the donor D_{H6} is located outside of the Mefou basin at 40 km south-west); **(b)** target catchments.

3.4 Dedicated short-term multi-scale instrumentation (03/2017-02/2018)

In order to complete historical data, we undertook dense spatial rainfall-runoff instrumentation during one hydrological year (03/2017-02/2018). Eleven daily time step raingauges were installed in order to study the spatial variability of precipitation (Fig. 7.4a). The choice of limnimetric stations location was determined by the position of the main confluences, by the position of historical limnimetric stations, and the need to measure runoff from basins with different degrees of urbanization (Fig.7.4a). This instrumentation provides six additional experimental donors (noted D_I) with different ranges of heterogeneities in terms of area, land-use, topography and soil (Table 7.1). The limnimetric station D_{I1} is located downstream the dam and enables to measure the outflow from the reservoir at

100 ± 25 mm.yr $^{-1}$. The lack of measurements of the outflow value until 2017-2018 makes this results the first assessment of the dam impact on Mefou water budget. The donor D_{I4} corresponds to the intermediate basin between D_{I3} and $D_{I2.}$ Table 7.1 presents their characteristics: area between 21 and 120 km², P between 1620 and 1715 mm, R between 712 and 1250 mm, ρ between 0.40 and 0.76 and AET between 405 and 908 mm. Annual precipitation on these donors D_I are of the same order as for historical donors D_H while runoff and runoff coefficients are generally higher for catchments with higher urbanization rate.

Table 7.1. Characteristics of the donor catchments: name, reference, hydrometric station name, area, period of observation, annual precipitation P, annual runoff R, annual evapotranspiration $AET = P - R$, annual runoff coefficient ρ, the slope index S_I, the proportion of hydromorphic soil HS, and the proportion of urban areas U.

Name	*Reference*	*Hydrometric station*	*Area [km²]*	*Period*	*P [mm]*	*R[mm]*	*AET [mm]*	*ρ*	*S_I [%]*	*HS [%]*	*U [%]*
D_{H1}	Srang (1972)	MFOUNDI UPST	40	1970-71	1930	772	1158	0.40	11.5	0	5
D_{H2}	Srang (1972)	MFOUNDI UPST	40	1971-72	1640	540	1100	0.33	11.5	0	5
D_{H3}	Nguemou (2008)	MFOUNDI UPST	40	2006-07	1740	1340	400	0.77	11.5	0	> 75
D_{H4}	SNEC (1969)	ETOA	235	1968-69	1790	392	1398	0.22	9.0	44	< 1
D_{H5}	SNEC (1969)	MOPFOU	70	1968-69	1810	456	1354	0.25	13.5	0	< 1
D_{H6}	Ikounga (1978)	S3	24	1974-77	1645	393	1252	0.24	13.4	> 5	< 1
D_{I1}	Dedicated short-term instrumentation	MOPFOU	70	2017-18	1650	100	-	0.06	13.5	0	< 1
D_{I2}		MEFOU UPST	47	2017-18	1715	915	800	0.54 (0.53*)	13.6	3	46
D_{I3}		CANABOIS	120	2017-18	1655	863	792	0.47	10.0	6	28
D_{I4}		CANA-NKOM	73	2017-18	1620	712	908	0.44	10.0	8	9
D_{I5}		ECOPARK	21	2017-18	1655	1250	405	0.76	9.8	35	87
D_{I6}		ANGA'A*	54	2017-18	575*	230*	-	0.40*	6.7	24	45

* The data on the Anga'a catchment (D_{I6}) covers only the period from September to December. For comparison, the value of ρ is given for the same period for the Mefou Upstream (D_{I2}) which is characterized by similar value of U.

3.5 Main characteristics of the donor catchments

The Mefou catchment originally covers by dense tropical forest includes the most part of the city of Yaoundé. The urban area started growing since 1960 (1 % of the total basin area) to currently reach about 30-35 % of the basin area with an impervious area estimated to 15 %. The forest cover has vanished of more than 50 % since 1980 with a huge conversion of the primary forest into secondary and degraded forests. Nowadays, the forests cover about 40 % of the Mefou at Nsimalen. The various sources cited in Sect. 3.2 showed a growth of agricultural areas around the urban area of Yaoundé, with cropland and grassland covers around 30 % of the catchment area in 2015. The catchment can be considered as peri-urban due to the noticeable urbanization and the development of agricultural activities observed in lowlands and outskirts. However, the south-west part and the area drained by the Mopfou dam in upstream remain slightly affected by urbanization.

Combining historical studies and dedicated short-term instrumentation 2017-2018, we have 12 donor catchments, 6 from historical studies (D_H) and 6 from the instrumentation (D_I) presenting various topographic, soil and land-use characteristics; the area ranges between 21 and 235 km², P ranges between 1620 to 1930 mm, R between 390 and 1340 mm, ρ between 0.22 and 0.77 and AET between 400 mm to 1400 mm. S_I varies from 6.7 % to 13.5 %, HS varies from 0 to 44 % and U varies from 0 to 83 % over donor catchments of the study area. We observe that ρ can vary widely for the same catchment function of the land-use: e.g. from 0.33-0.4 for D_{H1} (U = 5 %) and D_{H2} to 0.77 for D_{H3} (U > 75 %). All the observed data on the study site are analysed to understand hydrological processes of the catchments faced to land-use changes in order to identify rules defining the hydrological index I on donors and apply it on targets for the period 1930-2017.

4 Precipitation

The model needs as input the precipitation P which has to be calculated on both donor and target catchments (Fig. 7.4). For donors, precipitation information are well documented in corresponding studies or issue of dedicated short-term instrumentation (Table 7.1). For targets, we used the long-term historical raingauges and the spatially short-term information (1968-1969 from SNEC (1969), and 2017-2018 from the short-term instrumentation) to construct historical precipitation database for each target.

4.1 Temporal variability of precipitation

First, we study long-term precipitation trends (1930-2015) over the Mefou catchment from historical raingauges P_1 and P_2. The average precipitation is 1580 mm (P_m) and the minimal and maximal annual precipitation are respectively P_n = 1050 mm and P_x = 2200 mm. Values of P_n and P_x set the limit of availability of the developed model for the study catchment. Fig. 7.5a shows no significant trends of annual precipitation over the period, but we observe a succession of humid (1960-1970, 1980-1990, and 2006-2013) and dry (1935-1950, 1970-1980, and 1990-2000) periods. At the seasonal scale we observe some changes in amount of precipitation: i) no change during the first wet season (March to June) (Fig. 7.5b); ii) during the first dry season (July and August), increase of the mean precipitation from 100 to 220 mm (+120 %) on the period 1930 to 2015 (Fig. 7.5c); iii) during the second wet season (September to November) slight increase from 700 to 760 mm (+9 % ; Fig. 5d); iv) during the second dry season (December to February) decrease from 110 to 80 mm (-28 %; Fig. 7.5e). This historical precipitation database is used to construct the database precipitation for target catchments. Results shows also that there is no a clear changes on annual precipitation between 1930 and 2015, and consequently the trend of annual runoff coefficient increase can be related mainly to catchment change and particularly to the increase of urbanized areas.

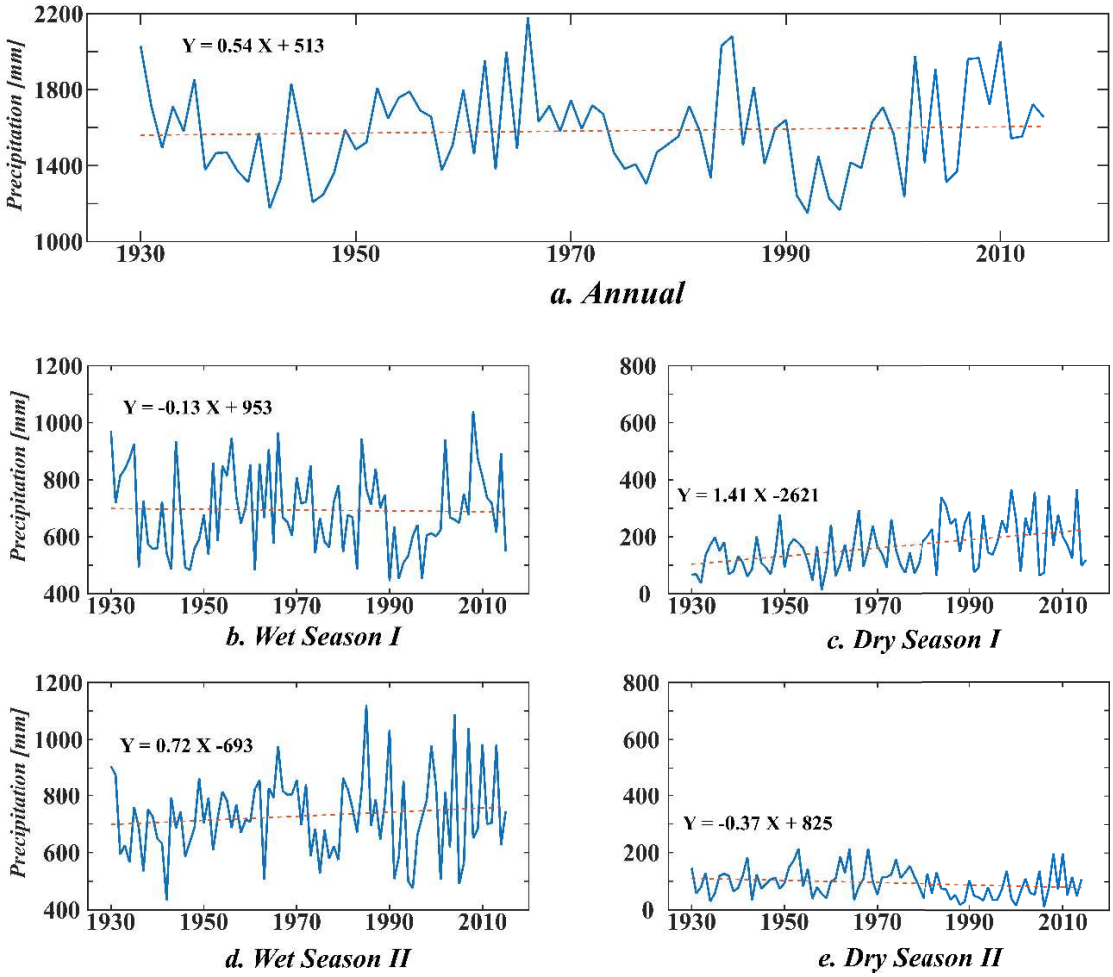


Figure 7.5. Annual and seasonal precipitation: (a) Annual precipitation from 1930 to 2015 from historical raingauge P_1 (Mvan Airport). (b) Precipitation during the wet season *I* March to June. (c) Precipitation during the dry season *I* July to August. (d) Precipitation during the wet season *II* September to November. (e) Precipitation during dry season *II* December to February.

4.2 Spatial variability of precipitation

Second, we study the spatial distribution of annual precipitation over the Mefou catchment.

Figures 7.6a and 7.6b show the mean annual precipitation for respectively the hydrologic years 1968-1969 (SNEC, 1969) and 2017-2018 (dedicated short-term instrumentation), the only historical years with available dense spatially measured precipitation.

For 1968-1969, P varies over the Mefou catchment between 1400 mm to 2000 mm with an average of 1780 mm. For 2017-2018, P varies between 1400 and 2100 mm with an average of 1640 mm. The hydrological year 2017-2018 seems quite representative of an average year in terms of annual precipitation (P_m = 1580 mm). The annual precipitation observed at P_1 is

about 1730 mm for the same period with a difference of +6 % with average precipitation P. The rain-gauge P_1 seems quite representative of the average value for the Mefou catchment.

On both Figs. 7.6a and 7.6b, we observe that the highest annual precipitation values are located in the north-west part of the basin, corresponding to the zone with highest elevations. The east and south parts, corresponding to the flattest and lowest elevation parts of the basin are characterized by lower P.

Due to the lack of spatial information for the historical period, a precipitation weight w_{Ti} is assigned to a target catchment T_i such as:

$$P_{Ti} = w_{Ti} . P \, , \tag{7.12}$$

where P is the mean annual precipitation on the Mefou catchment from the historical database and P_{Ti} the mean annual precipitation on T_i. The term $w_{Ti} = P_{Ti}/P$ can be both calculated using historical data (Figs. 7.6a and 7.6c) and the instrumentation 2017-2018 (Figs. 7.6b and 7.6d). For both cases, we obtain comparable and retain $w_{T1} = w_{T3} = w_{T5} = w_{T6} = w_{T7} = 1$ for respectively T_1, T_3, T_4, T_5, T_6 and T_7; $w_{T2} = 1.05$ for T_2 is slightly high due to the high values of P; $w_{T4} = w_{T8} = 0.95$ for T_4 and T_8.

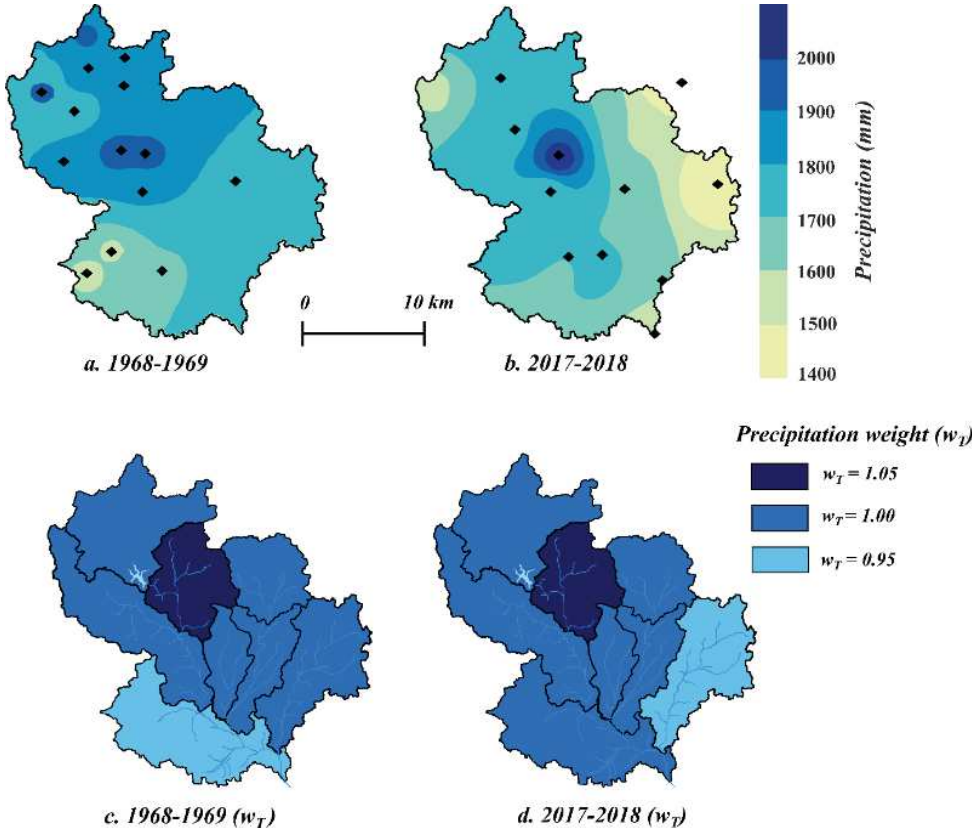


Figure 7.6. Annual precipitation map on the Mefou catchment: (a) for 1968-1969 (Ikounga, 1978); (b) for the instrumented period (March 2017 to February 2018). Precipitation weights on the 8 target catchments: (c) calculated from (a); (d) calculated from (b).

4.3 Relationship between annual runoff coefficient and precipitation

Third we study the relationship between the annual runoff coefficient ρ and P for three stations in nearly-steady land-use states (Fig. 7.7): the Mefou at Nsimalen on the period 1964-1984 with a low impact of land-use evolution in comparison to the period 1984-2015, the Mefou at Etoa natural forested basin on the period 1967-1983, and the semi-urbanized Mfoundi on the period 1969-1971. Both the Mefou at Etoa and Mfoundi are sub-catchments of the Mefou at Nsimalen. For the Mefou at Nsimalen, we adjusted a linear relationship between ρ and P; ρ increases from $\rho_{n,P}$ = 0.2 corresponding to P_n = 1050 mm to $\rho_{x,P}$ = 0.35 corresponding to P_x = 2200 mm; this gives $\beta_l = \rho_{x,P} - \rho_{n,P} = 0.15$. For the Mefou at Etoa, $\rho = 0.15$ for P = 1330 mm and $\rho = 0.30$ for P = 2200 mm; both values of ρ for the Mefou at Etoa are inferior than those observed on the Mefou at Nsimalen for similar values of precipitation, showing the impact of land-use with low annual runoff coefficient on natural basins. For the Mfoundi, $\rho = 0.33$ for P = 1640 mm and $\rho = 0.40$ for P = 1930 mm; both values of ρ for the Mfoundi are superior than those observed on the Mefou at Nsimalen for similar values of precipitation, showing the impact of land-use with high annual runoff coefficient on semi-urbanized basins. In summary, we obtain approximately similar values of β_l = 0.15 on the Mefou at Nsimalen (1964-1984), but also on the natural Etoa catchment (1967-1983) and on the in-urbanization Mfoundi upstream catchment (1969-1970). These three catchments have three different values of the hydrological index I, but with I considered constant on the presented periods.

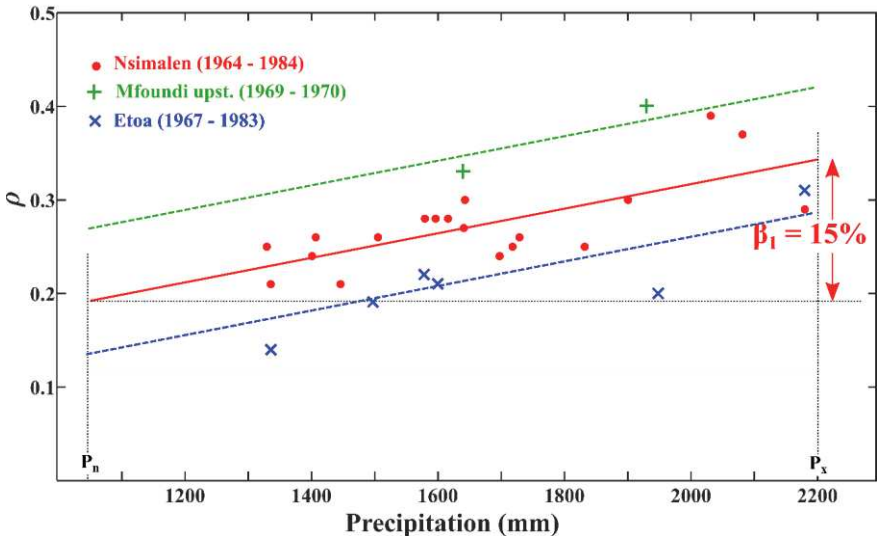


Figure 7.7. Relationship between the annual runoff coefficient ρ and the annual precipitation P on three stations (Nsimalen, Mfoundi and Etoa; see the location on Fig. 7.3.a) for periods before 1985 with low impact of urbanization.

5 The hydrological index I

This section analyses the hydrological and physiographic data in order to define the rules for constructing the hydrological index I calculated as a linear combination of three components:

$$I = \omega_T C_T + \omega_S C_S + \omega_{LC} C_{LC} \ , \tag{7.13}$$

where C_T is the topography component, C_S the soil component, C_{LC} the land-use component, ω_T the weight of C_T, ω_S the weight of C_S, and ω_{LC} the weight of C_{LC}.

5.1 The components C_T, C_S and C_{LC}

Heterogeneities of topography, soil condition and land-use variability in space and time observed on the study area (Sect. 3) lead us to propose classification rules to highlight the main features of catchments and to define the three components C_T, C_S, and C_{LC} of the hydrological index I using cartographical data. All three components range between 0 and 1; when any of the terms (C_T, C_S and C_{LC}) increase, ρ increases. The topography (C_T) and soil condition (C_S) are considered stable over the time contrary to land-use (C_{LC}) faced to major changes.

For topography C_T, the slope index S_I of Roche (Roche, 1963) is calculated for donors (Table 7.1) and targets from SRTM (2014). We define: $C_T = 0$ for $S_I < 7$ %; $C_T = 0.5$ for $7\ \% \leq S_I \leq 12\ \%$; $C_T = 1$ for $S_I > 12$ %.

For soil condition C_S, the lack of accurate soil maps over the catchment constrains us to define indirectly soil condition heterogeneities over the catchment. Historical studies of soil characteristics (Bachelier, 1959; Humbel and Pellier, 1969; Pellier, 1969) are used to define soil classes depending on the altitude and the slope derived from the SRTM 2014. For that, we calculate the area of lowlands (altitude < 730 m) with low slopes (< 7 %) corresponding to hydromorphic yellow soil characterized by lower rate in clay and higher surface permeability. The proportion of hydromorphic soil (HS) on each catchment is used to estimate the classes of C_S (see for donors Table 7.1, and for targets: $C_S = 0$ for $HS > 15$ %; $C_S = 0.5$ for $2\ \% \leq HS \leq 15$ %; $C_S = 1$ for $HS < 2$ %.

For land-use component C_{LC}, historical references and global products (summarized in Table 7.2) are used to characterize land-use of donors and the evolution of target land-use over past-period with available data (1930, 1950, 1980, 2000, and 2017) and future scenario (2030). In order to integrate the main land-use signature, we define six classes for C_{LC} according to urban area proportion of U; (see for donors Table 7.1, and for targets the **Table 6.6** in **Chapter 6**). $C_{LC} = 0$ for $U < 1$ %; $C_{LC} = 0.2$ for $1 < U < 5$ %; $C_{LC} = 0.4$ for $5 < U < 20$ %; $C_{LC} = 0.6$ for $20 < U < 50$ %; $C_{LC} = 0.8$ for $50 < U < 70$ %; $C_{LC} = 1$ for $U > 70$ %. Different trends of land-use changes are observed for the 8 target sub-catchments (Fig. 7.8). From 1930 to 1950, the whole main catchment is considered to be mostly cover by originally forest ($C_{LC} = 0$ for all the targets). Development of urbanization impacted first the Mfoundi sub-catchments from 1960 to 1980 (T_5, T_6 and T_7) especially T_5. Nowadays, these sub-catchments reach a

maximum of urbanization for T_5 and T_6 (C_{LC} = 1). T_2 and T_8 faced to major changes since 1980 with intensification since 2000. Nowadays, the urbanization process do not get the entire area of these catchments. The urbanization continue and will be amplified in these surrounding areas due to the lack of space in the most urbanized part of Yaoundé (T_5, T_6 and T_7). T_1, T_3 and T_4 are the last sub-catchments impacted by urbanization; a high proportion of these catchments have forest or wetland covers. We propose a fictive but plausible scenario of land-use for 2030, regarding to the current expansion of the urban area and the perspective of future population estimation for Yaoundé (from 3.6 million in 2017 to 6.7 million in 2035; UNDESA, 2017). We suppose a high development of urbanization for T_2 and T_8 (C_{LC} from 0.6 in 2017 to 0.8 in 2030) and in a lesser extent a development of urbanization over the south part of the basin (T_4 with C_{LC} from 0 in 2017 to 0.4 in 2030). Values of C_T, C_S and C_{LC} are presented for donors in Table 7.3 and for targets in Table 7.4.

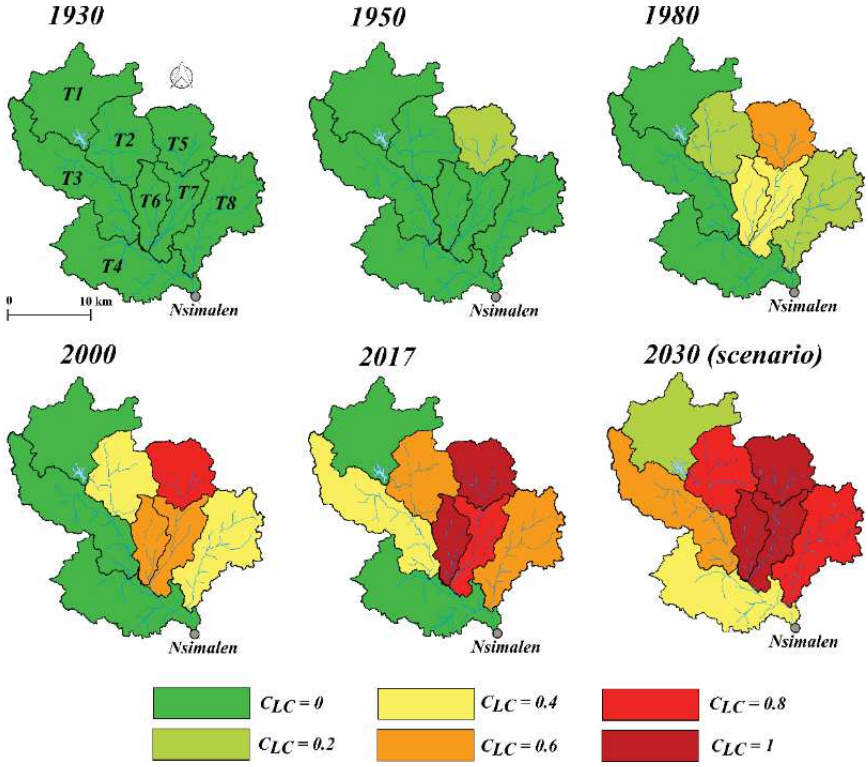


Figure 7.8. Evolution of the component C_{LC} (see Sect.5.1) of the hydrological index *I* over the target catchments for 1930, 1950, 1980, 2000, 2017 and scenario for 2030 (see references of land-use sources in Table 7.2).

Table 7.2. Reference studies, global products and resolution used to estimate each component (C_T, C_S and C_{LC}) of the index hydrological index I for 1930, 1950, 1980, 2000, 2017 and 2030. SRTM: Shuttle Radar Topography Mission 2014; ESA CCI LC: European Space Agency Climate Change Initiative Land Cover.

Type	*Period*	*References*	*Product*	*Spatial resolution*
Topography	*1930 - 2030*	SNEC (1968) Srang (1972) Ikounga (1978) Olivry (1979)	*SRTM 2014*	*30 m x 30 m*
Soil	*1930 - 2030*	Bachelier (1959) Humbel and Pellier (1969) Pellier (1969)	*SRTM 2014*	*30 m x 30 m*
Land-use	*1930*	Franqueville (1979, 1968)	*Population estimation*	-
	1950	Moffo (2017)	*Aerial photography*	-
	1980	Ebodé (2017)	*Landsat image*	-
		(CUY, 2008)	*Urban area map in* CUY (2008)	-
	2000	Midekisa et al. (2017) Moffo (2017)	*Map in* Midekisa et al. (2017)	*300 m x 300 m*
	2017	Midekisa et al. (2017)	*Map in* Midekisa et al. (2017)	*300 m x 300 m*
		Ebodé (2017)	*Landsat image*	-
	2030	UNDESA (2017)	*Prediction of population growth in* UNDESA (2017)	*By city and country*

5.2 Relationship between annual runoff ρ and C_T, C_S and C_{LC} for donors

D_{H4}, D_{H5} and D_{H6} correspond to forested areas (C_{LC} = 0) whereas D_{I5} and D_{H3} have high rates of urbanization (C_{LC} = 1, Table 7.3). For these basins, precipitation presents a low range of variation between 1645 and 1810 mm. D_{H4}, D_{H5} and D_{H6} present low values of annual runoff coefficient with ρ varying from 0.22 to 0.25. D_{I5} and D_{H3} present very high values of runoff with ρ = 0.76 and 0.77. For catchments with intermediate levels of urbanization (D_{I2}, D_{I3}, D_{I4}, D_{I6}, D_{H1}, D_{H2}), runoff ranges between those observed in the two previous cases with ρ ranging between 0.33 and 0.54.

Analysis of ρ for donors D_{I2} and D_{I6} presenting the same value of C_{LC} (0.6) but extreme values of C_T and C_S (D_{I2} is located in the hilly part of the Mefou catchment whereas D_{I6} present

high portion of lowlands) enables to quantify the impact of C_S and C_T on ρ. For the period September-December, D_{I6} presents runoff coefficient of 0.40 which is significantly lower than the value of 0.53 observed for D_{I2} on the same period. Differences observed are quite clear in term of runoff with for D_{I2} runoff value up to 160 mm in October against 95 mm for D_{I6} (see Appendix 3, Sect. 5).

These results show the significant impact of land-use conditions on runoff, but topography and soil condition could explain complex hydrological responses. Consequently when calculating the index I, we will give a higher weight to the component C_{LC} in comparison to C_T and C_S.

Table 7.3. Characteristics of the three components C_T, C_S, C_{LC}, and the hydrological index I of the 12 donor catchments (Fig. 7.4b).

Name	C_T	C_S	C_{LC}	I
D_{H1}	0.50	1.00	0.20	0.32
D_{H2}	0.50	1.00	0.20	0.32
D_{H3}	0.50	1.00	1.00	0.94
D_{H4}	0.50	0.50	0.00	0.11
D_{H5}	1.00	1.00	0.00	0.22
D_{H6}	1.00	0.50	0.00	0.17
D_{I1}	1.00	1.00	0.00	0.22
D_{I2}	0.50	1.00	0.60	0.63
D_{I3}	0.50	0.50	0.60	0.58
D_{I4}	0.50	0.50	0.40	0.42
D_{I5}	0.50	0.00	1.00	0.83
D_{I6}	0.00	0.00	0.60	0.47

Table 7.4. Characteristics of the 8 target catchments (Fig. 7.4b): area, the two components C_T, C_S and the dynamic time variable component C_{LC} given in Fig. 7.8 (see references of land-use sources in Table 7.2).

Name	*Area [km²]*	C_T	C_S	C_{LC}					
				1930	*1950*	*1980*	*2000*	*2017*	*2030*
T_1	70	1.0	1.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20
T_2	47	1.0	1.0	0.00	0.00	0.20	0.40	0.60	0.80
T_3	73	0.5	0.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.60
T_4	75	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40
T_5	40	0.5	1.0	0.00	0.20	0.60	0.80	1.00	1.00
T_6	24	0.5	0.0	0.00	0.00	0.40	0.60	1.00	1.00
T_7	30	0.5	0.0	0.00	0.00	0.40	0.60	0.80	1.00
T_8	62	0.0	0.0	0.00	0.00	0.20	0.40	0.60	0.80

5.3 The weights ω_T, ω_S and ω_{LC}

From data analysis (Sect. 5.2), we showed that the impact of land-use change on runoff is higher than the impact of soil and topography. Consequently, we affect higher weight for ω_{LC}, with $\omega_{LC} > \omega_T$ *and* $\omega_{LC} > \omega_S$. Figure 7.9 shows an example of the relationship between annual runoff of donors ρ and hydrological index for donors I for $\omega_{LC} = 7/9$, $\omega_T = 1/9$ and $\omega_S = 1/9$. We observe a simple linear empirical relationship to estimate ρ_D :

$$\rho_D = aI + b \tag{7.14}$$

with $r^2 = 0.96$. We conduct a sensitivity analysis of the regression on the adjusted parameters a and b for four sets of parameters ω_{LC}, ω_T and ω_S : i) $\omega_T = 1/5$, $\omega_S = 1/5$ and ω_{LC},= 3/5; ii) ω_T = 1/7 $\omega_S = 1/7$ and ω_{LC},= 5/7; iii), $\omega_T = 1/9$, $\omega_S = 1/9$ and ω_{LC}= 7/9; iv) $\omega_T = 1/12$, $\omega_S = 1/12$ ω_{LC} = 10/12. We obtain very good correlation coefficient of the four linear regressions ranging between 0.83 (case i) and 0.98 (case iv). The parameter a ranges between 0.66 and 0.83, and the parameter b between 0.10 and 0.19 (note that for $I = 0$ we have ρ = b). For $I = 1$, we have $\rho = a + b$ which varies between 0.80 and 0.84. Around a mean value of I = 0.5, all four configurations give $\rho = 0.51$ (See Appendix 3).

For the configurations ii, iii and iv, we have $r^2 = 0.96$ +/- 0.02. In the following, we retain the intermediate set ω_T = 1/9, ω_S = 1/9 and ω_{LC}= 7/9 (corresponding regression presented in Fig.7.9). Table 7.3 presents the values of I for donors and Fig. 7.10 gives the temporal evolution of I from 1930 until now for targets. Note that in 2017, the values of I are particularly high for the target catchments T_5, T_6 and T_7 on the Mfoundi basin due to high urbanization. In contrast, some target catchments such as T_1 and T_4 are or not impacted nowadays by urbanization and presents very low values of I. Finally, the target catchments T_2, T_3, and T_8 are currently faced to the most important land-use change and have intermediate values of I.

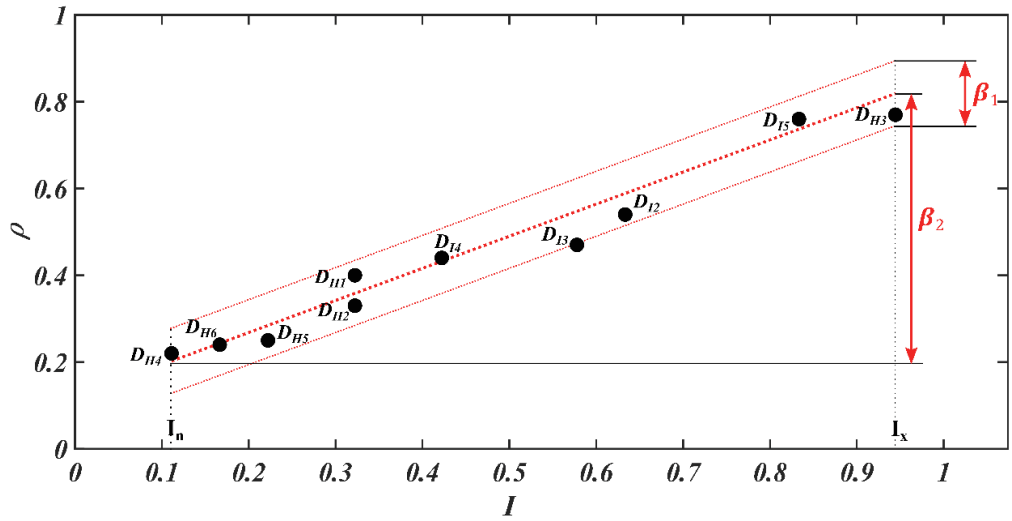


Figure 7.9. Linear relationship between the hydrological index I and the annual runoff coefficient ρ based on donor catchments (Table 7.1). The term β_1 represents the variation of ρ for a given value of I and for a large range

of precipitation P with $P_n < P < P_x$. The term β_2 represents the variation of ρ for a given value of P and for a large range of I with $I_n < I < I_x$.

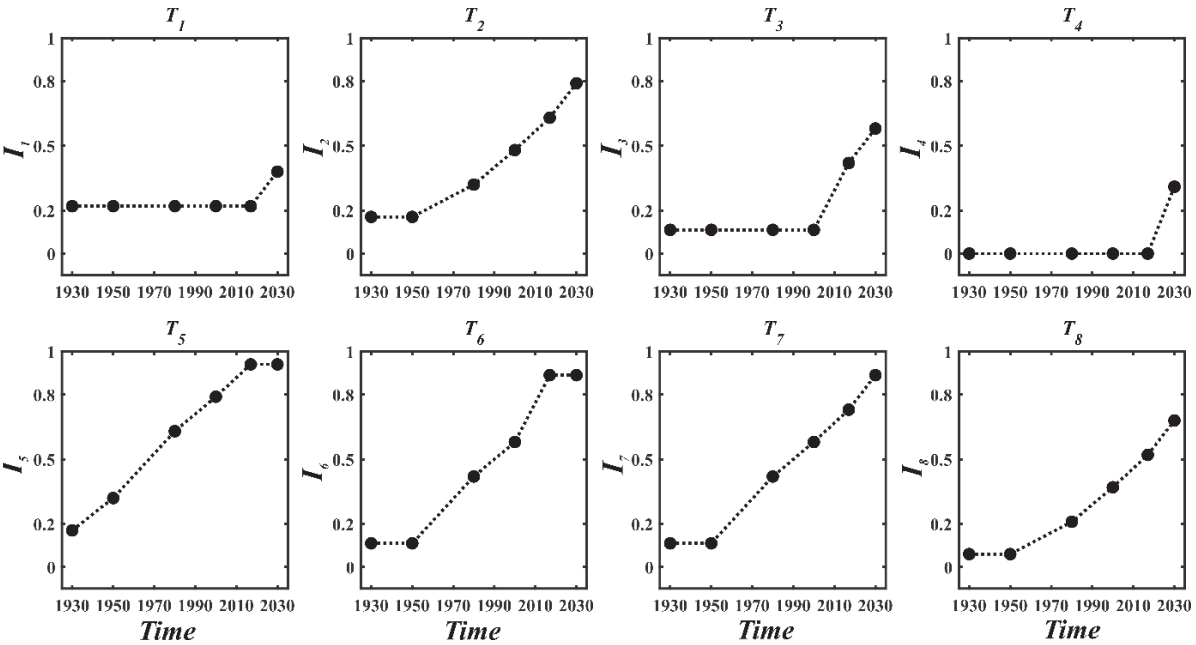


Figure 7.10. Evolution of the hydrological index I over time for target catchments for the period 1930 - 2030. The points correspond to the dates where references of land-use sources are available (Table 7.2 and Fig. 7.8).

5.4 Introducing *I* in the model structure

In the following, we choose a simple linear relationship between I and ρ (Eq. 7.14; Fig. 7.9) which leads that the value of β_1 is constant and similar for all values of I.

We observe that the impact of land-use change (represented by I) on annual runoff (β_2) is higher than the impact of precipitation change (β_1), with $\beta_1 = 0.15$ (Fig. 7.7), $\beta_2 = 0.60$ (Fig. 7.9) and $\beta_1 << \beta_2$. We consider a reference precipitation $P_R = \frac{P_x+P_n}{2}$, and let ρ_D be the runoff coefficient calculated by the linear regression adjusted from donors under precipitation near of P_R (1625 mm). Then ρ is calculated as the sum of ρ_D and a factor G taking into account the impact of precipitation:

$$\rho = \rho_D + G \,, \tag{7.15}$$

with

$$G = \frac{\beta_1}{(P_x - P_n)} \left[P - \frac{P_x+P_n}{2} \right] . \tag{7.16}$$

For a given value of I (Fig. 7.9): for $P = P_n$, we have $G = -\beta_I/2$ and consequently $\rho = \rho_D - \frac{\beta_1}{2} = \rho_{n,P}$; for $P = P_x$, we have $G = \beta_I/2$ and consequently $\rho = \rho_D + \frac{\beta_1}{2} = \rho_{x,P}$.

Introducing Eq. (7.14) and (7.16) into Eq. (7.15), we obtain very simple second order polynomial relationship between R and P (Eq. 7.17 similar to Eq. 7.1) and a linear relationship between ρ and P (Eq. 7.18 similar to Eq. 7.2), and

$$R = AP^2 + BP \,, \tag{7.17}$$

$$\rho = AP + B \,, \tag{7.18}$$

$$\text{with } A = \frac{\beta_1}{P_x - P_n} \quad \text{and} \quad B = aI + b - \frac{\beta_1 (P_x + P_n)}{2(P_x - P_n)} \,. \tag{7.19}$$

In summary, the model needs the precipitation P as input and the three parameters a, b and β_I characterizing the relationship between ρ and I. These three parameters can be calibrated using data from donor catchments.

6 Applications

The model presented in Sect. 2 is function of precipitation P and the hydrological index I. Precipitation was calculated on the target sub-catchments using historical precipitation dataset and the relationships established in Sect. 7.4. The hydrological index I is defined in Sect. 5 and presented in Fig. 7.10 for target catchments for the period 1930 - 2030.

First a sensitivity analysis was conducted and the calibrated parameters a, b of the model are discussed (Sect. 6.1). Then two applications were conducted on the Mefou at Nsimalen subdivided into eight target sub-catchments (Fig. 7.4.b) in order:

- to study the spatial hydrological functioning of the basin on eight target sub-catchments and calculate the water balance during the short instrumentation period 2017-2018 (Sect. 6.2).
- to reconstruct the hydrograph at the Mefou at Nsimalen and on the eight sub-catchments for the historical period 1930-2017 and to simulate the impact of future scenarios of land use and urbanization (Sect. 6.3).

6.1 Sensitivity analysis, calibration, validation and model comparison

Applications were conducted on the period 1930-2017, using precipitation data on P_1 and P_2, to reconstruct annual runoff for all eight target sub-catchments and the whole Mefou catchment at Nsimalen. Predictions for the impact assessment of future land-use scenario on annual runoff were then also made. In the application, we distinguish two cases, before and

after the dam construction (1970). Before 1970, the catchment T_1 (controlled area of the dam location) is considered as other catchments (R depends of I and P). After 1970, the simulated R of T_1 corresponds to the proportion of precipitation discharged measured during the short-term instrumented period (ρ = 0.05 to 0.15; see Table 7.1 for D_{I1} and Sect. 3.4).

From data analysis in Sect. 4.3 (Fig. 7.7), we retain $\beta_I = 0.15$. We run a sensitivity analysis on the remaining two parameters a and b (adjusted from the regression $\rho_D = aI + b$ with I calculated using Eq.7.13 with ω_T = 1/9 and ω_S = 1/9, ω_{LC} = 7/9) for different sets of donor catchments. We run the model for n = 6, 8, 9 and 10 donors (see Table 7.1 and Sect. 7.3.3 and 7.3.4). In each run, we select randomly 30 sets of n donors, and in order to have a wide range of variation of I, we add a constrain that for at least one point we have $I < 0.3$ and for at least one point we have $I > 0.7$. The model output is given by Eq. 7.1 to 7.6 at the Mefou at Nsimalen, and the model is evaluated using the three criteria *RMSE* (Eq.7.8) and r^2 (Eq. 7.9) and $\bar{E}$ (Eq. 7.11) for the 29 observed years (see Sect. 3.3). For n = 6, 8, 9 or the 10 donors, we observe a low impact of the number of donors on the calibrated parameters (a and b) and the three performance criteria with a = 0.68 +/- 0.02, b = 0.12+/- 0.01, *RMSE* = 101+/-1 mm, r^2 = 0.66, and $\bar{E}$ = 15 % (see Appendix 3). The low variability of the average of parameters a and b from n = 8 lead us to select 8 donors by keeping the last two donors for validation.

In order to get a model adapted to various states of urbanization, the calibration and validation dataset at the Mefou catchment scale should include periods of low and high urbanization rate. Observed annual runoff at the Mefou at Nsimalen are used in alternate years for calibration (15 years) and validation (14 years). From the sensitivity analysis, we calibrate a and b, choosing the set of 8 from 10 donors giving the lowest values of *RMSE* on the 15 years calibrated period. We select randomly 8 donors (D_{H1}, D_{H2}, D_{H4}, D_{H5}, D_{H6}, D_{I3}, D_{I4} and D_{I5}) to perform the calibration step. We obtain a = 0.74; b = 0.12 with performance criteria *RMSE* = 70 mm, r^2 = 0.79 and $\bar{E}$ = 11 %. Figure 7.9 presents the linear regression for the calibrated parameters and Fig. 7.11 shows the abacus $\rho = g(P,I)$ for these parameters. In the abacus, we plotted the donor catchments by specifying the corresponding estimation of I in parenthesis to compare with the model. We also plotted the points of Etoa for the period 1967-1983 characterized by a stationarity value of I (0.11) but with a wide range of P (1320 to 2150 mm).

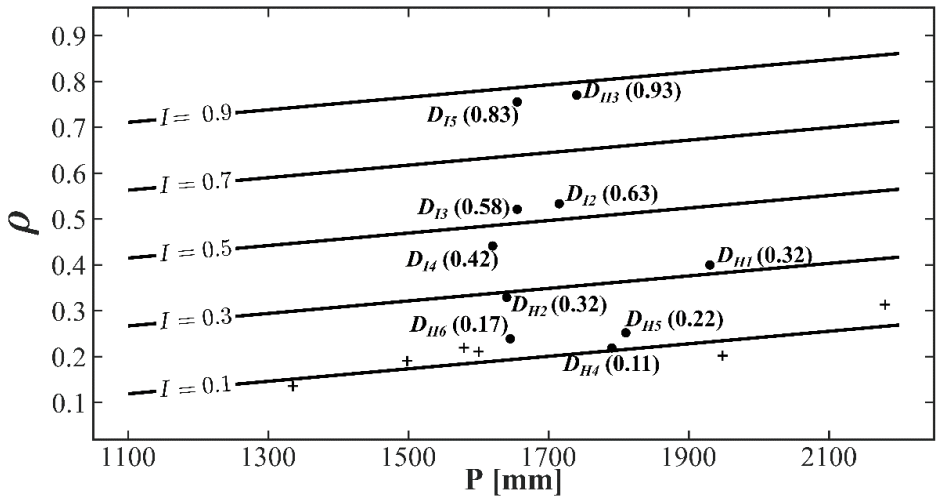


Figure 7.11. Abacus obtained from the model calibrated parameters for the relationship between annual runoff coefficient ρ and the annual precipitation P for different values of the hydrological index I. Each point corresponds to donor catchment; the value of the calculated hydrological index I (Table 7.3) is indicated into brackets. Crosses (+) correspond to available information at Etoa station between 1967 and 1983 for an unchanged hydrological index I estimated to 0.11.

The validation is made at two levels. First, the two remaining donor catchments D_{H3} and D_{I2} are used to validate; we obtain $E_{D_{H3}}$ = +8 % (+105 mm) and $E_{D_{I2}}$ = +12 % (+110 mm). Second, at the Mefou at Nsimalen for the remaining 14 years; we obtain *RMSE* = 123 mm, r^2 = 0.60, and $\bar{E}$ = 18 %.

The semi-distributed model results were also compared to the stationary lumped annual runoff model *GR1A* (Mouelhi, 2003) using the same calibration and validation procedure. *GR1A* is used to compare with a stationary approach of the catchment characteristics. Results are shown on Fig. 7.12 with performance for *GR1A* significantly lower with *RMSE* = 126 mm, r^2 = 0.43 and $\bar{E}$ =19 % for calibration and *RMSE* = 128 mm, r^2 = 0.42 and $\bar{E}$ = 22 % for validation over the both same periods at Mefou catchment scale. As the *GR1A* was calibrated using alternate years on the whole period, we observe that *GR1A* slightly overestimate the runoff for the period 1963-1980 (with low impact of urbanization), and underestimates runoff for the period 2011-2017 (with high impacts of urbanization)

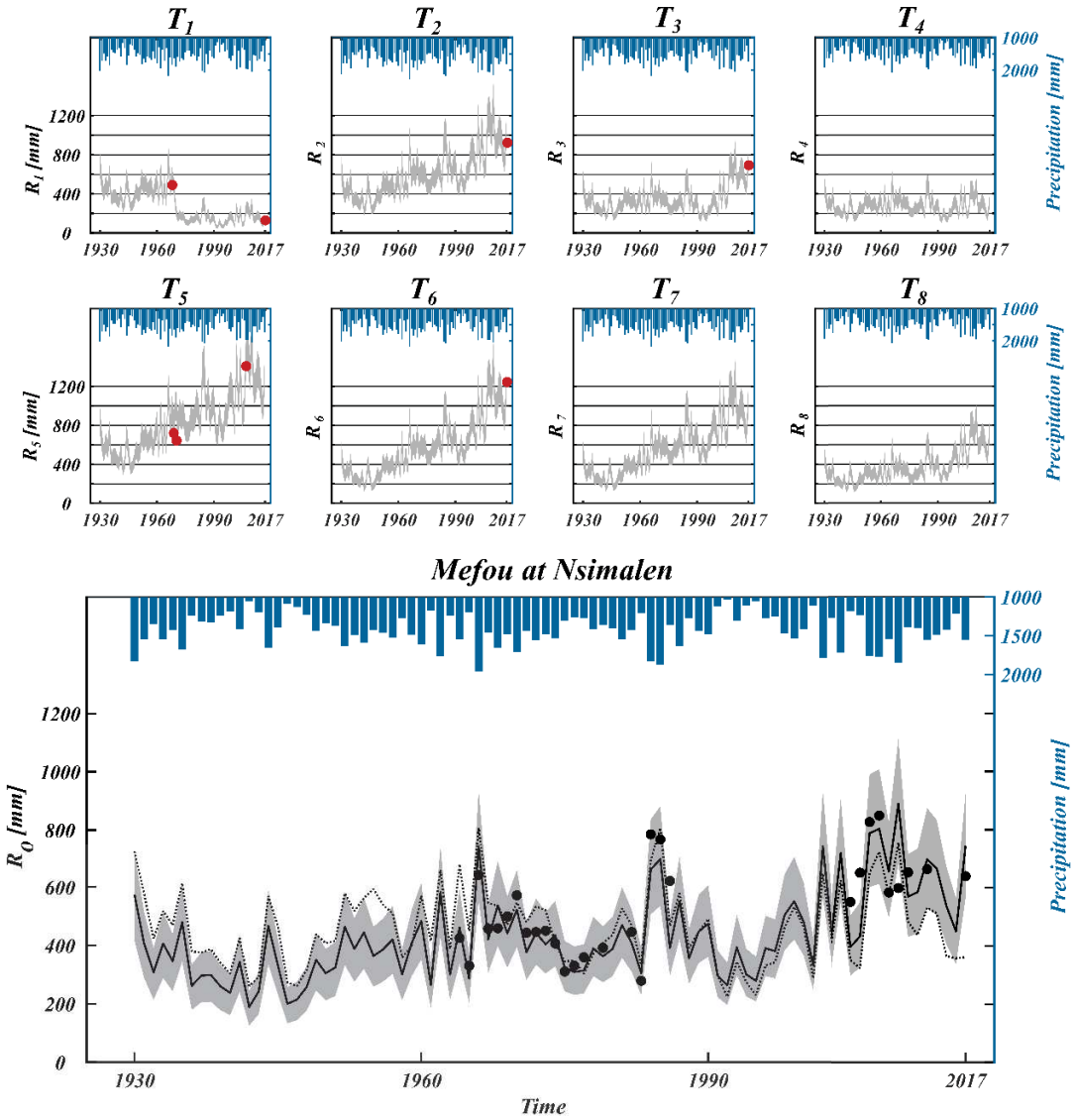


Figure 7.12. Annual runoff simulated on the 8 target catchments (T_1 to T_8) and on the Mefou catchment at Nsimalen for the period 1930-2017 (dark line with grey uncertainty range due to precipitation +/- 10 % and hydrological index I +/- 15 % estimation). The black points indicate the observed values on Nsimalen. The simulation with GR1A is presented with a dashed line.

6.2 Annual water balance on the instrumented period 2017-2018

The rainfall-runoff data from the short-term instrumentation 2017-2018 enables to measure the contribution of the catchments T_1, T_2, T_3 and T_6 of the Mefou catchment at Nsimalen. However, the target sub-catchments T_4, T_5, T_7 and T_8 were not gauged. Table 7.5 gives the values of P, R, AET, ρ and the contribution of each sub-catchment K_i, corresponding to runoff volume of sub-catchment V_i divided by the volume at Nsimalen V_O (with $K_i = V_i / V_O$). P ranges between 1580 and 1715 mm, R between 100 and 1325 mm, AET between 320 and 1260 mm, ρ between 0.21 and 0.76 and K between 2.5 to 18.5 %. We can classify the eight target

catchments into four categories according to land-use: i) controlled by the dam, T_1; ii) urbanized T_5, T_6 and T_7; iii) peri-urban T_2, T_3 and T_8; iv) natural basins T_4.

Table 7.5. Calculated values (either from observation or from model simulation as indicated) of *R*, ρ, *AET*, and *K* for each target catchments and for the whole Mefou catchment at Nsimalen taking into account +/- 10 % uncertainty on *P* and +/- 15 % *I* for the hydrological year 2017-2018.

Catch. Name	*Method*	*P [mm]*	*R [mm]*	*AET [mm]*	ρ	*K [%]*
T_1	*Obs. (D_{I1})*	*1500*	*100 ± 25*	-	-	*2.5*
T_2	*Obs. (D_{I2})*	*1715*	*915 ± 90*	*800*	*0.53*	*15.0*
T_3	*Obs. (D_{I3})*	*1620*	*715 ± 75*	*905*	*0.43*	*18.5*
T_4	*Sim.*	*1660*	*370 ± 75*	*1290*	*0.24*	*9.0*
T_5	*Sim.*	*1620*	*1230 ± 125*	*390*	*0.76*	*18.0*
T_6	*Obs. (D_{I5})*	*1655*	*1130 ± 125*	*525*	*0.68*	*10.0*
T_7	*Sim.*	*1650*	*1030 ± 200*	*620*	*0.62*	*11.0*
T_8	*Sim.*	*1580*	*730 ± 150*	*775*	*0.46*	*16.0*
Mefou	*Sum of volumes of T_i*	*1650*	*660 ± 65*	*990*	*0.41*	*100*

The first category concerns the sub-catchment T_1 controlled by the dam. The annual discharge R_1 measured at the outlet of the dam is 100 mm +/-25 mm, corresponding to a contribution K_1 = 2.5 % on the total volume at Nsimalen.

The second category corresponds to sub-catchments firstly faced to urbanization during the study period. We have respectively R_5 = 1230 +/- 125 mm, R_6 = 1130 +/-125 mm and R_7 = 1030 +/- 200 mm. The contribution of T_5, T_6 and T_7 on the total volume at Nsimalen are respectively K_5 = 18.0 %, K_6 = 10.0 % and K_7 = 11.0 %. These three catchments are characterized of by very low *AET* between 390 and 620 mm and very high ρ between 0.62 and 0.76.

The third category corresponds to peri-urban catchments. Runoff on T_2 (corresponding to D_{I2}) is characterized by R_2 = 915 +/- 90 mm (compared to 1030 mm simulated), ρ_2 = 0.53, AET_2 = 800 mm, and corresponds to 15 % of V_O. T_8, presenting an intermediate land-use characteristics with low slope in the downstream part, has R_8 = 730 +/- 150 mm, ρ_8 = 0.46, AET_8 = 850 mm, and K_8 = 16 %. The main differences between T_2 and T_8 are the topography and the soil characteristics: T_2 is located in the upstream part of the Mefou catchment and presents hilly landscape with steep slopes; T_8 is located in the east side presenting lowland with important wetland area and overflow during wet seasons. These differences explain the lower values of *R* for T_8 in comparison with T_2. These results are comforted by observed runoff coefficient for the second wet season in 2017: T_2 have an observed runoff coefficient of 0.53

compared to 0.40 for T_8 despite a similar urbanization rate (40 % for T_8 and 46 % for T_2). In the same category, T_3 (D_{I4}) presenting a most natural land-use (10 % of urbanized area) than T_2 and T_8, is characterized by R_3 = 715 +/-75 mm (compared to 700 mm simulated), ρ_3 = 0.43, AET_3 = 905 mm, and K_3 = 18.5 %.

For the fourth category, T_4 is not impacted by urbanization (U < 1%). T_4 is located downstream with low slope, with soil condition and topography favouring overflow, infiltration and evaporation. T_4 presents the lowest R_4 = 370 +/- 50 mm, ρ_4 = 0.24, AET_4 = 1290 mm, and K_4 = 9 %.

For the Mefou at Nsimalen, we obtain by aggregation of the eight sub-catchments: R_O = 660 +/- 65 mm (compared to 645 mm measured at the outlet), ρ_O= 0.41 and AET_O = 990 mm. These values are very near from observed data with annual runoff measured of 645 mm.

These results on the eight target sub-catchments are compared to other studies in the Nyong basin (see Appendix 3) on natural basins (Maréchal et al., 2011; Olivry, 1979; Lefèvre, 1966) and on one urbanized basin of the Nyong basin. These studies led to comparable results of ρ with ρ = 0.24 +/- 0.06 on natural basins, and ρ = 0.88 on the urbanized of Odza (Ngoumdoum, 2013) on Nyong basin.

6.3 Reconstruction of historical runoff and prediction for scenarios of land-use

The past-period 1930-2017 simulated for targets and at Nsimalen are presented in Fig. 7.12. The grey envelope curve represents the estimation of runoff uncertainties due to annual precipitation (+/- 10 %) and hydrological index (+/- 15 %). Except for T_4 (downstream part of Mefou catchment) and T_1 (area controlled by the dam), all the target sub-catchments present an increasing trend of runoff in earlier or later date. In a context of no annual precipitation trends over the period 1930-2017, the urbanization development and forestry retreat for six of the eight targets result in clear increasing of R. We notice that the impact on runoff is until now lesser for T_3 and T_8. In order to quantify impacts of land-use changes, we calculated mean values $\bar{P}$, $\bar{R}$ and $\bar{\rho}$, 5th percentile Q_5 and 95th percentile Q_{95} for one past period (1950-1980) and one recent period (1987-2017) (see Table 7.6). The mean precipitation over the first period is about 75 mm higher (+ 5%) than for the second period with a similar standard deviation (200 mm). Excluding T_1, controlled by the dam, we obtained on the period 1950-1980 $\bar{R}$ between 315 and 764 mm, $\bar{\rho}$ between 0.20 and 0.47, Q_5 between 200 and 503 mm and Q_{95} between 502 and 1108 mm. On the period 1987-2017, $\bar{R}$ varies between 297 and 1104 mm, $\bar{\rho}$ between 0.19 to 0.70, Q_5 between 150 and 690 mm and Q_{95} between 508 and 1627 mm.

For the second category (T_5, T_6, T_7), an increasing trend of R is observed very early among the whole period for T_5 and T_6 which are nowadays the most urbanized target of the Mefou catchment following by T_7. Between the two periods (1950-1980) and (1987-2017), $\bar{R}$ increases from 45 % for T_5 to 79 % for T_6, $\bar{\rho}$ increases between 50 % for T_5 to 85 % for T_6. Q_5 increases of 37 % for T_5 to 74 % for T_7 and Q_{95} increases of 47 % for T_5 to 82 % for T_6.

For the third category (T_2, T_3, and T_8), classified as peri-urban catchments, sub-catchments are characterized by an increasing R more delayed compared to catchments of the first category. Current changes are deeply modifying these catchments for the last decade and the urbanization processes will be certainly higher than on other sub-catchments in the near-future due to the current extension of the urban area. Between the two periods, $\bar{R}$ increases of 25 % for T_3 to 62 % for T_8. Q_5 increases of 30 % for T_2 and T_8 but decreases from of 26 % for T_3 whereas the Q_{95} increases for the three catchments, from 48 % for T_3 to 69 % for T_8. Land-use changes were significant only since 2000 for T_3, and impact on R is moderate compared to the two other catchments.

For the fourth category (T_4), T_4 was not impacted by urbanisation, $\bar{\rho}$ is unchanged (0.20) and differences of $\bar{R}$ are only drived by $\bar{P}$ difference of -5% (from 1625 mm to 1550 mm) and impact mainly low flows (-26 % for Q_5). No major changes were observed in this area until nowadays, but in development projects and urban area extension will certainly impact T_4 in near-future.

At the Mefou scale and for the same two periods, we observe an increase of $\bar{R}$ of 27% (from 409 to 518 mm), an increase of $\bar{\rho}$ of 31 % (from 0.25 to 0.33), an increase of Q_{95} of 29% (from 650 to 840 mm) and nearly no changes for Q_5 (from 280 mm to 273 mm). The impact of land-use changes is clear on annual runoff but driest years are much less impacted than wettest years.

In order to quantify only the impact of land-use changes on annual runoff, we applied a constant precipitation of 1580 mm (mean precipitation over the period) for the period 1930-2017 (Fig. 7.13). Until 1980, the impact of land-use changes seems quite limited, with an increase of 110 mm of R (+ 30%). However, between 1980 and 2017, the increase of R and ρ under the same precipitation condition seems quite relevant with an increase of 53% (from 455 to 700 mm and from 0.29 to 0.44). These hydrological changes are associated with a huge increasing of urban areas from 38 km² over the whole catchment to 130 km² over the same period.

Finally, the model was applied to simulate the impact of scenarios of land-use changes corresponding to predictions of I for 2030 (Fig. 7.10). Results show for P = 1580 mm, R = 840 +/- 150 mm, ρ = 0.53+/- 0.06 (Fig. 7.13). We observe an increase of R and ρ of 85 % (from 455 to 840 mm and from 0.29 to 0.53) between 1980 and 2030. Even if this scenario is fictive, it is quite reliable due to the dynamic of land-use changes observed these few decades and knowing the most recent projection of population of Yaoundé.

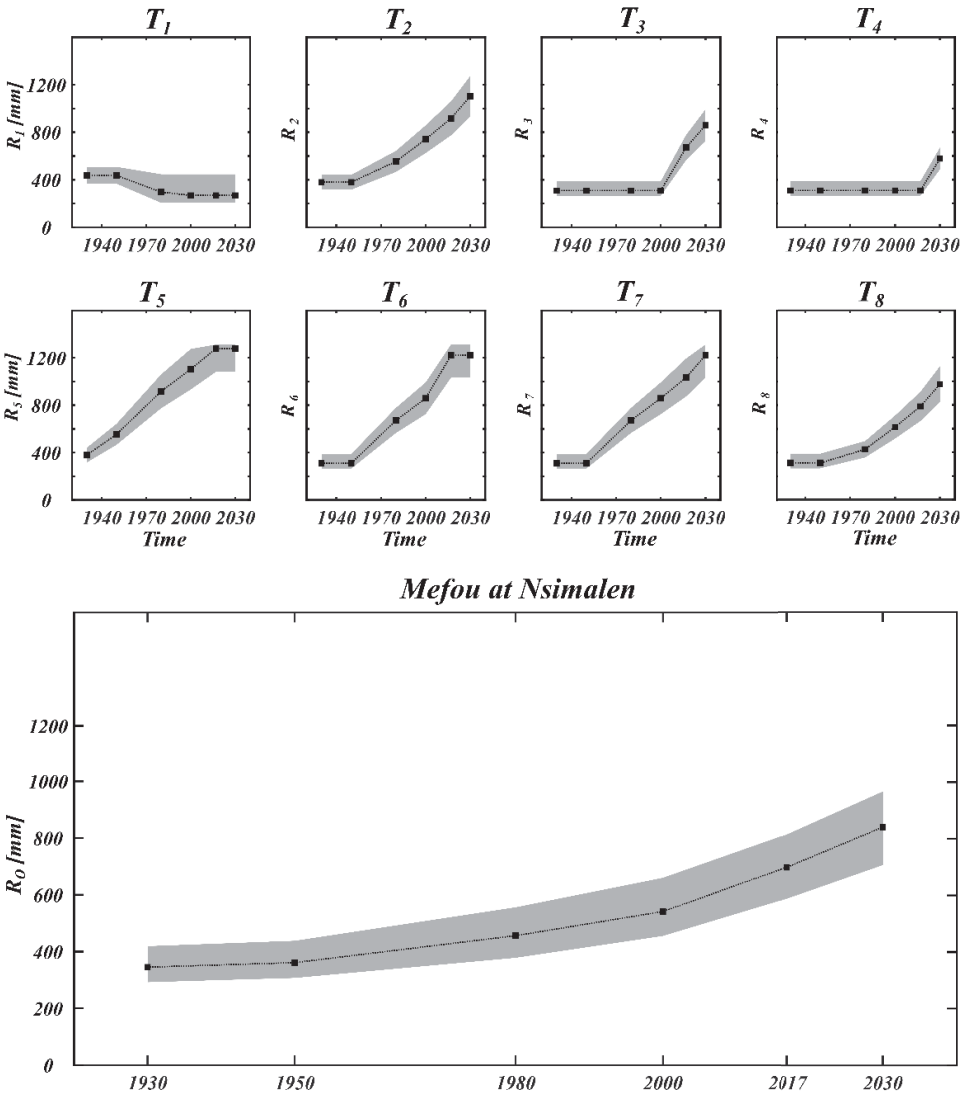


Figure 7.13. Simulated annual runoff for the target catchments (T_1 to T_8) and on the Mefou catchment at Nsimalen for a reference precipitation $P_R = (P_n + P_x) / 2$ over the period 1930 – 2030 (dark line with grey uncertainty range due to the hydrological index I +/- 15 % estimation).

Table 7.6. Mean values of P, R, ρ, and percentile Q_{95} and Q_5 for 1950-1980 and 1987-2017 for the eight sub-catchments and the whole catchment.

	1950 - 1980					1987 - 2017					Changes				
Name	$\overline{P}$ [mm]	$\overline{R}$ [mm]	$\overline{\rho}$	Q_{95} [mm]	Q_5 [mm]	$\overline{P}$ [mm]	$\overline{R}$ [mm]	$\overline{\rho}$	Q_{95} [mm]	Q_5 [mm]	$\overline{P}$ [%]	$\overline{R}$ [%]	$\overline{\rho}$ [%]	Q_{95} [%]	Q_5 [%]
T_1	-	356	-	-	-	-	144	-	-	-	-	-	-	-	-
T_2	1706	529	0.31	803	346	1628	803	0.48	1255	454	- 5	+52	+58	+56	+31
T_3	1625	324	0.20	528	200	1550	405	0.25	783	149	- 5	+25	+28	+48	-26
T_4	1625	324	0.20	528	200	1550	297	0.19	508	149	- 5	-8	-6	-4	-26
T_5	1625	764	0.47	1108	503	1550	1104	0.70	1627	690	- 5	+45	+50	+47	+37
T_6	1625	477	0.29	743	276	1550	852	0.54	1352	461	- 5	+79	+85	+82	+67
T_7	1625	434	0.27	678	247	1550	741	0.47	1143	429	- 5	+71	+77	+69	+74
T_8	1544	315	0.20	502	197	1473	511	0.34	846	256	- 5	+62	+69	+69	+30
Mefou	1625	409	0.25	650	280	1550	518	0.33	840	273	-5	+27	+31	+29	-2

In tropical context, few studies evaluated the impact of land-use conversion from natural to urbanized area. Most of the studies quantified the impact of conversion from forest or shrub cover into cropland (Gessesse et al., 2015; Yira et al., 2016) or forest regeneration (Hylke E. Beck et al., 2013)

More studies of annual runoff urbanization impacts have been lead in temperate or Mediterranean climate (see Appendix 3), Braud et al. (2013) observed a significate increases of quick-flow and decrease of inter-flow and base-flow in urbanization context on the Yzeron catchment (150 km²). Through modelling, Beighley et al. (2003) estimated for Atascadera Creek (P = 610 mm) an increase of R of more than 80 mm (+115 %) for 8 % to 38 % of urban area and an increases of R of 150 mm (+215 %) from 8 % to 52 % of urban area.

7 Conclusion

Urbanization impacts drastically the water cycle, and this phenomenon will intensify in the future for most tropical regions due to huge population growth and rural exodus. These impacts are complex and not yet quantified especially in tropical area presenting sparse hydrological data. This work is part of the theme *Panta Rhei* of the *IAHS*, and aims to study the impact of land-use change, especially due to urbanization, on annual runoff on the tropical mesoscale catchment of the Mefou, Yaoundé, Cameroon.

The methodology combines the processing of historical sparse hydrological data and a dedicated short-term instrumentation (2017-2018) in order to get heterogeneous set of catchments in terms of land-use. Data analysis shows that there is no significant trend on annual precipitation for the last 90 years. However, the analysis of historical precipitation/runoff data on different catchments with different land-uses show an increase of the annual runoff coefficient due to urbanization from 22 % on natural basins to 77 % on urbanized basins.

A simple semi-distributed annual runoff model was developed taking into account non-stationarity due to land-use changes. The model is based on a similar approach as proposed by (Ponce and Shetty, 1995) and uses a hydrological index I characterizing soil, topography and land-use. From data analysis on donor catchments, empirical rules were established to calculate I, and the model parameters. The model can be represented by simple abacus giving relationships between the annual precipitation P, the annual runoff R and the hydrological index I. The non-stationarity of the model is characterized by the hydrological index I which is time variable depending on land-use evolution.

Applications were first done on target sub-catchments of the Mefou basin in order to calculate the annual water balance for catchments with different land-uses. Results show that that the Mfoundi catchment, integrating the three more urbanized sub-catchments, contributes near to 40 % of the Mefou catchment at Nsimalen despite covering only 23 % of the basin. On the opposite, the natural sub-catchment T_4, not yet impacted by urbanization, contributes to only 9 % but covers 18 % of the Mefou catchment. The second result is the reconstruction of

historical annual runoff from 1930-2017 for the Mefou catchment at Nsimalen with satisfying performance in a poorly-gauged context ($RMSE$ = 99 mm; r^2 = 0.68; $\bar{E}$ = 14.5 %) compared to the commonly used stationary annual model (GR1A). The mean values of P, R, ρ, Q_5 and Q_{95} over the two periods of 30 years before and during the urbanized processes show changes at both the sub-catchment scale and the whole Mefou scale: for a decrease of about 50 % of the forest area and an increase from 8 % to 35 % of the urban area between 1980 and nowadays, we observe an increase of 53 % of R (and ρ) for the Mefou catchment at Nsimalen. The Future scenario of land-use proposed leads to an increase of R and ρ of 85 % between 1980 and 2030. The observed and simulated values for heterogeneous land-use characteristics are in line with other studies which observed an increasing of annual runoff for catchment faced to urbanization (Barron et al., 2013; Braud et al., 2013; White and Greer, 2006).

The coupled experimental-modelling approach proposed herein opens promising perspectives regarding the evaluation of annual runoff in catchments under changes. Nowadays, development of low cost monitoring sensors and crowdsourced sciences open opportunities to get more easily data to calibrate and validate models. In changing context, the development of coupled non-stationary modelling and dedicated instrumentation can be useful to improve the capability of stakeholders to make predictions of the hydrological dynamics of tropical peri-urban catchments.

List of Notations

A	:	Parameter of the equation: $\rho = AP + B$ [-]
A_i	:	Area of target sub-catchment i [L²]
A_O	:	Area of the whole catchment [L²]
a	:	Parameter of the model in $\rho_D = aI + b$ [-]
AET	:	Annual evapotranspiration [L]
B	:	Parameter of the equation: $\rho = AP + B$ [-]
b	:	Second parameter of the model in $\rho_D = aI + b$ [-]
C_i	:	Component i of the hydrological index [-]
C_{LC}	:	Land-use component of the hydrological index I [-]
C_S	:	Soil component of the hydrological index I [-]
C_T	:	Topographic component of the hydrological index I [-]
CN	:	Curve Number in SCS method
D	:	Donor catchments [-]
D_{Ii}	:	Donor catchment i from dedicated short-term instrumentation [-]
D_{Hi}	:	Donor catchment i from historical database [-]
E	:	Normalized Error (Eq. 10) [-]
$\bar{E}$	:	Mean Absolute Normalized Error (Eq. 11) [-]
G	:	Term defined in Eq 16 [-]
HS	:	Proportion of hydromorphic soil [-]
I	:	Hydrological index [-]
I_n	:	Maximum value of I [-]
I_x	:	Minimum value of I [-]
K_i	:	Contribution of sub-catchment i to the whole catchment ($K_i = V_i / V_O$) [-]
P	:	Annual precipitation [L]
P_m	:	Mean annual precipitation over the historical database [L]
P_n	:	Minimal annual precipitation over the historical database [L]
P_R	:	Reference annual precipitation corresponding to $P_R = \frac{P_x+P_n}{2}$ [L]
P_{Ti}	:	Annual precipitation of target catchment i (Eq. 12) [L]
P_x	:	Maximal annual precipitation over the historical database [L]
$\bar{P}$	:	Mean annual precipitation for a period of 30 years (1950-1980 and 1987-2017)
P_I	:	Annual precipitation at historical raingauge P_I [L]

P_2	:	Annual precipitation at historical raingauge P_2 [L]
PET	:	Potential evapotranspiration [L]
Q_5	:	Annual runoff corresponding to the 5th-percentile over a period of 30 years [L]
Q_{95}	:	Annual runoff corresponding to the 95th-percentile over a period of 30 years [L]
R	:	Annual Runoff [L]
R_i	:	Annual Runoff of target sub-catchment i [L]
R_O	:	Annual Runoff of the whole catchment [L]
$\bar{R}$	:	Mean annual simulated runoff for a period of 30 years (1950-1980 and 1987-2017)
r^2	:	Coefficient of determination (Eq. 9)
$RMSE$	:	Roots Mean Square Error [L]
S_i	:	Slope index [%]
T_i	:	Target sub-catchment i [-]
U	:	Proportion of urbanized area [%]
V_i	:	Annual volume at sub-catchment i [L^3]
V_O	:	Annual volume at the whole catchment [L^3]
β_1	:	Parameter of the model ($\beta_1 = \rho_{x,I} - \rho_{n,I}$) [-]
β_2	:	Constant characteristic ($\beta_2 = \rho_{x,P} - \rho_{n,P}$)
ρ	:	Annual runoff coefficient [-]
$\bar{\rho}$	:	Mean simulated annual runoff coefficient for a period of 30 years (1950-1980 and 1987-2017) [-]
ρ_D	:	Simulated annual runoff coefficient from donors regression: $\rho_D = aI + b$ [-]
$\rho_{n,I}$	:	ρ for P_n and I [-]
$\rho_{n,P}$	:	ρ for I_n and P [-]
$\rho_{x,I}$	:	ρ for P_x and I [-]
$\rho_{x,P}$	:	ρ for I_x and P [-]
ω_i	:	Weight attributed to the component i of the hydrological index in Eq. 7 [-]
ω_{LC}	:	Weight attributed to the land-use component of the hydrological index [-]
ω_S	:	Weight attributed to the soil component of the hydrological index [-]
ω_T	:	Weight attributed to the topographic component of the hydrological index [-]

List of abbreviations

CUY	:	Communauté Urbaine de Yaoundé
ESA CCI LC	:	European Space Agency Climate Change Initiative
IAHS	:	International Association of Hydrological Sciences
LULC	:	Land-Use Land-Cover
PUB	:	Prediction in Ungauged Basins
SCS	:	Soil Conservation Services
SNEC	:	Société Nationale des Eaux du Cameroun
SRTM	:	Shuttle Radar Topography Mission
UNDESA	:	United Nations Department of Economic and Social Affairs

PARTIE III

Modélisation hydrologique horaire

*Cette partie est composée de quatre chapitres. Elle présente le développement de deux modèles horaires parcimonieux : i) un modèle global (**Chapitre 9**) et ii) un modèle semi-distribué (**Chapitre 11**). Ces modèles sont appliqués et évalués sur les bassins instrumentés pendant ces travaux de thèse (**Chapitre 4**) et intègrent les chroniques de précipitations et de débits traités en **Chapitre 5**. Le **Chapitre 8** présente une analyse des relations pluie-débit à l'échelle événementielle pour les bassins issus de l'instrumentation et des quelques données historiques. Ces analyses des caractéristiques de crues apportent des réponses sur la compréhension des processus à l'échelle des événements et permettent de quantifier l'impact de l'urbanisation sur certaines variables hydrologiques par l'analyse de bassins jumeaux. Les résultats de ces analyses sont des éléments clefs dans le développement d'un modèle à pas de temps horaire puisqu'ils permettent de proposer des paramètres pré-estimés pour le modèle global horaire (**Chapitre 9**). Le **Chapitre 9** présente le modèle hydrologique global horaire développé à l'échelle des sous-bassins de la Méfou, intégrant les spécificités de la zone d'étude (imperméabilisation, zones de débordement, lâchures du barrage, etc.). Dans ce chapitre, les performances des simulations de paramétrisations de référence comprenant des paramètres pré-estimés (**Chapitre 8**) sont comparées à des paramétrisations calibrées et des paramétrisations intermédiaires pour les bassins instrumentés. Ce modèle servira de base pour le développement d'un modèle semi-distribué présenté au **Chapitre 11**. Ce chapitre fera l'objet d'une soumission pour publication sous le titre : Impact of land-use changes on hydrological processes and storm runoff on an peri-urban tropical basin (Yaoundé, Cameroon). Le **Chapitre 10** est le résultat de l'analyse des relations débit-débit intégrant le transfert dans le réseau hydrographique. Les mesures de vitesses sur des tronçons, les lectures d'échelles post-événements et les chroniques de débits sont exploitées pour aboutir à un schéma caractérisant les temps de réponses des principaux tributaires du bassin de la Méfou. La paramétrisation du modèle semi-distribué présenté au **Chapitre 11** est partiellement basée sur les conclusions du **Chapitre 10.** Le **Chapitre 11** présente le modèle semi-distribué développé à l'échelle de la Méfou. Les résultats des **Chapitres 8, 9 et 10** sont exploités pour définir des paramétrisations de référence. Les performances de ce modèle sont comparées à celles du modèle global calibré, et ce, pour différentes échelles spatiales (bilan, hydrogrammes, crues). Des scénarios d'aménagement de l'occupation des sols sont appliqués à une paramétrisation de référence afin de quantifier l'impact sur le fonctionnement hydrologique.*

CHAPITRE 8

Analyse des processus hydrologiques lors des événements de crues

1 Introduction

Afin d'étudier les processus liés à la fonction de production et à la fonction de transfert d'un modèle global de crue, on analyse les données de précipitations et de débits de bassins donneurs à un pas de temps horaire à l'échelle des événements de crue. Ces analyses permettent une compréhension du fonctionnement hydrologique à un pas de temps fin et guident les choix de la modélisation et de la paramétrisation du modèle global horaire.

Une première partie du chapitre définie les caractéristiques des événements de crues étudiés. Celles-ci peuvent être liées aux précipitations (e.g. précipitation totale, intensité maximale de précipitation), aux débits (e.g. lame d'eau ruisselée, débit maximal de crue), ou à la relation pluie-débit (e.g. coefficient de ruissellement de surface, temps de réponse). Certaines nous renseignent sur la fonction de production (e.g. coefficient de ruissellement de surface) et d'autres sur la fonction de transfert (e.g. temps de réponse).

Une seconde partie présente les résultats de l'analyse de ces caractéristiques en trois étapes indépendantes.

1) Une analyse des caractéristiques pour un événement de crue de référence, commun aux six bassins issus de l'instrumentation. Cette première analyse permet d'effectuer les premières comparaisons entre bassins (Section 3).

2) Un résumé des valeurs des caractéristiques de crues par bassin instrumenté. Ces résultats sont mis en relation avec les caractéristiques physiques des bassins. Dans cette section, les paramètres des fonctions de production et de transfert sont pré-estimés (Section 4).

3) Une comparaison des caractéristiques de crue entre deux bassins « jumeaux » : le bassin D_{I5} issu de l'instrumentation et le bassin D_{H6} (issu des travaux d'Ikounga (1978)) ont de superficies très proches, et ont des caractéristiques climatiques et physiographiques très similaires. Toutefois, ils sont soumis à des occupations des sols (ODS) très contrastées. L'analyse de crues sur ces deux bassins permet une

quantification de l'impact de l'urbanisation sur les caractéristiques de crues (Section 5).

L'ensemble de ces analyses permet un gain de connaissance important des caractéristiques de crue à l'échelle de plusieurs sous-bassins de la Méfou. Ces différentes informations aboutissent au développement d'un modèle hydrologique global à pas de temps horaire présenté au Chapitre 9.

2 Caractéristiques des événements de crues

Dans l'objectif d'analyser les événements de crues des bassins donneurs, on définit des caractéristiques calculées pour chaque événement retenu. Ces caractéristiques de crues sont présentées en **Tableau 8.1** et illustrées en **Figure 8.1**. Elles peuvent être classées en trois groupes :

- Les précipitations
- Les débits
- Les relations pluie-débit

Pour cette analyse de crue, on retiendra uniquement les bassins versants drainés par une station hydrométrique (pas d'analyse des bassins intermédiaires). Pour les bassins donneurs issus des données historiques (notés D_H), seules quelques caractéristiques des quelques bassins (D_{H1}, D_{H2} et D_{H6}) ont pu être calculées en fonction de la disponibilité des données.

Parmi les caractéristiques pluie-débit, on définit trois paramètres permettant de guider la modélisation sur les processus majeur par une pré-estimation des paramètres de la fonction de production (F) et de la fonction transfert sur les versants (θ et Z). Le paramètre F est un seuil d'infiltration constant (en $mm.h^{-1}$) permettant d'obtenir à partir du hyétogramme de précipitation un volume de précipitation net équivalent au volume d'écoulement de surface (S) du bassin : on calcule F de façon à ce que le total de la pluie supérieure à F soit égal à S. Les valeurs de F pour des conditions initiales contrastées permettent d'estimer les valeurs de la capacité d'infiltration pour un sol sec (f_0) et de capacité d'infiltration à saturation (f_c) de la fonction de production proposée par Diskin et Nazimov (1995) (voir Chap.2-Sect.6.3.1). Les caractéristiques θ et Z sont les deux paramètres du modèle de propagation proposé par Hayami (1951) permettant de transférer à l'exutoire du bassin un hyétogramme de précipitation nette (voir Chap.2-Sect.6.3.2).

Pour chaque événement, l'estimation de ces trois paramètres s'effectue en trois étapes (**Figure 8.2**) :

1) Calibration du paramètre F. La lame d'eau précipitée sur les surfaces imperméables (A_I) contribue en intégralité au ruissellement de surface. Le paramètre F est uniquement caractérisé pour les surfaces non imperméables (A_N) du bassin d'étude. Sa valeur est calibrée pour que le volume total de précipitation nette (issu de A_I et de A_N) corresponde à la lame d'eau ruisselée (S) (voir **Figure 8.2a**).

2) Construction du hyétogramme de pluie nette P_S(t). Un hyétogramme représentant la précipitation nette, P_S(t), à l'échelle du bassin global est alors calculé. Le hyétogramme de pluie nette caractéristique de la surface non imperméable $P_{S\text{-}N}$(t), et le hyétogramme de pluie nette caractéristique de la surface imperméable $P_{S\text{-}I}$(t), sont pondérés par les superficies A_N et A_I (voir **Figure 8.2b**).

3) Calibration de θ et Z. Le hyétogramme $P_S(t)$ représentant la précipitation nette à l'échelle du bassin est alors utilisé comme donnée d'entrée de la fonction transfert pour la simulation de l'hydrogramme de ruissellement de surface (voir **Figure 8.2c**). Les paramètres θ et Z du modèle d'Hayami sont calibrés par optimisation de la valeur de NSE entre les débits de surface simulés ($Q_{S\text{-}Sim}$) et observés ($Q_{S\text{-}Obs}$).

A partir des paramètres d'infiltration F et des indices antérieurs de précipitation (API_{5J}), des valeurs paramètres f_0 et fc sont pré-estimées. Les valeurs f_0 sont associées à des conditions sèches (API_{5J} faibles) alors que les valeurs fc sont associées à des conditions humides (API_{5J} faibles).

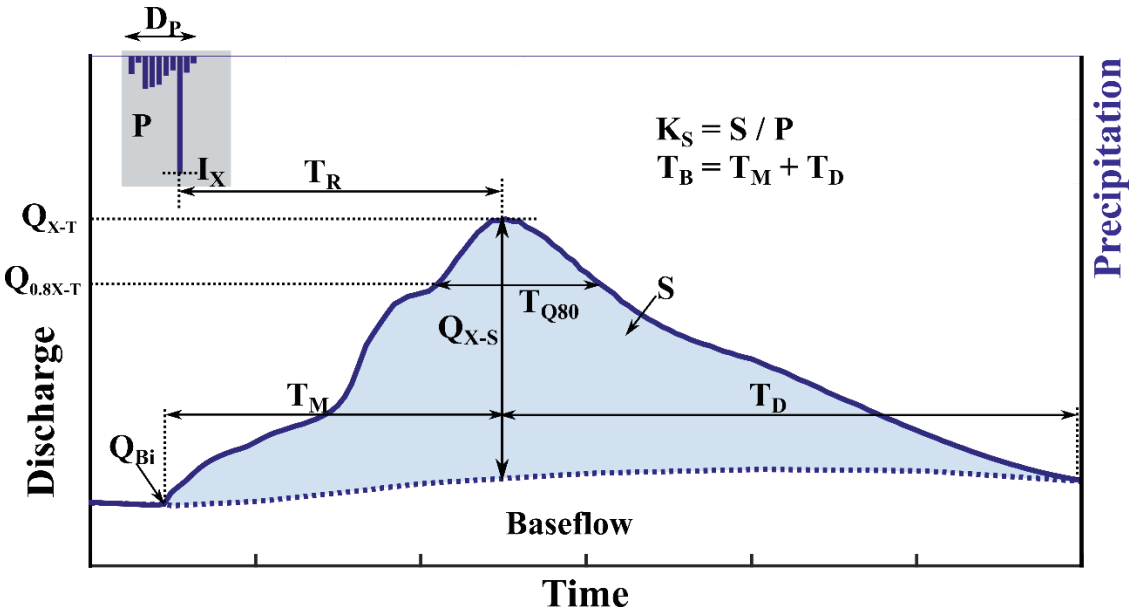


Figure 8.1. Représentation des caractéristiques de crues analysées.

Tableau 8.1. Définition des caractéristiques de crues analysées. Les caractéristiques sont classées en trois catégories : 1) Précipitation ; 2) Débit ; 3) Relation Pluie-Débit.

	Caractéristiques		Unités	Equations	Commentaires
Précipitation	Lame d'eau précipitée	P	mm	-	Précipitation totale moyenne à l'échelle du bassin
	Durée de l'événement de précipitation	D_P	h	-	Pour des précipitations horaires de plus de 1 mm
	Intensité maximale de précipitation	I_X	$mm.h^{-1}$	-	Intensité moyenne sur une heure sur le bassin
	Indice antérieur de précipitation à 5 jours	API_{5J}	-	$API_i = \sum_{j=0}^{5} P_{i-j} \times e^{-k(j+1)}$ Avec $k = 0.5$ (Ikounga, 1978)	-
Débit	Débit maximal total	$Q_{X\text{-}T}$	$m^3.s^{-1}$	-	Mesuré sur un pas de temps de 1 h
	Débit de surface maximal	$Q_{X\text{-}S}$	$m^3.s^{-1}$	-	Après retrait du débit de base (Chap.5-Sect.4). Mesuré sur un pas de temps de 1 h
	Débit de surface maximal spécifique	$Q_{X\text{-}S\text{-}S}$	$l.s^{-1}.km^{-2}$	-	$Q_{X\text{-}S}$ normalisé par la surface du bassin et mesuré sur un pas de temps de 1 h
	Débit de base initial	Q_{Bi}	$l.s^{-1}$	-	-
	Lame d'eau ruisselée	S	mm	-	-
	Temps de monté	T_M	h	-	Temps entre le début du ruissellement et le pic de crue.
	Temps de décrue	T_D	h	-	Temps entre le pic de crue et la fin du ruissellement
	Temps de base	T_B	h	$T_M + T_D$	
	Durée de dépassement du débit correspondant à 80% de $Q_{X\text{-}T}$	T_{Q80}	h	-	
Relation Pluie-Débit	Coefficient de ruissellement de surface	K_S	-	$\frac{S}{P}$	
	Temps de réponse	T_R	h	-	Différence de temps entre l'occurrence de I_X et l'occurrence de $Q_{X\text{-}S}$.
	Paramètre θ du noyau d'Hayami	θ	h	Voir **Figure 8.2**	Valeur de pré-estimation
	Paramètre Z du noyau d'Hayami	Z	-	Voir **Figure 8.2**	Valeur de pré-estimation
	Seuil d'infiltration	F	$mm.h^{-1}$	Voir **Figure 8.2**	Valeur de pré-estimation

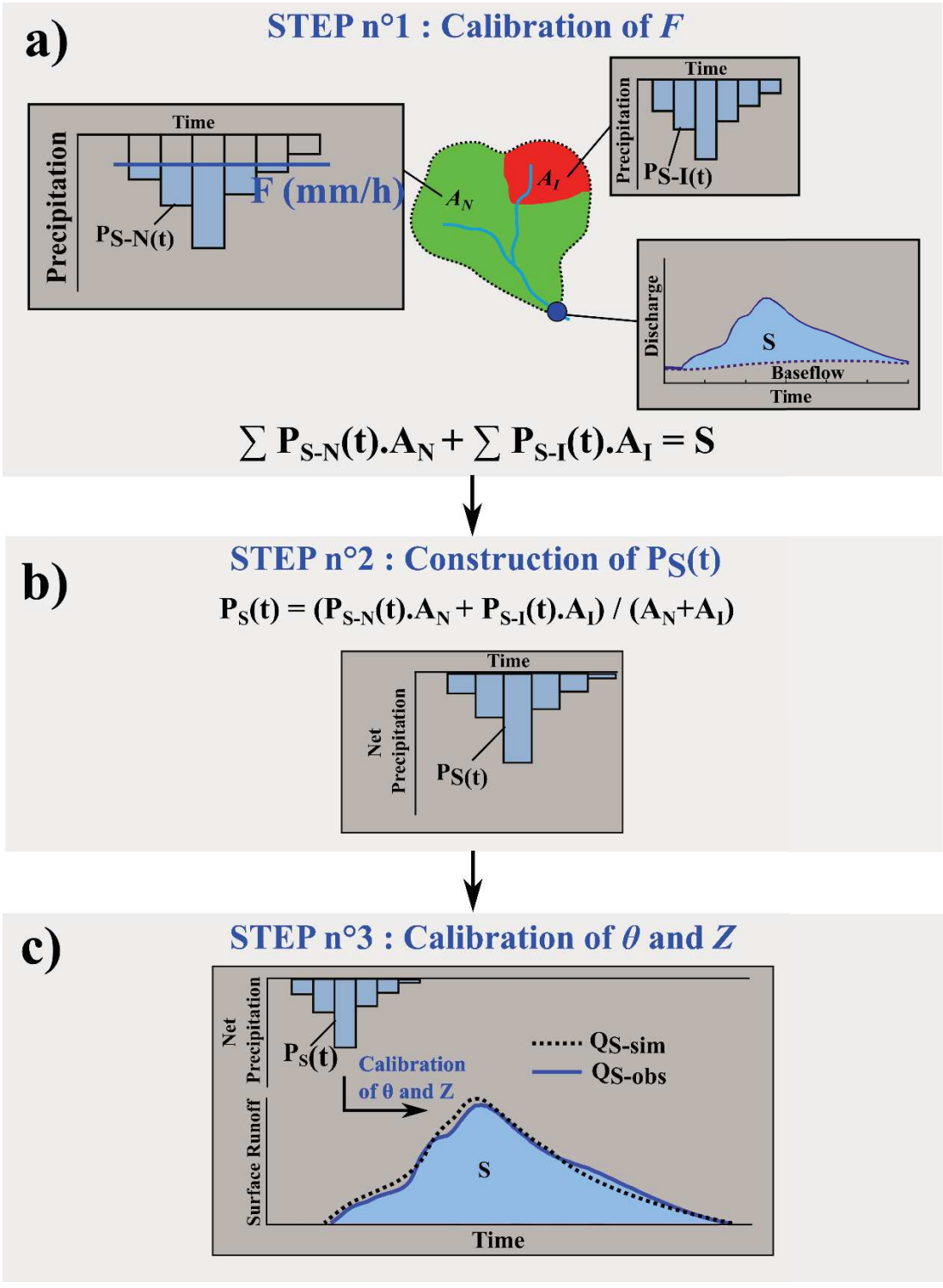


Figure 8.2. Détermination des paramètres de pré-modélisation *F*, *θ*, et *Z*. **a)** Etape n°1 : Calibration de F ; **b)** Etape n°2 : Construction du hyétogramme de précipitations brutes ; **c)** Etape n°3 : Calibration des paramètres *θ* et *Z*.

3 Processus hydrologiques en crue : Exemple de l'événement du 10 au 16-09-2017

Afin de comparer les caractéristiques de crues des six bassins instrumentés (voir Chapitre 4, **Figure 4.10**) pour un même événement de précipitation, et avec des dates communes de début et de fin de crue, cette section présente les caractéristiques d'une crue de référence commune aux six bassins. Cette analyse permet une première quantification des différents temps caractéristiques (e.g. T_M et T_B) et des coefficients de ruissellement de surface (K_S). L'événement étudié est la crue couvrant la période du 10 au 16-09-2017, il s'agit du premier événement significatif de la seconde saison humide de l'année hydrologique 2017-2018.

Cet événement a été sélectionné car il présente plusieurs intérêts :

- L'ensemble des stations hydrométriques installées étaient fonctionnelles sur cette période.
- Il s'agit d'un événement présentant un ou deux pics de crues bien distincts (dépendamment des stations) avec des phases de décrues peu perturbées par des précipitations tardives. Le débit de surface est facilement dissociable du débit de base pour l'ensemble des sous-bassins.
- La période d'occurrence de cet événement correspond à la plus forte densité pluviographique et pluviométrique sur la période de suivi, limitant ainsi les incertitudes liées à l'estimation des précipitations.
- Aucune lâchure n'a été observée au niveau du barrage (station S_0-Camwater) pendant cet événement.

La date de fin d'événement correspond à la fin de ruissellement de surface enregistré à la station à l'exutoire (S_6-Nsimalen). La période d'analyse retenue correspond à un débit total égal au débit de base au début et à la fin de la période pour chacun des six bassins étudiés.

La **Figure 8.3** présente la carte des totaux de précipitations pour cet événement et la **Figure 8.4** les hyétogrammes et hydrogrammes enregistrés pour chacun des six bassins. Le **Tableau 8.2** résume l'ensemble des caractéristiques de crue pour les différents bassins.

3.1 Précipitations

Sur la période d'étude, on observe deux averses (**Figure 8.4**), la première, significativement plus importante, provoque le débit maximal de crue observé sur les différentes stations. La deuxième averse provoque un second pic de crue distinct pour les stations Nkomassi, EDG, Ecopark et Anga'a mais pas pour les stations Canabois et Nsimalen. Pour ces deux dernières stations, les hydrogrammes, plus lissés, ne sont caractérisés que par un pic net de crue (surfaces de drainage plus importantes).

L'événement de précipitation présente une pluie totale (P) variant de 47.1 à 59.4 mm suivant les bassins, avec des précipitations moins importantes sur la partie nord-est du bassin et

plus marquées sur la zone centrale et sud (**Figure 8.3**). Les intensités maximales (I_X) varient de 15.4 à 27.9 mm.h^{-1} entre les sous-bassins, avec la plus forte des valeurs pour le bassin Ecopark et la plus faible pour le bassin EDG. La durée de précipitation (D_P) est estimée entre six heures (Nkomassi) et dix heures (Anga'a).

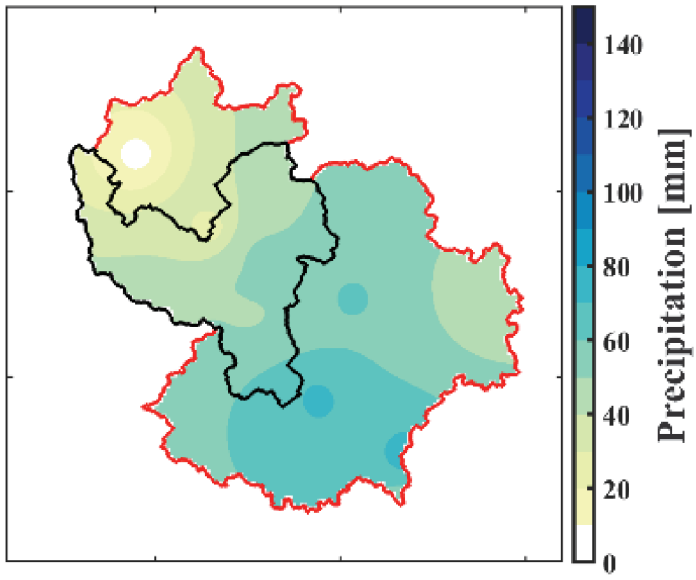


Figure 8.3. Carte des précipitations totales de l'événement du 10 au 16-09-2017 à l'échelle du bassin de la Méfou.

3.2 Temps caractéristiques

L'analyse des temps caractéristiques met en avant une réaction globalement très lente du système. A l'exutoire (Nsimalen), le temps de réponse (T_R) est de 48 h et le temps de décrue (T_D) est estimé à 90 h. Les bassins de Anga'a et de Canabois présentent d'importantes zones de bas-fonds pouvant expliquer des valeurs de T_R également élevées de respectivement 39 h et 32 h. Le bassin Nkomassi (47 km²), pourtant caractérisé par une ODS et une superficie comparables au bassin de Anga'a (54 km²), présente le plus faible T_R (8 h) des six stations suivies. Le bassin Ecopark (21 km²), d'une superficie plus de deux fois plus petite que le bassin Nkomassi, est caractérisé par un T_R de 12 h. Les différences liées aux caractéristiques de pentes pourraient expliquer ces comportements, les bassins Nkomassi et Anga'a présentent des caractéristiques de pentes opposées (respectivement I_P = 13.6 % et 6.7 %, voir **Tableau 6.6** en Chapitre 5) alors que le bassin Ecopark présente des conditions de pentes intermédiaires (I_P = 9.8 %).

La station EDG située entre les stations Nkomassi et Canabois est associée à un T_R de 16 h, la portion de rivière entre les stations EDG et Canabois est marquée par de nombreuses zones humides qui limitent de façon importante les vitesses de propagation dans le réseau, provoquant ainsi une atténuation significative de l'onde de crue. Concernant les temps de base (T_B), ils sont estimés entre 36 h à Ecopark et 140 h à Nsimalen.

Les T_R très grands et le rythme soutenu des événements pluvieux en saisons des pluies limitent l'observation de crues mono-pics, même à l'échelle de sous-bassins de petites superficies.

3.3 Débits maximums de crue

Le débit maximal de crue ($Q_{X\text{-}T}$) enregistré à l'exutoire (Nsimalen) est de 18.7 $m^3.s^{-1}$. Malgré sa petite taille, le sous-bassin d'Ecopark possède le plus important débit maximal de crue (6.95 $m^3.s^{-1}$) des sous-bassins. Ce bassin présente peu de bas-fonds atténuant la propagation de la crue et est caractérisé par une forte proportion de zones imperméables (*Imp* = 24 %) pouvant expliquer les forts $Q_{X\text{-}T}$ enregistrés. De plus, pour cet événement spécifique, le bassin d'Ecopark présente les précipitations les plus importantes des bassins étudiés. Le bassin de Nkomassi, urbanisé dans une moindre mesure avec davantage de zone de bas-fonds, présente un débit maximal de crue élevé (6.10 $m^3.s^{-1}$) compte tenu de sa superficie modeste (47 km²). Les bassins d'Anga'a et de Canabois sont associés à des $Q_{X\text{-}T}$ relativement faibles qui pourraient être expliqués (comme pour T_R) par les importantes zones de bas-fonds situées dans en partie aval de ces bassins. Les débits de surface maximums spécifiques ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$) permettent de distinguer trois classes de bassins dans l'analyse des débits de pointes de cette crue :

- Le bassin d'Ecopark à une valeur de $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ très supérieure aux autres bassins ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ > 300 $l.s^{-1}.km^{-2}$)
- Le bassin Nkomassi est dans une situation intermédiaire avec une valeur de $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ de 112 $l.s^{-1}.km^{-2}$.
- Les autres sous-bassins et le bassin de la Méfou à Nsimalen présentent des valeurs de $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ variant entre 35 et 46 112 $l.s^{-1}.km^{-2}$.

3.4 Coefficients de ruissellement de surface

Comme pour les débits maximums de crue, on retrouve trois comportements distincts concernant les coefficients de ruissellement de surface (K_S) avec une forte valeur observée pour le bassin d'Ecopark (K_S = 0.33), une valeur intermédiaire pour le bassin de Nkomassi (K_S = 0.22) et des valeurs faibles pour les autres sous-bassins et le bassin à Nsimalen (K_S = 0.10 à 0.14). La très faible valeur de K_S à l'exutoire (K_S = 0.10) s'expliquerait par des pertes par débordement observées de façon récurrente dans la partie aval du bassin. Les valeurs élevées des coefficients de ruissellement des bassins Ecopark et Nkomassi s'expliquent par la forte proportion de zones imperméables issues de l'urbanisation et la présence limitée de zone de débordement. Le rôle de l'urbanisation sera davantage quantifié lors de l'analyse des bassins jumeaux présentant deux bassins de mêmes superficies avec des ODS très contrastées (Section 5).

3.5 Synthèse

L'analyse de ce premier événement a permis de mettre en avant des comportements très hétérogènes entre sous-bassins. Les superficies, les caractéristiques physiques et caractéristiques d'ODS peuvent expliquer la forte variabilité des caractéristiques des processus hydrologiques. Les zones de bas-fonds et les faibles pentes du réseau hydrographique dans les parties aval entrainent des temps de réponse très importants à l'origine de l'atténuation des ondes de crues. Les débordements associés à ces zones de bas-fonds semblent également impacter les valeurs de K_S. Les bassins caractérisés par des pentes plus fortes (amont) et/ou des taux d'urbanisation plus importants présentent en revanche des T_R et T_D plus courts ainsi que des débits de pointes et des K_S plus forts. L'analyse d'un plus grand nombre d'événements pour chacun des bassins permet de compléter ces premiers résultats et de quantifier la variabilité des caractéristiques à l'échelle de chacun de ces sous-bassins.

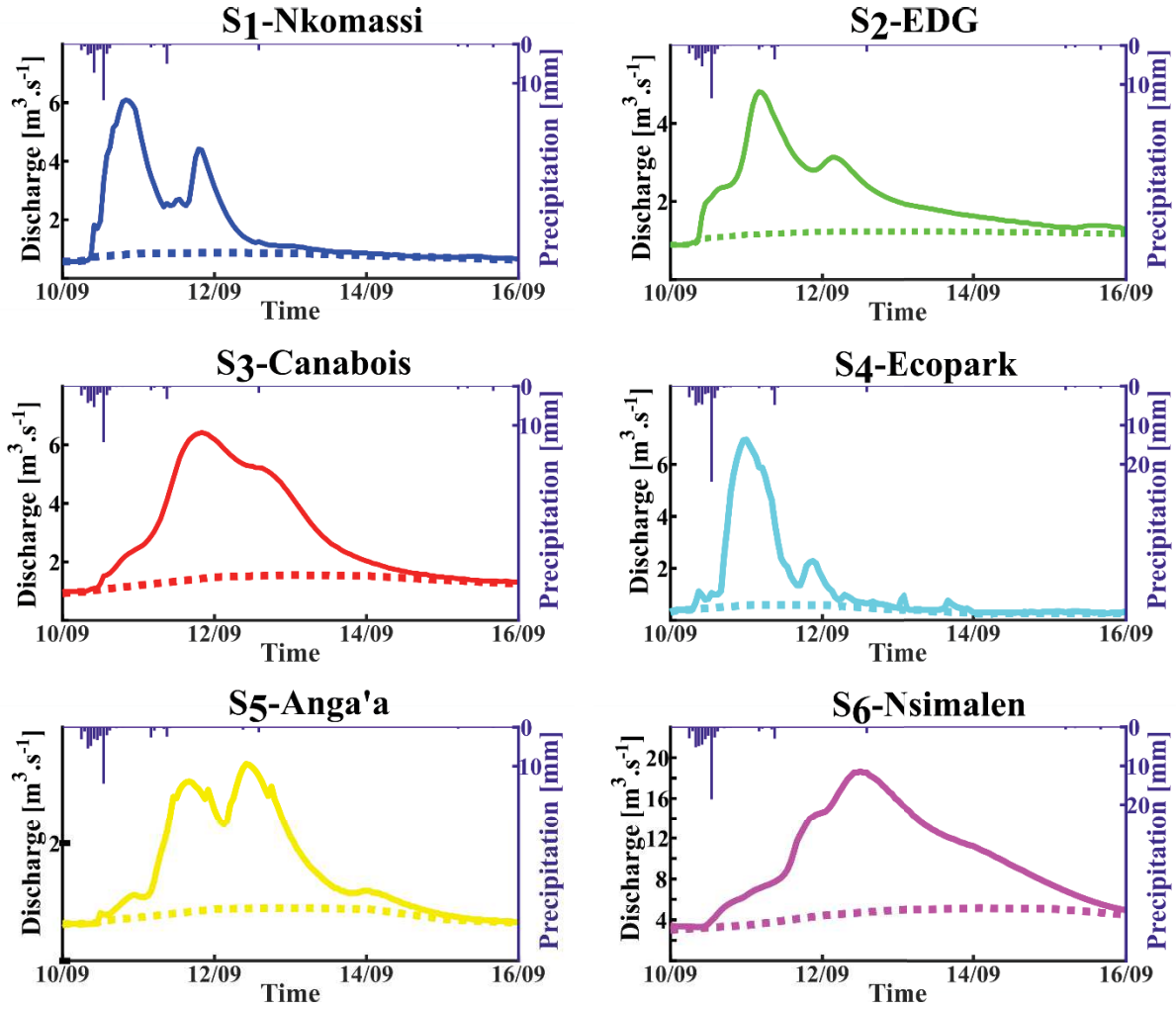


Figure 8.4. Hydrogrammes et hyétogrammes horaires pour l'événement de crue couvrant la période du 10 au 16-09-2017 présentés pour les six bassins issus de l'instrumentation présentée en Chapitre 4. Pour chacun des hydrogrammes, la courbe représentée en pointillée correspond à l'estimation du débit de base (voir Chap.5-Sect.4).

Tableau 8.2. Résumé des caractéristiques de crue pour l'événement du 11 Septembre 2017 pour les six stations hydrométriques.

	P [mm]	D_P [h]	Ix [mm.h-1]	API_{5J} [-]	$Q_{X\text{-}T}$ [$m^3.s^{-1}$]	$Q_{X\text{-}S}$ [$m^3.s^{-1}$]	$Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ [$l.s^{-1}.km^{-2}$]	Q_{Bi} [$l.s^{-1}$]	S [mm]	T_M [h]	T_D [h]	T_B [h]	K_S [-]	T_R [h]
S_1-Nkomassi	48.1	6	16.4	0.3	6.10	5.30	112	600	10.4	12	44	56	0.22	8
S_2-EDG	47.4	8	15.4	0.3	4.81	3.70	35	890	4.7	20	55	75	0.10	16
S_3-Canabois	49.1	8	16.3	0.0	6.45	5.00	42	920	6.7	33	60	93	0.14	32
S_4-Ecopark	59.4	7	27.9	0.6	6.95	6.40	303	320	19.8	12	24	36	0.33	12
S_5-Anga'a	51.9	10	16.5	0.9	3.40	2.50	46	620	6.6	25	55	80	0.13	29
S_6-Nsimalen	55.7	9	21.1	0.6	18.65	13.95	40	2050	6.8	50	90	140	0.12	48

4 Bilan des caractéristiques de crues par sous-bassin

Cette section présente un bilan des caractéristiques de crues sur la période 2017-2019 pour les six sous-bassins issus de l'instrumentation. Ces analyses permettent d'apporter des informations précieuses sur leur fonctionnement hydrologique à l'échelle événementielle en en complément de la première analyse de la crue de référence. Les événements retenus sont majoritairement hétérogènes entre sous-bassins en termes de dates de début et de fin d'événement. En effet, les caractéristiques morphométriques des bassins versants impliquent des temps de réponses variés qui ne permettent pas de délimiter les événements de façon homogène pour les bassins. Les événements sont définis de façon indépendante temporellement, en fonction des précipitations et des débits enregistrés pour chaque bassin. Les événements retenus sont principalement mono-pics, et caractérisés par des débits initiaux et finaux correspondant au débit de base (i.e : pas de ruissellement de surface sur les premiers et derniers pas de temps). La **Figure 8.5** présente quelques exemples de crues retenues pour le bassin Canabois (2017-2018). L'ensemble des événements retenus pour les bassins est présenté en Annexe 4. Dépendamment des caractéristiques analysées, tous les événements définis sur les bassins n'ont pu être retenus dans l'analyse. Après avoir analysé chacune des caractéristiques, de potentielles relations entre celles-ci sont étudiées (e.g. S et P, $Q_{X\text{-}S}$ et P, K_S et Q_{Bi}, T_D et $Q_{X\text{-}S}$). Elles permettent de guider les choix dans les fonctions de production et de transfert.

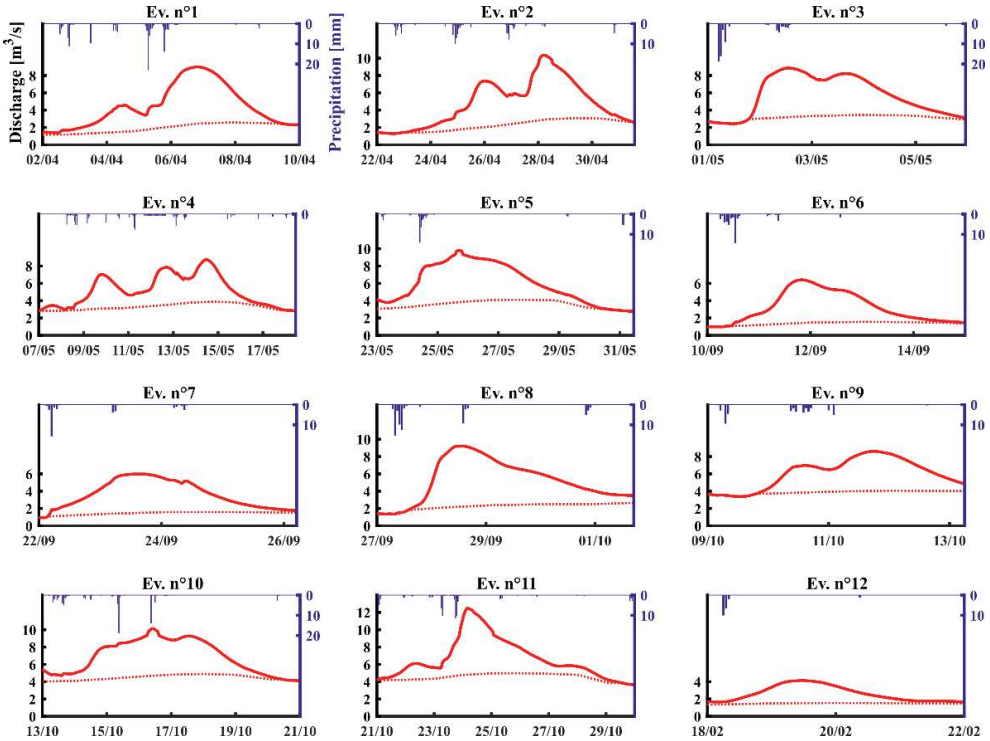


Figure 8.5. Représentation des hyétogrammes et hydrogrammes de quelques événements de l'année hydrologique 2017-2018 retenus pour l'analyse des caractéristiques de crues du bassin de Canabois. Pour chacun des hydrogrammes, la courbe représentée en pointillée correspond à l'estimation du débit de base (voir voir Chap.5-Sect.4).

4.1 Débits de pointe et coefficients de ruissellement de surface

La **Figure 8.6** présente la variabilité des caractéristiques de précipitation, de lame d'eau ruisselée (*S*), de débit de surface maximum spécifique ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$) et de coefficient de ruissellement de surface (K_S) pour chacun des six bassins par une représentation sous forme de boîte à moustache. Les petits bassins sont caractérisés par des événements aux précipitations (*P*) plus faibles en moyenne (**Figure 8.6a**), en effet plusieurs événements de crue sur un petit bassin peuvent correspondre à un unique événement de crue sur un bassin plus grand. Les valeurs *S* (**Figure 8.6b**) sont donc difficilement comparables d'un bassin à l'autre, même si on note des valeurs de *S* très importantes pour le bassin d'Ecopark, pourtant caractérisé par des précipitations généralement plus faibles. La relation entre *P* et *S* (**Figure 8.7a**), représentée par K_S (**Figure 8.7c**) permet d'observer des comportements variés entre bassins. Le bassin Ecopark se distingue très largement avec une valeur K_S médiane de 0.31. Après le bassin Ecopark, le bassin de Nkomassi présente les K_S les plus élevés avec une valeur médiane de 0.20. Les autres bassins sont caractérisés par des K_S médians plus faibles, variant entre 0.09 pour Nsimalen et 0.13 pour Canabois. Les valeurs de $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ (**Figure 8.7d)** permettent également une comparaison entre bassins avec des conclusions proches de l'analyse des K_S. Le bassin d'Ecopark présente les plus fortes valeurs $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ avec une valeur médiane de 175 $l.s^{-1}.km^{-2}$ alors que le bassin de Nkomassi présente des valeurs inférieures avec une médiane de 106 $l.s^{-1}.km^{-2}$. Les autres sous-bassins sont caractérisés par des valeurs médianes beaucoup plus faibles variant entre 40 et 50 $l.s^{-1}.km^{-2}$. Les valeurs les plus faibles sont observées à l'exutoire (Nsimalen), avec un $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ médian de 24 $l.s^{-1}.km^{-2}$.

L'analyse de ces premières caractéristiques est complétée par les relations entre caractéristiques présentées en **Figure 8.7**. Les **Figure 8.7a,b** présentent les relations entre *P* et respectivement *S* et $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$. Ces graphiques mettent en avant des corrélations entre ces variables pour les six bassins. Les droites de régressions linéaires ajustées permettent de confirmer que pour une même précipitation les valeurs de *S* sont significativement les plus grandes pour Ecopark, suivi de Nkomassi et de Canabois. En revanche, les valeurs de *S* sont les plus faibles pour Nsimalen, les valeurs pour les bassins d'Anga'a et d'EDG sont légèrement supérieures à Nsimalen. Concernant les valeurs de $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$, elles suivent globalement les tendances observées pour *S* avec cependant de très faibles différences entre les bassins Canabois, EDG et Anga'a. Les **Figure 8.7c,d** présentent les relations entre K_S et deux caractéristiques généralement utilisées pour fixer les conditions initiales dans des modèles événementielles (Q_{Bi} et API_{5J}). Ces analyses de corrélation n'aboutissent pas à des corrélations significatives entre K_S et ces deux variables. Des tests avec des *API* intégrant différentes durées (t =10 j et t =15 j) ont été effectués sans résultats satisfaisants. A noter qu'aucune corrélation significative n'a été mise en évidence entre K_S et *P* ou K_S et I_X à l'échelle événementielle.

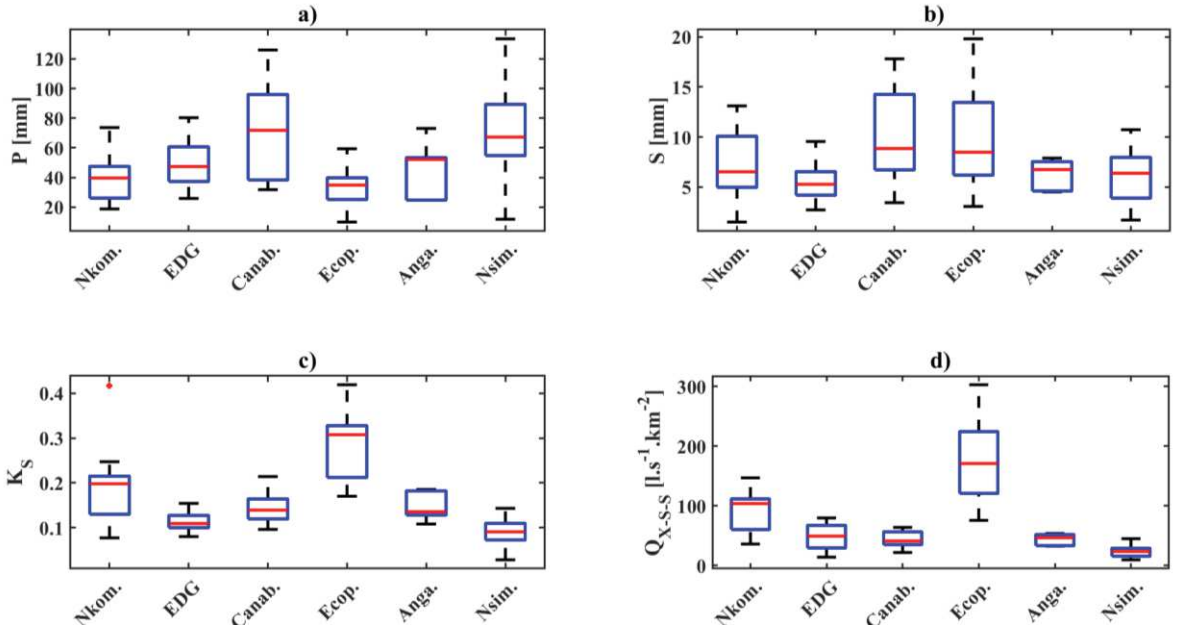


Figure 8.6. Représentation sous forme de boîtes à moustache pour différentes caractéristiques de crue: **a)** Précipitations (P) ; **b)** Lame d'eau ruisselée (S) ; **c)** Coefficient de ruissellement de surface (K_S) ; **d)** Débit maximal de surface spécifique ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$).

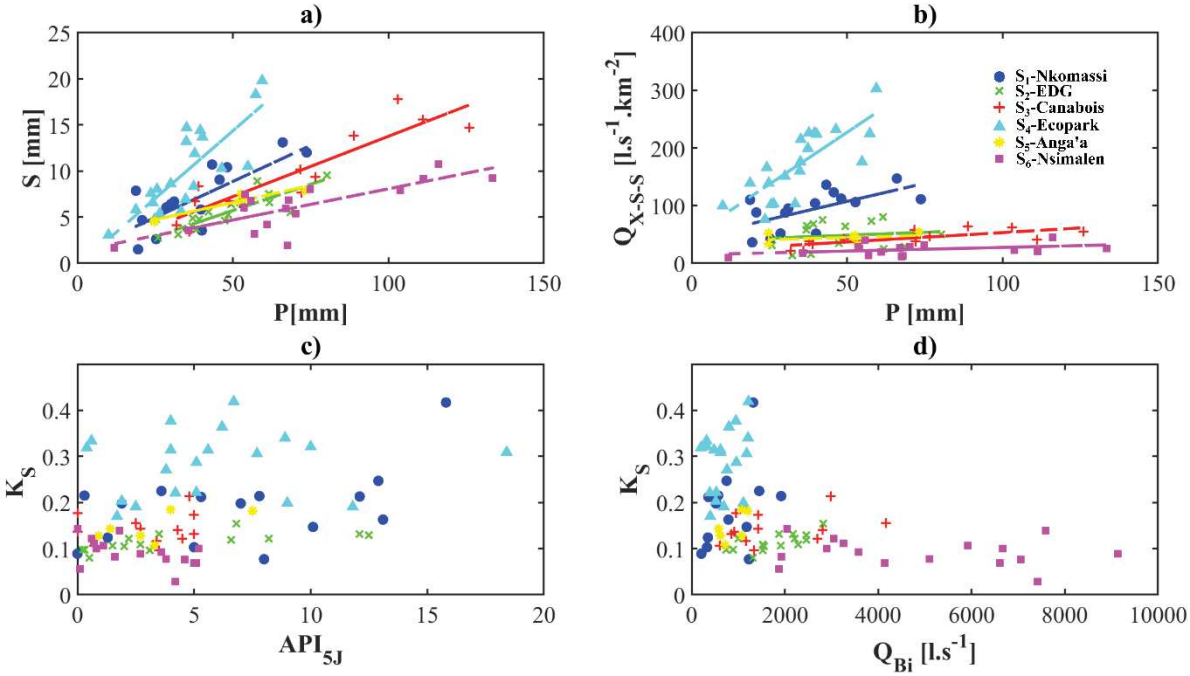


Figure 8.7. Relations entre les caractéristiques : **a)** Précipitations (P) et lame d'eau ruisselée (S) (corrélation r = 0.76 à 0.96); **b)** P et débit maximal de surface spécifique ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$) (corrélation r > 0.6 pour S1, S3 et S4 et r < 0.6 pour S_2, S_5 et S_6 ; **c)** Indice de précipitation antérieure à 5 jours (API_{5J}) et coefficient de ruissellement de surface (K_S) ; **d)** Débit de base initial (Q_{Bi}) et K_S.

4.2 Temps caractéristiques

La **Figure 8.8** présente la variabilité inter-événementielle de différents temps caractéristiques de crue (T_M, T_D, T_R et T80). Pour l'exutoire, les T_M sont les plus grands, ils varient entre 40 h et 50 h et les T_D varient de 60 h à 100 h (médiane de 90 h). Le bassin Ecopark présente les temps caractéristiques les plus petits, les valeurs de T_M varient de 5 h à 17 h (médiane de 10 h) et les valeurs de T_D entre 15 h à 34 h (médiane de 22 h). Pour les autres bassins, on observe des T_M médians de 11 h pour Nkomassi, 17 h pour EDG, 28 h pour Canabois, 25 h pour Anga'a et des T_D médians de 28 h pour Nkomassi, 41 h pour EDG, 60 h pour Canabois, 31 h pour Anga'a.

Ces temps de monté et de décrue sont largement dépendants des caractéristiques des précipitations (durées, précipitations totales, intensités) et la comparaison direct entre bassins comprenant des événements non homogènes est donc limitée. Les temps de décrue sont mis en relation avec les débits maximums de crue ($Q_{X\text{-}T}$) caractérisant le début de la phase de décrue (**Figure 8.9b)**. Pour des mêmes débits, les temps de décrue des bassins versants sont structurés par superficie de bassins versant, les plus petits bassins ayant des temps de décrue plus faibles et les plus grands bassins des temps de décrue plus grands. Les valeurs de T_D et $Q_{X\text{-}T}$ sans distinction de bassin aboutissent à une corrélation significative ($r^2 = 0.65$ et p-value < 0.001). La **Figure 8.9**c représente la relation entre T_M et T_D, avec une relation significative uniquement pour le bassin Ecopark ($r^2 = 0.55$, pval = 0.002).

Le temps de réponse (T_R) renseigne sur un fonctionnement hydrologique majeur plus facilement comparable dans l'étude comparative de bassins avec événements non homogènes. Le bassin de Nkomassi présente le temps de réponse médian le plus court (T_R = 10 h) suivi du bassin d'Ecopark (T_R = 12 h) et du bassin EDG (T_R = 17 h). Les pentes plus importantes du bassin de Nkomassi (I_P = 13.6%) pourraient expliquer un temps de réponse plus court malgré une superficie plus importante. Le bassin de Canabois présente un temps de réponse médian beaucoup plus grand (T_R = 32 h), bien que la station Canabois ne soit située qu'à 6 km en aval de la station EDG, sans présence de tributaires majeurs entre ces deux stations. La présence d'une zone humide majeure, les nombreux méandres et les pentes faibles provoquent une atténuation significative de l'onde de crue caractérisée par un délai important dans l'occurrence du pic de crue. Pour la station à l'exutoire, la définition d'un temps de réponse précis est plus complexe. Le bassin d'une superficie plus importante est soumis à de plus fortes variabilités spatiales des précipitations (inter-événementielles et intra-événementielles) engendrant une variabilité importante des T_R. Néanmoins, on aboutit à une valeur de T_R de 40 h, qui permet de supposer que le principal pic de crue est engendré par le tributaire du Mfoundi drainant la ville de Yaoundé avec des vitesses de propagation plus grandes dans le réseau hydrographique. Les valeurs élevées de T_R enregistrées à Canabois permettent de confirmer cette hypothèse. En effet le pic de crue enregistré à Canabois, propagé à 16.5 km en aval (au niveau de la station Nsimalen), interviendrait à Nsimalen avec plusieurs heures de retard au regard des différences d'occurrences de pics observées entre les stations EDG et Canabois.

L'analyse de la caractéristique $T_{Q80,}$ correspondant à la durée de dépassement du débit équivalent à 80 % de $Q_{X\text{-}T}$ est plus complexe à définir puisqu'elle nécessite des crues mono-pics. Il y a donc peu d'événements pour lesquels cette caractéristique a pu être estimée. La valeur médiane T_{Q80} est la plus faible pour Ecopark (8 h), suivi de Nkomassi (9 h), EDG (10 h). Pour Anga'a, seul un événement a permis de calculer la valeur T_{Q80} (17h). Les valeurs pour Canabois et Nsimalen sont beaucoup plus importantes que pour les quatre autres bassins avec des valeurs médianes de T_{Q80} de respectivement 29 h et 37 h.

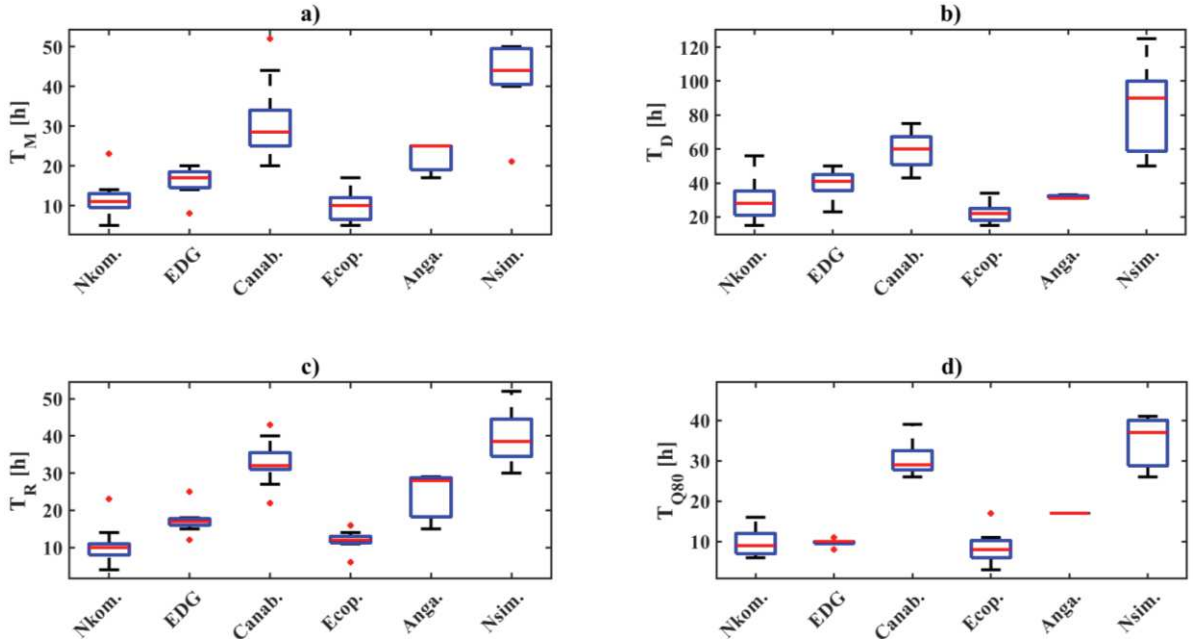


Figure 8.8. Représentation sous forme de boîtes à moustache pour différentes caractéristiques de crue des bassins instrumentés. **a)** Temps de montée (T_M); **b)** Temps de décrue (T_D); **c)** Temps de réponse (T_R); **d)** Durée de dépassement de 80% de $Q_{X\text{-}T}$ (T_{Q80}).

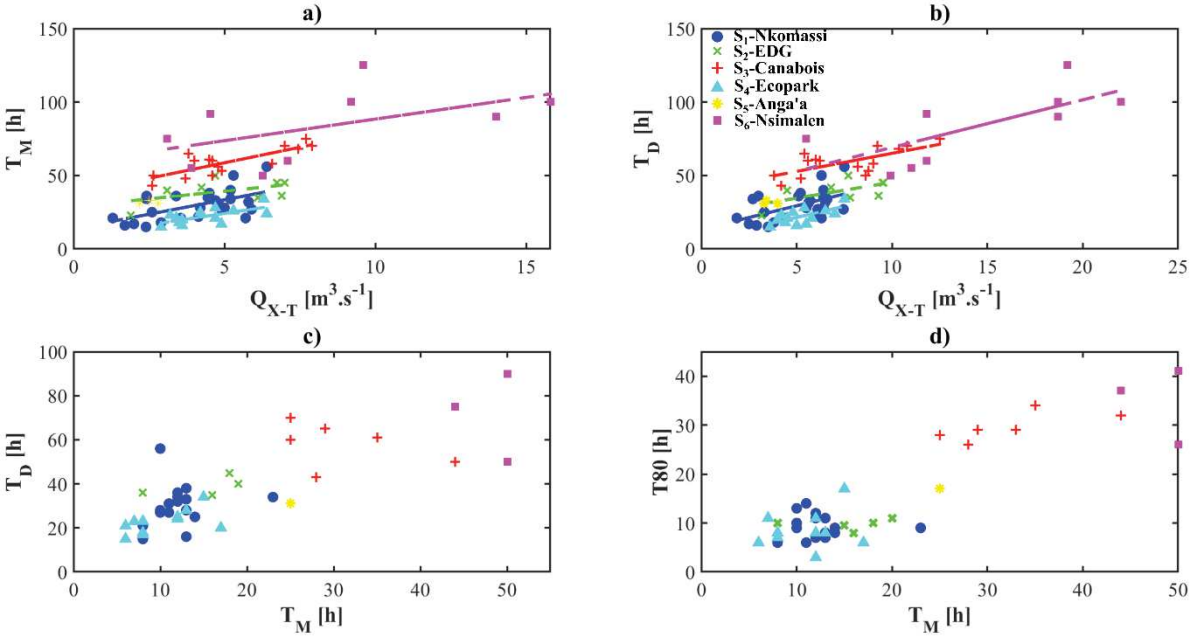


Figure 8.9. Relations entre les caractéristiques : **a)** Débit maximum de crue (Q_{X-T}) et temps de montée (T_M) (r > 0.6 pour S_4 et S_6, r<0.6 pour S_1, S_2 et S_6); **b)** Débit maximum de crue (Q_{X-T}) et temps de décrue (T_D) (r > 0.60 pour S_2, S_3 , S_4 et S_6 ; r= 0.53 pour S_1); **c)** T_M et T_D ; **d)** T_M et durée de dépassement de 80% de Q_{X-T} (T_{Q80}).

4.3 Pré-estimation des paramètres du modèle global

Une pré-estimation des paramètres correspond aux valeurs calibrées de F, θ et Z sur des événements principalement mono-pics et aboutissant à des calibrations satisfaisantes des débits de ruissellement de surface (NSE > 0.75). La **Figure 8.10** présente les débits de surface observés et simulés (après calibration de θ et Z) de quelques événements pour le bassin de Canabois. Pour chaque événement, les paramètres θ et Z ainsi que la valeur du critère NSE sont précisés. La **Figure 8.11** présente les courbes d'iso-valeurs de la fonction critère NSE pour chacun de ces événements. Le jeu de paramètre retenu correspond à la plus grande valeur de NSE et permet de tracer le débit simulé présenté à la **Figure 8.10** pour chacun des événements. Ces calibrations sont effectuées sur chacun des événements retenus. L'ensemble des simulations calibrées et iso-valeurs de NSE sont disponibles pour les six sous-bassins en Annexe 5.

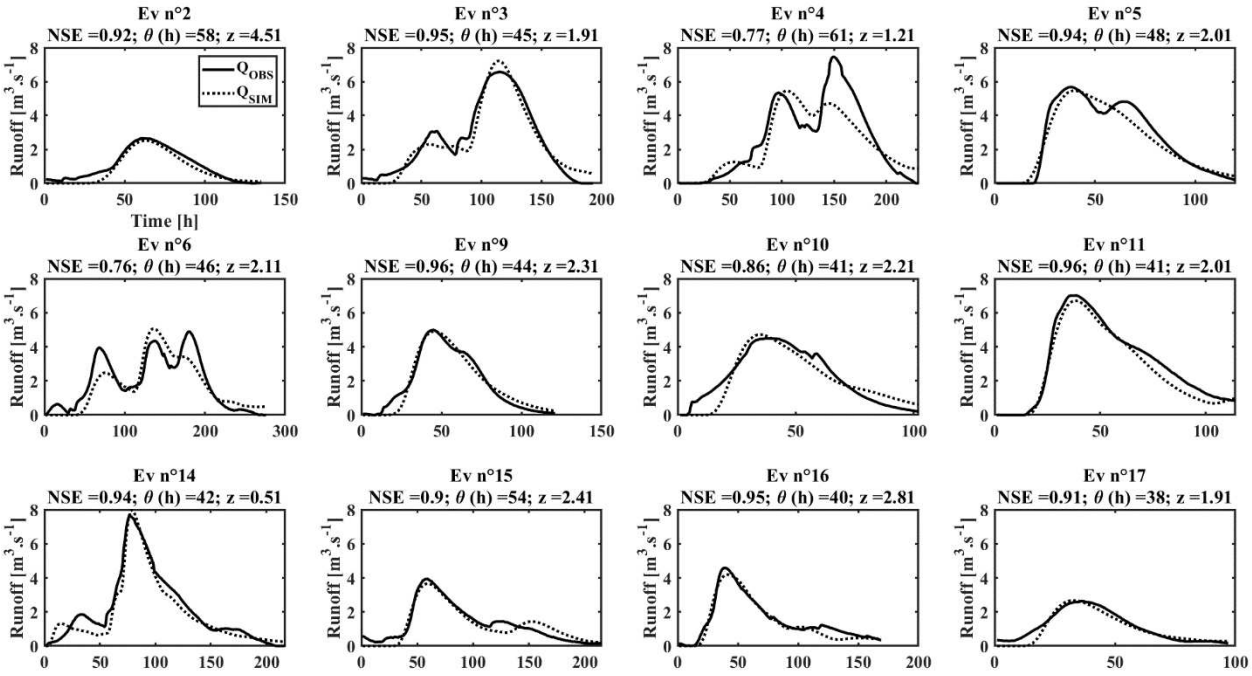


Figure 8.10. Simulation des hydrogrammes de crue pour 12 événements enregistrés à la station Canabois (2017-2018).

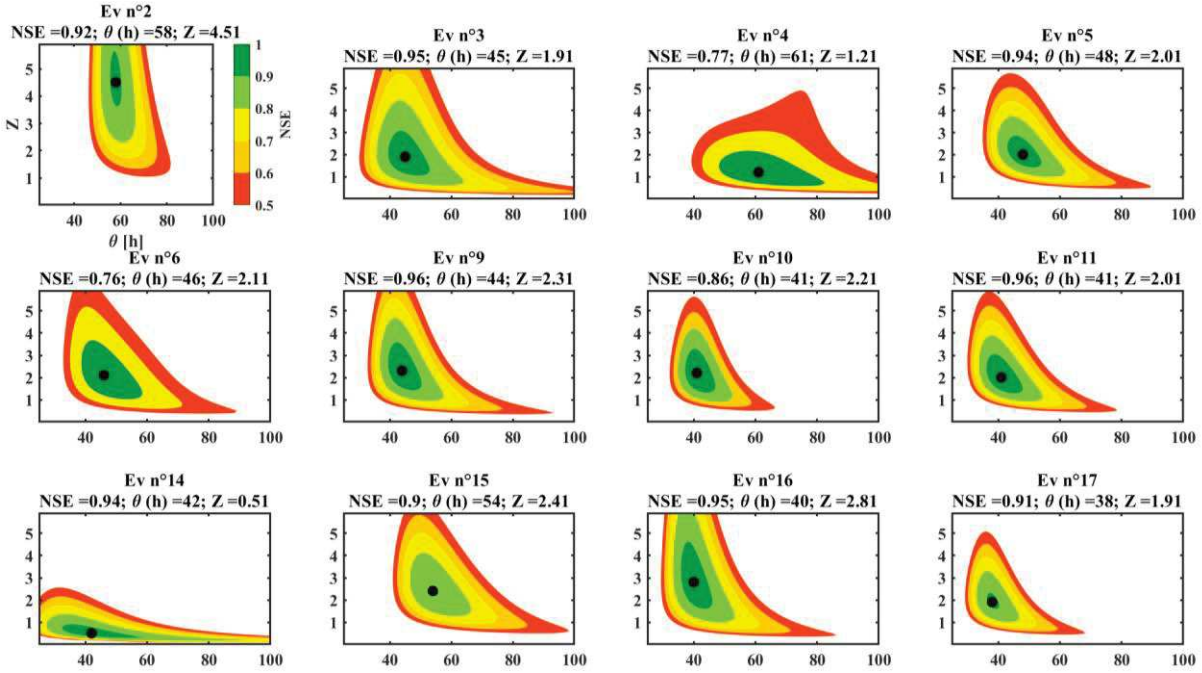


Figure 8.11. Présentation des courbes d'iso-valeur du critère de performance NSE pour les 12 événements retenus à la station Canabois dans la calibration des paramètres θ et Z. Les points noirs correspondent aux valeurs optimales de NSE guidant les paramètres retenus pour chacun des événements. L'événement n°3 aboutissant à une faible valeur de NSE en calibration n'est pas retenu pour l'analyse des paramètres.

La **Figure 8.12** présente la variabilité inter-événementielle des caractéristiques θ, Z et F pour les différents bassins étudiés. La répartition des valeurs de θ entre bassins se rapproche de celle des temps de réponse (T_R), avec des valeurs médianes de θ généralement plus grandes que les valeurs médianes de temps de réponse. Les plus grandes valeurs de θ sont observées pour l'exutoire (θ = 50 h) alors que les plus petites valeurs sont observées pour le bassin Ecopark (θ = 18 h). Pour un même bassin, les valeurs de θ peuvent varier de façon importante comme pour le bassin Canabois (θ = 44 h avec un écart-type = 28 h). Certains évènements particuliers entrainent des calibrations éloignées des valeurs moyennes, comme l'événement n°14.

Les valeurs de Z calibrées aboutissent à des larges variations selon les bassins mais aussi entre les événements d'un même bassin. Les plus importantes variations sont observées pour le bassin d'Ecopark où les valeurs de Z varient de 1.1 à 8.9. Pour les autres sous-bassins, les valeurs de Z calibrées sont généralement situées entre 0.5 et 4.5.

Pour les deux paramètres θ et Z, les valeurs médianes sont utilisées comme valeurs pré-estimées correspondant à la paramétrisation de référence pour les simulations du modèle global au pas de temps horaire.

Les valeurs de F sont caractérisées par une variabilité importante entre événements, et sont corrélées négativement aux indices de précipitations antérieurs de façon satisfaisante pour les trois sous-bassins présentant le plus d'événements (r^2 = 0.55 pour Ecopark, r^2 = 0.68 pour Nkomassi et r^2 = 0.83 pour Canabois ; pour les points situés dans le triangle de la **Figure 8.13b**). Les valeurs de F correspondant à des API élevées permettent une première estimation de la valeur f_c (4 à 8 $mm.h^{-1}$). Au contraire, les valeurs de F pour des API très faibles constituent une première estimation pour la valeur f_0 (10 à 15 $mm.h^{-1}$). On propose donc comme première estimation pour l'ensemble des bassins, une capacité d'infiltration initiale (f_o) de 17 $mm.h^{-1}$ et une capacité d'infiltration à saturation (f_c) de 4 $mm.h^{-1}$. Ces deux valeurs seront les paramètres pré-estimés intégrés dans la fonction de production du modèle global à pas de temps horaire présenté au Chapitre 9.

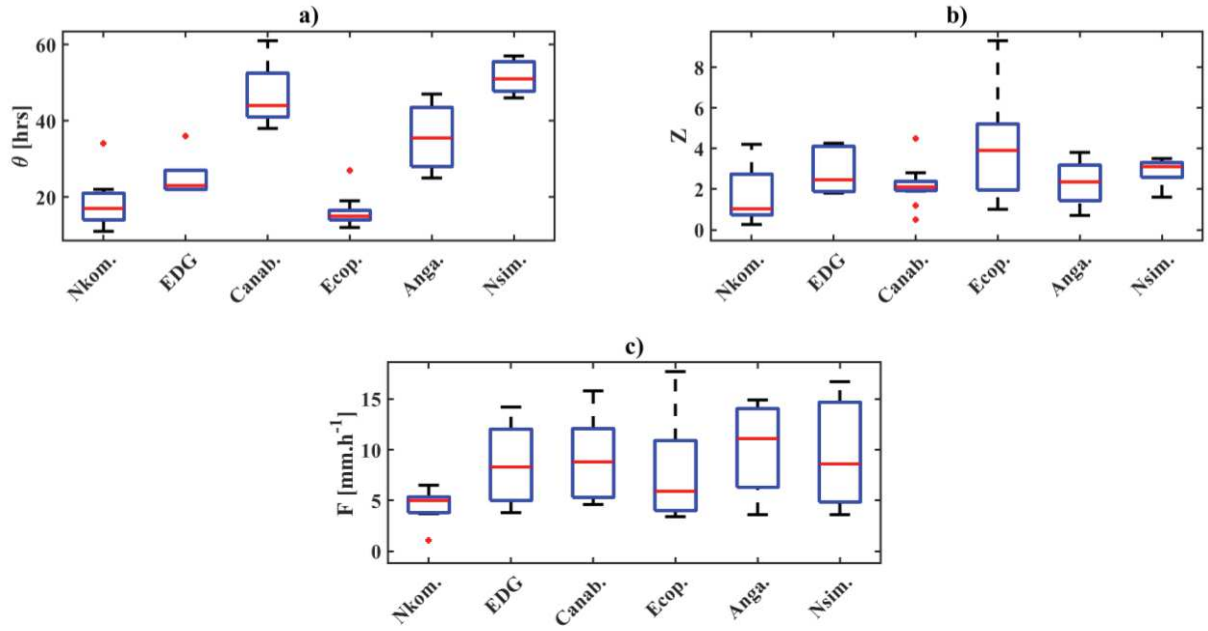


Figure 8.12. Représentation sous forme de boîtes à moustache pour différentes caractéristiques de crue des bassins instrumentés. **a)** Paramètre θ; **b)** Paramètre Z; **c)** Paramètre F.

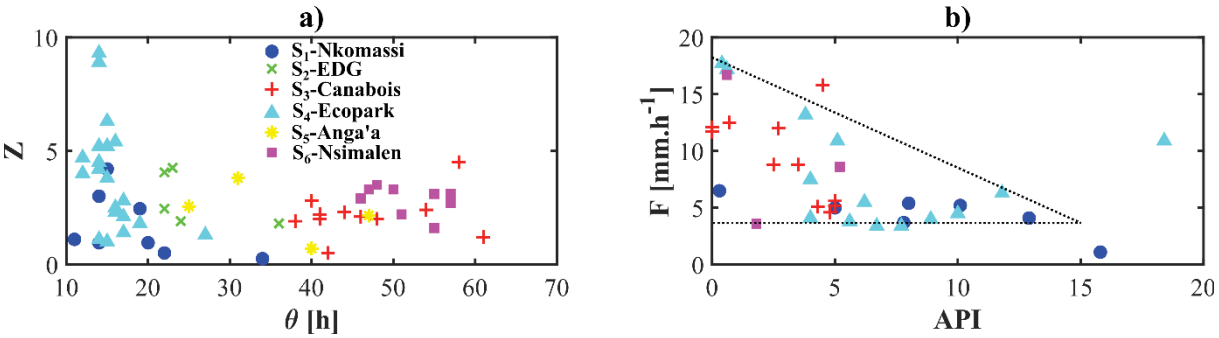


Figure 8.13. Relations entre les caractéristiques : **a)** Paramètres θ et Z ; **b)** Indice de précipitation antérieure (API) et paramètre F**.**

4.4 Synthèse

Ces différentes analyses ont permis de mettre en avant les fortes hétérogénéités dans les caractéristiques de crue pour les six bassins issus de l'instrumentation. Elles ont abouti à un gain de connaissance sur le fonctionnement à pas de temps fin du bassin de la Méfou. On note généralement des temps de réponses très lents dus aux pentes très faibles du réseau hydrographique. Les temps de réponses pour les bassins Ecopark et Nkomassi sont significativement plus faibles, ce qui s'explique par la petite taille de ces bassins, par l'urbanisation importante pour le bassin Ecopark et par des pentes plus marquées pour le bassin Nkomassi.

Ces analyses ont également permis une pré-estimation de deux paramètres (θ et Z) composant la fonction de transfert (modèle d'Hayami) des modèles hydrologiques globaux (Chapitre 9) et semi-distribués (Chapitre 11). Ces valeurs pré-estimées sont présentées pour chacun de ces sous-bassins dans le **Tableau 8.3**.

Le paramètre F associé à la fonction de production permet de proposer des valeurs pré-estimées des paramètres de capacité d'infiltration pour un sol sec (f_0) et de capacité d'infiltration à saturation (f_c).

La forme de certains hydrogrammes met en avant de probables débordements importants comme les événements n°8 et n°13 du bassin de Canabois. Cette hypothèse a été confirmée par des observations lors de sortie sur le terrain après de forts événements pluvieux. Excepté pour Ecopark, les tronçons en amont des stations de mesure sont rapidement soumis à des débordements à la suite de précipitations importantes. La valeur du seuil de débordement (OF) sera intégrée dans le modèle hydrologique global présenté en Chapitre 9.

Tableau 8.3. Résumé des paramètres pré-estimés pour les six bassins instrumentés à partir de l'analyse des événements de crue.

	f_0 [mm.h^{-1}]	f_C [mm.h^{-1}]	θ [h]	Z [-]	OF [m^3.s^{-1}]
S_1-Nkomassi	17.0	4.0	17	1.0	7.0
S_2-EDG	17.0	4.0	23	2.5	8.5
S_3-Canabois	17.0	4.0	44	2.1	9.5
S_4-Ecopark	17.0	4.0	15	3.9	6.5
S_5-Anga'a	17.0	4.0	35	2.4	4.0
S_6-Nsimalen	17.0	4.0	51	3.1	18.5

5 Quantification de l'impact de l'urbanisation

Afin de quantifier plus précisément l'impact de l'urbanisation sur différentes caractéristiques de crue, on emploie la méthode des bassins jumeaux visant à étudier deux bassins dont le seul paramètre physique variant significativement est l'ODS. Pour cela, on exploite les événements de crues enregistrés pour le bassin Ecopark (bassin donneur D_{I5} issu de l'instrumentation) ainsi que les informations du bassin Ottomo-S3 (bassin donneur D_{H6}, 1974-1978) issu des travaux d'Ikounga (1978). Pour chacun des deux bassins, les événements de crues sont sélectionnés afin que les caractéristiques des crues soient comparables. On étudie ensuite les caractéristiques P, S, $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$, K_S, T_M et T_B de façon indépendante, puis on étudie pour les deux bassins les relations entre P et S ainsi que P et $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$.

5.1 Choix des bassins jumeaux à urbanisation contrastée

Les deux bassins étudiés présentent des superficies comparables (21 km² pour D_{I5} et 23 km² pour D_{H6}) et sont géographiquement proches (30 km entre leur centroïde). Ils sont

soumis à des conditions climatiques similaires et présentent également des caractéristiques pédologiques et topographiques comparable permettant de les présenter comme des bassins *jumeaux*. Le seul facteur variant significativement est le taux d'urbanisation et donc la proportion de surface imperméable (*Imp*). Le bassin D_{I5} est situé en plein cœur de la ville de Yaoundé, il est caractérisé par une saturation de son espace urbain, la proportion de zone imperméable y est estimée à 24%. Le bassin D_{H6} (période 1974-1978) est aux deux-tiers caractérisé par un couvert forestier et pour un tiers par une végétation moins dense du fait notamment d'activités de défrichage. Le bassin D_{H6} ne présente qu'une part négligeable de zones urbanisées (*Imp* < 1%), il est donc considéré comme le bassin de référence dit à « l'état naturel ». La **Figure 8.14** rappelle la localisation de ces deux bassins-versants jumeaux (voir aussi Chap.5-Sect.2).

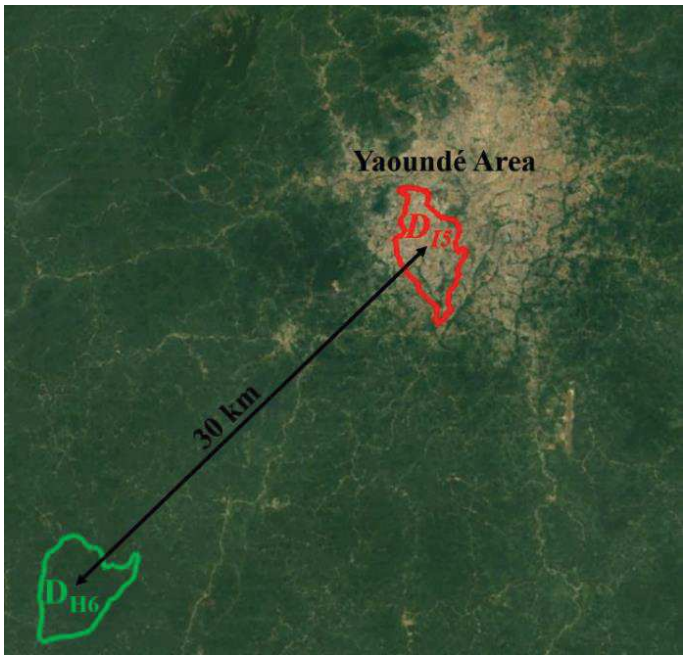


Figure 8.14. Localisation des deux bassins versants jumeaux (D_{H6} et D_{I5}) étudiés dans l'analyse de l'impact de l'urbanisation sur la réponse hydrologique en crue.

5.2 Sélection des événements de crue

Pour chacun des deux bassins versants étudiés, les événements pluie-débit mono-pics présentant des précipitations totales supérieures ou égales à 25 mm ont été retenus dans l'analyse. Ces contraintes aboutissent à 23 événements pour D_{H6} et 15 pour D_{I5}. Pour chacun de ces événements, les caractéristiques événementielles de précipitation totale (P), de débit maximal de surface spécifique ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$), de coefficient de ruissellement de surface (K_S), de lame d'eau ruisselée (S), de temps de montée T_M et de temps de base T_B ont été calculés et comparés.

5.3 Impacts de l'urbanisation sur les caractéristiques de crue

La **Figure 8.15** présente les boîtes à moustache de six caractéristiques de crues (*P, S, K_S, $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$, T_M, T_B*) pour les deux bassins jumeaux étudiés.

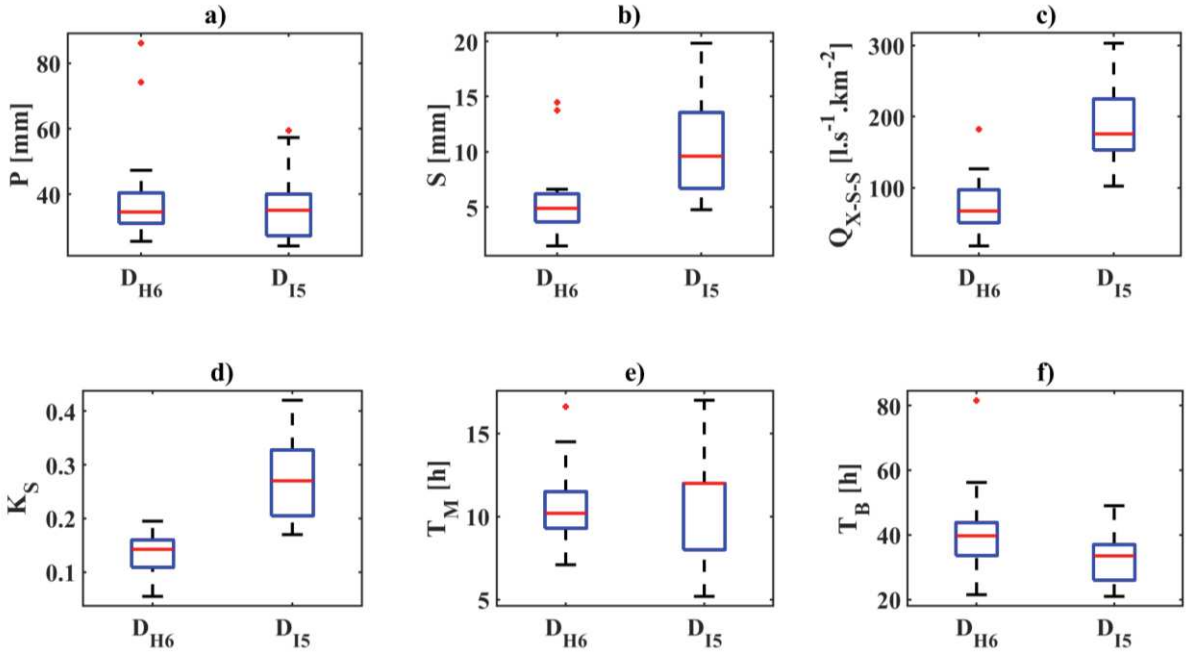


Figure 8.15. Représentation sous forme de boîtes à moustache des différentes caractéristiques de crue pour les bassins D_{I5}, D_{H6} et $D_{H1\text{-}2}$. **a)** Précipitation (*P*) ; **b)** Lame d'eau ruisselée (*S*); **c)** Débit maximum de surface spécifique ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$) ; **d)** Coefficient de ruissellement de surface (K_S) ; **e)** Temps de montée (T_M) ; **e)** Temps de base (T_B).

Les précipitations (*P*) des deux bassins ont des caractéristiques proches avec des moyennes et écarts-types comparables (moyenne $\mu = 38.6$ mm et écart-type $\sigma = 14.7$ mm pour D_{H6} ; $\mu = 37.1$ mm et $\sigma = 11.1$ mm pour D_{I5}) permettant une comparaison pertinente des autres caractéristiques de crues présentées.

Pour les lames d'eau ruisselées (*S*), les différences entre les deux bassins sont très significatives, avec une valeur moyenne de *S* de 5.5 mm pour D_{H6} contre 10.4 mm pour D_{I5}, soit une différence de +90 %. La variabilité des valeurs de *S* est un peu plus marquée pour D_{I5} avec un écart-type de 4.3 mm contre 3.1 pour D_{H6}.

Les caractéristiques observées de *P* et de *S* aboutissent logiquement à des différences significatives de K_S entre les deux bassins. La moyenne des valeurs de K_S pour D_{H6} est de 0.14 contre 0.28 pour D_{I5}, soit une différence de +100 %, avec également une variabilité plus marquée pour D_{I5} ($\sigma = 0.07$ contre $\sigma = 0.04$).

On note aussi des différences majeures concernant le débit de surface maximum spécifique ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$), avec une moyenne de 75 l.s^{-1}.km^{-2} pour D_{H6} contre 183 l.s^{-1}.km^{-2} pour D_{I5} (+ 145 %).

La **Figure 8.16** présente les valeurs de S (**Figure 8.16a**) et $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ (**Figure 8.16b**) des différents évènements en fonction des P pour les deux bassins jumeaux. Il se dégage pour chacune des deux représentations des nuages de points distincts pour les deux bassins, avec de très fortes corrélations pour les deux couples de variables pour la station D_{H6} ($r^2_{P/S}$ = 0.86 et $r^2_{P/QXSS}$ = 0.71) et des corrélations significatives mais moins fortes pour le bassin D_{I5} ($r^2_{P/S}$ = 0.61 et $r^2_{P/QXSS}$ = 0.54). Ces corrélations permettent l'ajustement de régressions linéaires pour chacun des couples de variables des deux bassins. Pour des mêmes précipitations, le bassin D_{I5} présente des valeurs de S et de $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ significativement plus élevées que pour le bassin D_{H6}. A partir des régressions linéaires ajustées, on peut quantifier pour différentes valeurs de précipitations les différences observées entre les deux bassins pour S et $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$. Pour une précipitation de 25 mm, le bassin D_{H6} est associé à une valeur de S de 2.8 mm et une valeur de $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ de 46.4 $l.s^{-1}.km^{-2}$ contre respectivement 6.6 mm et 140.2 $l.s^{-1}.km^{-2}$ pour le bassin D_{I5}, soit des différences de + 135 % pour S et + 200 % pour $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$. Pour une précipitation de 55 mm, le bassin D_{H6} est associé à une valeur de S de 8.8 mm et une valeur de $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ de 108.1 $l.s^{-1}.km^{-2}$ contre respectivement 15.9 mm et 244.4 $l.s^{-1}.km^{-2}$ pour le bassin D_{I5}, soit des différences de + 80 % pour S et + 126 % pour $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$.

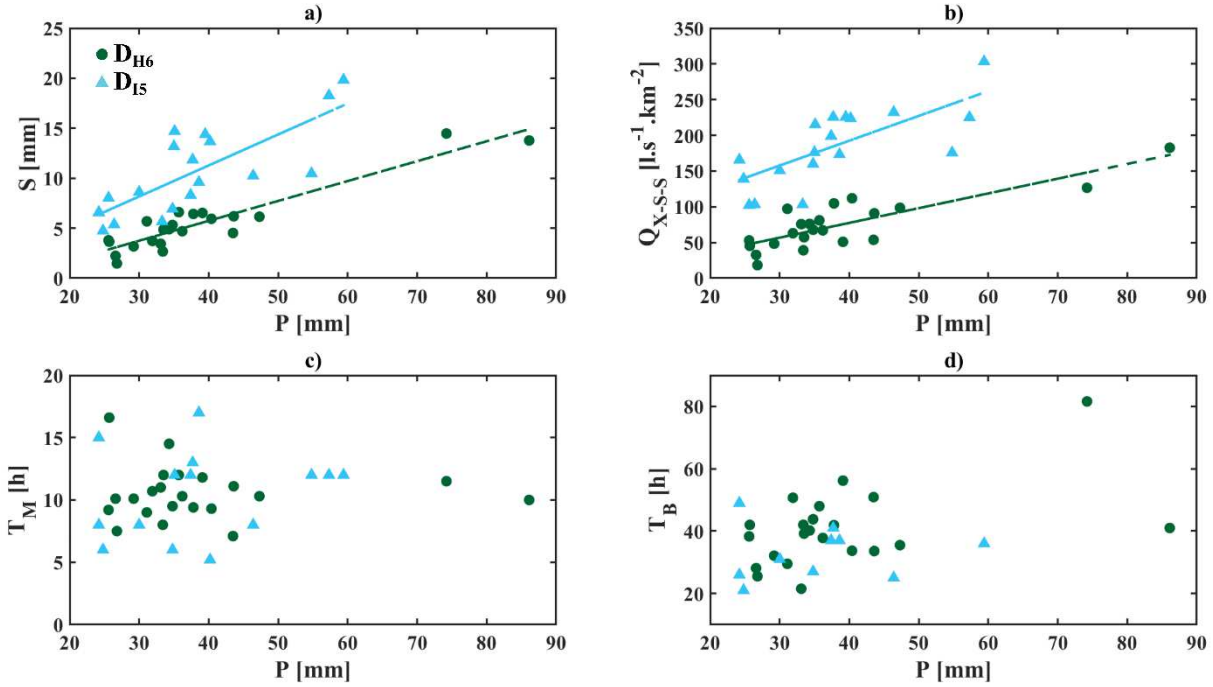


Figure 8.16. Analyse des relations à l'échelle événementielle entre P et les caractéristiques K_S, $Q_{X\text{-}T}$, T_M *et* T_B pour les bassins jumeaux D_{H6} et D_{I5}.

L'analyse des temps de base (T_B) caractérisant la durée totale de l'événement hydrologique (**Figure 8.16b)** aboutit également à des différences entre les deux bassins. Les moyennes de T_B sont de 41 h pour D_{H6} et 33 h pour D_{I5}. Malgré les incertitudes liées à la définition de la fin des événements, les différences sont marquées et tendent à démontrer l'influence de l'urbanisation sur la réponse hydrologique globale des bassins. En revanche, l'analyse des temps de montée

(**Figure 8.16c)** n'aboutit pas à des différences de moyennes significatives (moins de 1h entre les valeurs moyennes) ne permettant de conclure sur l'impact de l'urbanisation sur cette caractéristique.

5.4 Synthèse

L'analyse à l'échelle événementielle des différentes caractéristiques met en avant un impact important de l'urbanisation sur les volumes de ruissellement de surface, les coefficients ruissellement de surface et les débits maximums de surface spécifiques avec une quantification établie à partir de régression linéaire sur chacun des bassins. Les données tendent à mettre également en avant un impact important sur le temps de base, mais aucune influence significative ne se dégage sur les temps de montée. L'homogénéité du calcul des temps de montée est délicate et pourrait entrainer des biais significatifs dans l'analyse. Cependant l'aménagement des réseaux d'eau pluviale et les routes pavées favorisent un acheminement rapide des eaux de ruissellement vers les cours d'eau et pourraient expliquer une diminution de la réponse hydrologique caractérisée par une diminution du temps de base de l'ordre de 30 %. La prise en compte des différences d'ODS, par exemple par l'intégration de surfaces imperméables, est donc essentielle dans la construction du modèle hydrologique de crue.

6 Discussion et conclusion

L'ensemble des analyses exposées dans ce chapitre participe à l'amélioration de la compréhension du fonctionnement pluie-débit au pas de temps horaire sur plusieurs sous-bassins la Méfou. La **Figure 8.17** résume les caractéristiques des crues majeures étudiées (K_S, $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ et T_R) et mises en relation avec les proportions de zones imperméables (*Imp*) et les superficies des bassins (*A*).

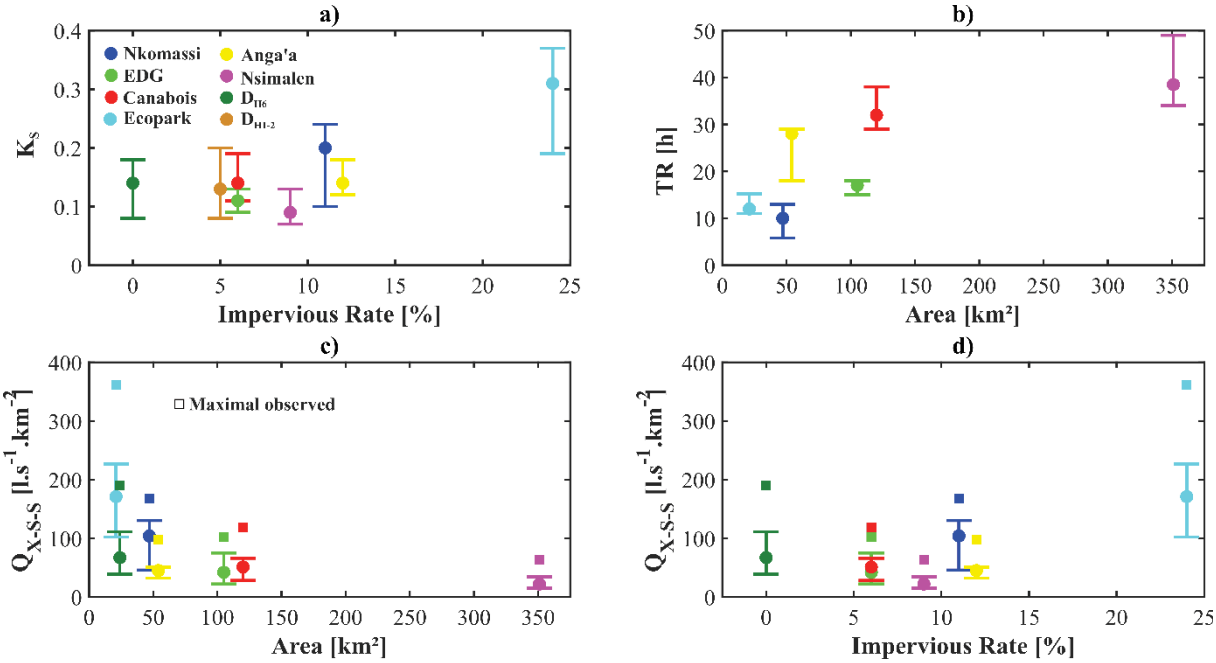


Figure 8.17. Résumé des caractéristiques des crues majeures (K_S, T_R et $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$) par sous-bassin et relations avec les caractéristiques physiques des bassins (A et Imp).

L'analyse met en avant des temps de réponse généralement lents, expliqués par des pentes faibles et d'importantes zones de débordements en partie aval de la majorité des bassins. On propose un modèle de régression linéaire multiple permettant d'estimer le temps de réponse d'un bassin de la région à partir de sa superficie (A), de son indice de pente (I_P) et de sa proportion de zone imperméable (Imp). Cette régression linéaire multiple (**Equation 8.1**) aboutit à un coefficient de détermination multiple $r^2 = 0.95$.

$$T_R = 0.019 \cdot A - 3.01 \cdot I_p - 0.428 \cdot Imp + 52.4 \quad (8.1)$$

Les bassins présentent des coefficients de ruissellement de surface médians entre 0.09 et 0.31, en corrélation avec l'ODS ($r^2 = 0.64$). On propose un modèle de régression linéaire multiple permettant de prédire le coefficient de ruissellement de surface moyen d'un bassin en intégrant les caractéristiques physique A, I_P et Imp. Ce modèle de régression linéaire multiple (**Equation 8.2**) aboutit à un coefficient de détermination multiple $r^2 = 0.97$.

$$K_S = -6.6.10^{-5} \cdot A + 0.011 \cdot I_p + 0.09 \cdot Imp - 0.027 \quad (8.2)$$

Concernant les débits maximums spécifiques de crue ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$), les **Figure 8.17c,d** exposent les différences entre bassins et relations avec la superficie et le taux d'imperméabilisation. On étudie le débit maximal spécifique observé pendant l'année 2017-2018 pour les différentes stations (débit maximal spécifique sur la période de suivi pour le bassin D_{H6}) et on propose un premier modèle de prédiction de $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$ maximal sur un an en fonction de la superficie, l'indice

de pente et la proportion de surface imperméable. Ce modèle de régression linéaire multiple (**Equation 8.3**) aboutit à un coefficient de détermination multiple $r^2 = 0.89$.

$$Q_{X-S-S}max = -0.094 \cdot A + 16.35 \cdot I_p + 10.47 \cdot IMP - 94.4 \quad (8.3)$$

Ces modèles de régression permettraient des premières estimations de caractéristiques des crues pour des bassins non-jaugés de la région de Yaoundé à partir de caractéristiques physiques des bassins.

Les analyses intégrées dans ce chapitre ont permis de proposer des paramètres de pré-estimation qui seront intégrées aux fonctions de production et de transfert du modèle hydrologique global à pas de temps fin développé dans le Chapitre 9.

L'impact de l'urbanisation sur les caractéristiques des crues a pu être quantifié par le biais de l'analyse de bassins jumeaux. On observe que le bassin urbanisé est caractérisé par des valeurs de +100 % par rapport au bassin naturel concernant le coefficient de ruissellement de surface, de +80 % à +135 % pour la lame d'eau écoulée, et de +125 % à +200 % pour le débit maximal spécifique de crue.

CHAPITRE 9

Modélisation hydrologique globale horaire

Impact of land-use change on hydrological processes on water balance and floods on an urban tropical basin (Yaoundé, Cameroon)

1 Introduction

Quantifying climate and land use changes impacts of hydrological signatures as annual water balance, flow-duration curve, hydrograph or floods is a key to improve the capability of decision maker and water resources stakeholders to make predictions of hydrological dynamics and support sustainable societal development in a changing environment (Montanari et al., 2013). This is one of the main objectives of the International Association of Hydrological Sciences (*IAHS*) for the hydrological decade (2013-2022) with theme "*Panta Rhei – Everything flow : Change in hydrology and society*" (Koutsoyiannis, 2013; McMillan et al., 2016). The impact on water resources of the increase of urbanized areas due to demographic increase is especially significant in inter-tropical countries (UNDESA, 2017) where social and economic issues related to the various hydrological hazards are major in this context. The challenge to quantify the impact of land use changes on hydrological signatures is even more difficult in these regions due to the lack of hydrological data in space and time (Kundzewicz et al., 2007). Indeed, most of tropical countries present limited historical and existing environmental information as hydro-meteorological data (D. A. Hughes et al., 2015). Developing an adapted coupled short-term experimental - hydrological modelling, able to use sparse historical data, easy-available information and new acquisition is a challenge for hydrologic research.

In the literature, many studies quantified land-use/land-cover changes impacts on hydrological signatures as water balance components (Elfert and Bormann, 2010), annual runoff (Ashagrie et al., 2006; Beighley et al., 2003), high flows (Braud et al., 2013; Burns et al., 2015; Miller et al., 2014; Miller and Hess, 2017) or low flows. Brown et al.(2005) presented a review of paired catchment studies for assessing changes in water yield from vegetation's changes, and compared results to previous reviews on similar topics (Bosh and Hewlett, 1982; Bruijnzeel, 1988; Hibbert, 1969). Different methods are used to assess land-use changes

impacts on hydrological processes: the study of the temporal evolution of hydrological processes on basin face to land-use changes (Arnold et al., 1982), the analysis of pairs basins differing mainly by the land-use characteristics (review of Brown et al., 2005) and the use of hydrological model to assess land-use changes impacts (Legesse et al., 2003; Nie et al., 2011). Most of these studies were done on basins under temperate climate and few studies concern the tropical region studying the impact of land-use change on annual water balance (H. E. Beck et al., 2013; Wagner et al., 2013; Yira et al., 2016) or daily runoff (Gabiri et al., 2019), or applying models due to the lack of data (Remondi et al., 2016). However, to our knowledge, few studies concern the impact of urban development on flood events at an hourly time-step.

Recently, global products such as spatial estimation of precipitation from remote sensing (see review of Sun et al.(2018)), land-use evaluation from remote sensing data (ESA CCI LC For Africa) or soil moisture (ESA-CCI SM, GLDAS Noah). These products have now relevant spatial and time resolution, (e.g. 0.1° x 0.1° in space and 30 minutes in time for the precipitation product GPM-IMERG (Huffman et al., 2015) to be used in hydrological modelling of meso-scale catchments (<1,000 km²). These products give interesting opportunities to cope with weak environmental monitoring in most of tropical urban area.

The scope of this paper is to develop, in the context of poorly-gauged catchment, a combined experimental-modelling approach to understand hydrological processes and simulate the impact of urbanization change on water resources and flood hydrographs with an application on a tropical peri-urban catchment. First, the experimental approach is based on new data acquisition by a dedicated short-term instrumentation, the use of remote sensing easy-available information and the use of historical sparse hydrological data. Second, a parsimonious tailor-made lumped conceptual hydrological adapted to the available data was developed. The model structure represents both urban and natural zone and takes into account the main hydrological processes and specifically overbank flow during extreme flood events. Simulations conducted at a time step of one hour. The model has few parameters and we try to reduce and limit the calibration procedure using a pre-estimation of the model parameters from the analysis of measured rainfall/runoff flood event, and then transferring these parameters from donors to targets catchments.

The Mefou catchment (421 km²) including the city of Yaoundé capital of Cameroon was used for applications to reconstruct the annual runoff at the outlet for the period 1930 - 2017. A dedicated hydrological instrumentation during the period 2017-2019 was conducted, and completes the review of historical studies over the period 1960 - 2016. First, we describe the study area including topographic, soil, land-use presentation and a description of the dedicated short-terms instrumentation. Second, we introduce the lumped, continuous and conceptual model structure and hypothesis. Third, we present the pre-estimation step, the calibration-validation procedure and the different criteria functions used. Finally we present the application of Mefou catchments letting to assess hydrological signatures of Mefou sub-catchments and estimation for past and future scenario.

2 Study site and main hydrological processes

2.1 Oro-hydrography and climate

The Mefou River is a tributary of the Nyong. The Mefou catchment at Nsimalen (421 km²) includes the capital city of Cameroon, Yaoundé. The upstream part of the basin (70 km²) is controlled by the Mopfou dam built in 1969 planned to provide about one third of the drinking water to the Yaoundé urban area (100,000 $m^3.day^{-1}$).

The catchment is hilly (peaks at 1000 m a.s.l) with important wetland areas (around 700 m a.s.l) at the downstream parts. The Mefou River is 35 km length from the Mopfou dam to Nsimalen. The main tributaries of the Mefou are the Mfoundi (90 km² including 24 km² from the Biyeme), which drain the most urbanized parts of the whole catchment, the Anga'a (54 km²), the Nga (51 km²), the Ossongoué (43 km²) characterizing by various land-use state (**Figure 9.1c**) and topographic condition (**Figure 9.1a**).

The river channel slope ranges between 1 ‰ and 5 ‰ causing frequent overbank flows in wetlands (**Figure 9.1**) along the Mefou River or its tributaries. Canalization of the upstream Mfoundi and its tributaries were undertaken since 2002 in order to reduce floods in the urbanized zone.

The landform of the South Cameroon Plateau corresponds to the dismantling of an old iron crust undergoing more humid climatic conditions (Beauvais, 1999; Bilong et al., 1992; Bitom et al., 2004). This multi-convex landform is composed of rather closely spaced hilly compartments, typically of few hundred meters in diameter, separated by flat swampy valleys of variable stretch from 50 to 500 m width (Bitom et al., 2004).

The climate is humid tropical with two dry and wet seasons (wet-and-dry equatorial savannah with dry winter according to the Köppen-Geiger classification, Kottek et al., 2006). The mean annual precipitation from Mvan station in Yaoundé on the period 1930-2015 is 1580 mm (See Figure 2). We distinguish four seasons: long rainy season from March to June, short dry season from July to August, short rainy season from September to November, and long dry season from December to February. The hydrological year is defined from March to February. Figure 2 shows the mean monthly precipitation, temperature and *PET*.

2.2 Soil and land-use

The regolith is developed on a granito-gneissic basement. Ferralsol (laterite) regolith is developed on the hillslopes while in the swampy valleys, it is topped with bleached hydromorphic soils developed on colluvium and river alluvium (Bachelier, 1959; Braun et al., 2012, 2005). In the region of Yaoundé, Humbel and Pellier (1969) calculated a soil surface permeability between 20 and 70 $cm.h^{-1}$ up the hill, and 200 $cm.h^{-1}$ near the swampy valleys. These values of permeability are very high and limit the surface runoff, especially in swampy valleys. The clay amount is generally higher at the top of the hills than at the bottom. In the

field experiment we conducted in 2017, we measured in the region of Yaoundé the soil surface permeability by a simplified Beerkan method (Bagarello et al., 2014) and obtained values ranging between 2 and 125 $cm.h^{-1}$ which are comparable to the values given by Humbel and Pellier (1969). Humbel and Pellier (1969) also showed that for both types of soil, the surface permeability decreases quickly with the depth until an impermeable layer facilitating lateral flow.

The administrative urban area of Urban Community of Yaoundé (*CUY*) covers nowadays about 297 km². As most part of the Nyong basin (Olivry, 1979), the Mefou catchment was originally mainly covered by humid tropical forest. The study area is faced to major land-use changes due to human activities mainly urbanization and agriculture. Population in Yaoundé has increased from 90,000 in 1960 (Franqueville, 1968) to 3.65 million in 2017 (UNDESA, 2017) with an annual growth rate of 5.7 % per year between 1987 and 2005 according to the Central Office of Cameroonian Population Study and Census. This huge demographic change is characterized by an important expansion of the urban area **Figure 9.1d** and the increase of population density. In the opposite, forest and wetlands areas decreased, and were generally replaced by agricultural and urban areas as shown in **Figure 9.1c** with the land-use classification over the Mefou catchment from the land cover product of the European Space Agency available for Africa (*ESA-CCI LC)* for the year 2016 which shows that Mefou catchment is covered by 39 % by forest, 27 % by build-up areas, 24 % by croplands and 9 % by grasslands (**Figure 9.1c**). The impact of land-use changes on hydrological processes is not yet quantified neither on the Mefou catchment neither on other catchments in Cameroon.

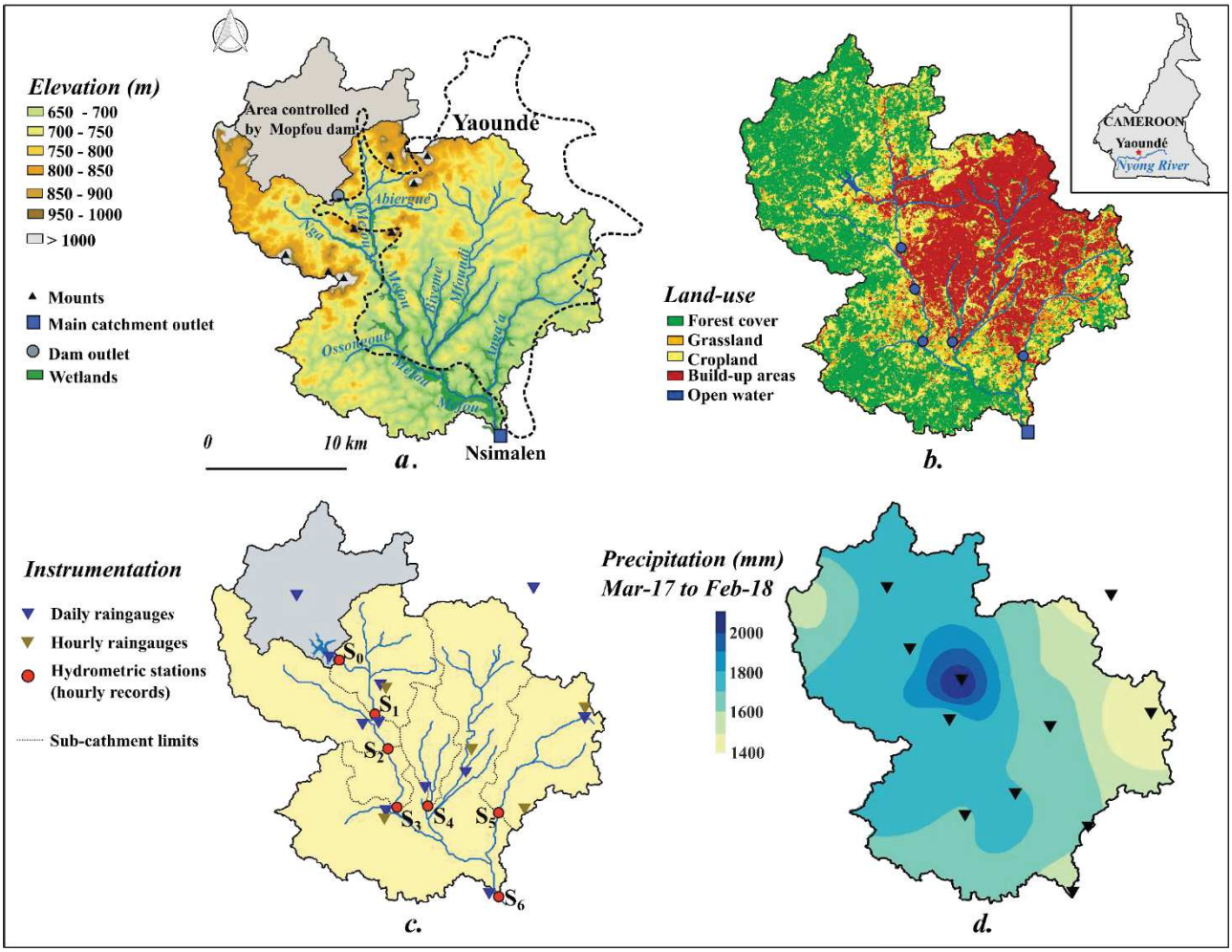


Figure 9.1. Presentation of the study area of the Mefou catchment. **a)** Topography and hydrological network; **b)** Land-use characteristics from ESA-CCI LC For Africa product; **c)** instrumentation deployed; **d)** Map of annual precipitation over the Mefou catchment for the period March 2017 to February 2018.

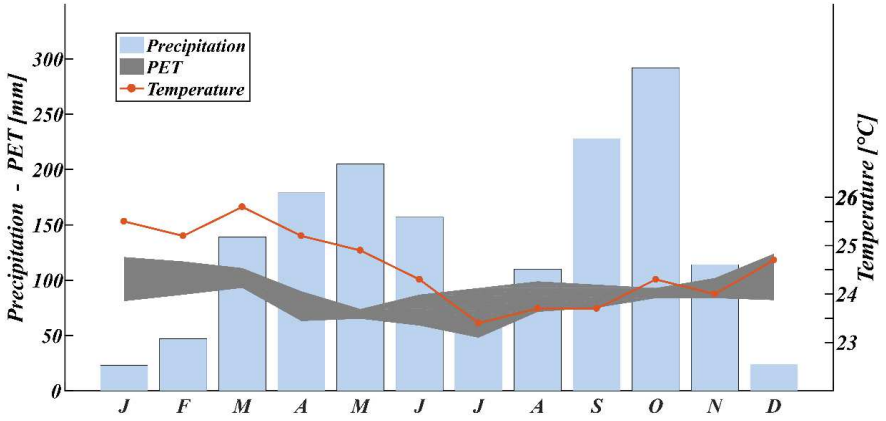


Figure 9.2. Mean monthly precipitation and temperature over the period 1930 – 2015 and estimation of monthly potential evaporation in Yaoundé region.

2.3 Hydro-meteorological data

2.3.1 Historical data

Few studies treats about high frequencies analysis of hydrometeorology over the Mefou catchment. Ikounga (1978) analyzed high frequencies precipitation data for Yaoundé for 1967-1976 and defined intensity-duration-frequency (IDF) curves for the region. Ikounga (1978) studied for four years (1974-1978) the relation between rainfall and runoff from annual to event scale over the catchment of D_{H6} (23 km²) located near from Yaoundé (30 km at south-east). The catchment D_{H6} was covered at two third by forest and one third by cropland. Srang (1972) studied the upstream part of the Mfoundi (39 km²) between 1969-1971 by deploying a spatially dense raingauge network and a high frequencies hydrometric station at Mbala. Nowadays, the upstream part of Mfoundi catchment is very urbanized (**Figure 9.1c**) which strongly impacts hydrological processes at both the event and the annual scale. Some tributaries such Ossongoué and others are in intermediary state (upstream of the Mefou or tributaries Anga'a) remains little impacted by urbanization. These historical data are used for the estimation of some model parameters.

2.3.2 Instrumentation (2017-2019)

In order to complete historical data, we undertook a dense spatial rainfall-runoff instrumentation during two hydrological years (03/2017-02/2019). Eleven daily time step raingauges and five hourly automatic raingauges have been installed on the Mefou. The interpolation of spatial data enables to obtain hourly precipitation maps and to study the spatial variability of precipitation (**Figure 9.1c**). **Figure 9.1d** presents the annual precipitation map for the hydrological year 2017-2018 for the Mefou catchment. We note that the precipitation varies between 1400 mm in the north-west part to 2000 mm in the area presenting hilly relief near from the Mopfou dam. The choice of limnimetric stations location was determined by the position of the main confluences, by the position of historical limnimetric stations, and the requirement to measure runoff from basins with different rate of urbanization (**Figure 9.1**). This instrumentation provides six additional catchments (S_1 to S_6) with different ranges of heterogeneities in terms of area, land-use, topography and soil. The limnimetric station S_0 is located downstream the dam and enables to estimate the outflow from the reservoir at 100 ± 25 $mm.yr^{-1}$. **Table 9.1** summarized the available data for the six monitoring hydrological stations, and various characteristics as the total area A, the impervious rate Imp, the estimated inflow due to water supply IF, the threshold of overbank flow Q_{OF}, The distance from the dam D_O.

2.3.3 Remote sensing data

In order to complete information collected on field, we use several recent remote sensing products which enable to assess land-use characteristics (ESA-CCI LC for Africa), precipitation (GPM-IMERG), soil-moisture (ESA-CCI-SM), development vegetation index (NDVI) and Potential evaporation (PET). The data were used as inputs or controlled values in the hydrological model. **Table 9.2** presents a summary of the products used in this study.

ESA-CCI LC for Africa and OpenStreetMap

In order to calculate the area of the impervious zone (noted *Imp* in the model), land-use information from *ESA-CCI LC for Africa* and the database *OpenStreetMap*. *OpenStreetMap* were used to calculate the impervious areas for some districts of the urban area of Yaoundé and to estimate an average rate of impervious for the build-up are classification of the product *ESA-CCI LC*. This rate of impervious is applied for all the catchment to the proportion of build-up areas estimate with the product *ESA-CCI LC* in order to calculate the proportion of impervious area (*Imp*) for each catchments don't cover by the *OpenStreetMap* product. The areas of the other main classes of land-use such as tree covers, cropland and grassland were obtained from the *ESA-CCI LC* product. **Table 9.1** summarizes the land-use classes' values for each studied sub-catchment.

GPM-IMERG

Recent precipitation data from satellite enables to integrate additional spatial information on precipitation for the need of hydrological modelling at the meso-scale catchment at hourly time-step. Data from GPM-IMERG- are used to desegregate daily precipitations at hourly time-step when only one raingauge with hourly time step was available (01-03-17 to 01-09-17). For this period, the available hourly raingauge and information from GPM-IMERG were used with the same weight for the desegregation of the daily precipitation observed on the ground. We analyzed the performance of GPM-IMERG data by comparison with precipitation data from raingauges recorded information on the period September 2017 to March 2018. The occurrence of the maximal precipitation rate was well estimated (within an hour) for 80% of the analysed rainfall events. Therefore, we used the repartition of the daily precipitation at an hourly time-step to desegregate daily precipitation recorded by daily raingauges on the ground. The analysis on the period September 2017 to March 2018 gave the best results with an equivalent weight for the GPM product and the reference hourly raingauge in the desegregation of daily precipitation at hourly time-step.

PET and NDVI

The potential evapotranspiration *PET* and the *NDVI* are both used as input of the model to estimate the actual evapotranspiration *AET* for each time-step. The *NDVI* is an index of vegetation development enables to estimate the maximal evapotranspiration PET_X from the *PET* at each time-step. The *AET* is then estimated from the PET_X and the storage state of the conceptual soil-reservoir. The *PET* is issue from the *GLEAM* product (Martens et al., 2017; Miralles et al., 2011) including Priestly and Taylor methods driven by observed meteorology. For the Mefou catchment, four pixels cover the studied area, we decided to retain the average of all the pixel for each time-step. The daily *PET* is then desegregated uniformly at hourly time-step. The *NDVI* is available at 1 km² resolution from *ESA-NDVI*, therefore we retained the inter-annual average of the *NDVI* at 8 days' time-resolution for each pixel. The average of all the pixels on the study catchments is retain and considered homogeneous among all the time-step of the period of 8 days.

Soil Moisture

Surface soil moisture state is only used as a controlled variable in this study. Data from the *ESA-CCI SM* product at a daily time-step are used. The dynamic of the surface soil moisture value can be compared with the variation of the conceptual soil-reservoir storage.

Table 9.1. Sub-catchments characteristics and data availabilities for the six instrumented stations (S).

Station Number	Station Name	*A*	*Imp*	Land-use			*IF*	Q_{OF}	*Do*	Available periods			
		[km²]	[%]	Build-up [%]	Forest [%]	Cropland [%]	[m3.s^{-1}]	[m^3.s^{-1}]	[m]	Mar-17 to Aug-17	Sep-17 to Feb-18	Mar-18 to Aug-18	Sep-18 to Feb-19
S1	*Nkomassi*	47	11	36	19	35	0.25	7.5	7,500	√	√	√	-
S2	*EDG*	105	6	19	44	37	0.30	8.0	12,200	-	√	√	-
S3	*Canabois*	120	6	19	42	39	0.35	9.5	18,200	√	√	√	√
S4	*Ecopark*	21	24	80	3	17	0.25	6.5	-	√	√	-	-
S5	*Anga'a*	54	12	40	18	42	0.25	4.0	-	-	√	-	-
S6	*Nsimalen*	351	10	32	33	35	1.70	18.5	35,700	√	√	√	-

Table 9.2. List of global products used in the modelling.

Product	Variable	Space resolution	Time resolution	Use in the model	Variable
ESA-CCI-NDVI	NDVI	1km x 1km	7 days	Input	*NDVI*
GLEAM	PET	0.25° x 0.25°	1 day	Input	*PET*
ESA-CCI-LC for Africa	Land-use classification	30m x 30m	year 2017	Input	*Imp*
OpenStreetMap	Land-use classification	Polygons	2016	Input	*Imp*
GPM-IMERG	Precipitation	0.10° x 0.10°	0.5 hour	Input	*P*
ESA-CCI-SM	Soil moisture	0.25° x 0.25°	1 day	Controlled data	*SM*

All these information from historical database, dedicated short terms instrumentation or from global databases enables to assess hydrological processes heterogeneities of this misunderstood but high-stakes Mefou catchment. All these information are then integrated in the modelling processes in order to get a better understanding of hydrological behavior from event-scale to annual water budget.

2.4 First assessments of urbanization impacts

Instrumentation setup and historical information allow comparing hydrological processes on two basins presenting similar size, climate, topography and soil, but characterized by contrasted land-cover conditions. The first catchment is the forestry catchment of D_{H6} (23 km²) has been instrumented and monitored by Ikounga (1978) for four years with at the end near of hundred rainfall-runoff events recording. The second catchment is the catchment S_4 instrumented in this study, which presents an area similar to D_{H6} (21 km²) but is characterized by a very high level of urbanization and impervious rate (*Imp* of 24 % for S_4 against 0 % for D_{H6}). These two paired catchments have contrasting hydrological behavior at both the event-scale and the monthly water budget.

2.4.1 Flood event scale

We analyzed rainfall-runoff characteristics for mono-peak storm events (23 for D_{H6} and 15 for S_4) for precipitation height above 25 mm. Each rainfall-runoff event is characterized by the total precipitation P, surface runoff S, surface runoff coefficient K_S, maximal specific surface runoff Q_X, increasing time T_M and base time T_B.

The analysis at event-scale put forward a significate increase of K_S and Q_X in urban context for similar precipitation characteristics (mean event precipitation of 38 mm for both datasets,). The values of the surface runoff coefficient K_S is doubled for S*4* with an average value of 0.28 against 0.14 for D_{H6} (**Chapter 8, Fig. 8.15d**). Peak flows increase of 145 % in urban context with an average value of Q_X reaching 183 $l.s^{-1}.km^{-2}$ for S*4* against 75 $l.s^{-1}.km^{-2}$ for the natural basin D_{H6} (**Chapter 8**, **Fig. 8.15c**). Both S and Q_X present for both catchments an increase trend with precipitation (**Chapter 8**, **Fig. 8.15a,b**).

2.4.2 Monthly runoff

For both basins, surface (*S*) and total runoff (*R*) were analyzed at a monthly time step. Some gaps in S_4 database didn't let to compare data at annual scale. Results show a similar monthly precipitation between both catchments but a significant difference in *S* and *R*. On common periods, the runoff coefficient is about 24 % for D_{H6} compared to 68 % for S_4. This main difference is also observed for the surface runoff coefficient with a value of 8 % for D_{H6} compared to 26 % for S_4. High surface runoff heights on S_4 are explained by the very high portion of impervious areas for S_4, whereas the increase of baseflow on S_4 compared to D_{H6} can be explained partially by the sewer discharge and the very low real evapotranspiration due to the deforestation.

3 Hydrological model

Since the 1960s, lumped-parameter, conceptual rainfall-runoff models were used for modelling flood events, and more generally to approximate the hydrological cycle (e.g. (Crawford and Linsley, 1966; Perrin et al., 2003). These models consider the catchment as an undivided entity, and use lumped values of input variables and parameters. For the most part, they have a conceptual structure based on the interaction between storage elements representing the different processes with mathematical functions to describe the fluxes between the storage, and have two components: the production function which transforms the rainfall into infiltration, evapotranspiration, baseflow and runoff, and the transfer function which routes the hydrograph to the outlet. The production function is done either using physically-based models (e.g. Green and Ampt (1911)), conceptual models (e.g. Diskin and Nazimov, 1995), or empirical relations (e.g. Horton, 1933; Mishra and Singh, 2003). Once the rainfall input is divided between infiltration and runoff, a transfer function is used to route the excess water to the outlet of the hydrological unit. Transfer functions can range from simple unit hydrographs to more complex formulations such as the kinematic or diffusive wave equations (Moussa and Bocquillon, 1996). Lumped conceptual models present the advantage of simplicity, parsimony and easy-to-use. The main limitation is the need for model calibration because the parameters haven't physical significance. The model developed herein is especially adapted to the available data and the main processes in tropical urban zone, parsimonious with a limited number of parameters which have a physical significance and can be easily pre-estimated from rainfall-runoff events analysis.

3.1 General structure

The structure of the model is based on the lumped ModSpa and MHYDAS models (Moussa, 1991; Moussa et al., 2002; Moussa and Chahinian, 2009) coupling a production function and a transfer function. The model is continuous, lumped and provide simulation at

hourly time-step of base flow, surface runoff, evapotranspiration and soil-reservoir storage. The version of the model proposed herein includes several changes from the original one in order to adapt the modelling to urban and tropical regions. First, the new version treats separately the impervious and the non-impervious surfaces in the production function. Second, the inflow from dam releases upstream of the hydrological units is an input of the model and routed through the channel network to the catchment outlet. Third, the inflow from water supply providing from outside of the hydrological units are quantified and added to the baseflow. Finally, overbank flow is simulated when the simulate discharge is higher than a given threshold.

The model is lumped and each catchment considered as one entity divided into two parts:

i) One impervious zone (noted I on **Figure 9.3**) corresponding to the urban area where a simple production function is used; the total rainfall contributes to runoff and infiltration is nil.

ii) One natural zone (noted N on **Figure 9.3**) corresponding to the natural zone where the production function used is a conceptual reservoir model developed on the basis of the CREC model (Cormary and Guilbot, 1969) and the Diskin and Nazimov (1995) production function. The three parameters conceptual reservoir noted "soil-reservoir", represents the soil layer and controls surface runoff, infiltration, and soil base-flow.

Then, a two parameter unit hydrograph transfer function is used to route flows to the outlet. The output of the model will be a simulated hydrograph which will be compared to the original measured hydrograph to assess model performance. **Figure 9.3** presents the model general structure.

3.2 Production function

The model developed divides each catchments into two parts, the impervious (noted *I*) and natural (or non-impervious noted *N*) areas. The sum of the surface of these two parts (noted A_I and A_N) is equal to the total area of the catchment (A).

$$A = A_I + A_N \tag{9.1}$$

The proportion of impervious area (*Imp*) is defined as fellow:

$$Imp = A_I/A \tag{9.2}$$

Precipitation *P* falling on the impervious area (A_I) is considering contributing entirely to the surface runoff (note $S_I = P$).

For the natural or non-impervious area, a regulating element *f* separates the precipitation *P* into surface runoff S_N, and infiltration *If*. The soil-reservoir has one input, the infiltration *If*,

and one output the lateral baseflow q. The state variable of the regulating element, denoted f, is determined by the magnitude of the reservoir state of the natural area (H) according to the Diskin and Nazimov (1995).

$$f(t) = f_0 - (f_0 - f_C)\frac{H(t)}{H_X} \tag{9.3}$$

where f_0 [LT^{-1}] is the maximum infiltration capacity, f_c [LT^{-1}] the minimum infiltration capacity, and H_X [L] the maximum storage in the soil-reservoir layer for the natural area. The value of f_c characterizes the soil hydraulic conductivity at natural saturation, and the term (H/H_X) characterizes the soil moisture. The two outputs If and S_N depend on the values of f and P

$$If\ P(t) < f(t) \quad \text{then} \quad Inf(t) = P \quad \text{and} \quad S_N(t) = 0 \tag{9.4}$$

$$If\ P(t) > f(t) \quad \text{then} \quad Inf(t) = f(t) \text{ and} \quad S_N(t) = P(t) - f(t) \tag{9.5}$$

The soil reservoir storage is updated by adding the infiltration height calculated in Eqs. 9.4 and 9.5 to the value of H at the previous time-step.

$$H(t) = H(t-1) + Inf(t) \tag{9.6}$$

The total surface runoff S is the sum of the surface runoff from impervious (S_I) and natural (S_N) areas pondered by their corresponding surfaces, respectively A_I and A_N.

$$S(t) = (S_I(t) \cdot A_I + S_N(t) \cdot A_N)/(A_I + A_N) \tag{9.7}$$

The production function has three parameters f_0, f_c and H_X.

3.3 Transfer function

A transfer function is used to route the rainfall excess to the outlet of the hydrological unit. A unit hydrograph linear model, based on a Hayami (1951) kernel function, which is a resolution of the diffusive wave equation, was used to simulate the transfer of S to the outlet (Moussa and Bocquillon, 1996). Let I_S [L^{3}T^{-1}] be the input hydrograph.

$$I_S(t) = S(t) \cdot A \tag{9.8}$$

where A [L²] is the total area of the hydrological unit. Let O_S be the routed hydrograph from rainfall excess at the outlet

$$O_S(t) = \int_0^t I_S(\tau) \cdot K(t - \tau) \cdot d\tau \tag{9.9}$$

with K(t) the Hayami kernel function defined as

$$K(t) = \left(\frac{\theta.Z}{\pi}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{exp^{Z\cdot\left(2-\frac{t}{\theta}-\frac{\theta}{t}\right)}}{t^{\frac{3}{2}}} \quad \text{with} \quad \int_0^{\infty} K(t) \cdot dt = 1 \tag{9.10}$$

where θ [T] is a time parameter that represents the center of gravity of the unit hydrograph, Z [dimensionless] a form parameter, $\pi = 3.1416$ and t the time . The two parameters are θ and Z.

If the dam is locate inside the catchment (case of the basins S_1, S_2, S_3 and S_6, see **Figure *9.1***). The flow discharge at the dam outlet is routed until the outlet of the catchment using a Hayami function with two parameters, the celerity (C_D) and the diffusivity (D_D); these two parameters can be estimated from some dam releases. The two parameters C_D and D_D can be substituted by θ_D and Z_D

$$\theta_D = \frac{L_D}{C_D} \tag{9.11}$$

$$z_D = \frac{C_D \cdot L_D}{4 \cdot D_D} \tag{9.12}$$

where L_D is the distance from the dam to the outlet.

The kernel of Hayami is then calculated using the Eq. 9.10 by substituting θ and Z by respectively θ_D and Z_D. The calculated kernel (K) and the dam outflow let to estimate the discharge catchment outlet from as follow:

$$O_D(t) = \int_0^t Q_D(\tau) \cdot K(t - \tau) \cdot d\tau \tag{9.13}$$

3.4 Evapotranspiration

The actual evapotranspiration (noted AET_N) is estimated only on the natural area and considered nil on impervious zones. AET_N is calculated function of the potential evapotranspiration PET, an index of vegetation development (here the $NDVI$) and the available water in the soil reservoir (H/H_X). The index of vegetation state ($NDVI$) enables to calculate the value of the maximal actual evapotranspiration (ET_X) from the PET as proposed by (Rambal, 1987). AET estimation from the product gleam at Mefou catchment scale and $NDVI$ information trends to show that $AET_X = PET$ for $NDVI$ value $NDVI_X$. The value of AET_X can be estimate as following:

if $NDVI \geq NDVI_X$ then $AET_X(t) = PET(t)$ (9.14)

if $NDVI < NDVI_X$ then $AET_X(t) = PET(t).\frac{NDVI}{NDVI_X}$ (9.15)

The Linacre model (Linacre, 1973) is used to estimate ET from AET_X and water availability derived from the soil reservoir state (H/H_X). We adjust an equation to the Linacre model and present the AET estimation on natural surface, noted AET_N, corresponding for some AET_X values.

$$AET_N(t) = \frac{RET_X(t)}{2} \times \left[1 + \cos\left(\pi \times \left(\frac{H_X}{H_N(t)} + 1\right)\right)\right] \quad (9.16)$$

Real evapotranspiration is then calculated over the all hydrological units considering the real evapotranspiration nil over the impervious area (Equation 9.14), with Imp the proportion or impervious area over the whole catchment.

$$AET(t) = AET_N(t) \cdot (1 - Imp) \quad (9.17)$$

3.5 Baseflow

The output of the soil-reservoir of the natural area (q) is considered as the first baseflow component, and is calculated from the soil-reservoir state as a non-linear relation with two parameters (Wittenberg, 1999). (See more details in Appendix 6).

$$q(t) = \left(\frac{H(t)}{k}\right)^{\frac{1}{b}} \quad (9.18)$$

where H [L] is the height of soil-reservoir state characterizing the recession curve of the aquifer. The soil reservoir storage is updated by subtraction of the baseflow component calculated in Eq. 9.18.

The inflow due to the water supply from outside of the catchment are added to the based and represents the second component of the total baseflow. The total amount of daily water supply volume at Mefou scale (150,000 $m^3.d^{-1}$) is split among sub-catchments according to build-up area surfaces (it is a first estimation due to the lack of information about inflow water supply per sub-catchment). The daily inflow for each hydrological units is then spread linearly over the day and is noted *IF(t).* The water supply inflow (*IF*) is estimate for each sub-catchment to 0.06 $m^3.km^2$ of impervious area.

The total baseflow B is an addition of the three presented components :

$$B(t) = q(t) + IF(t) + O_D(t) \quad (9.19)$$

3.5.1 Overbank flow

The total discharge corresponds to the sum the surface runoff component O_S and the total baseflow B

$$R(t) = O_S(t) + B\ (t) \quad (9.20)$$

An overbank flow threshold (Q_{OF}) is defined such as the runoff at the catchment outlet (Rc) is

$$if\ R(t) \leq Q_{OF}\ \ \text{then}\ \ OF(t) = 0\ \ \text{and}\ Rc(t) = R(t) \tag{9.21}$$

$$if\ R(t) > Q_{OF}\ \ \text{then}\ OF(t) = R(t) - Q_{OF}\ \ \text{and}\ \ R_c(t) = Q_{OF} \tag{9.22}$$

where OF(t) represent the overbank flow. The overbank flow threshold (Q_{OF}) is estimated directly from observed discharge at the catchment station or estimated from observation of similar catchments in size or geomorphology characteristics.

3.6 Terms of water balance components

The water balance equations integrates as input the precipitation *P*, the inflow from water supply *IF* and the inflow from dam release O_D. The output are the total runoff *R* (integrating the total baseflow *B* and the surface runoff O_S), the real evapotranspiration *AET*, the variation of soil storage between the first time step and the last one (Δ_S) at the whole catchment scale, and the overbank flow (*OF*)

$$P(t) + IF(t) + O_D(t) = B(t) + O_S(t) + AET(t) + \Delta_S(t) + OF(t) \tag{9.23}$$

In summary the model has 6 parameters of calibration (f_0, f_c, H_X, k, θ and Z) and four constant parameters (b, θ_D, Z_D and Q_{OF}).

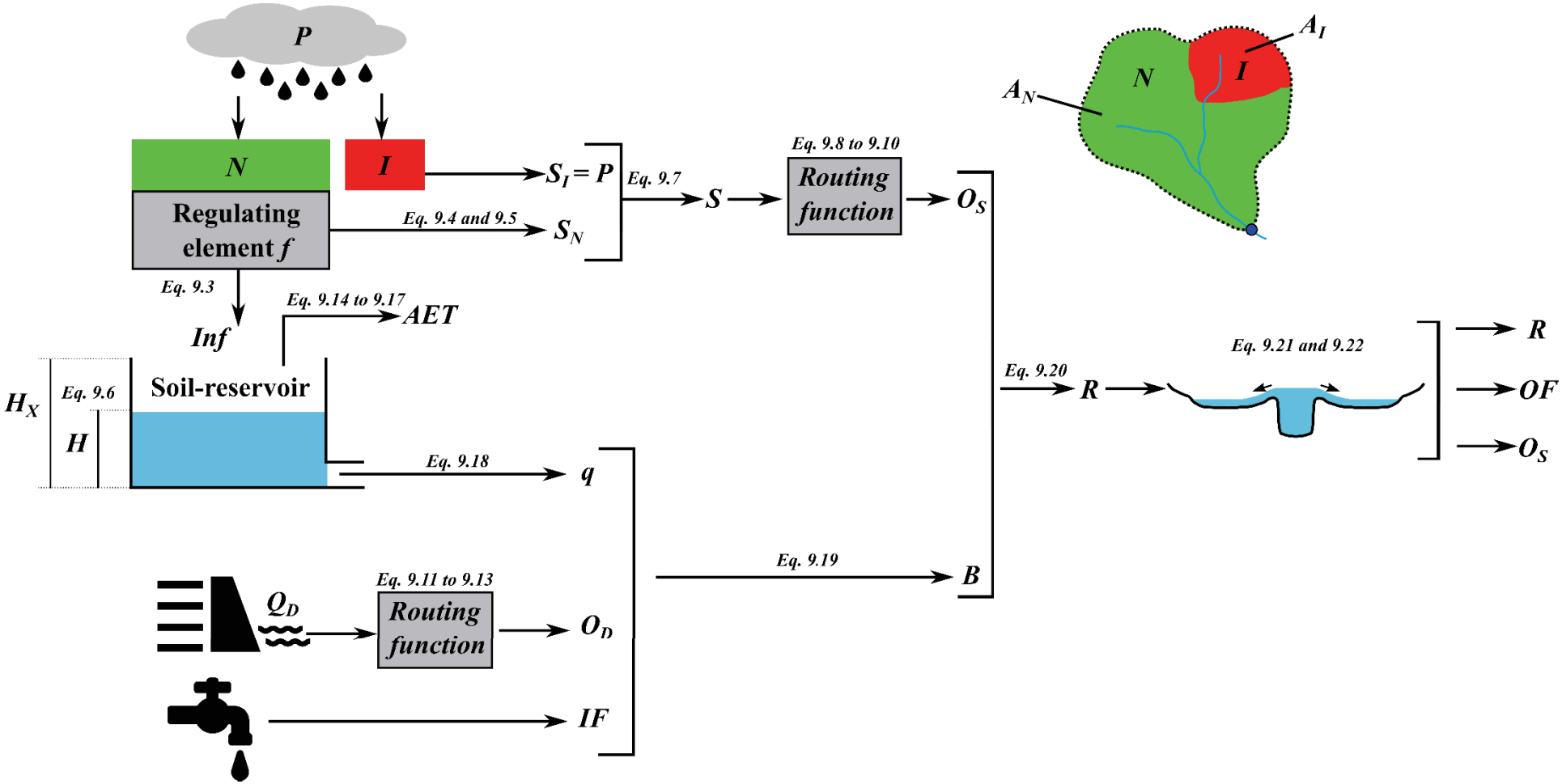


Figure 9.3. Detailed presentation of the conceptual modelling based on MHYDAS model. Portion of the catchment noted N refers to natural area and portion noted I refers to impervious area.

4 *A priori* parameter estimation

In sparse-data context, determination of efficient *a priori* parameters from few information is powerful and time saving for the calibration procedure. The proposed methodology aims to analyze specific parts of the observed hydrograph in order to estimate all the model parameters. The procedure is presented in **Figure 9.4**.

4.1 Step 1: Pre-estimation of baseflow separation

Separation of the baseflow (Q_{BF}) and surface flow (Q_S) by a two parameters recursive filter (Boughton (1993); **Figure 9.4b**). The values of these parameters are estimated by transferring calibrated parameters from catchments of similar size and climate (Chapman, 1999). The method separation enables to obtain observed hydrographs with estimation of base-flow and surface flow at each time-step (**Figure 9.4b**). This step is necessary for the pre-estimation of parameters f_0, fc, θ, Z, H_X and k.

4.2 Step 2: Pre-estimation of infiltration parameters (f_0 and f_c)

Pre-estimation of the two parameters f_0 and f_c of the regulating element separating precipitation in infiltration and surface runoff for the natural area (**Figure 9.4c**). The parameter f_0 represents the maximal soil hydraulic conductivity. As a first approximation, f_0 can be estimated for rainfall-runoff flood events with very dry initial soil conditions; f_0 corresponds to the threshold so the total volume for $P > f_0$ is equal to Qs calculated in step 1. The parameter fc represents the hydraulic conductivity at natural saturation (f_c) and can be estimated for rainfall-runoff events with wet initial soil conditions close to saturation; fc corresponds to the threshold so the total volume for $P > f_c$ is equal to Qs calculated in step 1.

To have a first estimation of f_0 and f_c, we analysis mono-peak rainfall-runoff flood events without overbank flow under very wet and very dry initial soil moisture conditions. The initial soil moisture condition is estimated by the anterior precipitation index (*API*).

$$API_i = \sum_{j=0}^{t} P_{i-j}\, e^{-g(j+1)}, \tag{9.24}$$

with

$$g = -\frac{\ln(0.05)}{t+1}, \tag{9.25}$$

and with i the index of the studied day with precipitation P_i and t the number of days impacting the value of the *API*. An analysis of several t values by correlation between *API* and surface runoff (S) coefficient at event-scale enables to select $t = 5$ for our study case (best correlation between API and S).

Step 1 enables to calculate the surface flow component at the outlet Qso(t) as the sum of Qso(t) = Qsn(t) + Qsi(t) with Qsn(t) the component from natural area and Qsi(t) from the impervious area. The volume of surface runoff at the catchment outlet ($S = S_N + S_I$) is the sum of two terms,

S_N from the natural area and $S_I = P\ A_I$ from the impervious area. The total runoff on the natural zone $S_N = S - S_I$. Finally, we calibrate a threshold F, so the total volume of the part of the precipitation higher than the threshold F (for P > F) is equal to S_N (**Figure 9.4c**, step 2.1) :

$$\sum[P(t) - F] \cdot A_N = S - P \cdot A_i \quad (9.26)$$

Then we plot the relationship between *F* and *API*: f_0 corresponds to the values of *F* for low *API* values (dry initial conditions) and f_c corresponds to the values of *F* for high *API* values (wet initial conditions (**Figure 9.4c**, step 2.2).

4.3 Step 3: Pre-estimation of Hayami parameters (θ and Z)

Pre-estimation of the Hayami routing function (Eq. 9.10) parameters θ and *Z* from some mono-pics without overbank flow rainfall-runoff events (**Figure 9.4.d**). The total net precipitation (P_S) (calculated with calibrated value of *F* by Eq. 9.27) and the surface runoff discharge (Q_S) are used to calibrate θ and *Z* for each event using the *NSE* in criteria over the observed surface runoff.

$$P_S = [(P(t) - F) \cdot A_N + P(t) \cdot A_I]/[A_N + A_I] \quad (9.27)$$

The median value of θ and *Z* from all analyzed events are selected as *a priori* parameters values.

4.4 Step 4: Pre-estimation of soil-reservoir parameters (H_X and k)

Pre-estimation of the parameter *k* of the non-linear emptying reservoir and the height H_X of this conceptual reservoir (**Figure 9.4e**). These two parameters are estimated by the analysis of the main depletion curve observed for the several gauged catchments. The main depletion curve is usually observed during the main dry season (December to February). The parameter *k* is calibrated in order to minimize the Square Relative Error between observed depletion curve and simulated recession flow.

$$Q_t = Q_0 . \left[1 + \frac{(1-b).{Q_0}^{1-b}}{kb} t\right]^{1/(b-1)} \quad (9.28)$$

With the value of *b* fixed to 0.4 (Wittenberg, 1999), Q_t the estimated baseflow at time t.

The maximal depth of the reservoir (H_X) is calculated by the Equation 14 using the value of the observed baseflow at the beginning of the main depletion curve.

$$H_X = k . {Q_0}^b \quad (9.29)$$

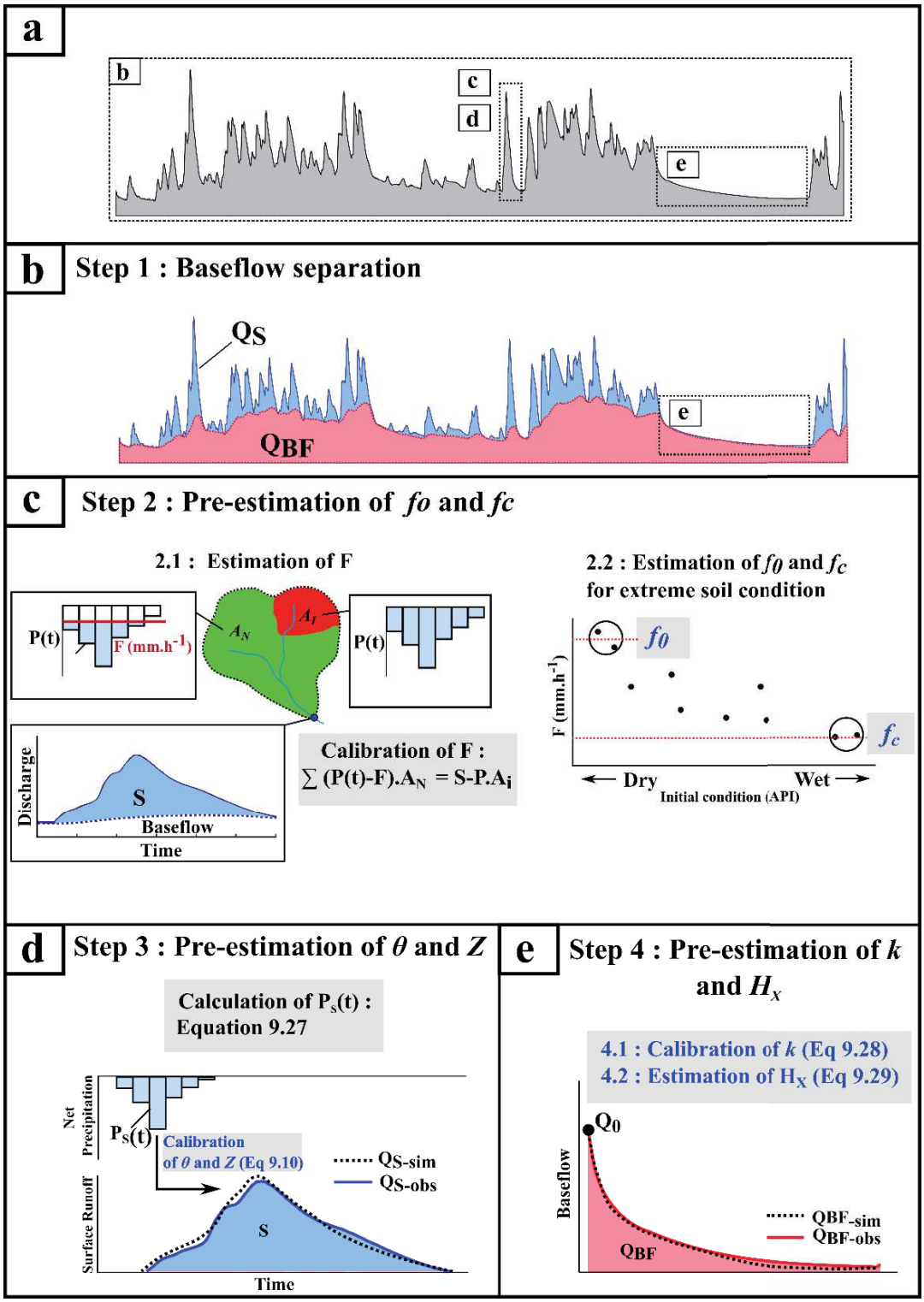


Figure 9.4. Methodology of parameters pre-estimation step. **b)** Step 1: Baseflow separation; **c)** Step 2 : Pre-estimation of f_0 and f_c ; **d)** Step 3 : Pre-estimation of θ and Z ; **e)** Step 4 : Pre-estimation of k and H_X

5 Calibration-Validation procedure

The model has 6 parameters. In order to reduce the number of calibrated parameters and provide a parsimonious calibration, we compared different strategies of parametrization. First, the most simple uses the pre-estimated values of the parameters as given in Section 4. Secondly, a parametrization corresponding to a complete calibration model parameters. Then, various parametrization strategies are applied using some parameters from the pre-estimation procedure and other parameters to be calibrated. In this calibration-validation procedure, we always used the period 2017-2018 (noted a) for the calibration step and 2018-2019 (noted b) is only used in validation step. Value of overbank flow Q_{OF} and impervious proportion (*Imp)* already presented in **Table 9.1** are constant for all the parametrizations.

5.1 Parametrization strategies

We compare five parameterization strategies (see their characteristics in **Table 9.3**). Each parametrization strategy presented below will be used in simulation for 2017-2018 (a. calibration) and 2018-2019 (b. validation). There is no data available for catchments S_4 and S_5 on the hydrological year 2018-2019 and consequently there was no validation for these catchments.

- Parametrization n°1 (P_1): P_1 integrates parameter values only resulting from the pre-estimation presented in Section 4. The parameters f_0 and f_c are estimated for S_3 and applied on the other catchments (S_1, S_2, S_4, S_5 and S_6) with the hypothesis of homogeneity of soil for non-impervious areas. Due to the quick lag-time for the station S_4, parameters k and H_X were not estimable by the analysis of the depletion curve. These parameters are therefore transferred from station *S1*, the most similar catchment in size and land-use at S_4.

- Parametrization n°2 (P_2): P_2 refers to a complete calibration of the six parameters (f_0, f_c, k, H_X, θ and Z) for all catchments for the period march-2017 to february-2018. This parametrization is considered as the reference parametrization, leading to the best performance criteria in calibration/validation procedure. Performance of the other parametrizations will be compared to this reference parametrization.

- Parametrization n°3 (P_3): P_3 uses the same parameters *f0*, *fc* and H_X for all catchments. The average values of these three parameters are obtained from P_2 (. For the parameters θ and Z, we use the calibrated values ($P2$) for each catchment. The parameter k is then calibrated.

- Parametrization n°4 (P_4): P_4 is similar to P_3 for the parameters f_0, f_c, H_X and θ. Only the parameters Z and k differ. An average of Z values for all catchments in *P3* is used. The parameter k is calibrated.

- Parametrization n°5 (P_5): P_5 is similar to P_4 for all parameters except for the parameter *k*. We set the parameter *k* as the average value for all catchments in *P4*.

Table 9.3. Detail of simulations characteristics leads on the six instrumented stations.Parameters values are characterized by notation P = Pre-estimated value; C = Calibrated value; Cx = Calibrated value of parametrisation n°x; $\overline{C_X}$ = Average value of calibration for all the catchment of the parametrization n°x. The available periods of simulation for each stations are also presented.

N° Parametrization	CAL/ VAL	Period	Parameters Values						Stations					
			f0	*fc*	*k*	H_X	θ	*Z*	*H1*	*H2*	*H3*	*H4*	*H5*	*H6*
P1.a	VAL	2017 - 18	$f_{0,P}$	$f_{C,P}$	$k_{,P}$	$H_{X,P}$	$\theta_{,P}$	$Z_{,P}$	√	√	√	√	√	√
P1.b	VAL	2018 - 19	*Use of values P1.a*						√	√	√	-	-	√
P2.a	CAL	2017 - 18	$f_{0,C}$	$f_{C,C}$	$k_{,C}$	$H_{X,C}$	$\theta_{,C}$	$Z_{,C}$	√	√	√	√	√	√
P2.b	VAL	2018 - 19	*Use of values P2.a*						√	√	√	-	-	√
P3.a	CAL	2017 - 18	$f_{0,\overline{C2}}$	$f_{C,\overline{C2}}$	$k_{,C}$	$H_{X,\overline{C2}}$	$\theta_{,C2}$	$Z_{,C2}$	√	√	√	√	√	√
P3.b	VAL	2018 - 19	*Use of values P3.a*						√	√	√	-	-	√
P4.a	VAL	2017 - 18	$f_{0,\overline{C2}}$	$f_{C,\overline{C2}}$	$k_{,C}$	$H_{X,\overline{C2}}$	$\theta_{,C2}$	$Z_{,\overline{C2}}$	√	√	√	√	√	√
P4.b	VAL	2018 - 19	*Use of values P4.a*						√	√	√	-	-	√
P5.a	VAL	2017 - 18	$f_{0,\overline{C2}}$	$f_{C,\overline{C2}}$	$k_{,\overline{C4}}$	$H_{X,\overline{C2}}$	$\theta_{,C2}$	$Z_{,\overline{C2}}$	√	√	√	√	√	√
P5.b	VAL	2018 - 19	*Use of values P4.a*						√	√	√	-	-	√

5.2 Criteria functions

The hydrological model provides hydrological variables at hourly time-step and an aggregation at daily and monthly time-step letting to assess model performance for various time-scales: hour, day and month. For the reference parametrization (P_2), the same procedure is applied for all the catchments. The six parameters are calibrated by pairs (f_0 and f_c, *k* and H_X, θ and *Z*) with one or more specific criteria functions by trial error.

For performance assessment of the various simulations presented in **Table 9.4**, we used four criteria functions to confront simulated and observed discharge. The relative error on runoff volume (E_V), the daily and the hourly Nash-Sutcliffe values (NS_D and NS_H) and the

determination coefficient (r^2) between simulations and observations. **Table 9.4** presents marks for criteria performances assessment for the four criteria functions. A summary of these marks let to easily compared performances between simulations.

Table 9.4. Assessment of criteria function performances.

Performance score	Nash and Sutcliffe on days NS_D	Nash and Sutcliffe on hours NS_H	Relative error on volume E_V (%)	Determination coefficient R^2
A. Very good	> 0.80	> 0.70	<5	> 0.90
B. Good	0.70 - 0.80	0.60 - 0.70	5 - 15	0.80 - 0.90
C. Fair	0.50 - 0.70	0.50 - 0.60	15 - 30	0.70 - 0.80
D. Poor	< 0.50	< 0.50	>30	< 0.70

6 Application and discussions

6.1 Pre-estimation of the parameters

In Step 1, the hydrograph was separated into baseflow and surface runoff using a method with two parameters presented by (Boughton, 1993).

Step 2 calculates the infiltration parameters f_0 and f_c. The analysis of 15 rainfall-runoff events recorded on the sub-catchments S_3 for the first year of observation gives f_0 = 17 mm.h^{-1} and f_c = 4 mm.h^{-}1. These pre-estimated f_0 and f_c are applied on all catchments under the hypothesis of similar soil properties on all catchments.

Step 3 calculates k and H_X. The estimation of k and H_X was done on the main depletion curve of the first hydrological year for all the stations (2017-2018) when a clear decrease was observed. The parameter b of the non-linear reservoir equation has been set to 0.4 for all catchments (value currently observed in Wittenberg (1999)). The pre-estimation value of k varies between 85 and 217 whereas the parameter H_X varies between 0.11 m and 0.23 m.

Step 4 calculates θ and Z. For each catchment, the analysis of rainfall-runoff events enables to a first estimation of θ and Z for the six instrumented catchments, with $15 < \theta < 51$ hours and $1.0 < Z < 3.9$.

Estimated values of the six parameters are presented in the **Table 9.5a** for the six stations. **Table 9.5** presents the simulated hydrographs for the six catchments on the period 2017-2018 from the pre-estimated parametrization (simulation n°1.a). Values of NS_D and NS_H range respectively from -0.05 (S_2) to 0.84 (S_3) and -0.07 and 0.83. The relative error on the volume ranges from 0.01 (S_2) to 0.20 (S_5) whereas the r² ranges from 0.82 (S_1) to 0.93 (S_3). The global performance is very good for catchments S_3, fair for catchment S_6 and S_4 and poor for catchment

S_1 and S_5 (Simulation n°2.a and 2.b in **Table 9.5**). For the second period, the performance is very good for S_3, good for S_1, fair for S_6 but stay poor for S_2 (See Simulation n°2 in **Table 9.5**). The summary pre-estimation performance leads to 22 criteria classified as *good* or *very good* against 9 of *fair* and 9 of *poor.*

6.2 Performances of the five parametrization strategies

Table 9.5 presents the set of parameters for the five parametrizations on the six catchments and **Table 9.6** presents a summary of performance of these parametrizations on the both studied periods for the six catchments (See Appendix 7 for detailed results). We note that parameters set of the second parametrization (P_2) allows to increase sensitively the global performance on all the stations for the first period (simulation presented in **Figure 9.6**. The validation on the second period leads also to better performance for catchments S_1, S_2 and S_6. The global performance of second parametrization over the both period is very satisfying with 13 criteria classified as *very good*, 16 as *good*, 7 as *fair* and only 4 as *poor*.

The parametrization P_3 and P_4 don't lead to a very weak decrease of global performance compared to the reference calibrated parametrization (P_2) with 24 criteria classified as *very good* or *good* against 29 for the parametrization n°2. The calibration for these parametrization (3.a and 4.a) of the parameter k seems to limit the impact on the global performance. The parametrization n°5 characterized by no new calibration but only taking average of all the parameters except of θ leads to a global satisfying performance with 22 criteria classified as *very good* or *good*.

Table 9.5. Parameters values for the five parametrization on the six instrumented period.

a. P_1

	f0	*fc*	*k*	H_X	θ	*Z*
S_1	17.0	4.0	114	0.15	17	1.0
S_2	17.0	4.0	85	0.11	23	2.5
S_3	17.0	4.0	132	0.21	44	2.1
S_4	17.0	4.0	114	0.13	15	3.9
S_5	17.0	4.0	153	0.18	35	2.4
S_6	17.0	4.0	217	0.23	51	3.1

b. P_2

	f0	*fc*	*k*	H_X	θ	*Z*
S_1	18.0	7.0	245	0.36	11	1.2
S_2	18.0	10.0	270	0.35	16	3.8
S_3	17.5	4.0	175	0.27	40	2.3
S_4	12.0	4.0	90	0.15	15	3.7
S_5	15.0	10.0	500	0.60	25	4.0
S_6	10.0	8.0	475	0.44	52	3.7

c. P_3

	f0	*fc*	*k*	H_X	θ	*Z*
S_1	14.7	7.2	235	0.35	11	1.2
S_2	14.7	7.2	255	0.35	16	3.8
S_3	14.7	7.2	220	0.35	40	2.3
S_4	14.7	7.2	215	0.35	15	3.7
S_5	14.7	7.2	300	0.35	25	4.0
S_6	14.7	7.2	340	0.35	52	3.7

d. P_4

	f0	*fc*	*k*	H_X	θ	*Z*
S_1	14.7	7.2	235	0.35	11	3.2
S_2	14.7	7.2	255	0.35	16	3.2
S_3	14.7	7.2	235	0.35	40	3.2
S_4	14.7	7.2	215	0.35	15	3.2
S_5	14.7	7.2	300	0.35	25	3.2
S_6	14.7	7.2	340	0.35	52	3.2

e. P_5

	f0	*fc*	*k*	H_X	θ	*Z*
S_1	14.7	7.2	263	0.35	11	3.2
S_2	14.7	7.2	263	0.35	16	3.2
S_3	14.7	7.2	263	0.35	40	3.2
S_4	14.7	7.2	263	0.35	15	3.2
S_5	14.7	7.2	263	0.35	25	3.2
S_6	14.7	7.2	263	0.35	52	3.2

Table 9.6. Summary of criteria performance of the five performed parametrizations for the six catchments. * Catchment S_4 and S_5 have only one available hydrological year and then presents only four criteria values by parametrization.

		Stations						
N° Param	**Perf. score**	**H1**	**H2**	**H3**	**H4***	**H5***	**H6**	**TOT**
P_1	**A**	0	1	7	1	0	1	**10**
	B	4	1	1	1	1	4	**12**
	C	2	1	0	2	1	3	**9**
	D	2	5	0	0	2	0	**9**
P_2	**A**	2	1	7	0	0	3	**13**
	B	6	1	1	4	1	3	**16**
	C	0	4	0	0	1	2	**7**
	D	0	2	0	0	2	0	**4**
P_3	**A**	2	1	7	0	0	1	**11**
	B	3	1	1	4	1	3	**13**
	C	3	4	0	0	1	4	**12**
	D	0	2	0	0	2	0	**4**
P_4	**A**	3	1	7	0	0	1	**12**
	B	2	1	1	4	1	3	**12**
	C	3	4	0	0	1	4	**12**
	D	0	2	0	0	2	0	**4**
P_5	**A**	3	0	8	0	0	1	**12**
	B	2	2	0	4	1	1	**10**
	C	3	1	0	0	0	0	**4**
	D	0	5	0	0	3	6	**14**

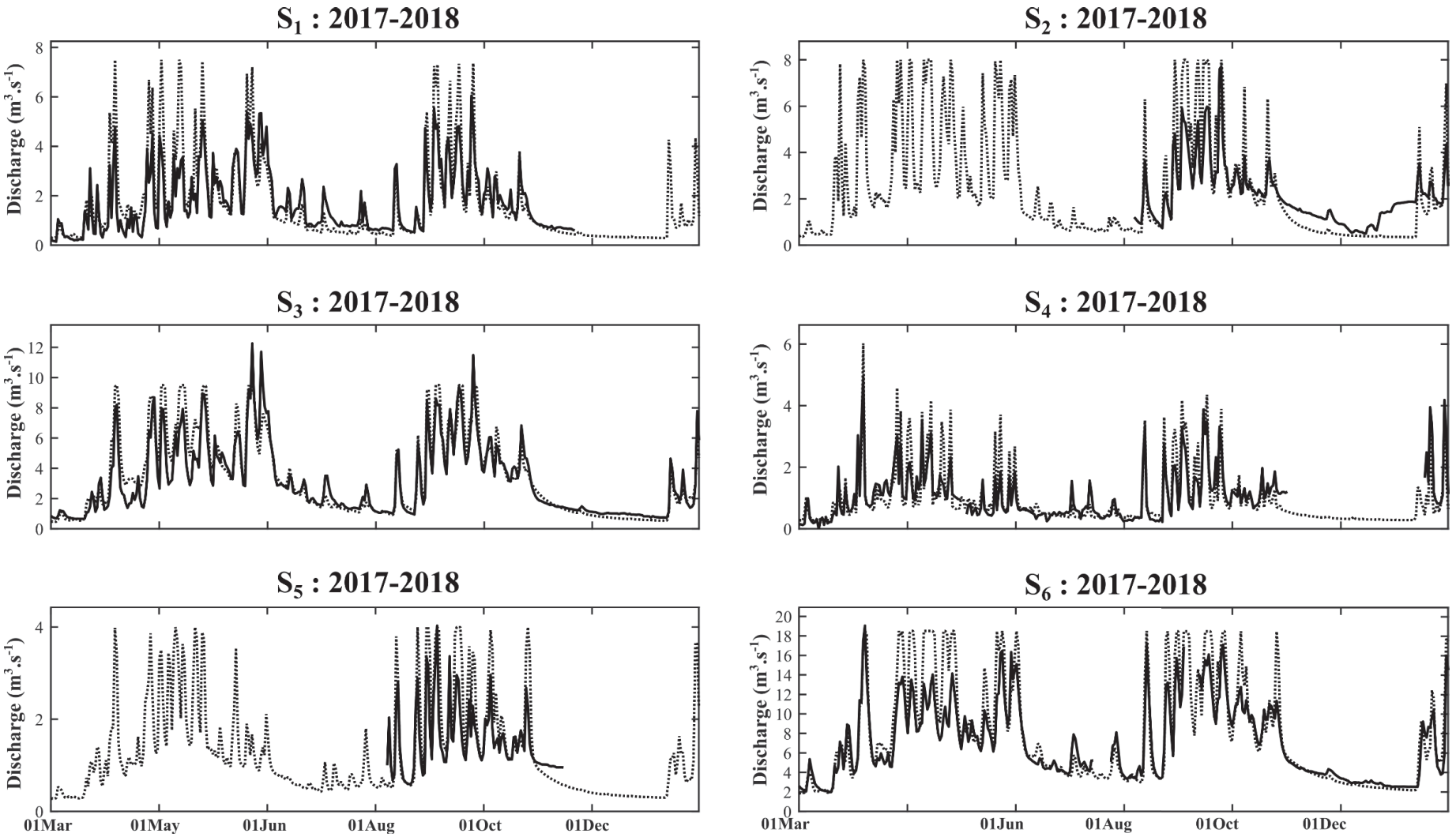


Figure 9.5. Observed and simulated discharge (parametrization n°1, P_1) for the six instrumented stations for the period 2017-2018. Black lines corresponds to observed discharge and red lines to simulated discharge.

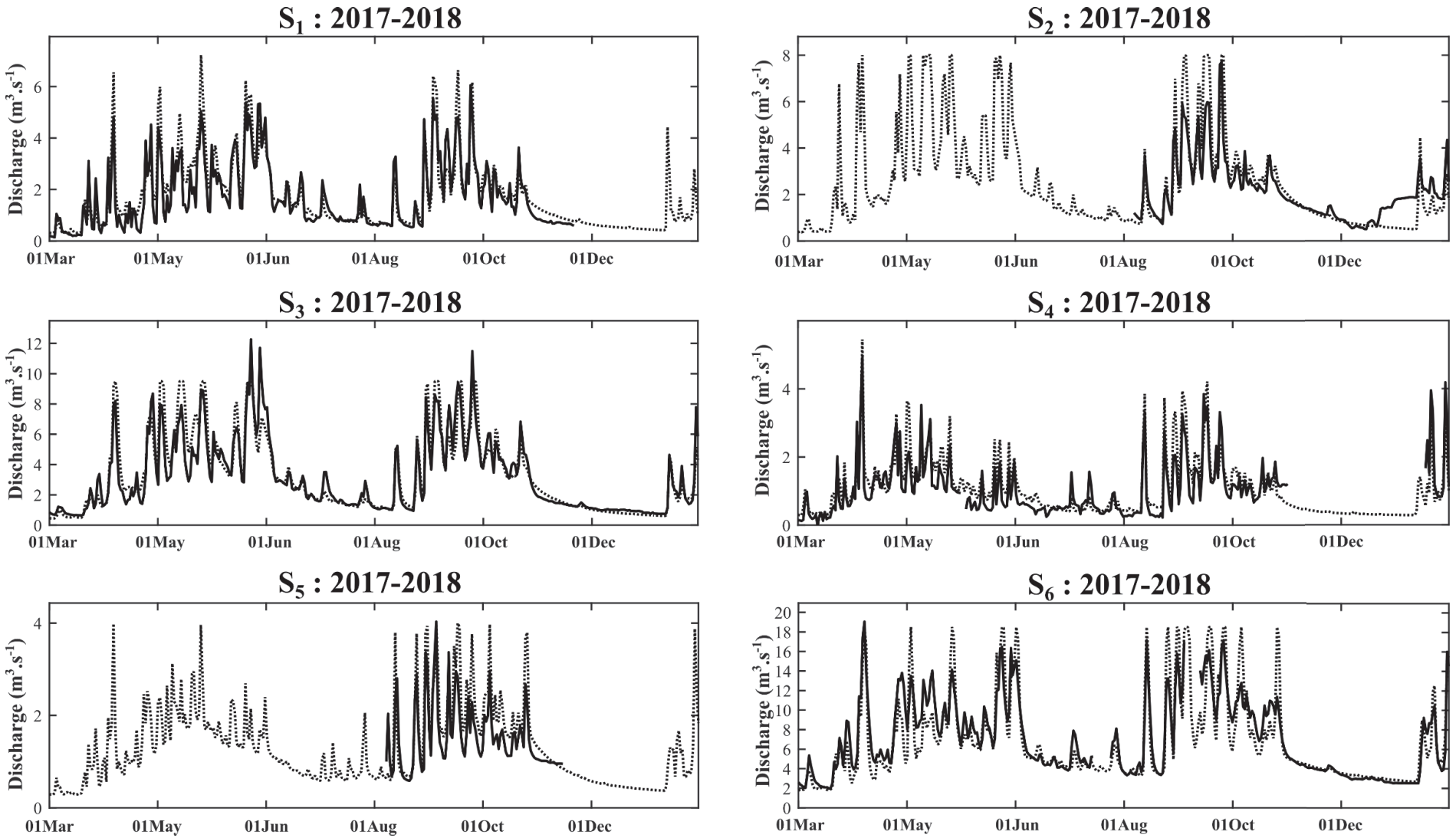


Figure 9.6. Observed and simulated discharge (parametrization n°2, P_2) for the six instrumented stations for the period 2017-2018. Black lines corresponds to observed discharge and red lines to simulated discharge.

6.3 Assessment of water balance characteristics from calibrated simulations

The model allows to simulate hydrograph for the six catchments. We used the calibrated parametrization to complete observed data for stations presenting gaps. The reconstructed hydrographs for the period March-2017 to February-2018 are presented in **Figure 9.6**. Huge differences can be observed among catchments with very high values of annual for the very urbanized sub-catchment (1590 mm for S_4) and lowest values for the whole catchment (611 mm for S_6).

The high flows characteristics Q_{30} reaches almost 9.4 mm.d^{-1} for the S_4 against 4.1 mm.d^{-1} for station n°6. Generally, the higher rate of impervious area matches with the higher characteristics discharges values. Only the sub-catchment S_5 presents lower values of Q_{30} and Q_{90} compared to the estimated impervious rate. This catchments is located in downstream part of the main catchments and could present a higher proportion of hydromorphic soil compared to sub-catchment in upstream parts (S_1, S_2, S_3 and S_4). The slope of this catchment is very low in this downstream part and land-use classification is very different from the sub-catchment S_1 for example even if they presents the same rate of urbanized area.

The low flows discharge presents similar patterns with generally the highest values simulated for the most urbanized area. In this case, the inflow from the water supplying and dam spills could explain part of the differences observed between sub-catchments.

Model simulations enables also to estimate water balance components as total runoff (R), evapotranspiration (AET), losses by overbank flows (OF) and variation of soil storage (ΔS). **Table 9.2** summarizes the water balance components for each catchment on the period March-2017 to February-2018. Water balance components values are very heterogeneous among the studied sub-catchments. Runoff coefficient (K_S) is varying between 0.37 for station S_6 (outlet of the whole catchment) to 0.95 for station n°4 (the most urbanized) with a total runoff of 611 mm and 1590 mm respectively. The simulated OF varies between 17 mm (4 % of R) for the most urbanized catchment (S_4) to 177 mm (23 % of R) for the sub-catchment S_2. The OF estimated for S_2 seems very high compared to other sub-catchments. The estimated evapotranspiration ranges between 368 mm for the very urbanized sub-catchment (S_4) to 859 mm for the whole catchment. The urbanization rate is 80 % for S_4 with no more forest area but only few remaining wetlands along the river. This huge urbanization rate explains the very low values of simulated evapotranspiration. In the model, the high urbanization is represented by the high values of the parameter Imp (0.24 % for S_4) but could also be responsible of the low calibrated value of the soil-reservoir parameter (0.15 m) compared to others stations. The whole catchment presents the highest values of simulated evapotranspiration, explained by a limited impervious rate of 10 %. Indeed, the whole catchment presents yet some natural forest and cropland areas compared to very urbanized sub-catchments.

Table 9.7. Summary of water balance components and flow-duration-curve characteristics from calibrated parametrization (n°2) for the six instrumented stations on the hydrological year 2017-2018.

	Water Balance Components								FDC information			
	IF [mm]	**O_D** [mm]	**P** [mm]	**R** [mm]	**OF** [mm]	**ET** [mm]	**ΔS** [mm]	**K_S** [-]	**Q_{30}** [mm.d^{-1}]	**Q_{90}** [mm.d^{-1}]	**Q_{180}** [mm.d^{-1}]	**Q_{270}** [mm.d^{-1}]
S_1	224	45	1782	1145	51	728	127	0.64	7.3	4.2	2.3	1.4
S_2	90	45	1732	753	177	815	122	0.43	5.6	2.7	1.5	0.8
S_3	84	45	1724	864	84	787	119	0.50	5.8	3.4	1.7	0.9
S_4	360	0	1674	1590	17	368	58	0.95	9.4	5.8	3.5	1.8
S_5	131	0	1572	758	84	743	118	0.48	4.1	2.8	1.7	1.1
S_6	100	45	1660	611	99	859	237	0.37	4.0	2.0	1.3	0.9

6.4 Example of hydrological model variables dynamics

The model simulates at the hourly time step some hydrological variables: the infiltration rate, surface runoff, the total discharge, the evapotranspiration and the soil-reservoir storage. The **Figure 9.7** presents the dynamic of these hydrological variables for the S_3 on the period March 2017 to February 2019 (Parametrization P_2). **Figure 9.7a** presents the hourly precipitation and the dynamic of the infiltration capacity (*Inf*). **Figure 9.7b** present the simulated and the observed hydrograph, the simulated baseflow and the baseflow separation estimated from the observed total flow by the Boughton method. **Figure 9.7c** presents the dynamic of soil reservoir storage (*H*) and **Figure 9.7c** presents the *PET* and the simulated *AET* values.

6.5 Example of performance at event and monthly scale for the calibrated simulations

Model simulations can also be analyzed at the flood event scale. **Figure 9.8** presents the observed and simulated (from P_2) discharge for the 15 rainfall-runoff events analyzed on the period March-2017 to February-2018. The reconstruction of these rainfall-runoff events are quite satisfying with three simulations characterized as Very Good (n°7, 8 and n°14), six as Good (n°2, 3, 9, 12, 13 and 15), one as Fair (n°6) and five as Poor (n°1, 4, 5, 10 and 11). Criteria performance are detailed in Appendix 8 for each events.

The simulated runoff can be aggregate at monthly time-step in order to assess the monthly runoff and other water balance components at monthly time-step. **Figure 9.9** shows the monthly observed and simulated (from parametrization n°2) runoff over the period March-17 to February-19. The performance at a monthly time step is very satisfying with a very good monthly NSE that reaches 0.94 and a very good relative volume error of about 2 %.

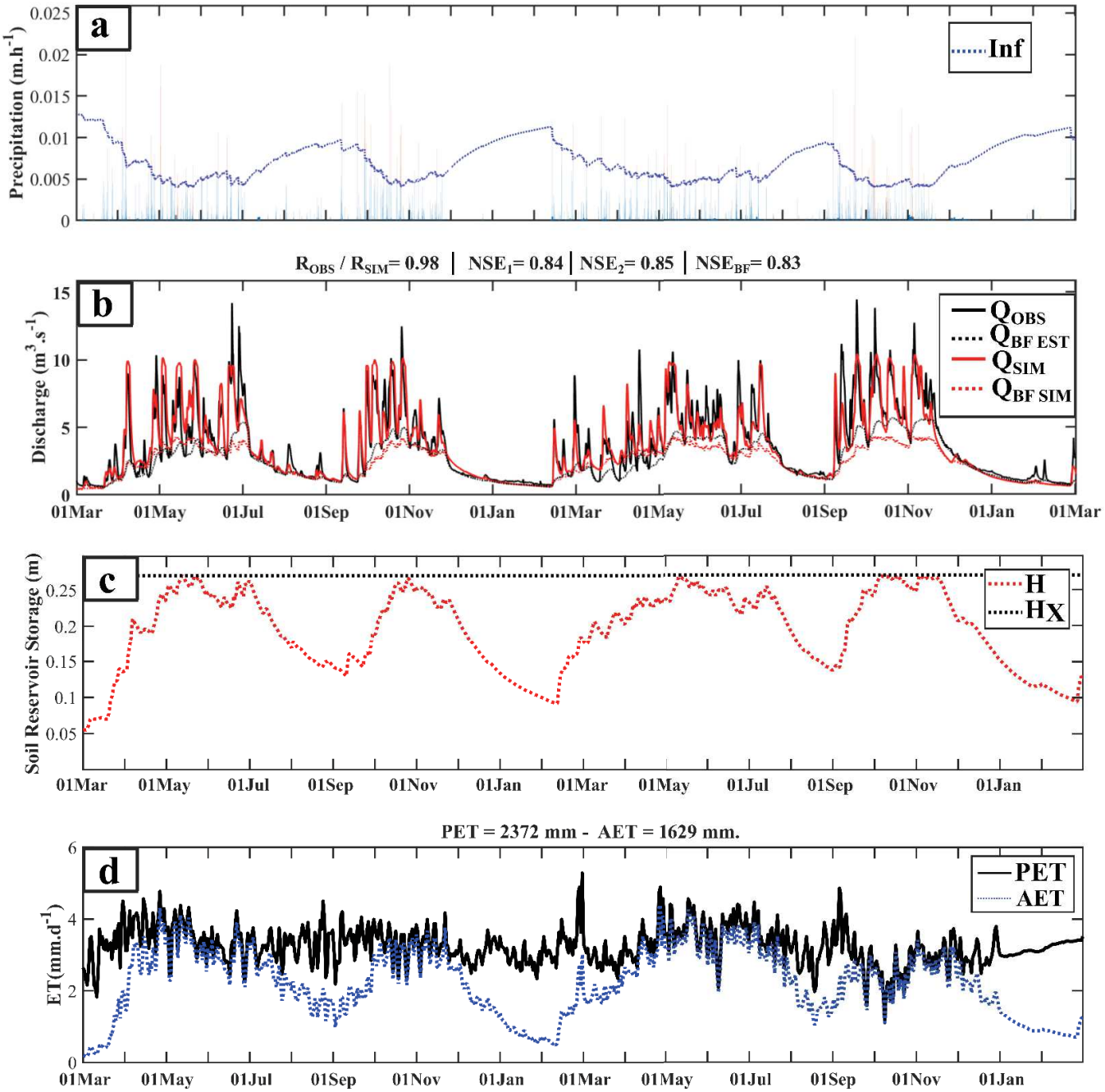


Figure 9.7. Dynamic of model variables for the simulation over the period March 2017 – February 2019 for station S_3 (parametrization n°2). **a)** hourly precipitation and soil infiltration capacity; **b)** simulated and observed hydrograph (total flow and base flow); **c)** soil reservoir storage (*H*)**; d)** potential and real evaporation *(PET* and *AET*).

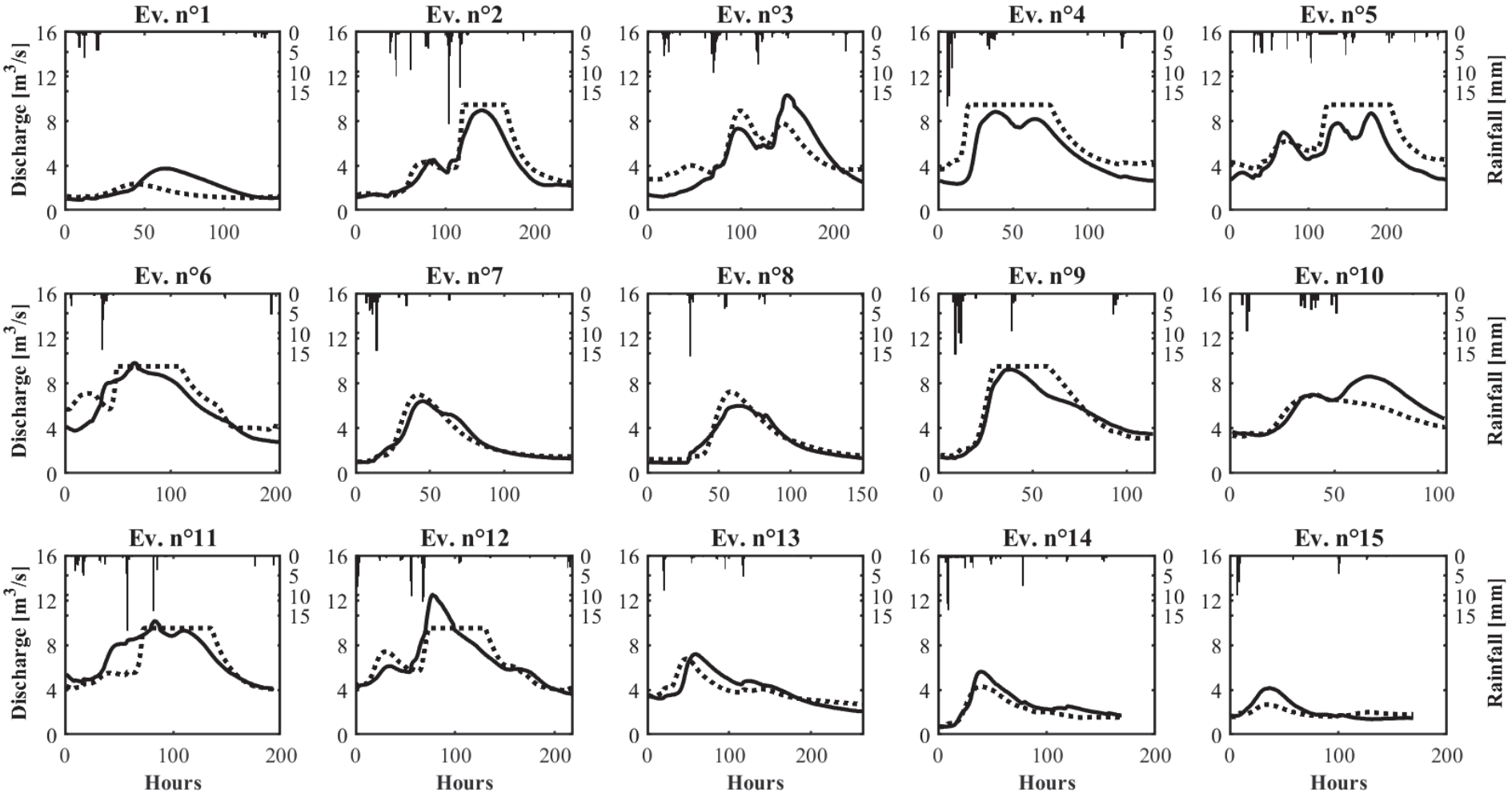


Figure 9.8. Observed and simulated discharge for 15 rainfall-runoff events of the first hydrological year recorded for catchment S_3.

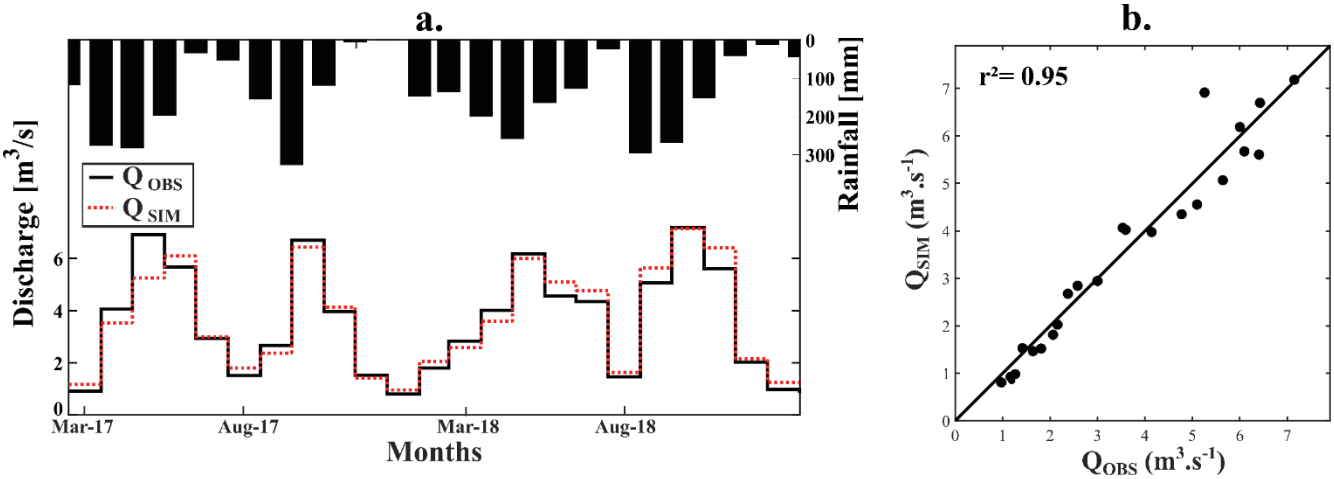


Figure 9.9. Comparison between observed and simulated monthly runoff at Station S_3 for the period March 2017 to February 2019 (parametrization n°2).

7 Scenarios and discussion

7.1 Scenarios presentation

The model can be applied to simulate hydrographs on ungauged basins or to simulate the impact of precipitation changes, land-use changes or river canalization.

7.1.1 Impact of land-use, river canalization and precipitations scenarios

Scenarios on the reference catchment S_3 consist in variating the four following variables from the reference scenario:

- impact of dikes by increasing the value threshold of overbank flow (Q_{OF}).

- impact of urbanization by increasing the rate of impervious area (*Imp*).

- impact of modifying the velocity in the channel by modifying the roughness of the channel and consequently the lag time parameter θ.

- impact of precipitation P by modifying the model input.

The hydrological year 2017-2018 is characterized by an average annual precipitation of 1724 mm over the catchment S_3, a value near of the mean annual precipitation over the period 1930-2015 observed over the Mefou catchment (1580 mm). We decided to apply two scenarios of precipitation corresponding respectively to +25 % (scenario A_1) and -25 % (A_2) of precipitation compared to the reference period (March-2017 to February-2018). These two scenarios have annual precipitation of respectively 2156 mm for A_1 and 1293 mm for the A_2. These two annual

precipitation are very near from the maximum (2200 mm) and the minimum (1180 mm) annual precipitation observed on Yaoundé area between 1930 and 2015.

The scenario *B* simulates the impact of integrating a dike conceptualized by avoiding the overbank flow ($OF = 0$).

In order to assess the impact of land-use and specifically the impervious rate over the hydrograph simulations, we applied three scenarios. First, we defined a catchment without impervious area (scenario C_1). Second, we defined a catchment with an intermediate state of urbanization corresponding to an impervious rate equal to the one of catchment S_1 (scenario C_2). Finally, we tested a high impervious rate corresponding to the one of the catchment S_4 (scenario C_3).

A first mixed scenarios noted *BC* integrates a dike ($OF = 0$) and the highest scenario of impervious rate (as C_2). The scenario *BCD* integrates in addition of *BC* a decrease of 25% of θ values compared to the reference scenario.

The last scenario (noted *ABCD*) analyses the impact of changes for the four studied variables with an increasing of 25 % of precipitation (as A_1), the highest impervious rate (as C_3), the integration of a dike (as *B*) and a decrease of 25% of θ value (as *BC*). This scenario is considered as the scenario of an extreme urbanization and river canalization in very humid conditions.

The **Table 9.8** summarized the model scenarios characteristics.

Table 9.8. Presentation of characteristics for the nine scenarios tested on station S_3 and the water balance components and flow-duration-curve characteristics from the simulation of the 9 scenarios (No OF = no overbank flow; Obs. = Observed; Ref. = Reference).

	a. Model Scenarios				b. Water Balance Components							c. FDC information			
Scenario	Q_{OF}	*IMP*	θ	*P*	*IF* (mm)	O_D (mm)	*P* (mm)	*R* (mm)	*OF* (mm)	*ET* (mm)	ΔS (mm)	Q_{30} (mm/d)	Q_{90} (mm/d)	Q_{180} (mm/d)	Q_{270} (mm/d)
Obs	-	-	-	Obs	92	45	1724	839	-	-	-	5.5	3.3	1.7	0.94
Ref	9.5	0.06	From P2	Obs	92	45	1724	862	100	775	118	5.5	3.4	1.8	0.97
A_1	Ref.	Ref.	Ref.	Obs+ 25%	92	45	2156	1038	293	819	134	6.8	4.3	2.3	1.12
A_2	Ref.	Ref.	Ref.	Obs - 25%	92	45	1293	636	10	686	94	3.6	2.4	1.3	0.78
B	No OF	Ref.	Ref.	Obs	92	45	1724	962	0	775	118	5.7	3.5	1.8	0.96
C_1	Ref.	0	Ref.	Obs	92	45	1724	785	106	840	132	5.3	3.0	1.6	0.86
C_2	Ref.	as S_1	Ref.	Obs	92	45	1724	925	98	718	107	6.0	3.8	2.0	1.03
C_3	Ref.	as S_4	Ref.	Obs	92	45	1724	1063	130	563	80	6.7	4.4	2.3	1.17
BC	No OF	as S_4	Ref.	Obs	92	45	1724	1193	0	563	80	6.6	4.2	2.3	1.16
BCD	No OF	as S_4	Ref. -25%	Obs	92	45	1724	1194	0	563	80	7.7	4.2	2.3	1.16
ABCD	No OF	as S_4	Ref. -25%	Obs+ 25%	92	45	2156	1560	0	613	92	10.8	5.3	2.8	1.36

7.1.2 Assessment of scenarios impacts

The impacts of the various scenarios presented in Section 7.1 are assessed at water balance scale, hydrograph scale and rainfall-runoff events scale. For each scenarios the water balance components (*IF*, O_D, *P*, *R*, *OF, AET*, Δ_S) are estimated simulations. The simulated hydrographs aims to draw flow-duration-curve (*FDC*) for each scenarios and compared some characteristics values of the *FDC*. We retain values of exceeded discharge for 30, 90, 180 and 270 days (noted respectively Q_{30}, Q_{90}, Q_{180} and Q_{270}) to characterize and compare the sub-catchments behavior.

For an assessment of scenario impacts at the event-scale, we decided to analyze a mono-peak event without significant overbank flows. We choose the first event of the second wet season (event n°7) of 2017-2018 resulting from a precipitation of 47 mm over the catchment S_3. For each scenario the following characteristics of simulated rainfall-runoff events are calculated and compared: peak discharge (Q_X), runoff volume (V_{EV}), Time to peak (ΔT_{QX}) and the duration of discharge exceeding 95% of the observed peak discharge ($Q_{X\text{-}95}$).

7.2 Scenarios results

7.2.1 Applications on ungauged catchments

Impact on the annual water balance

The results of water balance components and Flow-Duration-Curve (FDC) characteristics for the nine scenarios are summarized in **Table 9.8**. The two first scenarios (A_1 and A_2) show the impact respectively on runoff for a variation of the precipitation of ± 25 % on the period March-17 to February-18. These two scenarios are very near from the highest and the lowest annual precipitation recorded over the period 1930 – 2018 for the Mefou catchment (See **Chapter 3**, **Figure 3.14**). The scenarios A_1 and A_2 induce respectively an increase of +21 % and a decrease of -26 % of the annual runoff in comparison to the reference scenario. The overbank flow volume reaches 295 mm for A_1 and only 13 mm for A_2. In the same time the estimated evapotranspiration increase 6 % for A_1 and decreases 11 % for A_2.

The scenario *B* representing the installation of a dike along the river in order to avoid overbank flow leads induces an increase of 12 % of annual runoff but also a slight increase of Q_{30} (+ 3%) and nil value of *OF*.

The scenarios C_1, C_2, C_3 and *BC* show the impact of various impervious rates on water budget and runoff characteristics. The reference scenario is defined by an impervious rate of 6 %. The scenario C_1 corresponding to a nil value of impervious rate leads to a decrease of 9 % of annual runoff whereas the scenarios n°5 and n°6 (*Imp* = 11 % and 24 %) induce and increase of *R* of respectively 7 % and 23 %. The scenario n°6 leads to an increase of 31 % of the overbank flow over the year and a decrease of 27 % of the annual *AET*.

Scenarios *BC* and *BCD* show the impact of a decrease of θ value (increase of velocity in the channel) on the hydrological behavior. This parameter value have no impact on the water balance components, but only on the characteristics of the hydrograph with an increase of 17 % of Q_{90} for the scenario *BCD* presenting a θ value 25 % lower than the scenario *BC*.

The last scenario combines the installation of dike, the scenario with the highest impervious rate, a decrease of 25 % of θ value and an increase of 25 % of precipitation compared to reference scenario. This scenario presents rationally the highest value of annual runoff (1560 mm) but also the highest runoff coefficient with a value of 0.72 (compared with 0.49 for the reference scenario).

Impact at the event-scale

Analyses were also conducted at the flood event scale. **Figure 9.10a** shows the impact of precipitation changes on the hydrological response with a decrease of runoff volume *V* of 46 % and a decrease of peak flow Q_X of 60 % for the A_2 characterized by a decrease of 25 % of the precipitation *P*. At the opposite, the A_1 characterized by an increase of 25 % of *P* leads to an increase of 42 % of *V* and of 36 % of Q_X (both are limited by the overbank flow).

Figure 9.10c shows the impact of impervious area on the hydrological response. The scenario C_1 leads to a decrease of 21 % of *V* and 25 % of Q_X whereas the scenario C_2 and C_3 leads respectively ton an increase of 18 % and 52 % of *V* and 21 % and 36 % of Q_X. The threshold of overbank flow is reached for scenario C_3 and limits the values of *V* and Q_X. .

Figure 9.10b shows the impact of changes in θ values by differences between scenario *BC* and *BCD*. Both scenarios are characterized by the installation of a dike and a high rate of impervious (24 %). The only difference is a decrease of 25 % of θ value for the scenario n°8 from 40 hours to 30 hours. This changes in θ impacts not only the time to peak value with a value of 20 hours for the scenario *BCD* against 28 hours for the scenario n°7 but also the peak flow and $Q_{X\text{-}95}$ with respectively 15.4 $m^3.s^{-1}$ and 39 hours for scenario *BCD* against 12.2 $m^3.s^{-1}$ and 42 hours for scenario *BC*.

Table 9.9. Description of scenarios impacts on Rainfall-Runoff events n°8 for the station n°3. (No OF = no overbank flow; Obs. = Observed; Ref. = Reference).

Model Scenarios					Event Characteristics			
Scenario	Q_{OF}	*Imp*	θ	*P*	Q_X ($m^3.s^{-1}$)	*V* (m^3)	T_{QX} (h)	$Q_{X\text{-}95}$ (h)
Obs	-	-	-	Obs	6.4	1.52	31	10
Ref	9.5	0.06	From P2	Obs	7.0	1.43	28	18
A1	Ref.	Ref.	Ref.	Obs + 25%	9.5	2.04	21	38
A2	Ref.	Ref.	Ref.	Obs - 25%	2.8	0.77	27	0
B	No OF	Ref.	Ref.	Obs	7.0	1.43	28	18
C1	Ref.	0	Ref.	Obs	5.2	1.13	28	0
C2	Ref.	as S_1	Ref.	Obs	8.4	1.69	28	28
C3	Ref.	as S_4	Ref.	Obs	9.5	2.18	19	42
BC	No OF	as S_4	Ref.	Obs	12.2	2.34	28	42
BCD	No OF	as S_4	Ref. -25%	Obs	15.4	2.35	20	39
ABCD	No OF	as S_4	Ref. -25%	Obs + 25%	23.4	3.21	20	46

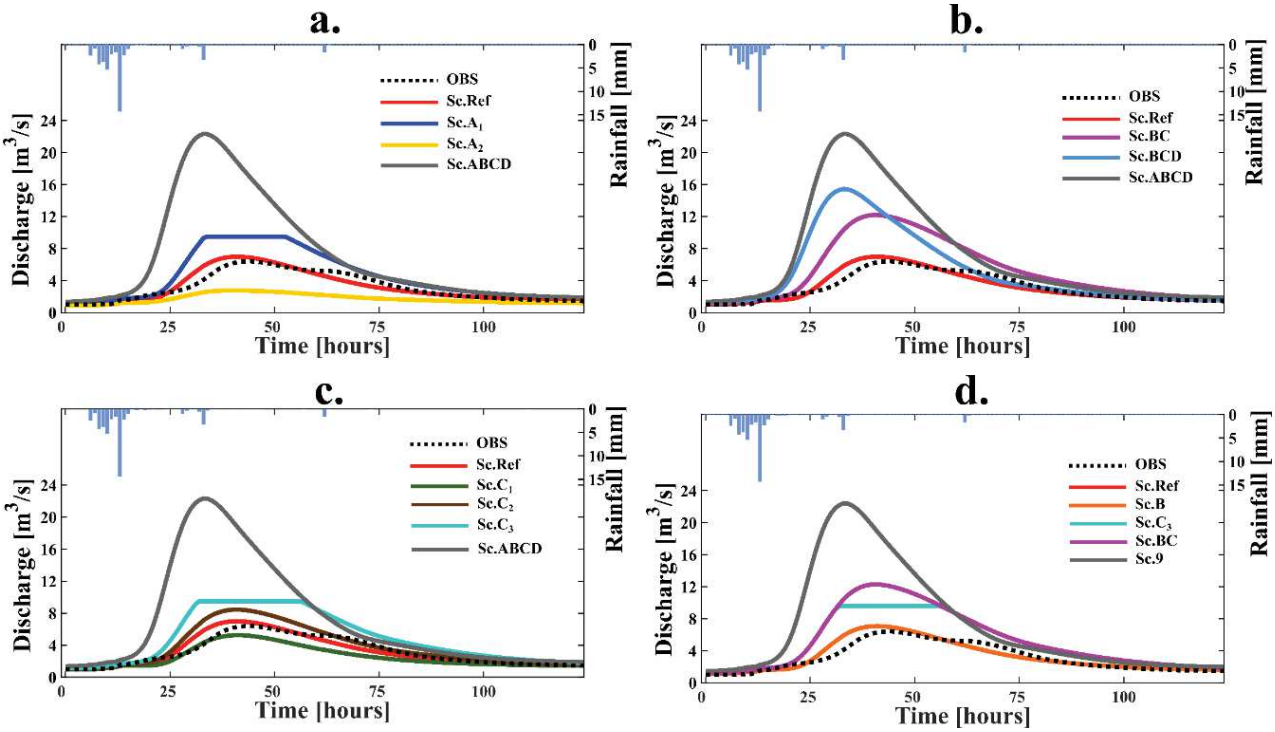


Figure 9.10. Impact of the nine scenarios described in Table 11 on simulation of the rainfall-runoff n°8 at hourly time-step. **a)** Scenarios of precipitation changes; **b)** Scenarios of impervious (*Imp*) changes; **c)** Scenarios of θ changes; **d)** Scenarios of Q_{OF} changes.

8 Conclusion

The developed approach characterized by an hourly, continuous, tailor-made and parsimonious modelling results in satisfactory performances for the reconstruction of hydrographs and monthly and annual runoff. The parameterization resulting from the pre-estimated step (P_1) leads to contrasting results between sub-basins with NS_D values of 0.84 (0.85 in validation) for station S_3, NS_D between 0.50 and 0.65 for stations S_1 (0.64 in validation), S_4 and S_6 (0.53 in validation). The simulations of the S_2 and S_5 are classified as low, with NS_D values < 0.5 in calibration and validation.

Parametrization corresponding to the calibration of all parameters (P_2) significantly improves performances at stations S_1, S_4 and S_6. However, the calibration does not allow to achieve satisfactory performances for station S_2 (NS_D = 0.53 in calibration) and S5 (NS_D = 0.31 in calibration).

Parametrization No. 4, characterized by average values of parameters f_0, f_c and Z coupled with the calibration of some other parameters (θ and k), results in satisfactory performance. This parametrization is an interesting compromise between a fully pre-estimated parameterization (P_1) and a fully calibrated parameterization (P_2). These results will simplify a first parameterization step in the development of a semi-distributed model built on the Méfou scale (Chapter 11).

Simulations resulting from the parameterization P_2 allow a reconstruction for the different sub-catchments of the hourly (and daily) hydrographs with estimation of the water balance components. The total annual runoff, evaporation, runoff coefficients have consistent values in accordance with available data. These simulations quantify the differences in hydrological components for highly urbanized basins (S_4) and basins with more natural areas (S_3). For example, simulated runoff coefficients ranges between 0.37 (S_6) and 0.95 (S_4), and evapotranspiration values ranges from 368 mm for the most urbanized basin (S_4) to 860 mm for the entire Méfou basin (S_6).

The example of basin S_3 shows that the model is able to simulate both flood events (NS = 0.70 in average for the ten best simulated events) and monthly flows (NS = 0.91 and Ev = + 3%).

This model is an interesting tool for assessing the impact of urbanization and development scenarios on the general hydrological functioning.

9 Analyse complémentaire au Chapitre 9

Une analyse complémentaire au Chapitre 9 consiste à tester trois chroniques de précipitations comme données d'entrée du modèle hydrologique global horaire à l'échelle de bassin Canabois (S_3). La paramétrisation utilisée est la paramétrisation P_2 correspondant aux paramètres issus de la calibration. Les simulations sont évaluées sur l'année hydrologique mars 2017- février 2018.

9.1 Présentation des scénarios de précipitations

Ces trois chroniques correspondent à différentes méthodes d'intégration des données de précipitations GPM-IMERG (Huffman et al., 2015) par satellite dans la modélisation hydrologique globale horaire. Les trois chroniques de précipitations présentent les caractéristiques suivantes :

- P_{COMB} : Il s'agit de la chronique de précipitation de référence utilisée dans les Chapitres 8 à 11, dont la construction est présentée au Chap.5-Sect.3. Les précipitations journalières enregistrées aux pluviographes sont utilisées pour désagréger les données journalières enregistrées aux pluviomètres. Sur la période mars 2017 – septembre 2017, les informations satellitaires sont également intégrées dans la désagrégation des pluviomètres journaliers (voir Chapitre 5, **Figure 5.9** avec $\omega_{Ref} = 0.5$ et $\omega_{Sat} = 0.5$)

- P_{SAT1} : Cette chronique de précipitation est uniquement construite à partir des données satellitaires du produit GPM-IMERG. Les valeurs de ce produit, disponible au pas de temps 30 minutes, sont agrégées au pas de temps horaires et intégrées comme données d'entrée du modèle hydrologique global horaire.

- P_{SAT2} : Cette chronique de précipitation est basée sur une désagrégation des données de précipitations journalières uniquement à partir des données satellitaires (voir Chapitre 5, **Figure 5.9** avec $\omega_{Ref} = 0$ et $\omega_{Sat} = 1$) sur l'année hydrologique mars 2017 - février 2018.

9.2 Evaluation des performances en simulations

Pour chacune des trois chroniques, les performances du modèle sont évaluées à l'échelle des hydrogrammes (NS_D, NS_H, erreur sur les volumes Ev et R^2) et à l'échelle de 15 événements de crue ($\overline{NSE}$ le NSE moyen, $\overline{NSE}_{5BEST}$ le NSE moyen des 5 événements les mieux simulés et $\overline{NSE}_{10BEST}$ le NSE des 10 événements les mieux simulés).

9.3 Résultats

Les résultats des simulations issues des différentes chroniques de précipitations aboutissent à des résultats contrastés (**Table 9.10**). Comme déjà analysé précédemment dans le Chapitre 9, la chronique de précipitation de référence (**P_{COMB}**) aboutit à des performances très satisfaisantes pour la simulation des bilans, des hydrogrammes et des événements de crues (**Figure 9.11a**). A l'inverse, la chronique **P_{SAT2}** aboutit à des résultats faibles pour l'ensemble des critères excepté pour le critère R^2 (0.75) (**Figure 9.11b**). Cette simulation confirme qu'une utilisation directe des données de précipitations satellitaire GPM-IMERG dans un modèle horaire est peu pertinente. La désagrégation des précipitations journalières uniquement par les données satellitaires (chronique P_{SAT2}) permet d'améliorer de façon importante les simulations comparativement à l'utilisation des données brutes de précipitations satellitaires. Cette simulation aboutit à des performances sur l'ensemble de la période proches de la simulation intégrant P_{COMB} (NS_D = 0.81, E_V = + 4%). Pour ce qui est des événements de crues, les performances de la simulation intégrant P_{SAT2} sont significativement plus faibles que pour P_{COMB} mais très supérieurs à la simulation intégrant P_{SAT2}.

Table 9.10. Résultats des performances du modèle hydrologique horaire à la station *S_3* (année hydrologique mars 2017 – février 2018) pour les trois chroniques de précipitations testées.

	NS_D	**NS_H**	**E_V**	**R^2**	$\overline{NSE}$	$\overline{NSE}_{10BEST}$	$\overline{NSE}_{5BEST}$
P_{COMB}	**0.84**	**0.82**	**+ 3 %**	**0.92**	**0.45**	**0.70**	**0.85**
P_{SAT1}	0.22	0.19	+ 30 %	0.75	-1.78	0.14	-0.20
P_{SAT2}	0.81	0.79	+ 4 %	0.90	0.24	0.51	0.67

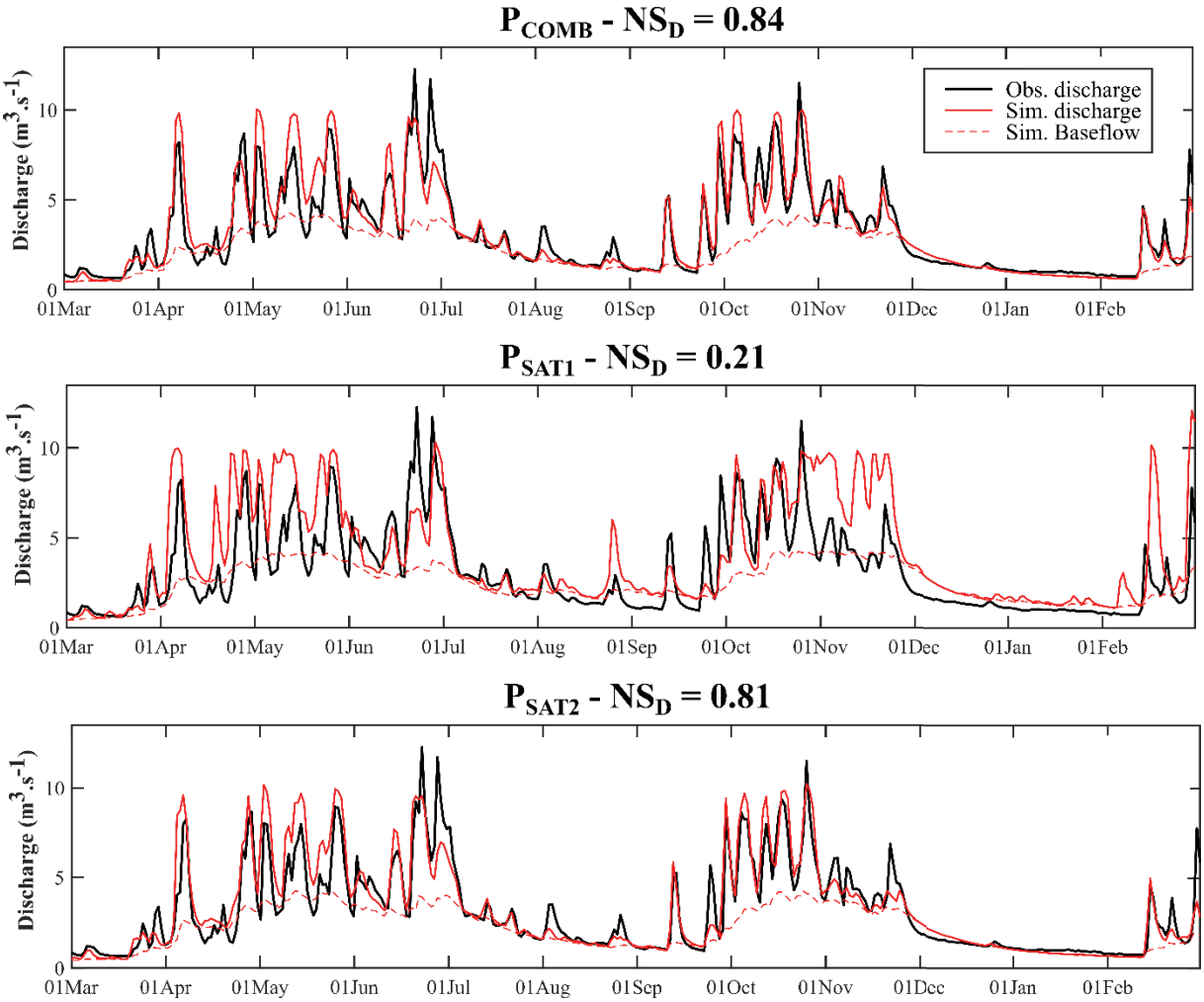


Figure 9.11. Hydrogrammes journaliers simulés issues des modélisations à partir des trois chroniques de précipitations P_{COMB} (**a**), P_{SAT1} (**b**) et P_{SAT2} (**c**).

1.5 Conclusion

En l'absence de données horaires enregistrées au sol et permettant la désagrégation de données pluviométriques, la désagrégation à partir de données satellitaires type GPM-IMERG parait donc très intéressante avec de bonnes performances dans la simulation des débits par le modèle horaire global que ce soit pour la simulation des hydrogrammes que pour la simulation des événements dans une moindre mesure.

List of Notations

A	:	Catchment area [L²]
A_I	:	Catchment area of impervious portion [L²]
A_N	:	Catchment area of non-impervious portion [L²]
AET	:	*Real* evapotranspiration at catchment scale [L]
AET_N	:	*Real* evapotranspiration at for the non-impervious portion [L]
AET_X	:	Maximal Real evapotranspiration [L]
API	:	Antecedent Precipitation Index
B	:	Total baseflow simulation
b	:	Constant parameter of the non-linear reservoir
C_D	:	Celerity of dam release propagation
D_D	:	Diffusivity of dam release propagation
D_O	:	distance between station and dam outlet [L]
E_V	:	Relative Error of runoff volume [L^3]
F	:	Constant rate of infiltration calculated at event-scale [LT^{-1}]
inf	:	Infiltration rate [LT^{-1}]
f_c	:	Maximum infiltration capacity [LT^{-1}]
f_0	:	Minimal infiltration capacity [LT^{-1}]
g	:	Parameter of the API equation
H_X	:	Maximum storage capacity for the non-impervious portion of the catchment [L]
H	:	Reservoir storage for the non-impervious portion of the catchment [L]
IF	:	Inflow to catchment due to water supplying [$L^3.T^{-1}$]
Inf	:	Soil Infiltration [L]
I_S	:	Input hydrograph of surface runoff in routing function [$L^3.T^{-1}$]
I_D	:	Input hydrograph of dam release in routing function [$L^3.T^{-1}$]
Imp	:	Proportion of impervious are on the catchment
K	:	Hayami kernel
k	:	Parameter k of the non-linear reservoir
K_R	:	Annual runoff coefficient
L_D	:	Length of the river for dam release propagation [L]
$NDVI$	:	Normalized difference vegetation index
$NDVI_X$	:	Maximal Normalized difference vegetation index
NS_D	:	Nash-Sutcliffe Efficiency criteria at daily time-step
NS_H	:	Nash-Sutcliffe Efficiency criteria at hourly time-step
NS_M	:	Nash-Sutcliffe Efficiency criteria at monthly time-step
O_S	:	Output hydrograph of surface runoff in routing function [$L^3.T^{-1}$]

O_D	:	Output hydrograph of dam release in routing function
OF	:	Overbank flow [L]
P	:	Precipitation [L]
P_S	:	Average hyetograph of net precipitation at catchment scale [LT^{-1}]
PET	:	Potential evapotranspiration [L]
PET_X	:	Maximal potential evapotranspiration [L]
q	:	Lateral baseflow [L]
Q_{BF}	:	Baseflow discharge estimated by separation from observed discharge values [$L^3.T^{-1}$]
Q_{OF}	:	Overbank flow value over the catchment [$L^3.T^{-1}$]
Q_S	:	Surface runoff estimated by separation from observed discharge values [$L^3.T^{-1}$]
Q_O	:	Discharge at the beginning of the depletion curve [$L^3.T^{-1}$]
Q_X	:	Peak discharge of rainfall-Runoff event [$L^3.T^{-1}$]
$Q_{X\text{-}95}$	:	95% of peak flow of observed rainfall-Runoff event
Q_{30}	:	Values of discharge exceeds during 30 days over the year [$L^3.T^{-1}$]
Q_{90}	:	Values of discharge exceeds during 90 days over the year [$L^3.T^{-1}$]
Q_{180}	:	Values of discharge exceeds during 180 days over the year [$L^3.T^{-1}$]
Q_{270}	:	Values of discharge exceeds during 270 days over the year [$L^3.T^{-1}$]
R	:	Runoff [L]
S	:	Surface runoff at catchment scale [L]
S_I	:	Surface runoff for the impervious portion [L]
S_N	:	Surface runoff for the non-impervious portion [L]
S_0	:	Station at the outlet of the Mopfou dam
S_1 *to* S_6	:	Instrumented catchments
r^2	:	Determination coefficient
ET	:	Annual evapotranspiration [L]
V_{EV}	:	Runoff volume of rainfall-Runoff event [L^3]
$V_{S\text{-}I}$	:	Volume of surface runoff from impervious portion [L^3] :
$V_{S\text{-}N}$	:	Volume of surface runoff from non-impervious portion [L^3]
$V_{S\text{-}O}$	:	Volume of surface runoff observed at catchment scale [L^3]
Z	:	Parameter of the routing function at catchment scale [-]
Z_D	:	Parameter of the routing function at catchment scale [-]
θ	:	Parameter of routing function in the river for dam release [T]
θ_D	:	Parameter of routing function in the river for dam release [T]
ΔT_{QX}	:	Lag-time of rainfall-runoff events [T]
Δ_S	:	Variation of soil-reservoir storage between initial and final storage L]

CHAPITRE 10

Caractéristiques hydrauliques des tronçons et des événements de crues

1 Introduction

Ce chapitre a pour objectif d'approfondir les connaissances concernant la propagation des crues dans le réseau hydrographique du bassin de la Méfou. Les analyses des chroniques débit-débit issues des différentes stations de mesure permettent de guider l'élaboration et la paramétrisation d'un modèle hydrologique semi-distribué à pas de temps horaire. Ce modèle hydrologique intègre une fonction de propagation dans les tronçons dont les paramètres de célérité et diffusivité sont pré-estimés dans ce chapitre. Des mesures de terrain permettent de compléter les chroniques débit-débit pour aboutir à un schéma caractérisant les transferts dans les tronçons à l'échelle du bassin de la Méfou.

Afin d'estimer les valeurs des célérités des écoulements en section canalisée, la première partie du chapitre présente les résultats de mesures in situ de vitesses d'écoulement (en régime permanent) sur des tronçons aménagés de la rivière Mfoundi. Ces estimations servent de valeurs de référence pour la paramétrisation du paramètre de célérité (C) de la fonction de propagation d'Hayami (Hayami, 1951) pour des tronçons canalisés (Voir Chap.2-Sect.6.3.2).

La deuxième partie étudie les paramètres de célérité (C) et diffusivité (D) de la propagation d'une crue sur des tronçons sans apports latéraux. C'est le cas de la lâchure de barrage Mopfou du 11 au 19 juin 2017. Ces analyses sont effectuées sur des tronçons majoritairement peu aménagés (à l'état naturel).

La troisième partie récapitule l'analyse des différences d'occurrences des pics de crue entre stations (notés T_{LAG}). Pour ces événements, les apports intermédiaires ne sont pas nuls, limitant l'ajustement du paramètre D. Nous étudions les variabilités inter-événementielles des relations entre stations par le biais d'événements particuliers ayant entrainés des réponses partielles et variables des sous-bassins. Cette section permet d'aboutir à des estimations des célérités sur une majorité de tronçons.

Ces différentes analyses permettent finalement de proposer un schéma de fonctionnement de la propagation de crue dans les tronçons du bassin de la Méfou.

2 Mesures in situ des vitesses sur des tronçons de rivière

Des mesures de terrain permettent de compléter les grandeurs hydrauliques estimées à partir de l'analyse des chroniques de débits enregistrées aux stations hydrométriques. Ces mesures complémentaires incluent des mesures de vitesses de surface (méthode des flotteurs) sur trois tronçons canalisés de la rivière Mfoundi. Ces tronçons présentent des longueurs de 250 m, 450 m et 850 m (détails sur la localisation des mesures présentés en Chap.4-Sect.3.4). Ces mesures ont été réalisées dans la section la plus aménagée du réseau hydrographique, entièrement canalisée sur 6 km dans le cadre des projets PADY I et II. La section a été globalement élargie par rapport à la situation initiale (la largeur du canal est aujourd'hui de 10 à 15 mètres). Ces aménagements permettent une évacuation rapide de l'eau vers une vaste zone humide en aval. La vitesse de surface mesurée est transformée en une vitesse moyenne d'écoulement grâce à un coefficient d'abattement *k.* Pour la station contrôlant le bassin urbanisé d'Ecopark, les jaugeages ont abouti à des estimations de *k* entre 0.70 et 0.85, nous retiendrons donc un coefficient *k* de 0.80 pour la transformation des vitesses de surface en vitesses moyennes. Pour chacun des trois tronçons, quatre mesures de vitesses ont été réalisées, correspondant à quatre hauteurs d'eau (et donc quatre débits). Les résultats détaillés de ces mesures sont présentés en Annexe 8. Les vitesses moyennes estimées sur l'ensemble de ces tronçons varient de 0.6 $m.s^{-1}$ (plus basse cote d'eau, 5 cm) à 1.4 $m.s^{-1}$ (plus haute cote d'eau, 22 cm). Les sections de ces tronçons sont rectangulaires, les vitesses moyennes peuvent être transformées en célérité (C) selon :

$$C = \frac{5}{3}v \tag{10.1}$$

avec v [$m.s^{-1}$] la vitesse et C [$m.s^{-1}$] la célérité.

Les estimations de célérités sur ces tronçons sont de l'ordre de 1.6 à 2.1 $m.s^{-1}$. Les cotes d'eau les plus importantes sont associées à des vitesses de surfaces plus grandes. Même si les estimations ont été réalisées pour ces cotes d'eau limitées, on observe une augmentation de célérité avec la cote d'eau

Les différences de célérités avec les zones peu ou pas anthropisées (C estimées entre 0.12 à 0.20 $m.s^{-1}$) sont très significatives. Il est important de noter que les méthodologies aboutissant à ces deux estimations sont très différentes, avec des estimations sur des tronçons plus longs pour les tronçons naturels. Il n'a pas été possible de répéter la méthodologie des flotteurs pour les sections naturelles du fait des nombreux méandres et des divers obstacles (arbres, herbes) qui perturbent substantiellement le parcours des flotteurs. La méthodologie utilisée pour les tronçons naturels nécessite des informations de débits à pas de temps fins sur deux stations, ce qui n'était pas le cas pour les tronçons en zone urbaine. Ces estimations de célérités pour des tronçons urbanisés seront intégrées dans le modèle hydrologique semi-distribué à pas de temps horaire (voir Chapitre 11).

3 Estimation des célérités et diffusivités sur les tronçons

A partir de chroniques de débits mesurant une onde de crue à différentes stations localisées sur un même cours d'eau, il est possible d'évaluer les paramètres de célérité (C) et diffusivité (D) dans les tronçons après calibration des paramètres θ et Z de la fonction de transfert d'Hayami (Hayami, 1951). Ces deux paramètres sont reliés aux caractéristiques C, D et à la longueur des tronçons (L) par :

$$\theta = \frac{L}{C} \tag{10.2}$$

$$Z = \frac{C \cdot L}{4 \cdot D} \tag{10.3}$$

La première étape consiste à déterminer θ que l'on estime comme étant la différence de l'occurrence des pics de crue enregistrés aux deux stations (noté T_{LAG}). La deuxième étape consiste à calibrer Z avec comme données d'entrée du modèle les débits de la station amont (Q_I) et comme données à simuler les débits observés à la station en aval (Q_O). La calibration s'effectue par optimisation de la fonction critère NSE entre les débits de sortie simulés ($Q_{O\text{-}S}$) et observés (Q_O) (**Figure 10.1**). Ces estimations peuvent être effectuées lorsque les apports intermédiaires entre les deux stations sont considérés comme nuls.

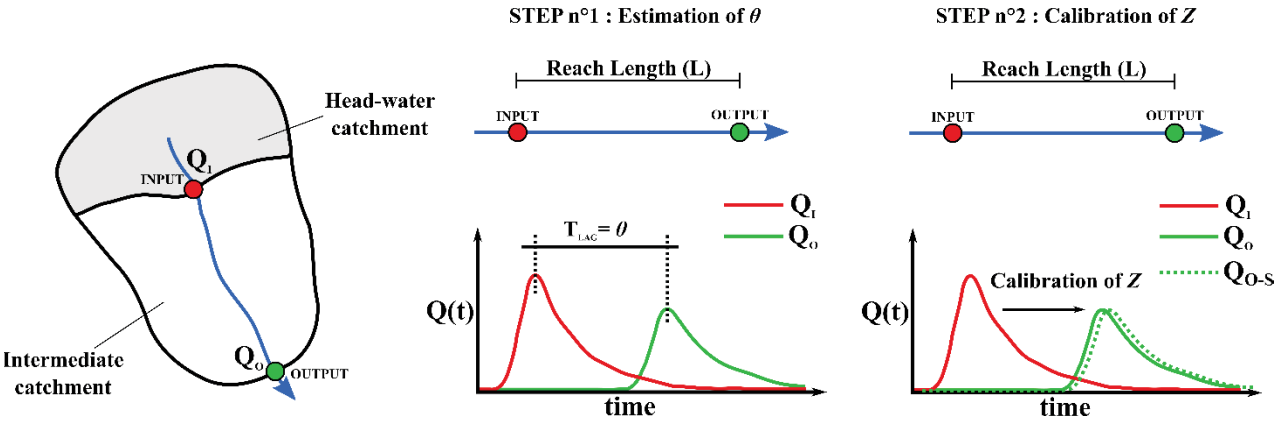


Figure 10.1. Présentation de la méthode d'estimation des paramètres θ et Z de la fonction de transfert appliquée à la propagation d'une onde de crue dans un tronçon, sans apports intermédiaires.

Une analyse fine de C et D à partir des relations débit-débit requiert néanmoins de disposer d'événements aux conditions particulières, difficilement observables en pratique. L'onde de crue doit être nette avec des apports intermédiaires nuls entre les stations d'étude. Cela nécessite que l'événement de précipitation soit uniquement localisé sur la surface drainée par la station la plus en aval et qu'il n'y ait pas de tributaires majeurs entre les stations de mesures étudiées. A défaut de disposer de ces conditions dans notre jeu de données, on analyse la propagation d'une lâchure de barrage au niveau des trois stations en aval (S_1-Nkomassi, S_2-EDG, S_3-Canabois et S_6-Nsimalen). Cette lâchure et la propagation couvrent la période du 11 au 19 juin 2017. Cette période est caractérisée par un évènement de précipitation ayant entraîné un premier

pic de crue au niveau des quatre stations suivies. Cet évènement est suivi d'une lâchure du barrage estimée à 0.53 Mm^3 et ayant entraîné un deuxième pic de crue pour les trois stations en aval. Une séparation entre le débit issu de l'événement de précipitation et celui issu de la lâchure est estimée à partir de l'amorce des phases de décrue et des débits de base finaux enregistrés pour chacune des stations (**Figure 10.2**). La station Ecopark, située sur un autre sous-bassin mais adjacente aux bassins amont de la Méfou, ne présente pas de second pic de crue puisque le bassin drainé par cette station n'est pas alimenté par le barrage. Le fait que ce sous-bassin n'ait pas réagi aux faibles pluies enregistrées permet de justifier l'hypothèse d'un ruissellement de surface négligeable pour les bassins drainés par les stations situées en aval du barrage. Les zones représentées de façon colorée représentent l'estimation de la part du débit provenant de la lâchure de barrage. On estime à la station Nkomassi, un débit issu du déversement équivalent à 82 % du débit déversé au niveau du barrage. Cette valeur permet de confirmer en partie la représentativité de la courbe de tarage à la sortie du barrage. Une part du débit déversé a potentiellement pu quitter le réseau hydrographique par débordement entre les deux stations de mesure. Pour la station Canabois, on retrouve un volume très proche du volume enregistré à Nkomassi (84 %). Ce résultat permet de conforter la séparation du débit entre la crue issue de l'événement de précipitation et le volume d'eau déversé. A Nsimalen, le débit issu du déversement est estimé à 65 % du débit déversé au barrage. Le débit est logiquement sous-estimé puisque la phase de décrue n'est pas complète du fait de l'amorce d'une nouvelle crue le 19 juin. Cette analyse des volumes de déversement semble donc globalement conforter la courbe de tarage réalisée à la sortie du barrage et la séparation des débits issus de l'événement de précipitation et du déversement.

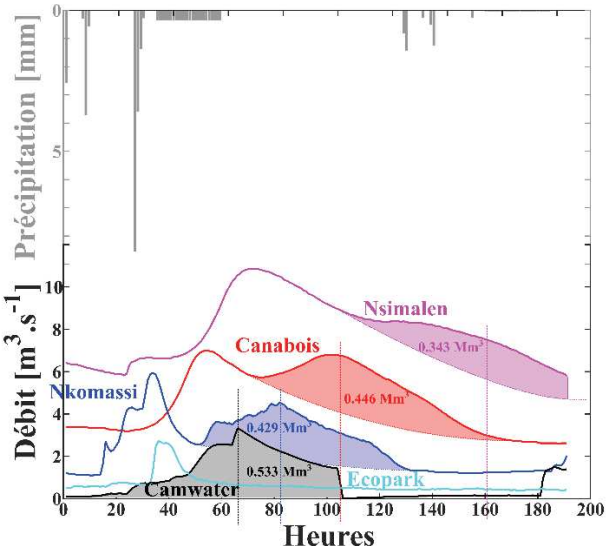


Figure 10.2. Précipitations moyennes horaires sur le bassin de la Méfou et débits enregistrés aux stations Nkomassi, Canabois, Ecopark, Nsimalen et à la sortie du barrage Mopfou (du 11 au 19 juin 2017). Les surfaces pleines correspondent aux volumes estimés provenant de la lâchure du barrage.

La **Figure 10.3** représente l'hydrogramme de crue issu de la lâchure de barrage pour la station située immédiatement à la sortie du barrage (S_0-Camwater) et pour les trois autres stations situées en aval. Ces hydrogrammes permettent d'évaluer les temps de propagation du

débit de pointe entre les quatre stations (T_{LAG}). On note un retard de 18 h du pic de crue pour la station Nkomassi, de 39 h pour la station Canabois et de 94 h pour la station Nsimalen.

Ces T_{LAG} entre stations sont utilisés comme estimations des valeurs θ, caractérisant les tronçons de rivière associés. La célérité de l'onde de crue est estimée sur chacun des tronçons à partir des valeurs θ et des longueurs des tronçons. Les valeurs de C varient entre 0.08 $m.s^{-1}$ et 0.14 $m.s^{-1}$, la plus forte valeur correspondant au tronçon le plus en amont (S_0-S_1) et la plus faible au tronçon le plus en aval (S_3-S_6).

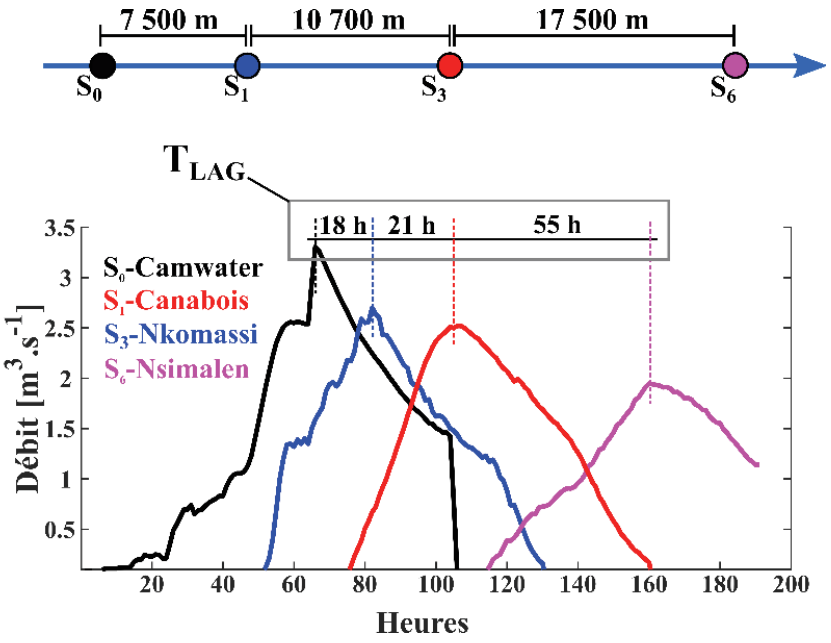


Figure 10.3. Débits estimés issus de la lâchure du barrage Mopfou pour chacune des stations de mesure.

Les hydrogrammes spécifiques à la lâchure de barrage pour les stations Nkomassi, Canabois et Nsimalen (**Figure 10.4**) et les valeurs de θ estimées à partir des pics de crues sont utilisées pour la calibration de Z pour chacun des tronçons. Les paramètres D calibrés varient de 20 $m^2.s^{-1}$ à 80 $m^2.s^{-1}$ sur les quatre tronçons, avec des valeurs qui tendent à augmenter pour les tronçons en aval.

La **Figure 10.4** présente les simulations calibrées de propagation de l'onde de crue sur les différents tronçons, les traits pleins représentent les débits observés et les traits pointillés les débits simulés. Le **Tableau 10.1** récapitule les T_{LAG}, C et D pour chacun des tronçons entre S_0 et S_6.

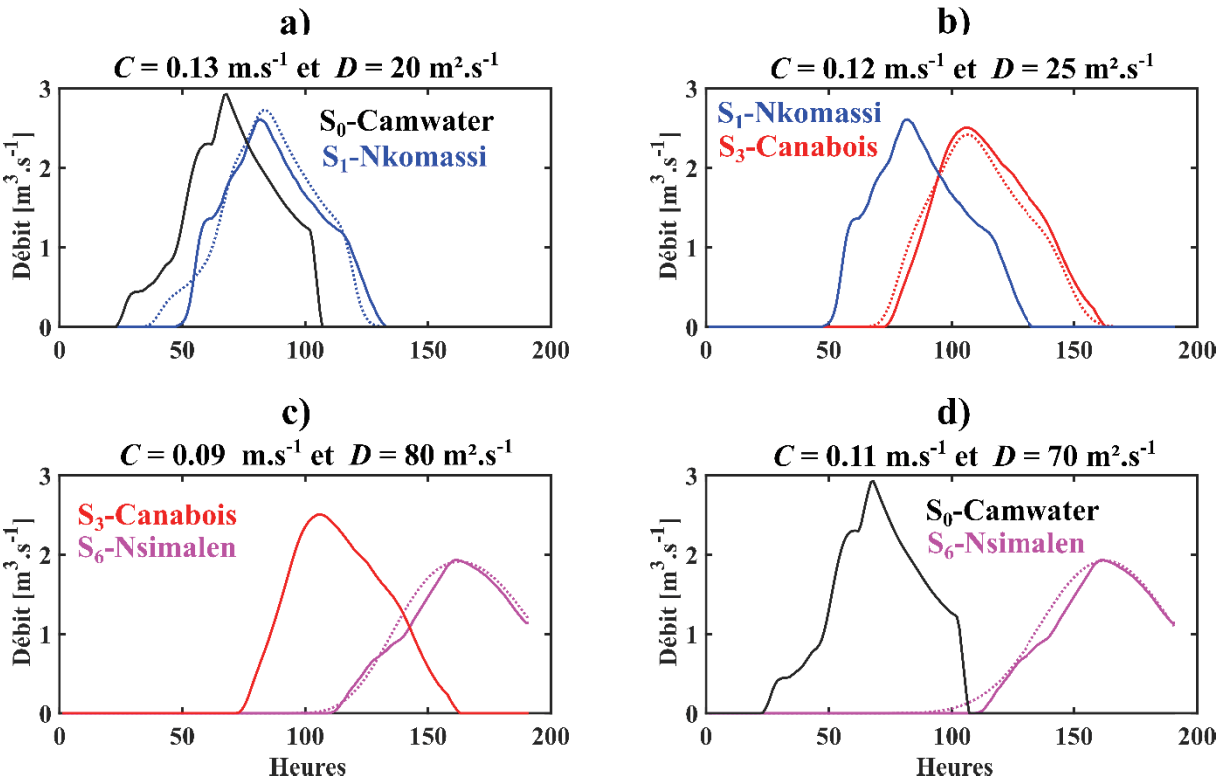


Figure 10.4. Propagation de la lâchure de barrage du 11 au 19 juin 2017 pour différents tronçons le long de la rivière de la Méfou. Les traits pleins sont des débits observés et les traits pointillés correspondent aux débits simulés issus des paramètres calibrés θ et Z.

Tableau 10.1. Résumé des T_{LAG}, des célérités et des diffusivités caractérisant les tronçons de S_0-Camwater à S_6-Nsimalen pour la lâchure de barrage du 11 au 19 juin 2017.

Tronçons	Distance (L) [m]	T_{LAG} [h]	Célérité (C) [m.s^{-1}]	Diffusivité (D) [m².s^{-1}]
S_0-S_1	7500	18	0.14	20
S_1-S_3	10700	21	0.12	25
S_3-S_6	17500	60	0.08	80
S_0-S_6	35700	95	0.10	70

4 Temps de propagation sur les tronçons

Des évènements spécifiques ayant abouti à une réponse hydrologique d'une partie des bassins amont permettent d'évaluer le transfert dans le réseau grâce aux informations issues des stations intermédiaires et de la station à l'exutoire (Nsimalen). Contrairement à l'analyse des lâchures du barrage, ces événements sont caractérisés par des apports latéraux non négligeables entre stations. L'analyse entre occurrences des pics de crue entre deux stations (T_{LAG}) n'est représentative de θ que lorsque le débit enregistré à la station amont représente un volume significatif par rapport au volume d'eau enregistré à la station en aval. Pour les différents

couples de stations, on analyse des événements aboutissant à des valeurs de T_{LAG} hétérogènes expliqués par des singularités des événements. A partir des valeurs T_{LAG}, des estimations de θ sont proposées pour des événements appropriés à l'analyse à ce paramètre (**Figure 10.5**). Les volumes d'apports intermédiaires entre certaines stations sont également quantifiés et permettront d'identifier de potentielles pertes par débordements. Le volume à l'entrée du tronçon ($\sum Q_I(t)$) et le volume à la sortie ($\sum Q_O(t)$) sont utilisés pour déterminer le volume des apports intermédiaires (positif ou négatif) V_{APP} (Equation 10.3) ainsi que la contribution du bassin intermédiaire R_{APP} (%) à la station de sortie du tronçon (Equation 10.4). On étudie également les rapports R_{QX} (en %) entre les débits maximums des stations en entrée ($Q_{I\text{-}X}$) et en sortie ($Q_{O\text{-}X}$) du tronçon (Equation 10.5).

$$V_{APP} = \sum Q_O(t) - \sum Q_I(t) \tag{10.4}$$

$$R_{APP} = \frac{V_{APP}}{\sum Q_O(t)} \times 100 \tag{10.5}$$

$$R_{QX} = \frac{Q_{I-X}}{Q_{O-X}} \times 100 \tag{10.6}$$

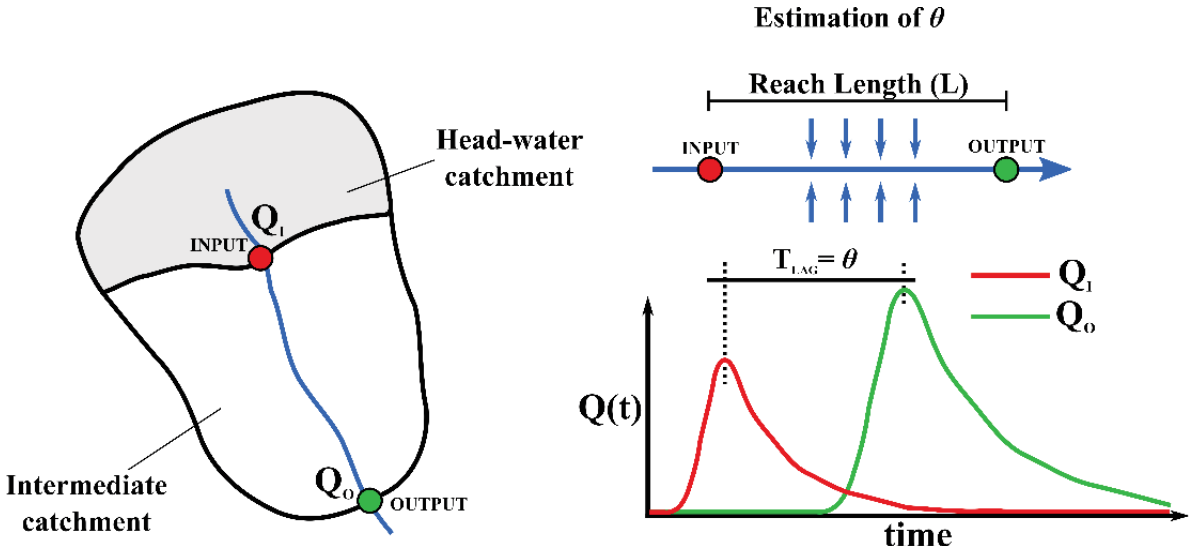


Figure 10.5. Présentation de la méthode d'estimation du paramètre θ de la fonction de transfert appliquée à la propagation d'une onde de crue dans un tronçon, avec apport intermédiaire.

4.1 Tronçon S_3-S_6

Les stations de Canabois (S_3) et de Nsimalen (S_6) sont localisées sur la rivière de la Méfou, la station Nsimalen est localisée à 16.5 km en aval de la station Canabois. Entre ces deux stations, la Méfou est alimentée par deux tributaires importants que sont le Mfoundi (95 km²) et l'Anga'a (62 km²). Les relations débit-débit entre ces deux stations sont analysées pour les

événements enregistrés sur les deux années de mesures (mars 2017 à mars 2019). De fortes hétérogénéités des valeurs de T_{LAG}, R_{APP} et R_{QX} sont observées sur ce tronçon. La **Figure 10.6a** présente la crue du 7 avril 2017 avec une occurrence de pic de crue simultanée pour les stations Canabois et Nsimalen (T_{LAG} = 0 h), R_{APP} de 57 % et R_{QX} de 40 %. Pour cet événement, le pic de crue enregistré à Nsimalen est issu des autres tributaires (certainement le Mfoundi) et le débit enregistré à Canabois participe principalement à la lente décrue enregistrée à Nsimalen.

Les **Figure 10.6b** et la **Figure 10.6d** présentent les crues du 12/09/2017 et du 16/04/2018 avec des valeurs de T_{LAG} de respectivement 16 h et 17 h, des valeurs R_{APP} de 42 % et 59 % ainsi que des valeurs R_{QX} de 45 % et 65 %. La station Nsimalen présente deux pics successifs de crue pour l'événement du 16/04/2018 (**Figure 10.6b)**, laissant supposer que le premier pic de crue est issu du principal tributaire (le Mfoundi) et que le second pic est associé à la partie amont de la Méfou. Dans cette hypothèse, cela correspondrait à une valeur de C de l'ordre de 0.27 $m.s^{-1}$ sur le tronçon S_3-S_6.

Pour L'événement du 12 février (**Figure 10.6b**), le T_{LAG} est de 37 h, avec une valeur R_{QX} de 56% permettant de supposer que le pic enregistré à Nsimalen est issu de la partie amont de la Méfou. Sous cette hypothèse, la vitesse de propagation serait de l'ordre de 0.13 $m.s^{-1}$, soit des valeurs proches des moyennes estimées sur les tronçons de la Méfou amont dans l'analyse de lâchures du barrage. Cette analyse permet d'estimer des T_{LAG} entre 17 h et 37 h sur le tronçon S_3-S_6. Ces valeurs sont très inférieures aux estimations réalisées à partir de la lâchure de barrage (T_{LAG} = 60 h), pour lesquelles les débits étaient plus faibles.

Cette large gamme de temps de propagation correspond donc à des célérités de l'ordre 0.10 à 0.30 $m.s^{-1}$. A noter que les valeurs R_{APP} semblent assez faibles puisqu'elles varient de 42 à 59 % alors que la superficie du bassin intermédiaire entre Canabois et Nsimalen représente 65 % de la superficie drainée par Nsimalen. Considérant le fait que le bassin du Mfoundi draine la majorité de la zone urbaine, plus productrice en ruissellement de surface, l'hypothèse de débordements significatifs dans la partie aval du bassin de la Méfou se confirme.

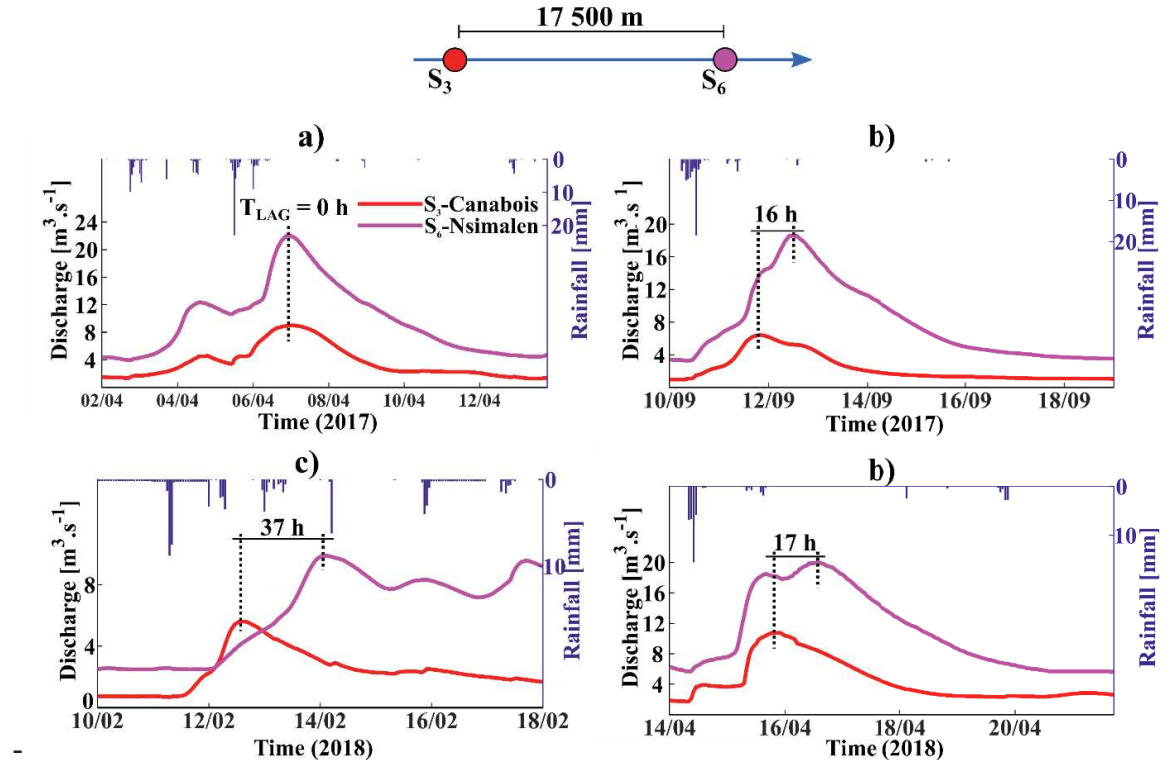


Figure 10.6. Différences d'occurrence des pics de crues pour les stations Canabois et Nsimalen pour quatre événements (**a) b) c)** et **d)**).

4.2 Tronçons S_1-S_2-S_3

Les stations Nkomassi (S_1), EDG (S_2) et Canabois (S_3) sont toutes les trois situées sur la portion amont de la Méfou (en amont de la confluence avec le Mfoundi). La station EDG est localisée à 4.7 km en aval de Nkomassi, et la station Canabois à 6.0 km en aval de la station EDG. La **Figure 10.7** présente pour ces trois stations les valeurs de T_{LAG} pour quelques événements contrastés de la période de suivi. Afin de déterminer la contribution d'un bassin intermédiaire incluant le bassin du Nga (voir la localisation sur la Figure 4.10 en Chap4.2.4), les valeurs de R_{APP} entre les stations Nkomassi et Canabois (stations présentant les courbes de tarage les plus fiables et les chroniques les plus fournies) seront également discutées.

4.2.1 Tronçon S_1-S_3

La station Canabois est localisée à 10.7 km en aval de la station Nkomassi. Les valeurs de T_{LAG} varient entre 14 h et 38 h, avec des valeurs moyennes de 25 h. On observe une relation linéaire significative ($r^2 = 0.52$) entre les valeurs de T_{LAG} et le débit maximal de crue enregistré à la station Canabois (Qo-$_X$) (**Figure 10.8**). Pour des faibles valeurs de Qo-$_X$ (inférieurs à 5 $m^3.s^{-1}$), les valeurs T_{LAG} sont généralement élevées avec des valeurs supérieures à 30 h (e.g. **Figure 10.7a** et **Figure 10.7a b**). Pour des fortes valeurs de Q_O-$_X$ (supérieures à 10 $m^3.s^{-1}$), on note des T_{LAG} plus faibles correspondant à des valeurs inférieures à 20 h (**Figure 10.7f**). Pour des valeurs intermédiaires de $Q_{O\text{-}X}$ (entre à 5 et 10 $m^3.s^{-1}$), on observe des T_{LAG} assez homogènes

(entre 22 h et 29 h). En considérant les valeurs minimale et maximale de T_{LAG}, on peut estimer des valeurs de C de l'ordre 0.08 de 0.21 m.s^{-1}, et une célérité moyenne de l'ordre de 0.12 m.s^{-1}.

Concernant les valeurs de R_{APP}, elles varient assez largement entre 24 % (pour le premier événement de la **Figure 10.7a**) et 77 % (pour l'événement présenté en **Figure 10.7h**). Ces différences sont largement expliquées par la variabilité spatiale des totaux de précipitations pour ces événements. Dans le cas de l'événement à faible valeur de R_{APP}, on observe des précipitations plus importantes sur la surface drainée par la station Nkomassi que sur le bassin intermédiaire entre Canabois et Nkomassi (voir événement n°16 de la Figure 5.11 en Chap.5-Sect.4.2). A l'inverse, l'événement caractérisé par une forte valeur de R_{APP} correspond à des précipitations plus importantes sur le bassin intermédiaire que pour le bassin de Nkomassi (voir événement n°21 de Figure 5.11 en Chap.5-Sect.3.2). En moyenne, pour les autres événements à précipitations spatialement plus homogènes, la valeur R_{APP} est de l'ordre de 53 %. Le bassin intermédiaire représente 60 % de la superficie du bassin de Canabois mais sa contribution est de l'ordre de 53 % en période de crue. La zone urbanisée présente sur le bassin de Nkomassi permet d'expliquer que la partie amont génère davantage de ruissellement (comme présenté en Chapitre 8) que la partie aval présentant des zones humides propices aux débordements.

Les contributions hétérogènes entre sous-bassins et entre événements tendent à justifier l'élaboration d'un modèle semi-distribué permettant de prendre en compte les hétérogénéités spatiales liées aux précipitations et aux caractéristiques physiques des bassins.

4.2.2 Tronçon S1-S2

La station EDG est située à 4.7 km en aval de la station Nkomassi, la confluence entre la rivière Nga (drainant 51 km²) et la Méfou s'effectue entre ces deux stations. Les valeurs de T_{LAG} varient entre 5 h et 14 h avec des valeurs moyennes et médianes de respectivement 7.8 h et 7 h (**Figure 10.7a)**. La différence d'occurrence des pics de crue la plus faible est observée pour l'événement du 24 octobre 2017 (**Figure 10.7f**), caractérisé par un fort débit de crue pour la station EDG (10.7 m^3.s^{-1}). En considérant les valeurs minimales et maximales de T_{LAG}, on peut estimer des célérités de l'onde de crue de l'ordre de 0.10 à 0.26 m.s^{-1} entre ces deux stations, avec une célérité moyenne de l'ordre de 0.17 m.s^{-1}.

4.2.3 Tronçon S_2-S_3

La station Canabois est localisée à 6.0 km en aval de la station EDG. Les valeurs de T_{LAG} varient entre 9 h et 17 h avec une valeur moyenne de 14.5 h (**Figure 10.7a)**. Comme pour le tronçon S_1-S_2, la valeur de T_{LAG} la plus faible est observée pour l'événement du 24/10/2017, caractérisé par des débits maximums élevés pour l'ensemble des trois stations analysées (**Figure 10.7f**). En considérant les valeurs minimales et maximales de T_{LAG}, on peut estimer des célérités de l'onde de crue de l'ordre de 0.10 à 0.20 m.s^{-1} entre ces deux stations, avec une célérité moyenne de l'ordre de 0.12 m.s^{-1}.

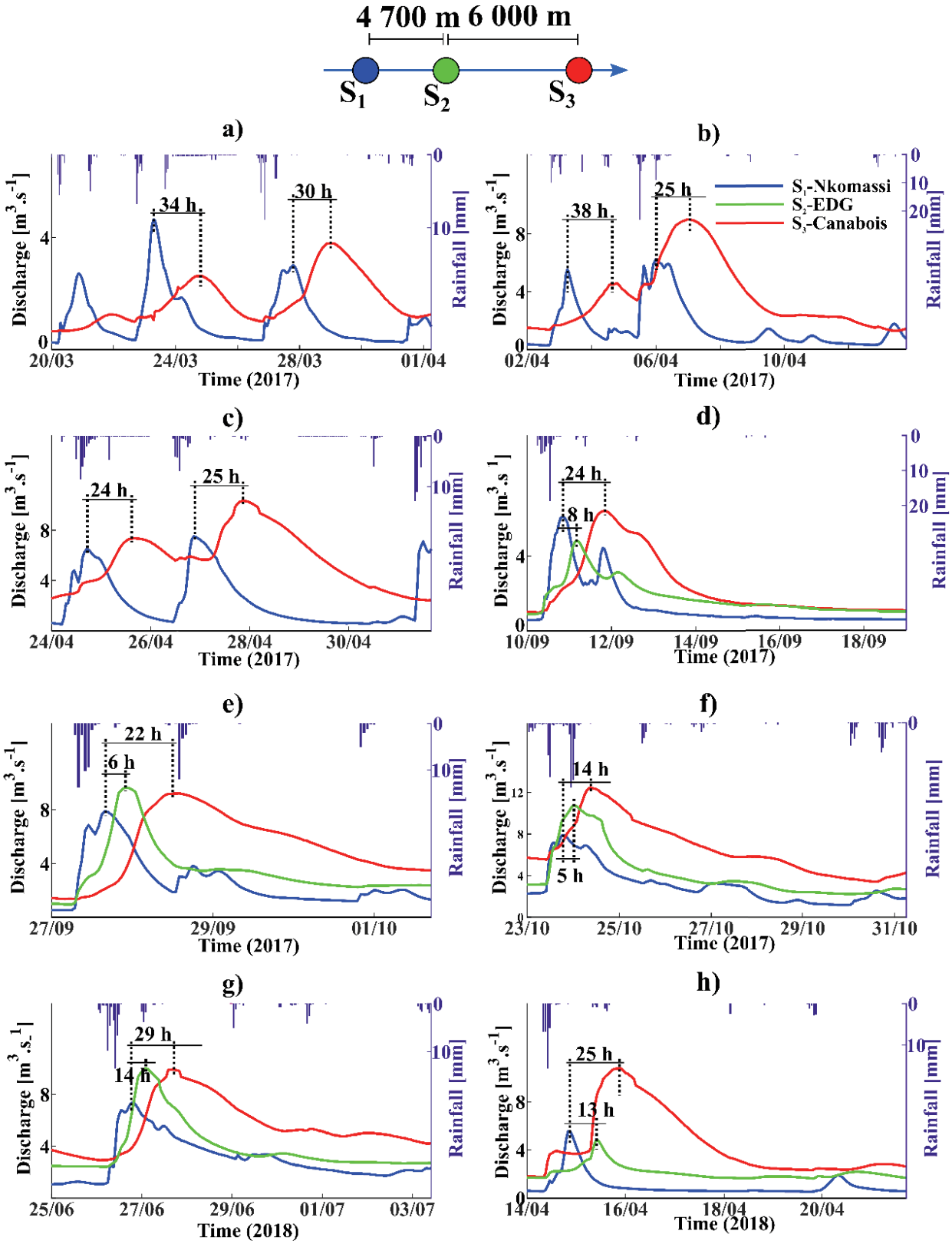


Figure 10.7. Occurrences des pics de crues pour les stations Nkomassi, EDG et Canabois.

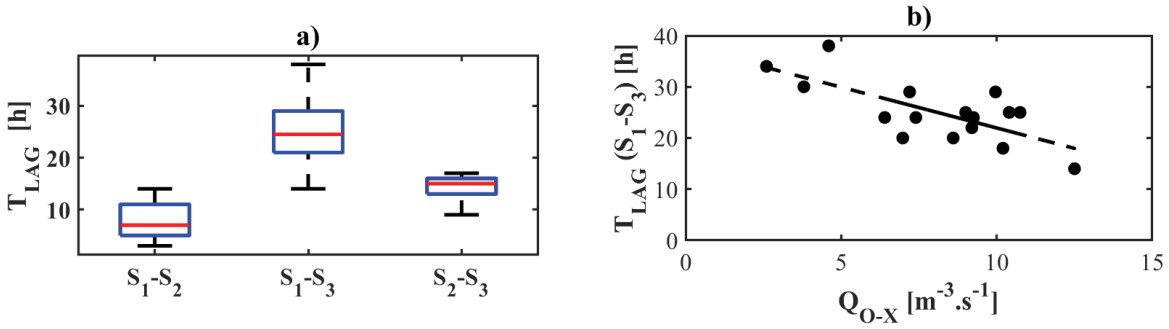


Figure 10.8. **a)** Boîtes à moustaches des différences d'occurrences des pics de crues entre les stations Nkomassi et EDG (tronçon S_1-S_2), les stations Nkomassi et Canabois (tronçon S_1-S_3) et les stations EDG et Canabois (tronçon S_2-S_3) ; **b)** Relation linéaire entre la différence d'occurrence des pics de crues entre les stations Nkomassi et Canabois (tronçon S_1-S_3), et le débit maximal de crue enregistré à Canabois (Q_{O-X}).

4.3 Tronçon S_5-S_6

La station Nsimalen (S_6) est située à 8.9 km en aval de la station Anga'a (S_5), le tributaire Anga'a alimente la Méfou à 6 km en amont de la station Nsimalen. L'événement du 5 au 10/09/2017 est caractérisé par l'absence de réponse hydrologique des sous-bassins de la Méfou amont (Nkomassi, EDG, Canabois) et du Mfoundi (station Ecopark) contrairement au bassin de l'Anga'a qui a subi une augmentation significative du débit (0.6 $m^3.s^{-1}$ à 3 $m^3.s^{-1}$). On note également une réponse hydrologique à la station Nsimalen avec un volume de ruissellement de surface provenant majoritairement de la zone drainée par le tributaire Anga'a (le volume de ruissellement à Anga'a correspond à 55% du volume de ruissellement estimé à Nsimalen). La **Figure 10.9** présente les hydrogrammes pour Canabois, Ecopark, Anga'a et Nsimalen. Cet évènement permet de calculer une valeur de T_{LAG} et une valeur C de l'onde de crue pour le tronçon S_5-S_6. Cette partie du réseau présente des zones humides importantes avec de nombreux méandres. La valeur de T_{LAG} est de 25 h, la célérité de l'onde de crue est donc estimée à 0.10 $m.s^{-1}$. Cette estimation est légèrement inférieure aux vitesses moyennes estimées sur le réseau de la Méfou amont, il s'agit des tronçons les plus en aval et présentant les plus faibles pentes.

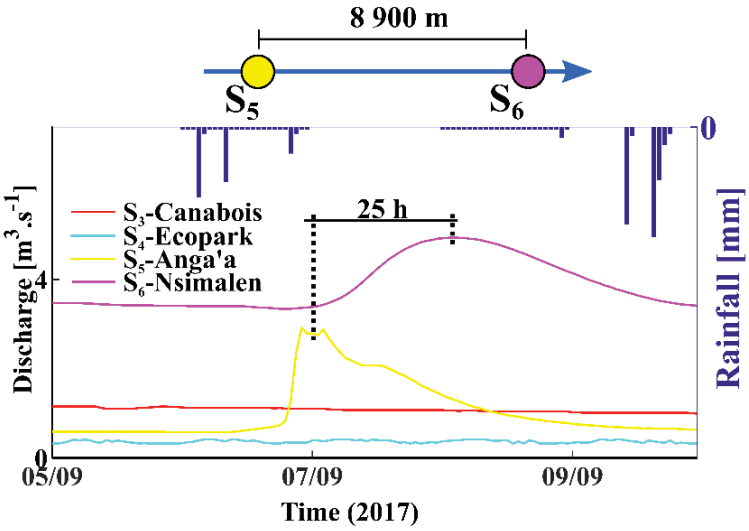


Figure 10.9. Hydrogramme des stations Canabois, Nsimalen et Ecopark pour l'événement du 05/09/2017 au 10/09/2017.

4.4 Tronçon I_4-S_6

Une échelle limnimétrique a été installée proche de l'exutoire du bassin du Mfoundi (noté I_4) sur une très courte période (mai et juin 2018). L'objectif était d'effectuer des lectures horaires après des évènements pluvieux importants afin d'estimer les temps de réponse de ce sous-bassin majeur de la Méfou. Les enregistrements du pluviographe situé sur le bassin du Mfoundi (P-107) sont utilisés comme signal de référence dans l'estimation de l'occurrence du pic de précipitation. L'évènement du 27/06/2018 a permis d'observer un temps de réponse (T_R) de 14 h entre l'intensité maximale de précipitation (enregistrée à 23 h le 27/06/2018) et la hauteur d'eau maximale lue à l'exutoire du Mfoundi (à 12 h le 28/06/2018). Cet évènement important fût le seul ayant permis l'observation d'un pic de crue net sur la courte période de disponibilité commune des données du pluviographe et de l'échelle limnimétrique. Il s'agit d'une première information permettant d'estimer le temps de réponse du bassin Mfoundi à environ 15 h.

La station Nsimalen est située à 11.9 km en aval de la confluence entre la Méfou et l'exutoire du Mfoundi. L'estimation du T_R du bassin du Mfoundi ainsi que l'événement spécifique du 15 au 17 novembre nous permettent d'estimer une vitesse de propagation de l'onde de crue de l'exutoire du Mfoundi jusqu'à la station Nsimalen. Lors de cet évènement, les sous-bassins de la Méfou amont (station Canabois) et de l'Anga'a (station Anga'a) ont très peu réagi comparativement au sous-bassin instrumenté sur le Mfoundi (station Ecopark). L'hydrogramme de crue enregistré à Nsimalen permet de supposer une réaction assez importante du Mfoundi. Cette hypothèse permet alors d'estimer la célérité de l'onde de crue entre l'exutoire du Mfoundi et la station Nsimalen. A partir des données de précipitations et de l'estimation du T_R du bassin du Mfoundi (T_R = 15 h), il est estimé un temps de propagation de l'ordre de 25 h entre l'exutoire du Mfoundi et l'exutoire à Nsimalen (**Figure 10.10**). Ce temps de propagation correspondrait à une célérité de 0.125 $m.s^{-1}$.

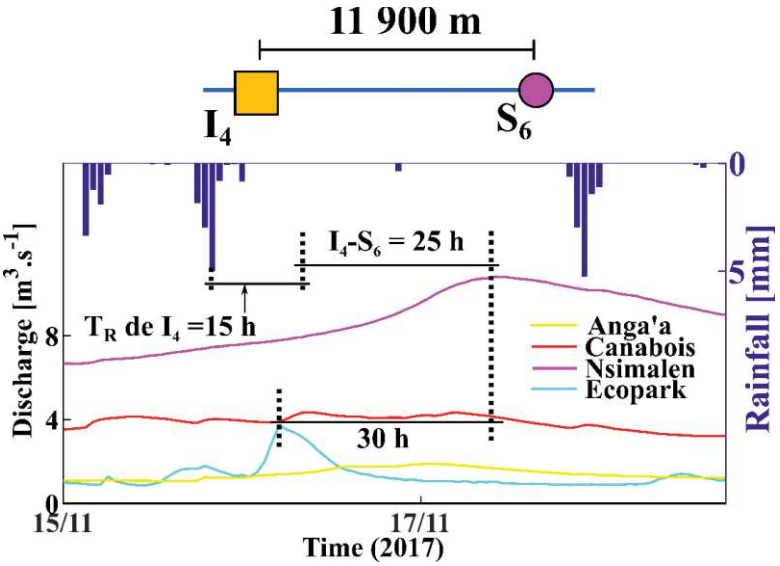


Figure 10.10. Hydrogrammes des stations Canabois, Nsimalen, Ecopark et Anga'a pour l'événement du 15/11/2017 au 19/11/2017.

5 Conclusion

En résumé, on peut distinguer deux catégories de tronçons de rivière pour le réseau hydrographique principal. Le premier concerne les tronçons à l'état naturel ou très peu anthropisés, caractérisés par des méandres importants engendrés par des faibles pentes. Ces tronçons de rivières présentent des paramètres de célérité (C) très faibles, de l'ordre de 0.10 à 0.25 $m.s^{-1}$ et un paramètre de diffusivité (D) de l'ordre de 20 à 80 $m.s^{-2}$. La célérité des tronçons diminue d'amont vers l'aval et augmente avec les débits propagés. Le deuxième type de tronçon concerne les sections canalisées comme la partie amont du Mfoundi, dont les mesures terrain ont permis d'estimer des valeurs de C de l'ordre de 1.6 à 2.1 $m.s^{-1}$, soit des célérités 10 fois plus grandes que pour les tronçons naturels. Le paramètre D n'a pu être estimé pour les tronçons anthropisés du fait de l'absence de stations de suivies à pas de temps fin sur ce tronçon. Tout comme pour les tronçons naturels, les célérités augmentent avec les débits. Les différentes analyses menées dans ce chapitre ont mis en avant des différences dans les contributions de bassins de tête et des bassins intermédiaires avec de grandes variabilités suivant les événements. Ces éléments justifient l'intérêt d'un modèle hydrologique semi-distribué permettant d'intégrer de façon parcimonieuse la prise en compte des caractéristiques physiques des bassins (déjà mise en avant en Chap.5-Sect.3.2) ainsi que des caractéristiques des précipitations. Les analyses ont également pointé la forte probabilité de débordements significatifs (déjà observés dans les analyses du Chapitre 8). Le modèle semi-distribué permettra d'intégrer des seuils de débordement dans les tronçons du modèle semi-distribué à partir des observations des chroniques de débits des différentes stations et de la paramétrisation du modèle global. Ces conclusions permettent de guider les choix dans la structure du modèle semi-distribué ainsi que dans la paramétrisation de certains paramètres, et notamment ceux affectés à la fonction de transfert dans les tronçons.

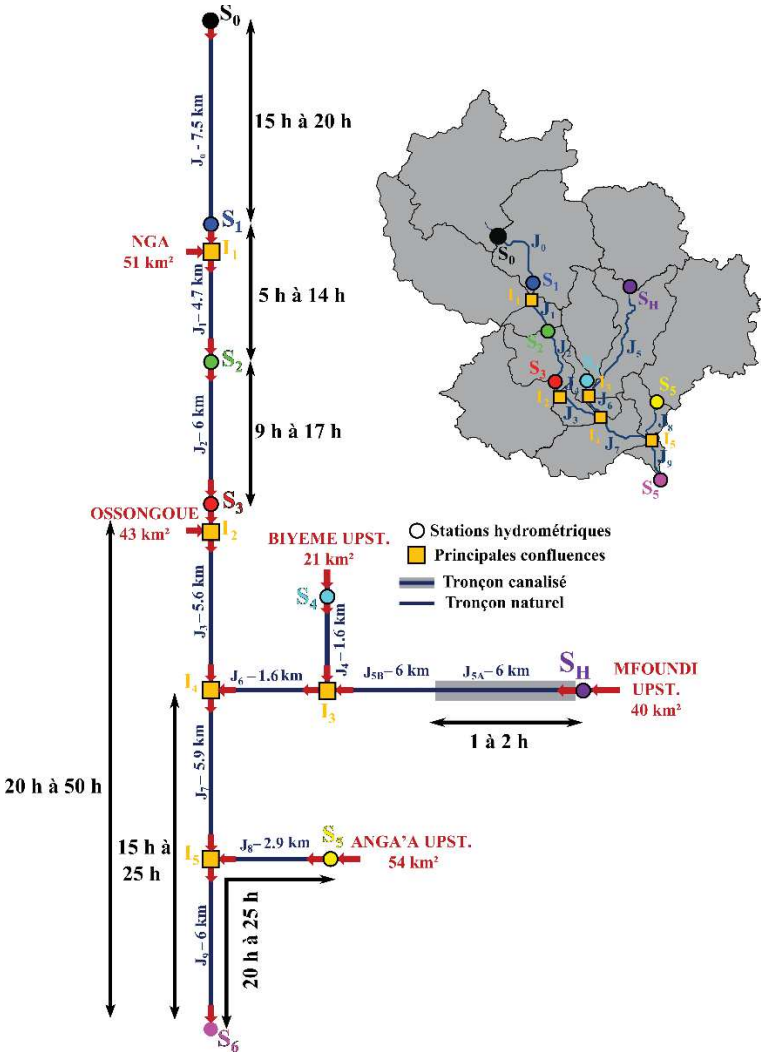


Figure 10.11. Résumé des temps de propagation estimés d'une onde de crue entre stations et/ou principales confluences.

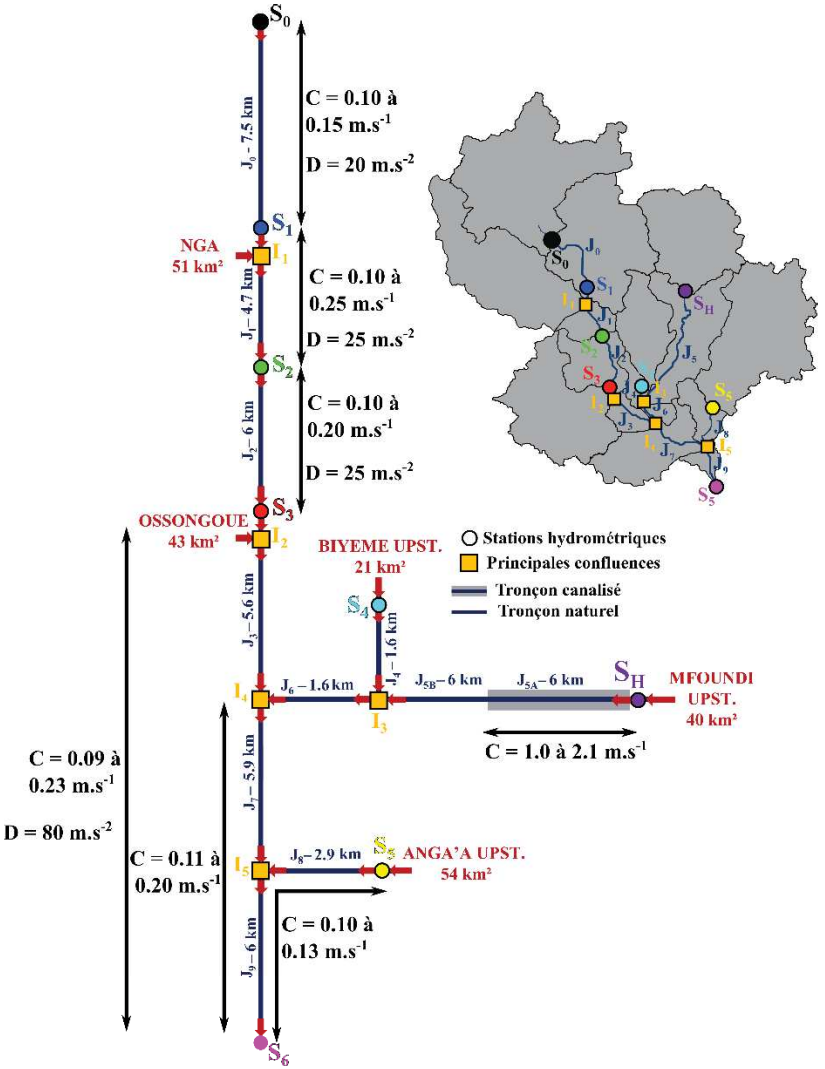


Figure 10.12. Résumé des célérités (*C*) et diffusivités (*D*) estimées d'une onde de crue entre stations.

CHAPITRE 11

Modélisation hydrologique semi-distribuée horaire

1 Introduction

Dans l'objectif de mieux prendre en compte les hétérogénéités spatiales des précipitations et des caractéristiques physiques de la zone d'étude dans la simulation hydrologique, ce chapitre présente le développement d'un modèle semi-distribué à pas de temps horaire sur la base du modèle MHYDAS (Moussa et al., 2002). Concernant les fonctions de production et de transfert sur les versants, ce modèle semi-distribué est basé sur les mêmes équations que le modèle horaire global présenté en Chapitre 9. Le modèle intègre des tronçons représentant le réseau hydrographique et reliant de façon conceptuelle les différents sous-bassins. Les résultats des analyses présentées au Chapitre 10 sur les caractéristiques hydrauliques des tronçons sont utilisées dans la paramétrisation des paramètres θ et Z de la fonction de transfert (Hayami, 1951) permettant de simuler la propagation du débit dans les tronçons (voir Chap.2-Sect.6.3.2).

La première partie de ce chapitre présente la structure du modèle semi-distribué, guidée par l'emplacement des stations hydrométriques et des principales confluences du réseau hydrographique. Les caractéristiques physiques des sous-bassins et des tronçons sont présentées dans cette première partie.

La deuxième partie présente l'élaboration d'un ensemble de paramétrisation de référence du modèle hydrologique pour les équations liées à la fonction de production (FP) et de transfert à l'échelle des versants (FT-V) et pour la fonction de propagation dans les tronçons (FT-T). Les analyses et résultats des Chapitres 8, 9 et 10 sont exploités dans cette phase de paramétrisation.

La troisième partie présente les résultats des simulations des paramétrisations de référence pour les stations Canabois et Nsimalen. Pour ces deux stations, les performances de simulations aux échelles horaire à annuelle sont présentées et comparées aux modèles semi-distribué annuel (Chapitre 7) et global horaire (Chapitre 9).

Une dernière partie présente les impacts sur les sorties de modèles de scénarios d'aménagements des cours d'eau, de changements d'ODS et de variations dans les précipitations. Ces scénarios sont intégrés dans le modèle par variations des certains paramètres et certaines données d'entrée (précipitations, proportions de zones imperméables).

2 Modèle semi-distribué

Les fortes hétérogénéités mises en avant dans les précipitations (Chapitres 5 et 8), les débits (Chapitres 8 et 10) et les occupations des sols (Chapitre 5) justifient l'élaboration d'un modèle semi-distribué. Les paramétrisations du modèle global calibré à l'échelle de différents sous-bassins (Chapitre 9) et l'analyse des transferts dans les tronçons présentés en Chapitre 10 permettent de proposer une paramétrisation d'un modèle semi-distribué du bassin de la Méfou.

2.1 Structure

Le modèle semi-distribué proposé est composé de six bassins de tête et dix bassins intermédiaires. Les superficies des bassins de tête varient entre 21 km² et 70 km², et celles des bassins intermédiaires entre 2 et 28 km². Les jonctions entre les sous-bassins sont représentées par dix tronçons (notées *J*).

Chaque sous-bassin du modèle est caractérisé par une répartition de type d'ODS estimée à partir du produit *ESA CCI LC* For Africa. La proportion de zone urbaine permet d'estimer la proportion de surface imperméable à partir de l'utilisation de la base de données OpenStreetMap (taux d'imperméabilisation estimé à 25 % du taux d'urbanisation issu du produit ESA CCI LC For Africa). Comme pour le modèle global présenté en Chapitre 9, seule la proportion de surface imperméable est une variable directement intégrée au modèle. A chacun des sous-bassins sont associés six paramètres liés à la fonction de production (f_0, f_c), à la fonction de transfert (θ, Z) et à la représentation du débit de base (k, H_X).

Chacun des dix tronçons est caractérisé par deux variables d'entrée que sont la longueur du tronçon (L) et le seuil de débordement (Q_{OF}), ainsi que par deux paramètres que sont la célérité (C), et la diffusivité (D).

Pour chacun des sous-bassins, les chroniques de précipitations horaires sont spatialement moyennées à chaque pas de temps à partir de la chronique de précipitations maillées issue du traitement de précipitations présenté en Chap.5-Sect.3.

La **Figure 11.1** détaille la structure du modèle hydrologique semi-distribué à pas de temps horaire en spécifiant les superficies des 16 sous-bassins et les longueurs des 10 tronçons.

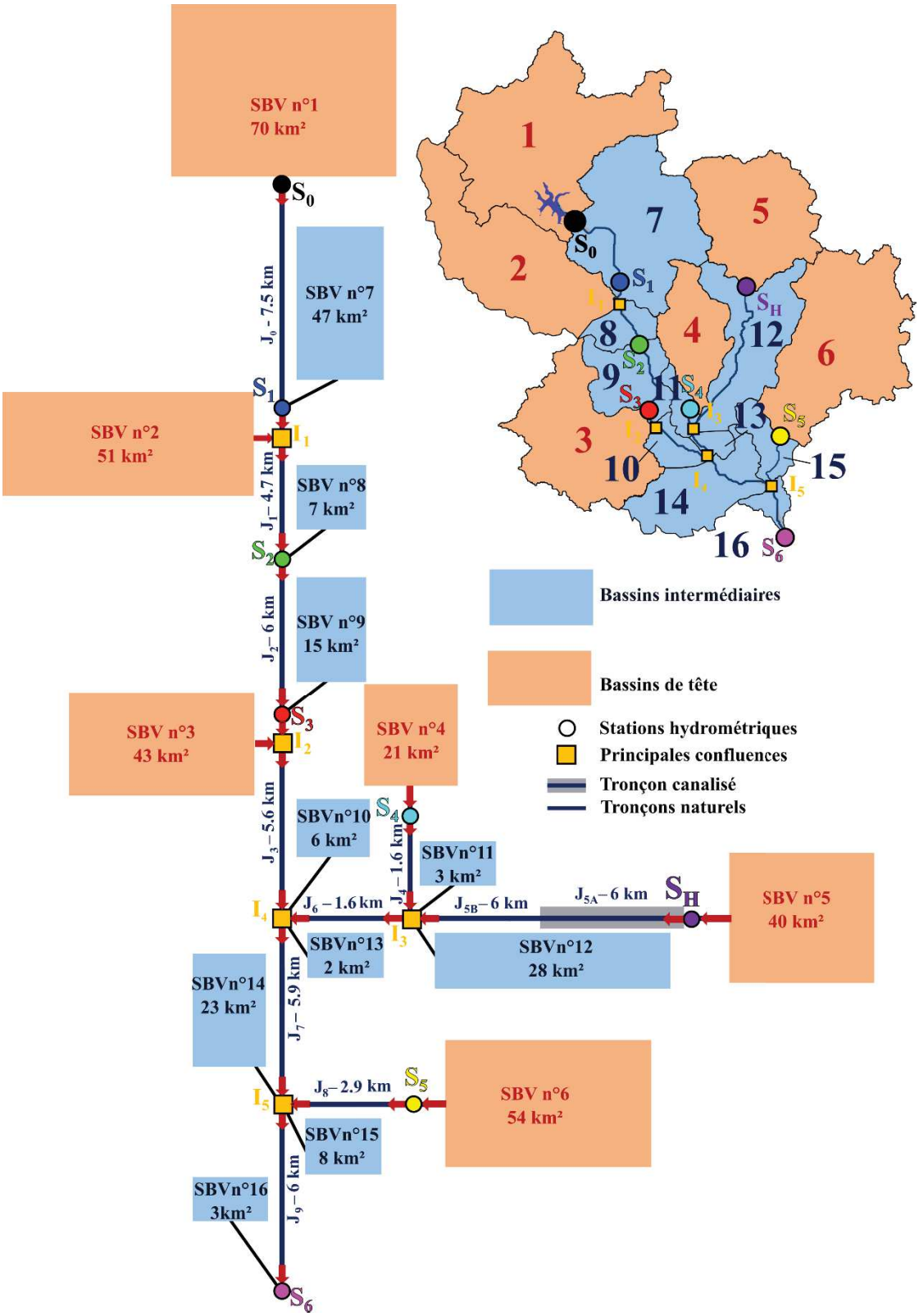


Figure 11.1. Structure du modèle semi-distribué à pas de temps horaire proposé à l'échelle de la Méfou.

2.2 Caractéristiques des sous-bassins et des tronçons

2.2.1 Sous-bassins

Les caractéristiques physiques des sous-bassins permettent d'estimer des paramètres de référence pour des fonctions de production et de transfert à l'échelle des versants. La **Figure 11.2** présente pour chacun des sous-bassins la répartition des types d'ODS en trois classes (*URB* : zones urbaines, *FOR* : zones forestières, *CROP* : zones agricoles et enherbées). Comme discuté dans certains chapitres précédents (Chapitre 3 et 5), les hétérogénéités liées à l'ODS sont importantes à l'échelle de la Méfou. Parmi les 16 sous-bassins, trois bassins sont majoritairement caractérisés par des zones urbanisées (SBV n°4, 5 et 12), il s'agit de la surface drainée par la rivière Mfoundi. Sept bassins sont majoritairement caractérisés par des ODS agricoles ou enherbées (SBV n°6, 7, 8, 9, 11, 15 et 16) alors que les six autres sous-bassins sont à dominance forestière (SBV n°1, 2, 3, 13, 15 et 16). La variation annuelle de l'indice NDVI moyen par sous-bassins (Annexe 9) met également en avant des variabilités par sous-bassin expliquées par l'hétérogénéité de l'ODS. L'indice NDVI par sous-bassin est utilisé dans le calcul de l'évapotranspiration (voir Chapitre 9).

Tableau 11.1. Caractéristiques physiques des sous-bassins cibles du modèle semi-distribué à pas de temps horaire.

N° SBV	*A* [km²]	I_P [%]	*URB* [%]	*FOR* [%]	*CROP* [%]	*Imp* [%]
1	70.0	-	1	71	28	1
2	51.0	11.6	1	69	30	1
3	43.0	9.8	1	66	33	1
4	21.0	9.8	80	3	17	24
5	40.0	11.7	80	3	17	24
6	54.0	6.7	40	18	41	12
7	47.0	13.6	36	19	45	11
8	7.0	11.6	33	33	34	10
9	15.0	12.7	20	26	54	6
10	6.0	6.8	2	49	48	1
11	3.0	8.3	33	11	56	10
12	28.0	8.3	62	6	32	19
13	2.0	8.3	3	26	70	1
14	23.0	6.8	1	71	29	0.5
15	8.0	11.4	26	24	50	8
16	3.0	6.8	3	47	50	1

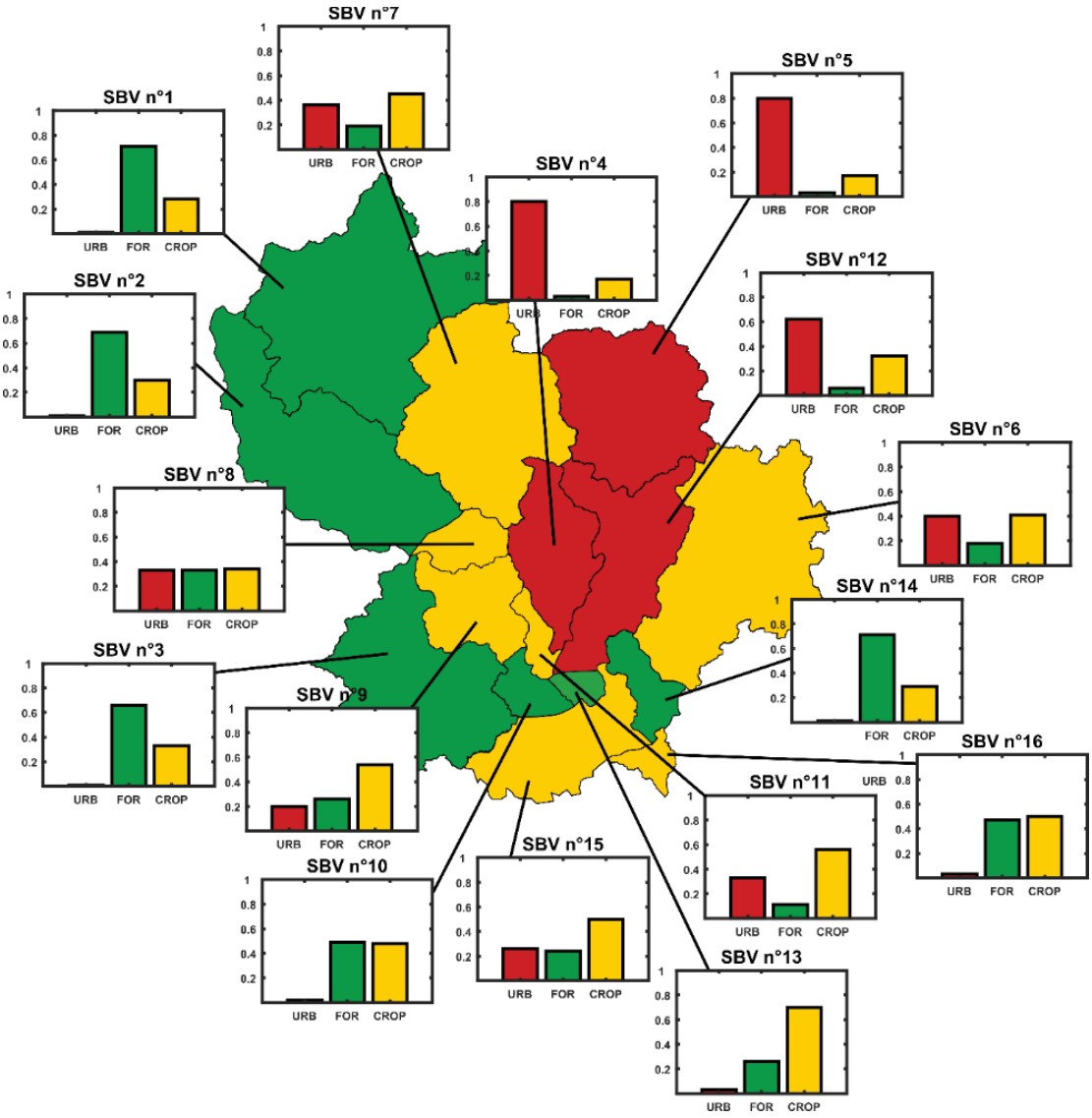


Figure 11.2. Répartition des principales classes d'ODS des sous-bassins définis pour la structure du modèle semi-distribué. La couleur de représentation des sous-bassins correspond à l'ODS majoritaire.

2.2.2 Les tronçons

Les tronçons sont caractérisés par des longueurs variant de 1.6 km (J_6) à 12 km (J_5). Les pentes calculées à l'aide du MNT SRTM 2014 sont de l'ordre de 0.1 à 0.2 % pour l'ensemble des tronçons excepté pour le tronçon J_0 caractérisé par une valeur de pente de 0.5 %. Ces informations sur les caractéristiques physiques des tronçons, les informations sur les composantes du modèle en entrée (IN) et en sortie (OUT) de chaque tronçon ainsi que le SBV intermédiaire associé à chaque tronçon (SBV int.) sont présentés en **Tableau 11.2**.

Tableau 11.2. Résumé des caractéristiques des tronçons et renseignements sur les composantes du modèle en entrée (IN) et en sortie (OUT) des tronçons. Ce tableau présente également le nom du SBV intermédiaire associé à chaque tronçon.

n° J	*L [m]*	*Slp [%]*	*IN*	*SBV Int.*	*OUT*
0	7 500	0.50	SBV_1	SBV_7	J_1
1	4 700	0.10	J_0 + SBV_2	SBV_8	J_2
2	6 000	0.15	J_1	SBV_9	J_3
3	5 600	0.10	J_2 + SBV_3	SBV_{10}	J_7
4	1 600	0.10	SBV_4	SBV_{11}	J_6
5	12 000	0.20	SBV_5	SBV_{12}	J_5
6	1 600	0.20	J_4 + J_5	SBV_{13}	J_7
7	5 900	0.10	J_6 + J_3	SBV_{14}	J_9
8	2 900	0.10	SBV_6	SBV_{15}	J_9
9	6 000	0.10	J_7 + J_8	SBV_{16}	-

2.3 Stratégie de paramétrisation

2.3.1 Paramétrisation de référence des versants

Les sous-bassins n°4, n°6 et n°7 correspondent respectivement aux bassins donneurs D_{I4}, D_{I6}, et D_{I2}. L'ensemble des paramètres calibrés sur ces bassins donneurs (Chapitre 9) est transféré aux sous-bassins n°4, n°6 et n°7. Pour les autres sous-bassins, des relations simples entre paramètres de calibration et caractéristiques physiques des bassins donneurs sont utilisées pour pré-estimer les différents paramètres de calage (voir Conclusion du Chapitre 9). Par principe de parcimonie, certains paramètres de calage sont fixés pour l'ensemble des sous-bassins.

Paramètre θ de la Fonction de Transfert sur les Versants FT-V

Les paramètres θ du modèle global calibrés pour les six bassins donneurs (Chapitre 9) ainsi que l'estimation du paramètre θ à partir des hydrogrammes unitaires construits par (Ikounga, 1978) pour des petits bassins versants (2 et 4 km²) sont utilisés pour guider la paramétrisation du paramètre θ pour l'ensemble des sous-bassins du modèle semi-distribué.

Trois modèles de régressions aboutissant à des performances satisfaisantes ($r^2 > 0.85$) permettent une estimation des paramètres θ pour les sous-bassins.

Les caractéristiques des trois modèles sont les suivantes :

1) Une régression linéaire simple intégrant la superficie (A) des bassins ($r^2 = 0.87$)

$$\theta = 0.124 \times A + 7.62 \qquad (11.1)$$

2) Une régression linéaire multiple intégrant la superficie (A) et l'indice de pente (I_P) (r^2 = 0.87)

$$\theta = 0.115 \times A - 0.264 \times I_P + 11.6 \quad (11.2)$$

3) Une régression linéaire multiple intégrant la superficie (A), l'indice de pente (I_P) et la proportion de zone imperméable (Imp) (r^2 = 0.94)

$$\theta = 0.113 \times A - 0.346 \times I_P - 0.07 \times Imp + 13.3 \quad (11.3)$$

Le modèle n°3 aboutit aux meilleures corrélations, on retiendra cependant les valeurs θ minimale et maximale pour chaque bassin pour la simulation d'un ensemble de paramétrisations de référence.

Paramètre Z de La Fonction de Transfert sur les Versant FT-V

Dans le Chapitre 9, les paramétrisations intégrant des valeurs identiques de Z pour l'ensemble des bassins ont abouti à des simulations satisfaisantes après calibration des autres paramètres. On décide alors de retenir la valeur moyenne de Z des calibrations des six bassins donneurs présentés en Chapitre 9. Exceptés pour les sous-bassins correspondant à des bassins donneurs (SBV n°4, 6 et 7), le paramètre Z sera donc fixé à 3.2.

Paramètres f_0 et f_C de la Fonction de Production

Les résultats du Chapitre 9 mettent en avant des simulations satisfaisantes pour des valeurs moyennes des paramètres f_0 (14.7 mm.h^{-1}) et f_C (7.2 mm.h^{-1}), une première approche consiste à retenir ces valeurs comme paramétrisation de référence. Une deuxième approche consiste à retenir les paramètres f_0 et f_c estimés lors de l'analyse des relations pluie-débit (Chap.8-Sect.4.3) (f_0 = 4 mm.h^{-1} et f_c = 17 mm.h^{-1}). Les valeurs de ces deux approches aboutissent à une plage de valeurs de référence pour chacun des deux paramètres. Pour les SBV n°5 et n°12 (très urbanisés), nous choisissons de transférer directement les paramètres f_0 et f_C calibrés du bassin donneur très urbanisé (Ecopark, D_{I4}).

***Paramètres k et H_X* du débit de base**

Les calibrations des deux paramètres contrôlant le débit de base (k et H_N) sur les six bassins donneurs (Chapitre 9) ont montré que leurs valeurs calibrées sont très corrélées (r^2 = 0.88 ; p-value = 0.005). La régression linéaire liant ces deux paramètres est la suivante :

$$H_X = 8.7.10^{-4} \times k + 0.103 \quad (11.4)$$

Les caractéristiques surfaciques et de proportions de zone forestière (*FOR*) permettent de proposer un modèle de régression multiple satisfaisant pour l'estimation de *k* à partir de données calibrées des six bassins. Ce modèle aboutit à un coefficient de détermination de $r^2 = 0.65$ (p-val = 0.05).

$$k = 0.607 \times A + 5.03 \times FOR + 87.7 \quad (11.5)$$

Les valeurs de k estimées à partir de ce modèle varient entre 116 et 466. Le modèle de régression d'estimation de H_X par k (Equation 11.4) permet d'obtenir des valeurs de H_X entre 0.21 m et 0.51 m.

Synthèse :

Les valeurs de l'ensemble des paramètres estimés pour chacun des sous-bassins sont résumées dans le **Tableau 11.3**. Ce tableau comprend également deux autres variables intégrées dans le modèle : la superficie des sous-bassins (*A*) et la proportion de surface imperméable (*Imp*). Concernant la variable de débit entrant provenant de bassins externes (notée IF), elle est associée à la proportion de zone imperméable des bassins (voir Chapitre 9). On estime IF à partir de l'estimation s'élevant à 0.06 $m^3.s^{-1}$ par km^2 de zone imperméable.

Tableau 11.3. Valeurs des paramètres des fonctions liées aux processus hydrologiques sur les sous-bassins. Les sous-bassins correspondant à des bassins donneurs sont surlignés en rouge, on leur affecte directement les paramètres calibrés au Chapitre 9.

SBV	*A* [km²]	*Imp* [%]	*IF* [$m^3.s^{-1}$]	f_o [$mm.h^{-1}$]	f_C [$mm.h^{-1}$]	θ [h]	*Z* [-]	*k*	H_X [m]
1	70.0	0.5	0.02	14.7 – 17	7.2 – 4	16 - 21	3.2	488	0.53
2	51.0	0.5	0.02	14.7 – 17	7.2 – 4	14 - 15	3.2	466	0.51
3	43.0	0.5	0.01	14.7 – 17	7.2 – 4	13 - 15	3.2	446	0.50
4	21.0	24	0.30	15	10	15	3.7	90	0.15
5	40.0	24	0.58	12	4	13 - 14	3.2	127	0.22
6	54.0	12	0.39	12	4	25	4.0	500	0.60
7	47.0	11	0.31	18	7	11	1.2	245	0.36
8	7.0	10	0.04	14.7 – 17	7.2 – 4	8 - 10	3.2	258	0.33
9	15.0	6	0.05	14.7 – 17	7.2 – 4	9 - 11	3.2	228	0.30
10	6.0	1	0.01	14.7 – 17	7.2 – 4	8 - 12	3.2	338	0.40
11	3.0	10	0.02	14.7 – 17	7.2 – 4	8 - 11	3.2	145	0.23
12	28.0	19	0.32	12	4	11 - 14	3.2	135	0.22
13	2.0	1	0.01	14.7 – 17	7.2 – 4	8 - 11	3.2	220	0.30
14	23.0	0.5	0.01	14.7 – 17	7.2 – 4	10 - 14	3.2	459	0.51
15	8.0	8	0.04	14.7 – 17	7.2 – 4	9 - 10	3.2	213	0.29
16	3.0	1	0.01	14.7 – 17	7.2 – 4	8 - 11	3.2	326	0.39

2.3.2 Paramétrisation de référence des tronçons

Les dix tronçons intégrés au modèle semi-distribué sont caractérisés par deux paramètres intégrés dans la Fonction de Transfert sur les Tronçons FT-T (*C* et *D*), une longueur (*L*) et un seuil de débordement (Q_{OF}). La longueur de chaque tronçon a été estimée par digitalisation à partir d'images satellitaires (Google Earth). Les valeurs des seuils de débordement sont fixées pour chacun des tronçons à partir de l'analyse des chroniques et des observations terrain à chacune des stations d'étude.

Paramètre de Célérité C :

L'analyse hydraulique débit-débit a mis en évidence que le transfert dans le réseau était dépendant des grandeurs des débits. On attribuera donc à chaque tronçon une plage de valeur pour le paramètre *C*, estimée à partir des conclusions de l'analyse débit-débit (voir **Figure 10.12** en Chapitre 10).

Paramètre de Diffusivité D :

Concernant la diffusivité, peu d'informations permettent de guider la paramétrisation. A partir des valeurs de diffusivités maximales et minimales calculées lors de la lâchure du barrage (Chapitre 10), on retiendra une diffusivité entre 20 et 80 $m.s^{-2}$ pour l'ensemble des tronçons.

Synthèse :

Le **Tableau 11.4** présente pour chaque tronçon, la longueur L, les paramètres pré-estimés *C* et *D* ainsi que la variable de seuil de débordement Q_{OF}.

Tableau 11.4. Caractéristiques physiques et valeurs des paramètres associés aux tronçons intégrés dans le modèle semi-distribué à pas de temps horaire.

n° J	*L [m]*	*C* [$m.s^{-1}$]	*D* [$m.s^{-2}$]	Q_{OF}
0	7500	0.10 - 0.15	20 - 80	7
1	4700	0.10 - 0.30	20 - 80	8
2	6000	0.10 - 0.20	20 - 80	9.5
3	5600	0.10 - 0.20	20 - 80	10.5
4	1600	0.10 - 0.25	20 - 80	6
5	12000	1.00 - 3.00	20 - 80	10
6	1600	0.10 - 0.25	20 - 80	12
7	5900	0.10 - 0.25	20 - 80	15
8	2900	0.10 - 0.25	20 - 80	3.5
9	6000	0.10 - 0.25	20 - 80	18

2.3.3 Paramétrisation de référence

Les gammes d'estimations des valeurs de certains paramètres pour FP, FT-V et FT-T permettent d'aboutir à 12 paramétrisations de référence. Ces douze paramétrisations représenteront une frange d'incertitudes dans les simulations. La valeur moyenne de la frange d'incertitude sera utilisée pour évaluer la performance de la simulation des paramètres de référence. Dans la Section 3, nous appellerons « paramétrisation de référence » cette valeur moyenne de la frange de paramétrisation.

3 Résultats des simulations

3.1 A l'échelle de l'hydrogramme et des bilans

Les performances des simulations du modèle hydrologique semi-distribué à pas de temps horaire sont présentées pour l'année 2017-2018 pour les deux stations drainant plusieurs sous-bassins et ayant peu de lacunes : la station S_3-Canabois et la station S_6-Nsimalen. Ces résultats pour les stations Canabois et Nsimalen sont comparés aux performances du modèle global horaire calibré au Chapitre 9. Les écoulements annuels simulés par ces deux modèles sont également comparés aux écoulements annuels issus du modèle annuel semi-distribué (Chapitre 7).

Comme dans le Chapitre 9, les performances des simulations du modèle semi-distribué horaire sont évaluées à partir des valeurs de NSE au pas de temps journalier (NS_D) et au pas de temps horaire (NS_H). On évalue également l'erreur relative sur les volumes écoulés sur la période mars 2017 à mars 2018 (E_V) et le coefficient de détermination (R^2).

Les composantes du bilan hydrologique et les critères de performance pour chacun des modèles sont présentés en **Tableau 11.5**. La **Figure 11.3** présente les simulations (franges de paramétrisations) et observations (présentées au pas de temps journalier) pour les stations S_3-Canabois et S_6-Nsimalen.

Les jeux de paramètres déterminés en Section 2 aboutissent à des performances globales satisfaisantes avec des valeurs de NSE supérieures à 0.70 aux pas de temps journalier et horaire, et des R^2 de 0.74 pour Canabois et 0.85 pour Nsimalen.

Pour Canabois, les valeurs des quatre critères de performance pour le modèle semi-distribué horaire restent moins bons que le modèle horaire global calibré. Contrairement au modèle global horaire, le modèle semi-distribué horaire sous-estime de 11 % l'écoulement annuel (R). Cette sous-estimation de la lame d'eau écoulée est en partie due à une simulation de débordement plus importante par le modèle semi-distribué (160-200 mm) que par le modèle global (66 mm). Le modèle semi-distribué annuel avec une valeur de R de près de 890 mm surestime de + 6 % la lame d'eau écoulée.

Pour Nsimalen, Les **Figure 11.3c** et **Figure 11.3d** mettent en avant une surestimation générale des débits simulés par le modèle semi-distribué notamment pour les périodes de basses

eaux. Cette sur-estimation se mesure par une erreur sur les volumes (E_V = + 16 %). Les simulations issues du modèle global calibré présente une surestimation beaucoup plus réduite (E_V = + 4 %), alors que le modèle semi-distribué annuel présente une surestimation de +27 %.

Les hydrogrammes journaliers simulés et observés présentés en **Figure 11.3a,c** et la comparaison entre débits observés et débits simulés présentés en **Figure 11.3b,d** confirment le potentiel intéressant du modèle semi-distribué développé sur ce bassin d'étude. Ces paramétrisations principalement caractérisées par des pré-estimations permettent d'aboutir à des hydrogrammes et des bilans hydrologiques proches du modèle global horaire calibré.

Tableau 11.5. Valeurs des composantes du bilan hydrologique de l'année 2017-2018 pour les simulations issues des trois modèles (semi-distribué horaire, global horaire et semi-distribué annuel) des stations S_3-Canabois et S_6-Nsimalen. Le tableau présente également les valeurs des fonctions critères NS_D, NS_H, E_V et R^2.

		P **[mm]**	***R*** **[mm]**	***ET*** **[mm]**	***ΔS*** **[mm]**	***OF*** **[mm]**	***IF + OD*** **[mm]**	NS_D	NS_H	E_V	R^2
S_3-Canabois	**Semi-distribué horaire**	**1725**	**730 - 760**	**660**	**250**	**160 - 200**	**130**	**0.78**	**0.72**	**- 11%**	**0.74**
	Global horaire calibré (Chap. 9)	1725	864	787	119	84	130	0.85	0.83	1 %	0.92
	Semi-distribué Annuel (Chap. 7)	1725	887	-	-	-	-	-	-	+ 6 %	-
	Observé	1725	**840**	-	-	-	-	-	-	-	-
S_6-Nsimalen	**Semi-distribué horaire**	**1660**	**728 - 765**	**620**	**270**	**155 - 200**	**145**	**0.77**	**0.75**	**+16%**	**0.85**
	Global horaire calibré (Chap. 9)	1660	611	859	237	99	145	0.76	0.73	+ 4%	0.85
	Semi-distribué Annuel (Chap 7.)	1660	817	-	-	-	-	-	-	+ 27%	-
	Observé	**1660**	**641**	-	-	-	-	-	-	-	-

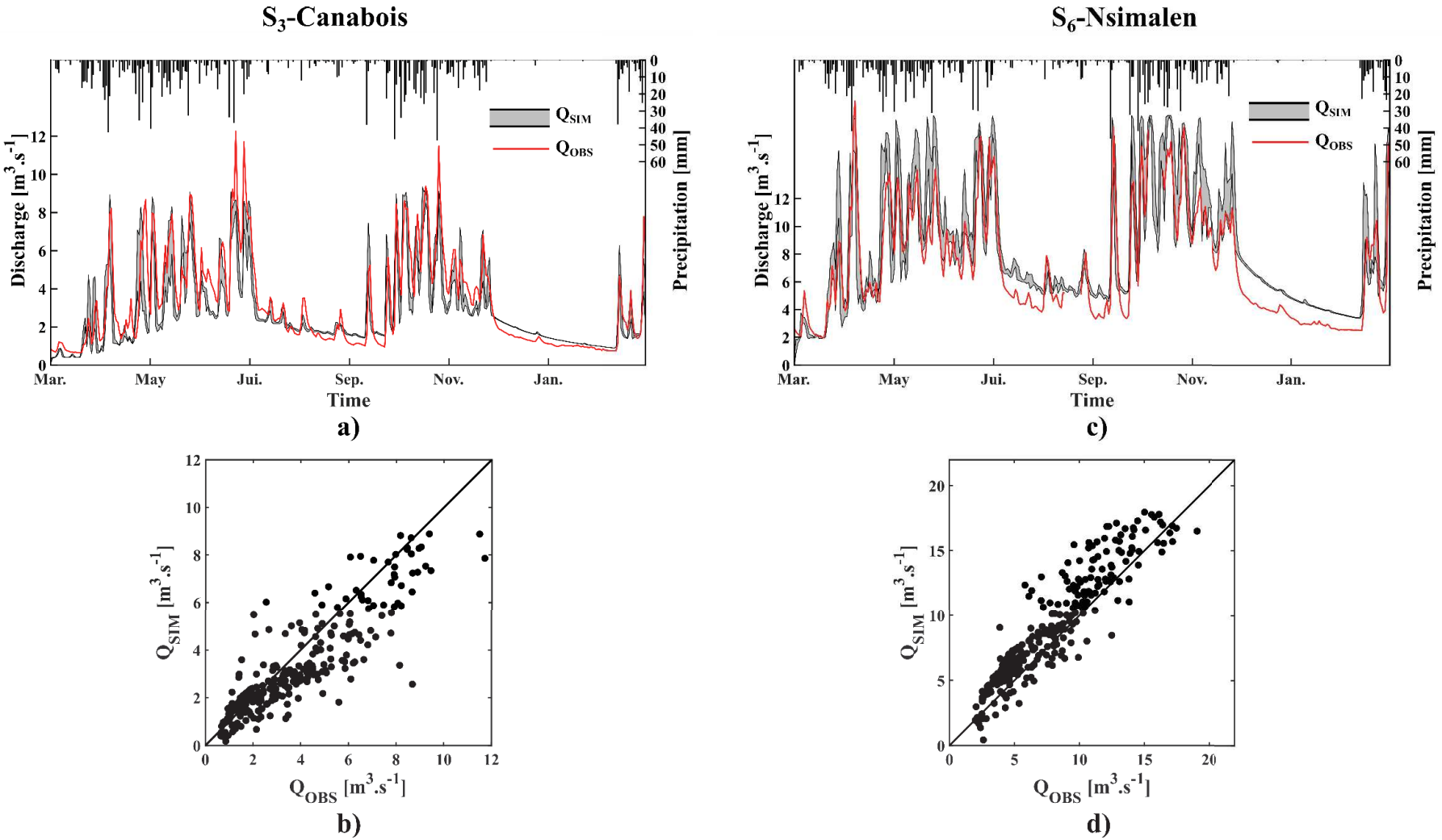


Figure 11.3. Hydrogrammes simulés (mars 2017 - mars 2018) à partir du modèle horaire semi-distribué pour la station S_3-Canabois **(a)** et S_6-Nsimalen **(c)**. Comparaison entre débits observés et débits simulés (mars 2017 - mars 2018) pour la station S_3-Canabois **(b)** et la station S_6-Nsimalen **(d)**.

3.2 A l'échelle des événements de crues

Comme pour le modèle global, le modèle semi-distribué horaire continu permet une évaluation de la performance des simulations d'événements de crue. La **Figure 11.4** présente les simulations pour 15 événements de crue enregistrés à Canabois sur la période mars 2017 à mars 2018. Le **Tableau 11.6** résume les critères de performance *NSE* et d'erreurs sur le volume (E_V) pour chaque événement pour le modèle semi-distribué ainsi que pour le modèle global calibré. Les moyennes de ces critères pour l'ensemble des événements, ainsi que les moyennes pour les 5 et 10 événements aboutissant aux meilleures NSE sont également présentées dans ce tableau. La paramétrisation de référence proposée en Section 2.3.1 aboutit à des performances significativement plus faibles à l'échelle événementielle, avec une valeur moyenne de NSE de 0.07 contre 0.45 sur l'ensemble des événements, et pour les cinq événements les mieux simulés une valeur moyenne de 0.52 contre 0.85. Les erreurs sur les volumes sont également plus importants en moyenne, avec cependant des valeurs toujours comprises dans l'intervalle ± 25 % contrairement au modèle global horaire (événement n°2, n°4 et n°5). Pour ce qui est des événements de crue, le modèle semi-distribué à tendance à sous-estimer les volumes alors que le modèle global tend à les surestimer.

Tableau 11.6. Résumé des performances des simulations issues de la paramétrisation de référence pour le modèle semi-distribué et du modèle calibré global (Chapitre 9).

	Modèle semi-distribué		**Modèle global**	
N° Evénement	***NSE***	E_V**(%)**	***NSE***	E_V**(%)**
1	-1.54	- 20	-0.13	- 28
2	0.47	- 19	0.49	**+ 30**
3	-0.62	- 24	0.75	+ 2
4	0.08	- 13	-0.16	**+ 44**
5	0.25	- 22	-0.41	**+ 30**
6	0.62	- 24	0.39	+ 21
7	0.17	+ 9	0.95	+ 7
8	-0.13	+ 14	0.9	+ 9
9	0.38	- 4	0.62	+ 23
10	-0.79	- 13	0.28	- 17
11	0.24	- 10	0.21	+ 1
12	0.37	- 22	0.59	+ 7
13	0.35	- 9	0.75	- 6
14	0.54	- 10	0.92	- 3
15	0.61	- 11	0.61	- 7
Moy	**0.07**	**- 11**	**0.45**	**+ 8**
Moy-5best	**0.52**	**- 15**	**0.85**	**+ 2**
Moy-10best	**0.40**	**- 11**	**0.70**	**+ 8**

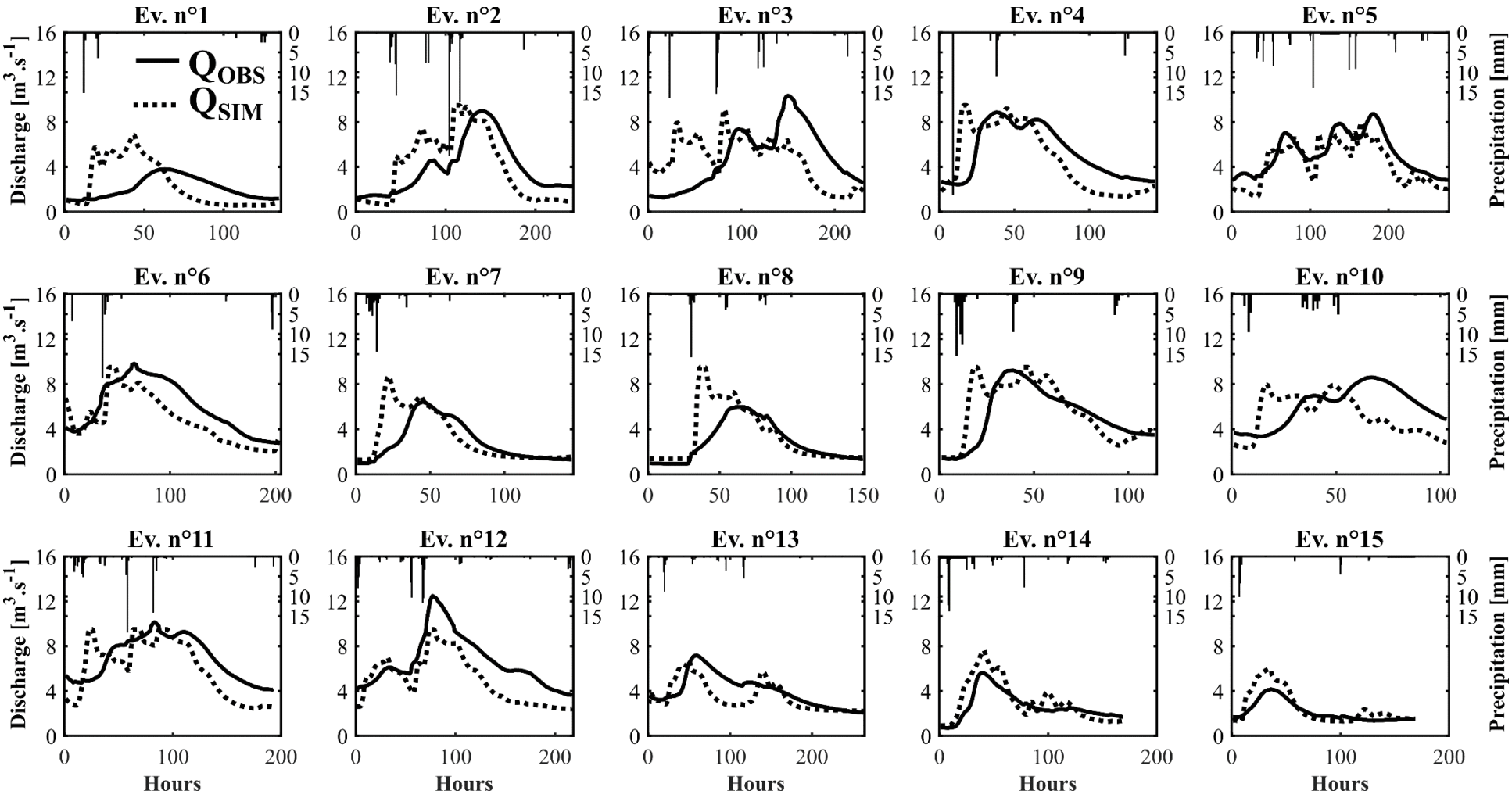


Figure 11.4. Hydrogrammes simulés et observés pour 15 événements de crue (sur la période mars 2017 - mars 2018) à la station S_3-Canabois.

4 Scénarios de précipitations, d'urbanisation et d'aménagements

Plusieurs scénarios de précipitations, de changements d'ODS et d'aménagements des tronçons de rivière sont intégrés dans le modèle semi-distribué par la modification des valeurs de certains paramètres, variables et données d'entrée. L'analyse de l'impact des différents scénarios sur les bilans hydrologiques et les caractéristiques des courbes de débits classés sont présentées pour la station à l'exutoire du bassin (S_6-Nsimalen).

4.1 Définition des scénarios

4.1.1 Paramétrisation de référence

Dans l'analyse des performances du modèle semi-distribué, une enveloppe de débits simulés correspondant aux paramétrisations de référence du modèle a été comparée aux débits observés. Dans cette section, nous choisissons comme paramétrisation de référence (parmi l'ensemble des paramétrisations définissant la frange de débit simulé en Section 3.1) celle ayant abouti aux plus fortes valeurs de NSE (param. n°12, $NS_D = 0.90$, $NS_H = 0.86$). Les valeurs des termes des bilans et les caractéristiques des hydrogrammes des différents scénarios sont comparées à cette paramétrisation de référence.

4.1.2 Présentation des scénarios

On définit cinq types de scénarios :

- Variation des précipitations (Scénarios A).
- Scénario d'aménagement des tronçons limitant les débordements (Scénarios B).
- Scénario de changement d'ODS (Scénarios C).
- Scénario de changement du temps de réponse (Scénario D).
- Scénario mixte intégrant des scénarios de type A, B et C (Scénarios mixtes).

Scénarios A :

- **A_1** : On applique une pondération de + 25 % aux précipitations observées.
- **A_2** : On applique une pondération de – 25 % aux précipitations observées.

Scénarios B :

- **B_1** : On limite le débordement sur l'ensemble des tronçons (pas de seuils de débordement).
- **B_2** : On limite le débordement sur l'ensemble des tronçons, et on leur applique la valeur de célérité des tronçons canalisés ($C = 1.0$ m.s^{-1}).
- **B_3** : On limite le débordement sur les tronçons situés en amont ($J_{0,1,2,4,5,6}$), et on leur applique la valeur de célérité des tronçons canalisés ($C = 1.0$ m.s^{-1}).
- **B_4** : On limite le débordement sur les tronçons du Mfoundi ($J_{5,6}$) et sur les deux derniers tronçons de la Méfou ($J_{7,9}$: depuis la confluence avec le Mfoundi jusqu'à l'exutoire) et on leur applique la valeur de célérité des tronçons canalisés ($C = 1.0$ m.s^{-1}).

Scénarios C :

- **C_1** : On applique un taux d'imperméabilisation nul pour l'ensemble des sous-bassins.
- **C_2** : On applique un taux d'imperméabilisation associé au scénario 2030 présenté en **Figure 6.15** du Chapitre 6**.**
- **C_3 :** On applique un taux d'imperméabilisation très élevé correspondant à celui des bassins les plus urbanisés (*Imp* = 24 % pour tous les sous-bassins).

Scénario D :

- **D_1** : On diminue de 25% le paramètre θ de la paramétrisation de référence.

Scénario Mixte :

Les scénarios mixtes combinent différents scénarios de type A, B, C.

- **B_4C_2**
- **B_4C_3**
- **$A_1B_4C_2$**

Tableau 11.7. Résumé des différents scenarios testés et analysés à la station S_6-Nsimalen. (OF = Débordement ; J = Tronçons ; Ref = valeurs de la pramétrisation de référence).

Scenarios	Q_{OF}	*Imp*	θ	*C*	*P*
Ref	Ref.	Ref.	Ref.	Ref.	Obs
A_1	Ref.	Ref.	Ref.	Ref.	Obs + 25%
A_2	Ref.	Ref.	Ref.	Ref.	Obs - 25%
B_1	Pas d'OF	Ref.	Ref.	Ref.	Obs
B_2	Pas d'OF	Ref.	Ref.	1 $m.s^{-1}$ pour tous les *J*	Obs
B_3	Pas d'OF pour $J_{0,1,2,4,5,6}$	Ref.	Ref.	1 $m.s^{-1}$ pour $J_{0,1,2,4,5,6}$	Obs
B_4	Pas d'OF pour $J_{5,6,7,9}$	Ref.	Ref.	1 $m.s^{-1}$ pour $J_{5,6,7,9}$	Obs
C_1	Pas de Canalisation	0 % pour tous les SBV	Ref.	Ref.	Obs
C_2	Ref.	Urbanisation 2030	Ref.	Ref.	Obs
C_3	Ref.	24 % pour tous les SBV	Ref.	Ref.	Obs
D_1	Ref.	Ref.	Ref. -25%	Ref.	Obs
B_4C_2	Pas d'OF pour $J_{5,6,7,9}$	Urbanisation 2030	Ref.	1 $m.s^{-1}$ pour $J_{5,6,7,9}$	Obs
B_4C_3	Pas d'OF pour $J_{5,6,7,9}$	24 % pour tous les SBV	Ref.	1 $m.s^{-1}$ pour $J_{5,6,7,9}$	Obs
$A_1B_4C_2$	Pas d'OF pour $J_{5,6,7,9}$	Urbanisation 2030	Ref.	1 $m.s^{-1}$ pour $J_{5,6,7,9}$	Obs + 25%

4.2 Résultats

Les termes des bilans et caractéristiques des courbes de débits classées pour chacun des scénarios sont présentés en **Tableau 11.8**, les variations (en %) par rapport à la paramétrisation de référence sont présentées en **Tableau 11.9**. Les hydrogrammes issus des scénarios sont présentés en **Figure 11.5** et les courbes de débits classés en **Figure 11.6**.

L'impact des variations de précipitations sur les débits simulés est logiquement très significatif avec une augmentation de la lame d'eau écoulée (*R*) de 17 % associée au scénario A_1 (augmentation des précipitations de 25 %) et une diminution de R de 20 % associée au scénario A_2 (diminution des précipitations 25 %). L'impact des variations de précipitations est également marqué pour l'évapotranspiration (+9 % pour A_1 et -16 % pour A_2), pour la variation de stock (+9 % pour A_1 et -16 % pour A_2) ainsi que pour les volumes débordés (+132 % pour A_1 et -80 % pour A_2).

Concernant l'aménagement des tronçons, l'impact de la limitation du débordement sur l'ensemble des tronçons est très significatif avec pour les scénarios B_1 et B_2, un débit de pointe maximum journalier de respectivement 45 et 70 $m^3.s^{-1}$ (forte influence des variations de célérités mise en évidence), contre 18 $m^3.s^{-1}$ pour le scénario de référence. La limitation du débordement sur l'ensemble du réseau (B_1 et B_2) augmenterait de 23 % la valeur de R. Le scénario B_3 impliquant une limitation du débordement pour les tronçons amont aboutirait à des changements très faibles au niveau des volumes débordés et lames d'eau écoulées (les volumes débordés en amont dans la paramétrisation de référence sont débordés plus en aval). Le scénario B_4 représentant un aménagement des tronçons du Mfoundi et de la partie aval de la Méfou entraine une augmentation de 10 % de *R* et une diminution de 43 % des volumes de débordement. Le scénario B_4 est retenu pour les scénarios mixtes, il s'agit du scénario le plus probable par rapport aux modifications actuelles des cours d'eau (projet PADY II). Pour ce scénario, on note une augmentation des débits de hautes eaux (Q_{30}) (+22 %) et une légère réduction des débits de basses eaux (-2 %). Les changements du paramètre de célérité (propagation des ondes de crues plus rapide) peuvent expliquer en partie la diminution des débits de basses eaux.

Concernant l'impact des changements d'*ODS*, le scénario C_1 caractérisé par une imperméabilisation nulle aboutit à une augmentation de 11 % de *PET*, une baisse de 24 % de *R* (- 180 mm) ainsi qu'une diminution de près de 27 % des débordements. Au contraire, le scénario d'urbanisation extrême (C_3), aboutit à une augmentation de 32 % de *R* (+ 240 mm), une baisse de 18 % de l'évapotranspiration et une augmentation de 26 % des volumes débordés. Le scénario d'urbanisation intermédiaire (C_2) aboutit notamment à une augmentation de *R* de + 15 % (+ 113 mm) et une diminution de *PET* de 6 %. L'impact de ces scénarios sur les courbes de débits classés est significatif avec une augmentation des débits de hautes eaux (Q_{30}) et de basses eaux (Q_{270}) pour C_2 et C_3, et une diminution de Q_{30} et Q_{270} pour C_1.

Une diminution du paramètre θ n'a que très peu d'impact à l'échelle des bilans et des caractéristiques des courbes de débits classés (+1 % pour *R* et -3 % pour *OF*), ce scénario n'a

pas été intégré dans les scénarios mixtes. On peut supposer que les variations de ce paramètre auraient davantage de poids sur les caractéristiques événementielles.

Concernant les scénarios mixtes, le scénario B_4C_2 et B_4C_3 intégrant les mêmes aménagements des tronçons mais deux scénarios d'urbanisation différents aboutissent à des résultats assez proches avec des valeurs de *R* de respectivement + 25 % et + 44 % et une diminution des volumes de débordement de 39 % et 24 %. Le scénario le plus urbanisé aboutit à une lame d'eau écoulée de 1086 mm, soit un coefficient d'écoulement de 58 %. L'impact sur les débits de hautes eaux reste très important pour ces deux scénarios (+30 % et +40 %) alors que l'impact sur les basses eaux est beaucoup plus marqué pour le scénario à forte urbanisation (+2 % et +9 %). L'influence de l'urbanisation a donc un impact très important sur les caractéristiques des débits simulés, ceci pouvant être associé à deux facteurs : i) l'augmentation du ruissellement du fait des surfaces imperméables plus importantes ; ii) l'augmentation du débit transféré depuis l'extérieur du bassin de la Méfou. Ces deux scénarios de changements d'ODS entraînent des écoulements annuels plus importants que le scénario de référence associé à des précipitations de +25% (A_1).

Le scénario $A_1B_4C_2$ intègre le scénario d'urbanisation le plus modéré des deux premiers scénarios mixtes, ainsi que le scénario d'augmentation des précipitations (+ 25%). Ce scénario aboutit à une augmentation de 40 % de *R* par rapport à la paramétrisation de référence, et une augmentation de Q_{30} de 64 % et de Q_{270} de 14 %.

Tableau 11.8. Résumé des termes du bilan hydrologique et caractéristiques des courbes de débits classés pour les différents scenarios testés.

	P [mm]	R [mm]	ET [mm]	Δ_S [mm]	OF [mm]	$IF+OD$ [mm]	Q_{30} [$m^3.s^{-1}$]	Q_{90} [$m^3.s^{-1}$]	Q_{180} [$m^3.s^{-1}$]	Q_{270} [$m^3.s^{-1}$]
Ref.	1654	752	619	272	170	145	16.3	11.3	7.0	5.3
A_1	2068	877	657	296	394	145	17.7	14.7	8.1	6.0
A_2	1241	599	538	229	34	145	12.4	8.6	5.7	4.4
B_1	1660	922	618	272	0	145	22.9	12.5	7.0	5.3
B_2	1660	927	618	272	0	145	25.1	10.1	6.6	5.1
B_3	1660	753	618	272	171	145	16.4	11.6	6.8	5.3
B_4	1660	831	618	272	95	145	19.8	11.8	6.8	5.2
C_1	1660	568	688	281	124	0	15.4	9.2	4.7	3.1
C_2	1660	866	582	268	172	211	17.2	13.3	8.4	6.3
C_3	1660	995	506	258	215	278	17.7	15.4	10.1	7.6
D_1	1660	759	618	272	164	145	16.4	11.8	6.9	5.3
B_4C_2	1660	940	582	268	103	211	21.2	13.2	8.0	6.3
B_4C_3	1660	1086	506	258	129	278	22.9	15.8	10.0	7.6
$A_1B_4C_2$	2068	1129	622	292	262	211	27.2	16.7	9.3	6.9

Tableau 11.9. Variation (en %) des termes du bilan et des caractéristiques des courbes de débits classés des différents scénarios par rapport à la paramétrisation de référence.

	P [mm]	R [mm]	ET [mm]	Δ_S [mm]	OF [mm]	$IF+OD$ [mm]	Q_{30} [$m^3.s^{-1}$]	Q_{90} [$m^3.s^{-1}$]	Q_{180} [$m^3.s^{-1}$]	Q_{270} [$m^3.s^{-1}$]
A_1	+25	+17	+6	+9	+132	0	+9	+30	+16	+12
A_2	-25	-20	-13	-16	- 80	0	-24	-24	-19	-17
B_1	0	+23	0	0	- 100	0	+41	+10	0	0
B_2	0	+23	0	0	-100	0	+54	-11	-5	-5
B_3	0	0	0	0	+1	0	+1	+2	-3	-1
B_4	0	+10	0	0	-44	0	+22	+4	-3	-2
C_1	0	-24	+11	+3	-27	-100	-1	-5	-9	-9
C_2	0	+15	-6	-1	+2	+44	+4	+11	+7	+3
C_3	0	+32	-18	-5	+26	+88	+6	+24	+20	+10
D_1	0	+1	0	0	-3	0	+1	+4	-1	0
B_4C_2	0	+25	-6	-1	-39	+44	+27	+10	+3	+2
B_4C_3	0	+44	-18	-5	-24	+88	+37	+27	+16	+9
$A_1B_4C_2$	+25	+50	0	+8	+54	+44	+64	+43	+20	+14

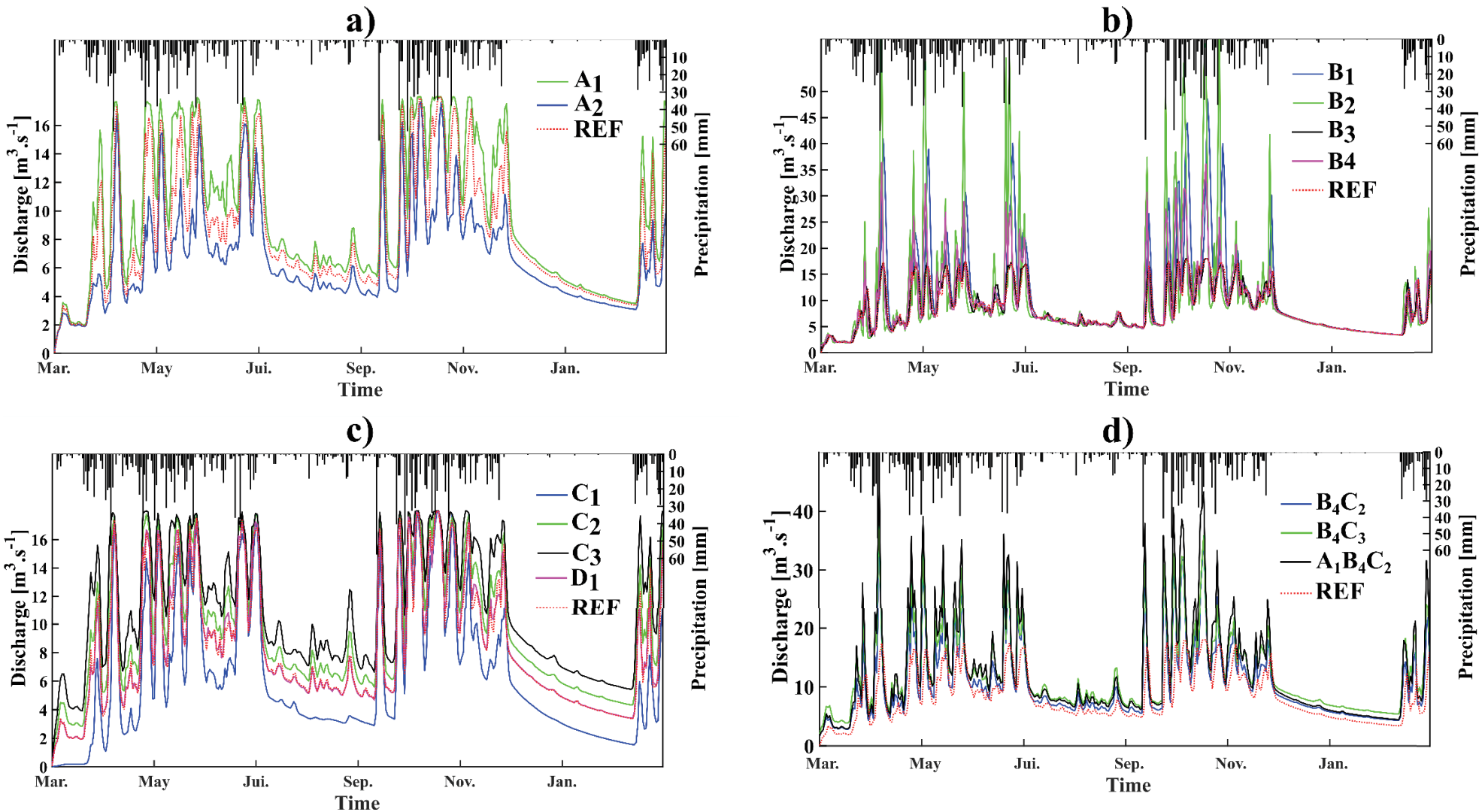


Figure 11.5. Hydrogrammes issus de la modélisation semi-distribuée pour la station S_6-Nsimalen pour les différents scénarios. **a)** Scénario A_1 et A_2 ;**b)** Scénarios B_1, B_2, B_3 et B_4 ; **c)** Scénarios C_1, C_2, C_3 et D_1 ; **d)** Scénarios mixtes : B_4C_2, B_4C_3 et $A_1B_4C_2$.

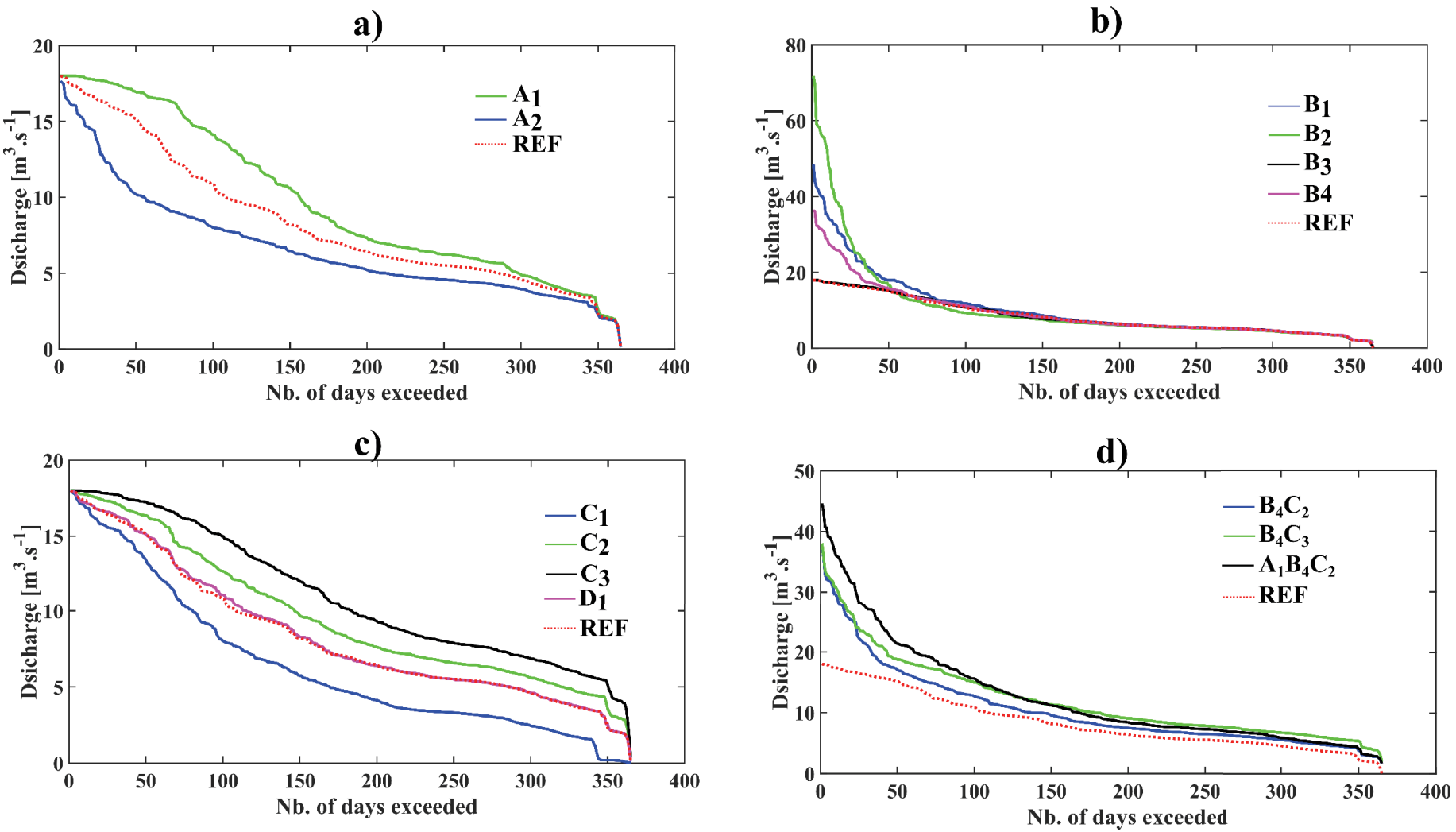


Figure 11.6. Courbes de débits classés issus de la modélisation semi-distribuée pour la station S_6-Nsimalen pour les différntes scénario. **a)** Scénario A_1 et A_2 ;**b)** Scénario B_1, B_2, B_3 et B_4 ; **c)** Scénario C_1, C_2, C_3 et D_1 ; **d)** Scénario mixtes : B_4C_2, B_4C_3, $B_4C_2D_1$ et $A_1B_4C_2D_1$.

5 Conclusion

Les premiers résultats du modèle horaire semi-distribué continu sont encourageants avec une paramétrisation de référence découlant d'analyses approfondies des relations pluie-débit (Chapitre 8) et débit-débit (Chapitre 10) permettant de proposer des représentations satisfaisantes des hydrogrammes. Les performances de ce modèle semi-distribué se rapprochent du modèle global horaire calibré pour la représentation des bilans et des hydrogrammes, mais il reste significativement moins performant pour la représentation des crues. Compte tenu des résultats prometteurs, on peut imaginer qu'une phase de calibration plus approfondie permettrait d'améliorer sensiblement les performances du modèle à l'échelle des crues.

Les scénarios présentés en Section 4 intègrent des modifications de certains paramètres et données d'entrée du modèle semi-distribué pour représenter des changements physiques des caractéristiques des bassins ou des précipitations. On remarque que le scénario représentant un bassin naturel (C_1) aboutit à une lame d'eau écoulée de 558 mm, soit un coefficient d'écoulement de 33 % alors que le scénario de forte urbanisation associé à un aménagement des tronçons principaux (B_4C_3) correspond à un coefficient d'écoulement de 66 %. Les valeurs simulées de ces coefficients d'écoulement sont légèrement moins contrastées que les observations des coefficients d'écoulement pour des bassins donneurs naturels (20-25 %) et très urbanisés (75 %). Ces chiffres de coefficients d'écoulement observés restent relativement proches des valeurs simulées et permettent de confirmer l'intérêt de ce modèle.

CHAPITRE 12

Discussions et conclusions

Les zones tropicales humides présentent généralement des chroniques hydro-climatiques limitées dans un contexte d'évolution rapide de l'urbanisation et des pressions grandissantes sur la ressource en eau. L'objectif de ce travail est de développer une approche permettant la compréhension du fonctionnement hydrologique dans un contexte peu jaugé afin d'évaluer l'impact de l'urbanisation pour une meilleure gestion de la ressource en eau et des crues. Pour cela une démarche mixte instrumentation-modélisation sur mesure est menée à différentes échelles spatiales et temporelles. Le bassin fortement urbanisé de la Méfou de 421 km² (Yaoundé, Cameroun) a été retenu dans les applications.

Les résultats de la thèse sont présentés en trois parties :

La première partie « *Site d'étude et analyse des processus* » (Chapitres 3, 4 et 5) présente l'instrumentation que nous avons menée de 2017 à 2019 (16 pluviomètres et 7 limnimètres) sur 6 sous-bassins versants avec des occupations de sols différentes allant du naturel à l'urbain. Les mesures sont faites à un pas de temps horaire et complètent les données historiques éparses (1950-2015) et les données globales récentes (données satellitaires, produits de ré-analyse). L'analyse des données hydrométéorologiques a permis de quantifier les termes du bilan hydrologique et de définir un cahier des charges pour la modélisation hydrologique multi-échelle (dans l'espace : bassins emboîtés ; dans le temps : de l'heure à l'année) et multi-objective : gestion de la ressource en eau et des crues. Pour tenir compte de l'évolution de l'urbanisation dans un contexte peu jaugé, la modélisation hydrologique doit être sur mesure, adaptée aux spécificités du milieu, simple et parcimonieuse. Cette partie sera valorisée dans un article à soumettre à *Journal of Hydrology – Regional Studies.*

La deuxième partie « *Modélisation hydrologique annuelle* » (Chapitres 6 et 7) présente le nouveau modèle hydrologique annuel que nous avons développé pour aider la gestion de la ressource en eau sur un bassin peu jaugé à forte évolution urbaine. Pour cela, le modèle est : i) « sur mesure », basé sur un découpage semi-distribué du milieu afin de représenter la variabilité spatiale des occupations des sols, et sur la définition de nouveaux indices permettant de tenir compte de l'évolution temporelle de l'occupation du sol et de la non-stationnarité des processus ; ii) « simple », inspiré du modèle empirique de Ponce et Shetty (1995) que nous avons modifié et simplifié ; iii) « parcimonieux », en limitant la phase de calage des deux paramètres du modèle à une simple régression entre les paramètres et des indices décrivant le milieu. Cette partie est composée de deux chapitres qui fusionneront dans un seul article : le Chapitre 7 qui est un article soumis à HESS (Hydrology and Earth System Science) et accepté

avec « révision majeure » ; le Chapitre 6 qui présente les réponses aux réviseurs qui seront introduites dans la version finale de l'article à soumettre très prochainement.

La troisième partie « *Modélisation hydrologique horaire* » (Chapitres 8, 9, 10 et 11) présente les deux nouveaux modèles continues horaires que nous avons développés afin de simuler les hydrogrammes de crue. Les deux modèles sont distincts mais complémentaires : i) Un modèle global (Chapitres 8 et 9) qui permet de simuler en un point du bassin l'impact de l'urbanisation sur la ressource en eau et sur les crues ; ii) Un modèle semi-distribué (Chapitres 10 et 11) qui permet de simuler l'impact des aménagements sur les tronçons ou de l'urbanisation sur certaines parties du bassin. Les deux modèles sont basés sur le modèle hydrologique distribué MHYDAS que nous avons adapté au contexte tropical urbain peu jaugé : i) « sur mesure », en modifiant aussi bien la fonction de production pour représenter l'évapotranspiration en fonction du NDVI, et la fonction de transfert pour représenter le débordement ; ii) « simple », en se limitant aux principaux processus avec une fonction de production à un réservoir au lieu de deux ; iii) « parcimonieuse », en limitant le nombre de paramètres à caler à 6 au maximum et en proposant des méthodes de pré-estimation de ces paramètres (par analyse des événements de crues). Les deux approches de modélisations horaires sont basées sur les mêmes équations et sont complémentaires ; l'approche globale représente le transfert à l'échelle globale du bassin alors que l'approche semi-distribuée permet de représenter les transferts dans les tronçons mais introduit un découpage spatial et des paramètres supplémentaires pour représenter le transfert dans le réseau. Les performances des deux modèles ont été évaluées : i) à différents pas de temps de l'heure à l'année ; ii) sur la série continue des données et à l'échelle événementielle. Les composantes du bilan hydrologiques sont simulées tant pour l'état actuel que pour divers scénarios climatiques et d'aménagements : évapotranspiration, variation de stock dans le sol, écoulement de surface, débit de base et débordement. Cette partie sera valorisée par deux articles : i) un article à soumettre prochainement à *Hydrological Processes* sur le développement et l'application d'une modélisation globale, déjà rédigé (Chapitre 9) à compléter par la phase de pré-estimation des paramètres (Chapitre 8) ; ii) un article sur la modélisation semi-distribuée en regroupant les Chapitres 10 et 11.

Ce chapitre de conclusion récapitule les principaux résultats de chacune de ces trois parties, discute les résultats par rapport aux objectifs annoncés et esquisse des perspectives.

1 Partie I - Site d'étude et analyse des processus

La démarche comporte deux étapes : (i) un état des lieux des connaissances du fonctionnement hydro-climatique de la zone d'étude basée sur les travaux et données historiques (Chapitre 3) ; (ii) le déploiement d'une instrumentation adaptée à bas coût permettant la construction de séries chronologiques de précipitations et de débits à pas de temps horaire sur deux années hydrologiques (2017-2019) (Chapitres 4 et 5). Les données

conventionnelles de terrain ont été complétées par des données globales récentes pour l'estimation et l'évolution de l'ODS (ESA CCI LC For Africa, ESA CCI), pour l'estimation des précipitations (GPM-IMERG), et de l'évapotranspiration (GLDAS, GLEAM, ESA-NDVI). Les données de l'instrumentation sont basées sur des installations et techniques de mesures peu coûteuses et sur l'implication de la population locale dans le suivi environnemental (suivi pluviométrique, lecture d'échelles limnimétriques, témoignages sur les zones inondées).

1.1 Bilan des travaux

Le Chapitre 3 présente une analyse des données hydro-climatiques et des occupations des sols (ODS) des travaux historiques et données globales à l'échelle de la Méfou à Nsimalen. Les données limitées à disposition ont permis de caractériser les principales conditions hydro-climatiques du bassin d'étude et d'observer des changements dans les relations pluie-débit aux échelles saisonnières et annuelles. Les informations disponibles ont permis de quantifier à partir des informations historiques et des données globales la dynamique des caractéristiques d'ODS à l'échelle de la Méfou : un fort recul des zones forestières a été quantifié (e.g. près de 80 km² depuis 2001) aux profits des zones urbanisées (s'étalant sur une superficie de 113 km² en 2018 contre quelques km² en 1970). Ces mutations importantes des caractéristiques d'ODS s'accompagnent de changements significatifs dans les relations pluie-débit. Nous avons estimé à l'échelle de la Méfou à Nsimalen, que le coefficient d'écoulement annuel a augmenté de plus de 50 % entre la période antérieure à 1980 (0.19) et la période postérieure à 2005 (0.30). Ce qui correspond à une augmentation de 205 mm de lame d'eau écoulée pour une année moyenne de précipitation (1600 mm). Les changements ont également été mis en évidences aux échelles saisonnières et mensuelles avec des augmentations significatives des débits bien plus importantes pour la première saison humide (mars à juin) que pour la seconde (septembre à novembre). Les conclusions de l'analyse des précipitations ne permettent pas d'expliquer ces différences de variations entre les deux saisons humides. Une des hypothèses serait que la seconde saison humide est caractérisée par des débits plus importants, l'exposant davantage aux débordements (favorisant ainsi l'infiltration et l'évapotranspiration qui limiteraient l'impact sur les lames d'eau écoulées observées à l'exutoire). L'état des lieux des données disponibles a également permis d'identifier des informations hydro-climatiques sur des sous-bassins pouvant être exploités comme bassins donneurs dans les phases d'analyse et de modélisation (Parties II et III).

La phase d'instrumentation (Chapitre 4) et l'analyse multi-échelle des données physiographiques et hydrologiques (Chapitre 5) ont permis d'aboutir à des chroniques de précipitations horaires sur le bassin de la Méfou après couplage des données au sol avec des données satellitaires (GPM-IMERG). Ces données de précipitations ont permis de construire des cartes de précipitations événementielles, mensuelles et annuelles à l'échelle du bassin de la Méfou. Les résultats en termes de pluviométrie annuelle confirment les rares études historiques d'analyse de l'hétérogénéité des précipitations sur le bassin de la Méfou (SNEC, 1968; Srang, 1972), avec des précipitations plus importantes sur les reliefs situés au nord-ouest du bassin et des précipitations plus faibles dans les partie sud et est. A l'échelle événementielle, de

fortes hétérogénéités spatiales sont observées sur le bassin de la Méfou. On note également des variabilités importantes entre événements. Ces éléments justifient le développement de modèles semi-distribués au pas de temps annuel ou horaire.

Le suivi à haute fréquence des niveaux d'eau et les différents jaugeages ont permis d'établir des chroniques de débits à pas de temps horaires sur les sept stations hydrométriques installées. Des lacunes importantes ont affecté plusieurs stations du fait des problèmes d'alimentation en électricité, de vandalisme ou de détérioration par des crues. La base de données collectées sur les deux années hydrologiques reste cependant satisfaisante et très utile dans l'analyse du fonctionnement hydrologique pour des pas de temps horaires à annuels. La séparation du débit de base par des méthodes présentées par Chapman (1999) permet d'obtenir des composantes de ruissellement de surface et de débit de base, utiles dans l'analyse des processus et le développement des modèles hydrologiques.

1.2 Discussions

Quelles difficultés rencontrées pour mener les phases d'instrumentation ?

La complexité de la zone d'étude (contexte urbain et tropical) était un défi majeur pour la mise en place d'un grand nombre d'instruments de mesure sur des missions courtes avec un budget limité. L'idéal aurait été de mener la phase d'instrumentation sur une même mission d'une durée plus longue (environ trois mois). Cela aurait nécessité de disposer au départ du projet de l'ensemble des instruments de mesure ainsi que d'un budget adapté à une mission longue. Mener une phase d'instrumentation sur une longue période aurait également permis de faire face aux démarches administratives souvent longues pour l'obtention des autorisations nécessaires à l'installation de matériel dans des propriétés privés ou zones gouvernementales. Pouvoir venir à bout de ces longues démarches administratives aurait pu permettre l'installation de stations dans des lieux stratégiques pour l'étude (e.g. canal du Mfoundi). Il est également important de ne pas négliger la phase de formation de l'équipe locale. Cette formation doit lui permettre de comprendre les objectifs des travaux recherches et d'acquérir les diverses compétences nécessaires pour les travaux de terrain et pour la première phase de traitement des données. Une équipe locale efficace, entreprenante et réactive est nécessaire à la réussite d'un projet dont la zone d'étude est située à plusieurs milliers de kilomètres du principal chef de projet.

Quel bilan tire-t-on de la mise en place d'un dispositif léger ?

Les installations déployées sur le terrain ont été associées à des aménagements très limités et des instruments peu couteux. Concernant les pluviographes, des problèmes récurrents de batteries ont fortement perturbé les relevés de plusieurs instruments. L'installation de panneaux solaires permettant aurait permis de pallier ces problèmes mais aurait entraîné des augmentations de coûts importantes. Il est important de prévoir des lectures d'échelles

journalières (implication des riverains) permettant de pallier les problèmes de relevés des instruments automatiques.

Le matériel de jaugeage à disposition limitait les mesures en hautes eaux à l'exutoire (station Nsimalen), ne permettant pas une mise à jour de la courbe de tarage. L'utilisation d'ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) reste incontournable pour la mesure de débits pour des sections de grandes profondeurs.

Les informations topographiques (MNT SRTM 2014) et le type de matériel topographique à disposition (niveau de chantier) limitaient les mesures à une évaluation grossière des pentes et de la topographie. Dans l'objectif de poursuivre ces travaux sur le volet hydraulique et l'emprise des zones inondables, l'acquisition de données de type LIDAR par campagnes de drones où l'achat de donnée satellitaires PLEIADES semble incontournable. Malgré les avancées récentes, l'accès à ces types de données nécessitent des coûts encore importants.

Il est donc nécessaire de s'assurer que le coût de mise en place des instruments, leur entretien, ainsi que le coût des campagnes de mesures soit contrôlés et en accord avec le budget à disposition.

Quelle est le bilan de l'utilistion des données globales récentes ?

Dans un contexte de bassin peu jaugé, l'intérêt des données globales récentes est indéniable avec depuis quelques années la mise à disposition de résolutions plus fines, tant spatiales pour l'occupation des sols et la topographie, que temporelles pour les précipitations. Il a été montré dans ces travaux que pour 30 événements de précipitations de l'année 2017-2018, le produit GPM-IMERG (Huffman et al., 2015) estime dans plus de 80 % des cas une occurrence des précipitations concordant avec le réseau au sol (± 1 heure de différence). On observe en revanche des biais important concernant les valeurs estimées, avec généralement des surestimations des faibles précipitations et une surestimation des fortes précipitations. La désagrégation à des pas de temps horaire de données journalières enregistrées au sol à partir des informations satellitaires permet d'aboutir à des simulations satisfaisantes.

Ces nouveaux produits sont adaptés pour répondre à de nouveaux objectifs comme la modélisation des débits à pas de temps fins. Ces produits globaux permettent donc une première analyse enrichissante du contexte d'étude pour la caractérisation du climat (évapotranspiration, précipitations, températures), de l'occupation des sols, et des types de sols. Les modèles proposés dans ces travaux intègrent plusieurs produits globaux, et aboutissent à des résultats satisfaisants. La dernière génération de données de précipitations satellitaires de la NASA (GPM-IMERG) semble très pertinente pour la région d'étude. Ces données globales sont déjà intégrées dans des outils opérationnels comme des systèmes d'alertes précoces en zone peu jaugée (e.g. données de prévision des précipitations GFS produit par NCEP). Le produit SWOT (Biancamaria et al., 2016), qui permettra une estimation des hauteurs d'eau des grands fleuves à partir d'images satellites, est un produit global très attendu (disponibilité prévue en 2021), et qui sera sans doute d'une grande utilité dans la gestion intégrée de la ressource en eau.

Le suivi de l'instrumentation a duré deux ans. Est-ce suffisant ?

Le gain de connaissance sur le fonctionnement hydrologique après deux années de suivi est assez significatif et complète les informations historiques et données globales à disposition. Dans un objectif d'approfondir les quantifications des hétérogénéités de fonctionnement hydrologique, il serait intéressant de modifier l'emplacement de quelques stations de mesures vers des tributaires entièrement naturels (bassins de l'Ossongoué) ou vers le bassin du Mfoundi. Dans l'objectif d'analyser les débits extrêmes, une ou deux années ne sont évidemment pas suffisantes et un suivi à long terme est à prioriser sur quelques stations.

Quelles instrumentations et mesures supplémentaires seraient nécessaires pour améliorer notre compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin ?

Les instruments de mesures installés pendant ces travaux de thèse ont été limités aux observations des précipitations et des débits. Des suivis supplémentaires intégrant d'autres mesures environnementales comme des suivis piézométriques, le suivi de la variation d'humidité des sols où encore des analyses approfondies de la chimie de l'eau permettraient de mieux comprendre certains processus hydrologiques. Un réseau de suivi de l'humidité du sol permettrait de confrontée des données de terrain à la dynamique du réservoir de stockage des sorties de modèles hydrologiques horaires (Chapitre 9 et 11) et d'expliquer des variabilités dans les relations pluie-débit à l'échelle des événements. Concernant les suivis piézométriques, nos estimations quantifient que le débit de base représente entre 60 % et 70 % de l'écoulement annuelle. Un des enjeux est donc de mieux comprendre les relations nappes-rivières par le biais d'un réseau de suivi piézométrique. Les mesures de conductivités enregistrées pour plusieurs stations n'ont été exploitées que de façon limitée dans ces travaux. Leur valorisation permettrait sans doute d'approfondir certains aspects du fonctionnement hydrologique comme la quantification des apports latéraux par résolution de modèle inverse (Cholet et al., 2017).

2 Partie II – Modélisation hydrologique annuelle et mensuelle

2.1 Bilan des travaux

Dans le contexte de bassins peu jaugés, des approches proposées dans le cadre de la décennie PUB (Blöschl, 2013) ont été utilisées, notamment le transfert d'informations (e.g. valeurs des paramètres) de bassins donneurs vers des bassins cibles. Un nouveau modèle hydrologique pluie-débit semi-distribué au pas de temps annuel (Chapitre 7) prenant en compte les changements d'ODS a été développé à partir des données issues de l'instrumentation, des données historiques et des informations sur l'évolution de l'ODS. Sa structure semi-distribuée permet de tenir compte de la contribution des principaux sous-bassins à l'exutoire ainsi que la

reconstruction de données passées et la simulation de l'impact de changements d'occupation des sols sur les débits annuels à l'exutoire. Du fait des informations réduites sur les caractéristiques générales du bassin (pédologie, géologie, hydrogéologie), une des volontés de ce travail était de proposer des modèles parcimonieux intégrant peu de paramètres avec des phases de calibration limitées. Pour cela, nous avons opté pour des phases de pré-estimation des paramètres à partir d'analyses ciblées des données pluie-débit (Chapitres 6, 8 et 10).

L'utilisation de modèles classiques (Chapitre 6) a mis en avant certaines limites (pas de prise en compte de l'évolution de l'ODS) mais a aussi permis d'établir le cahier des charges de la modélisation (hypothèse d'une variation interannuelle de stock nulle, choix de semi-distribution du modèle, relation de type SCS). Le modèle développé est basé sur l'utilisation des relations pluie-débit de bassins donneurs caractérisés par divers état d'ODS pour l'estimation des relations pluie-débit de bassin cibles caractérisés par des ODS changeant entre 1950 et 2017. Les équations du modèles sont basées sur des équations de type SCS. Un indice hydrologique (I_H) est créé à partir des caractéristiques physiques des bassins dont la principale composante est la proportion de zone urbaine. L'équation du modèle permet de définir un coefficient d'écoulement qui dépend de I_H et de la lame d'eau précipitée. Ce modèle annuel semi-distribué permet d'estimer les contributions annuelles de huit sous-bassins à l'exutoire et de proposer une reconstruction des écoulements annuels à l'échelle de la Méfou à Nsimalen. Les coefficients d'écoulement annuel varient entre 24 % pour les bassins naturels et 85 % pour les bassins très anthropisés. La reconstruction des débits historiques à l'exutoire aboutit à des performances satisfaisantes (RMSE = 99 mm ; r^2 = 0.68) comparativement au modèle GR1A calibré (RMSE = 123 mm ; r^2 = 0.43).

2.2 Discussions

Qu'apprend-on sur la variabilité des écoulements annuels sur des sous-bassins avec des occupations des sols différentes ?

La structure spatiale semi-distribuée de ce modèle annuel permet de traiter les fortes hétérogénéités du bassin et d'évaluer les contributions des principaux sous-bassins. Le modèle aboutit à un schéma de fonctionnement à l'échelle des sous-bassins pour l'année hydrologique de référence 2017-2018. Les sorties du modèle permettent de compléter les observations de terrain concernant les débits annuels, on observe des débits annuels supérieurs à 1000 mm pour trois sous-bassins de la zone la plus urbanisée et des débits inférieurs à 400 mm pour le bassin le plus naturel (partie aval de la Méfou). Les autres sous-bassins, caractérisés par des occupations des sols intermédiaires, sont associés à des écoulements de l'ordre de 750 mm à 915 mm. Ces hétérogénéités des débits annuels sont comparables aux valeurs observées au niveau des bassins donneurs issus de l'instrumentation et des données historiques.

L'instrumentation déployée a aussi permis d'évaluer que les précipitations sont relativement homogènes entre sous-bassins avec des cumuls plus importants sur la partie nord (bassin de Nkomassi) et plus faibles sur la partie est, mais dans de faibles proportions (± 5 % par rapport à la moyenne à l'échelle de la Méfou). Compte tenu des différences importantes des

débits annuels, les coefficients d'écoulement annuel (ρ) sont également très hétérogènes pour les différents sous-bassins. Les bassins les plus urbanisés sont associés à des ρ très élevés (supérieurs à 0.6) alors que les bassins les plus naturels sont associés à des valeurs de ρ de 0.25. Les bassins aux occupations des sols intermédiaires présentent des valeurs de ρ entre 0.43 et 0.53. Les ordres de grandeurs des ρ modélisés sont proches des valeurs observées sur les bassins donneurs caractérisés par une variété d'ODS.

Quelles sont les principales limites de ce modèle et de son application dans notre cas d'étude ?

On peut citer trois limites importantes de ce modèle : une première est associée aux données d'entrée et deux autres sont associées aux propriétés du modèle.

Concernant les données d'entrée, une incertitude majeure repose sur les données de précipitations historiques. En effet, un unique pluviomètre historique est utilisé comme donné d'entrée pour la reconstruction des débits annuels à l'échelle du bassin de la Méfou. Les hétérogénéités spatiales des précipitations n'ont pu être quantifiées que sur deux années de référence et appliquées à l'ensemble de la chronique historique. Certains produits globaux pour l'estimation des précipitations proposent une profondeur temporelle intéressante (e.g. TRMM-TMPA, CMORPH) mais leur utilisation n'a pas abouti à des résultats convainquant.

Concernant la première limitation associée aux propriétés du modèle, on peut souligner que le modèle ne tient pas compte de la variation interannuelle de stock d'eau dans le sol. Les caractéristiques climatiques nous ont amené à fixer le début de l'année hydrologique en mars après la principale saison sèche. L'analyse des données de précipitations et de débits historiques à pas de temps mensuel (Chapitre 6) a conforté l'hypothèse d'une faible variation interannuelle du stock. Cependant des précipitations précoces importantes tombent parfois en février, influant alors sur la variation interannuelle du stock et mettant à mal notre hypothèse de départ. Une des améliorations du modèle pourrait impliquer la prise en compte de la variation de stock. Une des possibilités est d'intégrer des informations de précipitations de l'année antérieure (cumul annuel ou cumul sur la seconde moitié de l'année) dans les équations du modèle, à l'image de ce qui est fait dans le modèle GR1A (Mouelhi, 2006).

La deuxième limite associée à la structure du modèle est qu'il ne prend pas en compte directement le transfert d'eau depuis l'extérieur du sous-bassin. En contexte de zone urbaine, des sous-bassins sont alimentés depuis d'autres bassins par des transferts de volume d'eau non négligeables. On peut considérer que ces transferts sont compris indirectement dans le modèle par l'indice hydrologique dans lequel le phénomène d'urbanisation à un fort impact. On peut supposer que plus un bassin est urbanisé, plus les besoins en eau pour les particuliers et les industries vont être important. Une quantification plus précise des transferts d'eau permettrait de mieux séparer l'impact direct de l'urbanisation, qu'ils soient directs (e.g. augmentation du coefficient de ruissellement de surface) et indirects (e.g. usage de l'eau). Afin d'intégrer ces éléments dans le modèle, il est donc nécessaire d'avoir une connaissance plus approfondie des

transferts entre sous-bassins, que ce soit pour les sous-bassins donneurs permettant de construire le modèle que pour les bassins cibles sur lesquels le modèle est appliqué.

3 Partie III – Modélisation hydrologique horaire

3.1 Bilan des travaux

Les modèles hydrologiques au pas de temps horaire présentés en Chapitre 9 (modèle global) et en Chapitre 11 (modèle semi-distribué) sont basés sur des analyses approfondies des relations pluie-débit à l'échelle des événements pour les stations instrumentées et suivis entre mars 2017 et mars 2019. Ces analyses comprennent l'étude des caractéristiques des crues à l'échelle des sous-bassins (Chapitre 8) et des caractéristiques des transferts hydrauliques dans les tronçons (Chapitre 10). Ces phases d'analyses approfondies permettent de proposer des valeurs pré-estimées de plusieurs paramètres pour ces modèles. Le développement de modèles continus à pas de temps horaire global (Chapitres 8 et 9) et semi-distribué (Chapitres 10 et 11) permettant des simulations à pas de temps fins agrégées à différentes échelles temporelles (journalière, mensuelle, annuelle). Ces modèles permettent la représentation des hydrogrammes, des termes du bilan, la simulation des crues et des débordements pour les différents sous-bassins. Les deux modèles horaires (Chapitres 10 et 12), une modélisation continue et non événementielle a été priorisée afin de s'affranchir des conditions initiales et de permettre une analyse à plusieurs échelles spatiales par l'agrégation aux pas de temps journalier, mensuel et annuel. Pour ces deux modèles, on intègre également des seuils de débordements et des apports d'eau depuis des bassins extérieurs. Pour la modélisation globale, les performances de simulations intégrant des paramétrisations limitant les phases de calibration (paramètres pré-estimés) sont comparées aux performances de paramétrisations intégrant des paramètres calibrés. L'impact de scénarios de changements d'ODS, d'aménagements des tronçons et de variations des précipitations sont évaluées à l'échelle des bilans pour les deux modèles et à l'échelle des événements pour le modèle global.

3.2 Discussions

Quel est le bilan de la simulation des processus hydrologiques (écoulement de surface, écoulement de base, évapotranspiration, débordement) pour ces deux modèles?

Le modèle aboutit à des valeurs d'évapotranspiration (AET) variant entre 400 mm pour des bassins urbanisés à 900 mm à l'échelle de la Méfou. Ces valeurs sont proches des déficits d'écoulement calculés à partir des précipitations et des débits sur ces bassins. La valeur de 900 mm pour le bassin de Nsimalen est proche de la valeur estimée à partir du produit GLEAM

(980 mm) et proche des estimations réalisées par Ikounga (1978) (de l'ordre de 950 à 1000 mm) (voir Chap.3-Sect.4.1.5).

Concernant le modèle semi-distribué, les valeurs simulée d'AET semblent très faibles à l'échelle de la Méfou (620 mm). La part plus importante des débordements pourrait expliquer ces différences importantes. Une partie des eaux classées comme débordantes alimente la demande évaporatoire mais n'est pas comptabilisée dans l'AET par le modèle.

Pour le débordement, à l'échelle de la Méfou les modélisations globale et semi-distribuée aboutissent respectivement à un débordement de 100 mm et 170 mm par an. Ces volumes d'eau débordés correspondraient à une hauteur d'eau entre 2.2 et 3.8 m sur les 15 km² de zone humides propices aux débordements. Compte tenu des débordements réguliers (3 à 5 débordements majeurs sur chacune des deux années observées), ce chiffre semble assez cohérent.

Concernant la séparation entre débit de base et débit de surface, le modèle globale simule des séparations très proches des estimations réalisées à partir de la méthode présentée par Chapman (1999), considérée comme séparation de référence (NSE = 0.83 sur les débits de base pour les deux années d'étude à la station S_3-Canabois). Cette séparation de débit de base estime une part du débit de nappe de l'ordre de 60 à 70 %.

Quel est le bilan de la phase de pré-estimation des paramètres pour les deux modèles ?

Concernant le modèle global horaire, les performances du modèle avec des paramètres pré-estimés aboutissent à des résultats globalement satisfaisants. On observe des valeurs supérieures ou égales à 0.65 pour trois stations dont des valeurs de NSE horaire (NS_H) de 0.77 et de 0.83 pour la station Canabois sur les deux années étudiées. Ces simulations sont donc utiles pour la réduction des plages de prospections des valeurs de paramètres dans les phases de calibration. Les phases de calibration permettent d'améliorer les performances par rapport aux paramétrisations pré-estimées et aboutissent à des performances en validation très satisfaisantes pour deux des quatre stations disponibles (NS_D = 0.76 et 0.85). Des paramétrisations intermédiaires limitant fortement le nombre de paramètres calibrés a permis d'aboutir à des résultats prometteurs. Ces tests ont mis en avant la sensibilité importante d'un des paramètres d'écoulement de base (k) sur les simulations. Le paramètre θ inclut dans la fonction de transfert d'Hayami appliquée sur les versants est fortement dépendant des caractéristiques physiques des bassins. Les variations de ce paramètre entraînent des changements également importants des performances évaluées à l'échelle horaire. Tout en limitant la phase de calibration, ces modèles parcimonieux aboutissent à des performances satisfaisantes tant pour la simulation des bilans hydrologique que pour la simulation des événements de crue. Le modèle parcimonieux développé représente donc bien les hydrogrammes et permet une estimation des différentes composantes du bilan hydrologique en s'affranchissant de la phase de calibration.

Pour le modèle horaire semi-distribué, la phase de pré-estimation issue des calibrations du modèle global et de l'analyse débit-débit permet d'aboutir à des simulations satisfaisantes des chroniques de débits journaliers ($NS_D > 0.75$) et horaires ($NS_H > 0.70$) pour les stations

Canabois et Nsimalen. Les performances concernant la représentation des crues restent néanmoins très inférieures au modèle globale (NS_{10BEST} = 0.40 contre 0.70). Une phase de calibration permettrait d'améliorer sensiblement les performances en crues.

Quel est l'intérêt du modèle semi-distribué ?

L'analyse des données a mis en avant l'impact de la variabilité spatiale sur les réponses hydrologiques. Dans l'objectif d'un développement de système d'alerte précoce de crues, l'amélioration et la calibration de ce type de modèle semi-distribué paraissent judicieuses. Coupler le modèle global avec ce modèle semi-distribué permettrait également une approche multi-modèle quantifiant une part des incertitudes. Le Chapitre 11 présente une première version d'un modèle semi-distribué avec une paramétrisation issue d'une pré-estimation des paramètres du modèle (à partir des Chapitres 8, 9 et 10). Ce premier modèle semi-distribué aboutit à des performances prometteuses de par la bonne reconstruction des hydrogrammes de l'année 2017-2018 pour les stations Canabois et Nsimalen. La calibration de ce modèle permettrait sans doute d'aboutir à de meilleures performances que le modèle global calibré. Le modèle global calibré reste pour le moment bien plus performant que la paramétrisation issue de la pré-estimation du modèle semi-distribué.

Quelles sont les limitations de ces modèles ?

La première limite est la nécessité de disposer de chroniques de précipitations horaires pour établir les chroniques de débits aux différents pas de temps et les termes du bilan. La combinaison de données satellitaires avec les données au sol pour les précipitations permet de pallier en partie à cette limite, les incertitudes liées à ces produits satellitaires sont encore importantes et des validations avec les données au sol sont nécessaires. Le modèle semi-distribué n'a d'intérêt que lorsque les informations de précipitations permettent de quantifier des hétérogénéités spatiales entre sous-bassins et/ou lorsque les propriétés physiques des sous-bassins sont suffisamment hétérogènes. Une semi-distribution du modèle augmente significativement le nombre de paramètres de calage. Le découpage du modèle en sous-bassins doit être limité et guidé par les objectifs de l'étude.

4 Discussion générale

- Quel bilan tire-t-on de l'approche instrumentation-modélisation « sur mesure » ?

Cette approche mixte instrumentation-modélisation « sur mesure » multi-échelles semble prometteuse pour une meilleure compréhension des processus hydrologiques en milieux peu jaugés soumis à des modifications des territoires. Elle permettrait de mettre à disposition des

gestionnaires des outils simples et efficaces pour la gestion de la ressource en eau et des crues. Dans l'objectif de répondre à une problématique spécifique sur une zone d'étude ciblée, une instrumentation adaptée aux objectifs couplée à une modélisation sur mesure semble être une approche optimale. Cependant, les contraintes en matière de budget et de délais dont disposent les bureaux d'études s'opposent souvent avec l'acquisition de nouvelles données sur plusieurs années ainsi que le développement de modèles spécifiques. Ces approches semblent être plus adaptées au milieu de la recherche ayant pour objectif d'approfondir les connaissances générales de processus d'une zone d'étude. Des modèles existants peuvent être employés à la place des modèles développés sur mesure (gain de temps) mais n'ont généralement pas été développés pour des mêmes conditions (climat, ODS, topographie), limitant ainsi les performances et l'interprétation des résultats.

L'ensemble de ces travaux a permis d'aboutir à une amélioration conséquente de la compréhension du fonctionnement hydrologique à différentes échelles spatiales et temporelles du bassin de la Méfou. Le principe de parcimonie, appliqué aux différents volets de ces travaux (instrumentation et modélisation) a abouti à des performances intéressantes et encourageantes.

- Quels sont les domaines d'applications et les limites de chacun des trois modèles développés ? Quelle complémentarité entre les trois modèles ? Un modèle peut-il en remplacer un autre ? Faut-il développer d'autres modèles ?

Les différents modèles proposés dans ces travaux se complètent et permettent parfois de répondre à des questions communes (e.g. lame d'eau écoulée annuelle). Cette approche multi-modèle aboutissant à des simulations différentes est un moyen de quantifier les incertitudes liées aux simulations.

Le modèle annuel développé a l'intérêt de ne nécessiter que de très peu d'information (occupation des sols et précipitations annuelles) et permet donc une estimation des débits annuels historiques que ne permettent pas les modèles horaires. Le modèle annuel est cependant basé sur des relations empiriques et ne permet pas une représentation des processus.

Les modèles continus horaires développés ont comme grand intérêts de pouvoir simuler les crues et les bilans. L'inconvénient non négligeable en contexte peu jaugé est la nécessité de disposer de chroniques horaires de précipitation. Les nouvelles données satellitaires permettent de pallier en partie à cette problématique lorsque des données journalières sont disponibles au sol. Une réussite marquante est la reconstitution satisfaisante d'hydrogrammes à pas de temps horaires basés sur des précipitations évaluées à partir de cette combinaison de données satellitaires et données de terrain.

Une des avancées importante de ces travaux réside dans la compréhension et les simulations satisfaisantes des processus à pas de temps fins pour cette zone qui n'avait été que très peu étudiée à cette échelle temporelle malgré les enjeux importants qu'elle présente.

5 Perspectives

Sur le site d'étude

Concernant les perspectives de recherche sur le bassin de la Méfou, l'instrumentation déployée pourrait être complétée par de nombreux autres appareils permettant le suivi d'autres variables environnementales (e.g. sonde d'humidité des sols, suivi piézométrique). Les variables internes du modèle (débit de base, niveau du réservoir) pourraient donc être comparées à ces nouvelles mesures environnementales et contraindre les phases de calibration. Concernant les suivis hydrométriques, il serait intéressant de conserver certaines stations aux mêmes points sur le long terme et de déplacer certaines autres stations afin d'analyse d'autres sous-bassins ne disposant pas d'information (e.g. tributaire de l'Ossongoué). Ces nouvelles phases d'instrumentation permettraient d'évaluer la performance des différents modèles à la reconstitution des écoulements annuels, des hydrogrammes et des phénomènes de crues sur ces nouveaux sites. Sur le bassin d'étude, ces résultats tendent à démontrer les possibilités techniques de mise en place de systèmes d'alerte précoce efficaces basés sur des modèles horaires parcimonieux (global ou semi-distribué). Les récents développements du projet Raincell à Yaoundé (Doumounia, 2014) visent à permettre la prévision des précipitations dans la ville à partir de l'analyse des signaux des liens micro-ondes de téléphonie mobile. Ces données ou des prévisions satellitaires mondiales haute fréquence (e.g. données NCEP-GFS) pourraient être intégrées en données d'entrée des modèles pour le système de prévisions hydrologiques.

Dans l'objectif d'un couplage modélisation hydrologique-hydraulique permettant la simulation de l'emprise des zones inondables, il serait essentiel d'accéder à des informations topographie plus fines aux abords des cours d'eau sujets à des débordements.

Pour la modélisation

Pour la modélisation, une des perspectives est de répéter l'expérience sur une autre zone d'étude en déployant une instrumentation sur des superficies plus restreintes permettant de déployées d'autres types de stations (réseau de sondes piézométriques et de sondes d'humidité des sols). Ces données de terrain pourraient être confrontées aux différentes variables de sorties des modèles continues (débit de base, niveau du réservoir, évapotranspiration) et ainsi mieux contraindre les paramètres permettant la représentation de certains processus (apport de la nappe, impact des conditions d'humidité des sols sur les événements de crues). Travailler sur une superficie plus restreinte permettrait également de déployer un projet de sciences participatives plus simple à contrôler pour par exemple assurer un meilleur suivi des zones inondables lors d'événements remarquables.

Dans un contexte de zone urbaine, il sera également essentiel d'avoir des connaissances plus abouties des transferts d'eau entre bassin et leur variation dans le temps. Ceci permettrait de limiter les incertitudes dans la quantification des impacts de l'urbanisation sur les bilans et processus hydrologiques.

Application dans d'autres contextes climatiques

L'application de cette approche dans d'autres contextes climatiques est tout à fait envisageable mais nécessite des adaptations liées à la représentation des processus. L'analyse des chroniques pluie-débit et débit-débit guidera le choix des fonctions de production, de transfert, de débit de base ainsi que la pré-estimation de leurs paramètres respectifs.

Les différentes approches et modèles développés dans ces travaux de thèse pourraient être répétés dans d'autres métropoles d'Afrique de l'Ouest ou Centrale. Le retour d'expérience sur les phases de terrain, les données globales utilisées et le développement de modèles multi-échelles pendant cette thèse permettent une base solide de connaissance et d'outils. Une étude analogue permettrait de compléter les bases de données en milieu tropical urbain et d'étudier les similarités et hétérogénéités entre zones d'étude. Un projet d'instrumentation dense à haute fréquence a été récemment initié dans la ville de Douala (Cameroun) par l'IRD dans le cadre d'un projet financé par l'Agence Française pour le Développement (AFD). Les conclusions de ces travaux de thèse permettraient de guider en partie une approche mixte instrumentation-modélisation, avec la nécessité de s'adapter au contexte de ville urbaine soumise aux aléas côtiers.

Cette approche mixte instrumentation-modélisation sur mesure multi-échelle semble prometteuse pour une meilleure compréhension des processus hydrologiques en milieux peu jaugés soumis à des modifications des territoires, et pour mettre à disposition des gestionnaires d'outils simples et efficaces pour la gestion de la ressource en eau et des crues.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986. An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. J. Hydrol. 87, 45–59. https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90114-9.

Alberti, M., Booth, D., Hill, K., Coburn, B., Avolio, C., Coe, S., Spirandelli, D., 2007. The impact of urban patterns on aquatic ecosystems: An empirical analysis in Puget lowland sub-basins. Landsc. Urban Plan. 80, 345–361. https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2006.08.001.

Allan, R.P., Soden, B.J., John, V.O., Ingram, W., Good, P., 2010. Current changes in tropical precipitation. Environ. Res. Lett. 5, 025205. https://doi.org/10.1088/1748-9326/5/2/025205.

Allies, A., 2018. Estimation de l'évapotranspiration par télédétection spatiale en Afrique de l'Ouest : vers une meilleure connaissance de cette variable clé pour la région (thesis). Montpellier.

Apouamoun Yiagnigni, M., 2006. Hydrologie et transports solides dans un écosystème forestier anthropisé: exemple du bassin versant de la Mefou (Centre-sud Cameroun). Mém. DEA Univ Yaoundé I.

Arnold, J.G., Moriasi, D.N., Gassman, P.W., Abbaspour, K.C., White, M.J., Srinivasan, R., Santhi, C., Harmel, R., Van Griensven, A., Van Liew, M.W., others, 2012. SWAT: Model use, calibration, and validation. Trans. ASABE 55, 1491–1508.

Artigue, G., 2012. Prévision des crues éclair par réseaux de neurones: généralisation aux bassins non jaugés (PhD Thesis).

Ashagrie, A.G., De Laat, P.J., De Wit, M.J., Tu, M., Uhlenbrook, S., 2006. Detecting the influence of land use changes on discharges and floods in the Meuse River Basin ? the predictive power of a ninety-year rainfall-runoff relation? Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 10, 691–701.

Audet, C., Dennis Jr, J.E., 2006. Mesh adaptive direct search algorithms for constrained optimization. SIAM J. Optim. 17, 188–217.

Bachelier, G., 1959. Etude pédologique des sols de Yaoundé : Contribution à l'étude de la pédogenèse des sols ferrallitiques. Agron. Trop. 14, 279–305.

Badou, F., Hounkpè, J., West African Science Service Center on Climate Change and Adapted Land Use (WASCAL), Ouagadougou 06 P.O. Box 9507, Burkina Faso, Ministry of Water and Sanitation of Niger Republic, P.O Box 257 Niamey, Niger, Ibrahim, M., Bossa, A.Y., 2019. Increasing devastating flood eventts in West Africa : Who is to blame ?pp. 84–90. https://doi.org/10.33183/2019.rccs.p84.

Bagarello, V., Prima, S.D., Iovino, M., Provenzano, G., 2014. Estimating field-saturated soil hydraulic conductivity by a simplified Beerkan infiltration experiment. Hydrol. Process. 28, 1095–1103. https://doi.org/10.1002/hyp.9649.

Barron, O.V., Barr, A.D., Donn, M.J., 2013. Effect of urbanisation on the water balance of a catchment with shallow groundwater. J. Hydrol., Hydrology of peri-urban catchments: processes and modelling 485, 162–176. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.027.

Beauvais, A., 1999. Geochemical balance of lateritization processes and climatic signatures in weathering profiles overlain by ferricretes in Central Africa. Geochim. Cosmochim. Acta 63, 3939–3957. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00173-8.

Beck, H. E., Bruijnzeel, L.A., van Dijk, A.I.J.M., McVicar, T.R., Scatena, F.N., Schellekens, J., 2013. The impact of forest regeneration on streamflow in 12 mesoscale humid tropical catchments. Hydrol Earth Syst Sci 17, 2613–2635. https://doi.org/10.5194/hess-17-2613-2013.

Beck, Hylke E., Dijk, A.I.J.M. van, Miralles, D.G., Jeu, R.A.M. de, Bruijnzeel, L.A. (Sampurno), McVicar, T.R., Schellekens, J., 2013. Global patterns in base flow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. Water Resour. Res. 49, 7843–7863. https://doi.org/10.1002/2013WR013918.

Beck, H.E., Pan, M., Roy, T., Weedon, G.P., Pappenberger, F., Dijk, A.I.J.M. van, Huffman, G.J., Adler, R.F., Wood, E.F., 2019. Daily evaluation of 26 precipitation datasets using Stage-IV gauge-radar data for the CONUS. Hydrol. Earth Syst. Sci. 23, 207–224. https://doi.org/10.5194/hess-23-207-2019.

Beighley, R.E., Melack, J.M., Dunne, T., 2003. Impacts of California's Climatic Regimes and Coastal Land Use Change on Streamflow Characteristics1. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. 39, 1419–1433. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2003.tb04428.x

Bergstrom, S., 1995. The HBV model. Comput. Models Watershed Hydrol.

Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. Hydrol. Process. 6, 279–298.

Beven, K.J., Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. Hydrol. Sci. J. 24, 43–69.

Biancamaria, S., Lettenmaier, D.P., Pavelsky, T.M., 2016. The SWOT Mission and Its Capabilities for Land Hydrology, in: Cazenave, A., Champollion, N., Benveniste, J., Chen, J. (Eds.), Remote Sensing and Water Resources, Space Sciences Series of ISSI. Springer International Publishing, Cham, pp. 117–147. https://doi.org/10.1007/978-3-319-32449-4_6.

Bilong, P., Belinga, S.E., Volkoff, B., 1992. Séquence d'évolution des paysages cuirassés et des sols ferrallitiques en zones forestieres tropicales d'Afrique Centrale: place des sols a horizons d'argiles tachetées. CR Acad Sci Paris 314, 109–115.

Bitom, D., Volkoff, B., Beauvais, A., Seyler, F., Ndjigui, P.-D., 2004. Rôle des héritages latéritiques et du niveau des nappes dans l'évolution des modelés et des sols en zone intertropicale forestière humide. Comptes Rendus Geosci. 336, 1161–1170. https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.03.019.

Blöschl, G. (Ed.), 2013. Runoff prediction in ungauged basins: synthesis across processes, places and scales. Cambridge University Press, Cambridge.

Blöschl, G. et al, 2019. Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) – a community perspective. Hydrol. Sci. J. 64, 1141–1158. https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1620507.

Bon, A.F., Ndam Ngoupayou, J.R., Ewodo Mboudou, G., Ekodeck, G.E., 2016. Caractérisation hydrogéologique des aquifères de socle altéré et fissuré du bassin versant de l'Olézoa à Yaoundé, Cameroun. Rev. Sci. Eau 29, 149. https://doi.org/10.7202/1036545ar.

Bosh, J., Hewlett, J., 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. J. Hydrol. 55, 3–23.

Boughton, W.C., 1993. A Hydrograph-based model for estimating the water yield of ungauged catchments. Hydrol. Water Resour. Symp. Newctle. IEAust 1993.

Boyle, D.P., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 2000. Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. Water Resour. Res. 36, 3663–3674. https://doi.org/10.1029/2000WR900207.

Branchet, P., 2018. Caractérisation de l'impact des activités humaines sur la qualité de la ressource en eau en milieu urbain sub-saharien : étude de la contamination du bassin versant de la Méfou (Région Centre du Cameroun) par les pesticides et les résidus pharmaceutiques.

Branchet, P., Cadot, E., Fenet, H., Sebag, D., Ngatcha, B.N., Borrell-Estupina, V., Ngoupayou, J.R.N., Kengne, I., Braun, J.-J., Gonzalez, C., 2018. Polar pesticide contamination of an urban and peri-urban tropical watershed affected by agricultural activities (Yaoundé, Center Region, Cameroon). Environ. Sci. Pollut. Res. 25, 17690–17715. https://doi.org/10.1007/s11356-018-1798-4.

Braud, I., Breil, P., Thollet, F., Lagouy, M., Branger, F., Jacqueminet, C., Kermadi, S., Michel, K., 2013. Evidence of the impact of urbanization on the hydrological regime of a medium-sized periurban catchment in France. J. Hydrol. 485, 5–23. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.049.

Braun, J.-J., Marechal, J.-C., Riotte, J., Boeglin, J.-L., Bedimo Bedimo, J.-P., Ndam Ngoupayou, J.R., Nyeck, B., Robain, H., Sekhar, M., Audry, S., Viers, J., 2012. Elemental weathering fluxes and saprolite production rate in a Central African lateritic terrain (Nsimi, South Cameroon). Geochim. Cosmochim. Acta 99, 243–270. https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.09.024.

Braun, J.-J., Ngoupayou, J.R.N., Viers, J., Dupre, B., Bedimo Bedimo, J.-P., Boeglin, J.-L., Robain, H., Nyeck, B., Freydier, R., Nkamdjou, L.S., Rouiller, J., Muller, J.-P., 2005. Present weathering rates in a humid tropical watershed: Nsimi, South Cameroon. Geochim. Cosmochim. Acta 69, 357–387. https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.022.

Brown, A.E., Zhang, L., McMahon, T.A., Western, A.W., Vertessy, R.A., 2005. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. J. Hydrol. 310, 28–61. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.12.010.

Bruijnzeel, L., 1988. Tropics: a closer look. J. Trop. For. Sci. 1, 229–243.

Bruijnzeel, L.A., 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? Agric. Ecosyst. Environ., Environmental Services and Land Use Change:

Bridging the Gap between Policy and Research in Southeast Asia 104, 185–228. https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.015.

Bruijnzeel, L.A., Sampurno, S.P., 1990. Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review. Free University Amsterdam.

Brunner, G.W., 2002. Hec-ras (river analysis system), in: North American Water and Environment Congress & Destructive Water. ASCE, pp. 3782–3787.

BUCREP, 2010. La population du Cameroun en 2010 (3ème RGPH) (Technical Report). Yaoundé.

Budyko, M.I., 1974. Climate and life. Academic press New York.

Burns, M.J., Walsh, C.J., Fletcher, T.D., Ladson, A.R., Hatt, B.E., 2015. A landscape measure of urban stormwater runoff effects is a better predictor of stream condition than a suite of hydrologic factors. Ecohydrology 8, 160–171. https://doi.org/10.1002/eco.1497.

Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., van Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santoso, A., McPhaden, M.J., Wu, L., England, M.H., Wang, G., Guilyardi, E., Jin, F.-F., 2014. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. Nature Climate Change 4, 111–116. https://doi.org/10.1038/nclimate2100.

Chapman, T., 1999. A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. Hydrol. Process. 13, 701–714. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<701::AID-HYP774>3.0.CO;2-2.

Chapman, T., Maxwell, A., 1996. Baseflow separation-comparison of numerical methods with tracer experiments, in: Hydrology and Water Resources Symposium 1996: Water and the Environment; Preprints of Papers. Institution of Engineers, Australia, p. 539.

Chaponniere, A., 2005. Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant montagneux semi aride. Cas Bassin Versant Rehraya Haut Atlas Maroc. These Inst. Natl. Agron. Paris Grignon.

Charlier, J.-B., 2007. Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical (thesis). Montpellier 2.

Chen, L., Wang, L., 2018. Recent advance in earth observation big data for hydrology. Big Earth Data 2, 86–107. https://doi.org/10.1080/20964471.2018.1435072.

Cholet, C., Charlier, J.-B., Moussa, R., Steinmann, M., Denimal, S., 2017. Assessing lateral flows and solute transport during floods in a conduit-flow-dominated karst system using the inverse problem for the advection–diffusion equation. Hydrology and Earth System Sciences 21, 3635–3653. https://doi.org/10.5194/hess-21-3635-2017.

Collet, L., Ruelland, D., Borrell-Estupina, V., Servat, E., 2014. Assessing the long-term impact of climatic variability and human activities on the water resources of a meso-scale Mediterranean catchment. Hydrol. Sci. J. 59, 1457–1469. https://doi.org/10.1080/02626667.2013.842073.

Colmet-Daage, A., Cécile, L., Estupina, V.B., Servat, E., Gomez, E.S., Ricci, S., 2017. Climate change impacts on extreme rainfalls, discharges and floods in Mediterranean catchments, in: IAHS 2017 Scientific Assembly.

Cormary, Y., Guilbot, A., 1969. Relations pluie-débit sur le bassin de la Sioule. Rapp. DGRST 35.

Cornelissen, T., Diekkrüger, B., Giertz, S., 2013. A comparison of hydrological models for assessing the impact of land use and climate change on discharge in a tropical catchment. J. Hydrol. 498, 221–236. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.016.

Crabit, A., Colin, F., Moussa, R., 2011. A soft hydrological monitoring approach for comparing runoff on a network of small poorly gauged catchments. Hydrol. Process. 25, 2785–2800. https://doi.org/10.1002/hyp.8041.

Crawford, N.H., Linsley, R.K., 1966. Digital Simulation in Hydrology'Stanford Watershed Model 4.

Crosbie, R.S., Hughes, J.D., Friend, J., Baldwin, B.J., 2007. Monitoring the hydrological impact of land use change in a small agricultural catchment affected by dryland salinity in central NSW, Australia. Agric. Water Manag. 88, 43–53. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2006.08.009.

CUY, 2008. Communauté Urbaine de Yaoundé. Schéma Directeur d'Aménagement Urbain: Yaoundé 2020. Int. AUGEA.

Daily, G.C., 1997. Nature's Services: Societal Dependence On Natural Ecosystems. Island Press.

Davids, J.C., Rutten, M.M., Pandey, A., Devkota, N., Oyen, W.D. van, Prajapati, R., Giesen, N. van de, 2019. Citizen science flow – an assessment of simple streamflow measurement methods. Hydrol. Earth Syst. Sci. 23, 1045–1065. https://doi.org/10.5194/hess-23-1045-2019.

Davidson, N.C., Finlayson, C.M., 2018. Extent, regional distribution and changes in area of different classes of wetland. Mar. Freshw. Res. 69, 1525–1533. https://doi.org/10.1071/MF17377.

Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., Sighomnou, D., 2009. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. J. Hydrol., Surface processes and water cycle in West Africa, studied from the AMMA-CATCH observing system 375, 90–102. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.012.

Dey, P., Mishra, A., 2017. Separating the impacts of climate change and human activities on streamflow: A review of methodologies and critical assumptions. J. Hydrol. 548, 278–290. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.014.

Diskin, M.H., Nazimov, N., 1995. Linear reservoir with feedback regulated inlet as a model for the infiltration process. J. Hydrol. 172, 313–330. https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02709-X.

Djeuda Tchapnga, H., Tanawa, E., Temgoua, E., Siakeu, J., Ngo Massana, B., 1999. Mode de circulation, mécanismes de recharge et temps relatifs de séjour des eaux des nappes souterraines des altérites du milieu cristallin: cas du bassin versant de l'Anga'a, Yaounde. Cameroun Press Univ Yaounde 117–126.

Dodman, D., McGranahan, G., Dalal-Clayton, B., others, 2013. Integrating the environment in urban planning and management: Key principles and approaches for cities in the 21st century. UNEP.

Doumounia, A., Gosset, M., Cazenave, F., Kacou, M., Zougmore, F., 2014. Rainfall monitoring based on microwave links from cellular telecommunication networks: First results from a West African test bed: wireless networks for rainfall in Africa. Geophys. Res. Lett. 41, 6016–6022. https://doi.org/10.1002/2014GL060724.

Ebodé, V.B., 2017. Etude de la variabilité hydroclimatique dans un bassin versant forestier en voie d'urbanisation accélérée : Le cas de la Méfou (Mémoire de Master en Géographie). Université de Yaoundé I.

Espey, W.H.J., Morgan, C.W., Masch, F.D., 1966. Study of Some Effects of Urbanization on Storm Runoff From A Small Watershed. https://www.twdb.texas.gov/publications/reports/numbered_reports/doc/R23/R23.pdf. https://doi.org/10.15781/T27W67P5R.

Foley, J.A., DeFries, R., Asner, G.P., Barford, C., Bonan, G., Carpenter, S.R., Chapin, F.S., Coe, M.T., Daily, G.C., Gibbs, H.K., Helkowski, J.H., Holloway, T., Howard, E.A., Kucharik, C.J., Monfreda, C., Patz, J.A., Prentice, I.C., Ramankutty, N., Snyder, P.K., 2005. Global Consequences of Land Use. Science 309, 570–574. https://doi.org/10.1126/science.1111772.

Franqueville, A., 1979. Croissance démographique et immigration à Yaoundé. Cah. O.-m. 32, 321–354. https://doi.org/10.3406/caoum.1979.2914.

Franqueville, A., 1968. Le paysage urbain de Yaoundé. sn, sl.

Gabiri, G., Leemhuis, C., Diekkrüger, B., Näschen, K., Steinbach, S., Thonfeld, F., 2019. Modelling the impact of land use management on water resources in a tropical inland valley catchment of central Uganda, East Africa. Sci. Total Environ. 653, 1052–1066. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.10.430.

Gal, L., Grippa, M., Hiernaux, P., Pons, L., Kergoat, L., 2017. The paradoxical evolution of runoff in the pastoral Sahel: analysis of the hydrological changes over the Agoufou watershed (Mali) using the KINEROS-2 model. Hydrol. Earth Syst. Sci. 21, 4591–4613. https://doi.org/10.5194/hess-21-4591-2017.

Galle, S. et al., 2018. AMMA-CATCH, a Critical Zone Observatory in West Africa Monitoring a Region in Transition. Vadose Zone J. 17. https://doi.org/10.2136/vzj2018.03.0062.

Geist, H.J., Lambin, E.F., 2001. What drives tropical deforestation. LUCC Rep. Ser. 4, 116.

Genwei, C., 1999. Forest Change: Hydrological Effects in the Upper Yangtze River Valley. Ambio 28, 457–459.

Gessesse, B., Bewket, W., Bräuning, A., 2015. Model-Based Characterization and Monitoring of Runoff and Soil Erosion in Response to Land Use/land Cover Changes in the Modjo Watershed, Ethiopia: Runoff and Soil Erosion in Response to Land Use/Land Cover Flux. Land Degrad. Dev. 26, 711–724. https://doi.org/10.1002/ldr.2276.

Giertz, S., Diekkrüger, B., Steup, G., 2006. Physically-based modelling of hydrological processes in a tropical headwater catchment (West Africa) – process

representation and multi-criteria validation. Hydrol. Earth Syst. Sci. 10, 829–847. https://doi.org/10.5194/hess-10-829-2006.

Gori, A., Blessing, R., Juan, A., Brody, S., Bedient, P., 2019. Characterizing urbanization impacts on floodplain through integrated land use, hydrologic, and hydraulic modeling. J. Hydrol. 568, 82–95. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.053.

Gosset, M., Kunstmann, H., Zougmore, F., Cazenave, F., Leijnse, H., Uijlenhoet, R., Chwala, C., Keis, F., Doumounia, A., Boubacar, B., Kacou, M., Alpert, P., Messer, H., Rieckermann, J., Hoedjes, J., 2015. Improving Rainfall Measurement in Gauge Poor Regions Thanks to Mobile Telecommunication Networks. Bull. Am. Meteorol. Soc. 97, ES49–ES51. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00164.1.

Gosset, M., Viarre, J., Quantin, G., Alcoba, M., 2013. Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. Q. J. R. Meteorol. Soc. 139, 923–940. https://doi.org/10.1002/qj.2130.

Grayson, R., Blöschl, G., 2001. Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling. CUP Archive.

Green, W.H., Ampt, G.A., 1911. Studies on Soil Phyics. J. Agric. Sci. 4, 1–24. https://doi.org/10.1017/S0021859600001441.

Güneralp, B., Lwasa, S., Masundire, H., Parnell, S., Seto, K., 2017. Urbanization in Africa: Challenges and opportunities for conservation. Environ. Res. Lett. 13. https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa94fe.

Guzha, A.C., Rufino, M.C., Okoth, S., Jacobs, S., Nóbrega, R.L.B., 2018. Impacts of land use and land cover change on surface runoff, discharge and low flows: Evidence from East Africa. J. Hydrol. Reg. Stud. 15, 49–67. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.11.005.

Haklay, M., Weber, P., 2008. OpenStreetMap: User-Generated Street Maps. IEEE Pervasive Comput. 7, 12–18. https://doi.org/10.1109/MPRV.2008.80.

Hansen, M.C., Potapov, P.V., Moore, R., Hancher, M., Turubanova, S.A., Tyukavina, A., Thau, D., Stehman, S.V., Goetz, S.J., Loveland, T.R., Kommareddy, A., Egorov, A., Chini, L., Justice, C.O., Townshend, J.R.G., 2013. High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change. Science 342, 850–853. https://doi.org/10.1126/science.1244693.

Harbor, J.M., 1994. A Practical Method for Estimating the Impact of Land-Use Change on Surface Runoff, Groundwater Recharge and Wetland Hydrology. J. Am. Plann. Assoc. 60, 95–108. https://doi.org/10.1080/01944369408975555.

Hawley, R.J., Bledsoe, B.P., 2011. How do flow peaks and durations change in suburbanizing semi-arid watersheds? A southern California case study. J. Hydrol. 405, 69–82. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.011.

Hayami, S., 1951. On the propagation of flood waves.

Hdeib, R., Abdallah, C., Colin, F., Brocca, L., Moussa, R., 2018. Constraining coupled hydrological-hydraulic flood model by past storm events and post-event measurements in data-sparse regions. J. Hydrol. 565, 160–176. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.08.008.

Hibbert, A.R., 1969. Water Yield Changes after Converting a Forested Catchment to Grass. Water Resour. Res. 5, 634–640. https://doi.org/10.1029/WR005i003p00634.

Hood, M.J., Clausen, J.C., Warner, G.S., 2007. Comparison of Stormwater Lag Times for Low Impact and Traditional Residential Development1. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. 43, 1036–1046. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00085.x.

Horton, R.E., 1933. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. Eos Trans. Am. Geophys. Union 14, 446–460. https://doi.org/10.1029/TR014i001p00446.

Hrachowitz, M., Savenije, H.H.G., Blöschl, G., McDonnell, J.J., Sivapalan, M., Pomeroy, J.W., Arheimer, B., Blume, T., Clark, M.P., Ehret, U., Fenicia, F., Freer, J.E., Gelfan, A., Gupta, H.V., Hughes, D.A., Hut, R.W., Montanari, A., Pande, S., Tetzlaff, D., Troch, P.A., Uhlenbrook, S., Wagener, T., Winsemius, H.C., Woods, R.A., Zehe, E., Cudennec, C., 2013. A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)—a review. Hydrol. Sci. J. 58, 1198–1255. https://doi.org/10.1080/02626667.2013.803183.

Huffman, G.J., Bolvin, D.T., Braithwaite, D., Hsu, K., Joyce, R., Xie, P., Yoo, S.-H., 2015. NASA global precipitation measurement (GPM) integrated multi-satellite retrievals for GPM (IMERG). Algorithm Theor. Basis Doc. Version 4, 30.

Hughes, D.A., Jewitt, G., Mahé, G., Mazvimavi, D., Stisen, S., 2015. A review of aspects of hydrological sciences research in Africa over the past decade. Hydrol. Sci. J. 1–15. https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1072276.

Hughes, D.A., Slaughter, A., 2015. Daily disaggregation of simulated monthly flows using different rainfall datasets in southern Africa. Journal of Hydrology: Regional Studies 4, 153–171. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.05.011.

Humbel, F.-X., Pellier, J.L., 1969. Porosité, densité et perméabilité de sols ferrallitiques rouge et jaune près de Yaoundé. ORSTOM, Yaoundé.

Huot, P.-L., 2019. Développement d'approches de calage efficaces pour les modèles hydrologiques coûteux en temps de calcul, au moyen du modèle HYDROTEL (PhD Thesis). École de technologie supérieure.

Huot, P.-L., 2014. Évaluation de méthodes d'optimisation pour le calage efficace de modèles hydrologiques coûteux en temps de calcul (PhD Thesis). École de technologie supérieure.

Hussain, Y., Satgé, F., Hussain, M.B., Martinez-Carvajal, H., Bonnet, M.-P., Cárdenas-Soto, M., Roig, H.L., Akhter, G., 2018. Performance of CMORPH, TMPA, and PERSIANN rainfall datasets over plain, mountainous, and glacial regions of Pakistan. Theor. Appl. Climatol. 131, 1119–1132. https://doi.org/10.1007/s00704-016-2027-z.

Ikounga, M., 1978. Analyse fine du mécanisme de la formation du ruissellement sur sols ferrallitiques sous forêt (région de Yaoundé-Cameroun). ORSTOM, Paris.

Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O.B., Bouwer, L.M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., Kröner, N., Kotlarski, S., Kriegsmann, A., Martin, E., van Meijgaard, E., Moseley, C., Pfeifer, S., Preuschmann, S., Radermacher, C., Radtke, K., Rechid, D., Rounsevell, M., Samuelsson, P., Somot, S., Soussana, J.-F., Teichmann, C., Valentini, R., Vautard, R.,

Weber, B., Yiou, P., 2014. EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. Reg. Environ. Change 14, 563–578. https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2.

Jacobson, C.R., 2011. Identification and quantification of the hydrological impacts of imperviousness in urban catchments: A review. J. Environ. Manage. 92, 1438–1448. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2011.01.018.

Jakeman, A., Hornberger, G., 1993. How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model? Water Resour. Res. 29, 2637–2649.

Janicot, S., Reinert, M., Institut de recherche pour le développement (France) (Eds.), 2015. Changement climatique: quels défis pour le Sud? IRD éditions, Marseille.

Kalnay, E., Cai, M., 2003. Impact of urbanization and land-use change on climate. Nature 423, 528–531. https://doi.org/10.1038/nature01675.

Kampf, S., Strobl, B., Hammond, J., Anenberg, A., Etter, S., Martin, C., Puntenney-Desmond, K., Seibert, J., van Meerveld, I., 2018. Testing the Waters: Mobile Apps for Crowdsourced Streamflow Data. Eos 99. https://doi.org/10.1029/2018EO096355.

Kasuni, S., 2017. Modeling the Impacts of Land Cover Changes on Stream Flow Response in Thiba River Basin in Kenya. J. Water Resour. Ocean Sci. 6, 1. https://doi.org/10.11648/j.wros.20170601.11.

Khazaei, E., Mackay, R., Warner, J.W., 2004. The Effects of Urbanization on Groundwater Quantity and Quality in the Zahedan Aquifer, southeast Iran. Water Int. 29, 178–188. https://doi.org/10.1080/02508060408691767.

Knutson, T.R., McBride, J.L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., Held, I., Kossin, J.P., Srivastava, A.K., Sugi, M., 2010. Tropical cyclones and climate change. Nat. Geosci. 3, 157–163. https://doi.org/10.1038/ngeo779.

Komatsu, H., Kume, T., Otsuki, K., 2011. Increasing annual runoff—broadleaf or coniferous forests? Hydrol. Process. 25, 302–318. https://doi.org/10.1002/hyp.7898.

Kongo, V.M., Kosgei, J.R., Jewitt, G.P.W., Lorentz, S.A., 2010. Establishment of a catchment monitoring network through a participatory approach in a rural community in South Africa. Hydrol. Earth Syst. Sci. 14, 2507–2525. https://doi.org/10.5194/hess-14-2507-2010.

Koppen, W., 1936. Das geographische system der klimat. Handb. Klimatol. 46.

Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. Meteorol. Z. 15, 259–263. https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130.

Koutsoyiannis, D., 2013. Hydrology and change. Hydrol. Sci. J. 58, 1177–1197. https://doi.org/10.1080/02626667.2013.804626.

Ku, H.F.H., Hagelin, N.W., Buxton, H.T., 1992. Effects of Urban Storm-Runoff Control on Ground-Water Recharge in Nassau County, New York. Groundwater 30, 507–514. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1992.tb01526.x.

Kuchment, L., Gelfan, A., 2009. Assessing parameters of physically-based models for poorly gauged basins. New Approaches Hydrol. Predict. Data-Sparse Reg. Proc. Symp. HS2

Jt. Conv. Int. Assoc. Hydrol. Sci. IAHS Int. Assoc. Hydrogeol. IAH Held Hyderabad India 6-12 Sept. 2009 3–10.

Kundzewicz, Z.W., Mata, L.J., Arnell, N.W., Doll, P., Kabat, P., Jimenez, B., Miller, K., Oki, T., Zekai, S., Shiklomanov, I., 2007. Freshwater resources and their management, in: Parry, M.L., Canziani, O.F., Palutikof, J.P., van der Linden, P.J., Hanson, C.E. (Eds.), Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, pp. 173–210.

Lambin, E.F., Geist, H.J., Lepers, E., 2003. Dynamics of Land-Use and Land-Cover Change in Tropical Regions. Annu. Rev. Environ. Resour. 28, 205–241. https://doi.org/10.1146/annurev.energy.28.050302.105459.

Le Coz, J., Patalano, A., Collins, D., Guillén, N.F., García, C.M., Smart, G.M., Bind, J., Chiaverini, A., Le Boursicaud, R., Dramais, G., Braud, I., 2016a. Crowdsourced data for flood hydrology: Feedback from recent citizen science projects in Argentina, France and New Zealand. J. Hydrol. 541, 766–777. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.036.

Le Lay, M., 2006. Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin.

Le Moine, N., 2008. Le bassin versant de surface vu par le souterrain : une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit? (thesis). Paris 6..

Leduc, C., Favreau, G., Schroeter, P., 2001. Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger. J. Hydrol. 243, 43–54. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00403-0.

Lefèvre, R., 1966. Etude hydrologique de la Mefou supérieure. ORSTOM, Yaoundé.

Legesse, D., 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. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00019-2.

Leopold, L.B., 1968. Hydrology for urban land planning: A guidebook on the hydrologic effects of urban land use. US Department of the Interior, Geological Survey.

Letouzey, R., 1958. Phytogéographie camerounaise, in: Atlas du Cameroun. IRCAM, Yaoundé.

Lieunang Letche, A.R., 2009. La Gestion Intégrées des Ressources en Eau (GIRE) au Cameroun : Préoccupations environnementales affectant la gestion des ressources en eau dans le bassin versant de la Méfou.

Linacre, E.T., 1973. simpler empirical expression for actual evapotranspiration rates--a discussion. Agric. Meteorol.

Little, K.E., Hayashi, M., Liang, S., 2016. Community-Based Groundwater Monitoring Network Using a Citizen-Science Approach. Groundwater 54, 317–324. https://doi.org/10.1111/gwat.12336.

Lowry, C.S., Fienen, M.N., 2013. CrowdHydrology: Crowdsourcing Hydrologic Data and Engaging Citizen Scientists. Ground Water 51, 151–156. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00956.x.

L'vovich, M., 1979. World Water Resources and Their Future, Original in Russian. Engl. Transl. Am. Geophys. Union.

Maggioni, V., Meyers, P.C., Robinson, M.D., 2016. A Review of Merged High-Resolution Satellite Precipitation Product Accuracy during the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Era. J. Hydrometeorol. 17, 1101–1117. https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0190.1.

Martens, B., Miralles, D.G., Lievens, H., van der Schalie, R., de Jeu, R.A.M., Fernández-Prieto, D., Beck, H.E., Dorigo, W.A., Verhoest, N.E.C., 2017. GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. Geosci. Model Dev. 10, 1903–1925. https://doi.org/10.5194/gmd-10-1903-2017.

Mazzoleni, M., Verlaan, M., Alfonso, L., Monego, M., Norbiato, D., Ferri, M., Solomatine, D.P., 2017. Can assimilation of crowdsourced data in hydrological modelling improve flood prediction? Hydrol. Earth Syst. Sci. 21, 839–861. https://doi.org/10.5194/hess-21-839-2017.

Mboudou, G.E., 2012. Caractérisation et fonctionnement des aquifères de sub-surface en zone de socle cristallin et de climat intertropical humide: cas des bassins versants de la Mingosso et de l'Abiérgué (Région de Yaoundé-Cameroun. Univ Ydé Thèse Hydrogéologie.

McCabe, M.F., Rodell, M., Alsdorf, D.E., Miralles, D.G., Uijlenhoet, R., Wagner, W., Lucieer, A., Houborg, R., Verhoest, N.E.C., Franz, T.E., Shi, J., Gao, H., Wood, E.F., 2017. The future of Earth observation in hydrology. Hydrol. Earth Syst. Sci. 21, 3879–3914. https://doi.org/10.5194/hess-21-3879-2017.

McGrane, S.J., 2016. Impacts of urbanisation on hydrological and water quality dynamics, and urban water management: a review. Hydrol. Sci. J. 61, 2295–2311. https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1128084.

Midekisa, A., Holl, F., Savory, D.J., Andrade-Pacheco, R., Gething, P.W., Bennett, A., Sturrock, H.J.W., 2017. Mapping land cover change over continental Africa using Landsat and Google Earth Engine cloud computing. PLoS ONE 12. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0184926.

Miller, J.D., Hess, T., 2017. Urbanisation impacts on storm runoff along a rural-urban gradient. J. Hydrol. 552, 474–489. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.06.025.

Miller, J.D., Kim, H., Kjeldsen, T.R., Packman, J., Grebby, S., Dearden, R., 2014. Assessing the impact of urbanization on storm runoff in a peri-urban catchment using historical change in impervious cover. J. Hydrol. 515, 59–70. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.011.

Milly, P.C.D., Dunne, K.A., Vecchia, A.V., 2005. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. Nature 438, 347–350. https://doi.org/10.1038/nature04312.

Miralles, D.G., Holmes, T.R.H., De Jeu, R.A.M., Gash, J.H., Meesters, A.G.C.A., Dolman, A.J., 2011. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. Hydrol. Earth Syst. Sci. 15, 453–469. https://doi.org/10.5194/hess-15-453-2011.

Mishra, S.K., Singh, V.P., 2003. Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology, Water Science and Technology Library. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-017-0147-1.

Moffo, Z.M., Tsalefac, M., Iaţu, C., 2011. Floods risks in the Mfoundi upstream drainage basin in Yaoundé: a response to climatic modifications or to human impacts? Present Environment & Sustainable Development 5.

Moffo, Z.M., 2017. Contribution des systèmes d'information géographique pour la cartographie des zones à risques d'inondation à Yaoundé : Application au bassin versant du Mfoundi (Mémoire de Master). Université de Liège.

Montanari, A., Young, G., Savenije, H.H.G., Hughes, D., Wagener, T., Ren, L.L., Koutsoyiannis, D., Cudennec, C., Toth, E., Grimaldi, S., Blöschl, G., Sivapalan, M., Beven, K., Gupta, H., Hipsey, M., Schaefli, B., Arheimer, B., Boegh, E., Schymanski, S.J., Di Baldassarre, G., Yu, B., Hubert, P., Huang, Y., Schumann, A., Post, D.A., Srinivasan, V., Harman, C., Thompson, S., Rogger, M., Viglione, A., McMillan, H., Characklis, G., Pang, Z., Belyaev, V., 2013. "Panta Rhei—Everything Flows": Change in hydrology and society—The IAHS Scientific Decade 2013–2022. Hydrol. Sci. J. 58, 1256–1275. https://doi.org/10.1080/02626667.2013.809088.

Moon, John.T., Guinan, P.E., Snider, D.J., Lupo, A.R., 2009. CoCoRaHs in Missouri: Four Years Later, the Importance of Observations. Trans. Mo. Acad. Sci. 43, 8–19. https://doi.org/10.30956/0544-540X-43.2009.8.

Mouelhi, S., 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier (thesis). Paris, ENGREF.

Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., 2006. Linking stream flow to rainfall at the annual time step: The Manabe bucket model revisited. J. Hydrol., Measurement and Parameterization of Rainfall Microstructure 328, 283–296. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.12.022.

Moussa, R., 1991. Variabilité spatio-temporelle et modélisation hydrologique: application au bassin du Gardon d'Anduze (PhD Thesis). Montpellier 2.

Moussa, R., Bocquillon, C., 1996. Algorithms for solving the diffusive wave flood routing equation. Hydrol. Process. 10, 105–123. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199601)10:1<105::AID-HYP304>3.0.CO;2-P.

Moussa, R., Chahinian, N., 2009. Comparison of different multi-objective calibration criteria using a conceptual rainfall-runoff model of flood events. Hydrol. Earth Syst. Sci. 13, 519–535. https://doi.org/10.5194/hess-13-519-2009.

Moussa, R., Chahinian, N., Bocquillon, C., 2007. Distributed hydrological modelling of a Mediterranean mountainous catchment – Model construction and multi-site validation. J. Hydrol. 337, 35–51. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.01.028.

Moussa, R., Cheviron, B., 2015. Modeling of floods—State of the art and research challenges, in: Rivers–Physical, Fluvial and Environmental Processes. Springer, pp. 169–192.

Moussa, R., Lhomme, J.-P., 2016. The Budyko functions under non-steady-state conditions. Hydrol. Earth Syst. Sci. 20, 4867–4879. https://doi.org/10.5194/hess-20-4867-2016.

Moussa, R., Voltz, M., Andrieux, P., 2002. Effects of the spatial organization of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events. Hydrol. Process. 16, 393–412. https://doi.org/10.1002/hyp.333.

Musy, A., Higy, C., Hingray, B., Picouet, C., Musy, A., Musy, A., 2013. Hydrologie. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne.

Naik, P.K., Tambe, J.A., Dehury, B.N., Tiwari, A.N., 2008. Impact of urbanization on the groundwater regime in a fast growing city in central India. Environ. Monit. Assess. 146, 339–373. https://doi.org/10.1007/s10661-007-0084-6.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. J. Hydrol. 10, 282–290. https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6.

Ngoumdoum, T.D., 2013. Hydrologie et qualité des eaux de surface du bassin versant élémentaire d'Odza (Yaoundé, Cameroun) (Mém. Master). Fac. Sci. Univ. Yaoundé I. DST.

Nguemou, T.D., 2008. Hydrologie et transports solides dans un écosystème forestier urbanisé : Exemple du bassin versant du Mfoundi au centre sud du Cameroun (Mém. DEA). Fac des sci. Yaoundé I.

Nie, W., Yuan, Y., Kepner, W., Nash, M.S., Jackson, M., Erickson, C., 2011. Assessing impacts of Landuse and Landcover changes on hydrology for the upper San Pedro watershed. J. Hydrol. 407, 105–114.

Nik, A.R., 1988. Water yield changes after forest conversion to agricultural landuse in Peninsular Malaysia. J. Trop. For. Sci. 1, 67–84.

Nooteboom, H., 1987. Further views on environmental impacts of (de) forestation in the humid tropics. Wallaceana 47, 10–11.

Ntep, F., Kengne, I.M., Mboudou, G.E., Nyochembeng, N., Ekodeck, E., 2014. Influence of seasonal dynamics on groundwater resources quality in semitropical urban zone: case of the Biyémé upper stream catchment (Yaounde, Cameroon). Int. J. Biol. Chem. Sci. 8, 1319–1335.

Nzenti, J.P., 1998. Les domaines granulitiques de la chaîne panafricaine nord-équatoriale au Cameroun.

Olivry, J.-C., 1986. Fleuves et rivières du Cameroun, Monographies Hydrologiques. ORSTOM, Paris.

Olivry, J.-C., 1979. Monographie du Nyong et des fleuves cotiers : T.I.: Facteurs conditionnels des régimes hydrologiques. T.2: Hydrologie du Nyong. T.3: Hydrologie des fleuves cotiers. ONAREST, Yaoundé.

Panthou, G., Vischel, T., Lebel, T., Blanchet, J., Quantin, G., Ali, A., 2012. Extreme rainfall in West Africa: A regional modeling. Water Resour. Res. 48. https://doi.org/10.1029/2012WR012052.

Parajka, J., Viglione, A., Rogger, M., Salinas, J.L., Sivapalan, M., Blöschl, G., 2013. Comparative assessment of predictions in ungauged basins – Part 1:

Runoff-hydrograph studies. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17, 1783–1795. https://doi.org/10.5194/hess-17-1783-2013.

Paturel, J.-E., Boubacar, I., L'aour-Cres, A., Mahe, G., 2010. Note de recherche : Grilles mensuelles de pluie en Afrique de l'Ouest et Centrale. Rev. Sci. Eau J. Water Sci. 23, 325–333. https://doi.org/10.7202/045095ar.

Paul, M.J., Meyer, J.L., 2001. Streams in the Urban Landscape. Annu. Rev. Ecol. Syst. 32, 333–365. https://doi.org/10.1146/annurev.ecolsys.32.081501.114040.

Pechlivanidis, I., Jackson, B., McIntyre, N., Wheater, H., others, 2011. Catchment scale hydrological modelling: a review of model types, calibration approaches and uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology and applications. Glob. NEST J. 13, 193–214.

Pellier, J.L., 1969. Données générales sur la répartition des principaux types de sols de la région de Yaoundé. ORSTOM, Yaoundé.

Perrin, C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit.

Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. J. Hydrol. 279, 275–289.

Pielke, R.A., 2001. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus Convective rainfall. Rev. Geophys. 39, 151–177. https://doi.org/10.1029/1999RG000072.

Pizzuto, J., Hession, W.C., McBride, M., 2000. Comparing gravel-bed rivers in paired urban and rural catchments of southeastern Pennsylvania. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)028<0079:cgripu>2.0.co;2.

Ponce Victor M., 1991. Kinematic Wave Controversy. J. Hydraul. Eng. 117, 511–525. https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1991)117:4(511).

Ponce, V. M., Shetty, A.V., 1995. A conceptual model of catchment water balance: 1. Formulation and calibration. J. Hydrol. 173, 27–40. https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02739-C.

Prakash, S., Sathiyamoorthy, V., Mahesh, C., Gairola, R.M., 2014. An evaluation of high-resolution multisatellite rainfall products over the Indian monsoon region. Int. J. Remote Sens. 35, 3018–3035. https://doi.org/10.1080/01431161.2014.894661.

Praskievicz, S., Chang, H., 2009. A review of hydrological modelling of basin-scale climate change and urban development impacts. Prog. Phys. Geogr. Earth Environ. 33, 650–671. https://doi.org/10.1177/0309133309348098.

Rahmawati, N., Lubczynski, M.W., 2018. Validation of satellite daily rainfall estimates in complex terrain of Bali Island, Indonesia. Theor. Appl. Climatol. 134, 513–532. https://doi.org/10.1007/s00704-017-2290-7.

Ramarohetra, J., Sultan, B., Baron, C., Gaiser, T., Gosset, M., 2013. How satellite rainfall estimate errors may impact rainfed cereal yield simulation in West Africa. Agric. For. Meteorol. 180, 118–131. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.05.010.

Rambal, S., 1987. Evolution de l'occupation des terres et ressources en eau en région méditerranéenne karstique. J. Hydrol. 93, 339–357.

Reges, H.W., Doesken, N., Turner, J., Newman, N., Bergantino, A., Schwalbe, Z., 2016. CoCoRaHS: The Evolution and Accomplishments of a Volunteer Rain Gauge Network. Bull. Am. Meteorol. Soc. 97, 1831–1846. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00213.1.

Remondi, F., Burlando, P., Vollmer, D., 2016. Exploring the hydrological impact of increasing urbanisation on a tropical river catchment of the metropolitan Jakarta, Indonesia. Sustain. Cities Soc. 20, 210–221. https://doi.org/10.1016/j.scs.2015.10.001.

Ringard, J., Becker, M., Seyler, F., Linguet, L., 2015. Temporal and Spatial Assessment of Four Satellite Rainfall Estimates over French Guiana and North Brazil. Remote Sens. 7, 16441–16459. https://doi.org/10.3390/rs71215831.

Roche, M., 1963. Hydrologie de surface. Gauthier-Villars, Paris..

Rodell, M., 2016. GLDAS Noah Land Surface Model L4 3 hourly 0.25 x 0.25 degree, Version 2.1. https://doi.org/10.5067/E7TYRXPJKWOQ.

Rodell, M., Houser, P.R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., Arsenault, K., Cosgrove, B., Radakovich, J., Bosilovich, M., Entin, J.K., Walker, J.P., Lohmann, D., Toll, D., 2004. The Global Land Data Assimilation System. Bull. Am. Meteorol. Soc. 85, 381–394. https://doi.org/10.1175/BAMS-85-3-381.

Rose, S., Peters, N.E., 2001. Effects of urbanization on streamflow in the Atlanta area (Georgia, USA): a comparative hydrological approach. Hydrol. Process. 15, 1441–1457. https://doi.org/10.1002/hyp.218.

Russo, K.A., Smith, Z.A., 2013. The Millennium Ecosystem Assessment, in: Russo, K.A., Smith, Z.A. (Eds.), What Water Is Worth: Overlooked Non-Economic Value in Water Resources. Palgrave Macmillan US, New York, pp. 39–51. https://doi.org/10.1057/9781137062499_3.

Salinas, J.L., Laaha, G., Rogger, M., Parajka, J., Viglione, A., Sivapalan, M., Blöschl, G., 2013. Comparative assessment of predictions in ungauged basins; Part 2: Flood and low flow studies. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17, 2637–2652. https://doi.org/10.5194/hess-17-2637-2013.

Satgé, F., Bonnet, M.-P., Gosset, M., Molina, J., Hernan Yuque Lima, W., Pillco Zolá, R., Timouk, F., Garnier, J., 2016. Assessment of satellite rainfall products over the Andean plateau. Atmospheric Res. 167, 1–14. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.07.012.

Sauquet, E., Gottschalk, L., Krasovskaia, I., 2008. Estimating mean monthly runoff at ungauged locations: an application to France. Hydrol. Res. 39, 403–423. https://doi.org/10.2166/nh.2008.331.

Schellekens, J., Bruijnzeel, L.A., Scatena, F.N., Bink, N.J., Holwerda, F., 2000. Evaporation from a tropical rain forest, Luquillo Experimental Forest, eastern Puerto Rico. Water Resour. Res. 36, 2183–2196. https://doi.org/10.1029/2000WR900074.

Scholz, M., Kazemi Yazdi, S., 2009. Treatment of Road Runoff by a Combined Storm Water Treatment, Detention and Infiltration System. Water. Air. Soil Pollut. 198, 55–64. https://doi.org/10.1007/s11270-008-9825-6.

Shuster, W.D., Bonta, J., Thurston, H., Warnemuende, E., Smith, D.R., 2005. Impacts of impervious surface on watershed hydrology: A review. Urban Water J. 2, 263–275. https://doi.org/10.1080/15730620500386529.

Singh, V.P., 1994. Accuracy of kinematic wave and diffusion wave approximations for space independent flows. Hydrol. Process. 8, 45–62. https://doi.org/10.1002/hyp.3360080104.

Siou, L.K., 2011. Modélisation des crues de bassins karstiques par réseaux de neurones. Cas du bassin du Lez (France) (PhD Thesis).

Siriwardena, L., Finlayson, B.L., McMahon, T.A., 2006. The impact of land use change on catchment hydrology in large catchments: The Comet River, Central Queensland, Australia. J. Hydrol. 326, 199–214. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.030.

Sivapalan, M., 2003. Prediction in ungauged basins: a grand challenge for theoretical hydrology. Hydrol. Process. 17, 3163–3170. https://doi.org/10.1002/hyp.5155.

Sivapalan, M., Yaeger, M.A., Harman, C.J., Xu, X., Troch, P.A., 2011. Functional model of water balance variability at the catchment scale: 1. Evidence of hydrologic similarity and space-time symmetry: space-time symmetry of water availability. Water Resour. Res. 47. https://doi.org/10.1029/2010WR009568.

SNEC, 1968. Barrage de Mopfou amont. EDF-Igeco, Paris.

Srang, K., 1972. Hydrologie d'un bassin de zone urbaine : le Bassin versant de Yaoundé. ORSTOM, Yaoundé.

SRTM : Shuttle Radar Topography Mission, hydrographic network. https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/, Accessed date: 11 December 2018. 2014.

Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S., Hsu, K.-L., 2018. A Review of Global Precipitation Data Sets: Data Sources, Estimation, and Intercomparisons. Rev. Geophys. 56, 79–107. https://doi.org/10.1002/2017RG000574.

Takounjou, A.F., Rao, V., Ngoupayou, J.N., Nkamdjou, L.S., Ekodeck, G.E., 2009. Groundwater flow modelling in the upper Anga'a river watershed, Yaounde, Cameroon. Afr. J. Environ. Sci. Technol. 3.

Tchotsoua, M., 1994. Dynamique informelle de l'espace urbain et érosion accélérée en milieu tropical humide : le cas de la ville de Yaoundé. Cah. O.-m. 47, 123–136. https://doi.org/10.3406/caoum.1994.3508.

Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., Levizzani, V., De Roo, A., 2012. Validation of Satellite-Based Precipitation Products over Sparsely Gauged African River Basins. J. Hydrometeorol. 13, 1760–1783. https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-032.1.

Thornthwaite, C.W., 1948. An approach towards a rational classification of climateN APPROACH TOWARDS A RATIONAL CLASSIFICATION OF CLIMATE. https://doi.org/10.1097/00010694-194807000-00007.

Tolson, B.A., Shoemaker, C.A., 2007. Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration. Water Resour. Res. 43.

Trambauer, P., Dutra, E., Maskey, S., Werner, M., Pappenberger, F., van Beek, L.P.H., Uhlenbrook, S., 2014. Comparison of different evaporation estimates over the African

continent. Hydrol. Earth Syst. Sci. 18, 193–212. https://doi.org/10.5194/hess-18-193-2014.

Turc, L., 1954. The water balance of soils. Relation between precipitation, evaporation and flow. Ann Agron 5, 491–569.

UNDESA, 2017. World Population Prospects: The 2017 Revision, Key Findings and Advance Tables.

van de Giesen, N., Hut, R., Selker, J., 2014. The Trans-African Hydro-Meteorological Observatory (TAHMO): The Trans-African Hydro-Meteorological Observatory. Wiley Interdiscip. Rev. Water 1, 341–348. https://doi.org/10.1002/wat2.1034.

Viglione, A., Parajka, J., Rogger, M., Salinas, J.L., Laaha, G., Sivapalan, M., Blöschl, G., 2013. Comparative assessment of predictions in ungauged basins; Part 3: Runoff signatures in Austria. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17, 2263–2279. https://doi.org/10.5194/hess-17-2263-2013.

Vivoni, E.R., Entekhabi, D., Bras, R.L., Ivanov, V.Y., 2007. Controls on runoff generation and scale-dependence in a distributed hydrologic model. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 4, 983–1029.

Vörösmarty, C., Askew, A., Grabs, W., Barry, R.G., Birkett, C., Döll, P., Goodison, B., Hall, A., Jenne, R., Kitaev, L., Landwehr, J., Keeler, M., Leavesley, G., Schaake, J., Strzepek, K., Sundarvel, S.S., Takeuchi, K., Webster, F., 2001a. Global water data: A newly endangered species. Eos Trans. Am. Geophys. Union 82, 54–58. https://doi.org/10.1029/01EO00031.

Wagner, P.D., Kumar, S., Schneider, K., 2013. An assessment of land use change impacts on the water resources of the Mula and Mutha Rivers catchment upstream of Pune, India. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17, 2233–2246. https://doi.org/10.5194/hess-17-2233-2013.

Wethé, J., Radoux, M., Tanawa, E., 2003. Assainissement des eaux usées et risques socio – sanitaires et environnementaux en zones d'habitat planifié de Yaoundé (Cameroun). VertigO. https://doi.org/10.4000/vertigo.4741.

White, M.D., Greer, K.A., 2006. The effects of watershed urbanization on the stream hydrology and riparian vegetation of Los Peñasquitos Creek, California. Landsc. Urban Plan. 74, 125–138. https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2004.11.015.

Wittenberg, H., 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. Hydrol. Process. 13, 715–726.

Wohl, E., Barros, A., Brunsell, N., Chappell, N.A., Coe, M., Giambelluca, T., Goldsmith, S., Harmon, R., Hendrickx, J.M.H., Juvik, J., McDonnell, J., Ogden, F., 2012. The hydrology of the humid tropics. Nat. Clim. Change 2, 655–662. https://doi.org/10.1038/nclimate1556.

Worden, J., Noone, D., Bowman, K., The Tropospheric Emission Spectrometer science team and data Contributors, Beer, R., Eldering, A., Fisher, B., Gunson, M., Goldman, A., Herman, R., Kulawik, S.S., Lampel, M., Osterman, G., Rinsland, C., Rodgers, C., Sander, S., Shephard, M., Webster, C.R., Worden, H., 2007. Importance of rain evaporation and continental convection in the tropical water cycle. Nature 445, 528–532. https://doi.org/10.1038/nature05508.

Wüest, M., Frei, C., Altenhoff, A., Hagen, M., Litschi, M., Schär, C., 2010. A gridded hourly precipitation dataset for Switzerland using rain-gauge analysis and radar-based disaggregation. Int. J. Climatol. 30, 1764–1775. https://doi.org/10.1002/joc.2025.

WWAP 2009. The United Nations World Water Development Report 3. Water in a Changing World, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organisation, UNESCO Publishing, United Kingdom, pp. 226-235.

Yira, Y., Diekkrüger, B., Steup, G., Bossa, A.Y., 2016. Modeling land use change impacts on water resources in a tropical West African catchment (Dano, Burkina Faso). J. Hydrol. 537, 187–199. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.052.

Yongue-Fouateu, R., 1986. Contribution à l'étude pétrologique de l'alétration et des faciès du cuirassement ferrugineux des grains migmatiques de la région de Yaoundé. Université de Yaoundé.

Zambrano-Bigiarini, M., Nauditt, A., Birkel, C., Verbist, K., Ribbe, L., 2017. Temporal and spatial evaluation of satellite-based rainfall estimates across the complex topographical and climatic gradients of Chile. Hydrol. Earth Syst. Sci. 21, 1295–1320. https://doi.org/10.5194/hess-21-1295-2017.

Zeng, Q., Wang, Y., Chen, L., Wang, Z., Zhu, H., Li, B., 2018. Inter-Comparison and Evaluation of Remote Sensing Precipitation Products over China from 2005 to 2013. Remote Sens. 10, 168. https://doi.org/10.3390/rs10020168.

Zhang, D., Heery, B., O'Neil, M., Little, S., O'Connor, N.E., Regan, F., 2019. A Low-Cost Smart Sensor Network for Catchment Monitoring. Sensors 19. https://doi.org/10.3390/s19102278.

Zhou, G., Wei, X., Chen, X., Zhou, P., Liu, X., Xiao, Y., Sun, G., Scott, D.F., Zhou, S., Han, L., Su, Y., 2015. Global pattern for the effect of climate and land cover on water yield. Nat. Commun. 6, 5918. https://doi.org/10.1038/ncomms6918.

Zhou, G., Wei, X., Luo, Y., Zhang, M., Li, Y., Qiao, Y., Liu, H., Wang, C., 2010. Forest recovery and river discharge at the regional scale of Guangdong Province, China: Forest recovery and river discharge. Water Resour. Res. 46. https://doi.org/10.1029/2009WR008829.

Liste des Figures

Figure 2.1. Module des débits spécifiques pour les zones tropicales et tempérées (tirée de Wohl et al., 2012). 10

Figure 2.2. Proportion de la population vivant en zone urbaine pour les différents continents en 1950, 2000 et projection pour 2050 (UNDESA, 2012). 11

Figure 2.3. Schématisation des changements de réponse hydrologique face à la déforestation en milieu tropical (Wohl et al., 2012) (ET : Evapotranspiration ; P : Précipitations ; R : écoulement souterrain ; D : débit en rivière). 13

Figure 2.4. Etat des rapports des stations synoptiques à l'échelle mondiale pour la 1ère moitié du mois d'octobre 2008. (WMO (2009) cité par van de Giesen et al., 2014). 15

Figure 2.5. a) Evolution du nombre de stations pluviométriques pour les régions tropicales et régions tempérées entre 1850 et 2012 archivées dans la base de données *Global Historical Climatology Network* (adaptée de Wohl et al., 2012). **b)** Evolution du nombre de stations pluviométriques et hydrométriques disponibles dans la base la base de données SIEREM (à l'échelle de l'Afrique). 16

Figure 2.6. Représentation schématique de la relation entre la complexité du modèle, les données disponibles et les performances en simulations (tiré de Grayson et Blöschl, 2001). . 25

Figure 2.7. Différenciation des types de modèles par la représentation spatiale du bassin d'étude ; la zone grisée représente la zone inondée (extrait de Moussa et Cheviron, 2015)**.** .. 27

Figure 2.8. a) Découpage spatial de MHYDAS en unités hydrologiques correspondant aux sous-bassins sources (So_i), rives droite (RB_i), rives gauche (LB_i) en plus des tronçons (R_i) et des nœuds (N_i) ; **b)** Représentation schématique de a). 34

Figure 2.9. Fonction de production de Diskin et Nazimov (1995) modifiée, utilisée dans le modèle MHYDAS (Moussa et al., 2007, 2002; Moussa et Chahinian, 2009). 34

Figure 2.10. Relation fonctionnelle entre la capacité d'infiltration f et l'humidité du sol S / S_m, et entre la somme (taux de percolation g + écoulement souterrain latéral q) et l'humidité du sol. 36

Figure 2.11. Présentation des six signatures hydrologiques étudiées dans les travaux de synthèse sur l'étude des bassins versants non jaugés (tiré de Blöschl, 2013). 39

Figure 2.12. Méthode de base pour le transfert d'information des bassins jaugés vers les bassins non jaugés à partir de similarités climatiques et physiographiques (tirée de Blöschl, 2013). 39

Figure 3.1. Présentation du bassin du Nyong et des stations hydrométriques historiques. 50

Figure 3.2. Présentation de la topographie et du réseau hydrographique du bassin de la Méfou à Nsimalen. H_1 à H_5 sont des stations hydrométriques historiques, seule la station H_1 présente des chroniques sur une longue période. 51

Figure 3.3. a) Station hydrométrique historique à Nsimalen ; **b)** Zone de bas-fonds sur le bassin de la Biyeme ; **c)** Zone de débordements proche de zones habitées (Alain Fezeu, 2017) ; **d)** Mont Mbankolo situé à la limite nord du bassin de la Méfou. 52

Figure 3.4. Estimation des profils en long des principaux tributaires de la Méfou. 52

Figure 3.5. Localisation des pertes de couvert forestier entre 2001 et 2017 sur le bassin de la Méfou. Estimation réalisée à partir du produit global proposé par Hansen et al. (2013)..... 54

Figure 3.6. Estimation du cumul des pertes du couvert forestier sur le bassin de la Méfou sur la période 2001-2017 à partir du produit proposé par Hansen et al. (2013)..... 55

Figure 3.7. Répartition des principaux types d'ODS à l'échelle du bassin de la Méfou (ESA CCI LC For Africa). **a)** Mont Mbankolo au nord du bassin du Mfoundi ; **b)** Quartiers informels en zone de bas-fonds sur le bassin du Mfoundi ; **c)** Section canalisée de la rivière Mfoundi ; **d)** Rivière Méfou proche de l'exutoire à Nsimalen ; **e)** Quartier informel sur les collines de Etoug-Ebe (Perrine Branchet, 2018); **f)** Zone d'agroforesterie sur le bassin du Nga ; **g)** Zone forestière dense sur le bassin du Nga ; **h)** Réservoir du barrage Mopfou..... 56

Figure 3.8. Indice NDVI journalier moyen à l'échelle de la Méfou (produit ESA-NDVI). 57

Figure 3.9. Estimation de l'évolution de la tâche urbaine de Yaoundé à partir d'images aériennes de 1956 (tirées et adaptées de Moffo (2017)) et d'images satellites (GoogleEarth) 1988, 2000, 2010, 2018. 58

Figure 3.10. Estimation de l'évolution des superficies des principales classes d'ODS à l'échelle de la Méfou. Estimation réalisée à partir de l'analyse des différentes informations historiques, des précédentes études et des produits globaux présentés en Annexe 1..... 59

Figure 3.11. a) Inondations du 20 septembre 2019 au centre-ville de Yaoundé ; **d)** Inondations dans le quartier Nkolbisson (Alain Fezeu, 2017) ; **c)** Amoncellement de déchets plastiques au niveau d'un dalot ; **d)** Destruction d'un ouvrage de franchissement le 16 juillet 2016 sur le bassin de la Biyeme (Alain Fezeu, 2016). 61

Figure 3.12. Chronique des précipitations annuelles sur la période 1950-2014 observées au poste pluviométrique de Mvan aéroport (P_1). La ligne pointillée rouge représente la moyenne annuelle sur la période (1586 mm). 63

Figure 3.13. Valeurs de l'indice pluviométrique réduit calculé sur la période 1950 à 2014 pour le pluviomètre de Mvan aéroport (P_1). 63

Figure 3.14. Analyse de fréquence sur les précipitations annuelles à partir des enregistrements à la station pluviométrique de Mvan aéroport (P_1) pour la période 1950-2014. 63

Figure 3.15. Hyétogramme moyen mensuel réalisé pour la station pluviométrique Mvan aéropart (P_1) à partir des observations sur la période 1950-2014. Les barres rouges correspondent aux valeurs des écart-types de part et d'autre de la moyenne mensuelle. 64

Figure 3.16. Cycles saisonniers moyens pour les 10 années les plus sèches (bleu) et les dix années les plus humides (rouge) enregistrées à Mvan aéroport (P1). La courbe noire présente le cycle saisonnier moyen pour l'ensemble des années de la période. 65

Figure 3.17. Cumuls de précipitations moyennes journalières enregistrée à la station P1 pour les dix années les plus sèches, les dix années les plus humides et pour l'ensemble de la période (1950-2014). 65

Figure 3.18. Analyse de fréquence des précipitations maximales journalières annuelles, enregistrées au poste pluviométrique Mvan aéroport (P_1), par un ajustement d'une loi Pearson III. 66

Figure 3.19. a) Valeurs annuelles de PET et AET sur la période 1997-2017, estimées à partir du produit global GLEAM ; **b)** Moyennes journalières interannuelles des valeurs de PET et de AET estimées sur la période 1997-2017 par le produit GLEAM. 68

Figure 3.20. Lame d'eau écoulée annuelle à la station Nsimalen (H_1) pour les données disponibles entre 1964 et 2014. 70

Figure 3.21. Indice hydrologique calculé à la station Nsimalen (H_1) pour les données disponibles entre 1964 et 2014. 70

Figure 3.22. Hydrogramme mensuel et écart-type calculés à partir des données disponibles à la station H_1 sur la période 1964-2014. 70

Figure 3.23. Evolution des coefficients de Pardé calculés sur les débits mensuels enregistrés à la station H_1. 71

Figure 3.24. Moyenne et quantiles 10 % et 90 % de la distribution des débits journaliers sur la période 1964-2013 à la station Nsimalen. 72

Figure 3.25. Courbes de débits classés journaliers moyens, quantiles 10 % et 90 % sur la période 1964-2013 à la station Nsimalen. 72

Figure 3.26. Ajustement d'une loi de Gumbel pour l'analyse de fréquence des débits journaliers maximums et minimums à la station Nsimalen (H1). 72

Figure 3.27. Ajustement d'une loi de Gumbel pour l'analyse de fréquence des débits minimums journaliers à la station Nsimalen (H1). 73

Figure 3.28. Relation entre écoulements annuels (R) et précipitations annuelles (P) pour la période 1964-1979 et la période 2005-2013. 74

Figure 3.29. Evolution du coefficient d'écoulement annuel (ρ = R/P) sur la période 1964 – 2013. 74

Figure 3.30. Coefficients d'écoulement saisonniers sur la période 1964-2014 sur le bassin de la Méfou. **a)** 1ère saison humide (mars à juin); **b)** 1ère saison sèche (juillet et août); **c)** 2ème saison humide (septembre à novembre); **d)** 2ème saison sèche (décembre à février)..... 75

Figure 3.31. Cycles de précipitation saisonniers moyens pour les périodes 1964-1976 et 2005-2014. 75

Figure 3.32. Hydrogrammes moyens journaliers pour les périodes 1964-1976 et 2005-2014. 75

Figure 3.33. Données d'humidité du sol par les produit ESA CCI-SM (moyenne journalière interannuelle) et GLDAS-SM (moyenne mensuelle interannuelle). 77

Figure 4.1. Installation type d'une station hydrométrique (une sonde OTT-CTD) déployée pendant la phase d'instrumentation sur le bassin de la Méfou. La station représentée est la station S4-Ecopark, drainant 21 km² du bassin de la Biyeme. 85

Figure 4.2. a) Vue générale de la section instrumentée de la station Camwater (vue depuis l'amont) (Alain Fezeu, 2017); **b)** Vue de la sortie de barrage Mopfou lors d'un lâchure d'eau dans la rivière Méfou (Moustapha Djangué, 2017) ; **c)** Réservoir contrôlé par le barrage Mopfou. ; **d)** Zones forestières et agricoles caractéristiques du sous-bassin drainé par la Méfou au niveau du barrage Mopfou. 86

Figure 4.3. a) Pont sur lequel la station Nkomassi a été installée (vue depuis la rive gauche); **b)** Zone urbaine du quartier Nkolbisson (Alain Fezeu, 2019) ; **c)** Parcelles agricoles expérimentales de l'Institut de Recherche Agricole pour le Développement (IRAD) sur la partie aval du bassin drainé par la station Nkomassi; **d)** Rivière de la Méfou sur la partie aval du bassin drainée par la station Nkomassi..... 87

Figure 4.4.; **a)** Rivière de la Méfou au niveau de la station EDG en période de hautes eaux (vue depuis la rive gauche) ; **b)** Rivière de la Méfou au niveau de la station EDG (vue vers l'aval) ; **c)** Mesure de débit sur le tributaire Nga (Alain Fezeu, 2018); **d)** Zone d'agroforesterie proche du tributaire Nga. 88

Figure 4.5. a) Rivière de la Méfou au niveau de la station Canabois (vue vers l'amont) ; **b)** Mesure de débit au niveau de la station Canabois en période de basses eaux (vue depuis la rive gauche) (Alain Fezeu, 2019); **c)** Mesure de débit à bord d'une embarcation au niveau de la station Canabois en période de hautes eaux (vue depuis la rive gauche) (Alain Fezeu, 2019) ; **d)** Confluence entre la rivière Méfou et le tributaire Ossongoué, située une cinquantaine de mètres en aval de la station Canabois. 89

Figure 4.6. a) Vue aérienne (GoogleEarth 2017) du bassin drainé par la station Ecopark ; **b)** Zone piscicole proche de la station Ecopark (https://ecoparkamer.com) ; **c)** Rivière Biyeme

(vue depuis la rive gauche) et station Ecopark (Alain Fezeu, 2017) *;* **d)** Rivière Biyeme en hautes eaux vue depuis la station Ecopark (vers l'aval) (Alain Fezeu, 2017)..... 90

Figure 4.7. a) Mesure de débit à la station Anga'a (vue depuis la rive gauche) ; **b)** Installation de la station Anga'a (Leonel Yossa, 2017; **c)** Mesure topographique à la station Anga'a (David Badoga, 2017); **d)** Zone de débordement lors d'un événement pluvieux en amont de la station Anga'a (Alain Fezeu, 2017). 91

Figure 4.8. a) Mesure de paramètres physico-chimiques au niveau de la station Nsimalen (hautes eaux et bassses eaux) *;* **b)** Rivière Méfou au niveau du pont situé en aval de la station (vu vers l'amont) (Perrine Branchet, 2016) *;* **c)** Rivière de la Méfou depuis la station Nsimalen en basses eaux (vue vers l'aval) *;* **d)** Rivière de la Méfou depuis la station Nsimalen en hautes eaux (vue vers l'aval). 92

Figure 4.9. a) Installation d'un pluviographe WTB100 (P-107, situé dans le quartier Mvolyé); **b)** Installation d'un pluviographe Lambretch (P-102, situé à Canabois) ; **c)** Développement d'un nid d'insectes dans le pluviographe P-102; **d)** Cage métallique de protection contenant la batterie (partie supérieure) et la centrale d'acquisition OTT DUOSENS (partie inférieure) ; **e)** Auget basculeur des pluviographes WTB100; **f)** Installation d'un pluviomètre journalier et formation de l'observateur responsable (P-208, situé à Canabois). 94

Figure 4.10. a) Emplacement des stations hydrométriques déployées lors de la phase d'instrumentation ; **b)** Emplacement des stations pluviographiques et pluviométriques installées. 95

Figure 4.11. a) Elaboration de la courbe étalon pour le jaugeage chimique (Leonel Yossa, 2017); **b)** Préparation du traceur (Eau + Sel) injecté en rivière pour le jaugeage chimique (Moustapha Djangue, 2017); **c)** Injection du traceur (Eau + Sel) (Moustapha Djangue, 2017); **d)** Mesure de la conductivité électrique en aval du point d'injection (David Badoga, 2017). 97

Figure 4.12. Schéma présentant les variables pour le calcul de la rugosité composée pour l'application de la formule d'Einstein. 98

Figure 4.13. Du limnigramme à l'hydrogramme : exemple pour la station Canabois. (crédits photos : Alain Fezeu, 2017). 99

Figure 4.14. Localisation des tronçons de rivière canalisés du Mfoundi pour lesquelles des mesures de vitesses aux flotteurs ont été réalisées (images Google Earth, 2017)..... 100

Figure 5.1. Localisation des stations définissant les bassins donneurs utilisés dans ces travaux. 105

Figure 5.2. Estimation de la répartition des types de sol sur le bassin de la Méfou à partir des caractéristiques topographiques et des conclusions des études pédologiques historiques (Bachelier 1959; Humbel et Pellier, 1969; Pellier, 1969). 106

Figure 5.3. Estimation de l'emprise des zones humides propices à des débordements récurrents (zones vertes). Les photos présentent des exemples de débordements observés pendant la période de suivi hydrologique 2017-2019 et des aménagements le long du réseau hydrographique. 110

Figure 5.4. a) Ratios de précipitations pour les cinq pluviographes à disposition pour l'événement du 15 au 20 novembre 2017 ; **b)** Cumul de précipitations enregistrés sur les cinq pluviographes pour ce même événement. 113

Figure 5.5. Présentation de l'emprise des pixels du produit d'estimation des précipitations par satellite GPM-IMERG à l'échelle du bassin de la Méfou. 114

Figure 5.6. **a)** Cumuls de précipitations estimés à partir du produit satellitaire GPM-IMERG (SAT) et du réseau pluviométrique au sol (SOL) pour 30 événements entre septembre 2017 et février 2018 ; **b)** Différences d'occurrences des maximums de précipitations horaires entre les données issues du réseau au sol et les données issues du produit satellitaire (les données de référence étant les données SOL). FP correspond à des précipitations relevées par le produit satellitaire, non détectées par les instruments au sol. 115

Figure 5.7. Méthode de désagrégation simple des données pluviométriques journalières vers des données horaires à partir des données des pluviographes disponibles. **a)** Schéma simplifié d'un cas fictif ; **b)** Etape n°1 : Calcul des ratios de précipitations pour les pluviographes de référence ; **c)** Etape n°2 : interpolation des ratios de précipitations au pluviomètre cible ; **d)** Etape n°3 : Désagrégation de la donnée journalière en données horaires. 117

Figure 5.8. Présentation de la phase n°1 de la méthode de désagrégation « combinée », correspondant à la phase de calibration de la méthode sur la période de contrôle (septembre à décembre 2017). **a)** Etape n°1 : Calcul des ratios de précipitations pour le pluviographe de référence et pour les données satellitaires. **b)** Etape n°2 : Calcul des ratios de précipitations moyens issus du réseau de pluviographe au sol. **c)** Etape n°3 : Optimisation des pondérations appliquées au pluviographe de référence et aux données satellitaires pour la simulation des ratios de précipitations moyens issus du réseau de pluviographe au sol. 119

Figure 5.9. Présentation de la phase n°2 de la méthode de désagrégation « combinée » des précipitations journalières (mars 2017 à août 2017). **a)** Schéma simplifié d'un cas fictif ; **b)** Etape n°1 : Calcul des ratios de précipitations pour le pluviographe de référence et pour les données satellitaires ; **c)** Etape n°2 : Calcul des ratios de précipitations au pluviomètre cible à partir des pondérations ω_{Ref} et ω_{Sat} optimisées en Figure 5.8 ; **d)** Etape n°3 : Désagrégation de la donnée journalière en données horaires. 121

Figure 5.10. Cumuls événementiels de précipitations (n°1 à n°15) à l'échelle du bassin de la Mefou. 123

Figure 5.11. Cumuls événementiels de précipitations (n°16 à n°30) à l'échelle du bassin de la Méfou. 124

Figure 5.12. Cartes de précipitations mensuelles de la Méfou pour l'année hydrologique 2017-2018 et construites à partir des informations de précipitations issues du réseau de pluviomètres et pluviographes installés dans le cadre de ces travaux de thèse. 126

Figure 5.13. Cartes des précipitations annuelles à l'échelle de la Méfou ; **a)** Année hydrologique mars 1968 - février 1969 ; **b)** Année hydrologique mars 2017 - février 2018 ; **c)** Année hydrologique mars 2018 - février 2019. 127

Figure 5.14. Analyse des différentes méthodes de séparation du débit de base présentée par Chapman (1999) sur le bassin de Canabois (D_{I3}) pour l'année hydrologique 2017-2018 à partir des paramètres appliqués par Chapman (1999) sur des bassins aux caractéristiques pluviométriques et de superficies proches des bassins de notre étude. 129

Figure 5.15. Détail de la **Figure 5.14** pour la seconde saison des pluies (septembre à décembre 2017). 130

Figure 5.16. Présentations de l'hydrogramme, du débit de base et du hyétogramme journalier pour l'année hydrologique 2017-2018. **a)** Bassin Nkomassi ; **b)** EDG ; **c)** Bassin Canabois ; **d)** Bassin Ecopark ; **e)** Bassin Anga'a; **f)** Bassin Nsimalen. 131

Figure 5.17. Conductivités électriques moyennées sur une fenêtre glissante de cinq jours pour l'année hydrologique 2017-2018. 132

Figure 6.1. Modèle de Budyko (pointillé rouge) présentant la relation entre l'indice d'aridité (PET/P) et la variable AET/P appliquée au basin de la Méfou pour des périodes faiblement impactées par l'urbanisation (avant 1980, points noirs) et des périodes fortement impactées par l'urbanisation (après 2000, points verts). (PET: évapotranspiration potentielle; P: précipitation annuelle; AET: évapotranspiration réelle; avec l'hypothèse d'une variation de stock nulle). 139

Figure 6.2. Débits annuels simulés par le modèle GR1A à partir des trois calibrations présentées dans le **Tableau 6.1.** 140

Figure 6.3. Simulation du ruissellement de surface S à partir de l'Equation 6.3 de Ponce et Shetty (1995) calibrée sur les données de la période 1964-1976 à l'échelle de la Méfou à Nsimalen. 142

Figure 6.4. Simulation du débit de base à partir de l'Equation 6.4 calibrée sur les données de la période 1965-1978 à l'échelle de la Méfou à Nsimalen. 142

Figure 6.5. Simulation des débits annuels (R) pour quatre variantes de modèles de type Ponce et Shetty (1995) et d'un modèle de type relation polynomiale. P_N et P_X correspondent respectivement aux précipitations annuelles minimale et maximale enregistrées pour la région de Yaoundé sur la période 1950-2014. 144

Figure 6.6. Représentation schématique du modèle GR2M (Mouelhi, 2003). Avec E l'évapotranspiration. 145

Figure 6.7. a) Présentation des débits mensuels simulés (modèle GR2M calibré) et observés sur la période 1968-1978. **b)** Précipitations mensuelles, débits mensuels observés et débits simulés à partir des paramètres calibrés du modèle GR2M (1968-1978)..... 146

Figure 6.8. Valeurs mensuelles du stock du réservoir de production (S_1) du modèle GR2M à l'échelle du bassin de la Méfou pour la période 1968-1978 à partir de la calibration aboutissant à la meilleur valeur de NSE (NSE = 0.72). 146

Figure 6.9. Variabilité interannuelle du stockage dans le réservoir de production pour le mois de février sur la période 1968-1978 à l'échelle du bassin de la Méfou. 147

Figure 6.10. Relation entre le coefficient d'écoulement annuel et les précipitations annuelles pour trois bassins (Mfoundi amont, Méfou à Nsimalen et Méfou à Etoa) pour la période précédant 1985 avec un impact limité de l'urbanisation. 150

Figure 6.11. Modèle de Budyko appliqué au basin de la Méfou pour l'ensemble des bassins donneurs caractérisés par des classes ODS variées. (PET: évapotranspiration potentielle; P: précipitation annuelle; AET: évapotranspiration réelle; avec l'hypothèse d'une variation de stock nulle). 151

Figure 6.12. Lame d'eau écoulée mensuelle (mars 2017 – février 2018) pour l'ensemble des bassins donneurs caractérisés par des ODS variées. 152

Figure 6.13. Estimation des débits moyens journaliers à la sortie du barrage de la Mopfou pour les deux années hydrologiques suivies pendant ces travaux. 153

Figure 6.14. Localisation et emprise des sous-bassins cibles (T_1 à T_8) définissant les entités du modèle annuel semi-distribué à l'échelle du bassin de la Méfou à Nsimalen. 156

Figure 6.15. Evolution de l'indice d'urbanisation C_{LC} pour les bassins cibles pour les années 1930, 1950, 1980, 2000 et 2017. Un scénario fictif basé sur les tendances d'urbanisation est proposé pour l'année 2030. 159

Figure 7.1. The model general relationships between annual precipitation P, annual runoff R, annual runoff coefficient ρ and the hydrological index I. (a) Relationship between ρ and P with $\rho = AP+B$ for different ranges of I; (b) Relationship between R and P with $R = AP^2+BP$ for different ranges of I. P_n: minimum P; P_x: maximum P; I_n: minimum I; I_x: maximum I. The point in each graph is an example of annual runoff coefficient and annual runoff estimation for a precipitation P and an hydrological index I. 165

Figure 7.2. Example of fictive donor (a) and target (b) catchments. 166

Figure 7.3. The Mefou catchment at Nsimalen: (a) Location, channel network and topography. (b) Urban areas evolution from 1956 to 2018 from historical photography (Moffo, 2017) and satellite images (Google Earth ®) (c) Land-use extracted from the product Land Cover for Africa of European Space Agency (ESA-LC), based on one year Sentinel-2A observations from December 2015 to December 2016. 169

Figure 7.4. The Mefou catchment: **(a)** Location of raingauges and limnimetric stations on donor catchments (NB: the donor D_{H6} is located outside of the Mefou basin at 40 km south-west); **(b)** target catchments. 172

Figure 7.5. Annual and seasonal precipitation: (a) Annual precipitation from 1930 to 2015 from historical raingauge P_1 (Mvan Airport). (b) Precipitation during the wet season *I* March to June. (c) Precipitation during the dry season *I* July to August. (d) Precipitation during the wet season *II* September to November. (e) Precipitation during dry season *II* December to February. 177

Figure 7.6. Annual precipitation map on the Mefou catchment: (a) for 1968-1969 (Ikounga, 1978); (b) for the instrumented period (March 2017 to February 2018). Precipitation weights on the 8 target catchments: (c) calculated from (a); (d) calculated from (b). 178

Figure 7.7. Relationship between the annual runoff coefficient ρ and the annual precipitation *P* on three stations (Nsimalen, Mfoundi and Etoa; see the location on Fig. 7.3.a) for periods before 1985 with low impact of urbanization. 179

Figure 7.8. Evolution of the component C_{LC} (see Sect.5.1) of the hydrological index *I* over the target catchments for 1930, 1950, 1980, 2000, 2017 and scenario for 2030 (see references of land-use sources in Table 7.2)..... 181

Figure 7.9. Linear relationship between the hydrological index I and the annual runoff coefficient ρ based on donor catchments (Table 7.1). The term β_1 represents the variation of ρ for a given value of I and for a large range of precipitation P with $P_n < P < P_x$. The term β_2 represents the variation of ρ for a given value of P and for a large range of I with $I_n < I < I_x$. 184

Figure 7.10. Evolution of the hydrological index I over time for target catchments for the period 1930 - 2030. The points correspond to the dates where references of land-use sources are available (Table 7.2 and Fig. 7.8). 185

Figure 7.11. Abacus obtained from the model calibrated parameters for the relationship between annual runoff coefficient ρ and the annual precipitation P for different values of the hydrological index I. Each point corresponds to donor catchment; the value of the calculated hydrological index I (Table 7.3) is indicated into brackets. Crosses (+) correspond to available information at Etoa station between 1967 and 1983 for an unchanged hydrological index I estimated to 0.11..... 188

Figure 7.12. Annual runoff simulated on the 8 target catchments (T_1 to T_8) and on the Mefou catchment at Nsimalen for the period 1930-2017 (dark line with grey uncertainty range due to precipitation +/- 10 % and hydrological index I +/- 15 % estimation). The black points indicate the observed values on Nsimalen. The simulation with GR1A is presented with a dashed line. 189

Figure 7.13. Simulated annual runoff for the target catchments (T_1 to T_8) and on the Mefou catchment at Nsimalen for a reference precipitation $P_R = (P_n + P_x) / 2$ over the period 1930 –

2030 (dark line with grey uncertainty range due to the hydrological index I +/- 15 % estimation). 193

Figure 8.1. Représentation des caractéristiques de crues analysées. 205

Figure 8.2. Détermination des paramètres de pré-modélisation *F*, θ, et *Z*. **a)** Etape n°1 : Calibration de F ; **b)** Etape n°2 : Construction du hyétogramme de précipitations brutes ; **c)** Etape n°3 : Calibration des paramètres θ et *Z*. 207

Figure 8.3. Carte des précipitations totales de l'événement du 10 au 16-09-2017 à l'échelle du bassin de la Méfou. 209

Figure 8.4. Hydrogrammes et hyétogrammes horaires pour l'événement de crue couvrant la période du 10 au 16-09-2017 présentés pour les six bassins issus de l'instrumentation présentée en Chapitre 4. Pour chacun des hydrogrammes, la courbe représentée en pointillée correspond à l'estimation du débit de base (voir Chap.5-Sect.4). 211

Figure 8.5. Représentation des hyétogrammes et hydrogrammes de quelques événements de l'année hydrologique 2017-2018 retenus pour l'analyse des caractéristiques de crues du bassin de Canabois. Pour chacun des hydrogrammes, la courbe représentée en pointillée correspond à l'estimation du débit de base (voir voir Chap.5-Sect.4). 213

Figure 8.6. Représentation sous forme de boîtes à moustache pour différentes caractéristiques de crue: **a)** Précipitations (*P*) ; **b)** Lame d'eau ruisselée (*S*) ; **c)** Coefficient de ruissellement de surface (K_S) ; **d)** Débit maximal de surface spécifique ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$). 215

Figure 8.7. Relations entre les caractéristiques : **a)** Précipitations (*P*) et lame d'eau ruisselée (*S*) (corrélation r = 0.76 à 0.96); **b)** P et débit maximal de surface spécifique ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$) (corrélation r > 0.6 pour S1, S3 et S4 et r < 0.6 pour S_2, S_5 et S_6 ; **c)** Indice de précipitation antérieure à 5 jours (API_{5J}) et coefficient de ruissellement de surface (K_S) ; **d)** Débit de base initial (Q_{Bi}) et K_S. 215

Figure 8.8. Représentation sous forme de boîtes à moustache pour différentes caractéristiques de crue des bassins instrumentés. **a)** Temps de montée (T_M); **b)** Temps de décrue (T_D); **c)** Temps de réponse (T_R); **d)** Durée de dépassement de 80% de $Q_{X\text{-}T}$ (T_{Q80})... 217

Figure 8.9. Relations entre les caractéristiques : **a)** Débit maximum de crue ($Q_{X\text{-}T}$) et temps de montée (T_M) (r > 0.6 pour S_4 et S_6, r<0.6 pour S_1, S_2 et S_6); **b)** Débit maximum de crue ($Q_{X\text{-}T}$) et temps de décrue (T_D) (r > 0.60 pour S_2, S_3 , S_4 et S_6 ; r= 0.53 pour S_1); **c)** T_M et T_D ; **d)** T_M et durée de dépassement de 80% de $Q_{X\text{-}T}$ (T_{Q80}). 218

Figure 8.10. Simulation des hydrogrammes de crue pour 12 événements enregistrés à la station Canabois (2017-2018). 219

Figure 8.11. Présentation des courbes d'iso-valeur du critère de performance NSE pour les 12 événements retenus à la station Canabois dans la calibration des paramètres θ et *Z*. Les points noirs correspondent aux valeurs optimales de NSE guidant les paramètres retenus pour

chacun des événements. L'événement n°3 aboutissant à une faible valeur de NSE en calibration n'est pas retenu pour l'analyse des paramètres. 219

Figure 8.12. Représentation sous forme de boîtes à moustache pour différentes caractéristiques de crue des bassins instrumentés. **a)** Paramètre θ; **b)** Paramètre Z; **c)** Paramètre F..... 221

Figure 8.13. Relations entre les caractéristiques : **a)** Paramètres θ et Z ; **b)** Indice de précipitation antérieure (API) et paramètre F**.**..... 221

Figure 8.14. Localisation des deux bassins versants jumeaux (D_{H6} et D_{I5}) étudiés dans l'analyse de l'impact de l'urbanisation sur la réponse hydrologique en crue. 223

Figure 8.15. Représentation sous forme de boîtes à moustache des différentes caractéristiques de crue pour les bassins D_{I5}, D_{H6} et $D_{H1\text{-}2}$. **a)** Précipitation (P) ; **b)** Lame d'eau ruisselée (S); **c)** Débit maximum de surface spécifique ($Q_{X\text{-}S\text{-}S}$) ; **d)** Coefficient de ruissellement de surface (K_S) ; **e)** Temps de montée (T_M) ; **e)** Temps de base (T_B)..... 224

Figure 8.16. Analyse des relations à l'échelle événementielle entre P et les caractéristiques K_S, $Q_{X\text{-}T}$, T_M *et* T_B pour les bassins jumeaux D_{H6} et D_{I5}..... 225

Figure 8.17. Résumé des caractéristiques des crues majeures (K_S, T_R et $Q_{X\text{-}S\text{-}S}$) par sous-bassin et relations avec les caractéristiques physiques des bassins (A et Imp)..... 227

Figure 9.1. Presentation of the study area of the Mefou catchment. **a)** Topography and hydrological network; **b)** Land-use characteristics from ESA-CCI LC For Africa product; **c)** instrumentation deployed; **d)** Map of annual precipitation over the Mefou catchment for the period March 2017 to February 2018..... 233

Figure 9.2. Mean monthly precipitation and temperature over the period 1930 – 2015 and estimation of monthly potential evaporation in Yaoundé region. 233

Figure 9.3. Detailed presentation of the conceptual modelling based on MHYDAS model. Portion of the catchment noted N refers to natural area and portion noted I refers to impervious area. 245

Figure 9.4. Methodology of parameters pre-estimation step. **b)** Step 1: Baseflow separation; **c)** Step 2 : Pre-estimation of f_0 and f_c ; **d)** Step 3 : Pre-estimation of θ and Z ; **e)** Step 4 : Pre-estimation of k and H_X..... 248

Figure 9.5. Observed and simulated discharge (parametrization n°1, P_1) for the six instrumented stations for the period 2017-2018. Black lines corresponds to observed discharge and red lines to simulated discharge..... 255

Figure 9.6. Observed and simulated discharge (parametrization n°2, P_2) for the six instrumented stations for the period 2017-2018. Black lines corresponds to observed discharge and red lines to simulated discharge..... 256

Figure 9.7. Dynamic of model variables for the simulation over the period March 2017 – February 2019 for station S_3 (parametrization n°2). **a)** hourly precipitation and soil infiltration capacity; **b)** simulated and observed hydrograph (total flow and base flow); **c)** soil reservoir storage (H**); d)** potential and real evaporation (PET and AET). 260

Figure 9.8. Observed and simulated discharge for 15 rainfall-runoff events of the first hydrological year recorded for catchment S_3. 261

Figure 9.9. Comparison between observed and simulated monthly runoff at Station S_3 for the period March 2017 to February 2019 (parametrization n°2)..... 262

Figure 9.10. Impact of the nine scenarios described in Table 11 on simulation of the rainfall-runoff n°8 at hourly time-step. **a)** Scenarios of precipitation changes; **b)** Scenarios of impervious (*Imp*) changes; **c)** Scenarios of θ changes; **d)** Scenarios of Q_{OF} changes..... 267

Figure 9.11. Hydrogrammes journaliers simulés issues des modélisations à partir des trois chroniques de précipitations P_{COMB} (**a**), P_{SAT1} (**b**) et P_{SAT2} (**c**). 271

Figure 10.1. Présentation de la méthode d'estimation des paramètres θ et Z de la fonction de transfert appliquée à la propagation d'une onde de crue dans un tronçon, sans apports intermédiaires. 277

Figure 10.2. Précipitations moyennes horaires sur le bassin de la Méfou et débits enregistrés aux stations Nkomassi, Canabois, Ecopark, Nsimalen et à la sortie du barrage Mopfou (du 11 au 19 juin 2017). Les surfaces pleines correspondent aux volumes estimés provenant de la lâchure du barrage**.**..... 278

Figure 10.3. Débits estimés issus de la lâchure du barrage Mopfou pour chacune des stations de mesure. 279

Figure 10.4. Propagation de la lâchure de barrage du 11 au 19 juin 2017 pour différents tronçons le long de la rivière de la Méfou. Les traits pleins sont des débits observés et les traits pointillés correspondent aux débits simulés issus des paramètres calibrés θ et Z. 280

Figure 10.5. Présentation de la méthode d'estimation du paramètre θ de la fonction de transfert appliquée à la propagation d'une onde de crue dans un tronçon, avec apport intermédiaire..... 281

Figure 10.6. Différences d'occurrence des pics de crues pour les stations Canabois et Nsimalen pour quatre événements (**a) b) c)** et **d)**). 283

Figure 10.7. Occurrences des pics de crues pour les stations Nkomassi, EDG et Canabois. 285

Figure 10.8. **a)** Boîtes à moustaches des différences d'occurrences des pics de crues entre les stations Nkomassi et EDG (tronçon S_1-S_2), les stations Nkomassi et Canabois (tronçon S_1-S_3) et les stations EDG et Canabois (tronçon S_2-S_3) ; **b)** Relation linéaire entre la différence

d'occurrence des pics de crues entre les stations Nkomassi et Canabois (tronçon S_1-S_3), et le débit maximal de crue enregistré à Canabois (Q_{O-X})..... 286

Figure 10.9. Hydrogramme des stations Canabois, Nsimalen et Ecopark pour l'événement du 05/09/2017 au 10/09/2017..... 287

Figure 10.10. Hydrogrammes des stations Canabois, Nsimalen, Ecopark et Anga'a pour l'événement du 15/11/2017 au 19/11/2017..... 288

Figure 10.11. Résumé des temps de propagation estimés d'une onde de crue entre stations et/ou principales confluences**.** 289

Figure 10.12. Résumé des célérités (*C*) et diffusivités (*D*) estimées d'une onde de crue entre stations**.**..... 289

Figure 11.1. Structure du modèle semi-distribué à pas de temps horaire proposé à l'échelle de la Méfou..... 293

Figure 11.2. Répartition des principales classes d'ODS des sous-bassins définis pour la structure du modèle semi-distribué. La couleur de représentation des sous-bassins correspond à l'ODS majoritaire..... 295

Figure 11.3. Hydrogrammes simulés (mars 2017 - mars 2018) à partir du modèle horaire semi-distribué pour la station S_3-Canabois **(a)** et S_6-Nsimalen **(c)**. Comparaison entre débits observés et débits simulés (mars 2017 - mars 2018) pour la station S_3-Canabois **(b)** et la station S_6-Nsimalen **(d)**..... 302

Figure 11.4. Hydrogrammes simulés et observés pour 15 événements de crue (sur la période mars 2017 - mars 2018) à la station S_3-Canabois..... 304

Figure 11.5. Hydrogrammes issus de la modélisation semi-distribuée pour la station S_6-Nsimalen pour les différents scénarios. **a)** Scénario A_1 et A_2 ;**b)** Scénarios B_1, B_2, B_3 et B_4 ; **c)** Scénarios C_1, C_2, C_3 et D_1 ; **d)** Scénarios mixtes : B_4C_2, B_4C_3 et $A_1B_4C_2$..... 310

Figure 11.6. Courbes de débits classés issus de la modélisation semi-distribuée pour la station S_6-Nsimalen pour les différntes scénario. **a)** Scénario A_1 et A_2 ;**b)** Scénario B_1, B_2, B_3 et B_4 ; **c)** Scénario C_1, C_2, C_3 et D_1 ; **d)** Scénario mixtes : B_4C_2, B_4C_3, $B_4C_2D_1$ et $A_1B_4C_2D_1$. 311

Liste des Tableaux

Tableau 2.1. Liste non-exhaustive des caractéristiques des produits satellitaires de précipitations (tiré de Sun et al., 2018). 19

Tableau 2.2. Données globales utilisées dans ces travaux 21

Tableau 3.1. Caractéristiques des données historiques utilisées dans le cadre de ces travaux. 62

Tableau 3.2. Valeurs des précipitations annuelles sèches et humides pour des temps de retour 10, 50 et 100 ans. 64

Tableau 3.3. Répartition du nombre de jours de précipitations annuels en fonction des hauteurs d'eau précipitées. 66

Tableau 3.4. Caractéristiques des courbes IDF définies par Ikounga (1978) pour la région de Yaoundé. 67

Tableau 3.5. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (PET) moyenne mensuelle (en mm) à partir de la formule de Thornthwaite (1948). 68

Tableau 3.6. Valeurs des débits de crues journalières correspondant à des périodes de retour 10, 20, 50 et 100 ans. 73

Tableau 3.7. Valeurs des débits de basses eaux correspondant à des périodes de retours 10, 20, 50 et 100 ans. 73

Tableau 4.1. Résumé des disponibilités mensuelles (en vert) des données pour les stations pluviographiques et pluviométriques. 96

Tableau 5.1. Résumé des bassins donneurs issus des données historiques (D_H) et de l'instrumentation déployée dans le cadre de ses travaux (D_I).*Le bassin Ottomo-S3 est situé à 30 km au sud du bassin de la Méfou.**La superficie entre parenthèses intègre la surface drainée par le barrage, pour les autres sous-bassins, la surface drainée par le barrage n'est pas intégrée dans les valeurs de surfaces présentées. 105

Tableau 5.2. Résumé des caractéristiques pédologiques, morphométriques, d'ODS et d'emprise des zones humides pour les bassins donneurs. (K_G : indice de Gravelius ; L_{EQ} : largeur équivalente des BV ; *FOR* :% de forêt ; *CROP* : % de zones agricoles et enherbées ; *URB* : % urbain ; A_w : surface de la zone humide). 111

Tableau 5.3. Résumé des paramétrisations et résultats des modèles de séparation du débit de base. 129

Tableau 5.4. Résumé des valeurs de *BFI* pour cinq bassins donneurs de la base de données pour l'année hydrologique mars 2017 – février 2018. 131

Tableau 6.1. Résumé des calibrations du modèle GR1A à l'échelle de la Méfou. 140

Tableau 6.2. Résumé des superficies, indices d'ODS (C_{LC} présenté en Chap.5-Sect..2.4.1) et termes du bilan (Précipitation annuelle *P*, écoulements annuels *R*, déficits annuels *D*, et coefficients d'écoulements ρ). *Les données du bassin de l'Anga'a (D_{I6}) couvrent uniquement la période septembre à décembre 2017. A titre de comparaison, la valeur de ρ est également présentée pour le bassin D_{I2} pour cette même période, les deux bassins étant caractérisés par des pourcentages de zone urbaine (*URB*) similaires. 149

Tableau 6.3. Estimation des écoulements mensuels (en mm) par classe d'urbanisation en fonction des lames d'eau précipitées mensuellement. 153

Tableau 6.4. Estimation des lames d'eau mensuelles (mm) issues des lâchures du barrage de la Mofpfou (70 km²) pour l'année hydrologique mars 2017-février 2018. 154

Tableau 6.5. Estimation des lames d'eau mensuelles (mm) issues des lâchures du barrage Mopfou (70 km²) pour l'année hydrologique mars 2018-février 2019. 154

Tableau 6.6. Proportion des zones classées comme urbanisées (URB) pour chaque sous-bassin cibles pour les années 1930, 1950, 1980, 2000 et 2017. Le tableau présente également les valeurs des variables HS et I_P pour chacun de ces sous-bassins. 157

Table 7.1. Characteristics of the donor catchments: name, reference, hydrometric station name, area, period of observation, annual precipitation *P*, annual runoff *R*, annual evapotranspiration $AET = P - R$, annual runoff coefficient ρ, the slope index S_I, the proportion of hydromorphic soil *HS,* and the proportion of urban areas *U*. 174

Table 7.2. Reference studies, global products and resolution used to estimate each component (C_T, C_S and C_{LC}) of the index hydrological index I for 1930, 1950, 1980, 2000, 2017 and 2030. SRTM: Shuttle Radar Topography Mission 2014; ESA CCI LC: European Space Agency Climate Change Initiative Land Cover. 182

Table 7.3. Characteristics of the three components C_T, C_S, C_{LC}, and the hydrological index *I* of the 12 donor catchments (Fig. 7.4b). 183

Table 7.4. Characteristics of the 8 target catchments (Fig. 7.4b): area, the two components C_T, C_S and the dynamic time variable component C_{LC} given in Fig. 7.8 (see references of land-use sources in Table 7.2). 183

Table 7.5. Calculated values (either from observation or from model simulation as indicated) of *R,* ρ*, AET*, and *K* for each target catchments and for the whole Mefou catchment

at Nsimalen taking into account +/- 10 % uncertainty on *P* and +/- 15 % *I* for the hydrological year 2017-2018. 190

Table 7.6. Mean values of P, R, ρ, and percentile Q_{95} and Q_5 for 1950-1980 and 1987-2017 for the eight sub-catchments and the whole catchment. 194

Tableau 8.1. Définition des caractéristiques de crues analysées. Les caractéristiques sont classées en trois catégories : 1) Précipitation ; 2) Débit ; 3) Relation Pluie-Débit. 206

Tableau 8.2. Résumé des caractéristiques de crue pour l'événement du 11 Septembre 2017 pour les six stations hydrométriques. 212

Tableau 8.3. Résumé des paramètres pré-estimés pour les six bassins instrumentés à partir de l'analyse des événements de crue. 222

Table 9.1. Sub-catchments characteristics and data availabilities for the six instrumented stations (S). 237

Table 9.2. List of global products used in the modelling. 237

Table 9.3. Detail of simulations characteristics leads on the six instrumented stations.Parameters values are characterized by notation P = Pre-estimated value; C = Calibrated value; Cx = Calibrated value of parametrisation n°x; CX = Average value of calibration for all the catchment of the parametrization n°x. The available periods of simulation for each stations are also presented. 250

Table 9.4. Assessment of criteria function performances. 251

Table 9.5. Parameters values for the five parametrization on the six instrumented period. 253

Table 9.6. Summary of criteria performance of the five performed parametrizations for the six catchments. * Catchment S_4 and S_5 have only one available hydrological year and then presents only four criteria values by parametrization. 254

Table 9.7. Summary of water balance components and flow-duration-curve characteristics from calibrated parametrization (n°2) for the six instrumented stations on the hydrological year 2017-2018. 258

Table 9.8. Presentation of characteristics for the nine scenarios tested on station S_3 and the water balance components and flow-duration-curve characteristics from the simulation of the 9 scenarios (No OF = no overbank flow; Obs. = Observed; Ref. = Reference). 264

Table 9.9. Description of scenarios impacts on Rainfall-Runoff events n°8 for the station n°3. (No OF = no overbank flow; Obs. = Observed; Ref. = Reference). 267

Table 9.10. Résultats des performances du modèle hydrologique horaire à la station S_3 (année hydrologique mars 2017 – février 2018) pour les trois chroniques de précipitations testées. 270

Tableau 10.1. Résumé des T_{LAG}, des célérités et des diffusivités caractérisant les tronçons de S_0-Camwater à S_6-Nsimalen pour la lâchure de barrage du 11 au 19 juin 2017. 280

Tableau 11.1. Caractéristiques physiques des sous-bassins cibles du modèle semi-distribué à pas de temps horaire. 294

Tableau 11.2. Résumé des caractéristiques des tronçons et renseignements sur les composantes du modèle en entrée (IN) et en sortie (OUT) des tronçons. Ce tableau présente également le nom du SBV intermédiaire associé à chaque tronçon. 296

Tableau 11.3. Valeurs des paramètres des fonctions liées aux processus hydrologiques sur les sous-bassins. Les sous-bassins correspondant à des bassins donneurs sont surlignés en rouge, on leur affecte directement les paramètres calibrés au Chapitre 9. 298

Tableau 11.4. Caractéristiques physiques et valeurs des paramètres associés aux tronçons intégrés dans le modèle semi-distribué à pas de temps horaire. 299

Tableau 11.5. Valeurs des composantes du bilan hydrologique de l'année 2017-2018 pour les simulations issues des trois modèles (semi-distribué horaire, global horaire et semi-distribué annuel) des stations S_3-Canabois et S_6-Nsimalen. Le tableau présente également les valeurs des fonctions critères NS_D, NS_H, E_V et R^2. 301

Tableau 11.6. Résumé des performances des simulations issues de la paramétrisation de référence pour le modèle semi-distribué et du modèle calibré global (Chapitre 9). 303

Tableau 11.7. Résumé des différents scenarios testés et analysés à la station S_6-Nsimalen. (OF = Débordement ; J = Tronçons ; Ref = valeurs de la pramétrisation de référence). 306

Tableau 11.8. Résumé des termes du bilan hydrologique et caractéristiques des courbes de débits classés pour les différents scenarios testés. 309

Tableau 11.9. Variation (en %) des termes du bilan et des caractéristiques des courbes de débits classés des différents scénarios par rapport à la paramétrisation de référence. 309

Liste des Acronymes

ADCP : *Acoustic Doppler Current Profiler*

AET : Evapotranspiration réelle

AISH : Association Internationales des Sciences Hydrologiques

BFI : *Base Flow Index*

BV : Bassin Versant

CAT : Catchment *hydrology cycle Analysis*

CoCoRaHS : *Community Collaborative Rain, Hail and Snow network*

CMORPH : *CPC MORPHing technique*

CN : *Curve Number*

CNES : Centre National des Etudes Spatiales

CRED : *Centre for Research on the Epidemiology of Disasters*

CRH : Centre de Recherches Hydrologiques

CRU : *Climat Research Unit*

CUY : Communauté Urbaine de Yaoundé

DCC : Débit Caractéristique de Crue

DCE : Débit Caracteristique d'Etiage

DDS : *Dynamically Dimensioned Search*

ESA : *European Space Agency*

ESA CCI LC for Africa : *European Space Agency – Climate Change Initiative – Land Cover for Africa*

ESA CCI SM : *European Space Agency – Climate Change Initiative – Soil Moisture*

EURO-CORDEX : *Coordinated Downscaling Experiment - European Domain*

FDC : *Flow-Duration-Curve*

FT : Fonction de Production

FT-V : Fonction de Transfert sur les Versants

FT-T : Fonction de Transfert dans les Tronçons

FP : Fonction de Production

GFS : *Global Forecast System*

GHCN : *Global Historical Climatology Network*

GLDAS : *Global Land Data Assimilation System*

GLEAM : *Global Land Evaporation Amsterdam Model*

GLUE : *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation*

GPM IMERG : *Global Precipitation Measurment - Integrated Multi-Satellite Retrievals for GPM*

GR1A : Modèle du Genie Rural à pas de temps Annuel à 1 paramètre

GR2M : Modèle du Genie Rural à pas de temps Mensuel à 2 paramètres

GR4J : Modèle du Genie Rural à pas de temps Journalier à 4 paramètres

HBV : *Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning*

HEC-HMS : *Hydrologic Engineering Centers Hydrologic Modeling System*

HEC-RAS : *Hydrologic Engineering Centers River Analysis System*

HESS : *Hydrology and Earth System Science*

HS : Proportion de Sols Hydromorphes

IHACRES : *Identification of unit Hydrographs and Component flows from Rainfall, Evaporation and Streamflow data*

IDF :Intensités-Durées-Fréquences

IDW : *Inverse Distance Weight*

IR : Infra-Rouge

IRAD : Institut de Recherche Agricole pour le Développement

IRD : Institut de recherche pour le développement

JAXA : *Japan Aerospace Exploration Agency*

LIDAR : *Laser Imaging Detection And Ranging*

LULC : *Land-Use Land-Cover*

MADS : *Mesh Adaptive Direct Search*

MAREMA : MAster Ressources en Eau et risques environnementaux dans les Métropoles Africaines

MHYDAS : Modélisation HYDrologique spatialisé des AgroSystèmes

MSWEP : *Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation*

MW : *Micro-Waves*

NASA : *National Aeronautics and Space Administration*

NCEP : *National Centers for Environmental Prediction*

NDVI :*Normalized Difference Vegetation Index*

NSE :*Nash-Sutcliffe Efficiency*

ODS : Occupation Des Sols

OMM : Organisation Mondial de la Météorologie

ONU : Organisation des Nations Unies

OSM : *OpenStreetMap*

OZCAR : Observatoire de la Zone Critique, Applications, Recherche

PERSIANN : *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks*

PET : Evapotranspiration potentielle

PUB : *Prediction on Ungauged Basins*

RMSE : *Root Mean Square Error* (Mesure de l'erreur quadratique moyenne)

SBV : Sous-Bassin Versant

SCS : *Soil Conservation Services*

SHE : *Système Hydrologique Européen*

SIEREM : Système d'Informations Environnementales sur les Ressources en Eau et leur Modélisation

SNEC : Société Nationale des Eaux du Cameroun

SNO : Service National Obbservation

SPOT : Système Probatoire d'Observation de la Terre

SRTM : *Shuttle Radar Topography Mission*

SWAT : *Soil and Water Assessment Tool*

SWOT : *Surface Water and Ocean Topography*

SWMM : *Storm Water Management Model*

TAHMO : *Trans-African Hydro-Meterological Observatory*

TRMM-TMPA : *Tropical Rainfall Measuring Mission - TRMM Multi-satellite Preciptiation Analysis*

UNDESA : *United Nations Department of Economic and Social Affairs*

UHP-HRU : *Universal Hydrological Program-Hydrological Response Unit*

Annexes

Liste des Annexes

Annexe 1 : Informations utilisées pour l'évaluation des changements d'occupation des sols sur la Méfou (Chapitre 3) **373**

Annexe 2 : Courbes de tarage pour les six stations de mesures (Chapitre 4) **377**

Annexe 3 : Supplementary Material (Chapitre 7) **379**

Annexe 4 : Evénements de crues exploités pour l'analyse des relations pluie-débit (Chapitre 8) **399**

Annexe 5 : Hydrogrammes simulés en utilisant les paramètres (θ et Z) calés du noyau d'Hayami et tracés des iso-valeurs du critère de Nash-Sutcliffe NSE (Chapitre 8) **407**

Annexe 6 : Choix d'un modèle pour la représentation du débit de base (Chapitre 9) **421**

Annexe 7 : Critères de performances (Chapitre 9) **425**

Annexe 8 : Mesures des vitesses de surfaces sur les tronçons (Chapitre 10) **427**

Annexe 9 : Valeurs de NDVI des sous-bassins inclus dans le modèle semi-distribué - (Chapitre 11) **429**

ANNEXE 1 :

Informations utilisées pour l'évaluation des changements d'occupation des sols sur la Méfou (Chapitre 3)

Tableau A1.1. Etudes historiques sur la Méfou pour l'analyse des changements d'occupation des sols. For: Forest cover (km²); Crop : Cropland cover (km²); Urb : Urbanized area (km²); Gras : Grassland cover (km²); Imp : Impervious (km²).

Reference studies	Years	Location	Subject	Method	Main Results
Ebodé (2017)	1978, 1995 and 2005	Mefou (305 km²)	Forest, urban and cropland changes	Analysis of Landsat Images	**Urb**: 45 km² (1978 to 152 km² (2015) **Crop**: 10 km² (1978) to 28 km² (2015) **For**: - 30 km² from 1978 to 1995 and -130 km² from 1978 to 2015
Moffo (2011)	1956 and 2010	Mfoundi upstream (40 km²)	Impervious changes	Aerial images and shapefile of build-up areas	**Imp**: from 2 km² in 1956 to 12 km² in 2010
CUY (2008)	1980 and 2000	Urban community of Yaoundé (CUY, 290 km²)	Extension of the urban area	-	**Urb**: 38 km² in 1980 to 159 km² in 2001
LMI DYCOFAC	2018	Mefou (802 km²)	Forest, urban and cropland changes	-	**Urb** : 145 km² ; **Crop** : 176 km² ; 480 km² of dense and degradative vegetation

Tableau A.2. Produits globaux (échelle mondiale ou africaine) analysés pour compléter les informations de changement d'occupation des sols sur la Méfou (**Tableau A.1**). For: Forest cover (km²); Crop: Cropland cover (km²); Urb: Urbanized area (km²); Gras: Grassland cover (km²); Imp: Impervious (km²).

Global product	Years	Analyzed area	Resolution	Subject	Method	Main Results
ESA-CCI LC	1992 – 2015	Mefou (421 km²)	300m x300m	Forest, urban and cropland changes	Analysis of Landsat Images	**Urb:** 45 km² (1978) to 152 km² (2015) **Crop**: 10 km² (1978) to 28 km² (2015) **For**: - 30 km² from 1978 to 1995 and -130 km² from 1978 to 2015
ESA-CCI LC for Africa	2016	Mefou (421 km²)	30m x 30m	Forest, urban and cropland	Analysis of Sentinel 2-A images	**Urb**: 113 km²; **For** = 168 km²; **Crop** = 101 km²; **Gras** = 38 km²
Midekisa et al. (2017)	2000 and 2015	Mefou (421 km²)	30m x 30m	Urban low and high biomass changes	Analysis of Landsat Images	**Urb**: 75 km² (2000) to 158 km² (2015)
Hansen et al. (2013)	2000-2017	Mefou (421 km²)	30m x 30m	Losses in forest cover	Analysis of Landsat images	Losses 80 km² of Forest cover since 2000
OSM (2015)	2015	Yaoundé city (Urban area, 290 km²)	-	Build up area (impervious)	Shapefile from crowdsourced information	Ex: Impervious of 45 % in 2015 for upstream Mfoundi

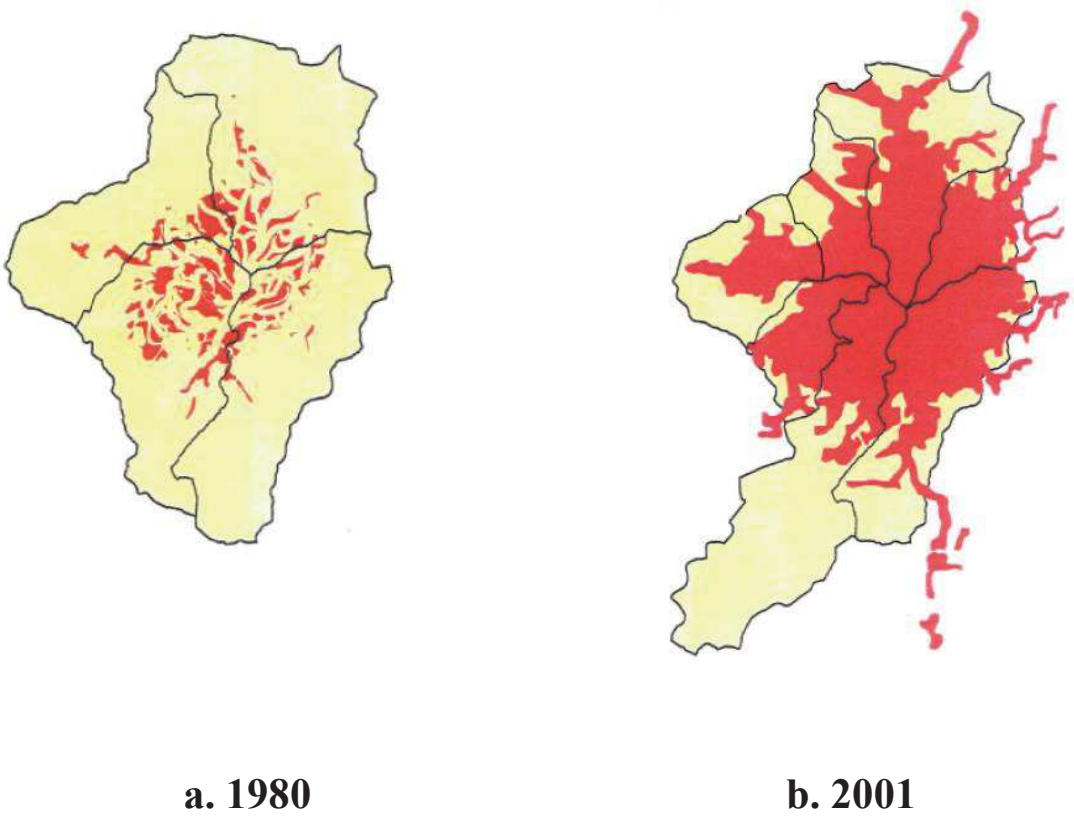


Figure A1.1. Evolution de l'extension de la zone urbaine de Yaoundé (CUY, 2008).

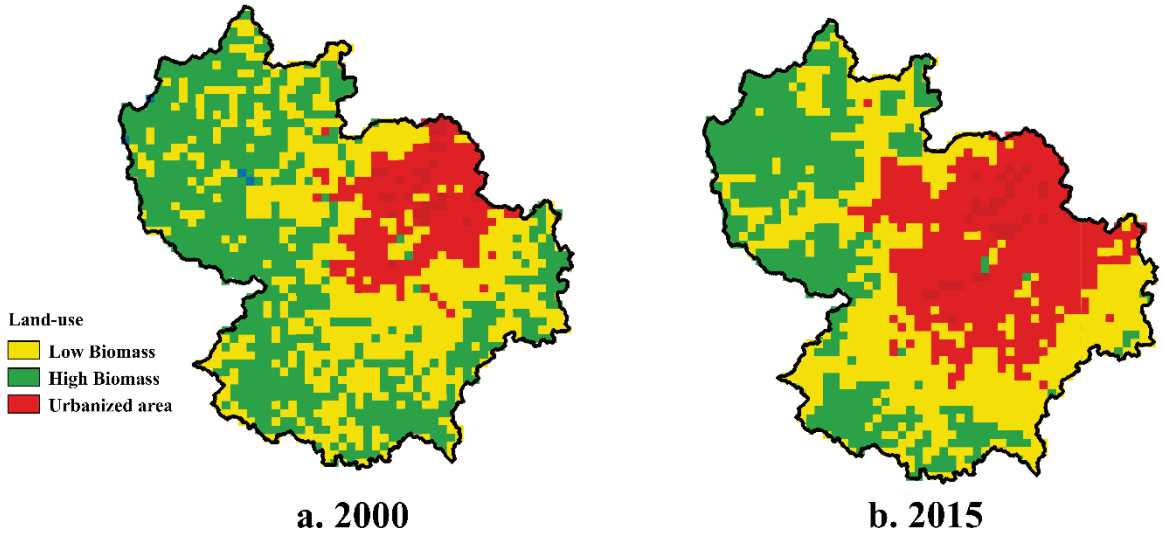


Figure A1.2. Evolution la zone urbanisée, des surfaces à fortes et faibles biomasses sur le bassin de la Méfou (2000 et 2015) (cartes tirées du produit Midekisa et al., 2017).

ANNEXE 2 :

Courbes de tarage pour les six stations de mesures (Chapitre 4)

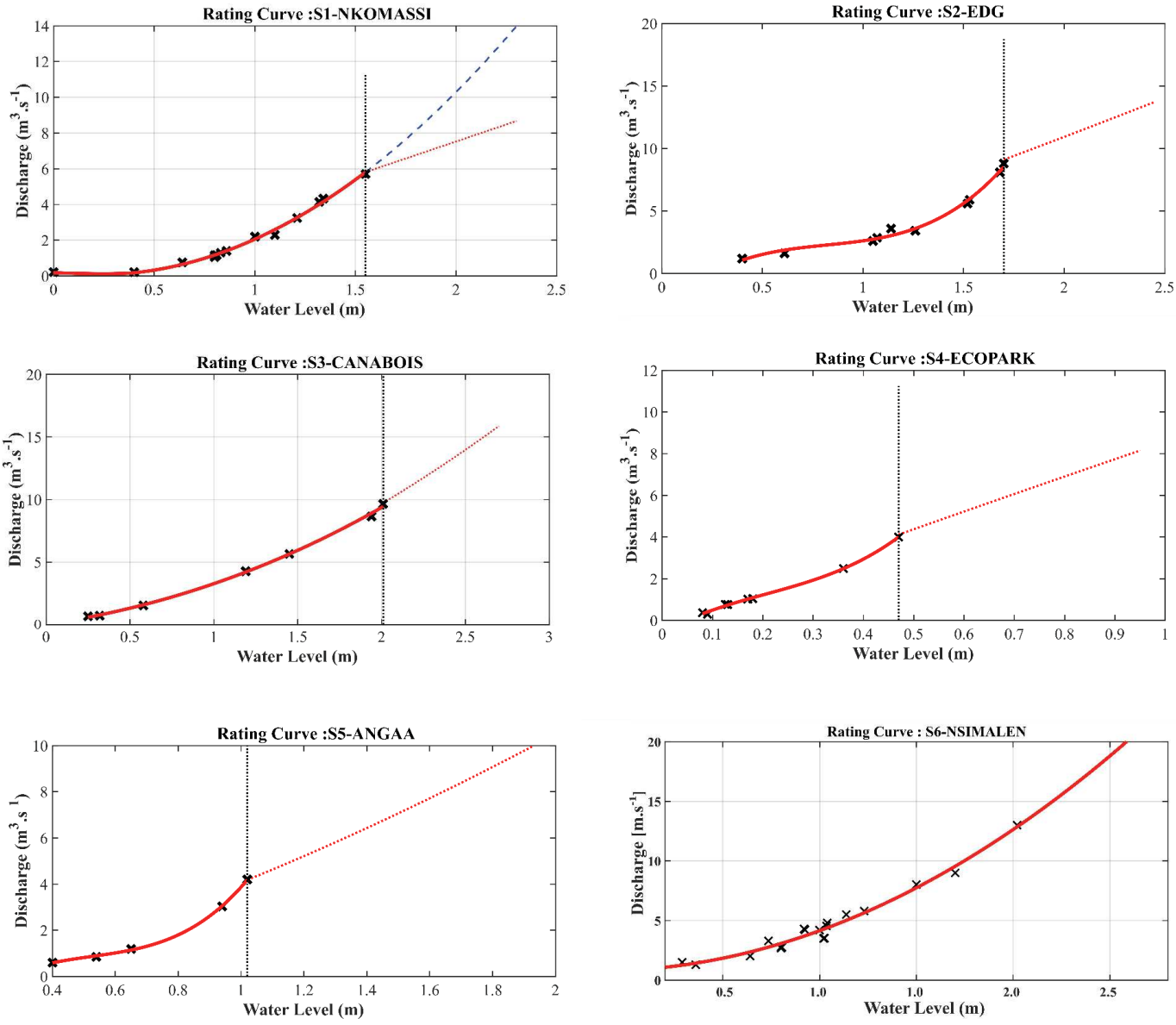


Figure A2.1. Courbes de tarage pour les six stations de mesures. La localisation des stations est présentée en Figure 4.10 du Chapitre 4.

ANNEXE 3 : Supplementary Material (Chapitre 7)

"Supplementary Material" à l'article "A non-stationary model for reconstruction of historical annual runoff on tropical catchments under increasing urbanization (Yaoundé, Cameroon)" accepté avec revisions majeures dans Hydrology and Earth System Sciences https://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2019-116/

1 Introduction

The Supplementary Material gives additional information on data and model application, and is organized as follow: climate, land-use, review of annual runoff studies, monthly runoff and land-use relationships, sensitivity analysis of the model, and review of studies analyzing the impact of land-use changes on runoff in tropical and/or urban context.

2 Climate

Figure A3.1 presents the monthly precipitation, temperature and potential evaporation *PET* for the Yaoundé region. Precipitation and temperature were recorded at Mvan Airport (P_1. Fig. 7.3a in Chapter 7) for the period 1951-2006 (Nguemou 2008). *PET* was estimated by Ikounga (1978) with two methods (Bac Colorado and bac Class "A") leading to the uncertainty range presented in grey.

3 Land-use

3.1 Pictures of the different land-uses

Figure A3.2 shows satellite images of heterogeneous conditions of urbanization. Figure A3.3 presents pictures of various conditions of land-use over the Mefou catchment: cropland (Figs. S3a, b), very urbanized areas (Figs. A3.3c, d), and some natural portions (Figs. S3e, f).

3.2 Yaoundé urban area extension 1930-2017

Different products were analyzed in order to visualize the evolution of Yaoundé urban extension over the Mefou catchment from 1956 to 2019 (Fig. 7.3b in Chapter 7). Moffo (2017) analyzed historical serial of aerial photography of 1956, and we analyzed satellite images (Google Earth ®) of 1984, 1988, 2000, 2010 and 2019 and additional information from CUY (2008). Figure A3.4 shows the urban area extension obtained from aerial photography or satellite images: extension between 1960 and 1990, densification of urbanized area between 1990 and 2000, important extension of the city from 2000 to 2010, very important extension and densification of the urban area from 2010 to 2018.

3.3 Land-use changes 1930-2017

Tables A3.1 and A3.2 give the references and products used to quantify land-use changes and the proportion of urban area *U* on donors and targets catchments. Franqueville (1979) describes the city of Yaoundé in 1950.

The various products show a decrease of about 140 km² of forest cover over the Mefou catchment since 1980 (see forest cover losses since 2000, Figs. A3.5 and A3.6). Hansen et al. (2013) proposed a global high resolution (30 m x 30 m) product on whole Africa, showing on the Mefou catchment at Nsimalen (421 km²) losses in forest cover of 95 km² from 2000 to 2017 (Fig. A3.5). These results are similar to those obtained by Ebodé (2017) over the whole Mefou catchment at the outlet (802 km²). Figure A3.6 shows the losses per year between 2000 and 2017 which are particularly important after 2013 (estimated to more than 50 km²).

In the opposite, the urban area has grown from about 40 to about 160 km² over the same period (Figs. A3.7 and A3.8). Figure A3.7 shows the urban area extension between 1980 (38 km²) and 2001 (159 km²) of the Urban Community of Yaoundé (CUY, 2008). Figure A3.8 shows the urbanized area obtained from the maps of Midekisa et al. (2017) over Africa. The two studied periods 2000 and 2015, shows the huge development of urbanized areas (from 75 km² to 158 km²) and a decrease of high biomass surface (dense forest).

All these references and global products were used to calculate the percentage of urbanized areas *U* over each target catchments. Table A3.3 presents for 1930, 1950, 1980, 2000, and 2017 the values of *U*. The land-use component for the 8 targets for the 5 periods is then evaluated from *U* values.

4 Review of annual runoff studies over the Nyong and Mefou basin

Table A3.4 summarizes the main studies and information on the annual water balance over the Nyong sub-catchments from small (< 1 km²) to large scales (> 10,000 km²) since 1960. Figure A3.9 presents the location of hydrometric stations on the Nyong Basin (presented in Table A3.4 or from the dedicated short-term instrumentation). The majority of sub-catchments have natural land cover. The short-term instrumentation dedicated to the present study aims to complete this dataset with catchments characterized by different land-use conditions, mainly urbanized zones.

5 Monthly runoff and land-use relationship

Data from donor catchments (historical studies and short-term dedicated measurements) presented in the paper at the annual scale were also analyzed at the monthly scale (Fig. A3.10). We observe for D_{I2} and D_{I6} high differences in monthly runoff for these two catchments presenting similar values of urbanized area proportion *U* and similar precipitation values. For October, differences of runoff are important with 170 mm for D_{I2} against 93 mm for D_{I6} (Table A3.5). Differences in topography and soil conditions could explain part of runoff differences: D_{I2} is located in the upstream part of the Mefou basin with a slope index $S_I = 13.6$ % higher than the slope of D_{I6} (S_I = 6.7 %) and an estimated proportion of hydromorphic soil $HS = 0$ % much more lower than D_{I6} (HS = 24.0 %). Figure A3.10 shows a clear impact of land-use condition (illustrated by C_{LC}) over monthly runoff for the donor

dataset: high values of C_{LC} (corresponding to high proportion of urbanization) correspond to high values of monthly runoff.

6 Sensitivity analysis of the model

When adjusting the linear regression $\rho = aI + b$, we make first a sensitivity analysis on land-use component weight ω_{LC} of the hydrological index I for different values of ω_{LC} = 3, 5, 7 and 10 (with $\omega_S = \omega_T = 1$). Table A3.6 shows the adjusted parameters (a and b), the values of ρ for I = 1 and I = 0.5, and the determination coefficient r^2. We observe that for ω_{LC} = 5, 7 and 10, the impact on regression parameters is very low. Second, we studied the impact of different number of donor catchments on the model parameters. The set of donors retained always integrates donors with heterogeneous values of I (at least one catchment with $I < 0.3$ and at least one catchment with $I > 0.7$). Table A3.7 shows the range of the parameters a and b for a number of donors varying from 6 to 10 and the values of the performance criteria defined in Sect. 2.2 of Chapter 7. Results show a low sensitivity, especially when the number of donors exceeds 8.

7 Review of studies analysing land-use changes impact on annual runoff in tropical and/or urban context

In order to compare our results with other studies of land-uses changes impact at the annual scale in tropical and urban context, we did a review over the subject. Table A3.8 present studies of LULC changes impact in tropical and African context and Table A3.9 present study of urbanization impact on annual runoff or water balance components. Many studies quantified the impact of land-uses changes by modelling (Beck et al., 2013; Yira et al., 2013) due to poorly-gauged context in tropical region. Most of studies in tropical region analyzed the impact of cropland conversion or forest retreats/regeneration over annual runoff (Beck et al., 2013, Gessess et al., 2014) but few studies analyzed the urbanization impact on annual runoff and most of theme treats with temperate of Mediterranean climates.

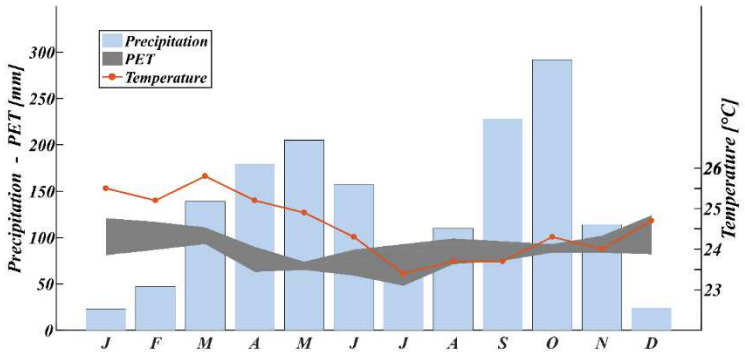


Figure A3.1. Mean monthly precipitation, temperature and *PET* for Yaoundé.

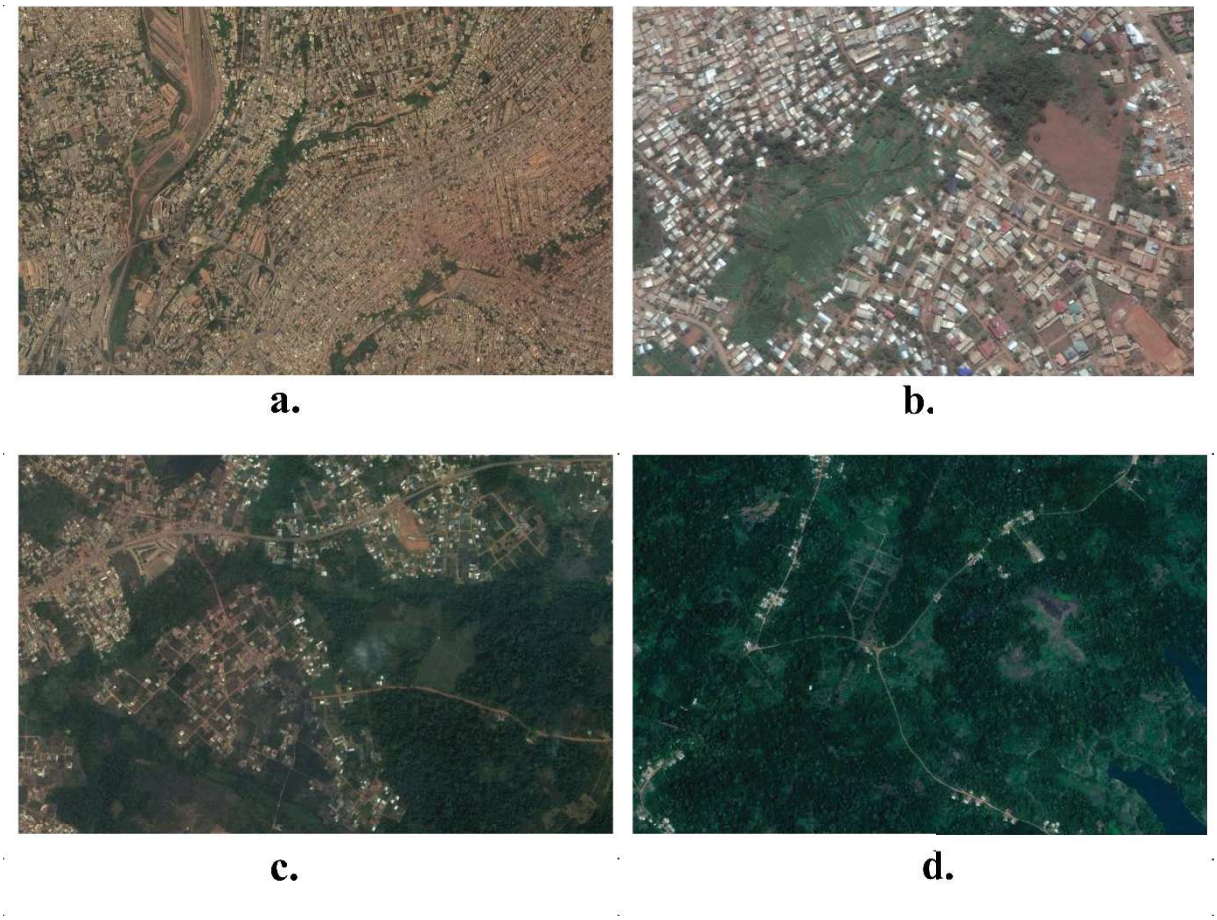


Figure A3.2. Satellite images of various land-use conditions over the Mefou catchment. a) Very urbanized portion of the catchment characterized by the highest values of C_{LC} (C_{LC} = 1) (Mfoundi Upstream). b) Very urbanized area with some natural portions (lowlands) (Mfoundi downstream, C_{LC} = 0.8); c) Intermediary condition of urbanization (Angaa portion, C_{LC} = 0.4); d) Very few urbanized portion (Mopfou upstream, C_{LC} = 0).

a.

b.

c.

d.

e.

f.

Figure A3.3. a) Cropland zone of the catchment (on target T_3); b) Cropland and forest (T_1); c) Very urbanized (T_5); d) Canalized river on the Mfoundi upstream (T_5); e and f) Downstream of the Mefou basin (T_4). The notation T_i refers to target catchments in Fig. 4b in Chapter 7.

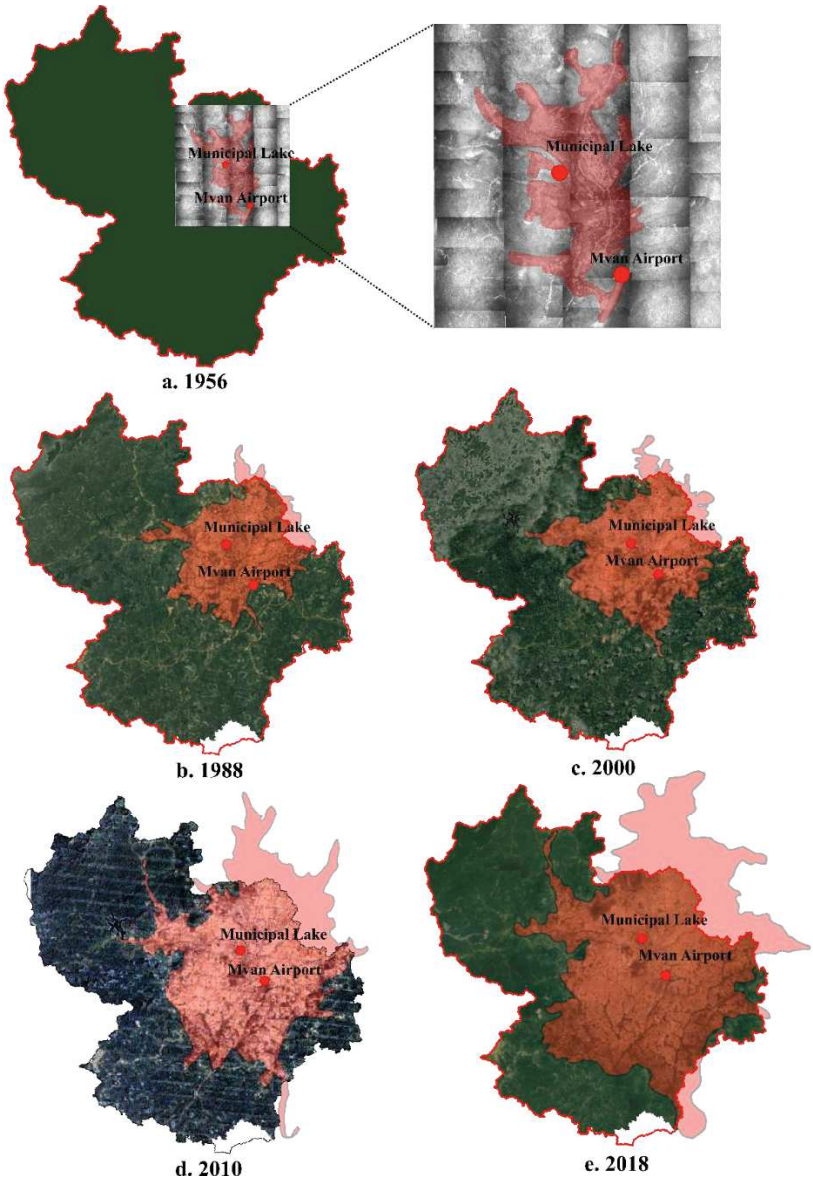


Figure A3.3. Urban area extension in 1956 (aerial photography from Moffo, 2017), 1988, 2000, and 2018 (Satellite images ®GoogleEarth).

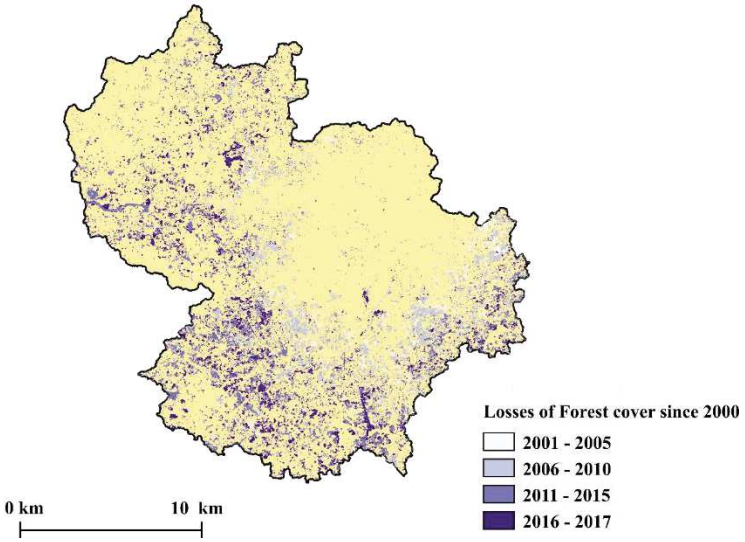


Figure A3.5. Forest area losses from 2001 to 2017 over the Mefou catchment using the methodology proposed by Hansen et al. (2013).

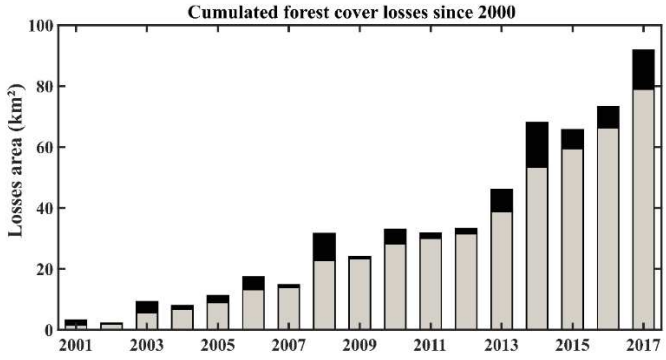
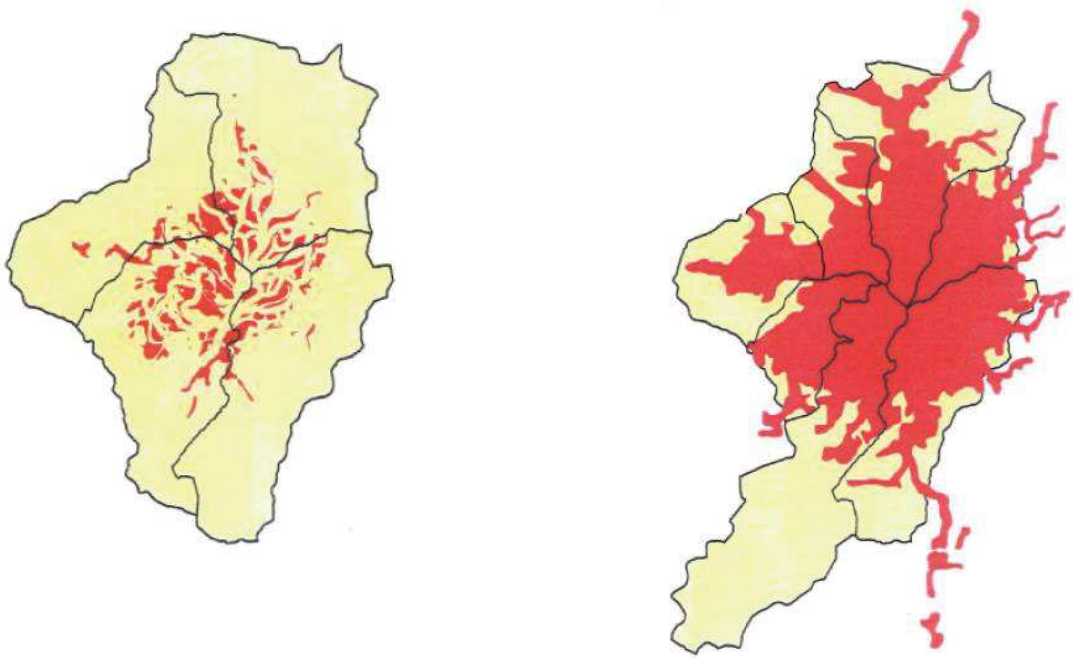


Figure A3.6. Forest area losses from 2001 to 2017 over the Mefou catchment using the methodology proposed by Hansen et al., (2013).



a. 1980 b. 2001

Figure A3.7. Evolution of Yaoundé urban extension from 1980 to 2001 (CUY, 2008).

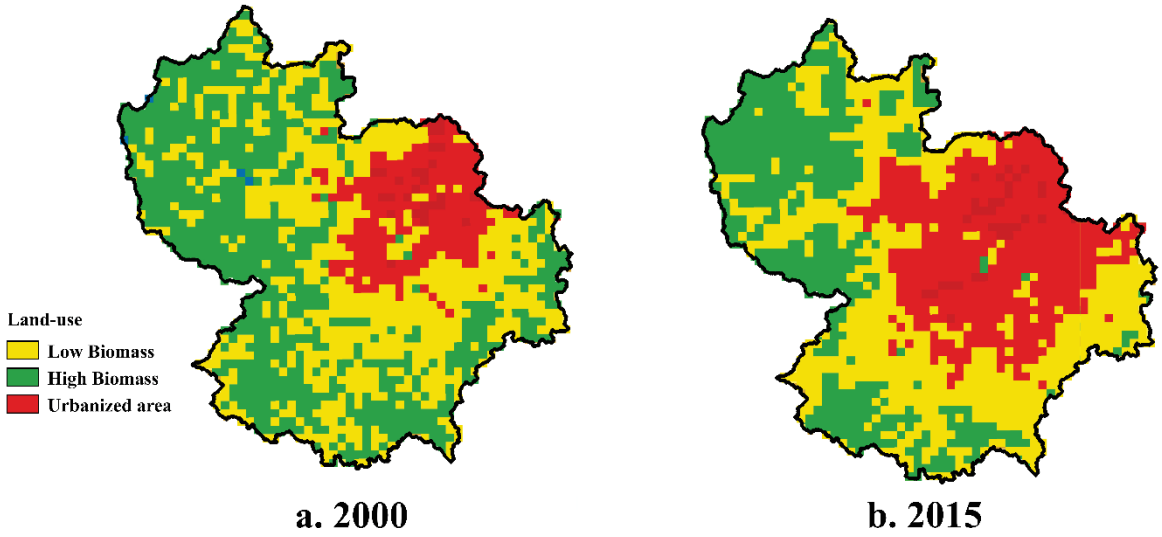


Figure A3.8. Evolution of the urbanized area, high and low biomass surfaces over Mefou catchment maps from Midekisa et al. (2017).

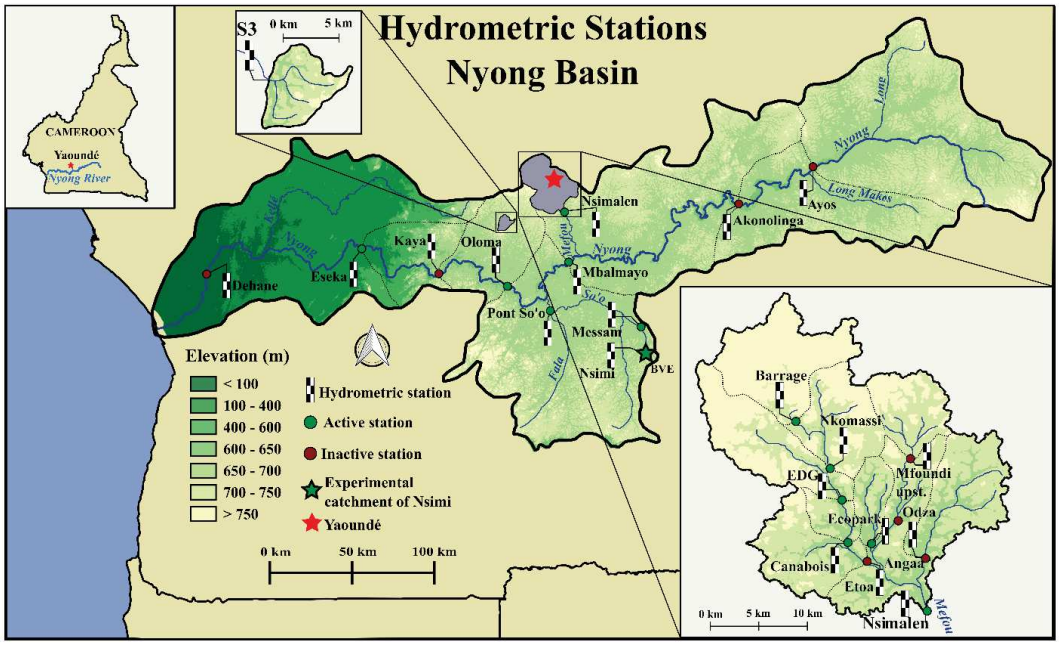


Figure A3.9. Location of hydrometric stations (active or not) over the Nyong basin.

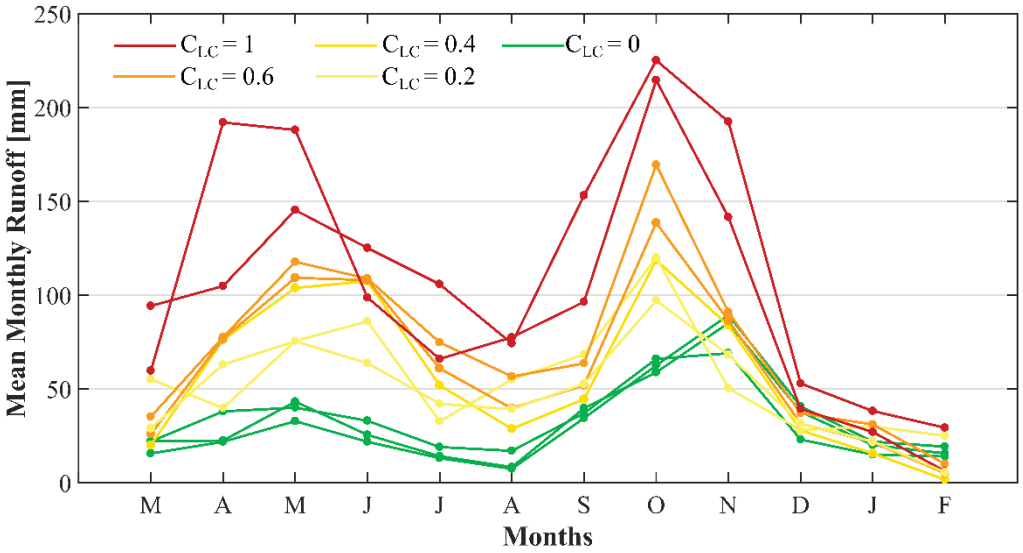


Figure A3.10. Mean monthly runoff for donor catchments (historical and from the short-term dedicated measurement) used to calibrate the model. Red line : CLC = 1; Orange line : CLC = 0.6Green line : CLC = 0

Table A3.1. References of studies on the Mefou catchment used for land-use analysis: For: Forest cover (km²); Crop : Cropland cover (km²); Urb : Urbanized area (km²); Gras : Grassland cover (km²); Imp : Impervious (km²).

Reference studies	Years	Location	Subject	Method	Main Results
Ebodé (2017)	1978, 1995 and 2005	Mefou (305 km²)	Forest, urban and cropland changes	Analysis of Landsat Images	**Urb**: 45 km² (1978 to 152 km² (2015) **Crop**: 10 km² (1978) to 28 km² (2015) **For**: - 30 km² from 1978 to 1995 and -130 km² from 1978 to 2015
Moffo (2011)	1956 and 2010	Mfoundi upstream (40 km²)	Impervious changes	Aerial images and shapefile of build-up areas	**Imp**: from 2 km² in 1956 to 12 km² in 2010
CUY (2008)	1980 and 2000	Urban community of Yaoundé (CUY, 290 km²)	Extension of the urban area	-	**Urb**: 38 km² in 1980 to 159 km² in 2001
LMI DYCOFAC	2018	Mefou (802 km²)	Forest, urban and cropland changes	-	**Urb** : 145 km² ; **Crop** : 176 km² ; 480 km² of dense and degradative vegetation

Table A3.2. Global product (world or African scale) analyzed over the Mefou catchment to complete past studies (Table A3.1): For: Forest cover (km²); Crop: Cropland cover (km²); Urb: Urbanized area (km²); Gras: Grassland cover (km²); Imp: Impervious (km²).

Global product	Years	Analyzed area	Resolution	Subject	Method	Main Results
ESA-CCI LC	1992 – 2015	Mefou (421 km²)	300m x300m	Forest, urban and cropland changes	Analysis of Landsat Images	**Urb:** 45 km² (1978) to 152 km² (2015) **Crop**: 10 km² (1978) to 28 km² (2015) **For**: - 30 km² from 1978 to 1995 and -130 km² from 1978 to 2015
ESA-CCI LC for Africa	2016	Mefou (421 km²)	30m x 30m	Forest, urban and cropland	Analysis of Sentinel 2-A images	**Urb**: 113 km²; **For** = 168 km²; **Crop** = 101 km²; **Gras** = 38 km²
Midekisa et al. (2017)	2000 and 2015	Mefou (421 km²)	30m x 30m	Urban low and high biomass changes	Analysis of Landsat Images	**Urb**: 75 km² (2000) to 158 km² (2015)
Hansen et al. (2013)	2000-2017	Mefou (421 km²)	30m x 30m	Losses in forest cover	Analysis of Landsat images	Losses 95 km² of Forest cover since 2000
OSM (2015)	2015	Yaoundé city (Urban area, 290 km²)	-	Build up area (impervious)	Shapefile from crowdsourced information	Ex: Impervious of 45 % in 2015 for upstream Mfoundi

Table A3.3. Proportion of urbanized area *U* (%) for each target catchment for 1930, 1950, 1980, 2000, and 2017.

References used		Franqueville (1979)	Franqueville (1979) and Moffo (2011)	CUY (2008) and Ebodé et al. (2017)	Midekisa et al. (2017)	Midekisa et al. (2017)
Catchment Name	**Station Name**	**1930**	**1950**	**1980**	**2000**	**2017**
T_1	MOPFOU	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
T_2	MEFOU UPST.	< 1	< 1	2 - 5	13	46
T_3	CANA-NKOM	< 1	< 1	< 1	< 1	9
T_4	MEF. DWNST.	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
T_5	MFOUNDI UPST.	< 1	2 - 5	20 - 30	78	90
T_6	BIYEME	< 1	< 1	5 - 20	43	87
T_7	MFOUNDI DWNST.	< 1	< 1	5 - 20	26	63
T_8	ANGAA	< 1	< 1	2 – 5	8	40

Table A3.4. Annual water balance components for instrumented catchments over the Nyong basin.

Reference	*Name*	*Area [km²]*	*Period*	*P [mm]*	*R*	*AET*	*ρ*	*Land-use*
Lefèvre (1966)	ETOA	235	1965-66	1,420	350	1,070	0.25	Natural
Maréchal et al. (2011)	NSIMI/BVE	< 1	1994-98	1,650	380	1,270	0.25	Natural
Ngoumdoum (2013)	ODZA	6	2011-12	1,840	1640	200	0.88	Very urbanized
Olivry (1979)	AYOS	5,300	26 yrs [1]	1,580	343	1,270	0.22	Natural
	AKONILINGA	8,350	23 yrs [1]	1,545	352	1,192	0.23	Natural
	MBALMAYO	13,555	26 yrs [1]	1,765	315	1,450	0.18	Natural
	OLOMA	15,510	12 yrs[1]	1,563	374	1,189	0.24	Natural
	KAYA	19,985	10 yrs[1]	1,565	389	1,176	0.25	Natural
	ESEKA	21,600	26 yrs [1]	1,581	402	1,179	0.25	Natural
	DEHANE	26,400	25 yrs [1]	1,732	528	1,205	0.30	Natural
Srang (1972)	MFOUNDI UPST.	40	1969-71	1,785	655	1,129	0.37	Intermediate
Ikounga (1978)	S1	2	1974-78	1,609	433	1,176	0.27	Natural
	S2	2	1974-78	1,536	600	937	0.39	Natural
	S3	24	1974-78	1,633	400	1,240	0.24	Natural
Ndam Ngoupayou (2007)	MBALMAYO	13,555	2005-07	1,765	315	1,450	0.18	Natural
Nguemou (2008)	MFOUNDI UPST.	40	2006-07	1,740	1340	400	0.77	Urbanized
SNEC (1969)	ETOA	235	1968-69	1,790	392	1,398	0.22	Natural
SNEC (1969)	MOPFOU	70	1968-69	1,810	456	1,354	0.25	Natural
	MESSAM	206	1998-02	1,780	550	1,230	0.31	Natural
	PONT SO'O	3,070	1998-02	1,750	450	1,330	0.26	Natural

[1] Number of available years before 1979.

Table A3.5. Monthly runoff for D_{I2} *and* D_{I6}.

Monthly Runoff (mm)	D_{I2}	D_{I6}
September	64	61
October	170	93
November	91	75

Table A3.6. Results of sensitivity analysis for weight of land-use component in the hydrological index

ω_{LC}	a	b	$I=1$ $a+b$	$I=0.5$	r^2
3	0.827	0.096	0.923	0.51	0.83
5	0.766	0.130	0.896	0.51	0.95
7	**0.708**	**0.158**	**0.866**	**0.51**	**0.97**
10	0.656	0.186	0.842	0.51	0.98

Table A3.7. Sensitivity analysis of number of donors *N* on the model parameters *a* and *b*. Indices *1* and 2 refer respectively to the calibration and the validation period, *1 + 2* refers to the whole period. The criteria functions are given in Sect. 2.2 of Chapter 7.

N Donors	***a***	***b***	$RMSE_1$	$RMSE_2$	$RMSE_{1+2}$	r^2_1	r^2_2	r^2_{1+2}	$\overline{E}_1$	$\overline{E}_2$	$\overline{E}_{1+2}$
6	0.67 ± 0.05	0.13 ± 0.02	76 ± 4	123 ± 2	102 ± 3	0.76± 0.03	0.60± 0.03	0.66± 0.03	0.12	0.19	0.16
8	**0.70 ± 0.02**	**0.12 ± 0.01**	**73 ± 2**	**124 ± 3**	**101** ± 3	**0.78**± 0.01	**0.60**	**0.66**	**0.12**	**0.19**	**0.15**
9	0.69± 0.02	0.13 ± 0.01	73 ± 1	124 ± 2	101 ± 2	0.78	0.60	0.66	0.12	0.19	0.15
10 (all)	0.70	0.13	73	124	101	0.78	0.60	0.66	0.12	0.19	0.15

Table A3.8. Studies of land-use changes impacts on annual runoff in tropical context.

Reference	Data / Model used	Location/ Study Size	Precipitation P/ Annual Runoff R/ Annual runoff coeff. ρ/	Main land-use	Land-use changes	Hydrology Impact
Descroix et al. (2009)	SPOT image + Gauge data – Review	West Africa / Sudanian and Sahelian region	High varieties of annual water balance components	Bush convert in cropland	10 % of the Nigerian Sahel was covered by cropland in 1950s and close to 80 % in 2010	In the Sudanian areas, stream flows have been reduced, sometimes as much as twice the rainfall reduction rate. In the Sahelian regions, runoff coefficients have increased to such a degree that discharges are increasing, in spite of the reduced rainfall.
Beck et al. (2013)	Landsate data/HBV-LIGHT	Puerto-Rico/ 12 catchments between of 24 - 177 km²	P = 1720 to 3422 mm	Pasture, cropland and Forest	Forest regeneration	LULC and runoff at large scale no (strongly) related
Giertz et al. (2006)	Gauged data	Benin/ 16.5km²	P = 1140-1215 mm R = 140-185 mm ρ = 0.12-0.15	Woodlands and Savannah	no change	ρ between 0.12 – 0.15

Table A3.8. Continuation of the previous Table.

Reference	Data / Model used	Location/ Study Size	Precipitation P/ Annual Runoff R/ Annual runoff coeff. ρ/	Main land-use	Land-use changes	Hydrology Impact
Yira et al. (2016)	SRTM90m, LANDSAT, gauged data/ WaSim	Burkina Faso / Dano catch. 195 km²	**2013** : P = 966 mm R = 145 mm ρ = 0.15	**1990** Tree and Savannah (87 %); Cropland (12 %); Urban (0.1 %) **2013** Tree and Savannah (59 %); Cropland (38 %); Urban (3.6 %)	Decrease of savannah at an annual rate of 2 % since 1990 (convert in cropland and in lesser extent in urban area)	Up to 5% of increase in R due to conversion between 1990 and 2014
Gessess et al. (2015)	Gauged data, LANDSAT / SWAT	Ethiopia / Modjo catch.1478 km²	**2017** P = about 900 mm R = 172-304 mm ρ = 0.20-0.33	**1973** Cropland (55 %) Grassland (22 %) Shrubland (14.4 %) Urban (3.7 %) **2007** Cropland (75 %) Grassland (5.5 %) Shrubland (8.5 %) Urban (5.0 %)	Decrease of grassland and shrub land convert in cropland and urban area in a lesser extent	Increase of R from 14.3 % to 36.6 % depending of scenarios. R increases from 125-285 mm to 172-305 mm.

Table A3.9. Studies of urbanization impacts on annual runoff in tropical context.

Reference	Data / Model used	Location/ Study Size	Precipitation P Annual Runoff R Annual runoff coeff. ρ	Main land-use	Land-use changes	Hydrology Impact
Jennings and Jarnagin (2002)		Accotink Creek, Virginia, USA/ 61 km²	-	-	Urban area increased from 13 % to 21 %	Increase of 50 to 100% on streamflow response to rainfall
Sillanpää and Koivusalo (2015)	Gauged data	Finland, Saunalahdenranta catc./ 13.2 ha	P = 650 - 700 mm	Urban area	Urban area increased from 1.5 to 37 %	Increase of 45% on storm runoff
Braud et al. (2013)	Gauged data	France, Yzeron/ 150 km²	P = 750 mm	Agriculture (1970) to Urban (2008)	artificialized soil : 1970 = 22% 2008 = 36%	Significate increase of quick flow and significate decrease of inter and base flow.
Beighley et al., (2003)	Gauged data / HEC-HMS	Atascadera Creek , California, USA/ 50 km²	Average for 1940-2000 : P = 610 mm R = 100 mm ρ = 16.5 %	Shrubs (51% in 2003) to Urban	Urban area changed : 1929 = 8 % 1998 = 38 % 2050 = 52 % (estimation)	R_1929 = 70 mm R_1998 = 150 mm R_2050 = 220 mm
White and Greer (2006)	Gauged data	San Diego county, California, USA/ Los Penasquitos Creek, 158 km²	P = 250 mm	Urban area = 37 % Agriculture = 5% Vegetation = 55%	Urban area changed 1965 = 9 % 2000 = 37 %	Increase of 4% per year of R between 1973 and 2000
Dietz and Clausen (2008)	Gauged data	Waterford, USA/ Jordan Cove, 2 ha	-	-	Impervious fom 1% (1994) to 32% (2006)	R increased from 1 mm to 500 mm
Barron et al. (2013)	Gauged data /MODHMS	Swan Coast Plain, Australia / Southern River catch. (150 km²)	P = 786 mm R = 80 mm ρ = 11%	-	High urbanization	ρ increased from 0.01 to more than 0.40 AET reduced from 63-68 % to less than 2 9% of rainfall

References of Annexe 3

Barron, O.V., Barr, A.D., Donn, M.J. Effect of urbanisation on the water balance of a catchment with shallow groundwater. Journal of Hydrology, Hydrology of peri-urban catchments: processes and modelling 485, 162–176. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.027. 2013.

Beck, H.E., Bruijnzeel, L.A., van Dijk, A.I.J.M., McVicar, T.R., Scatena, F.N., Schellekens, J. The impact of forest regeneration on streamflow in 12 mesoscale humid tropical catchments. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17, 2613–2635. https://doi.org/10.5194/hess-17-2613-2013. 2013.

Beighley, R.E., Melack, J.M., Dunne, T. Impacts of California's Climatic Regimes and Coastal Land Use Change on Streamflow Characteristics1. JAWRA Journal of the American Water Resources Association 39, 1419–1433. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2003.tb04428.x. 2003.

Braud, I., Breil, P., Thollet, F., Lagouy, M., Branger, F., Jacqueminet, C., Kermadi, S., Michel, K. Evidence of the impact of urbanization on the hydrological regime of a medium-sized periurban catchment in France. Journal of Hydrology 485, 5–23. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.049. 2013.

CUY.: Schéma directeur d'Aménagement Urbain : Yaoundé 2020. Communauté Urbaine de Yaoundé, International AUGEA, 120p. 2008.

Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., Sighomnou, D. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. Journal of Hydrology, Surface processes and water cycle in West Africa, studied from the AMMA-CATCH observing system 375, 90–102. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.012. 2009

Ebodé, V.B.: Etude de la variabilité hydroclimatique dans un bassin versant forestier en voie d'urbanisation accélérée : Le cas de la Mefou. Mém., Master. Univ. Yaoundé I. 156p. 2017.

Ferreira, C.S.S., Walsh, R.P.D., Nunes, J.P.C., Steenhuis, T.S., Nunes, M., de Lima, J.L.M.P., Coelho, C.O.A., Ferreira, A.J.D. Impact of urban development on streamflow regime of a Portuguese peri-urban Mediterranean catchment. J Soils Sediments 16, 2580–2593. https://doi.org/10.1007/s11368-016-1386-5. 2016

Franqueville, A.: Croissance démographique et immigration à Yaoundé. Les Cahiers d'Outre-Mer 32, 321–354. https://doi.org/10.3406/caoum.1979.2914. 1979.

Gessesse, B., Bewket, W., Bräuning, A. Model-Based Characterization and Monitoring of Runoff and Soil Erosion in Response to Land Use/land Cover Changes in the Modjo Watershed, Ethiopia: Runoff and Soil Erosion in Response to Land Use/Land Cover Flux. Land Degradation & Development 26, 711–724. https://doi.org/10.1002/ldr.2276. 2015.

Giertz, S., Diekkrüger, B., Steup, G. Physically-based modelling of hydrological processes in a tropical headwater catchment (West Africa) – process representation and multi-criteria validation. Hydrology and Earth System Sciences 10, 829–847. https://doi.org/10.5194/hess-10-829-2006

Ikounga, M., 1978. Analyse fine du mécanisme de la formation du ruissellement sur sols ferrallitiques sous forêt (région de Yaoundé-Cameroun). ORSTOM, Paris. 2006.

Jennings, D.B., Taylor Jarnagin, S. Changes in anthropogenic impervious surfaces, precipitation and daily streamflow discharge: a historical perspective in a mid-atlantic subwatershed. Landscape Ecol 17, 471–489. https://doi.org/10.1023/A:1021211114125. 2002.

Lefèvre, R.: Etude hydrologique de la Mefou supérieure. ORSTOM, Yaoundé, 38p. 1966.

Maréchal, J.-C., Braun, J.-J., Riotte, J., Bedimo, J.-P.B., Boeglin, J.-L.: Hydrological processes of a rainforest headwater swamp from natural chemical tracing in Nsimi watershed, Cameroon. Hydrological Processes 25, 2246–2260. https://doi.org/10.1002/hyp.7989. 2011.

Midekisa, A., Holl, F., Savory, D.J., Andrade-Pacheco, R., Gething, P.W., Bennett, A., Sturrock, H.J.W.: Mapping land cover change over continental Africa using Landsat and Google Earth Engine cloud computing. PLoS One 12. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0184926. 2017.

Moffo, Z.M.: Contribution des systèmes d'information géographique pour la cartographie des zones à risques d'inondation à Yaoundé : Application au bassin versant du Mfoundi., Mém. Master. 71p. 2017.

Ndam, J.R., Apouamoun, R., Youega, J.R.S, P.M., Ngnike, Boeglin, J.L, Bedimo, J.P. Transferts d'eau et de matières dans un écosystème forestier urbanisé en Afrique : le bassin versant de la Mefou au Sud Cameroun. Actes des JSIRAUF. Hanoi. 2007.

Nguemou, T.D.: Hydrologie et transports solides dans un écosystème forestier urbanisé: Exemple du bassin versant du Mfoundi au centre sud du Cameroun. Mém. DEA. Fac des sci. Yaoundé I. 83p. 2008.

Ngoumdoum, D.F.: Hydrologie et qualité des eaux de surface du bassin versant élémentaire d'Odza (Yaoundé, Cameroun). Mém. Master, Univ. Yaoundé I. Fac. Sci. DST. 70p. 2013.

Sillanpää, N., Koivusalo, H. Impacts of urban development on runoff event characteristics and unit hydrographs across warm and cold seasons in high latitudes. Journal of Hydrology 521, 328–340. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.008. 2015.

White, M.D., Greer, K.A. The effects of watershed urbanization on the stream hydrology and riparian vegetation of Los Peñasquitos Creek, California. Landscape and Urban Planning 74, 125–138. https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2004.11.015. 2006.

Yira, Y., Diekkrüger, B., Steup, G., Bossa, A.Y. Modeling land use change impacts on water resources in a tropical West African catchment (Dano, Burkina Faso). Journal of Hydrology 537, 187–199. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.052. 2016.

SNEC : Barrage de Mopfou amont : Etude hydrologique de la Méfou supérieure campagne 1968-1969. EDF-Igeco, Paris, 64p. 1969.

Srang, K.: Hydrologie d'un bassin de zone urbaine : le Bassin versant de Yaoundé. ORSTOM, Yaoundé, 53p. 1972.

ANNEXE 4 :

Evénements de crues exploités pour l'analyse des relations pluie-débit (Chapitres 8)

S_1-Nkomassi (2017-2018)

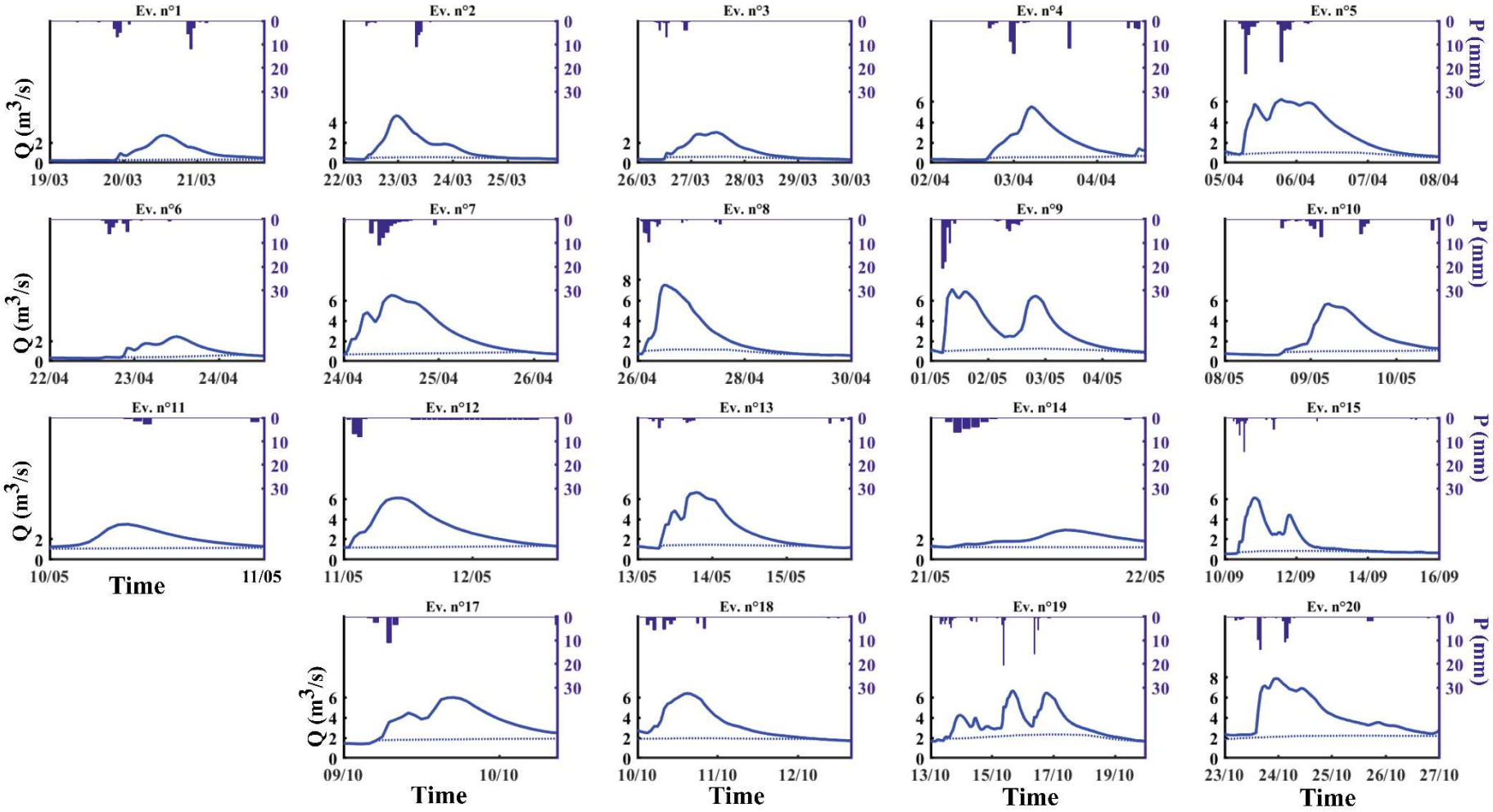


Figure A4.1. Evénements pluie-débit retenus pour la station S_1-Nkomassi pour l'année hydrologique mars-2017 à février-2018. L'axe des y à gauche représente les débits en m^3s^{-1} et l'axe des y inversé à droite représente la pluie horaire en mmh^{-1}. La courbe en pointillée représente le débit de base extrait par la méthode de Boughton (1993) avec comme paramètres k = 0.970 , C =0.085.

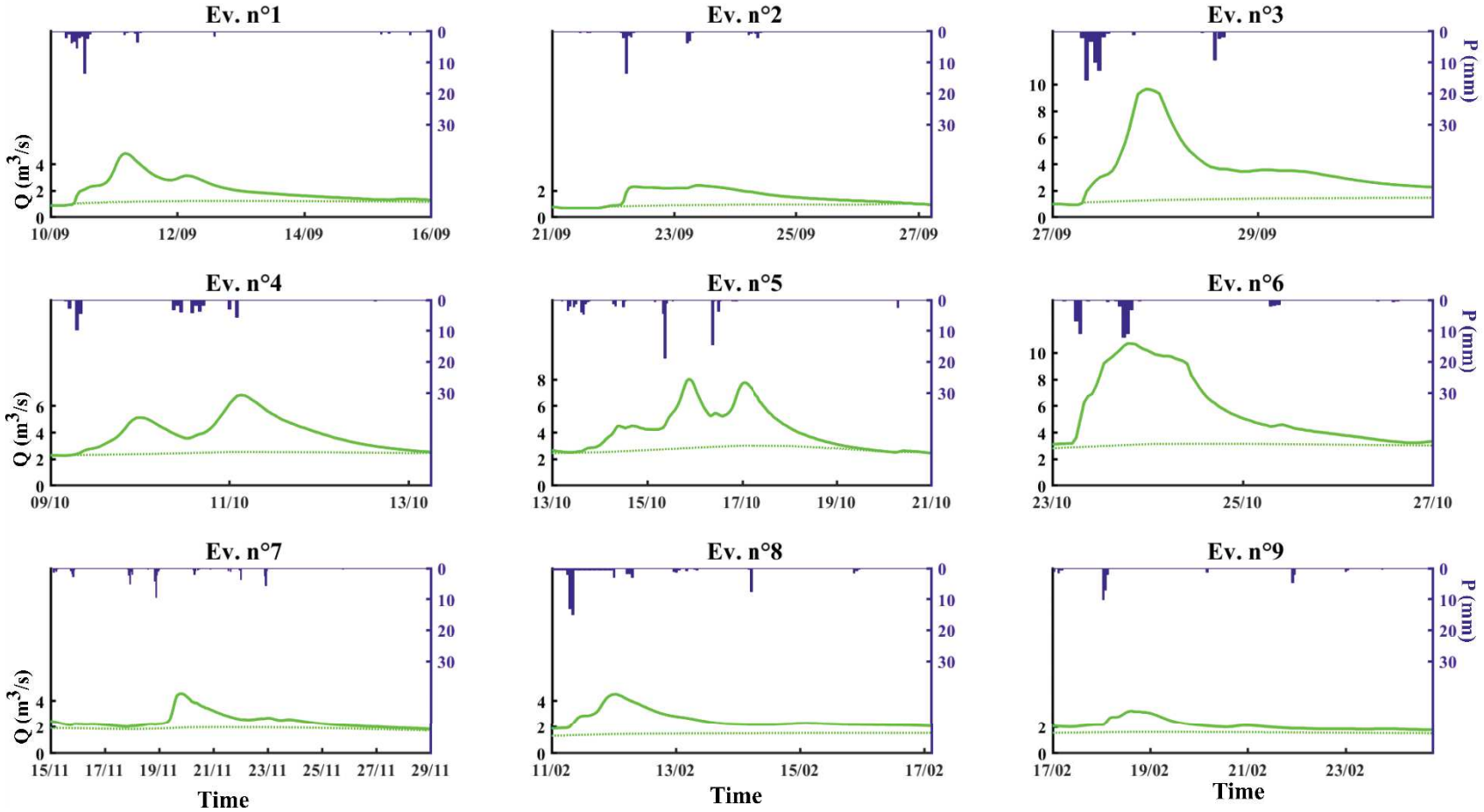


Figure A4.2. Evénements pluie-débit retenus pour la station S_2-Nkomassi pour l'année hydrologique mars-2017 à février-2018. L'axe des y à gauche représente les débits en m^3s^{-1} et l'axe des y inversé à droite représente la pluie horaire en mmh^{-1}. La courbe en pointillée représente le débit de base extrait par la méthode de Boughton (1993) avec comme paramètres k = 0.970 , C =0.085.

S_2-EDG (2018-2019)

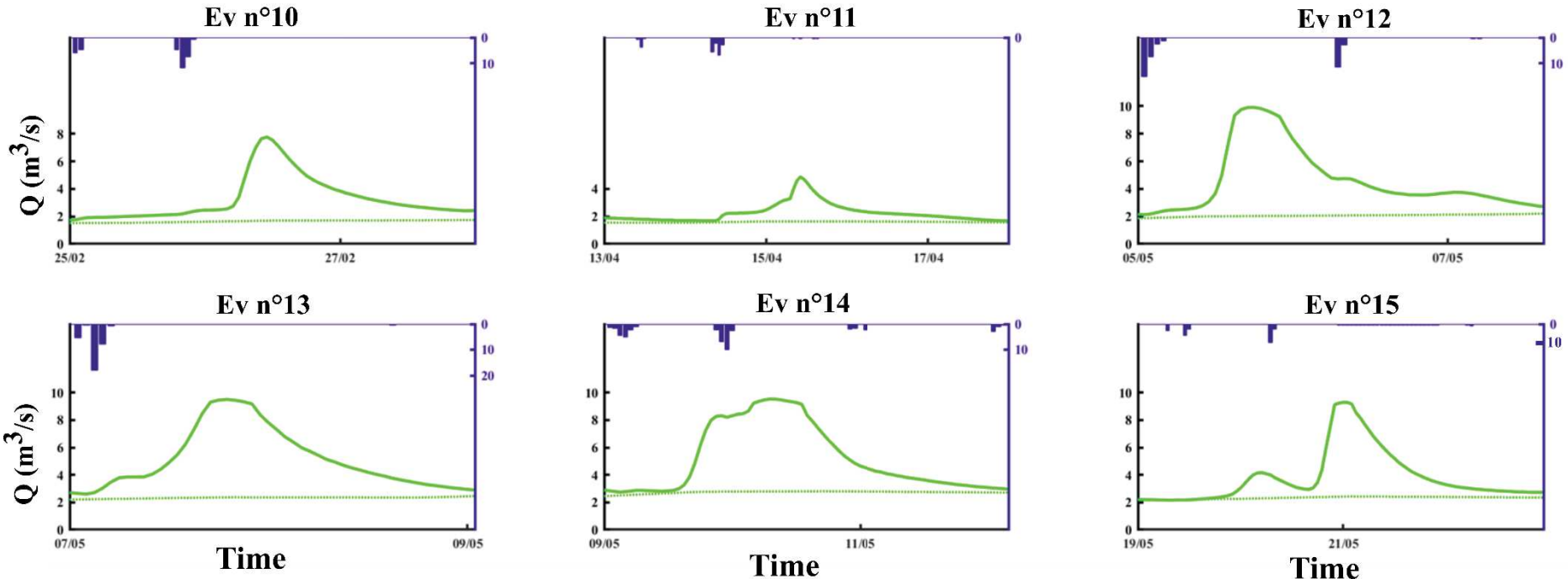


Figure A4.3. Evénements pluie-débit retenus pour la station S_2-Nkomassi pour l'année hydrologique mars-2018 à février-2019. L'axe des y à gauche représente les débits en m^3s^{-1} et l'axe des y inversé à droite représente la pluie horaire en mmh^{-1}. La courbe en pointillée représente le débit de base extrait par la méthode de Boughton (1993) avec comme paramètres k = 0.970 , C =0.085.

S_3 - Canabois (2017-2018)

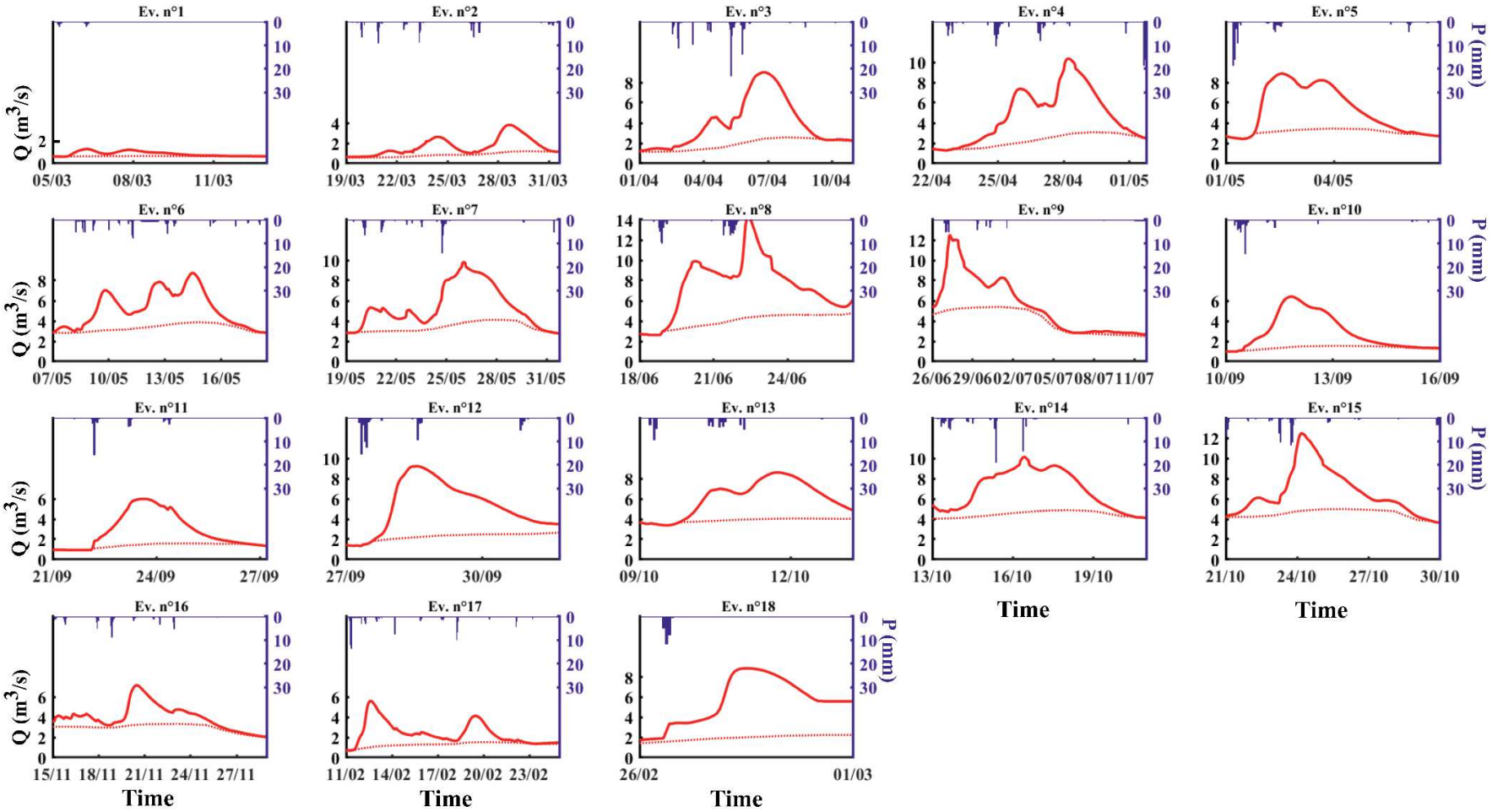


Figure A4.4. Evénements pluie-débit retenus pour la station S_3-Canabois pour l'année hydrologique mars-2018 à février-2019. L'axe des y à gauche représente les débits en m^3s^{-1} et l'axe des y inversé à droite représente la pluie horaire en mmh^{-1}. La courbe en pointillée représente le débit de base extrait par la méthode de Boughton (1993) avec comme paramètres k = 0.970 , C =0.085.

S_4 - Ecopark (2017-2018)

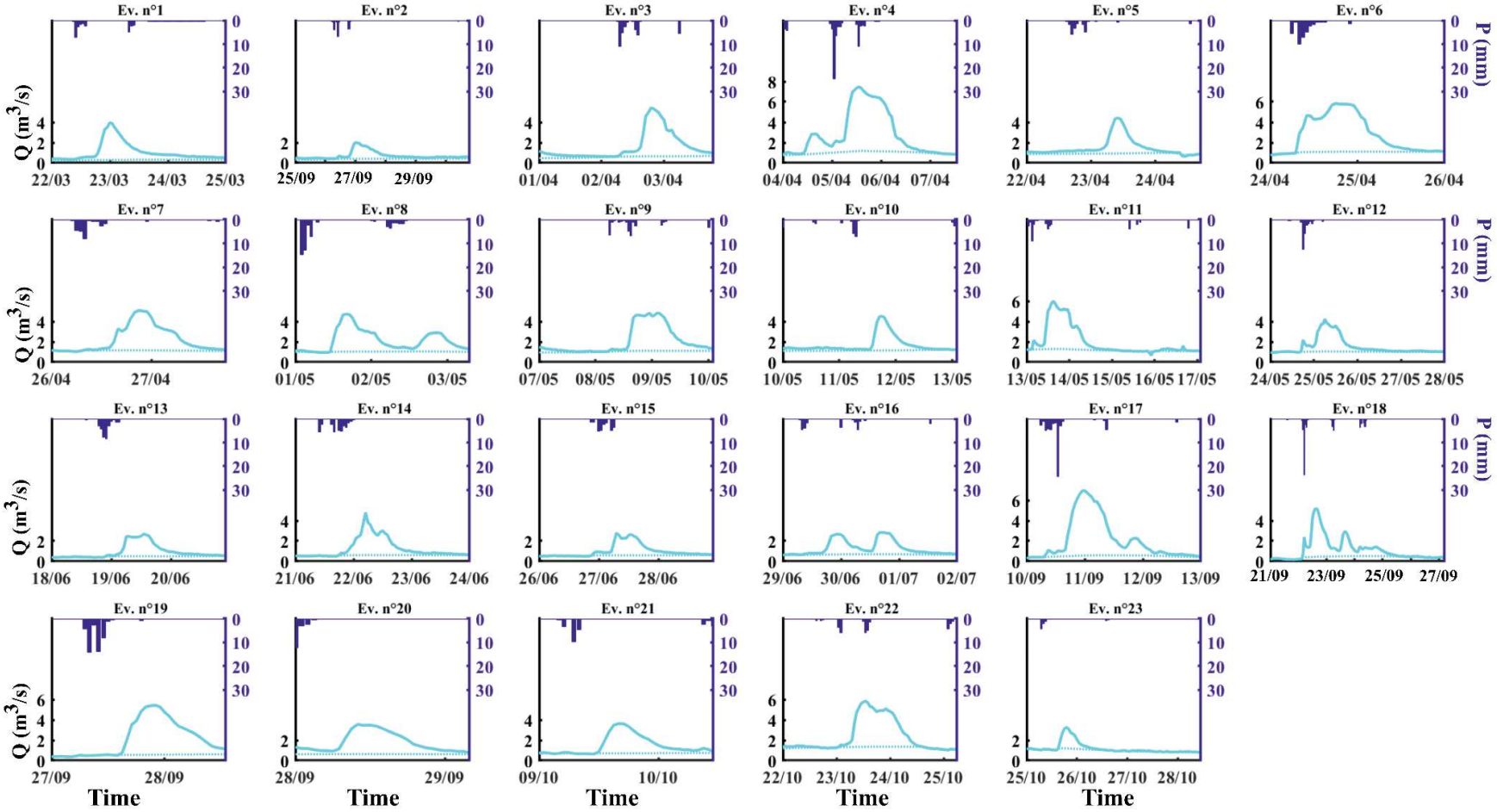


Figure A4.4. Evénements pluie-débit retenus pour la station S_4-Ecopark pour l'année hydrologique mars-2017 à février-2018. L'axe des y à gauche représente les débits en m^3s^{-1} et l'axe des y inversé à droite représente la pluie horaire en mmh^{-1}. La courbe en pointillée représente le débit de base extrait par la méthode de Boughton (1993) avec comme paramètres k = 0.970 , C =0.085.

S_5 - Anga'a (2017-2018)

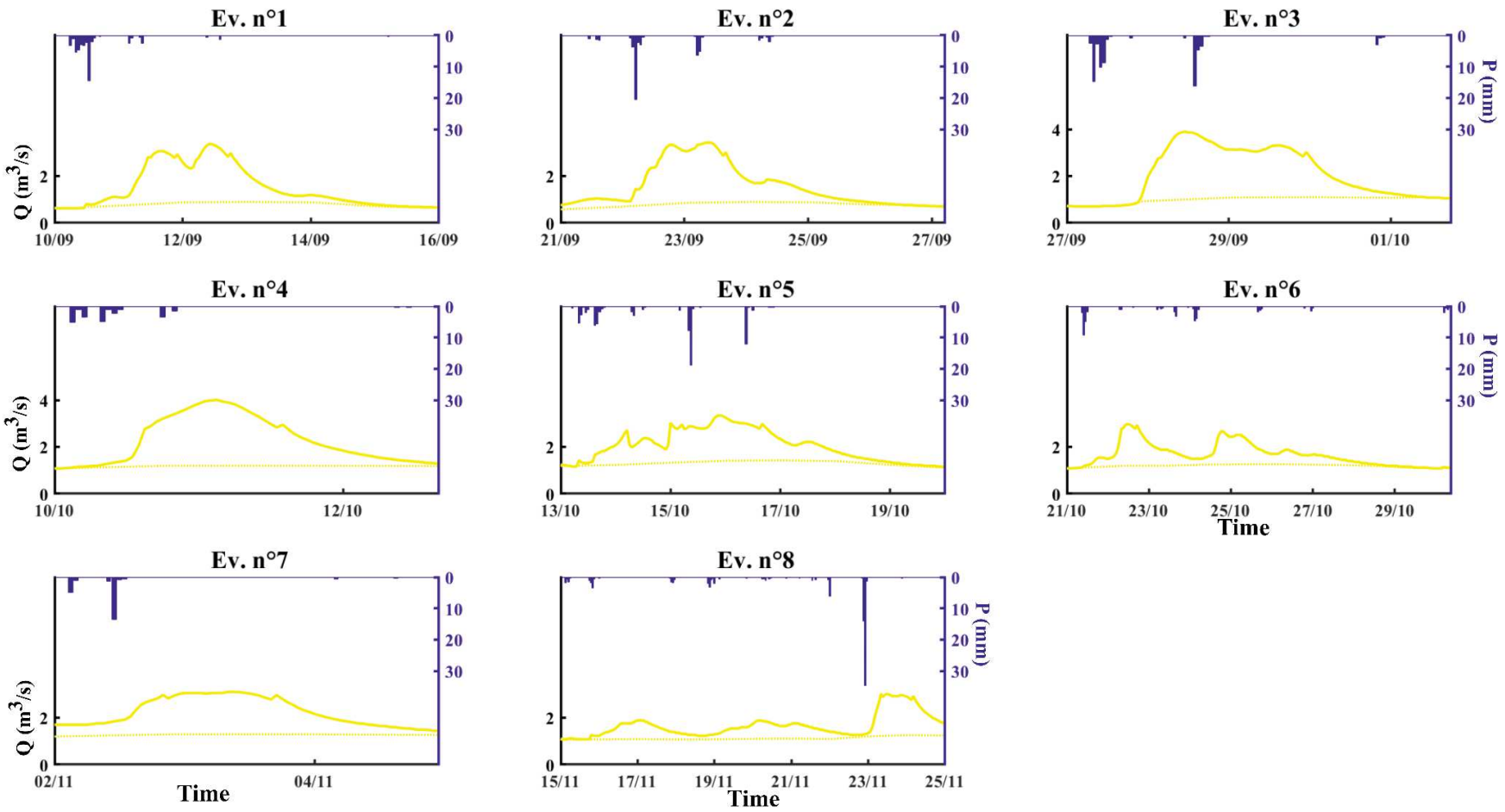


Figure A4.5. Evénements pluie-débit retenus pour la station S_5-Anga'a pour l'année hydrologique mars-2017 à février-2018. L'axe des y à gauche représente les débits en m^3s^{-1} et l'axe des y inversé à droite représente la pluie horaire en mmh^{-1}. La courbe en pointillée représente le débit de base extrait par la méthode de Boughton (1993) avec comme paramètres k = 0.970 , C =0.085.

S_6 – Nsimalen (2017-2018)

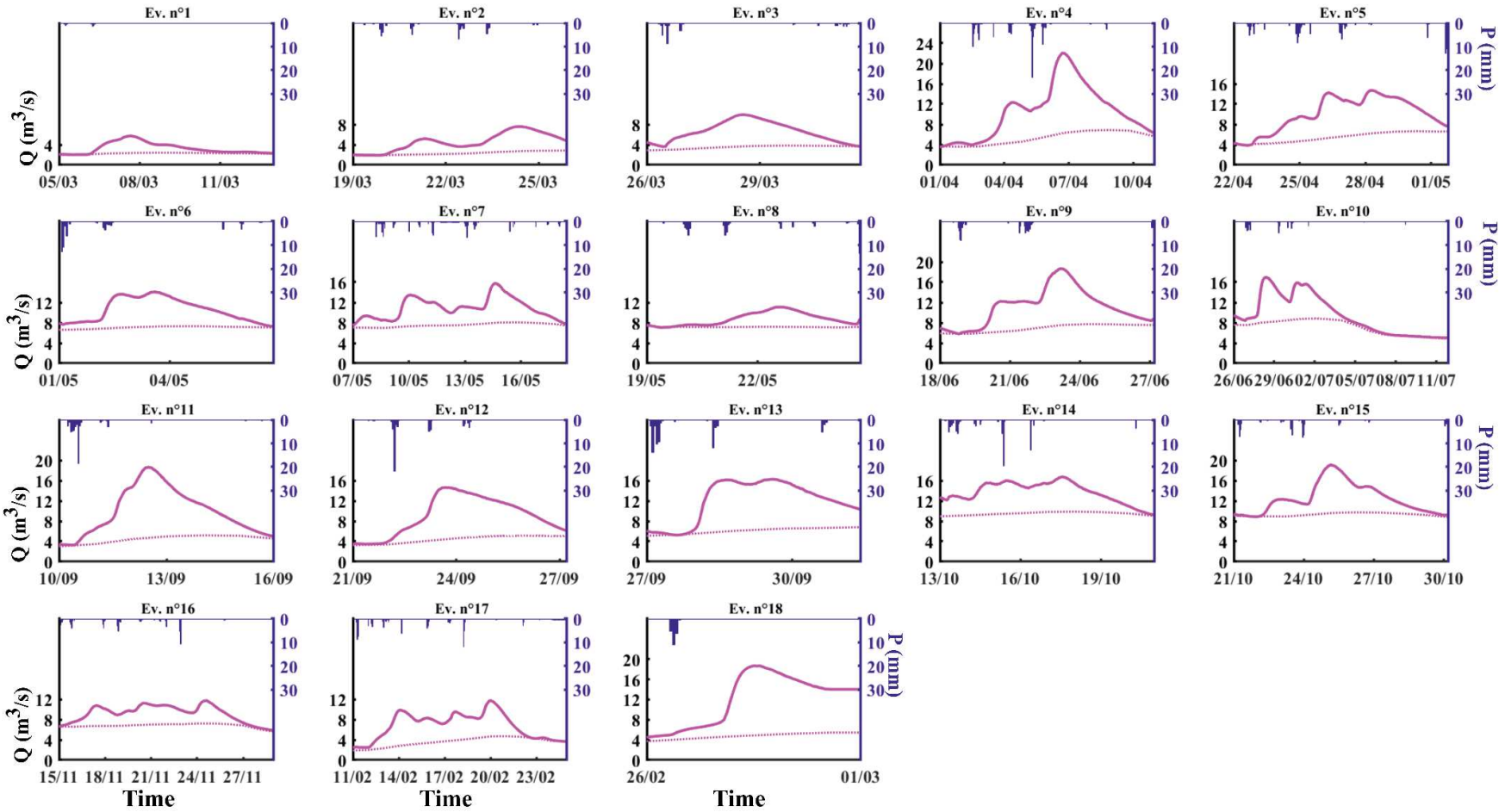


Figure A4.6. Evénements pluie-débit retenus pour la station S_4-Ecopark pour l'année hydrologique mars-2017 à février-2018. L'axe des y à gauche représente les débits en m^3s^{-1} et l'axe des y inversé à droite représente la pluie horaire en mmh^{-1}. La courbe en pointillée représente le débit de base extrait par la méthode de Boughton (1993) avec comme paramètres k = 0.970 , C =0.085.

ANNEXE 5 :

Hydrogrammes simulés en utilisant les paramètres (θ et Z) calés du noyau d'Hayami et tracés des iso-valeurs du critère de Nash-Sutcliffe NSE (Chapitre 8)

S_1 - Nkomassi

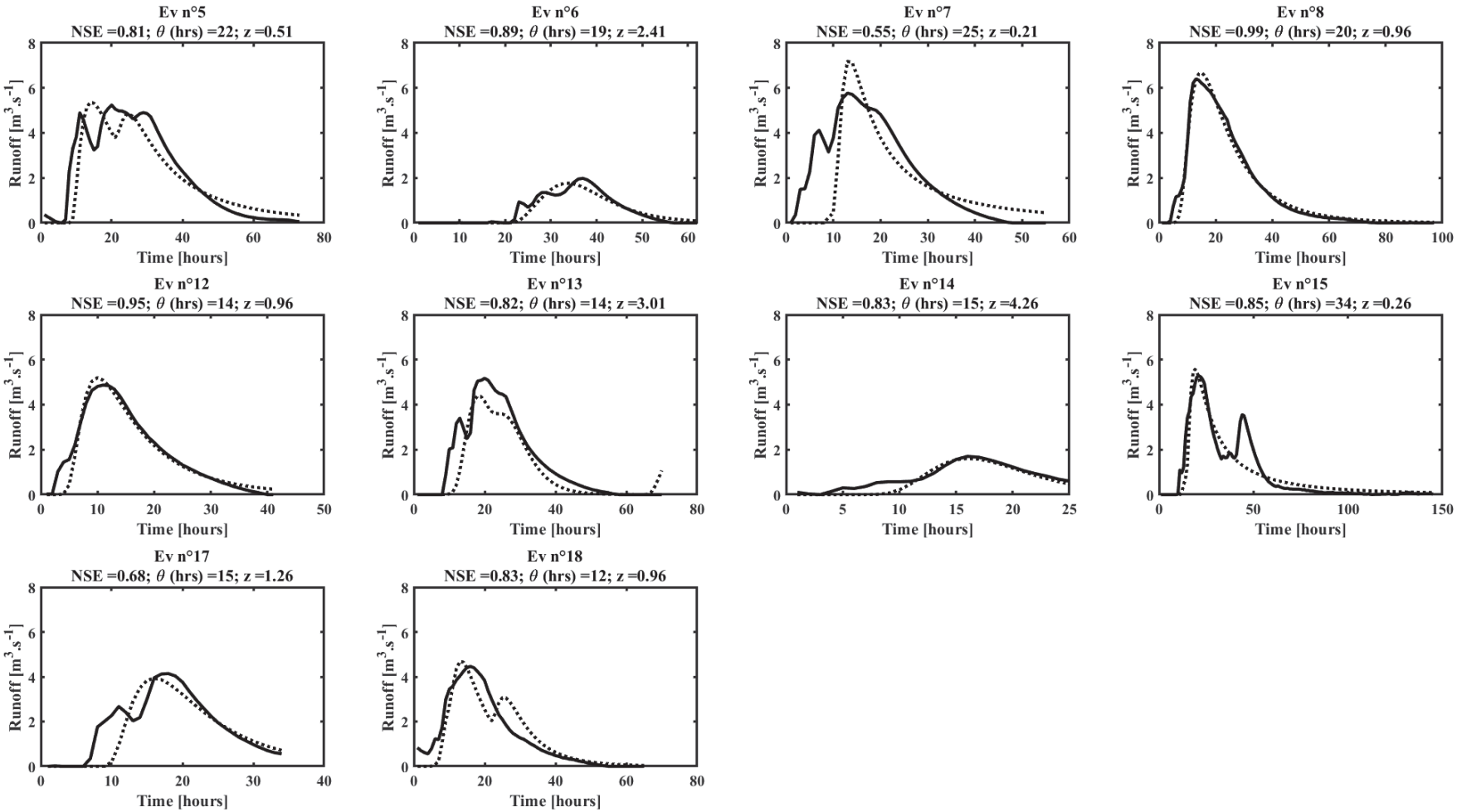


Figure A5.1. Simulation des hydrogrammes de crue après calibration des paramètres θ et Z pour les événements de la station S_1-Nkomassi. Le trait continu représente le débit mesuré, et le pointillé le débit simulé.

S1 – Nkomassi

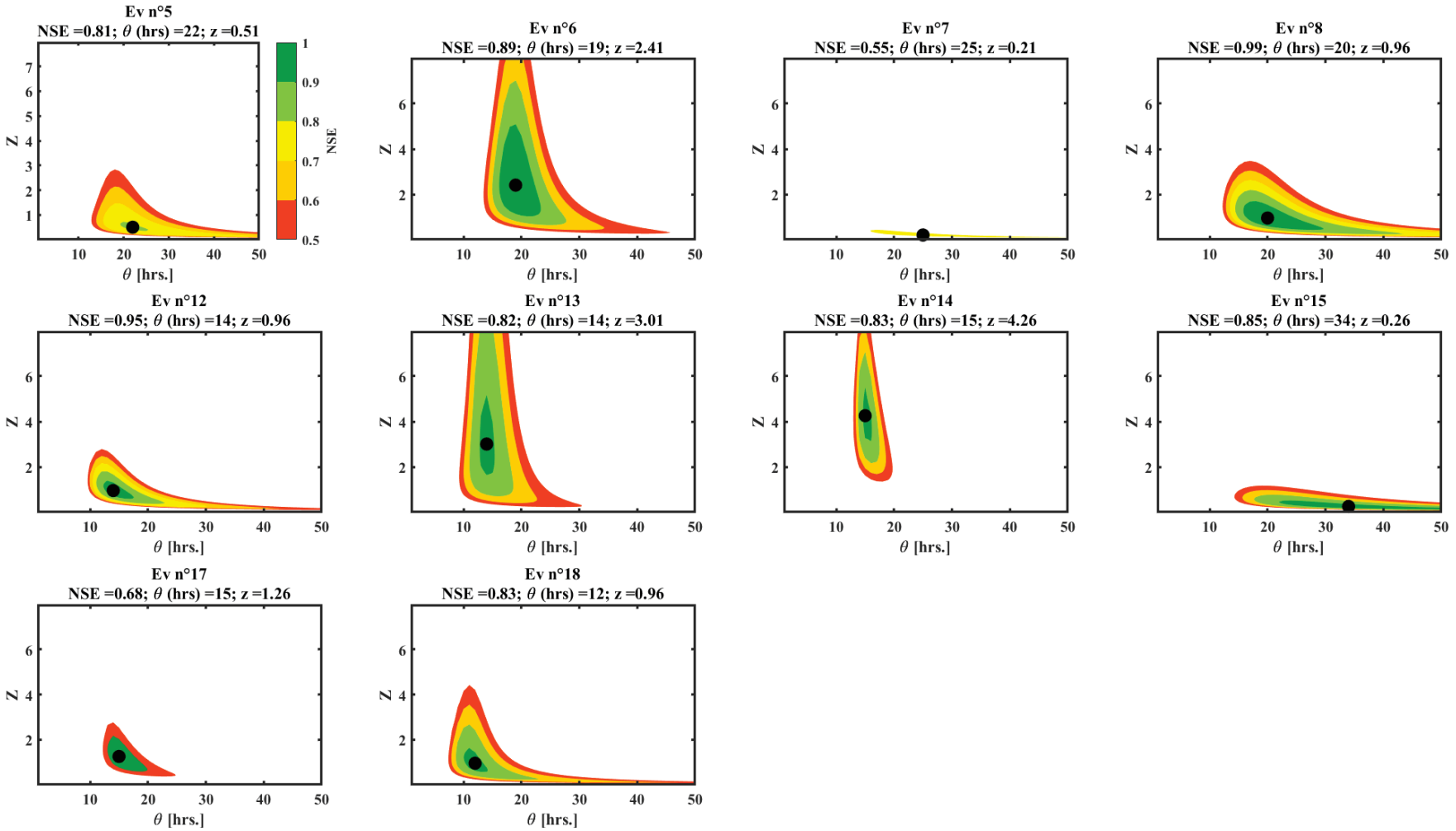


Figure A5.2. Courbes des iso-valeurs du critère de performance de Nash-Sutcliffe NSE pour les événements de crue de la station S_1-Nkomassi dans la phase de calibration des paramètres θ et Z. Les points noirs correspondent aux valeurs optimales du NSE.

S_2 – EDG

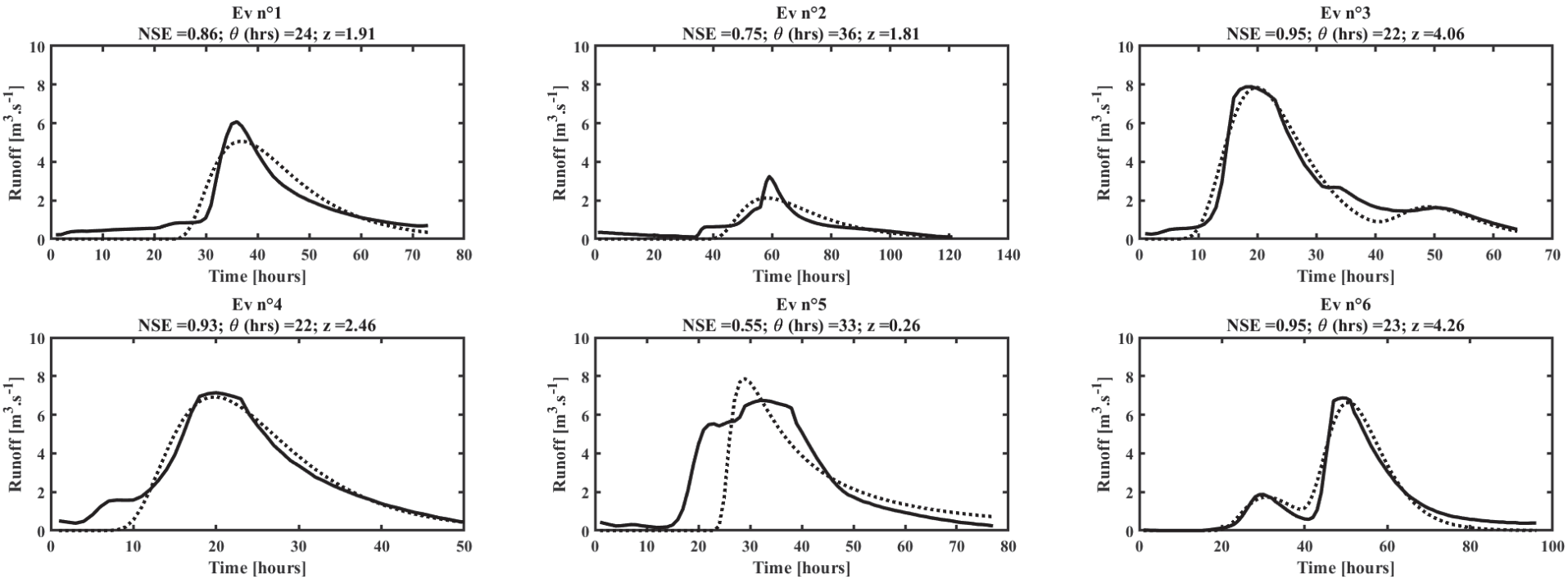


Figure A5.3. Simulation des hydrogrammes de crue après calibration des paramètres θ et Z pour les événements de la station S_2-EDG. Le trait continu représente le débit mesuré, et le pointillé le débit simulé.

S2 – EDG

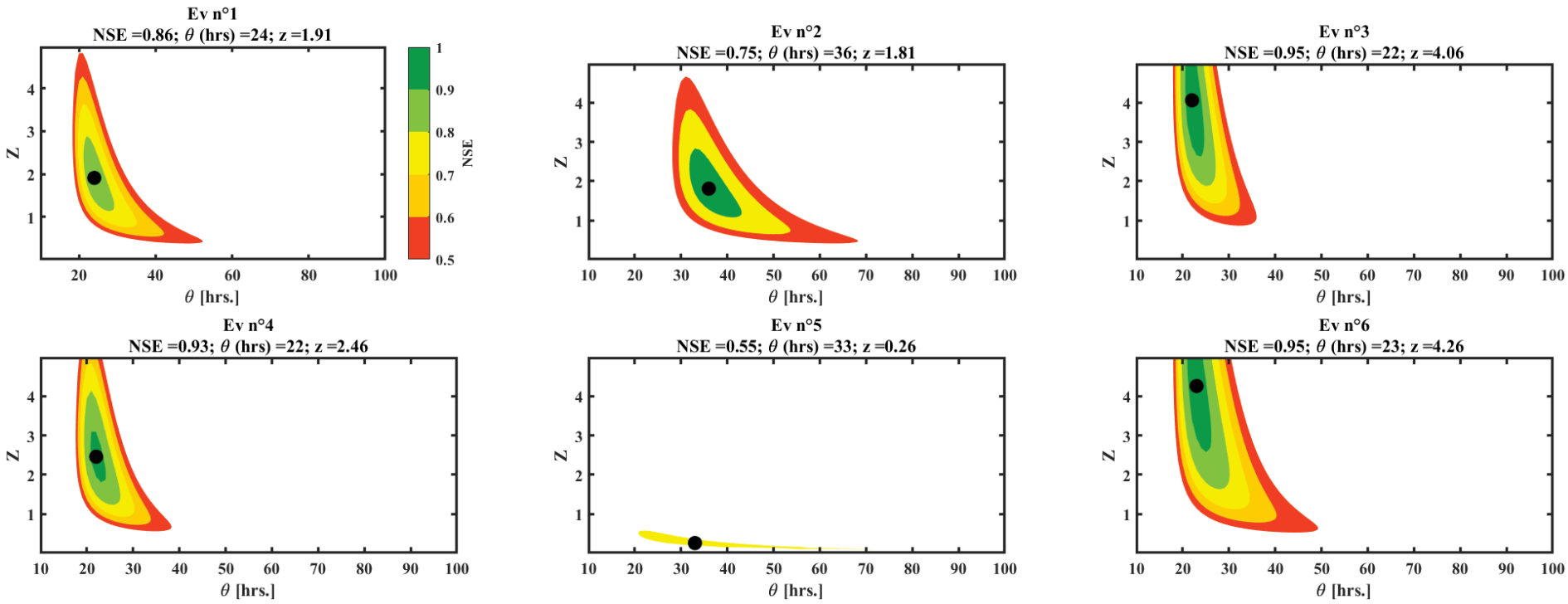


Figure A5.4. Courbes des iso-valeurs du critère de performance de Nash-Sutcliffe NSE pour les événements de crue de la station S_2-Anga'a dans la phase de calibration des paramètres θ et Z. Les points noirs correspondent aux valeurs optimales du NSE.

S_3 - Canabois

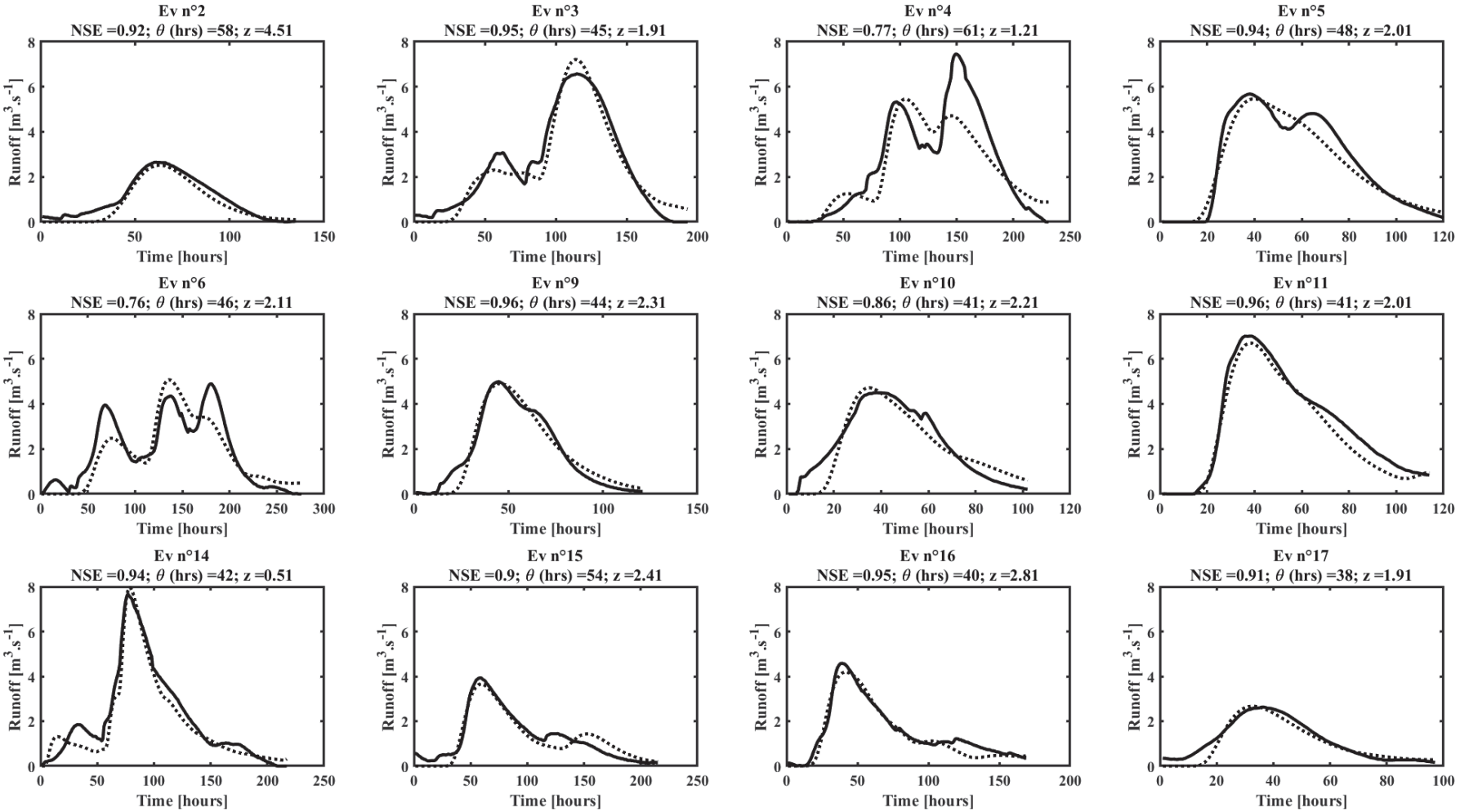


Figure A5.5. Simulation des hydrogrammes de crue après calibration des paramètres θ et Z pour les événements de la station S_3-Canabois. Le trait continu représente le débit mesuré, et le pointillé le débit simulé.

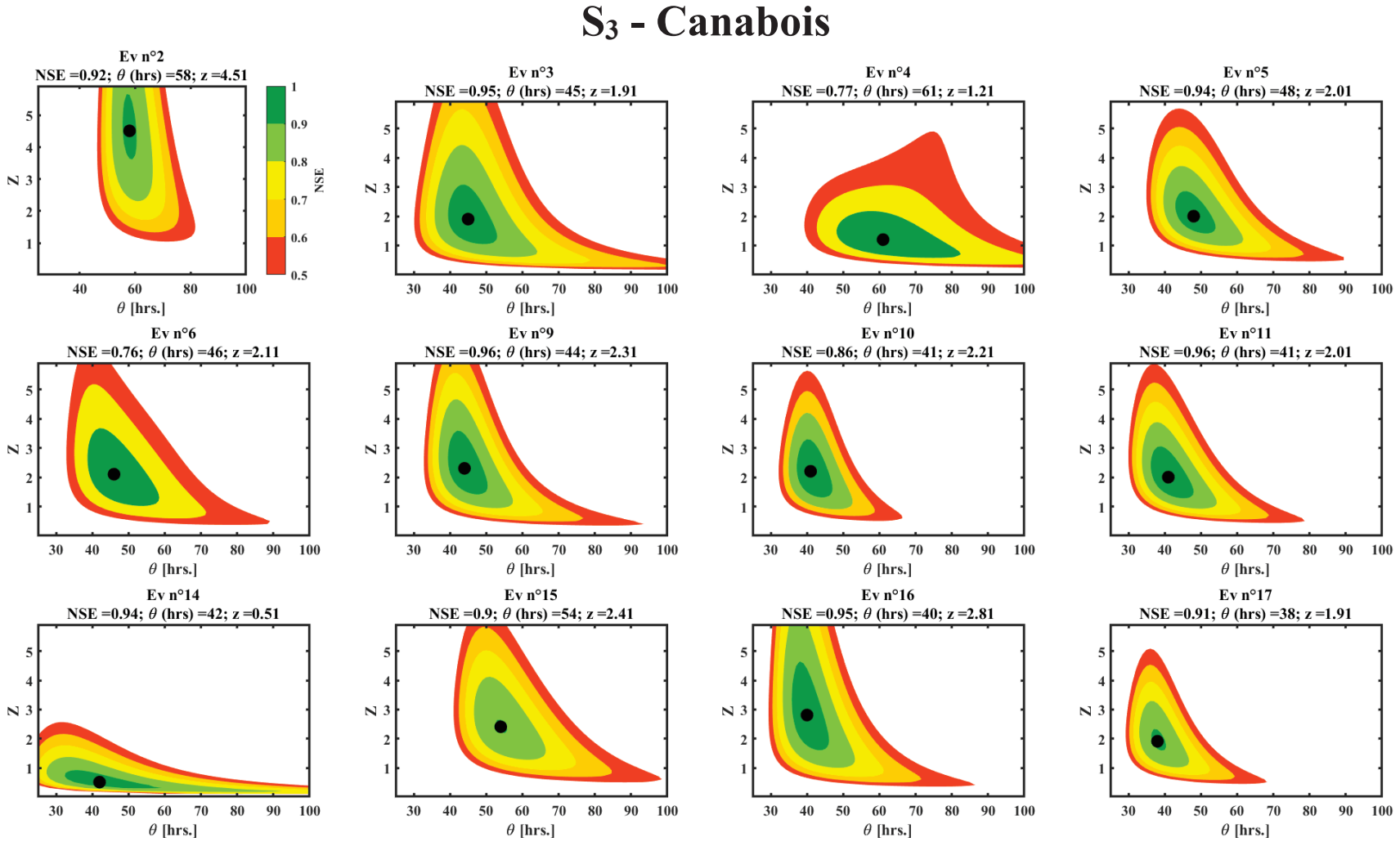


Figure A5.6. Courbes des iso-valeurs du critère de performance de Nash-Sutcliffe NSE pour les événements de crue de la station S_3-Canabois dans la phase de calibration des paramètres θ et Z. Les points noirs correspondent aux valeurs optimales du NSE.

S_4 – Ecopark

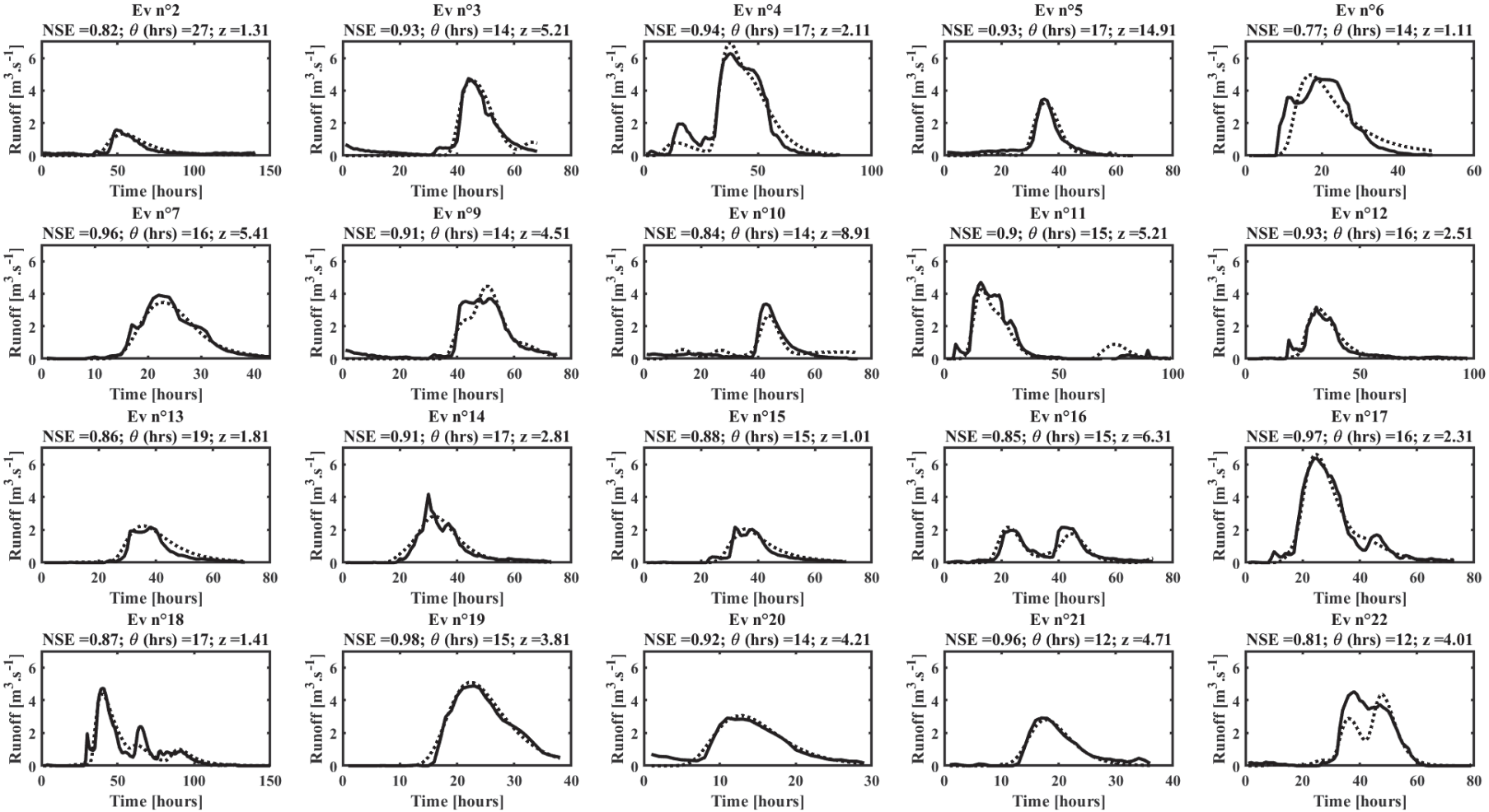


Figure A5.7. Simulation des hydrogrammes de crue après calibration des paramètres θ et Z pour les événements de la station S_4-Ecopark. Le trait continu représente le débit mesuré, et le pointillé le débit simulé.

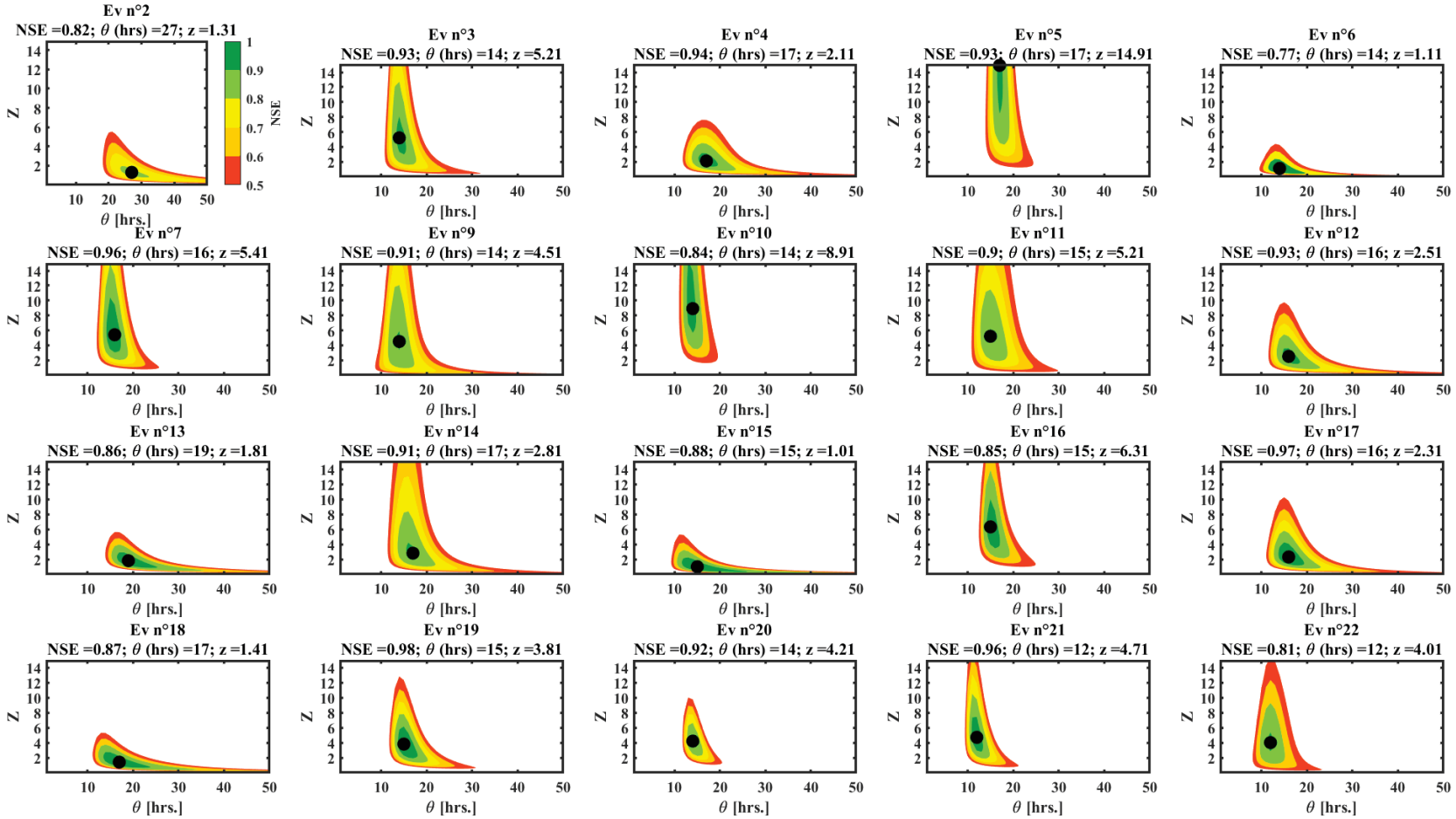


Figure A5.8. Courbes des iso-valeurs du critère de performance de Nash-Sutcliffe NSE pour les événements de crue de la station S_4-Ecopark dans la phase de calibration des paramètres θ et Z. Les points noirs correspondent aux valeurs optimales du NSE.

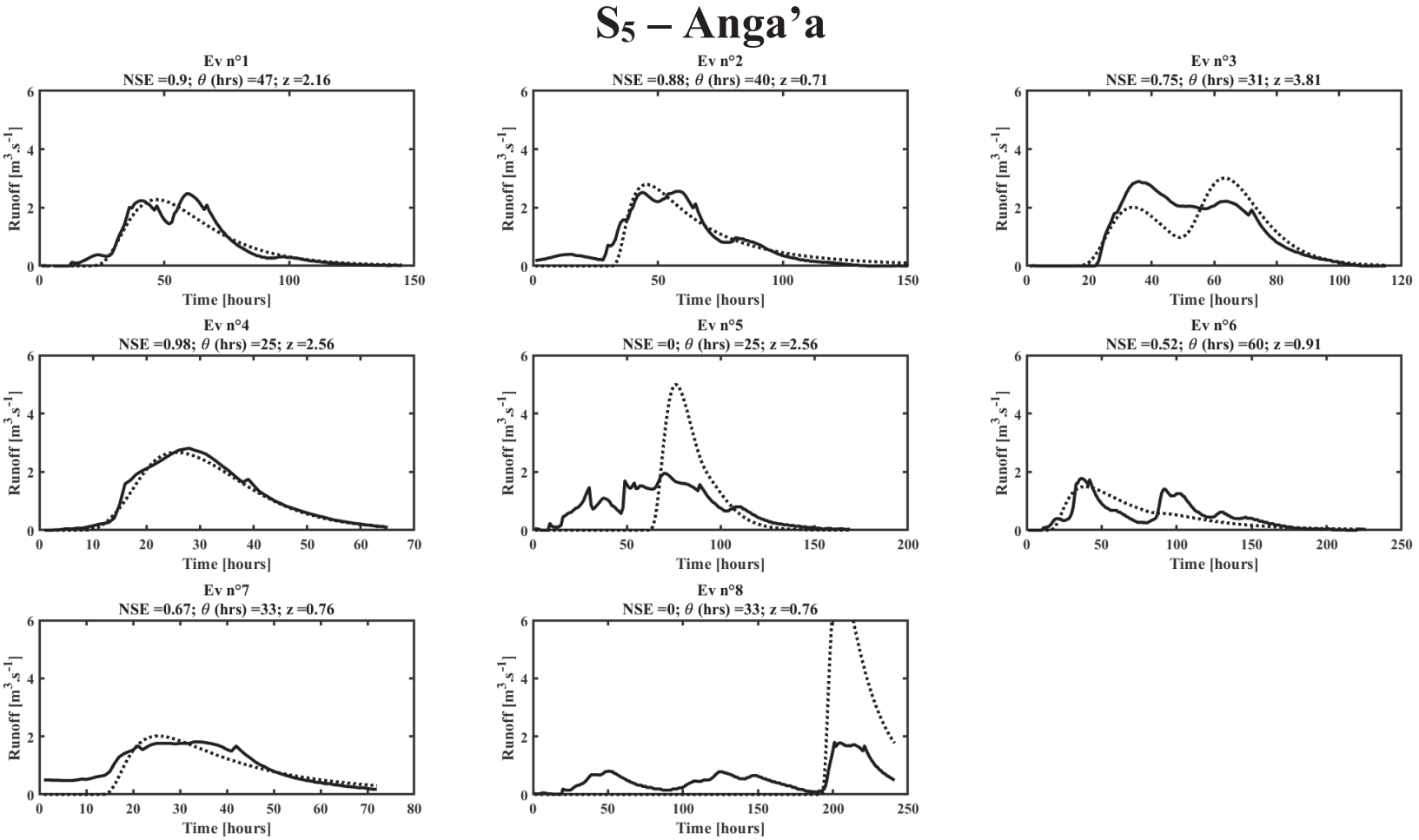


Figure A5.9. Simulation des hydrogrammes de crue après calibration des paramètres θ et Z pour les événements de la station S_5-Anga'a. Le trait continu représente le débit mesuré, et le pointillé le débit simulé.

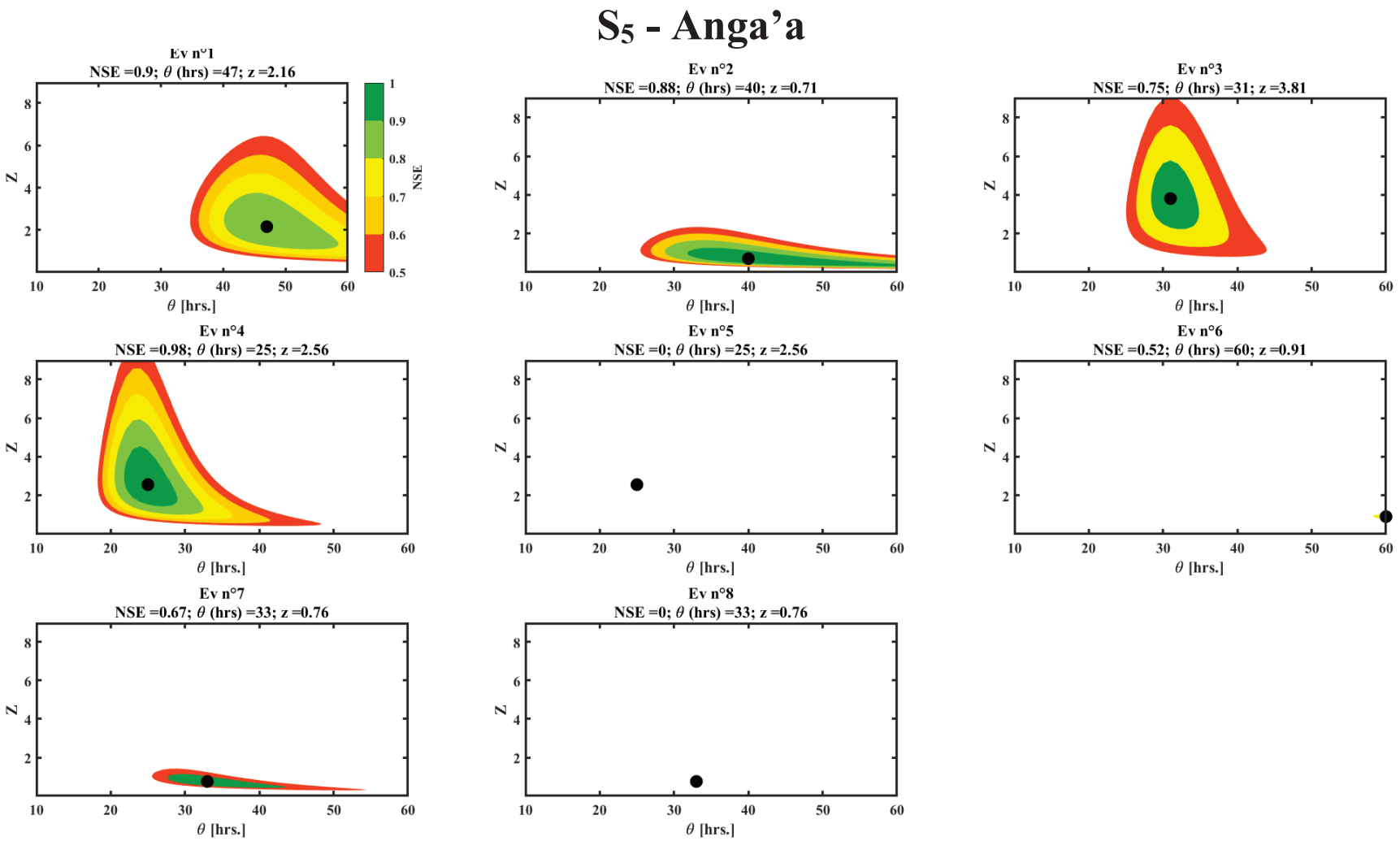


Figure A5.10. Courbes des iso-valeurs du critère de performance de Nash-Sutcliffe NSE pour les événements de crue de la station S_5-Anga'a dans la phase de calibration des paramètres θ et Z. Les points noirs correspondent aux valeurs optimales du NSE.

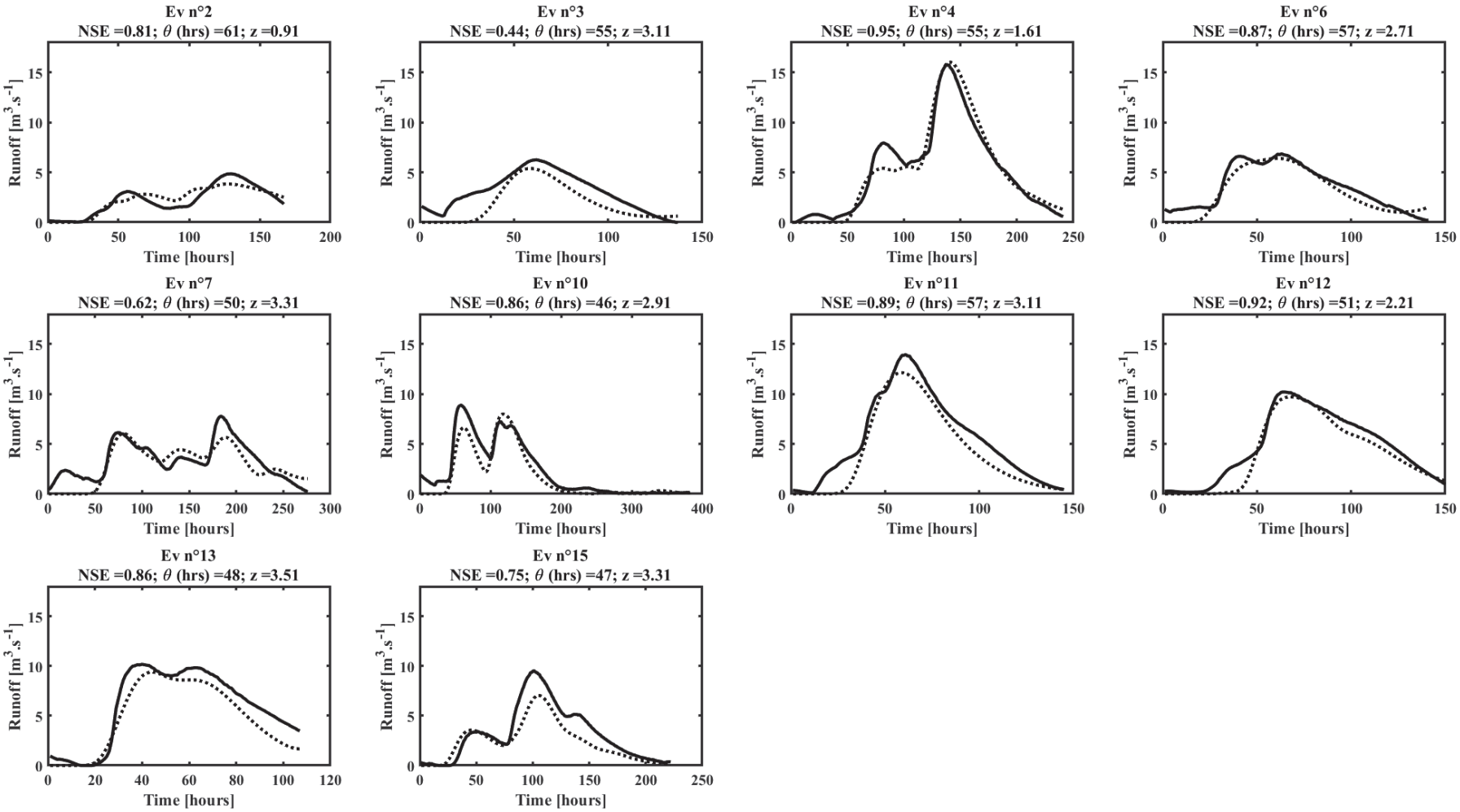


Figure A5.11. Simulation des hydrogrammes de crue après calibration des paramètres θ et Z pour les événements de la station S_6-Nsimalen. Le trait continu représente le débit mesuré, et le pointillé le débit simulé.

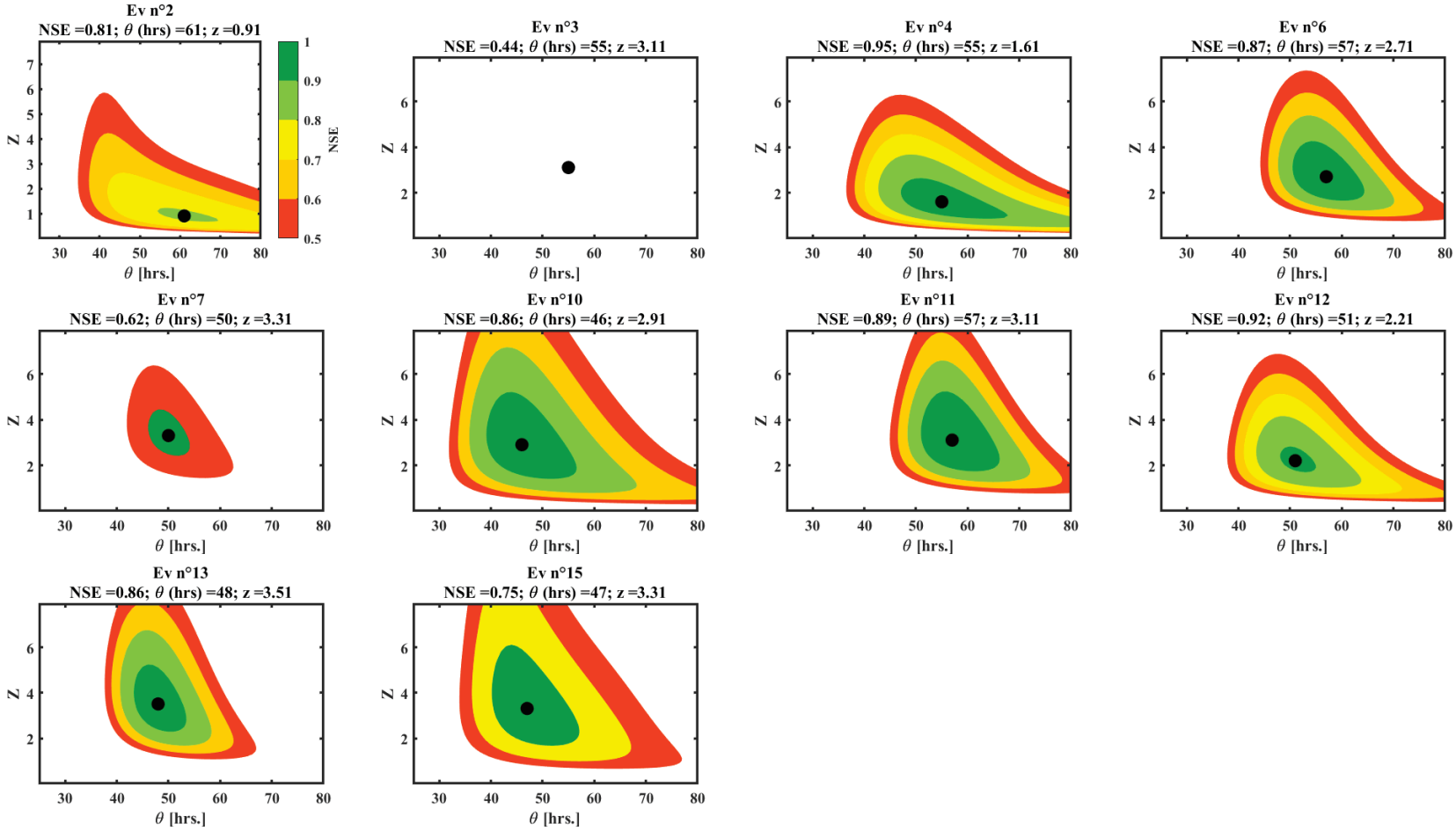


Figure A5.12. Courbes des iso-valeurs du critère de performance de Nash-Sutcliffe NSE pour les événements de crue de la station S_6-Nsimalen dans la phase de calibration des paramètres θ et Z. Les points noirs correspondent aux valeurs optimales du NSE.

ANNEXE 6 :

Choix d'un modèle pour la représentation du débit de base (Chapitre 9)

Afin de représenter la dynamique du débit de base au pas de temps horaire dans le modèle hydrologique continue, on propose de tester deux approches simples de vidange de réservoir.

La première approche vise à appliquer la loi de Maillet (1905) qui est largement utilisée pour décrire la récession du débit de base.

$$Q_t = Q_0 . e^{(-t/k)} \qquad \text{(A6.1)}$$

Avec

Q_t , le débit à l'instant t ;

Q_0, le débit initial ;

et k la constante de récession qui représente le délais de stockage.

L'Equation 1, de forme exponentielle, implique que le débit est proportionnel au niveau d'eau (H) dans le réservoir (Q = (1/k) H).

Dans ce cas, la représentation de $log\ Q_t$ fonction de *t* est une droite de pente 1/*k*.

Cependant, dans les applications pratiques la relation $log\ Q_t$ fonction de *t* est bien souvent concave, et la valeur de *k* varie avec la décroissance du débit. Cette concavité de la représentation $log\ Q_t$ selon *t* est une indication de la non-linéarité entre le stockage et le débit (Wittenberg, 1999).

La plupart des approches consiste à analyser et calibrer une méthode de décroissance linéaire sur la principale courbe de récession en ignorant les décroissance moins linéaires des pentes plus importantes de début de récessions. Pour pallier ce problème de non-linéarité de la décroissance, une autre approche consiste à représenter deux (ou plusieurs) réservoirs linéaires en parallèle représentant différents temps de réponse (Moore, 1997 ; Schwarze et al., 1997). Afin de prendre en compte la non-linéarité de la réponse de l'aquifère, Wittenberg (1999) propose de modifier la relation stockage-débit en ajoutant un deuxième paramètre en exposant du débit .

$$H = a.Q^b \qquad \text{(A6.2)}$$

Ainsi en combinant l'Equation A6.2 et l'équation de continuité du réservoir sans apports ou pertes($dS = -Q$), on obtient l'Equation A6.3 représentant la récession d'un réservoir non-linéaire caractérisé par un débit initial Q_0.

$$Q_t = Q_0.\left[1 + \frac{(1-b).{Q_0}^{1-b}}{ab}t\right]^{1/(b-1)} \qquad \text{(A6.3)}$$

Les paramètres *a* et *b* sont calibrés par itération de la constante adimensionnelle *b* et la résolution de l'Equation A6.4 pour le paramètre *a* en sélectionnant le jeu de paramètres qui minimise l'erreur quadratique moyenne entre les débits simulé et observé. Le paramètre *a* peut être relié à la porosité, la conductivité hydraulique et aux caractéristiques morphométriques de l'aquifère

$$a = \frac{\sum(Q_{i-1}+Q_i)\Delta t)}{2\sum(Q_{i-1}^b - Q_i^b)} \qquad \text{(A6.4)}$$

Différentes études ont permis d'étudier la variabilité de la constante *b* sur un nombre important de bassins versants variés. Wittenberg (1994) a obtenu les meilleurs résultats pour des valeurs de 0.4 pour des bassins en Allemagne et en Chine. Chapman (1998) a obtenu des valeurs variant entre 0.3 et 0.4 pour une dizaine de bassins australiens.

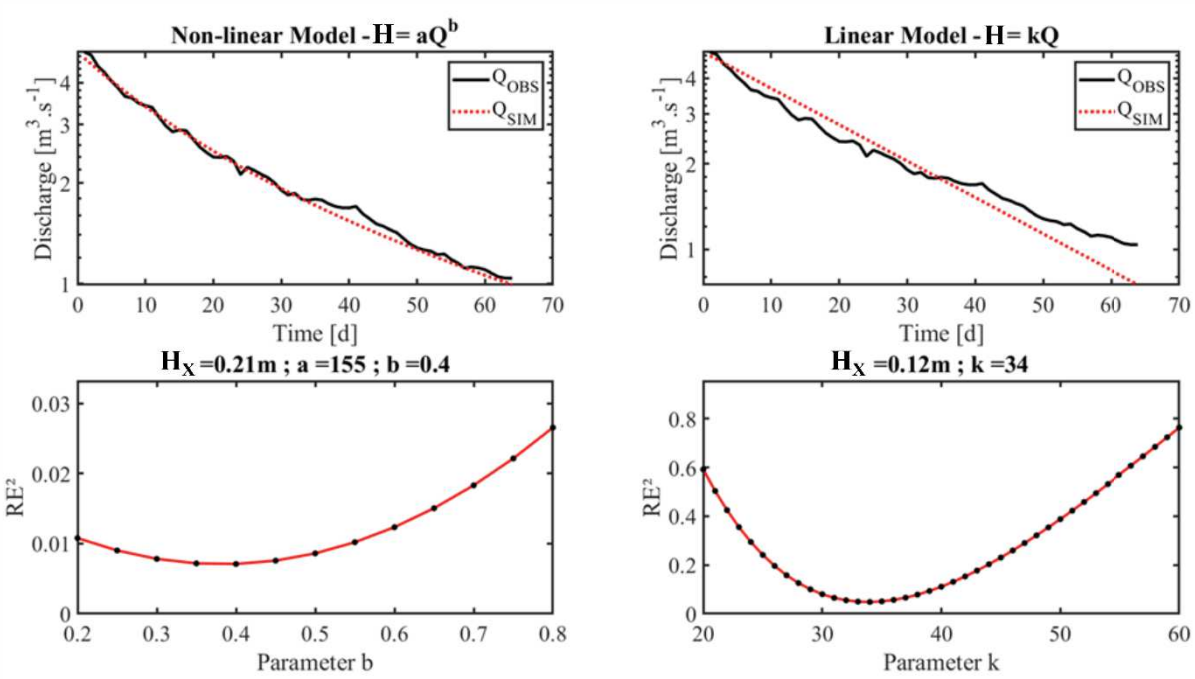


Figure A6.1. Comparaison des performances entre les calibrations du modèle à réservoir linéaire et du modèle à réservoir non linéaire pour la station S_3-Canabois sur la période de décrue de la période novembre-décembre 2017.

Les deux modèles ont tout d'abord été appliqués sur la décroissance principale de la station Canabois (S_3), le modèle non-linéaire est plus performant que le modèle linéaire. On obtient pour le modèle non linéaire un jeu optimal de paramètre $b = 0.4$; $a = 132$, aboutissant à une estimation de hauteur de réservoir maximale $H_X = 0.21$ m à partir du débit de base maximale observé à la fin de la deuxième saison humide.

Pour le modèle linéaire, on obtient $k = 34$ jours et $H_X = 0.12$.

On utilisera donc un paramètre $b = 0.4$ pour calculer les paramètres a et S des autres bassins étudiés. Le **Tableau A6.1** résume les valeurs de a, k ainsi que les valeurs de H_X correspondantes obtenues pour chacun des bassins étudiés.

Tableau A6.1. Paramètres a et S du réservoir non-linéaire pour chacun des bassins étudiés.

Bassins	a	Hx (m)
Nkomassi	114	0.15
EDG	85	0.11
Canabois	132	0.21
Ecopark	14	0.13
Angaa	153	0.18
Nsimalen	217	0.23

ANNEXE 7 : Critères de performance du modèle global horaire (Chapitre 9)

N° simulation	*Critere*	S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6
1a.	NS_D	0.50	0.26	0.84	0.63	-0.05	0.65
	NS_H	0.45	0.20	0.83	0.52	-0.07	0.63
	Ev	0.08	0.00	0.06	0.02	0.20	0.11
	R^2	0.82	0.87	0.93	0.82	0.81	0.92
1b.	NS_D	0.64	-0.48	0.85	-	-	0.53
	NS_H	0.57	-0.49	0.83	-	-	0.51
	Ev	-0.09	0.25	0.03	-	-	0.09
	R^2	0.80	0.66	0.91	-	-	0.85
2a.	NS_D	0.79	0.53	0.84	0.70	0.31	0.76
	NS_H	0.72	0.51	0.83	0.66	0.26	0.73
	Ev	0.10	0.01	0.03	0.14	0.22	-0.04
	R^2	0.87	0.87	0.92	0.84	0.82	0.89
2b.	NS_D	0.78	0.09	0.85	-	-	0.56
	NS_H	0.72	0.11	0.83	-	-	0.54
	Ev	-0.06	0.22	-0.05	-	-	-0.03
	R^2	0.85	0.72	0.91	-	-	0.82
3a.	NS_D	0.69	0.56	0.82	0.72	0.21	0.61
	NS_H	0.60	0.55	0.80	0.67	0.12	0.61
	Ev	0.15	0.01	0.05	0.09	0.24	0.17
	R^2	0.85	0.88	0.91	0.82	0.83	0.92
3b.	NS_D	0.79	0.05	0.85	-	-	0.57
	NS_H	0.71	0.07	0.83	-	-	0.56
	Ev	-0.04	0.21	0.03	-	-	0.13
	R^2	0.85	0.71	0.91	-	-	0.85
4a.	NS_D	0.69	0.56	0.82	0.72	0.21	0.62
	NS_H	0.59	0.54	0.80	0.67	0.12	0.61
	Ev	0.17	0.01	0.07	0.09	0.24	0.17
	R^2	0.85	0.88	0.91	0.82	0.83	0.92
4b.	*NSD*	0.80	0.06	0.85	-	-	0.58
	NSH	0.72	0.08	0.83	-	-	0.57
	Ev	-0.03	0.21	-0.02	-	-	0.13
	R^2	0.85	0.71	0.91	-	-	0.85
5a.	*NSD*	0.68	0.46	0.82	0.72	-0.48	0.09
	NSH	0.59	0.47	0.80	0.66	-0.44	0.10
	Ev	0.20	0.12	0.04	0.06	0.43	0.39
	R^2	0.85	0.87	0.90	0.82	0.81	0.91
5b.	*NSD*	0.81	-0.19	0.85	-	-	-0.25
	NSH	0.74	-0.11	0.83	-	-	-0.22
	Ev	0.00	0.35	-0.04	-	-	0.38
	R^2	0.86	0.73	0.91	-	-	0.84

Figure A7.1. Critères de performances du modèle global horaire (Chapitre 9).

ANNEXE 8 :

Mesures des vitesses de surfaces sur les tronçons (Chapitre 10)

Tableau A8.1. Mesures des vitesses pour trois tronçons de la partie canalisée de la rivière Mfoundi, pour quatre événements correspondant à des niveaux d'eau variés en rivière (voir localisation des tronçons en Chapitre 4).

Tronçons	Longueur (m)	Evènements	Hauteur référence (cm)	Vitesse de surface ($m.s^{-1}$)	Vitesse moyenne ($m.s^{-1}$)	Célérité ($m.s^{-1}$)
N°1	430	1	3	0.76	0.61	1.27
		2	17	1.00	0.80	1.68
		3	17.5	1.00	0.81	1.68
		4	22	1.16	0.93	1.94
N°2	250	1	6	1.56	1.56	2.60
		2	10	1.63	1.63	2.72
		3	10	1.58	1.58	2.63
		4	15	1.78	1.78	2.96
N°3	840	1	8	1.32	1.32	2.20
		2	11	1.48	1.48	2.47
		3	7	1.27	1.27	2.12
		4	16	1.67	1.67	2.8

ANNEXE 9 :

Valeurs de NDVI des sous-bassins inclus dans le modèle semi-distribué - (Chapitre 11)

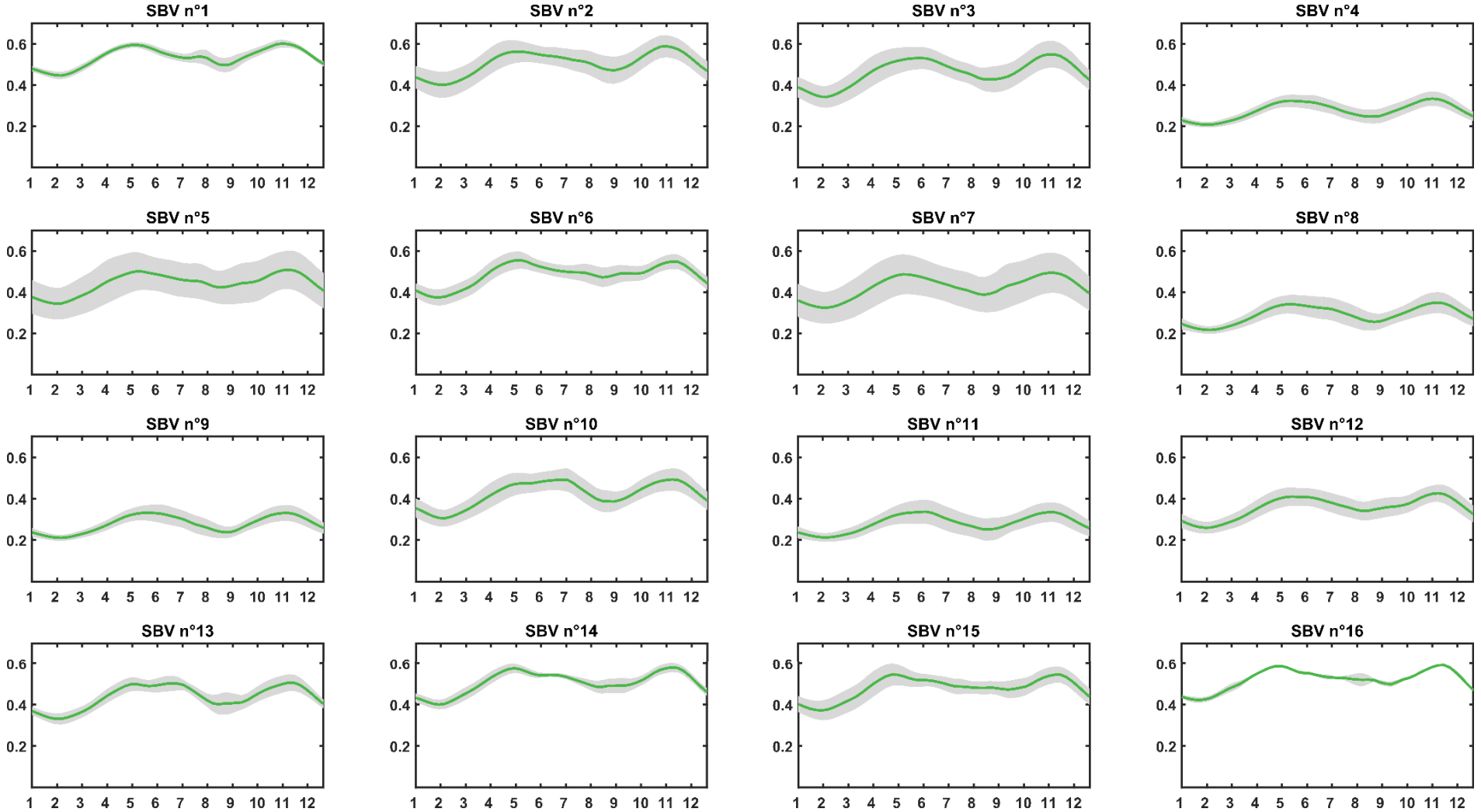


Figure A9.1. Valeurs hebdomadaires interannuelles (1999 - 2012) de l'indice de végétation NDVI (ESA-CCI-LA-NDVI).à l'échelle des 16 sous-bassins présentés en Chapitre 11.